

東太平洋聖嬰與中太平洋聖嬰時期 西北太平洋溫躍層的變化

康申 張瓊文

中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇四年十二月二十二日收稿；中華民國一〇五年二月四日定稿)

摘 要

海表面溫度(Sea Surface Temperature, SST)的分布為海氣交互作用重要的變數之一。過去的文獻指出，熱帶太平洋溫躍層深度的特徵與變異在季節到年際的時間尺度內，會影響海表面溫度的變化。受到赤道東風的影響，熱帶太平洋溫躍層的平均狀態在垂直上呈現西深東淺的結構。然而在東太平洋聖嬰年時，伴隨著赤道東風減弱，溫躍層深度會在東太平洋下降而西太平洋上升，使得溫躍層的西傾狀態較為平緩。但在中太平洋聖嬰年時，溫躍層西傾狀態則無太大變化。

為了解在西太平洋地區(5°N-10°N, 140°E-160°E)溫躍層的變化，本研究使用 ECMWF-ORAS3 海洋模式資料中 20°C 等溫線深度代表溫躍層深度。文中檢驗了在西北太平洋區域三個可能驅動溫躍層變化的機制：局地風場變化驅動的艾克曼幫浦、赤道洋流間海水質量輻合輻散形成的湧升作用、以及遠程風場激發造成的羅士培波傳播。研究結果顯示，局地影響因素在東太平洋聖嬰年發展早期會造成溫躍層變化，在中太平洋聖嬰年則不會。由羅士培波所造成的遠程風應力只顯示在東太平洋聖嬰年有出現，在中太平洋聖嬰年則沒有看同樣的訊號。而赤道洋流間海水質量輻合輻散形成的湧升作用在兩種聖嬰年發展上皆不是主要的溫躍層舉升的因素。同時，海溫在此區冬、夏皆有增溫的長期趨勢，然而溫躍層深度在夏季有變深而在冬季卻略變為更淺的趨勢。

關鍵字：溫躍層、東太平洋聖嬰、中太平洋聖嬰

一、前言

海洋溫躍層(thermocline)是指海水溫度隨深度迅速變化的水層，上為溫暖的混和層海水，下為次表層的冷水。Chang (1994)的論文指出，熱帶太平洋溫躍層深度的特徵與變異在季節到年際的時間尺度內，會影響海表面溫度(sea surface temperature, SST)的變化。每2到7年發生在熱帶太平洋的聖嬰現象(ENSO; El Niño-Southern Oscillation)，其赤道太平洋溫躍層的垂直深度變化與海溫變異息息相關。因此，欲研究熱帶太平洋的年際氣候變異，就必須適當了解影響海洋溫躍層年際變化的相關機制。

熱帶太平洋海表面溫度為西暖東冷的不對稱性分佈。東西向海表面溫度梯度驅動大氣的沃克環流(Walker Circulation)，海表面東風維持海洋溫躍層在垂直上西深東淺的結構。在聖嬰年(El Niño)時，沃克環流東移，赤道東風減弱，溫躍層深度會在東太平洋下降而西太平洋上升，使得西—東太平洋溫躍層西傾的斜率較為平緩，海表面溫度距平也隨之呈現西冷東暖，此大氣風場—溫躍層—緯向海表面溫度梯度間的耦合反饋機制稱之為Bjerknes Feedback。討論到聖嬰現象的機制作用，主要為大氣風場與海洋環流的動量交換，因此此過程常被稱作“動力耦合(dynamic coupling)”，而熱力作用，如地表熱通量交換，在聖嬰現象的過程中往往被視為次要角色。

一般而言在西太平洋地區，由於是暖海溫區域，溫躍層深度相對較深而且湧升流作用也相對較弱(Helber and Weisberg, 2001) (圖 1a-b)。在聖嬰年期間，伴隨著較弱的貿易風出現，西太平洋的溫躍層深度變淺，同時海表溫度出現冷距平。Solomon and Jin (2004)論文中指出在菲律賓海附

近、赤道以北延伸至 12°N 區域，在聖嬰年間海表面溫度的距平主要為海洋動力導致。本研究參考 Solomon and Jin (2004)所建議的區域，針對西北太平洋(5°N-10°N, 140°E-160°E)的海域，調查聖嬰期間溫躍層深度變化的機制。由於此區域位於北赤道洋流(North Equatorial Current, NEC)與赤道反流(North Equatorial Counter Current, NECC)間約 7°N-10°N 的地區 (圖 1c)，具有次表層湧升流、海表面高度相對較低的特徵，被稱為“赤道反流槽”(NECC Trough; Wyrski, 1975)，之後此區域在文中簡稱 NTR。

最近的研究表明，相較傳統的聖嬰現象為暖海溫距平在赤道東太平洋，新型態的聖嬰現象出現頻率增加。此新型態的聖嬰現象最暖的海溫距平往往出現在赤道中太平洋，與傳統聖嬰現象有著不同的海溫、海洋次表層結構與形成機制。此聖嬰現象稱之為換日線聖嬰(date line El Niño; Larkin and Harrison, 2005)、暖池聖嬰(Warm Pool El Niño; Kug *et al.*, 2009)、中太平洋聖嬰(Central Pacific El Niño; Kao and Yu, 2009)或類聖嬰(El Niño-Modoki; Ashok *et al.*, 2007)。在本研究中我們用東太平洋聖嬰現象(Eastern-Pacific El Niño, EP-El Niño)和中太平洋聖嬰現象(Central-Pacific El Niño, CP-El Niño)來區別傳統在赤道東太平洋海溫變暖的聖嬰現象以及新型態的聖嬰現象，探討此兩種聖嬰在 NTR 處溫躍層的特性與形成機制。

二、模式與分析方法

2.1 模式資料介紹

本研究使用了歐洲中期天氣預報中心海洋分析與再分析系統(European Centre for Medium-

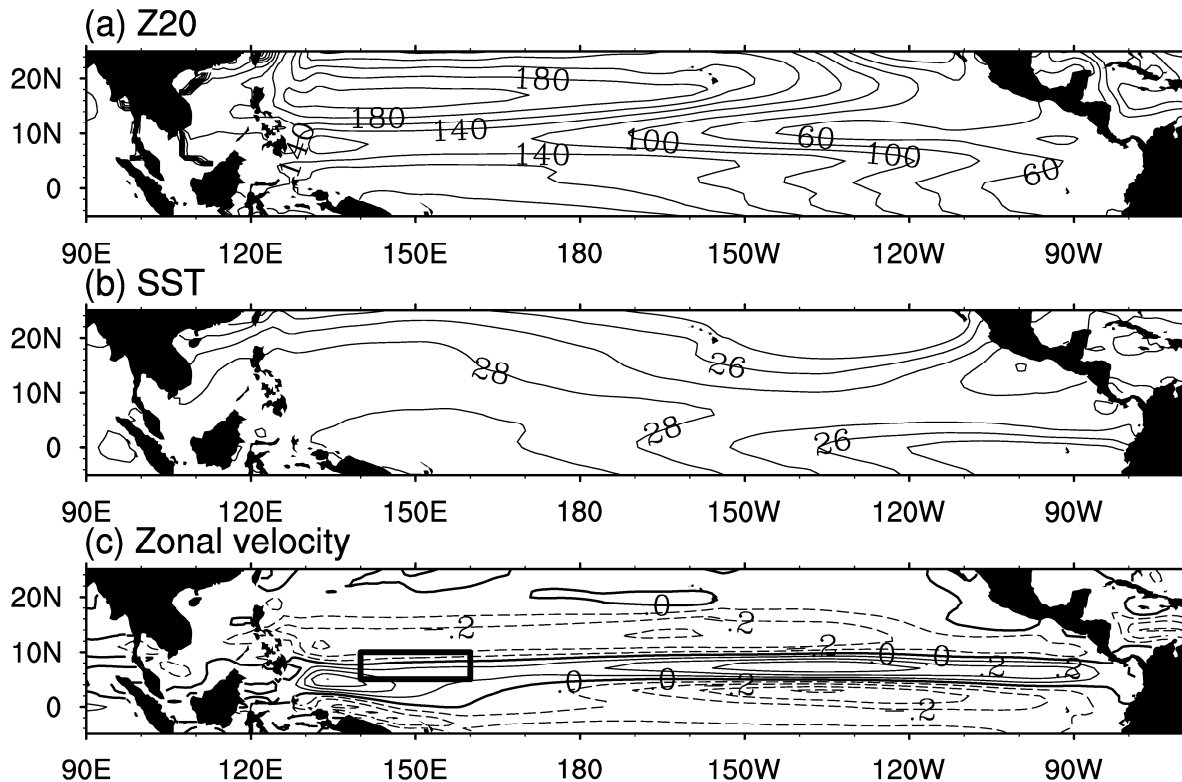


圖 1 1959~2009 年的氣候平均(a)溫躍層深度(b)海表面溫度(c)緯向洋流流速的氣候狀態。其中(c)負值表示流向為東向西，正值流向為西向東。(c)中方格標示為 NTR 區域。

Range Weather Forecasts ocean analysis/reanalysis system, ECMWF ORA-S3)的資料作分析(Balmaseda *et al.*, 2008)，ORA-S3 同化 AVISO 衛星的海表面高度資料、XBT、CTD、Argo 以及定點浮標等觀測的溫度、鹽度、速度場資料，其水平解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直方向有 29 層，時間解析度為 1959~2009 年月資料。本研究使用了海表面溫度、海表面高度(SSH)、大氣風場(TAUX、TAUY)、緯向、經向、垂直方向洋流(U、V、W)、混合層深度(MLD)以及 20°C 等溫面深度資料(Z20)。

2.2 東太平洋聖嬰與中太平洋聖嬰事件

根據 Trenberth(1997) 定義海溫距平值 Niño3.4 區域(5°S - 5°N , 170°E - 120°W)大於 0.4°C

且持續至少 6 個月稱為聖嬰現象。為了區分兩種類型的聖嬰現象，Kug *et al.* (2009)診斷在 1970~2005 年間有 12 個聖嬰事件，文中指出東太平洋聖嬰空間特徵類似傳統聖嬰現象 (Kug *et al.*, 2009 文中以冷舌聖嬰表示)，適合以 Niño3 (5°S - 5°N , 150°E - 90°W)區域海溫作為強度指標，而中太平洋聖嬰 (Kug *et al.*, 2009 文中以暖池聖嬰表示)可視為暖池海溫延伸，暖海溫距平在中太平洋，適合以 Niño 4 (5°S - 5°N , 160°E - 150°W)區域海溫作為強度指標。Hsin and Qiu (2012)使用更嚴謹的定義，以當 Niño3 區域海溫距平值大於 Niño 4 區域且持續至少 6 個月為東太平洋聖嬰年。反之，當 Niño 4 區域海溫大於 Niño3 區域並持續 6 個月以上，則定義為中太平洋聖嬰年。在本研究中我們

使用 Hsin and Qiu (2012)的定義，依此在 1959～2009 年間共有 10 次東太平洋聖嬰事件，6 次中太平洋聖嬰事件，分別表列於表 1。值得注意的是在 2000 年後的聖嬰事件多為中太平洋聖嬰。

表 1 1959～2009 年間的聖嬰事件。

類 別	年 份
東太平洋聖嬰年(EP)	1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1987, 1991, 1997
中太平洋聖嬰年(CP)	1968, 1977, 1994, 2002, 2004, 2006

在本文中為了解 ENSO 之特徵，距平值為當月資料減去 1959～2009 共 51 年的氣候平均值後，再將距平值做 2 至 7 年的波段濾波(Duchon, 1979)，由於只擷取了需要的波段，因此波段濾波後的波形會比未濾波前的時間序列來的更清楚。

三、NTR 溫躍層的平均結構與年際變化

因為溫躍層中心約位於 20°C 等溫線附近，因而在赤道太平洋地區研究中，Z20 被廣泛地利用為標示溫躍層的深度(Kessler, 1990; Swenson and Hansen, 1999; Durand and Delcroix, 2000; Meinen and McPhaden, 2000; Fedorov and Philander, 2001)，本研究亦使用 20°C 等溫線深度(Z20)代表溫躍層的深度。從氣候平均態(圖 1a)可以看到 Z20 在赤道東太平洋地區最淺(～40 公尺)，在赤道中西太平洋地區較深。在西太平洋地區，Z20 從南到北呈現一個深、淺、深的分布，在 7°N～10°N 赤道反流槽區域為較淺的 Z20。圖 1b 顯示了氣候平均海表面溫度，在東太平洋冷舌地區 Z20 較淺

處海溫也相對較低，這是由於溫躍層的深度淺，較冷的次表層海水易被帶到表層混和層。在西太平洋 20°N 以南、160°E 以西的區域有高海溫，此區域常稱為西太平洋暖池，在暖池地區顯示其年平均海溫與 Z20 的分布無關。圖 1c 顯示了經向洋流之流速，從圖可以看到在 10°N～20°N 之間，為東向西流向的北赤道洋流。北赤道洋流流至菲律賓附近開始分支，往北即為黑潮(Kuroshio)，往南則稱為明達納爾海流(Mindanao Current)。在 2°N～6°N 間因海表面高度差異，產生一股由西向東之洋流，即為赤道反流，而明達納爾海流部分分支即回流至赤道反流。本文所研究的 NTR 區域位於北赤道洋流與北赤道洋流之間，亦有學者將之視為赤道反流系統的一部份(e.g., Zhao *et al.*, 2013)。

圖 2 顯示了 Z20 在 NTR 的月平均值與年際變化值。NTR 溫躍層深度年變化範圍約在 15 公尺左右，秋冬季(SONDJ)最淺(～130 公尺)，春季(MAM)時最深(～150 公尺)，而年際變化最大位在冬季，深度變化範圍可達到 40 公尺。

圖 3 為 NTR 的海溫距平與 Z20 的夏季平均(JJA, 圖 3a)及冬季平均(DJF, 圖 3b)時間序列。東太平洋聖嬰年以深色陰影標示，中太平洋聖嬰年以淡色陰影標示。海溫距平與 Z20 的相關係數(correlation coefficient)在冬季為 0.54，而在夏季只有 0.23。由圖 3b 的時間序列圖可看出，東太平洋聖嬰年冬季 NTR 的海溫為冷海溫(負距平)時，溫躍層抬升變淺(Z20 為負距平)。聖嬰次年區域海溫則多半為增溫(海溫為正距平)，溫躍層則變深(Z20 為正距平)。此種海溫與溫躍層距平變化相同的現象類似在聖嬰期間東太平洋冷舌海溫變化的機制，稱之為溫躍層反饋機制(thermocline feedback; Jin and An, 1999; An, 2005)。我們推測溫

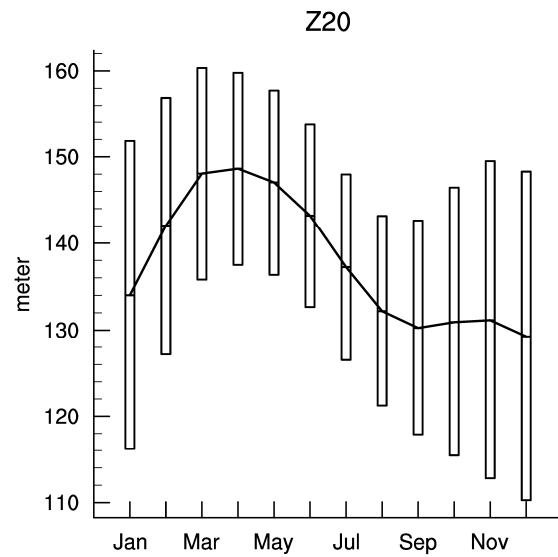


圖 2 在 5°N - 10°N , 140°E - 160°E 區域的每月溫躍層深度平均氣候值（黑色實線）與年際變化以一倍標準差表示（方格）。

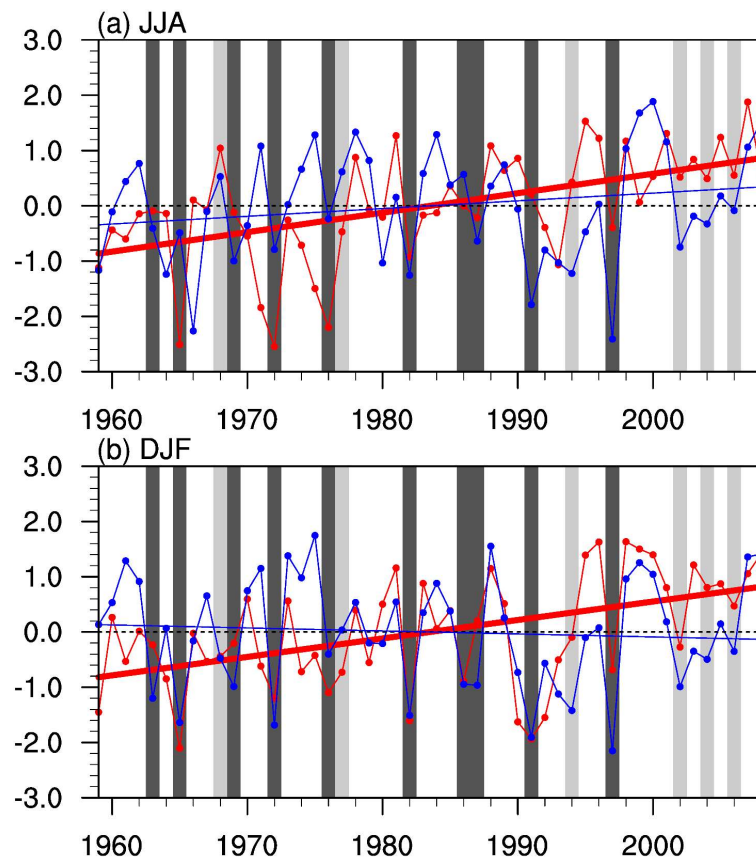


圖 3 1959~2009 年間在 5°N - 10°N , 140°E - 160°E 區域的 Z20（藍色折線）和 SST（紅色折線）的時間序列：(a) JJA (b) DJF。深色與淺色年份分別為東太平洋聖嬰年及中太平洋聖嬰事件。（紅色實線為 SST 趨勢線，藍色實線為 Z20 趨勢線。）

躍層反饋的機制在中太平洋聖嬰年是減弱的：從圖 3b 可以看到中太平洋聖嬰年溫躍層距平變化一般較東太平洋聖嬰年弱，在 6 個中太平洋聖嬰事件中即有 3 個事件（1977、2004、2006）其海溫距平與溫躍層距平為不同相。在夏季（圖 3a），東太平洋聖嬰年夏季 NTR 處亦多半為冷海溫，淺溫躍層（1986、1991 年除外），然而在中太平洋聖嬰年夏季，除 1968 年外，海溫與 Z20 的距平皆不同相。此區海溫在冬、夏皆有通過統計檢定的增溫長期趨勢，Z20 深度有在夏季略變深的趨勢但並未通過統計檢定。

四、溫躍層變化的可能機制

欲進一步檢視溫躍層變化特徵與聖嬰現象，此處使用合成分析展現東太平洋與中太平洋聖嬰的不同結構。一般而言聖嬰現象的暖海溫極大值會出現在北半球冬季的十一至十二月，以下文章提到時間時，將聖嬰發展年月份標示為(0)，後一年月份標示為(1)。

圖 4 為聖嬰期間 Z20 深度與風應力距平。在合成分析中，東太平洋聖嬰發展期時，赤道地區 Z20 的負距平（虛線），意指溫躍層的抬升，約於三月到五月（圖 4a）期間開始於西太平洋（130°E），其值並隨著聖嬰的發展向東延伸。在聖嬰極盛期十一至十二月，整個西太平洋地區為強的 Z20 負距平（圖 4c），之後負距平訊號沿赤道向東傳，最終會導致整個聖嬰相位反轉，這整個大太平洋 Z20 東西向的發展與變化即可由所謂“補給震盪”（recharge oscillator; Jin, 1997）與“延遲震盪”（delayed oscillator; Suarez and Schopf, 1988; Battisti and Hirst, 1989）予以充分解釋。然而，傳統的聖嬰現象機制中補給震盪與延遲震盪機制在中太平洋聖嬰裡並不明顯（圖 4f-j）。首先，中太平洋聖嬰

發展期東、西太平洋溫躍層的高低垂直位移並不大，這表示了中太平洋聖嬰發展似乎較不受溫躍層變化所影響(Kao and Yu, 2009; Kug *et al.*, 2009)。值得注意的是，在西北太平洋（ $\sim 8^{\circ}\text{N}$ ，即 NTR 處）亦有一 Z20 負距平隨著聖嬰發展加強，此負距平亦於次年六月-八月開始減弱成正距平（見圖 4e）。但是，這個西北太平洋 8°N 處(NTR)的 Z20 負距平在中太平洋聖嬰年亦不明顯。

圖 4 中的顏色代表風應力旋度(wind stress curl)距平，正值（負值）為氣旋式（反氣旋式）異常環流。東太平洋聖嬰期間西北太平洋地區（約 10°N , 160°E ）在三月到五月為氣旋式環流（圖 4a，紅色正值區），到了七月到九月時此氣旋環流開始向東傳至中、東太平洋（圖 4b）。在十一月到次年一月時，西北太平洋為反氣旋環流（圖 4c），此反氣旋環流即為王斌等人(Wang *et al.*, 2000b)所稱之菲律賓海反氣旋環流(Philippine Sea Anti-Cyclone, PSAC)，從聖嬰發展間秋季開始（圖未顯示），到了冬季增強到達極大值，並一直持續到聖嬰次年夏季六月~八月（圖 4e）才消散。王斌等人研究指出，秋冬出現的 PSAC 伴隨盛行東北季風，透過強風—潛熱蒸發—海溫冷卻的機制(Wind-Evaporation-Sea surface temperature feedback)影響區域海表面溫度，造成海溫在南海（反氣旋環流西側）為正距平，菲律賓海（反氣旋環流右東側）為負距平，此海溫偶極距平(SST dipole anomaly)亦會反饋維持大氣的反氣旋異常環流。相對於東太平洋聖嬰的風場變化，在中太平洋聖嬰期間西北太平洋地區的氣旋異常環流強度較弱（圖 4g）且未做濾波前的訊號雜亂（未顯示圖），東傳訊號不明顯，PSAC 延遲至十一月、十二月出現並達到最大值，其後 PSAC 雖延續到次年春季才消散（圖 4i），但強度卻遠比東太平洋聖嬰年間弱許

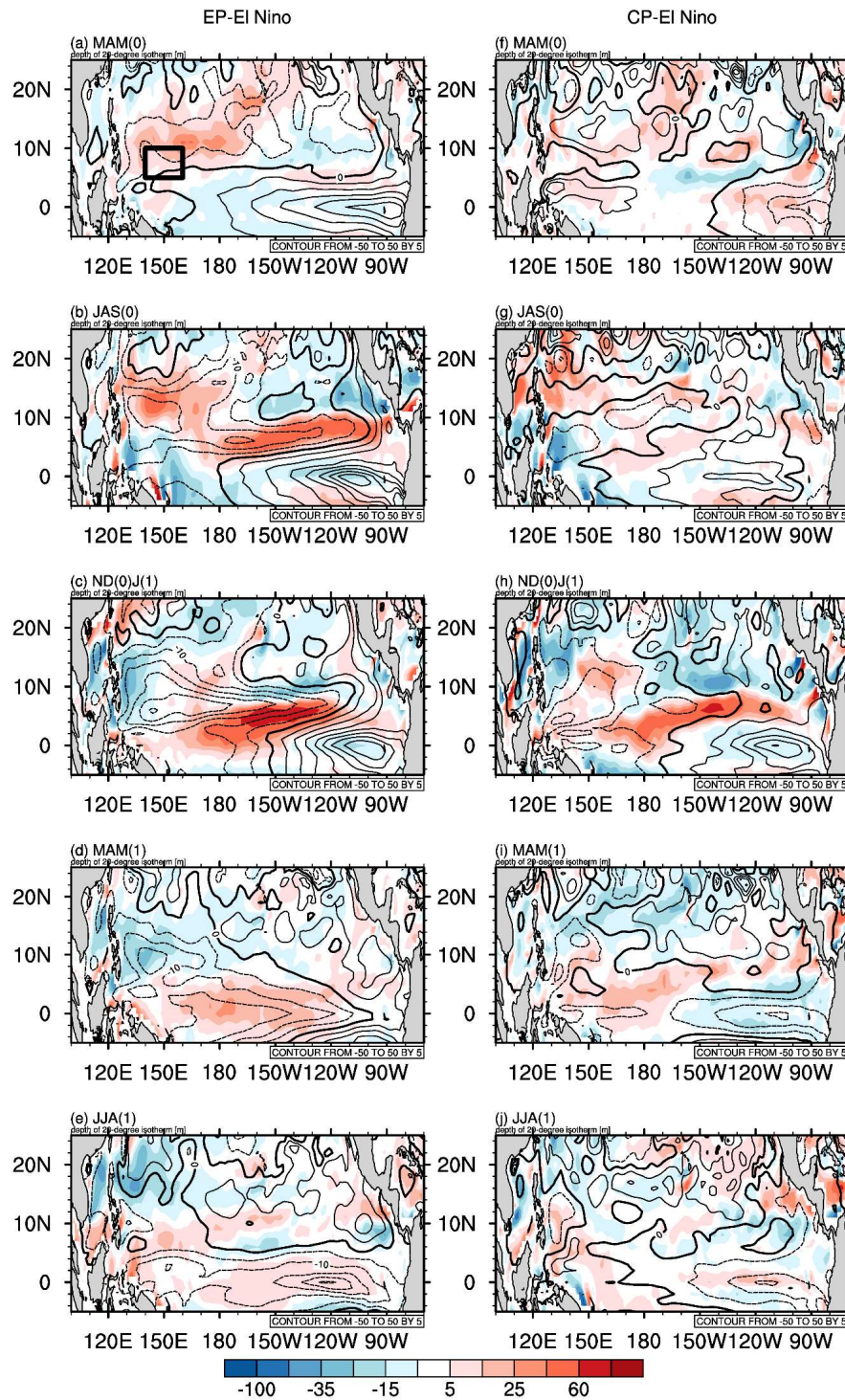


圖 4 (a)、(b)、(c)、(d)、(e)分別為東太平洋聖嬰年 MAM(0)、JAS(0)、ND(0)J(1)、MAM(1)、JJA(1)·Z20 (contour, 間距為 5m) 與 wind stress curl (shading) 的氣候距平值；而(f)、(g)、(h)、(i)、(j)則為中太平洋聖嬰年 MAM(0)、JAS(0)、ND(0)J(1)、MAM(1)、JJA(1)·Z20 與 Wind Stress Curl 的氣候距平值。(wind stress curl, 單位： $\text{Nm}^{-3} \cdot 10^{-9}$)。(a)中方格標示為 NTR 區域。

多，並且位置偏北，在 NTR 處上方顯示微弱的氣旋異常環流。聖嬰年期間在中-東太平洋區域，赤道異常西風距平與增強的東北信風形成了正值的風應力旋度 ($\sim 5^\circ\text{N}$, 180°E - 130°W)，此中太平洋氣旋式異常環流在七月到九月時出現 (圖 4b)，在十一月到次年一月達到極值 (圖 4c)，然後伴隨異常西風的減弱而逐漸衰減。十一月、十二月期間在中太平洋聖嬰年的西風距平與風應力旋度強度亦比東太平洋聖嬰年時期弱 (圖 4h、圖 5)，可見 Bjerknes Feedback 在中太平洋聖嬰年並不明顯。

溫躍層的年際變化分別受到局地與遠程的作用影響。局地影響主要為地區性風力驅動的艾克曼幫浦作用 (Ekman pumping)，氣旋式環流的風應力會產生海洋邊界層底的向上艾克曼幫浦作用，使得溫躍層舉升，而遠端影響則主要為風生作用所產生的海洋羅士培波與凱爾文波的傳播造成溫躍層的垂直位移 (Meyers, 1979a、b; Kessler, 1990; Kessler and McCreary, 1993; Yu and McPhaden, 1999; Wang *et al.*, 2000a)。然而並非在太平洋的所有地區，這兩個機制皆同時顯著。在 NTR 處，東太平洋聖嬰年春夏的氣旋式異常環流為正值，有利於從發展期開始的 Z20 的持續舉升 (圖 4a-b)，然而當 PSAC 出現後，氣旋式異常環流轉為負值，Z20 的持續舉升顯示另有其他的因素。由於 NTR 位於北赤道洋流及赤道反流的交會處，由於經向風切的作用形成艾克曼傳送造成海水上層輻散而導致湧升流區出現，其溫躍層的垂直位移與此二洋流間存在地轉平衡的關係 (Wyrki, 1975)。我們以下方程式表示邊界層的垂直逸入運動 (W , entrainment velocity)：

$$W = We + Wg + Res.$$

其中 $We = \frac{\nabla \times \tau}{\rho f}$ 為大氣風場所造成的艾克曼

幫浦垂直速度，當海洋上局地風場為氣旋環流時會產生湧升流，反之若為反氣旋環流則為下沉降流。 Wg 為與北赤道洋流與赤道反流有關的垂直速度項，為根據模式海表面高度 (SSH) 估算表面流 (方程式 (1), (2))，並利用連續方程求得 Wg 為積分到邊界層深度之平均垂直速度。值得注意的是，由於地轉流的輻散量為 0， Wg 主要是由估算出的經向與緯向流中非地轉分量所貢獻。在本研究中 W 、 We 、 Wg 皆往上為正值，往下為負值。

表面經向與緯向流根據海表面高度估算如下：

$$Ug(x, y, t) = -\frac{g}{f(y)} \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial y} \quad (1)$$

$$Vg(x, y, t) = -\frac{g}{f(y)} \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial x} \quad (2)$$

其中 Ug 為緯向海流， Vg 為經向海流， h 為模式的海表面高度， $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ 是重力加速度， $f(y) = 2\omega \sin(y)$ 為科氏參數為緯度的函數， x 、 y 、 t 分別為經度、緯度、時間變數。

圖 5 為距平值 2 至 7 年濾波再做合成分析得出之各項影響 Z20 之因子，其中 W 為模式中混合層深度之垂直逸入量， We 為大氣風場所造成的局地效應所影響的海洋艾克曼幫浦， Wg 是與洋流有關的湧升項，殘差項為所有海洋中的波動，如羅士培波，凱爾文波，內波，渦旋擾動...等。溫躍層抬升約自三~四月(0)開始，在聖嬰達到極值十二月(0)時 Z20 也最淺，之後 Z20 深度開始變深。值得提醒的是，Z20 的變化率與 W 的逸入作用近似成反比 ($w = -dZ/dt$)，因此當逸入作用為正值 (負值) 時，Z20 深度會持續的變淺 (變深)。

圖 5a 可以看到在東太平洋聖嬰年一月(0)開

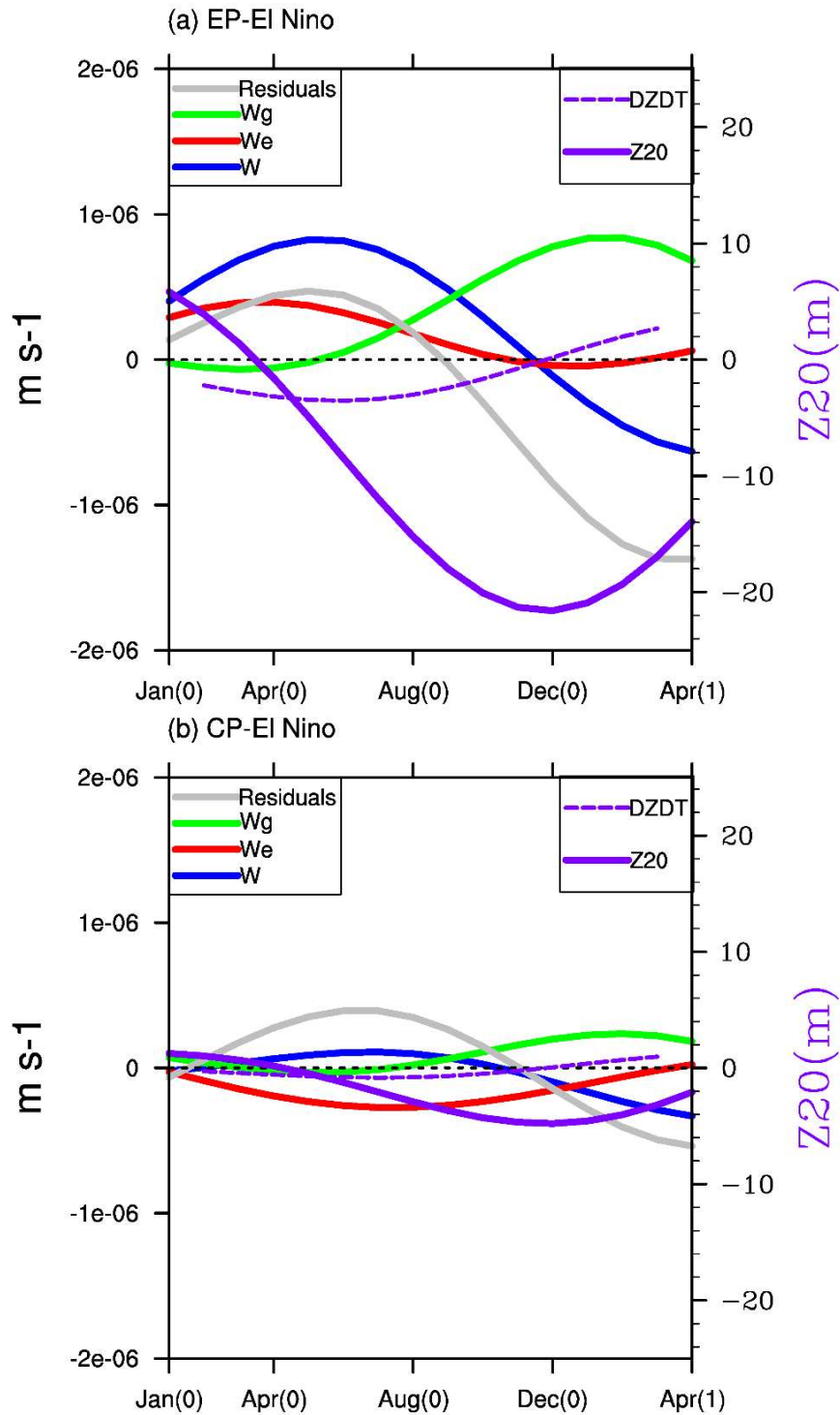


圖 5 距平值做 2 至 7 年濾波合成分析(a)東太平洋聖嬰年 1~12 月與隔年 1~4 月，藍色實線為垂直速度；紅色實線為局地風應力旋度項的垂直速度；綠色實線為洋流非地轉項造成的垂直速度；灰色實線為殘差項 (Residual)；紫色實線為 Z20 深度距平；紫色虛線為 Z20 變化率。(b)與(a)為相同，為中太平洋聖嬰年間。

始氣旋式環流造成艾克曼幫浦(We)，約在四月(0)時為正值最大，並領先逸入項(W) (六月(0))達到正值最大值約 2~3 個月份，此時也正是 Z20 深度變淺最快速的時期，顯示海洋溫躍層的反應落後局地風場約 2~3 個月。我們以風應力旋度為自變項計算當月風應力旋度對 3 個月後的 Z20 的迴歸可解釋變異量比(r^2)，發現聖嬰年發展年春季二月到五月(0)的風應力旋度對 Z20 的迴歸可解釋變異量比於三月(0)最高達到 60%，且最高可解釋變異量比一直持續到五月(0)約 52%。在 Zhao *et al.* (2013)的論文也指出西北太平洋局地風應力旋度可解釋超過 55%的海平面高度的變異，對赤道反流系統有重要的影響。正值的艾克曼幫浦作用一直持續到了十一月(0)因氣旋式環流轉為反氣旋環流(PSAC)， We 值趨近於 0，對 Z20 的改變幾無作用。與洋流相關的湧升流項 Wg ，在聖嬰發展年春季時為小值，六月(0)開始 Wg 顯示增強的湧升作用利於溫躍層的抬升，並在冬季與聖嬰次年春季達到大值。前人的論文(Wang and Wu, 2013; Hsin and Qiu, 2012)指出，受到聖嬰期風場距平影響，赤道反流會在聖嬰的發展期增強並持續直到聖嬰極盛期，而北赤道洋流與赤道反流強度變化與南北位移，會影響此兩洋流之間的質量輻合(Chang, 2008)。最後，檢視殘差項($Res.$)。殘差項在發展年春季為正值，強度與艾克曼幫浦(We)非常接近但極值約落在六月(0)，九月(0)後殘差項變成負值不利於 Z20 的抬升。由此推估，在東太平洋聖嬰年發展期，溫躍層受到局地風場與殘差項作用而開始舉升，之後則為殘差項的作用使得溫躍層繼續抬升，秋季之後洋流非地轉項對溫躍層的抬升為正貢獻，但其作用被負值的殘差項所抵消，十二月(0)後溫躍層開始變深主要為殘差項的作用。

相較於東太平洋聖嬰年，中太平洋聖嬰年的參數變化強度皆較弱(圖 5b)，地表風場的變化較小(中太平洋的緯向風應力振幅小)導致海洋環流系統的反應也較微弱(Wg 的變化不顯著)，由於溫躍層的變化不顯著，Z20 深度變化的機制在此處並不清楚。在四月(0)，局地弱的風應力為產生沉降流的負艾克曼幫浦作用並不利於 Z20 上升(參考圖 4i-f)，而秋季後 Wg 對溫躍層抬升的正貢獻同樣受負值的殘差項抵消，相較之下，殘差項在此貢獻對溫躍層的深度變化影響最大。

圖 6 為緯度 5°N~10°N 平均的 Z20 距平場的延時哈默圖。從圖 6a 可見到東太平洋聖嬰年有明顯向西傳遞的波動，Z20 負距平訊號在聖嬰發展期從東太平洋開始向西延時傳遞，在聖嬰極值期極值訊號到達西太平洋，恰為 NTR 區域溫躍層為最淺的時候(圖 5a)。NTR 區域位處於太平洋羅士培波活躍地帶(Kessler, 1990; Qiu and Lukas, 1996; Capotondi *et al.*, 2003)，從時間—經度距平場所估計的相位速度約為 0.8~0.9m/s，此速度極接近羅士培波的傳播速度。圖 6a 中持續向西的 Z20 負距平訊號可以與聖嬰(反聖嬰)所引起的湧升(沉降)羅士培波對應(e.g., Chang, 2008; Kashino *et al.*, 2011)。由此可推估，在圖 5a 中的殘差項，應為由遠端的中、東太平洋在七到九月的正風應力旋度所激發的羅士培波(e.g., Zhao *et al.*, 2013)。相較之下，在中太平洋聖嬰年，並未見有西傳波動的訊號(圖 6b)，因此圖 5b 中的殘差項可能為其他的海洋波動，但並非為羅士培波。由於圖 5 顯示殘差項不小，另一推測是殘差項為北赤道洋流及赤道反流在水平方向流切(horizontal shear)所產生的渦旋擾動，但此推論需要更進一步的研究。

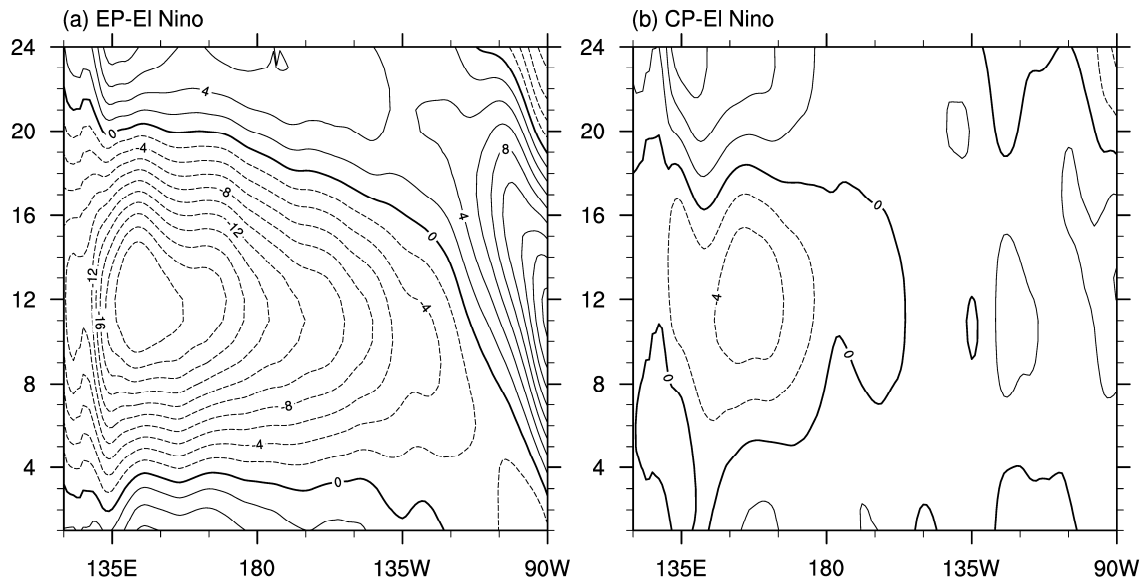


圖 6 5°N~10°N 區域平均的 Z20 距平值隨時間與經度的變化：(a)東太平洋聖嬰年 1~12 月與隔年 1~12 月，(b)與(a)為相同，為中太平洋聖嬰年間。

五、結論

本研究使用 ECMWF ORA-S3 海洋模式資料研究西太平洋地區的溫躍層變化，並進一步探討其年際變化影響海溫的程度。文中檢驗了在西北太平洋區域三個可能驅動溫躍層變化的機制：局地風場變化驅動的艾克曼幫浦、赤道洋流間海水質量輻合輻散形成的湧升作用、以及遠程風場激發造成的羅士培波傳播。在東太平洋聖嬰年發展早期，溫躍層受到局地風場與羅士培波作用而開始舉升，之後為在東太平洋激發的羅士培波主導了溫躍層的變化。然而在中太平洋聖嬰年卻無觀察到類似的西傳波動現象，同時局地風場的艾克曼幫浦作用以及與洋流有關的湧升流皆不是造成溫躍層位移的因素，至於是何種機制控制中太平洋聖嬰年間西太平洋地區的溫躍層變化則還需要進一步的探討。本研究與其他相關的研究一致指出，中太平洋聖嬰現象較不受溫躍層變化影響，

這也表示，中太平洋聖嬰現象的發展並非由海氣“動力耦合”的機制所主導。

從本研究超過 30 年的資料中可發現，在西太平洋赤道上海表面溫度有明顯暖化的趨勢，而溫躍層有變深的趨勢（主要在夏季期間）。此趨勢在 2000 年之後更加明顯（見圖 3），海表面溫度距平幾乎皆為正距平，而溫躍層舉升的距平變化遠小於 1990~2000 年期間的溫躍層變化。Lee and McPhaden (2010)研究亦指出 2000 年後海表面溫度暖化源於中太平洋聖嬰年頻率與振幅的增加。未來工作將對現今盛行的由東太平洋聖嬰及中太平洋聖嬰事件造成氣候背景場狀態改變的假設作進一步探討。

致謝

本研究在國科會 NSC 102-2111-M-034-002 與 MOST 104-2111-M-034-002 支助下完成，特此謝意。

參考文獻

- An, S. I., 2005: Relative roles of the equatorial upper ocean zonal current and thermocline in determining the timescale of the tropical climate system. *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, 121-132.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.
- Balmaseda, M. A., A. Vidard, and D. L. T. Anderson, 2008: The ECMWF ocean analysis system ORA-S3. *Mon. Weather. Rev.*, **135**, 409-429.
- Battisti, D. S., and A. C. Hirst, 1989: Interannual variability in the tropical ocean-atmosphere system: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1687-1712.
- Busalacchi, A. J., and J. J. O'Brien, 1980: Seasonal variability in a model of the tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1929-1952.
- Caihong, W., A. Kumar, Y. Xue, and M. J. McPhaden, 2014: Changes in Tropical Pacific Thermocline Depth and Their Relationship to ENSO after 1999. *J. Climate*, **27**, 7230-7249.
- Capotondi, A., M. A. Alexander, and C. Deser, 2003: Why Are There Rossby Wave Maxima in the Pacific at 10°S and 13°N? *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 1549-1563.
- Chang, P., 1994: A study of the seasonal cycle of sea surface temperature in the tropical Pacific Ocean using reduced gravity models. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7725-7741.
- Chang, C. W., 2008: Influence of upper oceanic dynamics on Sea Surface Temperature in the Philippine Sea and the South China Sea: structure and interannual variability. *Ph.D. dissertation, National Taiwan University*, 100 pp.
- Chavez, F. P., P. G. Strutton, G. E. Friederich, R. A. Feely, G. C. Feldman, D. G. Foley, and M. J. McPhaden, 1999: Biological and chemical response of the equatorial Pacific ocean to the 1997-98 El Niño. *Science*, **286**, 2126-2131.
- Chepurin G.A., J. A. Carton, and D. Dee, 2005: Forecast Model Bias Correction in Ocean Data Assimilation. *Mon. Weather. Rev.*, **133**, 1328-1342.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.
- Durand, F., and T. Delcroix, 2000: A note on the variability of the tropical Pacific thermal structure during the 1979-1996 period, as deduced from XBT sections, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 3261-3269.
- Federov, A. V., and S. G. Philander, 2001: A stability analysis of tropical ocean — atmosphere interactions. *J. Climate*, **14**, 3086-3101.
- Helber, R. W., and R. H. Weisberg, 2001: Equatorial upwelling in the western Pacific warm pool. *J. Geophys. Res.*, **106**, 8989-9003.

- Hsin, Y. C., and B. Qiu, 2012a: Seasonal fluctuations of the surface North Equatorial Counter current (NECC) across the Pacific basin. *J. Geophys. Res.*, **117**, C06001.
- , and B. Qiu, 2012b: The impact of Eastern-Pacific versus Central-Pacific El Niños on the North Equatorial Counter current in the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **117**, C11017.
- Jin, F. F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 811-829.
- , and S. I. An, 1999: Thermocline and zonal advective feedbacks within the equatorial ocean recharge oscillator model for ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2989-2992.
- Kao, H. Y., and J. Y. Yu, 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Climate*, **22**, 615-632.
- Kashino, Y., A. Ishida, and S. Hosoda, 2011: Observed Ocean Variability in the Mindanao Dome Region. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 287-302.
- Kessler, W. S., 1990: Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **95**, 5183-5217.
- , and J. P. McCreary, 1993: The annual wind-driven Rossby wave in the subthermocline equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1192-1207.
- Kindle, J. C., 1979: Equatorial Pacific Ocean variability seasonal and El Niño time scales. *Ph.D. dissertation, Florida State University*, 134 pp.
- Kug, J. S., F. F. Jin, and S. I. An, 2009: Two types of El Niño events: Cold tongue Niño and warm pool El Niño. *J. Climate*, **22**, 1499-1515.
- Larkin, N. K., and D. E. Harrison, 2005: Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16705.
- Lee, T. and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14603.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, **13**, 3551-3559.
- Meyer, G., 1979a: On the annual Rossby wave in the tropical North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 663-674.
- , 1979b: Annual variation in the slope of the 14°C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 885-891.
- Qiu, B. and R. Lukas, 1996: Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary. *J. Geophys. Res. Oceans*, **101**, 12315-12330.
- Solomon, A., and F. F. Jin, 2005: A study of the impact of off equatorial warm pool SST anomalies on ENSO cycles. *J. Climate*, **18**, 274-287.

- Suarez, M. J., and P. S. Schopf, 1988: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283-3287.
- Swenson, M.S., and D. V. Hansen, 1999: Tropical Pacific Ocean mixed layer heat budget: the Pacific cold tongue. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 69-81.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2778.
- , and D. P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño evolution. *J. Climate*, **14**, 1697-1701.
- Vecchi, G. A., and D. E. Harrison, 2000: Tropical Pacific SST anomalies, El Niño and equatorial westerly wind events. *J. Climate*, **13**, 1814-1830.
- Vialard, J., and P. Delecluse, 1998: An OGCM study for the TOGA decade, part II, Barrier-layer formation and variability. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1089-1106.
- Wang, B., R. Wu, and R. Lukas, 2000a: Annual adjustment of the thermocline in the tropical Pacific Ocean. *J. Climate*, **13**, 596-616.
- , and X. Fu, 2000b: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wang, L. C., and C. R. Wu, 2013: Contrasting the Flow Patterns in the Equatorial Pacific Between Two Types of El Niño. *Atmosphere-Ocean*, **51:1**, 60-74.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño—The Dynamic Response of the Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.
- Yeh, S.W., J. S. Kug, B. Dewitte, M.H. Kwon, B. Kirtman, and F. F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate, *Nature*, **461**, 511-514.
- Yu, X., and M. J. McPhaden, 1999: Seasonal variability in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 925-947.
- Yuan, Y., S. Yang, and Z. Zhang, 2012: Different Evolutions of the Philippine Sea Anticyclone between the Eastern and Central Pacific El Niño: Possible Effects of Indian Ocean SST. *J. Climate*, **25**, 7867-7883.
- Zelle, H., G. Appeldoorn, G. Burgers, and G. J. van Oldenborgh, 2004: The relationship between sea surface temperature and thermocline depth in the eastern equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 643-655.
- Zhao, J., Y. Li, and F. Wang, 2013: Dynamical responses of the west Pacific North Equatorial Countercurrent (NECC) system to El Niño events. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 2828-2844.

Thermocline Variation in the Western North Pacific Region during Eastern and Central Pacific Niños

Shen Kang and C.-W. June Chang

Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

(manuscript received 22 December 2015 ; in final form 4 February 2016)

ABSTRACT

In the western Pacific, the thermocline is relatively deep and the climatological upwelling is weak. Yet during El Niño, the thermocline shoals in the western Pacific along with the weakened trade winds. Meanwhile, the sea surface temperature (SST) displays a cold anomaly over the western Pacific. Here we deploy a data-simulated ocean model data, ECMWF ORA-S3 to study the thermocline variation in the western Pacific region (5°N-10°N, 140°E-160°E) where its interannual variability would impact the local SST variation. We examine three possible mechanisms driving thermocline displacement in the region: the local response to wind forcing via Ekman pumping, the current-related mass upwelling, and the propagation of upwelling Rossby waves generated by remote wind forcing.

Our results show that, among the three mechanisms, it is mainly the Rossby waves excited in the central-eastern Pacific the dominant factor driving the thermocline displacement in Eastern-Pacific El Niño year except in the early developing stage the Ekman pumping contributes as well; however, there is no discernable wave propagating signal seen in Central-Pacific El Niño to make a certain statement. The dominant factor for thermocline displacement over the western Pacific region in Central-Pacific El Niño still requires further investigation. Our findings agree with other studies on that Central-Pacific El Niño might be less dependent on thermocline variations.

Key Words: Thermocline Variation, Eastern-Pacific El Niño, Central-Pacific El Niño

