

ENSO 海溫不對稱對東亞季風環流的影響

吳柏瑾 洪志誠

台北市立教育大學自然科學系

摘要

統計偏度(skewness)顯示赤道東太平洋海溫在 ENSO 成熟期為正偏度，此正偏度可以持續到隔年春季，對印度洋洋盆海溫增暖具充電效應，進而影響東亞夏季季風。過去雖有不少文獻探討 ENSO 引起的海溫變化對東亞季風的影響，然而以暖期減去冷期的統計合成，或線性迴歸分析無法探討 ENSO 海溫不對稱的影響。

本研究使用 NCEP/NCAR 再分析資料，首先針對 ENSO 冷、暖個案作統計合成，藉此了解 ENSO 冷、暖期，熱帶海溫、降水以及低層環流的不對稱的反應；之後，透過非線性迴歸方法分析 ENSO 海溫振幅不對稱性對東亞季風環流的影響。ENSO 暖(冷)成熟期出現在菲律賓海低層反氣旋(氣旋)空間結構、持續時間、南亞高壓，以及 ENSO 成熟期後隔年春季，出現在印度洋洋盆偏暖(冷)現象的不對稱性，將是本研究探討重點。

關鍵詞：偏度、不對稱性、線性迴歸、非線性迴歸

一、前言

東亞地區位於歐亞大陸的一隅，比鄰太平洋及印度洋，大氣受到海陸加熱的差異，此區成為全球季風環流系統中最明顯的區域。近年來在許多學者的研究之下發現，海溫對季風降水變化有顯著的影響(Zhang et al. 1997, Lau and Weng 2001)。

Wang et al. (2000)發現Niño 3.4區域海溫變化在冬季達到最大值時，與東亞季風槽降水有三到六個月的延遲相關，換言之，赤道東太平洋海溫異常對亞洲氣候的影響，從ENSO(El Niño and Southern Oscillation)成熟的冬季沿至隔年春季。除了太平洋地區，ENSO通過改變沃克環流(walker circulation)，影響了海洋大陸上空的對流強弱，也會導致造成印度洋海溫異常(Klein et al. 1999、Alexander et al. 2002)，Yang and Liu(2007)更利用海氣耦合模式探討此洋盆對東亞夏季季風降水的影

響，研究得到：(1)印度洋盆因海溫上升降水偏多，(2)菲律賓海上空底層出現反氣旋，導致該區降水偏少，(3)受菲律賓反氣旋的影響，華中、長江流域一代降水偏多。

回顧以上文獻，ENSO對亞洲季風環流影響的研究，暖個案(El Niño)的探討較多，在合成分析多半以暖個案減去冷個案的方式，但此種方法是假設El Niño 與 La Niña 的影響為對稱，無法討論冷、暖影響的差異。然而，海溫的偏度(skewness)顯示，東太平洋海溫呈現正偏度，這表示暖海溫振幅大於冷海溫振幅，(圖1)，此海溫不對稱的現象對東亞季風環流是否造成不對稱性的影響，尚無清楚的答案。

本文將探討ENSO海溫振幅不對稱對東亞季風環流的影響。

(Hadley Centre for Climate Prediction and Reach)GISST (Global sea-ice and SST data)全球海表面溫度資料(Rayner et al. 1996)，空間解析度為 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ，時間長度為

二、資料與研究方法

本文中所採用的資料為哈德里氣候預報中心

1950-2004 年，分析前海溫先濾除溫度上升的線性趨勢 (linear trend)，以降低增溫(特別是印度洋)的影響。流函數場 (stream function) 由風場資料計算得出，使用 NCEP/NCAR (the National Centers for Environmental Prediction / the National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR) 月平均風場，空間解析度為 2.5°*2.5°，選用 850hPa 低層。

研究方法分為(1)統計合成分析、及(2)非線性回歸分析。統計合成，挑選 ENSO 冷、暖個案，是以 Niño3.4(5°S~5°N, 170°E~120°W)區域 DJF 平均海溫距平大(小)於 1 標準差為暖(冷)個案。暖個案共有六筆分別為：1957、1965、1972、1982、1991、1997；冷個案共有五筆分別為：1970、1973、1975、1983、1988。之後，對冷、暖個案的風場、降水、海溫距平值做合成，比較 ENSO 成熟期至隔年夏季的差異。

非線性迴歸分析參照 Zhao and Moore (2004)的研究，將 DJF Niño3.4 指標分成 Niño3.4' 與 Niño3.4⁻，前者只考慮 Niño3.4 大於零 (小於零設為零)，後者相反。詳細式子如下：

$$N_{Ni\tilde{3}.4} = \begin{cases} N_{Ni\tilde{3}.4}, N_{Ni\tilde{3}.4} \geq 0 \\ 0, N_{Ni\tilde{3}.4} < 0 \end{cases} \text{-----(1)}$$

$$N_{Ni\tilde{3}.4}^- = \begin{cases} N_{Ni\tilde{3}.4}, N_{Ni\tilde{3}.4} \leq 0 \\ 0, N_{Ni\tilde{3}.4} > 0 \end{cases} \text{-----(2)}$$

$$N_{Ni\tilde{3}.4} = |N_{Ni\tilde{3}.4}| = N_{Ni\tilde{3}.4}' + N_{Ni\tilde{3}.4}^- \text{-----(3)}$$

$$N_{Ni\tilde{3}.4}' = N_{Ni\tilde{3}.4} - N_{Ni\tilde{3}.4}^- \text{-----(4)}$$

上面(1)式所作的回歸即 E 1 Niño (暖期) 的影響，(2)式所作的回歸為 La Nina (冷期)的影響，(3)式即一般 Niño3.4 指標所作的線性回歸，(4)式所作的回歸即 ENSO 海溫振幅不對稱性的影響，即本文所指的非線性回歸，基本上此回歸與冷、暖期合成的加總結果類似。

三、結果

圖 2 為冷、暖 ENSO 個案合成的海溫距平值(漸層)及 850hPa 流函數場(等值線)，左(右)側為暖(冷)個案合成，由上到下分別為 ENSO 發展年秋季(SON, 圖 2a, e)、ENSO 成熟年冬季(DJF 圖 2b, f)、成熟期隔年春季(MAM 圖 2c, g)與成熟期隔年夏季(JJA 圖 2d, h)，以下將分赤道東太平洋、菲律賓海與印度洋三區域討論。

赤道東太平洋：暖 ENSO 發展期的秋季，

海溫已出現明顯正距平，且在低層大氣產生 Matsuno-Gill type (Matsuno 1966；Gill 1980)的反氣旋式環流。上述海溫正距平在冬季達到最大值之後開始減弱，直至春季仍有偏暖的情形，但夏季(JJA)時已變為負的海溫距平值，低層大氣的 Matsuno-Gill type 反氣旋式環流也隨之消失，冷個案的合成與暖個案結構相似但符號相反。

菲律賓海：暖 ENSO 發展年的秋季，海溫呈現負距平，低層大氣也出現反氣旋式環流距平 (圖 2a)。冬季時海溫距平呈現明顯西暖東冷的結構，伴隨此海溫結構，菲律賓海的反氣旋振幅出現最大值，此反氣旋的生成可用局部海氣交互作用解釋(Wang et al. 2000)；但此反氣旋卻可維持到 ENSO 成熟期隔年的夏季。冷個案時，海溫及低層大氣環流空間結構大致與暖個案呈相反相位，兩者振幅差異不明顯，但 ENSO 熟期隔年的夏季，菲律賓海的反氣旋振幅明顯大於冷個案的氣旋環流。

印度洋：暖 ENSO 發展期，印度洋呈現西暖東冷的印度洋耦極(Indian Ocean Dipole, IOD)，隨著 ENSO 達到成熟期，整個印度洋盆(Indian Ocean Basin)出現偏暖的型態，並延續至夏季。冷個案的海溫發展大致於暖個案呈相反相位，亦即，發展年的秋季印度洋出現西冷東暖的印度洋耦極，ENSO 成熟期整個印度洋盆海溫呈現負距平，但此海溫負距平只維持到 ENSO 成熟期隔年春季，印度洋盆海溫距平的持續時間明顯較短。

利用莫哈圖(圖 3)及折線圖(圖 4)分析這上述海溫及流函數的演變，圖中顯示：冷、暖個案 Niño3.4 皆在 DJF 達到極值，但暖個案極大值的振幅(1.8 度)略高於冷個案(-1.6 度)(圖 4)；尾隨 ENSO 成熟期，印度洋洋盆(20S-20N, 40-100E)海溫距平值(Yang et al.2006)在 ENSO 成熟期的翌年春季(MAM)達到最大值，但暖個案持續時間明顯較長，可延續至隔年秋季(圖 3a)，冷個案則在夏初開始轉變為正距平(圖 3b)。至於菲律賓海海溫 ENSO 成熟期也出現東西向偶極結構(暖期為西暖東冷，冷期相反)，伴隨此海溫距平，低層大氣出現反氣旋(氣旋)式環流，與印度洋盆海溫的演變類似，反氣旋可延續至 ENSO 成熟期隔年秋季，氣旋式環流

只延續到夏初。綜合以上，Niño3.4 振幅不對稱的影響主要反應在：(1)菲律賓海反氣旋(氣旋)與(2)印度洋洋盆增暖(降溫)持續時間的不對稱，至於 ENSO 成熟期間冷暖期伴隨的海溫距平與低層環流大至呈對稱的結構。

最後根據式(1)~(4)計算 ENSO 成熟期 Niño3.4 與海溫與 850hPa 流線場即時(圖 5 左圖)與延遲(ENSO 成熟期隔年夏天，圖 5 右圖)相關。圖 5a, d(5b, e)分別為 Niño3.4 指標為正(負)的統計相關，圖 5c, f 則為 Niño3.4 振幅不對稱，即非線性回歸(式 4)的結果。圖 5a-b 顯示冬季 Niño3.4 與印度洋海溫與菲律賓海的環流有顯著的即時正相關，但上述相關到隔年夏季(延遲相關，圖 5d, e)則變的相當微弱，除了印度洋洋盆還保留一些訊號，菲律賓海的環流已消失，顯示維持到 ENSO 成熟期隔年夏天之菲律賓海反氣旋(氣旋)與 Niño3.4 海溫關係不顯著。非線性回歸顯示，ENSO 成熟期 Niño3.4 振幅不對稱產生以下不對稱影響：(1)對應赤道東太平洋海溫正偏，低層大氣出現 Matsuno-Gill type 環流，(2)西北太平洋在東西向 出現不對稱的海溫結構(即，西暖東冷振幅大於西冷東暖的振幅)以及環流距平(反氣旋振幅大於氣旋的振幅)，(3)印度洋洋盆增暖振幅大於降溫振幅。在延遲相關，除了(3)仍保留外(圖 5f)，(1)與(2)不對稱性影響皆消失，(1)甚至出現相反結果。從非線性回歸得到，ENSO 成熟期，冷、暖個案在菲律賓海出現之海溫與環流振幅不對稱與 Niño3.4 振幅不對稱有關，但 ENSO 成熟期隔年夏天菲律賓海之環流振幅不對稱(反氣旋振幅大於氣旋)則與 Niño3.4 振幅不對稱無顯著關係，圖 3 顯示，此不對稱性似乎與印度洋洋盆海溫不對稱性有關。

四、討論與未來工作

本研究透過統計合成及非線性迴歸的方式，探討 ENSO 海溫不對稱對東亞季風環流的影響，得到結果：(一) 統計合成結果顯示，雖然 ENSO 成熟期，El Niño 振幅大於 La Niña 振幅，但冷、暖期菲律賓海一帶的海溫與環流距平，大致呈現對稱結構，ENSO 海溫振幅不對稱性的影響主要反應在：相較於冷期，暖期之

印度洋洋盆偏暖與菲律賓海反氣旋可以持續較長的時間。

(二) 非線性回歸分析顯示，ENSO 成熟期海溫振幅不對稱性(海溫正偏)除了在東太平洋造成不對稱的 Matsuno-Gill type 環流，菲律賓海也出現不對稱的環流與海溫結構(反氣旋振幅大於氣旋振幅)，表示，ENSO 成熟期海溫振幅不對稱性在遠端(菲律賓海)具不對稱性影響。但 ENSO 成熟期隔年夏天菲律賓海之環流振幅不對稱則與 ENSO 成熟期海溫振幅不對稱性幾乎無關。

綜合以上結果，利用統計合成分析的方式並不能看出海溫不對稱的情形，但利用非線性回歸分析，出現的空間結構與暖個案類似(圖 5c)，此結果表示 El Niño 海溫及低層環流振幅比 La Niña 大。菲律賓海上方反氣旋式環流冬季訊號比夏季顯著，在 Wang et al.(2000)研究中提及的反氣旋式環流在夏季時維持環流的機制，由 Niño3.4 轉變至其他海域。前人研究指出(Yang et al. 2007, Xie et al. 2009) 隨著赤道東太平洋海溫距平達到最大值(DJF)，翌年春季(MAM)印度洋洋盆海溫距平也達到最大值其現象可持續到夏季(JJA)。但對菲律賓海上方反氣旋式環流是否有直接的關連有待釐清及討論。

本研究只探討大氣低層環流的冷、暖個案的差異，對於降水、高層環流……等諸多影響尚未討論。未來將著重於比較此類現象的差異。也會將東太平洋海溫異常依區域、不同年代、持續時間……等加以分類，探討其影響。

五、參考文獻

- Alexander, M. A., I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air - sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, 15, 2205 - 2231.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447 - 462.
- Klein, S.A., B.J. Soden, and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12, 917 - 932.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1996: The role of the 'atmospheric bridge' in linking tropical pacific ENSO events to extra tropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, 2036-2057.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25 - 43.
- Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, and R. B. Hackett, 1999: Development of the Hadley Centre sea ice and sea surface temperature data sets (HadISST). *WMO Workshop on Advances in Marine Climatology-CLIMAR99*, Vancouver, BC, Canada, Environment Canada, 194 - 203.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific - East Asian teleconnection: how does ENSO affect east asian climate. *J. Climate*, 13, 1517 - 1536.
- Xie S.-P., K. Hu, H. Tokinaga, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian ocean capacitor effect on indo - western pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, 22, 730 - 747.
- Yang J. L., Q. Y. Liu, S.-P. XIE, Z.-Y. Liu, and L.-I. Wu, 2007: Impact of the Indian ocean SST basin mode on the asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02708.
- Zhao, H., and G. W. K. Moore, 2004: A nonlinear expression of the North Atlantic Oscillation in the North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24211.

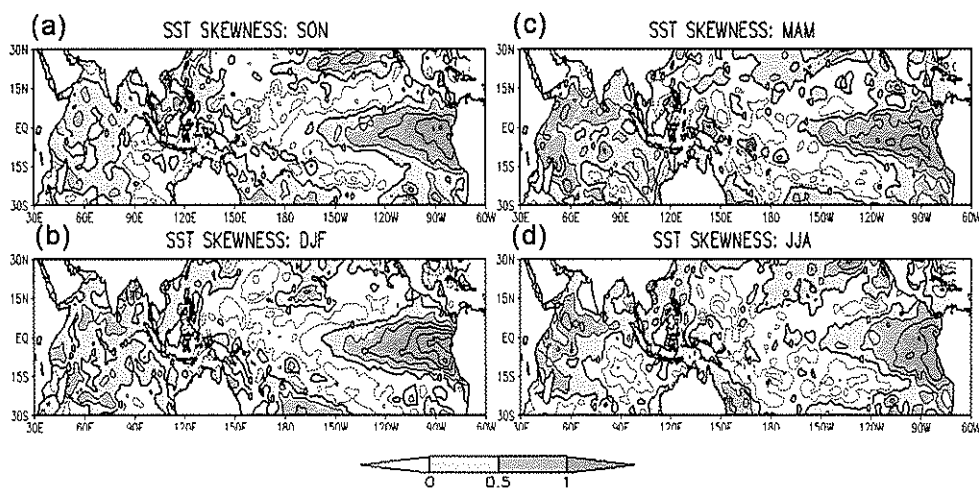


圖1、1951~2004年海溫偏度的空間分布，粗黑線為零值線，等值線間隔為0.4。

(a)秋季 (b)冬季 (c)春季 (d)夏季

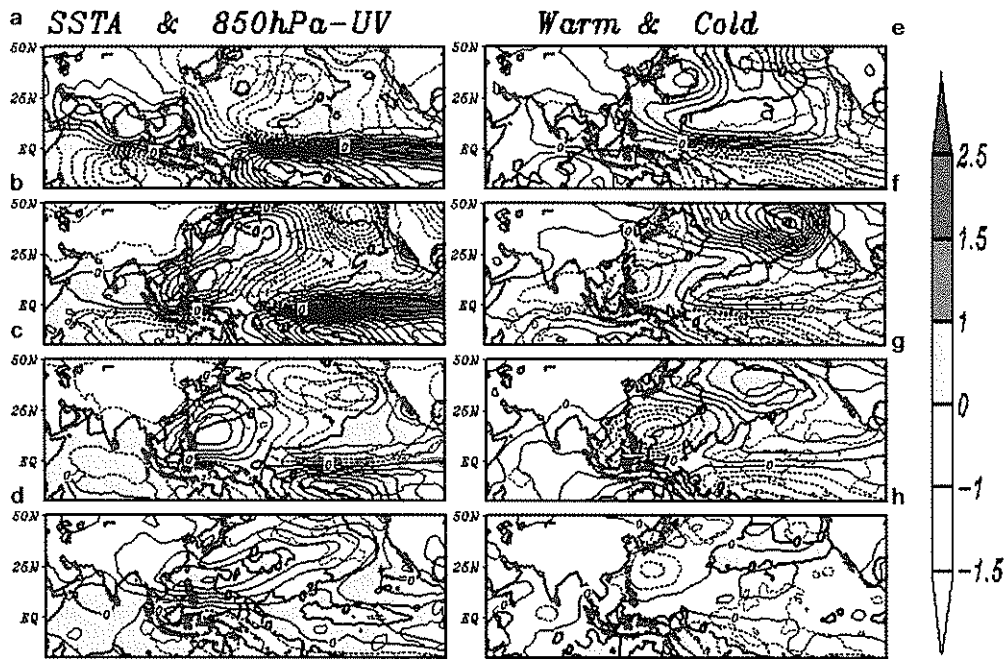


圖2、ENSO冷暖期,海表面溫度距平值(黑)零值線加粗、及850hPa流函數(灰)的統計合成圖。由上至下分別為發展年秋季(SON)、冬季(DJF)、春季(MAM)、夏季(JJA)。左圖(a-d)為暖個案,右圖(e-h)為冷個案。

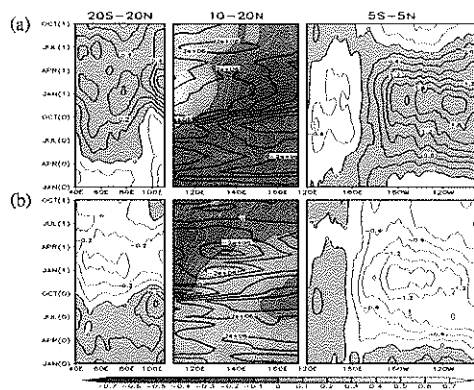


圖3、強ENSO發展年一月到隔年十月海溫距平值(陰影),間距為 0.1mm 及850hPa流線場莫哈圖,間距為 $10^6\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 。由左至右分別為印度洋 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 海溫平均;菲律賓海 $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 海溫及850hPa流函數平均;太平洋 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 海溫平均。(a)暖時期,(b)冷時期。

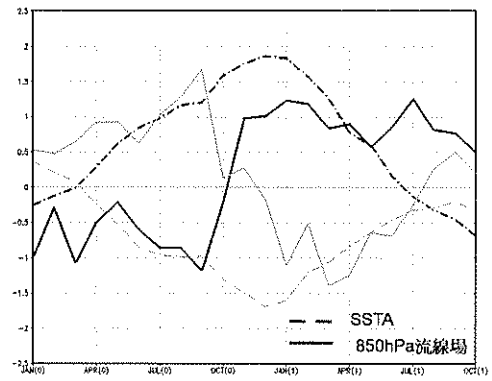


圖4、強ENSO發展年一月到隔年十月Niño3.4海溫距平值(虛線);菲律賓海上方($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$)流函數平均(實線)。冷(暖)個案以灰(黑)色表示。

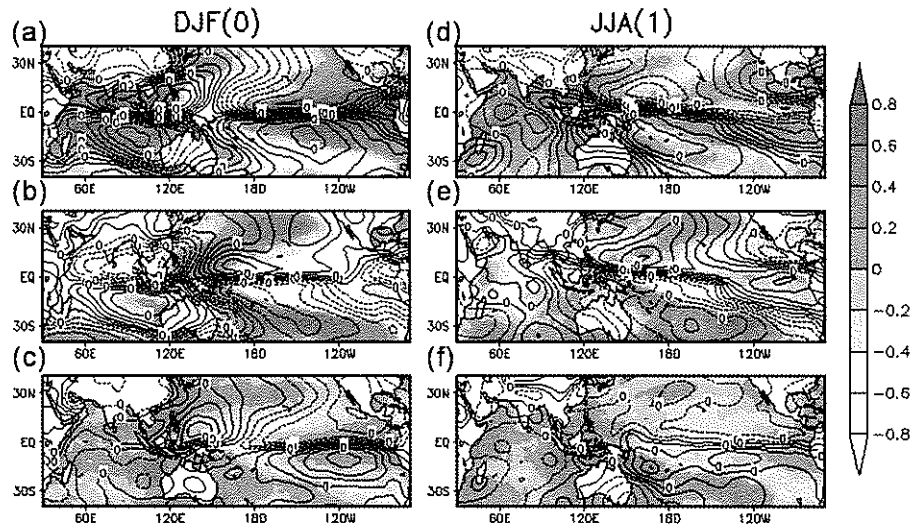


圖5、根據式(1)~(4)計算ENSO成熟期Niño3.4與海溫與850hPa流函數(間距為0.1)即時(左圖)與延遲(ENSO成熟期隔年夏天,右圖)相關。圖5a, d(5b, e)分別為Niño3.4指標為正(負)的統計相關,圖5c, f則為非線性回歸(式4)的結果。