

ENSO對東亞季風區氣候的影響—CCM3的AMIP2模擬

曾仁佑和鄭凱天

中央大學 大氣科學系

摘要

本研究使用NCAR CCM3進行AMIP式之氣候模擬，來探討ENSO事件對東亞季風區氣候之影響。模擬使用NCEP之OI-SST當做下邊界條件。模式之解析度為T42，大約300公里之網格間距，模擬時間為1979-2003。此段期間涵蓋了四次的El Nino事件及四次的La Nino事件，但分析過程只選擇其中之各三次事件。

分析中將探討CCM3是否能夠模擬到這些事件及伴隨這些事件之幾個主要大氣環流特徵，特別是要探討PNA及WNP等遙相關模之特徵與動力機制。另外也討論了造成歐亞大陸冬季積雪量變化之可能原因。

關鍵詞：東亞夏季季風，AMIP 模擬，PNA及WNP 遙相關，聖嬰現象

一、前言

季風影響了全球超過60%人口的日常生活，特別是南亞及東亞地區；而其最主要之影響因子就是降水的年際變化。在印度地區之夏季季風（六~九月）降水量約佔其全年降水量之80%，而東亞地區之夏季季風降水量雖然不至於這麼高，但也佔了大約60%強之年降水量。在這短短的幾個月中，要降下這麼多的雨，以提供此地區之主要水資源。所以，若降水過多或過度集中，則會引起嚴重之水災；反之，若降水偏少，又會造成嚴重之乾旱。因此，了解季風降水的年際變化的重要性，就不言而喻了。

從經濟與民生的觀點來看，東亞季風不但直接衝擊著本區人民的生計，也經由其他管道（如糧食生產及國際貿易等）影響到全球。台灣正好位於此季風區內，受季風影響的程度更是深遠。然而東亞季風由於其地理位置、地形與海陸分佈的特殊與複雜，加上鄰近廣大溫暖的海洋（西太平洋、南海及印度洋）及南洋之熱帶雨林提供了無限的水汽，造成了旺盛的對流及大量的潛熱釋放，使得其變異性比印度季風更加複雜。

由過去的文獻報告得知亞洲—澳洲

（亞澳）季風與全球尺度的氣候系統（如ENSO）互為因果。一方面ENSO會影響季風的特性及強弱（Shukla and Paolino, 1983; Nicholls, 1989; Li, 1990）。另一方面，氣候學家也發現東亞之季風年際變化乃是影響赤道太平洋海溫變化（ENSO）之主要原因之一（Yasunari, 1990, 1991; Webster and Yang, 1992; Lau and Yang, 1996）。尤有進者，尚有不少研究指出，亞澳季風還會影響到季風區以外的地區，如北美季風區（Yasunari and Seki, 1992; Lau, 1992）。因此亞澳季風的問題並不是亞洲的區域氣候問題，更是全球氣候的問題。

東亞季風除了與ENSO系統和中緯度天氣系統有著密不可分之交互作用外，還有長期的準兩年週期(QBO)、年際變化及旬年際變化，以及較短期的半年週期、季內振盪(MJO)等低頻擾動，甚至還有10~20天的擾動（如Krishnamurti, 1985; Chen et al., 1988; and Chen and Chen, 1995）；這些不同時間尺度的氣候/天氣系統彼此之間又有非線性的交互作用。另外不只較低頻擾動之氣候變化系統，連高頻的綜觀尺度天氣系統也受到緩慢變化的邊界條件（如海面溫度，陸地積雪、植被變化及熱帶地區其他因子）的影響，使得對季風的預報更加的困難。

經由過去TOGA (Tropical Ocean-global Atmosphere)的十多年觀測資料，使吾人對決定季風結構的基礎物理過程和影響季風的外在過程有了更深入的了解。但不可諱言的，在這段期間裡我們對季風變異性的預報並沒有很大的進展。對季風的預報還是停留在過去幾十年前即已發展出來的經驗統計方法。話雖然如此，但科學界卻有更充分的信心，相信在不久的將來能做出更好的定量預報。最主要的理由是我們有更好的全球觀測資料及超過四十年持續不斷的重新分析資料，使得吾人對全球尺度的季風系統可以更清楚也更深入的了解其物理與動力過程（Webster et al., 1998）。

東亞季風有多尺度交互作用及其變異的特性，但以前之研究大多著重在較長之時間尺

度(如 MJO 以上),但最近吾人之 CCM 模擬結果發現(Tzeng and Lee, 2001),歐亞大陸多雪年的春到初夏(3-6月),在四川及西南窩附近之綜觀尺度擾動也特別活躍。這與1998年造成長江流域的洪泛的天氣型態有許多共通處。由於此時期之降水系統主要是由中/低緯度綜觀尺度系統交互作用所主宰,所以降水的年際變化也受到綜觀尺度擾動年際變化的影響,此即為本研究之主要課題。

二、研究方法

本研究計畫之研究方法包括兩部份:觀測資料之分析與模式之 AMIP2 式模擬。分析之資料包括 NCEP/NCAR-40 和模式模擬之結果。

機制模擬包含兩組 AMIP2 模擬,分別為使用月/週平均 SST 為下邊界條件之模擬。使用之模式為 NCAR 之 CCM3.6 版。目前這個版本之模式可以在 LINUX 的 PC 上執行,所以使用的成本(經費)較為經濟。至於模式之特性與架構,由於 NCAR 之 CCM 或更新之 CAM 是一相當普遍之模式,在中央大學也有多年的使用經驗(如曾,1995 and 1994;及 Tzeng et al., 1994 and 1992; Tzeng and Lee, 2001 等),所以在此不再加以贅述,只將其物理特徵做一簡明扼要之描述。若需進一步資料,可參考 NCAR 之技術報告或網頁(Hack et al., 1993; Kiehl et al., 1996; Kluzek et al., 1998; <http://www.cesm.ucar.edu/models/atm-cam/Users Guide/>)。

NCAR 的 CCM 為一全球性的譜模式,其 T42 之水平解析度為 2.81 度緯度 X 2.8125 度經度,大約是 300 公里的水平網格。其垂直方向有 18 層,為混合的 P 與 σ 座標上($\sigma = P/P_s$)(Simmons and Struving, 1981),其中下面的十二層在對流層內,另外的六層在平流層及以上(最上面的五層是在等壓面上),這種垂直座標特別加強了近地面及對流層頂以上的垂直解析度。

模式中海水表面溫度(SST)及海冰分布是採用氣候月平均值且在每個月的月中更新一次,不過亦可改用實際之月平均或週平均海溫資料以進行 AMIP 式之模擬。地表的溫度則由地表能量平衡方程式對土壤、雪地、及海冰做計算所得之預報值,在 CCM3

中則以 Bonan (1996) 的地表模式(land surface model)加以耦合。海冰的厚度固定為二米厚,但雪的厚度及覆蓋面積則隨時間而變,但仍受氣候值所控制。季節的變化則由海水溫度的季節變化及太陽入射角度的改變來控制。在 CCM1 中沒有日夜的變化,但在 CCM2 以後已經被加入。日夜變化對夜間的地面溫度及表面層之穩定度有較大的作用,但這對高緯地區的影響極小(Herman and Goody, 1976)。

一般譜模式由於截斷誤差的關係,會讓全為正的場(如水汽與地形等)產生負值(Gibbs phenomenon),這是不合物理的。因此,為了消除這些虛有的值,NCAR 使用一個正值水汽修正的方法在 CCM1 上。這種人為的水汽輸送/調節過程,當然會影響整個模式的運轉,最明顯的地區當然是出現在水汽負值最頻繁的地區,如沙漠及極區等;這將造成模式的雲及降水在這些地區有極大的誤差(曾,1994)。因此自 CCM2 起為了避免上述的誤差,改用所謂的 semi-Lagrangian 法來傳送水汽、雲水滴、及化學物質等(Williamson and Rasch, 1994)。此法保證不會有負值產生,但因其有形狀守恆則總值不守恆或總值守恆則形狀不守恆之特性,所以仍有一些缺點存在(曾,1994 及 Tzeng et al., 1994),但整體而言已經比 CCM1 的結果好了相當多(Williamson et al., 1996)。

自 CCM2 起對雲與輻射的參數化過程基本上是採用 delta-Eddington 的方法(Briegleb, 1992),此法強化了長波、短波、及不同吸收氣體(H_2O , O_3 , O_2 , CO_2 , ... 等等)的各別作用。模式中 O_3 之混合比與 SST 一樣可採用氣候月平均值或真實之月平均值來進行模擬,並且都在每月之月中更新;不同的是臭氧的分佈為垂直 23 層,且只隨緯度變化而不隨經度變化。至於二氧化碳濃度則假設為全球混合均勻,且固定為 355 ppm(CCM3),大約當今之全球平均值,對於二氧化碳濃度變化所造成之氣候變遷模擬可直接改變此參數。

另外對雲的參數化則採用 Slingo (1987)的診斷方法,雲的形成與相對溼度,垂直速度,大氣穩定度,及對流性降水速率有關。模式中可有三種雲存在,對流雲,層

雲及海洋上的低層雲；模式的最底下一層及最上面兩層設定為沒有雲。模式中雲滴的有效半徑是固定為 $10\mu\text{m}$ ，大約是海上層積雲雲滴之大小，經過分析證明這個值在陸地上是偏大了，這會直接影響地面短波輻射之強度（太強），進而造成熱力與動力場之誤差 (Hack, 1994)。不過這個問題已在 CCM3 中被更正了。CCM2/3 的雲與輻射參數化過程比 CCM1 複雜很多，然而這些複雜的改變不儘然會讓 CCM2 模擬出更好的結果來（曾，1994）。CCM2 也將行星邊界層的參數考慮進來，這使低層的層雲及近地面之能量與海-氣交換之研究能更真實些。

本研究使用 CCM3.6 版模式進行機制模擬。機制的模擬包含兩組不同海溫（月平均與週平均）之 AMIP2 模擬。

這些模擬之結果除了可以用來探討東亞季風降水的年際變化及綜觀尺度擾動的年際變化的機制外，尚可比較兩組模擬結果，以探討受大氣影響之 SST（週平均 SST）如何再回饋到大氣中。這些資料主要是要用來探討那些大氣的系統，是受到較高頻 SST 變化的影響。此種模擬的過程有點類似 Lau and Nath (1996) 之大氣橋 (atmospheric bridge) 的做法，但簡化為只用大氣環流模式，而非與 mixing-layer model 耦合之複雜模擬方式。

兩組 AMIP2 式之模擬結果亦要用來研究 ENSO 對東亞季風之影響，以增進瞭解不同海洋對東亞降水年際變化的相對影響，進而可增進瞭解影響台灣旱澇的主要氣候因子。

分析的方法主要是做合成分析，即分別挑選模擬期間之聖嬰 (El Nino) 三個事件 (82/83, 91/92, 97/98 年) 及反聖嬰 (La Nino) 三個事件 (88/89, 95/96, 98/99 年) (圖 1) 做合成，然後再分別對觀測資料與模擬結果的合成場及差異場做分析與比較，以探討模式的模擬結果與動力過程。

三、結果討論

在此我們首先分析模式模擬之聖嬰年與反聖嬰年之特徵以及兩者之差異，同時要與觀測資料之分析結果做比較。

過去有許多研究由觀測的資料中，發現在聖嬰年，自北太平洋到北美間有一明顯且

強化之波列結構，稱為 PNA (Pacific-North America) 遙相關模。這是由於赤道東太平洋海水的異常加熱作用，發展出強的深對流，使得 PNA 模的垂直範圍可以由地面延伸到對流層頂，並以 Rossby 波之型式向外傳遞。

至於在西太平洋到東亞大陸這邊，由於系統較複雜，較難找出明確之遙相關模。最近 Wang et al, (2000) 在找尋 ENSO 對東亞地區環流之影響時發現，在 ENSO 期間（自前一年的秋季到下一年的初夏）在西北太平洋到東亞一帶，有一組僅出現在中下對流層之遙相關模，簡稱為 WNP (western North Pacific) 模。此遙相關模的主要特徵為日本東邊外海到菲律賓海之反氣旋性差異場及東亞大陸之氣旋性差異場。由菲律賓海到東亞陸地之波列主要是受到東亞冬季季風或西伯利亞高壓減弱所造成，不過作者並未說明為何 ENSO 事件會造成東亞冬季季風之減弱。

另外在日本東方外海之反氣旋性差異場，雖然 Wang et al, (2000) 亦認為是只有在中下對流層才比較明顯，但從 1980 年後觀測資料分析的幾個聖嬰/反聖嬰事件的合成場中發現，這個差異場明顯的出現在上對流層，且其偏差的強度高度的增加而增大 (圖 2)。

CCM3 之模擬結果發現，模式不論使用月平均海溫或週平均海溫來做邊界強迫力，均能捕捉到前面所討論之兩個主要遙相關模 (PNA 和 WNP)，因此以下之討論均以月平均海溫之模擬結果為主 (圖 3)。模式中也可明顯發現在聖嬰事件期間，在北太平洋到北美一帶有一自下對流層延伸到上對流層之波列結構 (PNA)。比較圖 3 與圖 2，可以發現 PNA 的強度與位置都模擬得很好。

而在菲律賓海到東亞陸地之另一組波列結構也只有在中下對流層出現，很明顯的這個差異場是受到西伯利亞高壓減弱的影響。而在其上方之環流系統（東亞主槽和其伴隨之脊）亦相對的減弱了。使得了冷空氣無法大量的向南平移，偏向於向來傳遞，這樣會造成副熱帶地區之沿岸地區及洋面上之斜壓擾動減弱，但在中緯度地區和青藏高原及其北麓一帶地區之斜壓擾動反而會更頻繁。這樣的一系列過程，接著可能會造成在這些地區之冬季降水（下雪）增多，進而

影響到下一年春夏季季風之發展與強度 (Vernekar et al., 1995; Tzeng and Lee, 2001)。有關這部份的推論，則有待進一步的分析與模擬來釐清其因果關係。

至於在日本東方外海之反氣旋性差異場，也與觀測場一樣，存在於整個對流層中，且其強度隨高度之增加而增強。明顯的這是受到中上對流層槽在聖嬰期間反而減弱，但其中心位置則向東偏的影響(無圖)。比較聖嬰年與反聖嬰年之阿留申低壓位置與強度，發現在聖嬰年之位置偏東及北，但強度增強，導致在原來氣候平均位置上出現一反氣旋性之差異場。

四、結論

本研究使用 NCAR CCM3 進行 AMIP2 式之氣候模擬，來探討 ENSO 事件對東亞季風區氣候之影響。模擬期間自 1979 到 2003 年，此段期間涵蓋了四次的 El Nino 事件及四次的 La Nino 事件，但分析過程只選擇其中各三次較具代表性的事件。

分析過程首先探討了 CCM3 是否能夠正確模擬到這些事件及伴隨這些事件之幾個主要大氣環流特徵，特別是要探討 PNA 及 WNP 等遙相關模之特徵與動力機制。結果發現，CCM3 模式除了可以正確模擬到海溫變化對大氣環流與氣候特性之影響外，也發現到這些特徵其實並不僅存在於中下對流層，而是與中上對流層之環流系統相結合在一起。

模式可以正確的模擬出 PNA 的遙相關模，包括其位置及強度。至於 WNP 之遙相關模也能掌握到。

分析中我們也發現在日本東方外海之反氣旋差異場，其實是從下對流層一直延伸到上對流層，而不是如 Wang et al. (2000) 所強調的僅出現在中下對流層。這個反氣旋差異場主要是反應阿留申低壓及上層東亞主槽位置之變化(向東且集中在北部)。這個變化隱含著東亞地區在聖嬰年冬季之斜壓擾動可能比較集中在中高緯度區，使得歐亞大陸冬季之降雪因而增加。不過這個推論仍有待進一步之研究與探討，這個部份將是我們按下去的研究重點之一。

誌謝 本研究在國科會計劃 NSC91

-2621-Z-008-00 和 NSC91-2111-M-008-006 贊助下完成。

參考文獻

- 曾仁佑, 1994: 美國國家大氣研究中心 (NCAR) 之 CCM1 與 CCM2 的比較。83 年天氣分析與預報研討會論文彙編, 209-214。中央氣象局, 台灣台北。(NSC84-2621-M-008-012)
- 曾仁佑, 1995: 氣候變遷模式之發展與研究。八十四年度國科會環發計畫成果發表會, 國科會環發會, 台灣台北。(NSC84-2621-M-008-012)
- Bonan, G.B., 1996: *A Land Surface Model (LSM version 1.0) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies*. Technical Description and User Guide, NCAR Technical Note/TN-417+STR, Boulder, Colorado.
- Briegleb, B.P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603-7612.
- Chen, T.-C., and J.-M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2328.
- Chen, T.-C., R.-Y. Tzeng, and M.-C. Yen, 1988: Development and life cycle of the Indian monsoon: Effect of the 30-50 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2184-2199.
- Hack, J.J., 1994: Parameterization of moist convection in the NCAR community climate model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551-5568.
- 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, 108pp.
- Herman, G.F., and R. Goody, 1976: Formation and persistence of summertime Arctic stratus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1537-1553.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, B.P. Briegleb, D.L. Williamson, P.J. Rasch, 1996: Description of the NCAR community climate model

- (CCM3). NCAR Tech. Note. NCAR/TN-420+STR, 158pp.
- Kluzek, E.B., J. Olson, J.M. Rosinski, J.E. Truesdale, and M. Vertenstein, 1998: User's Guide to NCAR CCM3.6. NCAR Tech. Note. NCAR/TN-421+STR, 158pp.
- Krishnamurti, T.N., 1985: Summer monsoon experiment, A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1626.
- Lau, K.-M., 1992: East Asian summer monsoon variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc., Japan*, **70**, 211-242.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1996: The Asian monsoon and the predictability of the tropical ocean-atmosphere system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 945-957.
- Lau, N.-C., and M.J. Nath, 1996: The role of the "Atmospheric Bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, **9**, 2036-2057.
- Li, C., 1990: Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. *Adv. Atmos. Sci.*, **7**, 36-46.
- Nicholls, N., 1989: Sea surface temperature and Australian winter rainfall. *J. Climate*, **2**, 965-973.
- Shukla, J. and D. Paolino, 1983: the southern oscillation and the long-range forecasting of monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1830-1837.
- Tzeng, R.-Y., D.H. Bromwich, and T.R. Parish, 1992: Present-day Antarctic climatology of the NCAR CCM1. *J. Climate*, **6**, 205-226.
- Tzeng, R.-Y., D.H. Bromwich, T.T. parish, and B. Chen, 1994: NCAR CCM2 simulation of the modern Antarctic climate. *J. Geophys. Res.*, **99**, 23131-23148.
- Tzeng, R.-Y., and Y.-H. Lee, 2001: The effects of land-surface characteristics on the East Asian summer monsoon. *Climate Dynamics*; **17**, 317-326.
- Vernekar, AD, J. Zhou, J. Shukla, 1995: The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J. Climate*, **8**, 248-266.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *J. Climate.*, **13**, 1517-1536.
- Webster, P.J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Sensitive interactive systems. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.
- Webster, P.J., V.O. Mafana, T.N. Palmer, J. Shukla, R.A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103(C7)**, 14451-14510.
- Williamson, D.L., and P.J. Rasch, 1994: Water vapor transport in the NCAR CCM2. *Tellus*, **46A**, 34-51.
- Williamson, D.L., D.H. Bromwich, and R.-Y. Tzeng, 1996: Further discussion on simulation of the modern Arctic climate by the NCAR CCM1. *J. Climate*, **9**, 1669-1672.
- Yasunari, T., 1990: Impact of the Indian monsoon on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Pacific. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 29-41.
- Yasunari, T., 1991: "The monsoon year"-a new concept of the climate year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1331-1338.
- Yasunari, T., and Y. Seki, 1992: The role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177-189.

圖表

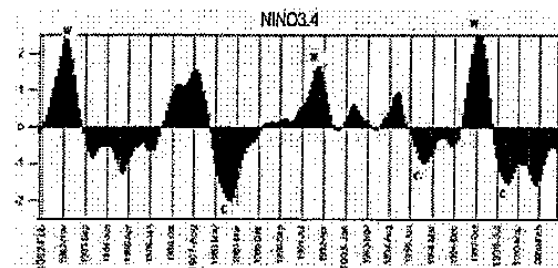


圖 1. NINO3.4 之海水溫度偏差值。
暖事件：82/83，91/92，97/98；
冷事件：88/89，95/96，98/99。

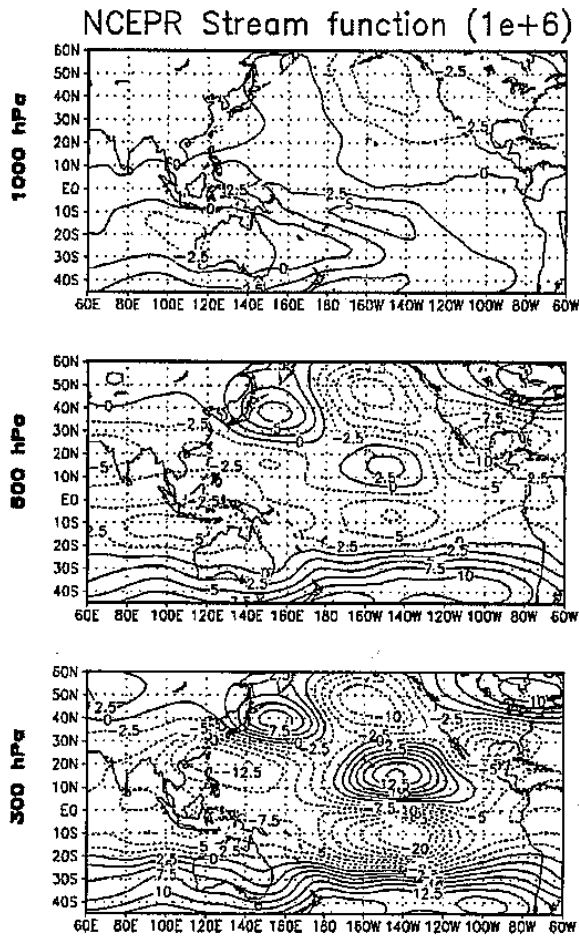


圖2、NCEP重新分析在(聖嬰年-反聖嬰年)合成之冬季(DJF)平均1000,500,300hPa面上之流函數。

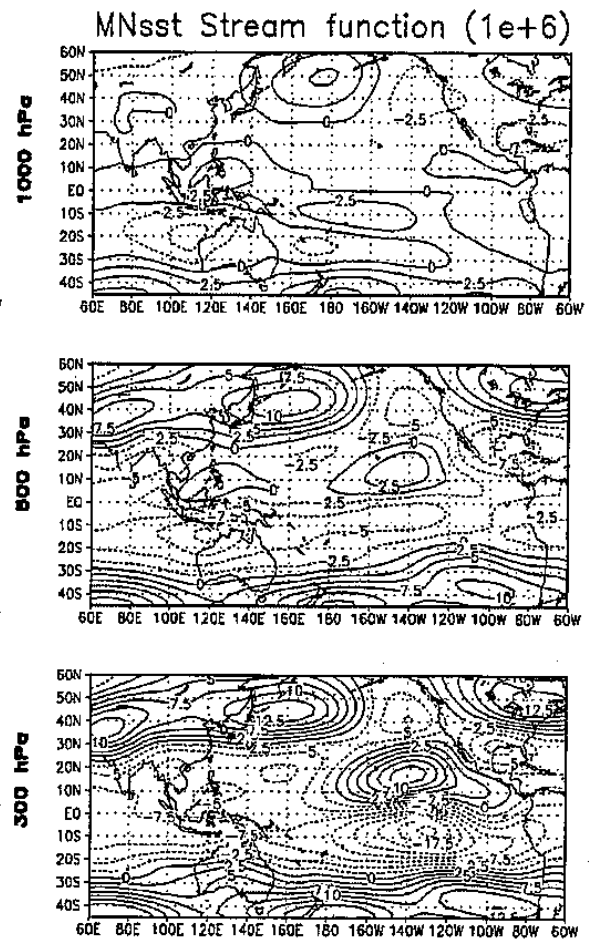


圖3、月平均海溫模擬之聖嬰年合成的冬季(DJF)平均1000,500,300hPa面上之流函數。