

兩種類型暖 ENSO 對熱帶西北太平洋夏季季風與季內震盪的影響

邱洵 吳柏瑾 洪志誠

台北市立教育大學自然科學系

摘要

西北太平洋(Western North Pacific Ocean)是亞洲季風的一支也是對於東亞地區的氣候有極大影響的海域，研究發現季內震盪對西北太平洋夏季季風的肇始和移動有很高的相關性。

研究指出 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)造成的海水溫異常對西北太平洋季內震盪的強度與傳播速率有顯著的影響，進而改變西北太平洋的夏季季風的肇始時間與強度。然而，近年的研究中發現 ENSO 依最大海溫異常的區域可區分成中太平洋[CP (Central-Pacific)-ENSO]和東太平洋[EP (Eastern-Pacific)-ENSO]]，此兩類 ENSO 對亞澳的季風的影響有很大的差異，本篇研究旨在比較此兩類 ENSO 對於西北太平洋的夏季季風的肇始和季內震盪的異同。

我們分析 1979-2008 觀測資料，挑選出暖 EP- ENSO 以及暖 CP- ENSO 個案，比較兩種類型的暖 ENSO 有什麼異同。初步結果得到，兩者對於西北太平洋夏季季風降水，肇始時間、降雨強弱以及影響範圍有明顯的不同。最後我們用了小波(wavelet)分析比較兩類暖 ENSO 個案，探討兩種暖 ENSO 從發展年到消散年(隔年)西北太平洋夏季季風高、低頻季內震盪的差異。

關鍵字: CP-ENSO、EP-ENSO、小波分析

一、前言

亞洲季風一向是非常活躍的氣候系統，幅員廣闊，變化劇烈，依地域和季風肇始可以區分成三個子系統-東亞季風、南亞印度季風以及西北太季風(Wang and Lin 2001)。其中西北太季風主要是在海洋上，其結構與時空變化與印度季風和東亞季風有顯著不同。在熱帶大尺度波動及局地海氣交互作用下，西北太平洋氣候受到多重尺度的影響在夏季季風期間通常出現兩個階段的強烈降水，第一階段從 7 月中開始持續到 8 月中結束，隨後進入第二階段的降水，於 10 月結束整個 WNP (Western North Pacific)季風時期。但在統計每年西北太平洋季風肇始時間時，發現有些年的時間不是這麼的一致，甚至有出現明顯延遲的情況。

在熱帶地區，具有一時間尺度在一季之內的大氣變化現象，稱為季內振盪(Intraseasonal Oscillation，簡稱為 ISO)。它具有相當寬的頻段，而其週期則在這特定的頻寬中變動著。季內震盪處於西風相位時，提供正渦度與水氣豐富的有利發展環境；相反的，東風相位時則是負渦度與水氣不足。根據過去研究指出，熱帶西北太平洋的夏季季風經常受到季內震盪的影響，

發現季內震盪與西北太平洋夏季季風的肇始和強弱有顯著的相關(Teng and Wang 2003)。

研究發現 ENSO 對西北太平洋的夏季季風有顯著的影響：暖 ENSO 發展年對西北太平洋夏季季風有增強作用，消散年則減弱 (Chou et al. 2002)。此外，暖 ENSO 在中太平洋造成增溫，會使熱帶印度-太平洋地區東傳之季內震盪有更偏東傳播的現象(Hendon et al 2006;徐等 2007)

通常在定義聖嬰事件時，是以 Nino 指標做依據，也就是利用赤道東太平洋海溫異常的區域及延續時間的長短判斷事件是否發生。Trenberth(1997)對聖嬰事件的定義為：計算 Nino3.4(5S - 5N, 170 - 120W)區域海溫異常值，在六個月內五個月的滑動平均為 0.4°C 。而美國國家海洋和大氣管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 對 ENSO 的定義為 Nino3.4 異常值需大於氣候值 0.58°C ，且滑動平均需達三個月以上。由於定義不同，挑選出 ENSO 個案也未盡然相同。

近期研究 (Kao and Yu 2009) 利用 EOF 分析出兩種 ENSO 模態，第一個模態為東太平洋型(EP-ENSO)，

與一般傳統定義的聖嬰事件相似，暖海溫距平發生在南美洲沿岸，可明顯發現有相位的轉變，並與熱帶印度洋洋盆的溫躍層遙相關；第二個模態為中太平洋型(CP-ENSO)暖海溫異常值發生在換日線附近，相位的轉變並不明顯，與南印度洋間及局地海氣交互作用遙相關。除此之外，1976/77年之後ENSO事件在相位的轉變中與這兩類ENSO事件不同，研究結果說明了聖嬰事件在七零年代後，所呈現的型態與影響與以往的認知有所差異。

過去研究顯示ENSO對於西北太平洋夏季季風與季內震盪有明顯的影響，但是很少有研究將ENSO分成兩種型態來看對西北太平洋地區的影響差異，然而目前已有一些分析結果指出暖CP-ENSO對於澳洲的季風的影響較暖EP-ENSO強(Hendon et al. 2009)，所以我們也好奇對於西北太平洋地區是否會也會有差異。本研究主要探討兩種暖ENSO的對熱帶西北太平洋夏季季風與季內震盪影響影響之差異，我們選取了1979年~2008年之間所發生的暖ENSO個案並透過各種氣象訊號來分析在不同類型的暖ENSO下，對西北太平洋熱帶地區的季風以及季內震盪造成影響有什麼不同。

二、資料來源與研究方法

1. 使用資料

大氣資料：本研究所使用的資料有(1)NOAA外逸長波輻射(outgoing long-wave radiation,OLR)(Liebmann and Smith 1996)，1979年~2008年日平均 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的網格資料。降水場的部份，使用CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)的降水場(Arkin and Xie 1997)，空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，時間長度為1979~2008年。National Centers for Environmental Prediction—National Center for Atmospheric Research(NCEP/NCAR)Reanalysis(R1)(Kalnay et al. 1996)的每日風場資料，月平均風場、向上長波輻射場、流函數場、速度位勢場及垂直速度場…等，水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，1000mb~100mb共十七層資料，本研究採用高層200mPa，低層850mPa。

海洋資料：海洋表面溫度(SST)採用的資料為1848~2009年之Extended Reconstruction of global Sea Surface Temperature version 3 (ERSST.v3) (Smith and Reynolds 2004a)月平均海平面溫度場，水平解析度為 $2^\circ \times 2^\circ$

2. 研究方法

ENSO個案：ENSO個案定義為Nino 4+Nino3區域，六個月(當年九月至隔年二月)標準化之海溫距平值大於一個標準差者，其中當Nino 3-Nino 4>0者定義為東太平洋型，反之，則為中太平洋型，所挑選的個案如表一所示。

小波分析：小波分析主要是由傅立葉分析演變而來，

通常用於數學統計分析，提供了時間域和頻率域同時局部化的方法，可以自動分析高中低頻之局部訊號進行追蹤，調整時間和頻率變化的窗口以適應實際分析上的需要。因此，對於一個時間序列，小波分析可以用來掌握這種時間序列主要週期的分佈，週期訊號在時域轉移，也可以得到氣候突變的訊息。

三、初步結果

我們使用了Nino 3和Nino 4的海溫來作為選取個案的海溫區域，因此我們也用發展年夏季、成熟冬季、消散年夏季三個時間的降水與海溫對這兩塊海域的海溫去做統計回歸，瞭解兩者對西北太平洋夏季季風影響的差異。從圖一得到Nino 3的SST增暖是由中南美洲的西岸延伸出來，Nino 4則是由中太平洋海域發展出來後，像四周延伸，其中Nino 4的SST的訊號到了消散年夏季雖然減弱但仍有清楚的訊號，但Nino 3到了消散年夏季就變得很不明顯。至於降水在Nino3與Nino4冬季成熟期以及消散年夏季，西北太平洋地區的降水皆出現偏乾現象，但Nino 4的訊號較Nino3更加明顯。

為了進一步瞭解暖EP-ENSO與CP-ENSO對西北太平洋季風降水的差異，我們比較兩者降水、輻合與輻散場、速度位場合成。圖二(左半邊)得知，暖EP-ENSO的發展年訊號較強，消散年則較發展年弱，較強的輻散區位置在隔年有往東移的現象，東太平洋的輻合有明顯減弱的現象，而東亞地區則在隔年出現比較強的輻合。但暖CP-ENSO的合成圖(右半邊)得到，消散年反而有比發展年更強的現象，但主要的輻合與輻散區以及速度位場的位置則沒有太大的不同。而暖EP-ENSO降水分布在發展年呈現了明顯的東邊濕西邊乾的現象，到了發展年的冬季最為明顯，到了消散年夏季這種東濕西乾的現象變的較不明顯，只有西北太平洋地區仍出現明顯的偏乾。暖ENSO發展年夏季，暖CP-ENSO東濕西乾的現象較暖EP-ENSO弱，且乾濕的位置分布都比暖EP-ENSO靠西邊，消散年夏季西北太平洋也呈現偏乾，但不如暖EP ENSO明顯，但偏乾的範圍較大，幾乎涵蓋整個太平洋的熱帶地區(圖三)。

接著我們根據Wang and Lin (2001)季風肇始定義來比較EP-ENSO與CP-ENSO的差異。圖四得到EP-ENSO發展年在季風肇始時間出現較強的訊號，強弱震盪的振幅也比較大，而季風肇始的時間無顯著的提前或延遲，但在消散年的夏季季風則有減弱的現象甚至出現明顯延遲約一個月的時間。而在CP-ENSO年時則沒有看到像EP年時出現對夏季季風肇始時間和強弱與氣候值有明顯差異。

為了解大尺度背景環流的變化特性，我們分析了代表季風槽強弱的西北太平洋季風指數(Wang and Fan 1999)。此季風指數的定義為(5°N ~ 15°N , 100°E ~ 130°E)平均850百帕緯向風減去(20°N ~ 30°N , 110°E ~ 140°E)平均

850 百帕緯向風。當季風指數為正時，南北風切為負，渦度為正，季風槽強；相反的，當季風指數為負時，南北風切為正，渦度為負，季風槽偏弱。

我們分別選取了1997/98年的EP-ENSO和CP-ENSO兩個個案來做季風指數的計算有與降水有類似的現象，在發展年在季風肇始時出現較強的訊號，而在消散年的夏季季風則有減弱甚至出現明顯延遲的現象。而暖CP-ENSO個案中，則看到在隔年夏季也有出現時間變化較小的延遲(圖五)。

我們進一步利用小波分析診斷季風指標（亦即季風槽強度）震盪的週期特性。從1997-1998年和1994-1995年兩個暖EP-ENSO和CP-ENSO的小波分析圖中，我們可以看到在1994-1995年這個暖CP-ENSO的個案中，週期40天以上的長天期低頻季內震盪以及20-40天周期的高頻震盪皆有出現明顯的訊號，但在1997-1998年的暖EP-ENSO的個案中則沒有在40天以上長時間周期的尺度中去看到明顯的訊號，只有在20-40天有較強的訊號出現。

四、結論與未來工作

從初步結果時看出暖EP-ENSO和暖CP-ENSO確實對西北太平洋季風存在著明顯的差異，但是對於西北太平洋季風的相關性，何者較為明顯還必須進一步從更多的資料和方法加以分析，而且1982-1983年和1997-1998年兩次暖ENSO的振幅都比較大，範圍也甚至擴及到Nino 4的位置。我們最後也分析出對季內震盪的影響也有明顯的差異，因此兩種暖ENSO對這種時間尺度的影響差異也可能對西北太平洋季風有一定程度的相關。

我們這篇的工作目前主要只討論到了暖個案，但對於冷個案則尚未討論到，我們從海溫的延遲相關圖（圖略）中看到暖EP-ENSO在一年後通常會出現冷ENSO，而暖CP-ENSO則無，因此對於冷ENSO的研究也將是未來繼續去研究、探討的部分。

五、致謝

感謝鄒毅愷給予繪圖上的支援。

六、參考文獻

- 徐邦琪、鄒治華、柯文雄、許晃雄，2005：西太平洋地區颱風季季內振盪年際變化之研究。大氣科學，**33**，29-48。
- 翁春雄，2000：夏季季內振盪海氣陸交互作用。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，102pp。
- 鄒治華、柯文雄、張卜仁，2000：利用Wavelet分析南海地區季內振盪與東亞夏季季風之研究。大氣科學，**28**，27-46。
- Boyle, J. S. and T. J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the winter time east Asian monsoon. Monsoon

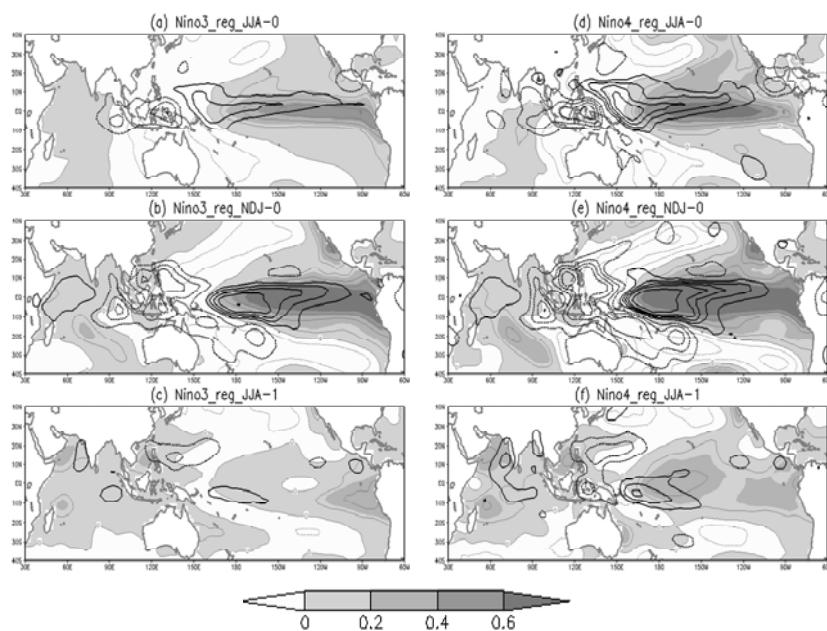
- Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamutti, eds., *Oxford University Press*. 125-160.
- Chou C., J.-Y. Tu , and J.-Y. Yu, 2002: Interannual variability of the western north Pacific summer monsoon: differences between ENSO and non-ENSO years. *J. Climate*, **16**, 2275-2287
- Emanuel, K. A., 1987: Air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2324–2340.
- Fukutomi, Y., and T. Yasunari, 1999: 10-25 day intraseasonal variations of convection and circulation over east Asia and western north Pacific during early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 753-769.
- Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462
- Hendon, H. H., E. Lim, G. Wang, O. Alves, and D. Hudson, 2009: Prospects for predicting two flavors of El Niño. *Geophys Res. Lett.*, **36**, L19713
- _____, H. H., M. C. Wheeler, and C. Zhang , 2006: Seasonal dependence of the MJO-ENSO relationship, *J. Clim.*, in press.
- Hsu, H.-H. and C.H.Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western north Pacific during the boreal summer: Structure and Mechanism. *J. Climate*, **14**, 3834-3850
- Kao, H.-Y., and J.-Y. Yu, 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Climate*, **22**, 615–632.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An (2009), Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño, *J. Climate*, **22**, 1499 – 1515
- Kawamura, B., T. Murakami, and B. Wang, 1996: Tropical and mid-latitude 45-day perturbations over the western Pacific during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 867-890.
- Lau N.-C. and M. J. Nath, 2006: ENSO modulation of the interannual and intraseasonal variability of the East Asian Monsoon—A Model Study. *J. Climate*, **19**, 4508–4530.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401–412.
- Lin H., and B. Wang, 2002: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon: A fast annual cycle view. *J. Climate*, **15**, 2001-2018.

- Madden R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Sun F. and J.-Y. Yu, 2008:A 10–15-Yr modulation cycle of ENSO intensity. *J. Climate*,**22**,1718-1735
- Teng, H., and B. Wang, 2003: Interannual variations of the Boreal summer intraseasonal oscillation in the Asian-Pacific Region. *J. Climate*, **22**,3572–3584.
- Trenberth, K. E, 1997 : The definition of El Niño.,Bull. Meteor. Soc.,**78**,2771-2777.
- Wang, B. and H. Lin 2001:Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*,**16**,386-398
- _____, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **13**, 1643–1658.
- _____, B. and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- _____, B. and Z. Fan, 1999: Choice of south Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629–638
- Wu, R., and B. Wang, 2000: Interannual variability of summer monsoon onset over the western north Pacific and the underlying processes. *J. Climate*, **13**, 2483–2501
- Xie P., and Arkin P. A., 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.

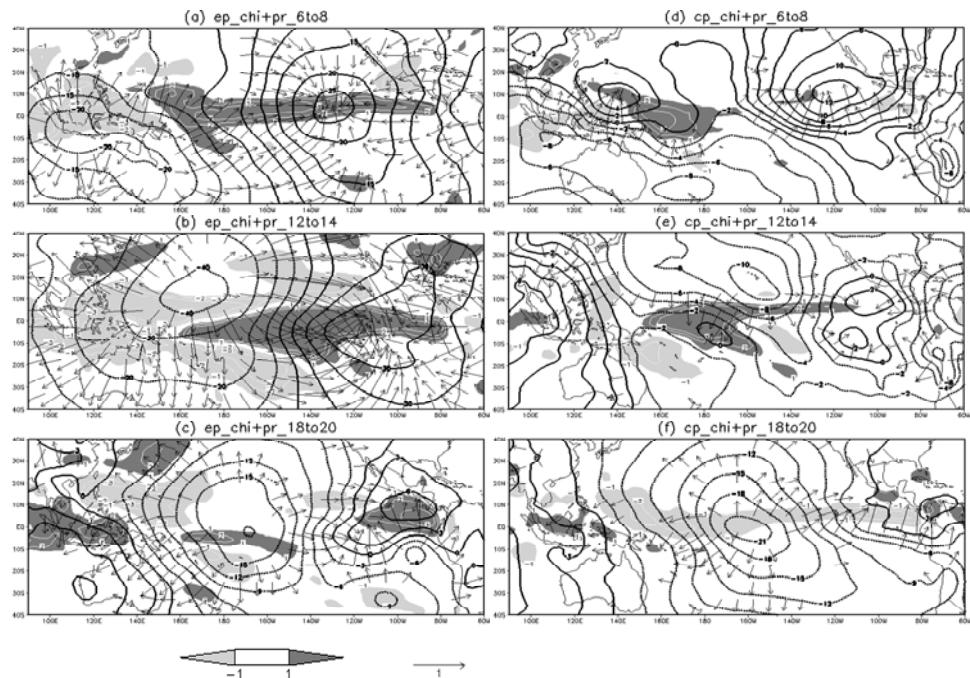
六、附表圖

EP-ENSO (Nino3+Nino4 , Nino3-Nino4)	1982 (1.75 , 1.84)	1991 (1.07 , 0.01)	1997 (2.15 , 2.17)		
CP-ENSO (Nino3+Nino4 , Nino3-Nino4)	1987 (1.14 , -0.05)	1994 (1.06 , -0.57)	2002 (1.22 , -0.22)	2004 (1.02 , -0.87)	2006 (1.18 , -0.20)

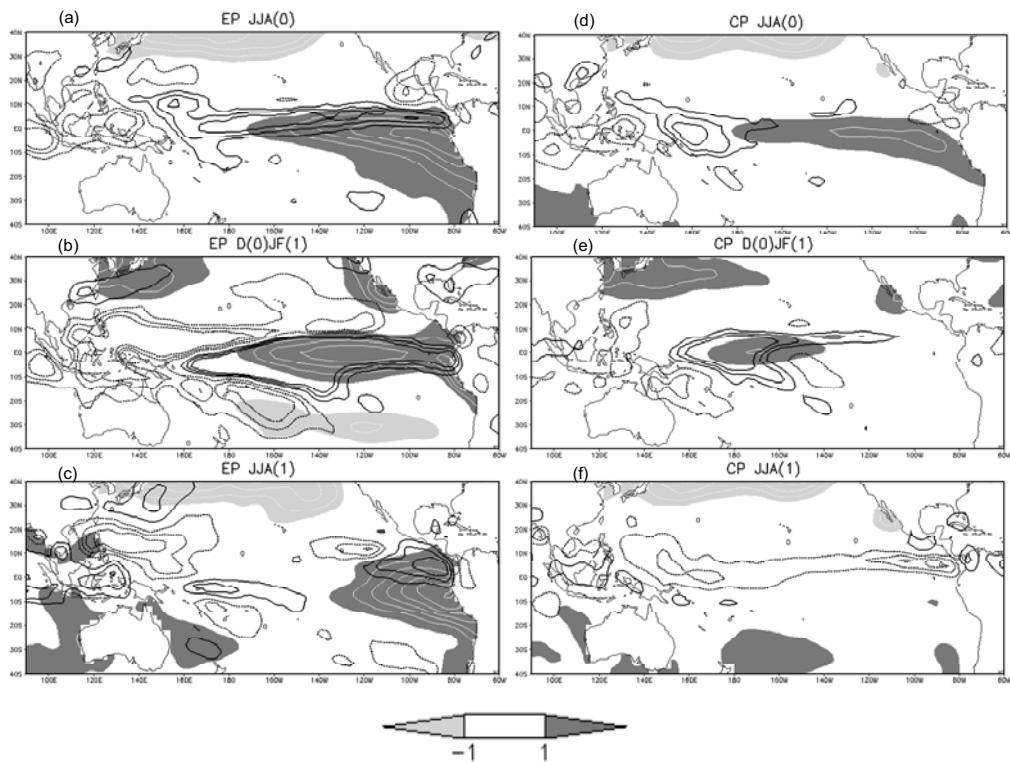
表1 ENSO個案定義為Nino 4+Nino3區域，五個月(當年九月至隔年二月)標準化之海溫距平值大於一個標準差者，時間長度:1979-2008年，當Nino 3 -Nino 4>0者定義為東太平洋型，反之，則為中太平洋型。



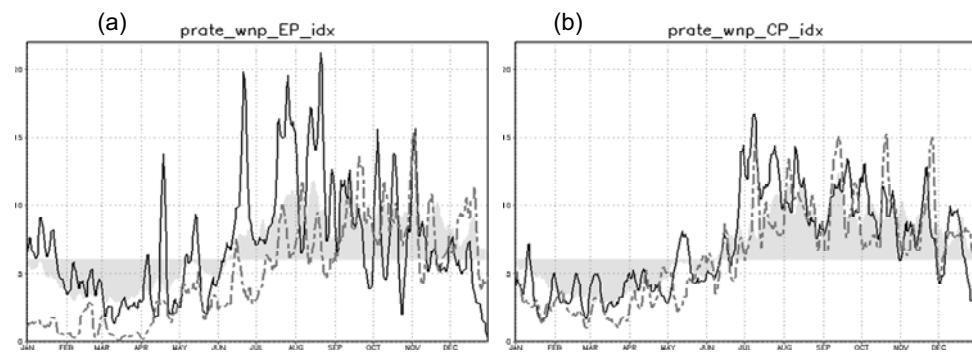
圖一 Nino 3 (左圖)與Nino 4 (右圖)對降水(等值線)與海溫(漸層)統計回歸的比較。(a)-(c)，分別為ENSO發展年6-8月，成熟期11月到隔年1月，以及消散年(隔年)6-8月；(d)~(f)同(a)-(c)但為Nino 4。Nino 3 與 Nino 4 指標為ENSO成熟期(NDJ)的平均。



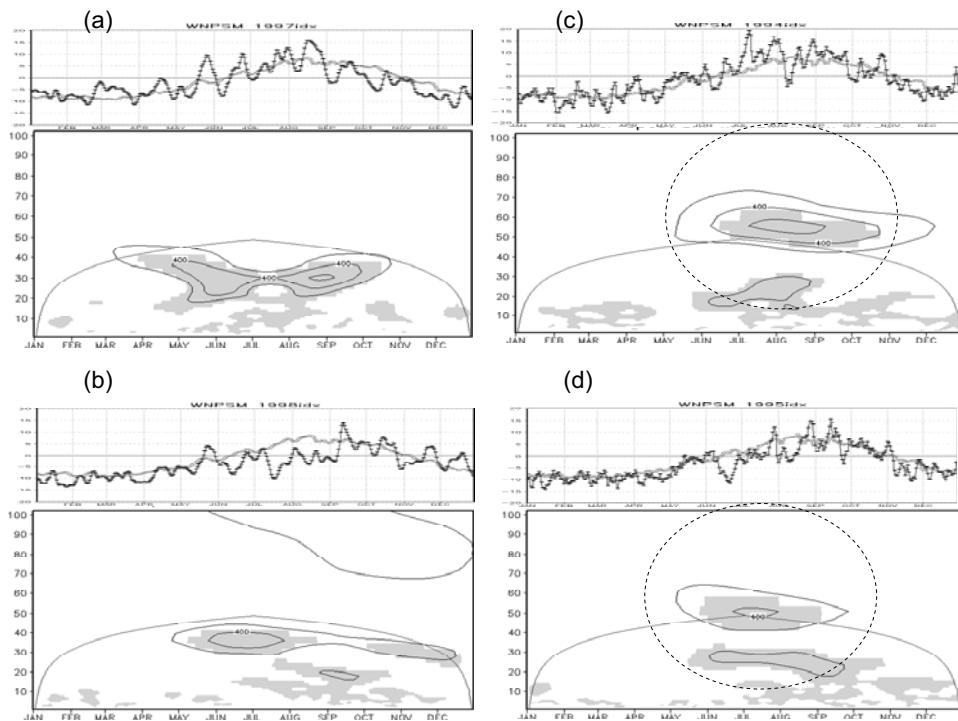
圖二 左半邊圖為暖EP-ENSO個案合成之降水(漸層)、850-hPa輻合輻散風場〔箭頭〕以及速度位〔等值線〕，依序為發展年6-8月(a)、發展年12月到消散年1-2月(b)以及消散年6-8月(c)，右半邊圖同左半邊圖，但為暖CP-ENSO個案合成。



圖三： 同圖二，但為海溫(漸層)與降水(等值線)。



圖四 EP-ENSO (a) 與CP-ENSO (b)熱帶西北太平洋夏季季風肇始時間的比較。圖中降水為範圍為(12.5°N - $17.5^{\circ}\text{N}, 137.5^{\circ}\text{E}$ - 142.5°E) 平均，日降雨量大於 6mm/day 定義為季風肇始 (Wang and Lin 2001)，陰影是氣候值，實線是ENSO發展年，虛線為ENSO消散年。



圖五 (a)為1997年熱帶西北太平洋夏季季風指數(上圖)，以及季風指數小波分析的能譜(下圖)，上圖灰(深)色實線分別為氣候(該年)季風指數，小波分析能譜，陰影區表示通過95%信心檢定。(b)-(d)同(a)，但為1998、1994以及1995的結果。在此夏季季風指數為 $U_{850}(5-15^{\circ}\text{N}, 100-130^{\circ}\text{E}) - U_{850}(20-30^{\circ}\text{N}, 110-140^{\circ}\text{E})$ (Wang and Fan 1999)