

東南太平洋間熱帶輻合帶的年際變化

施明甫¹

洪致文²

陳正達¹

國立臺灣師範大學地球科學系¹

國立臺灣師範大學地理系²

摘 要

東南太平洋間熱帶輻合帶(Southeast Pacific intertropical convergence zone；簡稱SITCZ)位於赤道東太平洋南方，秘魯及厄瓜多的外海處，是每年2~4月才會明顯發展對流系統的區域。分析顯示，SITCZ在強度上有著類似雙年震盪的年際變化，而赤道北邊的間熱帶輻合帶(Intertropical convergence zone；簡稱ITCZ)強度則是呈現幾乎反相位的震盪。過去普遍認為，海表面溫度(Sea surface temperature；簡稱SST)主導著SITCZ在每年2~4月時的發展，而本研究顯示，每年南半球秋季時出現的赤道東太平洋南邊SST增暖，是導致SITCZ在3~4月能夠發展的主要因素，但此處SST冷暖年際變化並非影響SITCZ在強度上呈現年際變化的唯一因素，SITCZ和赤道北邊ITCZ強度有著彼此消長的情形，顯見兩者存在著一定的關係。本研究認為，SITCZ呈現強度上的年際震盪變化，其原因為當赤道北邊ITCZ位置的SST在南半球夏季及秋季較高時，3~4月的ITCZ可以維持較強強度，進而利用動力機制壓抑赤道南邊的SITCZ環流；反之若赤道北邊ITCZ位置的SST在南半球夏季及秋季較低溫時，3~4月份的ITCZ則會明顯減弱，動力機制壓抑赤道南邊SITCZ的情形相對不明顯，因此SITCZ強度會較強。

關鍵字：東南太平洋間熱帶輻合帶(Southeast Pacific intertropical convergence zone；簡稱 SITCZ)、間熱帶輻合帶(Intertropical convergence zone；簡稱 ITCZ)、年際變化

一、前言

在熱帶太平洋地區有著許多對流雲系發展，並且是一波一波不斷生成而後消散，若我們以氣候平均尺度來看，可以發現這些區域的對流雲系呈現帶狀的分布，並隨著季節變動而有南北向的位移或強弱變化，我們稱之「間熱帶輻合帶」(Intertropical convergence zone；簡稱ITCZ)。Chang(1970)利用衛星觀測資料來分析，發現ITCZ的對流雲系有向西傳送的情況，並且若以氣候尺度來看結果也一樣。他提出兩個可能的假設：這些向西傳的對流雲代表著有一向西傳的波；另一假設則是這些向西傳送的對流雲是因為平均流場為向西的關係。以非氣候平均角度來看，ITCZ就是由許多的積雲團組成，彼此之間是由晴空分隔開來。積雲團低層的輻合大部分是風的南北分量組成，因此可以猜想原因是南北半球的信風輻合。一般也認為，ITCZ的形成原因為熱帶地區的南北半球信風輻合而成，而通常我們也將之視為哈德里環流(Hadley Circulation)的上升區。西太平洋ITCZ有著明顯的南北半球對稱性，並在夏半球強度較強，但東太平洋ITCZ則總是位於北半球的位

置，南半球的東南太平洋間熱帶輻合帶(Southeast Pacific intertropical convergence zone；簡稱SITCZ)僅出現於每年的2月、3月、4月(主要是3月及4月)。Philander et al.(1996)指出海氣交互作用對ITCZ位置有著很大影響，某些地區因為海陸分布的關係而造成海溫不均，使得ITCZ偏好在暖的海表面溫度(Sea surface temperature；簡稱SST)地區發展。最著名的冷舌區就位在赤道東太平洋，大約是秘魯西方的海域，由於行星風場分布及南美洲的海岸線，使得此處海底湧升流旺盛，加上層雲雲蓋(Mitchell and Wallace,1992；Philander et al.,1996)使得冷舌區SST因而較低。冷舌區北方的海域SST較高，這或許是東太平洋ITCZ總是停留在赤道北方的原因之一。Halpern and Hung(2001)提出關於赤道東太平洋地區ITCZ及SITCZ的研究，分析1993~1998年的資料後發現，赤道東太平洋地區的ITCZ幾乎是持續出現在北半球，而南半球的SITCZ只在3月及4月出現，並且在強度上要弱的多。SITCZ位置的SST在正常年時(非強ENSO年)都要較冷舌區高出2°C左右，尤其是在3月和

4月。SITCZ的降水並非是赤道北邊ITCZ南移的結果，事實上在ITCZ及SITCZ之間的冷舌區不僅SST較低，此處風的輻散也是阻止赤道北邊ITCZ南移的原因。種種研究均顯示在赤道東太平洋地區的低SST冷舌區及其北方的SST較高是造成ITCZ總是位於北半球的原因。

關於SITCZ僅在每年3~4月出現有些相關研究，其原因可歸因於此處SST在南半球秋季時的增溫。Masunaga and S. L'Ecuyer(2010)認為太陽短波輻射是加熱東南太平洋SST的主要因素，致使此區域在每年1月開始開始產生暖海水帶，而使得SITCZ能夠在3月及4月時發展。但先前的研究主要都將焦點集中在SITCZ的生成與SST及其他環境場的關係，關於SITCZ的年際變化討論甚少，造成年際變化背後的原因為何？這和SITCZ的生成又有著什麼關係？除了SST外是否有其他機制影響SITCZ的發展？這些疑問為本研究所欲探討的目標。

二、資料來源及研究方法

(一) 資料來源

本研究在空間及時間均採用了高解析度及較低解析度的資料，時間尺度由低解析到高解析度分別為月尺度、週尺度及日尺度。850hPa、500hPa垂直速度、1000hPa輻散場使用ERA40及ERA Interim重分析資料，空間解析度分別為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 及 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ ，時間ERA40資料月尺度為1958~2002年8月，ERA Interim資料月尺度為1989~2008年，ERA Interim資料日尺度為1989~2008年。海表面輻散場使用QuikSCAT Level 4資料，空間解析度 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，時間日尺度為1999年7月20日~2008年。海表面溫度SST使用ICOADS海表面溫度資料，空間解析度 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ，時間月尺度為1800年1月~2007年5月，本研究使用1958~2007年5月區段；HadSST2海表面溫度資料，空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間月尺度為1870年1月~2007年11月，本研究使用1958年~2007年11月區段；OI SST海表面溫度資料，空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間週尺度為1981年10月29日~2008年。GPCP降水資料月尺度空間解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間為1979年1月~2009年9月，本研究使用1979~2008年區段；日尺度空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間為1997~2008年。NOAA OLR外逸長波輻射資料，空間解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間月尺度為1974年6月~2009年11月，本研究使用1975~2008年區段；日尺度為1974年6月~2008年12月，本研究使用1997~2008年區段。以上所有資料皆為全球網格點資料。另外本研究還使用NOAA多重ENSO指數Multivariate ENSO Index (MEI)來定義PDO的冷相位及暖相位。

(二) 研究方法

本研究在使用高解析度資料的部分，採用了空間區域分類定義的方式。Chen et al.(2008)定義了“降水強度Index H”，並使用日尺度資料來分析西太平洋地區Double ITCZ的日尺度空間分布。其定義方式為：先將西太平洋ITCZ區域經度固定在 $130^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{W}$ ，再依緯度分成三區： $10^{\circ}\text{N} \sim 4^{\circ}\text{N}$ 、 $4^{\circ}\text{N} \sim 4^{\circ}\text{S}$ 、 $4^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{S}$ 。再定義出降水強度Index H，即一日個別區域裡降水強度大於等於 10mm/day 的網格點占該區域總網格點25%面積以上，定義為有降水訊號。依此降水訊號將西太平洋ITCZ依空間分布不同分成North、South、Equator、Double、Full、Weak共六種不同的ITCZ空間分布型態。

本研究為分析SITCZ，依照類似的方式，使用GPCP降水日尺度資料定義出“ITCZ Index”及“Weak ITCZ Index”。首先將經度固定在 $149.5^{\circ}\text{W} \sim 90.5^{\circ}\text{W}$ 之間，再依照緯度由北而南分成4塊區域： $19.5^{\circ}\text{N} \sim 9.5^{\circ}\text{N}$ 、 $9.5^{\circ}\text{N} \sim 2.5^{\circ}\text{N}$ 、 $2.5^{\circ}\text{S} \sim 2.5^{\circ}\text{S}$ 、 $2.5^{\circ}\text{S} \sim 9.5^{\circ}\text{S}$ 。當一日個別區域降水強度大於等於 1mm/day (SITCZ區域降水強度較弱)的網格點占該區域總網格點30%面積以上，定義為ITCZ Index，反之則定義為Weak ITCZ Index。定義後的結果為日尺度之下的SITCZ及ITCZ降水。除了傳統3月及4月SITCZ區域降水日數會明顯增加以外，我們也可見1998年強聖嬰年的特殊特性，原本赤道冷舌區以及SITCZ區域的降水天數明顯增加非常多。異常增高的SST使得原本不易發展對流系統的區域在強聖嬰年時旺盛發展，將赤道東太平洋地區3~4月原有的Double ITCZ空間配置打亂，形成一條由北方橫跨赤道的旺盛對流帶。

三、SITCZ的雙年震盪

(一) SITCZ特徵

赤道東太平洋南邊的SITCZ最大特徵為僅於每年3月及4月出現，和赤道北邊持續出現且較強的ITCZ形成強烈對比，且在強度上明顯弱許多，由圖1(a)~(h)可看出SITCZ此特徵。SST在此區域通常持續維持比赤道北邊區域更低的溫度，不利於對流系統的發展，每年1月開始出現的暖海水帶使得SITCZ得以在3~4月時發展。降水、OLR、垂直速度及輻合在3月底時達到最高值，4月開始則緩慢下降。值得注意的是，SST最高值是在4月初時才達到，比起對流系統發展到最大值要晚一些，我們推測SST應是扮演啟動SITCZ開始發展的機制，意即當此處SST上升到一定溫度時會使SITCZ的對流系統開始旺盛發展，

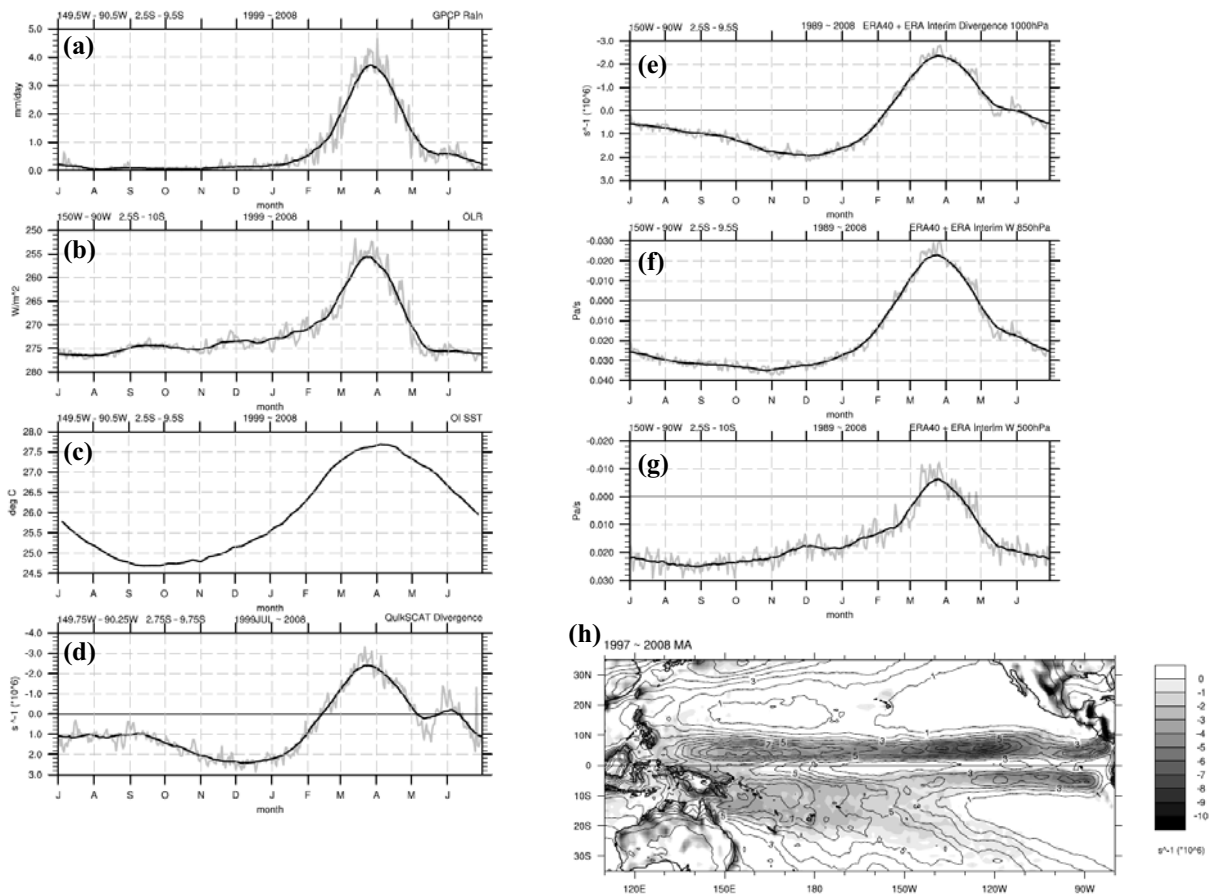


圖1 (a)~(g)圖黑線為SITCZ區域1989~2008年及1999~2008年氣候平均，並使用31天滑動平均後的結果；灰線為31天滑動平均之前，SITCZ區域為149.5°W~90.5°W，2.5°S~9.5°S。(h)圖為1997~2008年的3~4月氣候平均圖，等值線為降水量，灰階部分為輻合區。本研究的區域為149.5°W~90.5°W，9.5°S~19.5°N之間。

而後更高的SST並沒有主導SITCZ的對流強度發展，顯見除了SST以外，應還有其他因素影響了SITCZ的對流強度。

(二) SITCZ的年代際變化

分析ERA40及ERA Interim 1958~2008年的3~4月850hPa垂直速度月尺度資料，以時間序列方式表示如圖2，可見SITCZ區域每年強度變化呈現震盪的情形，並且在多數年有著類似雙年震盪的變化特性。值得注意的一點為此震盪在大約在1981年過後有著較1981年之前整體變得更為強盛的趨勢。為了排除可能是早期資料分析問題導致的誤差，我們也比對了NCEP R1及R2的垂直速度資料，並做標準化以後，同樣也發現有著如此整體變強的趨勢。此種情況和Pacific Decadal Oscillation(PDO)的震盪(如圖2c)相當類似。一般認為，PDO在1947~1976年為冷相位，反聖嬰年發生頻率較高；1976年過後則進入暖相位，聖嬰年的發生頻率則較高。雖然SITCZ的垂直速度強度整體變強的變化與PDO相位變化相比晚了

約5年，但仍可見兩者有著不小的關聯性。推測未來PDO再次進入冷相位以後，赤道東太平洋地區的SITCZ強度應會有著整體減弱的情形。

(三) SITCZ的年際變化

SITCZ強度除了有年代際變化以外，年際變化則呈現類似雙年震盪的變化特性。傳統認為SITCZ強弱應和SST有關係，Masunaga and S. L'Ecuyer(2010)分析2000~2007年個別的SITCZ變化，認為2003年及2005年異常減弱的SITCZ強度是因為其下方異常變冷的暖海水帶所致。然而由圖2可看出，無論是850hPa垂直速度場或1000hPa輻散場，赤道北邊的ITCZ呈現的強弱年際變化和赤道南邊的SITCZ強弱年際變化幾乎是反相位的情形，顯見兩者之間應有一定程度的關聯性，意即SITCZ的強弱變化可能和ITCZ的變化有關係。Gu et al.(2004)也發現SITCZ及ITCZ在強度上有彼此消長的情形，他們認為東太平洋地區ITCZ及SITCZ兩者相加總雨量的年際變化並不大，而兩者在個別降水量的年際變化上則是彼此

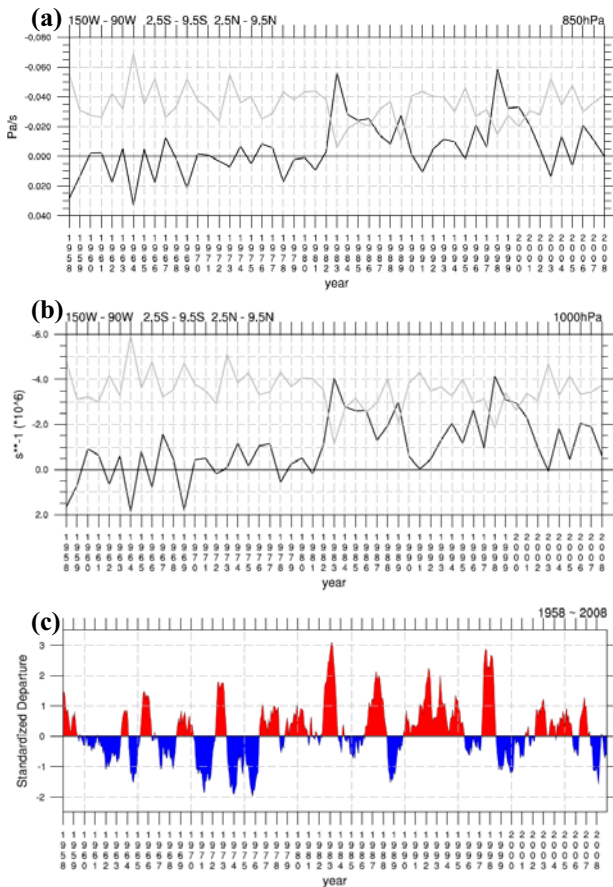


圖2 (a)圖為850hPa垂直速度場，(b)圖為1000hPa輻散場，黑實線代表SITCZ區域，灰實線代表ITCZ區域，(c)圖為多重ENSO指數。

互相消長。Gu et al.懷疑2003年SITCZ異常減弱是ITCZ動力壓抑所造成，他們也懷疑和Zhang et al.(2004)提出赤道東太平洋地區的環流系統在邊界層上方有另一道輻散，形成另一小型環流系統有關。我們利用雙年震盪年際變化特性，使用850hPa垂直速度場及1000hPa輻散場來定義出“正相位年”及“負相位年”而後個別分析之。定義方式為先將垂直速度場及輻散場個別取其年際變化的標準差，若某年與前一年或後一年的年際變化值小於標準差的一半，則該年不算入正負相位年之列。正相位年強度必須較前後一年強，負相位年強度則必須較前後一年弱。依上述條件可初步篩選出垂直速度場及輻散場個別的正負相位年，但我們還必須排除強ENSO年的干擾，以及北邊ITCZ直接橫跨過赤道冷舌區直接到達赤道南方SITCZ區域的特殊個案影響(非傳統氣候平均定義上的Double ITCZ情況)。進行以上的篩選過後，850hPa垂直速度場及1000hPa輻散場個別的正負相位年可以定義出來。最後將兩不同變數場同時符合正負相位的年挑出，定義出的正相位年為：1963年、1965年、1967年、1974年、1989年、1996年、2004年；負相位年為：1962年、1964年、1966年、1978年、1995年、1997年、2003年、

2005年、2008年。為了深入了解SITCZ和ITCZ之間的關係，我們使用上面定義出的正相位年及負相位年來進行分析。

(三) SITCZ及ITCZ的正負相位年

我們懷疑SITCZ的強弱年際變化不僅僅只是該區域的SST變化影響，分析ICOADS及HadSST2的SST資料，發現在3~4月時赤道北邊ITCZ的垂直速度年際變化比起南邊SITCZ的年際變化與其個別的SST年際變化有著更好的相關性，且SITCZ及北邊的ITCZ似乎有某種關係，推測除了SST影響以外，應也有環流動力上的影響。利用先前定義的正相位年和負相位年，分析其個別相對應的850hPa垂直速度以及SST，得到如圖3的結果。

圖3為使用月尺度資料分析的結果。我們分析的ITCZ位置上升運動有著年循環情形，即北半球春季時較弱，而後逐漸加強，但在夏季時會再減弱的原因為此時主要上升運動區已隨太陽直射點移至更北方的緯度所致，而後在秋季時主要上升運動區又回到10°N以內的位置，因此此區域上升運動又再次加強，如此循環著。SITCZ的上升運動年循環相對簡單，對流系統上升運動僅在3~4月時發展，其餘時間則持續呈現下沉運動的情況；相對的該區域SST也僅有在南半球秋季時上升，其餘時間則呈現比北半球還要低溫很多的情形，不難想像SITCZ為何僅在南半球秋季時才會發展。目前其他研究均認為南半球SITCZ區域如此特殊的現象和現時的日地關係影響太陽輻射加熱年循環有關，如Wang and Wand(1999)的模式模擬結果。值得注意的一點，SITCZ區域的SST達到最高值的時間比起上升運動最大值時間晚了一個月。對此現象我們認為SITCZ區域的SST在南半球秋季時升溫是扮演SITCZ對流開始發展的啟動者角色，即SST上升到一定溫度時開始有助於對流系統發展，而後對流系統的發展強度則和SST關係不大。圖3看出SITCZ開始發展對流系統時對應的SST大略為26.6°C，但北邊ITCZ位置不足此溫度的時間也不少，而其仍有比南邊SITCZ強得多的對流運動，可見得SITCZ區域除了SST通常較低不利對流發展以外，來自北邊ITCZ的影響可能也是造成SITCZ難以發展對流系統的原因。另外雖然3~4月時，SITCZ的正負相位SST都有超過26.6°C這個大略臨界值，但只有一個相位的對流系統是強大發展(垂直速度轉為負值)，如此SITCZ不同相位呈現一強一弱情形，顯見除了SST以外另有其它因素更會影響到SITCZ的強度。北邊ITCZ的上升運動強度在3月時達到最小值，同時間南邊SITCZ的上升運動達到最大值。而後北邊ITCZ位置上升運動再次加強，南邊SITCZ的上升運動則開始減弱，推測SITCZ的對流系統強度發展

四、ITCZ及SITCZ的關係

如同圖3的分析法，我們將850hPa垂直速度和SST由原本的月尺度分別改為日尺度及週尺度兩種較細的時間尺度。但分析的正相位年改為：1989年、1996年、2004年；負相位年改為：1995年、1997年、2003年、2005年、2008年。其結果如圖4所示，其和圖3有著非常類似的結果，北邊ITCZ比起南邊SITCZ有著與SST更好的相關性，且當北邊SST在1~4月較高時，ITCZ於3月及4月上升運動較旺盛，此時SITCZ則有著較弱的對流系統發展。反之當北邊SST在1~4月較低時，ITCZ於3月及4月上升運動較不旺盛，而此時ITCZ則有著相對較強的對流系統發展。本節我們主要探討北邊ITCZ是透過何種方式來影響南邊的SITCZ對流系統，而使其在對流強度上有著強弱的年際變化現象。

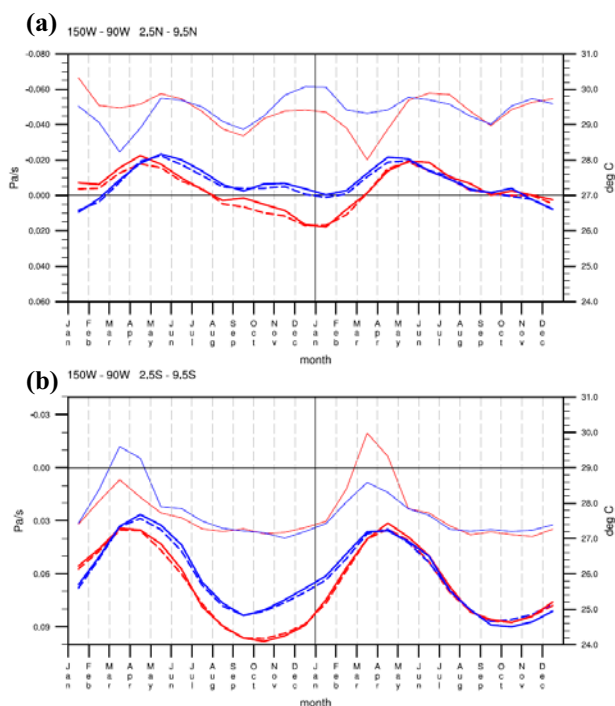


圖3 (a)圖為ITCZ區域，(b)圖為SITCZ區域。圖左方區塊為正負相位年當年，圖右方區塊為正負相位年的前一年。紅線為正相位年，藍線為負相位年。細實線為850hPa垂直速度，粗實線為ICOADS SST，粗虛線為HadSST2 SST。

與北邊ITCZ對流系統強度有著比南邊SST更好的關係。由正負相位年的變化也可看出SITCZ的強弱和該區域SST變化並非唯一的關係。在SITCZ區域，正相位年的前一年1~2月儘管SST較負相位年前一年高，但對流系統強度卻是負相位較強；而在正相位年當年1~2月甚至3月時僅管SST較負相位年低，但對流系統強度卻是正相位較強。

以上均顯示SITCZ在強度上和北邊的ITCZ對流系統強度有著很好的關係。不同於SITCZ和相對應的SST關係並不大，北邊ITCZ和其對應的SST有著相對較好的相關性。在正負相位年的前一年，正相位1~4月的SST比負相位高，此時主要上升運動區域由更北的緯度回到10°N以內區域時，較高的SST使得正相位的上升運動不會減弱太多，因此正相位的上升運動更強盛。相反的，在正負相位當年，負相位的SST在1~4月時較正相位高，主要上升運動區域由更北的緯度回到10°N以內區域時，較高的SST使得負相位的上升運動不會減弱太多，因此負相位的上升運動較為強盛。但究竟北邊的ITCZ是藉由何種方式來影響南邊SITCZ對流強度？這是本研究另一個探討的問題。

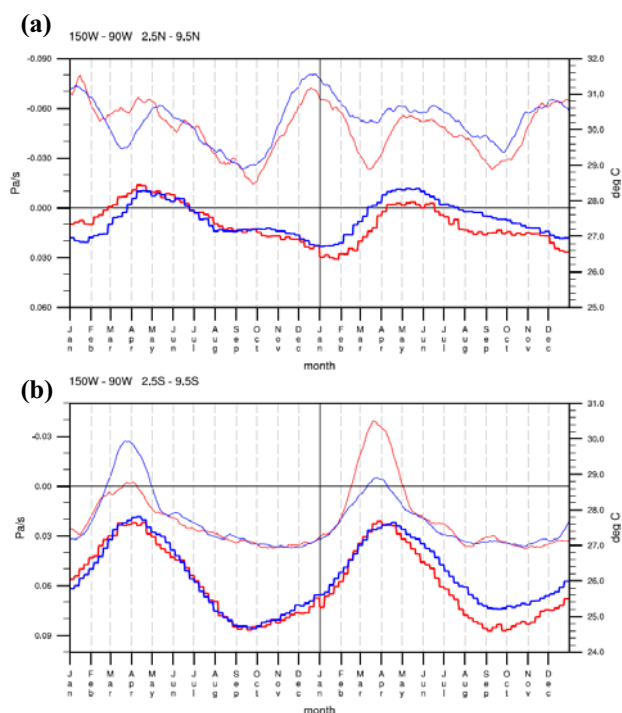


圖4 同圖3，但由月尺度改為日尺度及週尺度。

圖5為1997~2008年SITCZ區域(2.5°S~9.5°S)每年3~4月時符合ITCZ Index及Weak ITCZ Index的個別天數，可以看見其曲線分布型式和先前利用850hPa垂直速度定義的SITCZ強度曲線分布非常類似，可見得日尺度之下的ITCZ Index天數多寡可以相當程度上代表SITCZ的強度，尤其是2003年及2005年這兩年負相位年。分析ITCZ Index天及Weak ITCZ Index天背後的發展條件或許可以解釋北邊ITCZ透過何種方式來影響南邊SITCZ的對流系統。

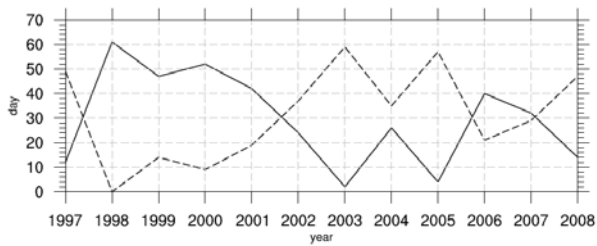


圖5 黑實線為ITCZ Index在3~4月的天數，黑虛線為Weak ITCZ Index在3~4月的天數。

分析以後發現，在SITCZ區域符合ITCZ Index的日子，北邊ITCZ區域雨量呈現變弱，OLR值變高，850hPa及500hPa上升運動減弱，1000hPa及海表面輻合減弱等情況。這點和先前分析正負相位年時的情形類似，即當SITCZ區域的對流系統較強時，北邊ITCZ的對流運動則是相對較弱；反之當SITCZ區域的對流系統較弱時，北邊ITCZ的對流運動則是相對較強盛。這種南北ITCZ互相消長的情形不僅在月尺度的時間尺度見到，在日尺度下依然可以見到。因此我們個別分析SITCZ區域在3月及4月符合ITCZ Index及Weak ITCZ Index日子的南北環流系統配置，發現當符合ITCZ Index日子的環流系統在赤道南邊及北邊各有著對流上升區，並且北邊的上升運動較南邊強盛，是為ITCZ及SITCZ。而符合Weak ITCZ Index日子的環流系統，赤道南邊的上升運動明顯減弱很多，北邊則更為強盛，並且在中高層有著跨越赤道向南邊的下沉氣流。進一步再分析東西向的環流系統，發現同樣符合ITCZ Index日子的環流系統在149.5°W~90.5°W區間是呈現上升運動。而符合Weak ITCZ Index日子的環流系統在149.5°W~90.5°W區間則是呈現明顯下沉運動。由以上的分析結果能夠得知，北方ITCZ可以透過環流動力機制來壓抑南方的SITCZ對流強度。

五、結論

過去在研究ITCZ時大多數是使用月尺度資料，更小的時間尺度資料則較少被拿來研究，Magnusdottir and Wang(2007)分析日尺度資料之下的ITCZ，也顯現出在月尺度等長時間尺度下看不出來的ITCZ對流雲生命特性。未來在探討ITCZ時應可朝更高解析度的資料來進行研究。

本研究顯示SITCZ的強弱，其對應的SST並不是唯一的影響因素，來自赤道北方ITCZ透過環流動力機制，更能夠影響SITCZ的對流系統發展強度。因此SITCZ的年際變化除了SST影響以外，更大層面是由北邊ITCZ的年際變化影響，而北邊ITCZ年際變化則和北邊的SST變化有相關。然而，形成SST的年際變化確實原因我們仍不清楚，或許是對流系統遮蔽太

陽短波輻射加熱造成SST年際變化，也或許是洋流系統的改變？因為在熱帶地區海氣系統彼此的交互作用扮演相當重要的角色，並且彼此息息相關。

謝誌：本文完成，感謝李衍民與高培根的繪圖協助。本研究在國科會計畫(97-2111-M-003-004-MY2)資助下所完成，特此感謝。

參考文獻

- Baode Chen., Xin Lin., and Julio T. Bacmeister, 2008: "Frequency distribution of daily ITCZ patterns over the Western-Central Pacific", *Journal of Climate*, 21, 4207-4222.
- Bin Wang. and Yuqing Wang, 1999: "Dynamics of the ITCZ-Equatorial cold tongue complex and causes of the latitudinal climate asymmetry", *Journal of Climate*, 12, 1830-1847.
- Chih-Pei Chang, 1970: "Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from Time-Composite satellite photographs", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 133-138.
- Chidong Zhang., Michael McGauley., and Nicholas A. Bond, 2004: "Shallow meridional circulation in the tropical eastern Pacific", *Journal of Climate*, 17, 133-139.
- David Halpern. and Chih-Wen Hung, 2001: "Satellite observations of the southeast Pacific intertropical convergence zone during 1993-1998", *Journal of Geophysical Research*, 106(D22), 28, 107-28, 112.
- Guojun Gu., Robert F. Adler., and Adam H. Sobel, 2005: "The eastern Pacific ITCZ during the boreal spring", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 1157-1174.
- Gudrun Magnusdottir. and Chia-Chi Wang, 2008: "Intertropical convergence zones during the active season in daily data", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 2425-2436.
- Hirohiko Masunaga. and Tristan S. L'Ecuyer, 2010: "The southeast Pacific warm band and double ITCZ", *Journal of Climate*, 23, 1189-1208.
- Mitchell. T. P. and J. M. Wallace, 1992 : "The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature". *Journal of Climate*, 5, 1140-1156.
- S.G.H. Philander., D. Gu., G. Lambert., T. Li., D. Halpern., N.-C. Lau., and R.C. Pacanowski, 1996 : "Why the ITCZ is mostly north of the equator", *Journal of Climate*, 9, 2958-2972.