

熱帶低頻變異數值模擬

涂建翊 余嘉裕

中國文化大學大氣科學系

摘要

本文利用 NCAR 提供之外逸長波輻射資料，分析熱帶地區降水之時空分佈特徵及傳播特性，並利用兩個大氣環流數值模式，CCM2 及 QTCM1，對熱帶降水之低頻特徵進行模擬，藉以瞭解模式們對熱帶地區降水空間分佈及降水傳播特徵的模擬能力。

透過資料分析顯示，熱帶地區之降水型態主要受到季節效應所主宰，呈南北反對稱分佈。然而，年際變異分量則受海溫所控制，沿赤道呈東、西向反對稱形式分佈。另外研究結果也顯示，中、東太平洋地區降水之變異幅度遠比西太平洋地區大。在數值模式模擬結果方面發現，QTCM1 對於降水空間分佈及年際變異之掌握能力皆相當良好，且能成功模擬出顯著聖嬰現象；CCM2 雖能成功模擬出季節效應分量，然而對於年際變異的掌握卻不如預期的好，有極大的改進空間。

一. 前言

熱帶大氣熱源的分佈對於大氣大尺度現象，包括季內振盪、季風環流、聖嬰現象以及大尺度環流等均具有極重要的影響。事實上，大氣和海洋界面存在著各種不同時間和空間尺度的交互作用（ENSO 即是一個顯著的例子），大氣透過底層的風應力（wind stress）來驅動海洋，而海洋則透過蒸發、可感熱及水汽的傳輸來改變整個大氣環流結構，透過這些複雜的過程使大氣和海洋彼此交換動量與熱量，進而相互影響。由於海洋運動時間尺度較長，對全球短期氣候變化而言有相當大的影響，故欲有效掌握短期氣候變化，加強瞭解海洋與大氣交互作用物理機制是其中最關鍵的一環。

近年來，已有相當多的學者投入相關性研究（Battisti 1988；Latif et al. 1990；Syu and Neelin 1995 等），發展大型的大氣與海洋耦合環流模式（CGCMs），目的無疑是希望透過這些模式來瞭解驅動 ENSO 現象的重要物理機制，以作為未來氣候預報模式的改進基礎。本研究透過數值模式模擬來探討熱帶低頻變異量之特性，並與觀測資料比較，以瞭解模式之能力與預測，以作為將來改進模式之基礎。

本文第二節將簡介研究所採用之資料及大氣環流數值模式；第三節討論實際降水與模式降水之時

空分佈差異；第四節探討模式對熱帶降水傳播之模擬情形；第五節則對本文作一總結。

二. 資料來源、研究方法與數值模式

2.1 資料來源與研究方法

本文採用美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research，簡稱 NCAR）提供之外逸長波輻射（簡稱 OLR）資料；時間自 1981 至 1994 年共十四年之日與月平均資料；資料空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯度；分析區域 $30^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}/100^\circ\text{E} - 60^\circ\text{W}$ 。

另外，本文採用氣象常用之經驗正交函數展開法（EOF）展開，藉以瞭解熱帶降水之時間-空間分佈情形。

2.2 數值模式

本文採用 NCAR 所發展之氣候模式第二版（Community Climate Model，簡稱 CCM2），及美國加州大學洛杉磯分校（UCLA）發展之準平衡熱帶大氣環流數值模式第一版（Quasi-Equilibrium Tropical Circulation Model，簡稱 QTCM1）。兩模式均含有相當完整的物理過程，包括積雲、輻射、地表通量、土壤、

海洋等物理參數化，最大差異在於 CCM2 考慮邊界層亂流參數化，然而 QTCM1 並沒有考慮。另外在單位 CPU 計算時間方面，QTCM1 僅需 CCM2 的二十分之一左右，因此就長時間氣候模擬而言，QTCM1 可說是一個相當經濟的大氣環流模式。關於兩模式之基本架構與差異，請參考 Hack et al (1994)、Neelin et al (1997) 以及表一之說明。

模式名稱	CCM2	QTCM
動力	波譜展開	有限差分
	2.8° x 2.8° 經緯度	5.625° x 3.75° 經緯度
垂直架構	有限差分	波譜展開
	採混和座標(十八層)	
方程	原始方程	原始方程
物理參數化	Hack(1994)	Batts-Miller(1986)
	濕對流調整、穩定降水、乾絕熱調整	僅考慮深對流
輻射參數化	Hack et al(1993)	Hashvanden et al(1987)
	考慮日變化、短波與長波輻射	考慮日變化、短波與長波輻射
邊界層參數化	Holtslag and Boville(1993)	未考慮
地表狀態	考慮複雜地表(植被、外觀、顏色)	考慮簡單地表
	氣候平均且每月更新	僅考慮海陸分佈差異
海溫	氣候平均且每月更新	氣候平均且每月更新
	重力波拖曳	未考慮
	地表能量交換	地表能量交換
CPU Ratio	20	1

表一: CCM2 與 QTCM1 模式之動力與物理架構比較表。

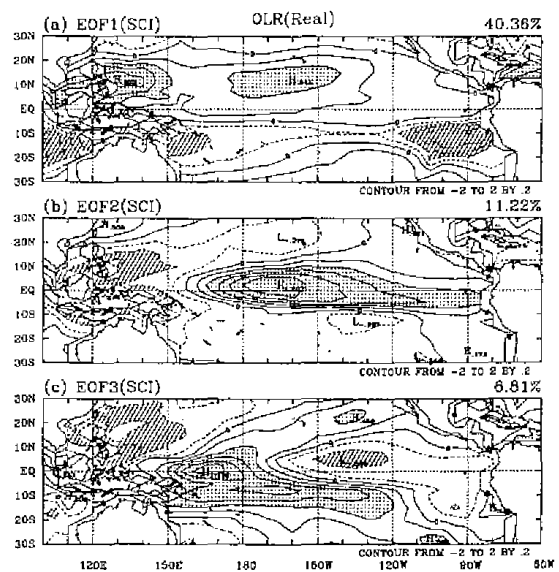
三. 降水時空分佈差異

有鑑於熱帶熱源的年際變異對全球短期氣候變化有相當顯著的影響，因此加強瞭解其時空分佈，對於我們掌握短期氣候變化將有相當大的幫助。在此本節透過模式模擬，利用氣象常用之經驗正交函數展開法展開，來瞭解模式對於熱帶降水空間分佈模擬能力。

3.1 實際觀測：

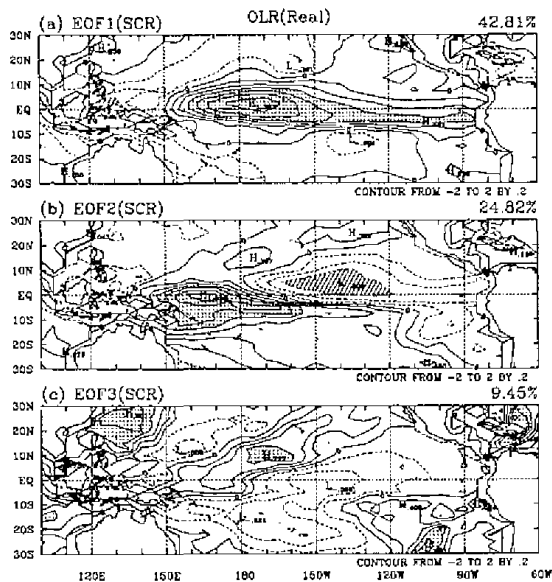
由於熱帶太平洋地區並沒有直接的降水觀測資料，大多透過外逸長波輻射 (OLR) 資料加以反演而得，為避免在反演過程中造成資料誤差，吾人利用原始 OLR 資料代替降水場，作為比較分析之基礎。圖一為利用月平均資料分析包含季節效應在內之降水空間分佈特性，由圖中我們可以發現 EOF1

解釋變異量為 40.36%，其空間分佈以赤道為中心，呈南、北反對稱形式分佈，此與降水季節性轉變，夏季集中在北半球、冬季集中在南半球之結果相當一致，顯見熱帶太平洋地區之降水主要仍由季節效應所主宰；EOF2 解釋變異量為 11.22%，主要降水呈東、西反對稱形式分佈，主要變異中心出現在 nino4 附近 (即赤道中、東太平洋地區)，因此 EOF2 所呈現出之結果應屬年際變異的分量；EOF3 解釋變異量 6.81%，主要變異中心出現在西太平洋及赤道中、東太平洋地區，我們認為其應為年際或更長週期變異分量。



圖一：熱帶地區包含季節效應之降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.4 的區域，斜線區為特徵向量小於 -0.4 的區域，等值線間距為 0.2。

若將季節效應去除，則所得之 EOF 值分佈應屬年際或更長週期變異分量。圖二之 EOF1 可解釋變異量為 42.81%，其空間分佈與未去除季節效應之 EOF2 分佈相當類似，主要變異中心位於 nino4 區；EOF2 解釋變異量為 24.82%，其空間分佈與未去除季節效應之 EOF3 相當接近，主中心均位於赤道中、東太平洋地區，呈東、西反對稱分佈；EOF3 解釋變異量只有 9.45%，主要呈東南、西北反對稱分佈。



圖二：熱帶地區去除季節效應之降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.6 的區域，斜線區則為特徵向量小於 -0.6 的區域，等值線間距為 0.2。

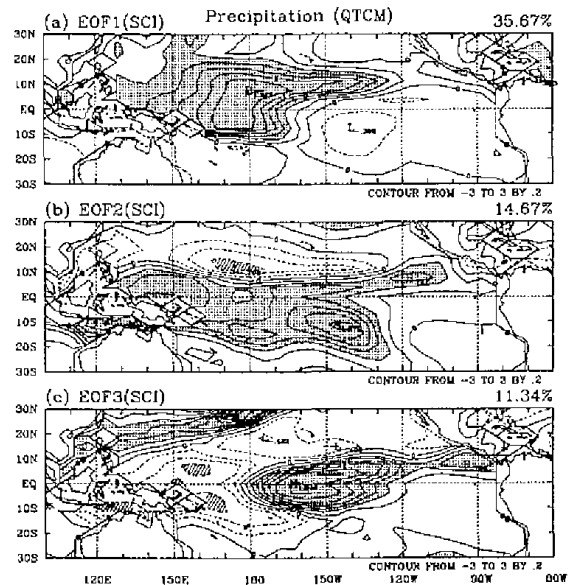
透過上述結果我們可以發現，熱帶降水的分佈主要仍由季節效應所主宰，而年際變異最顯著之區域則與 NOAA 所定義之海溫年際變異顯著區位置相當一致，顯見降水年際變異主要由海溫所控制。

3.2 QTCM1 模擬：

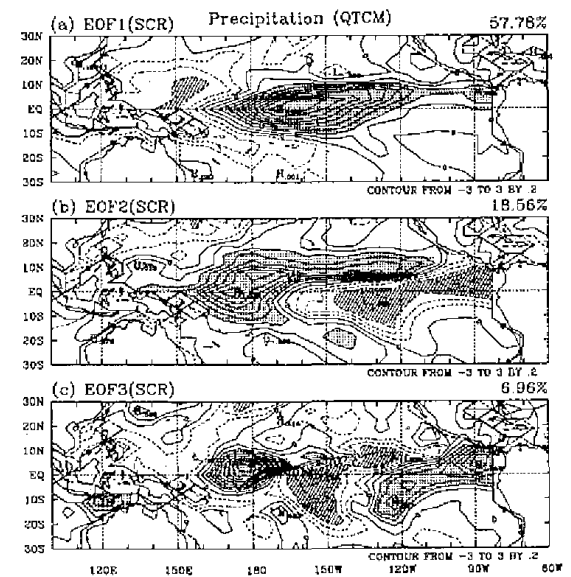
將 QTCM1 模擬所得之降水資料作 EOF 分析，圖三為包含季節效應之降水分佈圖，其中 EOF1 與 EOF2 之解釋變異量分別為 35.67% 及 14.67%，兩者之空間分佈皆呈南、北反對稱形式，此與實際觀測之 EOF1 分佈形式相同，因此我們認為兩者皆為季節效應所反映出來的結果；EOF3 之解釋變異量為 11.34%，其與實際觀測之 EOF3 分佈相當接近，主要變異中心皆有模擬出來。

將季節效應去除後，EOF1、EOF2 及 EOF3 之解釋變異量分別為 37.78%、18.56% 及 6.96%，由圖四可知，其空間分佈與實際所得之結果均相當接近，主要變異中心均成功的模擬出來，顯見 QTCM 對於熱帶降水年際變異之空間分佈掌握相當良好。

透過上述之模擬結果我們可以瞭解，QTCM1 不僅對於季節效應的掌握良好，同時對於年際變異的掌握亦相當不錯，主要變異中心均成功模擬出來。



圖三：QTCM1 模擬包含季節效應之熱帶地區降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.4 的區域，斜線區則為特徵向量小於 -0.6 的區域，等值線間距為 0.2。



圖四：QTCM1 模擬去除季節效應之熱帶地區降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.4 的區域，斜線區則為特徵向量小於 -0.6 的區域，等值線間距為 0.2。

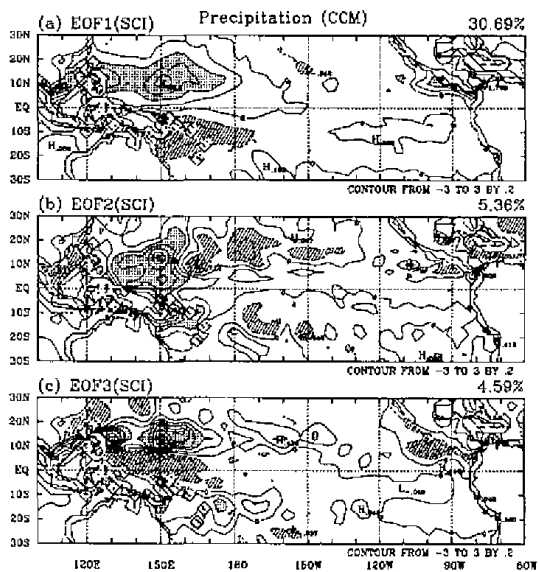
3.3 CCM2 模擬：

吾人利用 CCM2 模擬所得之降水資料作 EOF 分析，圖五為包含季節效應之 EOF 分佈圖，由圖中可以發現，EOF1 可解釋變異量為 30.69%，空間分

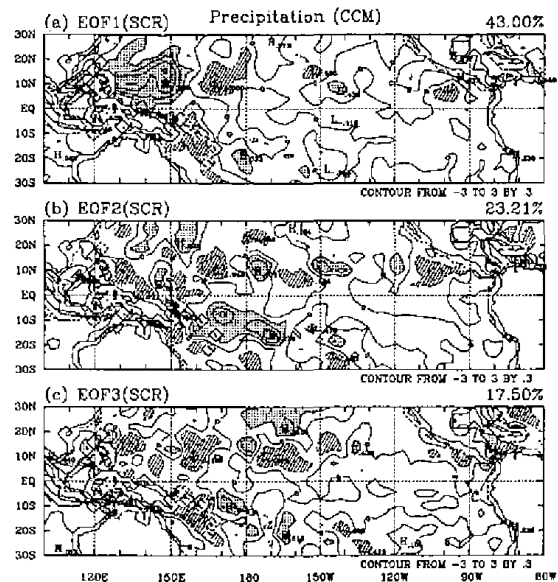
佈呈南北反對稱形式，此與實際觀測所得之空間分佈形式相當一致，顯見 CCM2 對於季節效應的掌握能力良好。EOF2 與 EOF3 之解釋變異量分別為 5.36% 及 4.59%，主要變異中心則與實際有較大的差異。

圖六為去除季節效應之 EOF 分佈圖，其 EOF1、EOF2 及 EOF3 之解釋變異量分別為 43.0%、23.21% 及 17.5%，由圖中可以發現，其對於熱帶降水年際變異之空間分佈模擬較沒有組織化，所得結果與實際之差異較大，我們認為此與模式採用氣候平均海溫值作為下邊界條件有相當密切的關係。

透過上面的討論我們可以發現，CCM2 對於年際變異的空間分佈掌握較 QTCM1 差，主要原因在於 CCM2 採用海溫氣候平均值作為下邊界條件，因此雖可成功模擬出季節效應，然而年際變異的訊號卻難以顯現出來。QTCM1 對於年際變異的空間分佈掌握相當良好，主要的變異中心均成功模擬出來。



圖五：CCM2 模擬包含季節效應之熱帶地區降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.4 的區域，斜線區則為特徵向量小於 0.2 的區域，等值線間距為 0.2。



圖六：CCM2 模擬去除季節效應之熱帶地區降水時空分佈圖。由上至下分別為 EOF1、EOF2 及 EOF3 之分佈情形，打點區為特徵向量大於 0.3 的區域，斜線區則為特徵向量小於 0.3 的區域，等值線間距為 0.3。

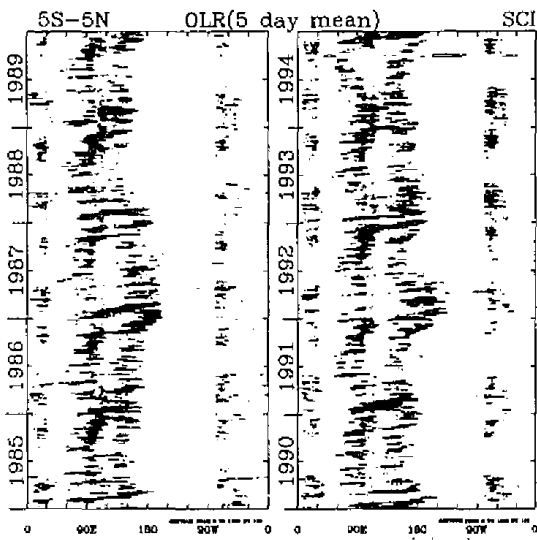
四. 降水傳播特徵分析

為瞭解熱帶降水傳播特性及模式對降水傳播之掌握情形，我們特別分析了南北緯 5 度之赤道帶緯圈降水時間序列，藉由實際觀測與模式模擬的比對，以進一步瞭解模式對熱帶降水傳播之模擬能力。

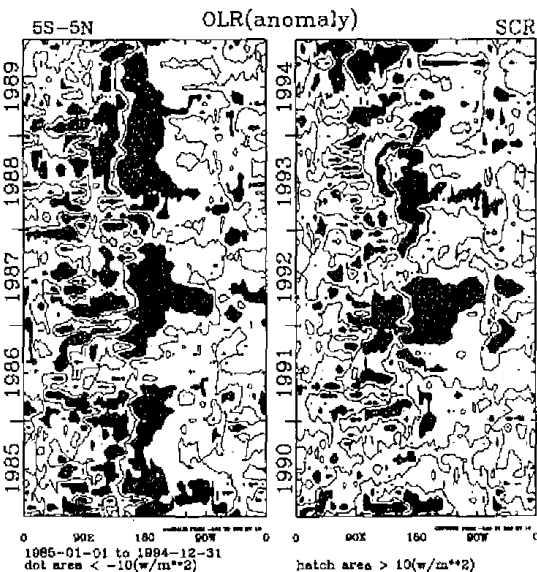
4.1 實際觀測：

我們將 NCAR 提供之原始五日平均 OLR 資料作成時間序列圖，由圖七我們發現，熱帶地區之降水以波數一為主，傳播方向主要向東，此主要乃受凱爾文波 (Kelvin wave) 作用所致，估算其運動週期約為 30 至 60 天，此即熱帶之季內振盪 (Madden-Julian Oscillation) 現象。另外我們亦發現，在顯著聖嬰現象發生時，降水可向東傳播至較遠的地方，甚至超過換日線，但相速 (phase speed) 較慢，主要是因降水導致濕凱爾文波 (moist Kelvin wave) 移速減緩所致 (Yu and Neelin 1997)。若將季節效應去除，則僅剩年際變異的訊號存在，由圖八可知，赤道地區之降水有相當顯著的年際變異，其以太平洋地區為主，呈東、西異相位分佈，亦即當東太平洋地區降水增加時，西太平洋地區降水將減少，其中以中、東太平洋地區之變異幅度最大，且振幅遠大於西太平洋地區。另外我們亦發現，降水年際變異訊號與

ENSO 訊號相當一致，顯見赤道帶降水年際變異主要受海溫主宰。



圖七：熱帶緯圈 (5S-5N) 五日平均降水時間序列圖。資料時間自 1985 至 1994 年共十年。打點區為 OLR 值小於 $220 \text{ (W/m}^2\text{)}$ 的區域。

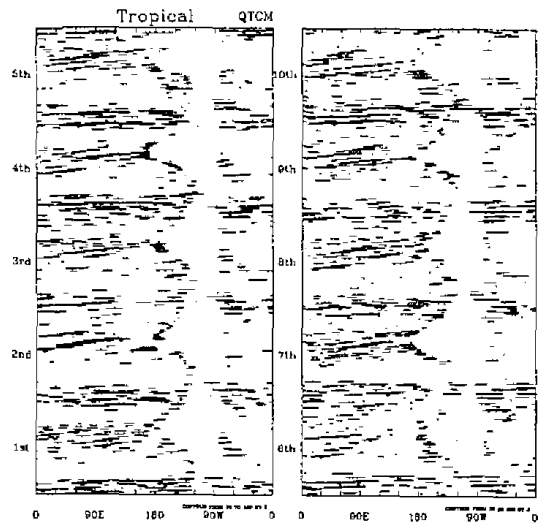


圖八：熱帶緯圈 (5S-5N) 月平均距平值降水時間序列圖。打點區為 OLR 距平值小於 $-10 \text{ (W/m}^2\text{)}$ 的區域。打斜線區為 OLR 距平值大於 $10 \text{ (W/m}^2\text{)}$ 的區域。

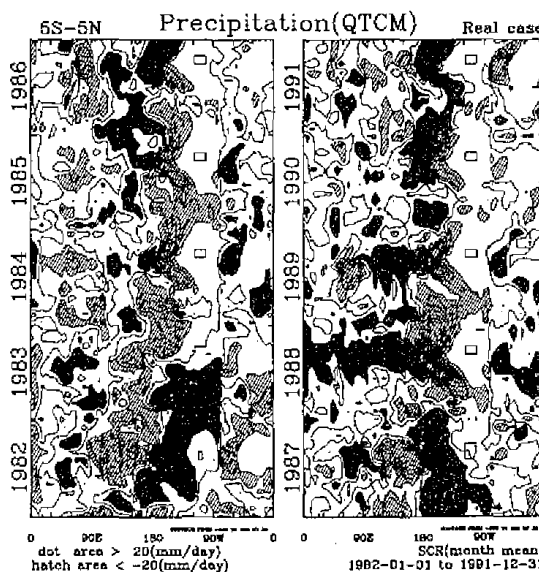
4.2 QTCM1 模擬：

由圖九可知，QTCM1 對於熱帶主要降水區及降水東傳特性之模擬均相當成功，唯位置較實際偏東，約略估算其運動週期約為 30 天，此比實際觀測所得之週期短。若將季節效應去除（圖十）則可發現，模式對於熱帶降水年際變異特徵的模擬相當

良好，且幾個顯著之 ENSO 事件均成功模擬出來，如 82/83、86/87、91/92 等，只是降水中心較實際偏東。整體而言，模式對於熱帶降水傳播之模擬結果相當良好。



圖九：QTCM1 模擬熱帶緯圈 (5S-5N) 五日平均降水時間序列圖。打點區為降水量大於 30 (mm/day) 的區域。

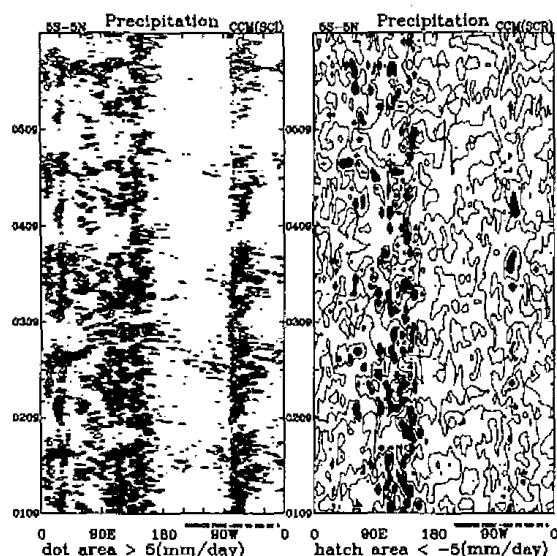


圖十：QTCM1 模擬實際熱帶緯圈 (5S-5N) 月平均距平值降水時間序列圖。模擬時間自 1982 至 1991 年共十年。打點區為降水量距平值大於 20 (mm/day) 的區域。打斜線區為降水量距平值小於 -20 (mm/day) 的區域。

4.3 CCM2 模擬：

圖十一為 CCM2 對於降水傳播之模擬情形，由圖中可知，該模式所得之降水主要以波數三為主，傳播方向有東向及西向兩種，但並不十分顯著，其

相速亦較實際小，此可能與傳統濕對流調整法易產生網格點風暴，進而導致濕凱爾文波移動減緩有密切的關係(Yu and Neelin, 1994)。去除季節效應後可發現(圖十一)，雖然亦有年際變異的訊號存在，但並不十分顯著，吾人認為，此可能與下邊界條件採用氣候平均之海溫資料有密切關係。



圖十一：CCM2 模擬熱帶緯圈(5S-5N)降水時間序列圖。左邊為包含季節效應之分布圖，右邊為去除季節效應之分布圖。打點區為降水量距平值大於5 (mm/day) 的區域。斜線區為降水量距平值小於-5 (mm/day) 的區域。

五. 總結與討論

熱帶大氣與海洋存在有相當複雜的交互作用為改進大氣環流模式對熱帶大氣之模擬能力，以作為將來海氣耦合模式的基準，因此，吾人希望透過此次的模擬，來加強瞭解模式對於熱帶降水空間分佈及傳播特徵之模擬情形。

透過上述結果我們知道，熱帶太平洋地區之降水分佈主要受季節效應所主宰，而去除季節效應所得之空間分佈則與海溫年際變異之空間分佈位置相當一致，顯見降水年際變異主要由海溫所控制。另外，東、西太平洋之降水有相當顯著之異相位存在，東太平洋地區之變異振幅遠較西太平洋地區大。降水傳播亦受 ENSO 事件影響，ENSO 年時降水可傳播至較遠的地區，但相速相對而言較慢。在數值模擬方面，QTCM 對於熱帶降水之年際變異掌握，不管是空間分佈或降水傳播均相當良好，而 CCM2 對於年際方面的掌握就不如 QTCM1 了。

誌謝：

作者感謝國科會副熱帶資料庫提供研究所需資料。本研究由國科會計畫 NSC-87-2111-M-034-001 資助所完成，所需計算機資源由文化大學大氣科學系提供。

參考文獻：

- Battisti, D. S., 1988: The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889-2919.
- Hack, J. J., and co-authors, 1993: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). NCAR Technical Note, 108pp.
- Latif, M., J. Bjercamp, H. V. Storch, M. J. McPhaden, and E. Kirk, 1990: Simulation of ENSO related surface wind anomalies with an atmospheric GCM forced by observed SST. *J. Climate*, **3**, 509-521.,
- Neelin, J.-D. and co authors, 1997: The Neelin-Zeng Quasi-Equilibrium Tropical Circulation Model version 2.0. UCLA Technical Note.
- Syu, H.-H., and J. D. Neelin, 1995: Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM. *J. Climate*, **8**, 2121-2143.
- Yu J.-Y. and J. D. Neelin, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment and the Madden-Julian Oscillation. Part II: Numerical Results, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1895-1914.
- Yu J.-Y. and J. D. Neelin, 1997: Analytic approximations for moist convectively adjusted regions. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1054-1063.

Numerical Simulation of the Tropical Low-Frequency Variability

Jien-Yi Tu and Jia-Yuh Yu
Department of Atmospheric Sciences
Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

Abstract

Distribution of tropical atmospheric heat source has great impact on many large-scale features of tropical atmosphere, including the intraseasonal oscillation, Monsoon circulation, and the El Nino/Southern Oscillation. In this study, we use a popular general circulation model, the NCAR CCM, along with a simpler model, the UCLA QTCM, to simulate the low-frequency characteristics of the tropical atmosphere. In particular, phenomena with time scale of intraseasonal and interannual variability will be emphasized.

Our results indicate that interaction between cumulus scale and its large-scale environment plays an important role in maintaining the tropical low-frequency variability. An appropriate representation of the above process is the key of successful simulation. By using a convective quasi-equilibrium scheme to parameterize the moist processes, the UCLA QTCM, even with simpler physics, performs better than the NCAR CCM in reproducing the intraseasonal and interannual variability of the tropical atmosphere.

Key words: intraseasonal oscillation, El Nino/Southern Oscillation, interannual variability