

東太平洋間熱帶輻合帶的南北偶極特徵

施明甫¹ 洪致文^{2*}

¹ 國立臺灣師範大學地球科學系

² 國立臺灣師範大學地理系

(中華民國一〇一年七月三十一日收稿；中華民國一〇一年十一月二十八日定稿)

摘 要

間熱帶輻合帶 (Intertropical Convergence Zone; 簡稱 ITCZ), 是大氣環流中一個很明顯的特徵。在東太平洋地區, 由於海氣交互作用及海陸交界海岸線的配置, 使得 ITCZ 偏好出現在北半球。東太平洋赤道北方的 ITCZ (簡稱 NITCZ) 在北半球夏季時移至最北端(20°N), 並在春季時回到最低緯度(5°N); 除了北半球的 NITCZ, 在其南方有另一條對流輻合帶, 只在 3~4 月出現於南半球, 稱為東南太平洋間熱帶輻合帶 (Southeast Pacific Intertropical Convergence Zone; 簡稱 SITCZ)。根據降水及低層輻合場的平均來看, 在 3~4 月時 NITCZ 及 SITCZ 並存, 且呈現雙條 ITCZ 的現象。本研究以多種獨立觀測資料來分析 SITCZ 的年際變化, 包括降水、海表面溫度 (Sea surface temperature; 簡稱 SST) 等。分析結果顯示, SITCZ 區域的對流系統, 與該地 SST 的相關, 僅侷限在年循環的季節變化上, 對於 SITCZ 的年際變化, 該地的 SST 並非關鍵因素。也就是說, SITCZ 強度上的年際變化, 和該區域的 SST 並無顯著關係。相對於此, 在其北方的 NITCZ 強度, 卻與 SITCZ 的年際變化有著明顯的負相關。亦即, 若某年的 NITCZ 較弱, 便會產生弱的南北向環流, 使得赤道南方 SITCZ 對流發展有較好的大環境條件, 因此 SITCZ 會較強。相反地, 若某年的 NITCZ 較強, 便會產生相反的結果, 使 SITCZ 的年際變化較弱。NITCZ 與 SITCZ 間有著此消彼長, 彼消此長的南北偶極相關, 是東太平洋 ITCZ 年際變化上一個重要的特徵, 而這樣的相關也可在日尺度的對流分析中被證實。

關鍵字：東南太平洋間熱帶輻合帶、間熱帶輻合帶、年際變化

*通訊作者：洪致文, 10610 台北市大安區和平東路一段 162 號 E-mail: hungchihwen@gmail.com

一、前言

在熱帶海洋地區，有著許多一波一波不斷生成而後消散的對流雲系發展，若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及強弱變化，稱為間熱帶輻合帶（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形，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，因此可以推測其成因是南北半球的信風輻合。一般認為，ITCZ 的形成原因為熱帶地區的南北半球信風輻合而成，而一般也將之視為 Hadley Circulation 的上升區。

氣候或長時間尺度之下，衛星可觀測到西太平洋 ITCZ 有著明顯的南北半球對稱性，並在北半球強度較強，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 月及 4 月（尤其是 3~4 月），並隔著赤道和北邊的 ITCZ（之後皆簡稱 NITCZ）形成 double ITCZ 的特殊空間分布(Halpern and Hung, 2001; Lietzke *et al.*, 2001; Zhang, 2001)。

一般認為熱帶海洋地區的對流系統發展強度可取決於該處海表面溫度（Sea surface temperature；簡稱 SST）的高低。通常 SST 較高，不僅易使該區大氣呈現不穩定的狀態，也會有著更多的水汽

蒸發至大氣之中。近地表有水汽輻合，使得其上的對流系統因為水汽凝結潛熱釋放而更容易發展，並使低層的氣旋系統更加強，更多的水汽輻合上升，如此循環。此即為第二類條件性不穩定（Conditional Instability of Second Kind；簡稱 CISK）的基本概念(Charney and Eliassen, 1963)。

過去許多研究指出，東太平洋熱帶地區的 ITCZ 發展和 SST 有著極為密切的關係。如 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 SST 降低，而通常低 SST 並不利於對流系統發展。東太平洋地區最著名低 SST 地區就位在赤道東太平洋及其附近，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，加上層雲遮蔽效應(Mitchell and Wallace, 1992; Philander *et al.*, 1996)，使得赤道東太平洋及其南方地區 SST 較低。由於低 SST 由東沿著赤道向西分布成一狹長形狀，故稱之為冷舌區，尤其赤道附近區域及秘魯外海的 SST 在 3~4 月低於 27°C，明顯比周遭 SST 更低許多(Halpern and Hung, 2001)。Graham and Barnett (1987)分析熱帶太平洋及熱帶印度洋眾多資料，普遍發現 SST 超過 27.5°C 適合深對流發展，因此 ITCZ 對流系統偏好在相對較高的 SST 區域發展，也說明赤道冷舌區不易發展對流系統的原因。Zhang (2001)也認為熱帶東太平洋傳統觀測上發現 double ITCZ 僅出現於 3~4 月的現象，SST 在其中扮演著主要的角色。Halpern and Hung (2001)提出關於熱帶東太平洋地區 NITCZ 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 NITCZ 一年之中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，並且在強度上要弱得多。

Halpern and Hung (2001)認為 SITCZ 位置的 SST 在平常年(非強聖嬰年)3~4月時通常較赤道冷舌區高出 1.2°C 左右,另外 SITCZ 的降水並非是赤道北方 NITCZ 南移的結果,事實上在 NITCZ 及 SITCZ 之間的赤道冷舌區不僅 SST 較低,此處風的輻散帶也是阻止 NITCZ 南移的原因。他們研究也顯示在東太平洋赤道冷舌區的低 SST 及赤道北方較高的 SST 是造成 NITCZ 總是位於北半球的原因。因此由先前的研究可以得知,SITCZ 的生成發展和該區的 SST 有著非常密切的關係。Masunaga and L'Ecuyer (2010)認為雖然東太平洋赤道南方 SST 通常持續相對較低的狀態,但在北半球冬末至春季時會開始增溫形成暖海水帶,由於 SST 上升使得其上的對流系統更容易發展,形成 SITCZ。Masunaga and 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,致使此區域在每年一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。

除了傳統上使用降水或衛星觀測的雲帶來分析 ITCZ, Liu and Xie (2002)也使用了高解析度的 QuikSCAT 海表面風場資料來分析東太平洋及大西洋的 ITCZ。他們發現當向北的信風和向南的信風彼此在暖 SST 處相遇,會使得 ITCZ 對流發展得更為強盛。由這些研究顯示,可以得知 SST 對於東太平洋 NITCZ 及 SITCZ 的發展扮演相當重要的角色。

先前許多的研究藉由探討 SITCZ 年循環,得知 SITCZ 僅在北半球春季生成的原因為其對應的 SST 會在此時大幅上升有關。然而 SITCZ 的強弱在年際變化裡是否仍和該區域的 SST 高低有著高度的關聯?對流系統的發展並不只有取決於下邊界的加熱溫度,其他條件因素,甚至是來自其他

環境場的動力機制皆有可能影響對流系統的發展。本研究探討年際變化尺度下 SITCZ 的發展及影響其強度的機制,以及 SITCZ 究竟除了 SST 以外,有無其他機制會影響其發展?

過去研究 ITCZ 多以氣候尺度觀點或月平均的資料來進行分析,如此觀點下的 ITCZ 即為一般認知的連續帶狀對流雲雨帶。較小時間尺度的 ITCZ 在時間及空間上的分布是相當瞬變的,ITCZ 範圍內對流胞不斷生成而後消散。然而觀測技術的進步,近來許多研究也紛紛對於較短時間尺度的 ITCZ 進行分析(Gu and Zhang, 2001; Magnúsdóttir and Wang, 2008; Chen *et al.*, 2008)。我們也將依照此概念,以日尺度及高解析度的資料對赤道東太平洋的 NITCZ 及 SITCZ 進行分析。本文的呈現方式安排如下:將先介紹使用數據及分析方法,接著分析 SITCZ 的氣候平均特徵及其年際變化,並使用日尺度及高解析度資料來印證上述的南北 ITCZ 關係,最後則是本文的結論。

二、使用數據與分析方法

(一) 使用數據

本研究採用了各種空間與時間解析度的資料,包括歐洲中期天氣預報中心 European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) ERA40 及 ERA Interim 重分析資料、Quick Scatterometer (QuikSCAT) Level 4 衛星資料、International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (ICOADS)海表面溫度資料、Met Office Hadley Center (Had) HadSST2 海表面溫度資料、NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2 海表面溫度資料、Global

Precipitation Climatology Project (GPCP)降水資料、NOAA Interpolated Outgoing Longwave Radiation (OLR)外逸長波輻射資料。

850hPa 及 500hPa 垂直速度、1000hPa 輻散場、1000hPa U 風場、1000hPa V 風場使用歐洲中期天氣預報中心 European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) 的 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 月尺度資料為 1958 年 1 月~2002 年 8 月，ERA Interim 月尺度資料為 1989~2008 年，ERA Interim 日尺度資料為 1989~2008 年。海表面輻散場使用 QuikSCAT Level 4 資料，空間解析度 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，時間日尺度資料為 1999 年 7 月 20 日~2008 年 12 月 31 日。海表面溫度 SST 使用三種不同來源的資料，ICOADS 海表面溫度資料，空間解析度 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ，時間月尺度資料為 1800 年 1 月~2007 年 5 月，本研究使用 1958 年 1 月~2007 年 5 月區段；HadSST2 海表面溫度資料，空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間月尺度資料為 1870 年 1 月~2007 年 11 月，本研究使用 1958 年 1 月~2007 年 11 月區段；OI SST 海表面溫度資料，空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間週尺度資料為 1981 年 10 月 29 日~2008 年 12 月 31 日。GPCP 降水月尺度資料空間解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間為 1979 年 1 月~2009 年 9 月，本研究使用 1979~2008 年區段；日尺度資料空間解析度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間為 1997~2008 年。NOAA OLR 外逸長波輻射資料，空間解析度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間月尺度資料為 1974 年 6 月~2009 年 11 月，本研究使用 1975~2008 年的區段；日尺度資料為 1974 年 6 月~2008 年 12 月，本研究使用 1997~2008 年的區段。以上所有的資料皆為全球網格點資料。

(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：先將西太平洋及中太平洋 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 的網格點超過該區域總網格點 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 1997~2008 年 GPCP 降水日尺度資料定義出“ITCZ Index”。首先將經度固定在 $129.5^{\circ}\text{W} \sim 90.5^{\circ}\text{W}$ 之間，再依照緯度由北而南分成 4 塊區域： $19.5^{\circ}\text{N} \sim 9.5^{\circ}\text{N}$ 、 $9.5^{\circ}\text{N} \sim 2.5^{\circ}\text{N}$ 、 $2.5^{\circ}\text{N} \sim 2.5^{\circ}\text{S}$ 、 $2.5^{\circ}\text{S} \sim 9.5^{\circ}\text{S}$ 。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(含)，定義為 ITCZ Index = 1，反之則定義為 ITCZ Index = 0。定義後的結果為日尺度之下的 NITCZ 及 SITCZ 降水情況，除了傳統 3 月及 4 月 SITCZ 區域降水日數會明顯增加以外，也得知 1998 年 3~4 月時有強聖嬰的特殊特性，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深對流帶。

三、SITCZ 的年際變化

(一) SITCZ 的氣候平均特徵

東太平洋赤道南方的 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、強度較強的 NITCZ 形成強烈對比，且在強度上明顯弱許多，如圖 1(h)可看出此特徵。圖 1(a)~(g)所示，SST 在赤道南方區域通常持續維持比赤道北方區域更低的溫度，不利於對流系統的發展，然而每年 1 月 SST 開始明顯上升使得 SITCZ 得以在北半球春季時發展。赤道南方 SITCZ 區域的 SST 在北半球冬末春初時開始上升有利對流發展，使得這個區域的輻合運動、上升運動（負值垂直速度）也在進入北半球春季後明顯變強，並在 3 月底達最高值。降水、OLR 也顯示在 3 月底時 SITCZ 的對流系統發展達到最強，直到 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，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。Graham and Barnett (1987)也提出類似論點，即熱帶太平洋地區 SST 有個臨界溫度有利強對流系統發展，然而之後更高的 SST 並沒有完全主導 SITCZ 的對流強度發展。顯見一旦 SITCZ 對流系統生成以後，除了 SST 以外應還有其他因素影響了 SITCZ 的對流強度。

(二) SITCZ 的強年和弱年

由於過去研究多僅探究 SITCZ 的生成及自身強度發展的影響機制，強度年際變化卻甚少被討論。我們以垂直速度場來當作 SITCZ 或 NITCZ 的對流系統，分析 ERA40 加上 ERA Interim 850hPa 垂直速度場 1958~2008 年的 3~4 月平均月

尺度資料以後，其顯示 SITCZ 區域每年強度變化呈現明顯的年際變化情形，如圖 2(a)所示。另外也分析 ERA40 加上 ERA Interim 1000hPa 輻散場的 3~4 月平均月尺度資料，其結果和 850hPa 垂直速度場一樣也呈現 SITCZ 強弱年際變化，如圖 2(b)所示。值得說明的是，圖 2 中呈現了極明顯的年代際變化，顯示 1980 年代初期的氣候突變。此為一有趣的氣候議題，將在更多數據的分析後以另文探討。此外，過去的研究認為 SITCZ 強弱應和其對應的 SST 有很大關係，Masunaga and 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 強度是因該地異常變冷的暖海水帶所致。然而，我們同樣分析 1958~2008 年 3~4 月平均的 SITCZ 區域 SST 年際變化，發現 SITCZ 的強度年際變化卻和 SST 高低關係並沒有很好，顯示 SST 的高低無法完全決定 SITCZ 在某年北半球春季時的年際變化強度，也說明了另有其他機制明顯影響了 SITCZ 的對流強弱。

分析也發現，不管在 850 hPa 垂直速度場或 1000hPa 輻散場，NITCZ 的強度也呈現強弱年際變化，且其年際變化和 SITCZ 的年際變化呈現幾乎反相位的情況，意即當 NITCZ 某年 3~4 月較強時，SITCZ 的強度當年則較弱；反之若 NITCZ 較弱時，SITCZ 當年強度則較強。圖 2 的分析結果也顯示了 SITCZ 和 NITCZ 彼此之間存在某些關係，SITCZ 的對流強度發展可能不是只有其下對應的 SST 影響。Gu et al.(2004)也發現 SITCZ 及 NITCZ 在強度上有彼此消長的情形，他們認為東太平洋地區 NITCZ 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

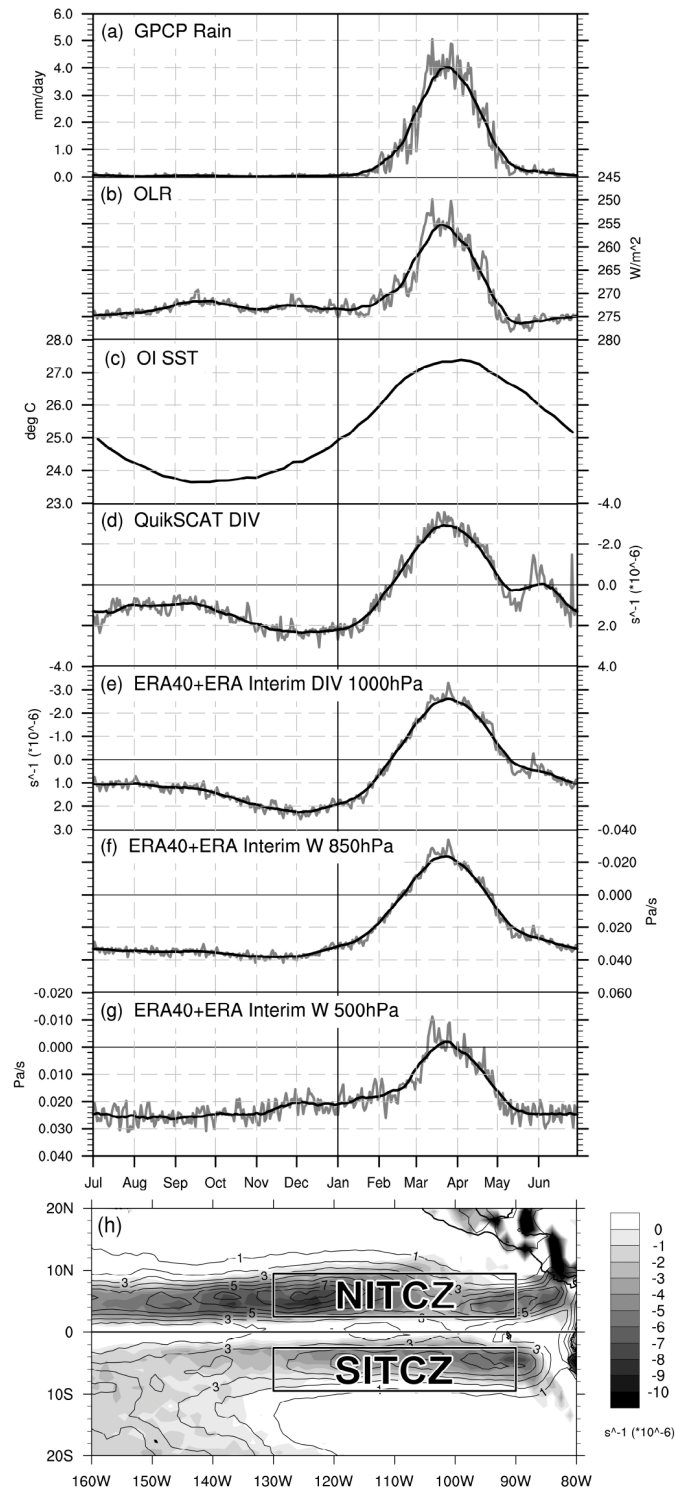


圖 1 (a)~(d)為 1999~2008 年, (e)~(g)為 1989~2008 年, SITCZ 區域(129.5°W~90.5°W, 2.5°S~9.5°S)的氣候平均。灰線為日尺度資料表現, 黑線為使用 31 天滑動平均, (c) OI SST 為週尺度資料。(h)為 1997~2008 年的 3~4 月氣候平均, 等值線為 GPCP 降水量(mm/day), 灰階為 ERA Interim 1000hPa 輻合($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)。

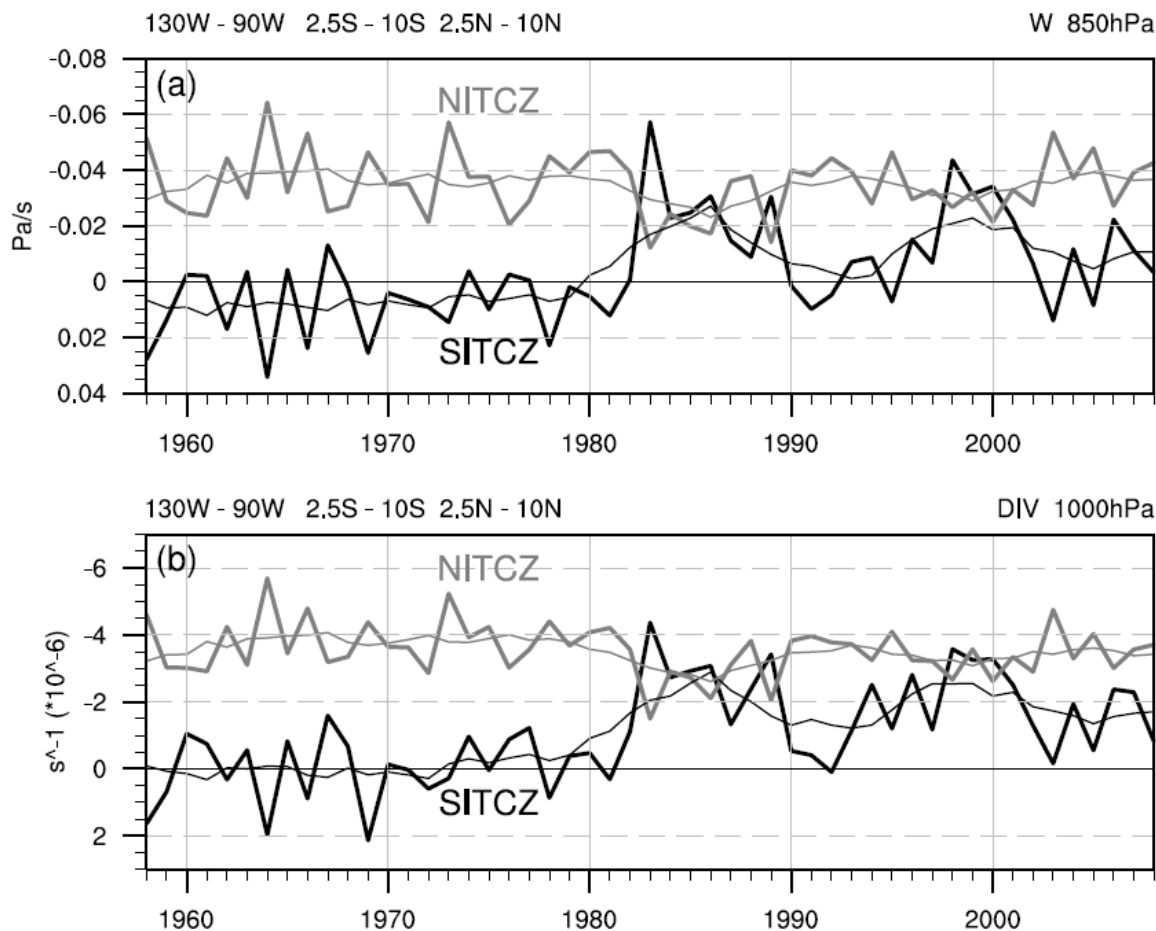


圖2 1958~2008年3~4月平均的年際變化，(a)為850hPa垂直速度場，(b)為1000hPa輻散場($\times 10^{-6}$)。黑線代表SITCZ區域，灰線代表NITCZ區域，粗線為未使用滑動平均，細線為使用7年滑動平均。

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。

為了了解是否除了 SST 以外還有其他機制能夠明顯影響 SITCZ 的對流強度，依照圖 2 的年際變化中呈現出有強有弱的變化特性，我們依此特性，由 SITCZ 的 850hPa 垂直速度場及 1000hPa 輻散場 3~4 月平均的年際變化定義出 SITCZ 的“強年”及“弱年”兩種不同的分析群體。

首先必須排除單一 ITCZ 年的干擾，意即北

邊 NITCZ 直接橫跨過赤道冷舌區到達赤道南方 SITCZ 區域的特殊個案影響（即非傳統氣候平均定義上的 double ITCZ 情況）。在正常情況時，北半球春季時 SITCZ 生成，隔著赤道地區和赤道北邊的 NITCZ 形成 double ITCZ 的配置。NITCZ 有南北向移動的年循環配置，即北半球冬季時較靠近赤道，夏季時則移至較高的緯度。然而在某些特殊情況，例如 1969 年 3~4 月以及 1983 年、1998 年的 3~4 月，東太平洋赤道地區呈現聖嬰事件的高 SST，NITCZ 會向南延伸，跨越赤道和南邊的 SITCZ 相連形成單一 ITCZ 結構，此即為前述要

排除的 NITCZ 直接橫跨過赤道冷舌區到達赤道南方 SITCZ 區域的特殊個案。在強聖嬰年時，東太平洋赤道地區原本 SST 應該偏低不利 SITCZ 對流發展，然而此區在聖嬰年時 SST 的異常上升，使得對流系統能夠旺盛發展，因此 1998 年不僅 SITCZ 區域早於 1 月之前就開始有密集較強降水，降水帶的範圍也由 9.5°S 一直延伸到 9.5°N，因此正常年時的 double ITCZ 空間配置消失 (Wallace et al., 1998; Halpern and Hung, 2001)。排除特殊個案年後，依照圖 2 所示，對 SITCZ 的 850hPa 垂直速度場及 1000hPa 輻散場 3~4 月平均的年際變化作 7 年滑動平均，並分別將 SITCZ 區域 850hPa 垂直速度場及 1000hPa 輻散場某年值大於該年的 7 年滑動平均值的年定為強年，反之值小於該年的 7 年滑動平均值的年定為弱年。但為了避免某些值與 7 年滑動平均值過於接近的年參雜其中，分別計算 850hPa 垂直速度場及 1000hPa 輻散場每年值與該年的 7 年滑動平均值之間的差，並計算這些差值的標準差，令個別變數場某年差值的絕對值必須大於等於 1/2 標準差，否則該年會被剔除。最後將兩變數場同時符合強年或弱年的年定義為最終的 SITCZ“強年”或“弱年”，如表 1 所示。因此，最終定義出的 SITCZ 強年為：1960、1961、1963、1965、1967、1974、1976、1989、1994、1999、2000、2006 年。SITCZ 弱年為：1964、1966、1978、1981、1982、1990、1991、1995、1997、2003、2005、2008 年。

將定義出的 SITCZ 強年和弱年，分析其合成後個別相對應的 850hPa 垂直速度月尺度資料以及 SST 月尺度資料，得到如圖 3 的結果。圖 3 顯示了 SITCZ 及 NITCZ 的年循環配置，兩組不同的 SST 資料顯示類似的分析結果。SITCZ 如同在氣候平均看到的情形，此處 SST 通常維持相當

低，只有在北半球冬末春初時會明顯上升。SST 的明顯上升有利對流發展，使得 SITCZ 在 3~4 月時上升運動開始發展。NITCZ 的年循環比較不同，區域內的 SST 最低值是發生在 1 月，然而仍比 SITCZ 區域溫暖。進入北半球春季，NITCZ 區域的 SST 漸漸上升，需注意的是，東太平洋赤道北方整體 SST 的年循環並不是在 4 月過後開始下降，而是 SST 高值區隨著太陽直射點移至更高緯度導致 NITCZ 區域平均過後 SST 較低。NITCZ 區域的對流系統(負值垂直速度)一整年皆存在，只是有強度上的變化，兩個最大值發生於北半球冬季初和夏季初，兩個最小值則發生在北半球秋季初和冬季末春季初。NITCZ 區域的垂直速度場有此年循環特徵的原因，即對流環流在 6 月左右達到高值，而後高值區移至更高緯度導致 NITCZ 區域的平均值變小，北半球秋季後至冬季初對流環流高值區又移回較南方的緯度，使得 NITCZ 區域平均值又增大，然而真正進入北半球冬季以後因為太陽直射點已移至南半球導致 NITCZ 區域的 SST 持續下降且低溫，對流環流因此快速減弱，雖然 SST 在 1 月中旬過後又開始上升，但對流環流仍持續減弱並在北半球冬季末春季初時達最到小值，之後又快速增強。

值得注意的一點，圖 3 和先前在 SITCZ 氣候平均見到的結果相同，即 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左右。對此推測 SITCZ 區域的 SST 在北半球春季時升高是扮演啟動 SITCZ 對流開始發展的角色，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 結果顯示 SITCZ 強年開始發展對流系統時(垂直速度由正轉負)對應的 SST 大略為 26.2°C (HadSST2 資料)，然而 NITCZ

表 1 利用 1000hPa 輻散場及 850hPa 垂直速度場定義 SITCZ 強年和弱年。+代表強年，-代表弱年，X 代表不符合強、弱年條件，X 底下有灰底代表該年是 NITCZ 直接跨越赤道到達 SITCZ 區域的單一 ITCZ 個案。年份底下以淺灰底表示為最終篩選出的 SITCZ 強年，年份底下以深灰底表示為最終篩選出的 SITCZ 弱年。

Year	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966
1000hPa Divergence	X	—	+	+	X	+	—	+	—
850hPa W	X	X	+	+	-	+	—	+	—
Year	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
1000hPa Divergence	+	+	X	X	X	X	X	+	X
850hPa W	+	X	X	X	X	X	—	+	X
Year	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984
1000hPa Divergence	+	+	—	X	X	—	—	X	+
850hPa W	+	X	—	X	-	—	—	X	X
Year	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
1000hPa Divergence	X	X	X	X	+	—	—	X	X
850hPa W	X	X	X	X	+	—	—	X	+
Year	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
1000hPa Divergence	+	—	+	—	X	+	+	X	—
850hPa W	+	—	X	—	X	+	+	X	X
Year	2003	2004	2005	2006	2007	2008			
1000hPa Divergence	—	X	—	+	+	—			
850hPa W	—	X	—	+	X	—			

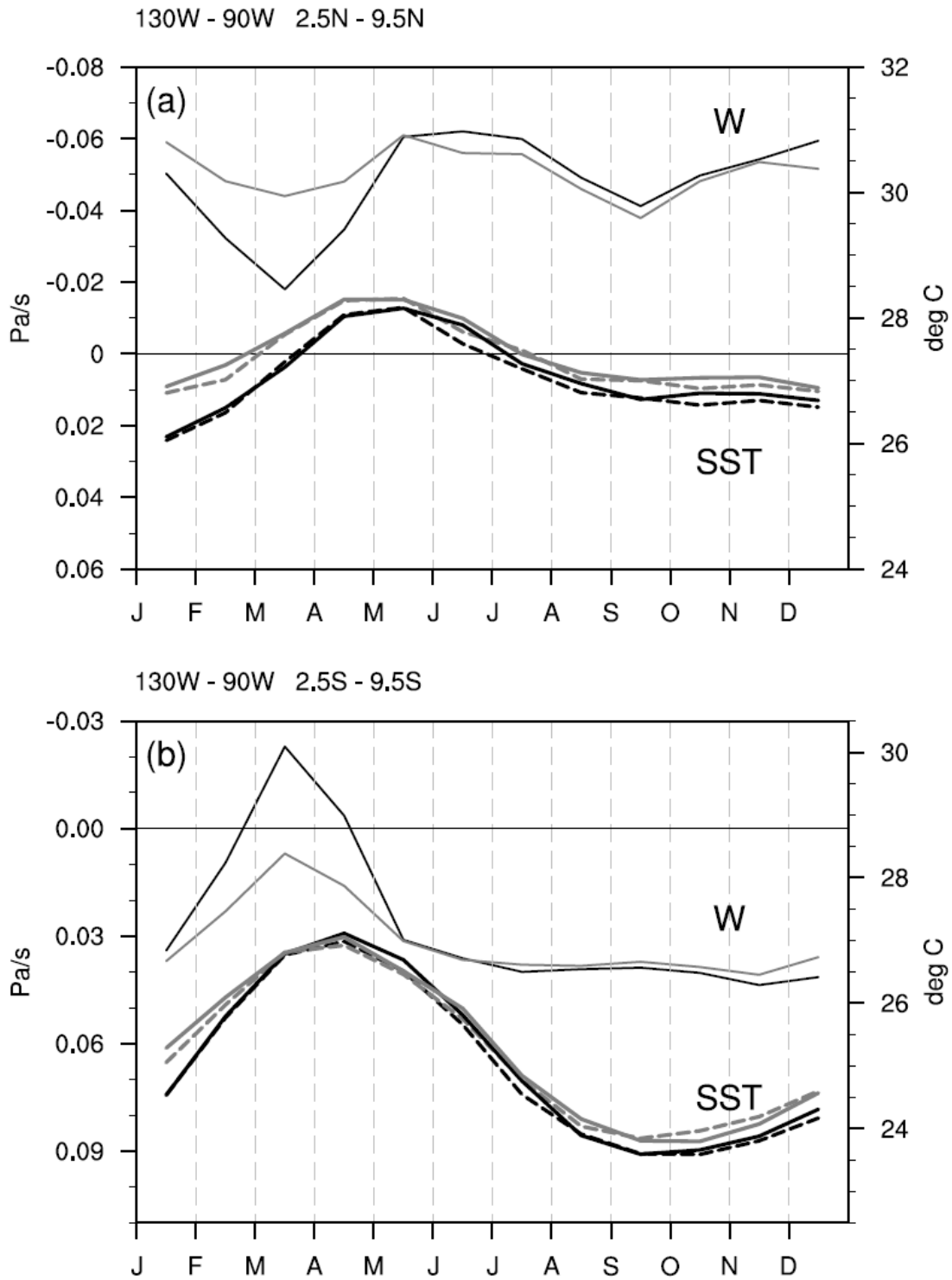


圖3 SITCZ 強年和弱年的合成。(a)為 NITCZ 區域，(b)為 SITCZ 區域。細實線為 850hPa 垂直速度，粗實線為 ICOADS SST，粗虛線為 HadSST2 SST。黑線為 SITCZ 強年，灰線為 SITCZ 弱年。

區域的 SST 在同樣此溫度的時候，仍有比 SITCZ 強許多的對流運動，可見得 SITCZ 區域除了 SST 通常較低不利對流發展以外，尚有其他機制在明顯影響 SITCZ 的對流發展。另外，雖然 3 月和 4 月 SITCZ 的強年和弱年 SST 皆有超過 26.2°C 這個約略臨界值，但只有強年的對流系統是強大發展（垂直速度轉為負值），如此 SITCZ 對流強度呈現一強一弱的情形，印證前述除了 SST 外另有其它因素更會影響到 SITCZ 的對流強度。由 SITCZ 強、弱年的變化，也可看出 SITCZ 的強弱和該區域 SST 變化並非一對一的關係。例如在 SITCZ 區域，強年當年 1~2 月時僅管 SST 較弱年低，但垂直運動強度卻比弱年更接近負值（上升運動）。有趣的是，圖 3 也顯示 NITCZ 的上升運動強度在 3 月時達到最小值，同時期 SITCZ 的上升運動達到最大值，而後 NITCZ 位置上升運動再次大幅加強，SITCZ 的上升運動則開始減弱，且 SITCZ 強年時 NITCZ 上升運動較弱，SITCZ 弱年時 NITCZ 上升運動較強。這似乎都暗示著 NITCZ 的強度會影響 SITCZ 的對流發展。Gu *et al.* (2005) 也認為 SITCZ 的強度不只是其下方對應的 SST 影響，來自赤道冷舌區的強度甚至是赤道北方 SST 可能也會影響，並懷疑是藉由大氣環流進而影響到 SITCZ 強度。

相比 SITCZ 強度和其對應 SST 關係並沒有那麼好的結果，NITCZ 和其對應 SST 的關係明顯要好許多。以圖 3 顯示的 SITCZ 弱年為例，1~5 月時，在 NITCZ 區域的 SST 較 SITCZ 強年時高，當主要上升運動區由更北的緯度回到 10°N 以內區域時，NITCZ 區域較高的 SST 使得 SITCZ 弱年的 NITCZ 上升運動不會減弱太多，因此 SITCZ 弱年時 NITCZ 上升運動較強年更為強盛。當 SITCZ 強年，1~5 月時，在 NITCZ 區域的 SST

較 SITCZ 弱年時低，主要上升運動區由更北的緯度回到 10°N 以內區域時，NITCZ 區域較低的 SST 使得 SITCZ 強年的 NITCZ 上升運動較無法維持強度而減弱許多，因此 SITCZ 強年時 NITCZ 上升運動較弱年更弱。

從以上可見，SITCZ 在強年和弱年時與 NITCZ 及 SST 的年循環關係。以下，我們更進一步將 SITCZ 強年和弱年 3~4 月的合成分析呈現於圖 4。圖 4(a)~(c) 的 1000hPa 輻散場結果顯示 SITCZ 強年時輻合運動明顯比起 SITCZ 弱年時更強，然而 NITCZ 結果卻是相反，SITCZ 強年時 NITCZ 的輻合強度反而比弱年時更弱。圖 4(e) 的 850hPa 垂直速度場則顯示和圖 3 的分析一樣的結果，即 SITCZ 強年時上升運動比弱年時更強，NITCZ 則是在 SITCZ 強年時上升運動比弱年時更弱。然而在圖 4(d) 的 SST 分析結果顯示 SITCZ 強年減去弱年後，NITCZ 區域呈現負值，代表強年時 NITCZ 區域的 SST 較弱年時更低，和先前圖 3 呈現的結果一致。不過，SITCZ 區域，相減之後此處 SST 強年並沒有整體比弱年高，仍有大約 1/3~1/2 的區域是 SST 較低，這裡也顯示 SST 在 SITCZ 區域並非完全主導 SITCZ 對流發展的強度。

以上的分析可知 SITCZ 區域的 SST 並沒有完全主導 SITCZ 的年際變化，而且 SITCZ 的對流強度及輻合強度與 NITCZ 呈現出彼此消長的情況。而在圖 4(f) 的 500hPa 垂直速度場看到了另一個有趣的現象，其結果和 850hPa 垂直速度場類似，即 SITCZ 強年時 NITCZ 區域的上升運動比弱年更弱，而強年 SITCZ 的上升運動比弱年更強。但在 SITCZ 弱年的合成結果裡可以見到 SITCZ 區域在大氣中層有著弱下沉運動，相對的強年時 SITCZ 卻仍維持著上升運動的情形。對於

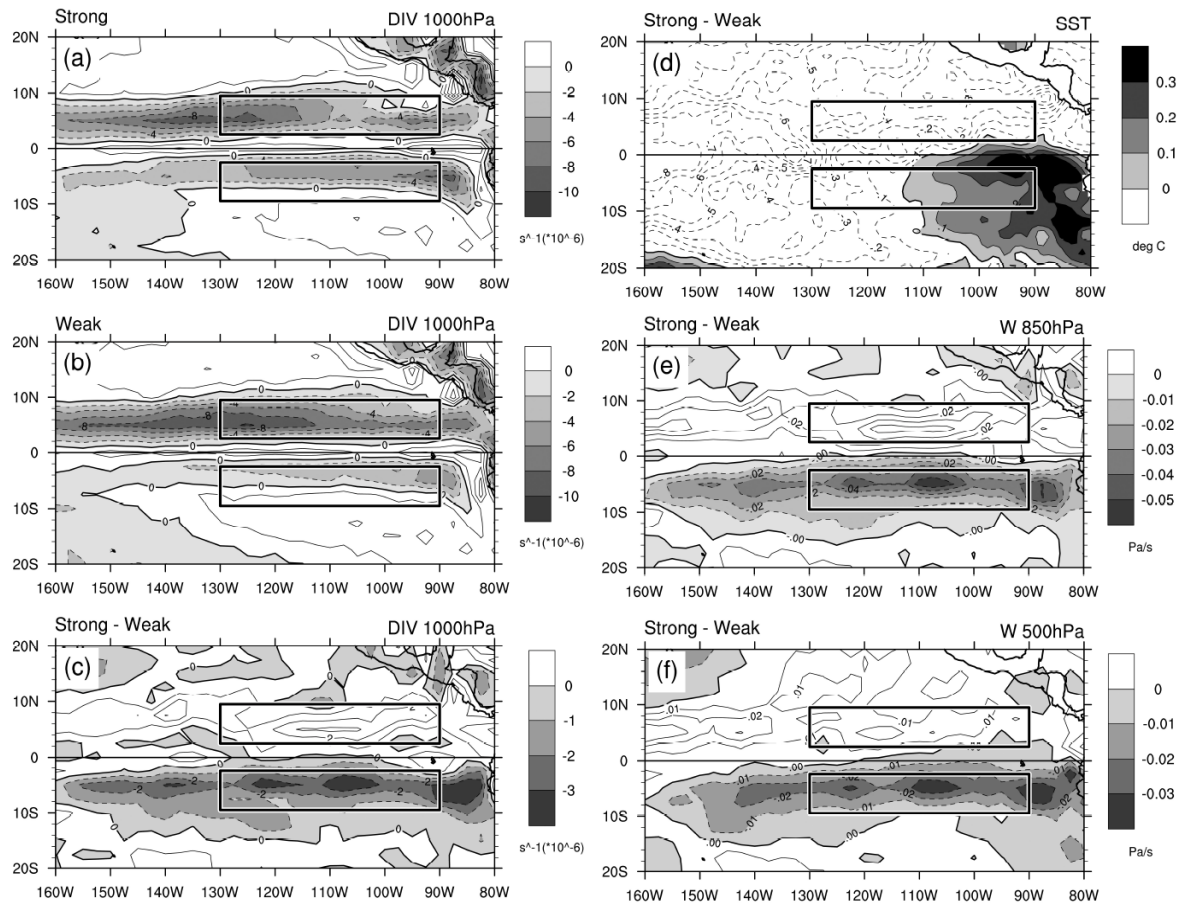


圖 4 SITCZ 強年和弱年的合成。(a)為 ERA40 加上 ERA Interim 1000hPa 輻散場($\times 10^{-6}$) 3~4 月平均的 SITCZ 強年合成，負值代表輻合，(b)為 SITCZ 弱年合成，(c)為(a)-(b)的值，強年合成減去弱年合成。圖(d)為 HadSST2 的 SST 資料 3~4 月平均的強年合成減去弱年合成。圖(e)及圖(f)分別為 ERA40 加上 ERA Interim 的 850hPa 及 500hPa 垂直速度場 3~4 月平均的強年合成減去弱年合成。

先前許多 NITCZ 可能會影響 SITCZ 對流發展強度的懷疑，在這裡的分析可進一步顯示 SITCZ 在弱年減弱的原因，可能為來自中高層加強的下沉運動壓抑所致。然而這樣的動力機制壓抑是否來自北邊的 NITCZ？為了能夠更加清楚的分析這些現象，因此接下來將針對此疑問以更小的時間尺度以及更高解析度資料進行分析。

四、NITCZ 與 SITCZ 的關係

(一) 日尺度下的 SITCZ 強年及弱年

早年研究 ITCZ 都是透過長時間的氣候平均或使用月尺度的資料進行研究，在如此較長時間尺度下見到的 ITCZ 即為一帶狀連續的對流雲帶或降水帶，是熱帶地區最為顯著的特徵之一。在本研究探討的東太平洋地區，傳統觀測到的情況為 NITCZ 對流帶一年之中持續存在，SITCZ 對流帶主要僅在 3 月及 4 月出現，並隔著赤道地區和

北邊 ITCZ 合稱“double ITCZ”。近來許多研究也紛紛對於較短時間尺度的 ITCZ 進行分析(Gu and Zhang, 2001; Magnusdottir and Wang, 2007; Chen *et al.*, 2008)。因此延續先前使用月尺度資料檢視 SITCZ 強、弱年合成分析的結果，在此將以更小的時間尺度及更高空間解析度資料來分析。

由於日尺度資料起始時間的限制（ERA Interim 資料始於 1989 年），分析的 SITCZ 強年改為：1989、1994、1999、2000、2006 年；SITCZ 弱年改為：1990、1991、1995、1997、2003、2005、2008 年。

圖 5 為使用較小時間尺度及較高解析度資料分析 SITCZ 強年和弱年的合成。使用 ERA Interim 850hPa 垂直速度場日尺度資料及 OI SST 週尺度資料（按照日尺度排序），其顯示和先前月尺度的分析非常類似的結果，NITCZ 比起 SITCZ 有著與個別區域對應的 SST 更好的關係。若當赤道北邊 SST 在 1~4 月較高時，NITCZ 主要對流區由較北緯度向南移回到 10°N 內時較能夠維持足夠對流上升運動強度，此時 SITCZ 有著較弱的對流系統發展。反之若當赤道北邊 SST 在 1~4 月較低時，NITCZ 主要對流區由較北緯度向南回到 10°N 內時較無法維持對流上升運動強度，而此時 SITCZ 則有著相對較強的對流系統發展。注意 SITCZ 強年時 SITCZ 區域的 SST 在 2~3 月比起弱年稍微高些，顯示該區域 SST 並非對 SITCZ 對流完全沒影響。但從 SITCZ 強年時 SITCZ 開始發展對流系統（垂直速度場由正值轉負值）對應的 SST 為約 26.4°C 來看，弱年當 SST 達到此溫度時卻仍然無法產生 SITCZ 對流系統，顯見 SITCZ 的對流強度發展也並非由 SST 來完全主導。

(二) ITCZ Index 的分析

由於在較小時間尺度下的 SITCZ 強、弱年分析結果仍有和分析月尺度時一樣的結果，為了要更清楚解釋 SITCZ 及 NITCZ 在 3~4 月時彼此消長的影響過程，因此使用日尺度及高解析度資料來分析。本研究分析的方法參考 Chen *et al.* (2008) 定義的“降水強度 Index H”，他們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。為了分析日尺度之下的東太平洋 ITCZ，因此本研究也使用類似方法定義出“ITCZ Index”，定義方式在研究方法中已有詳述。

為了確認使用 ITCZ Index 能夠正確分析 SITCZ 的年際變化，圖 6(a)黑實線為 SITCZ 區域 1997~2008 年每年 3~4 月符合 ITCZ Index = 1 的總天數，可以看見其折線分布型式和先前利用的 850hPa 垂直速度定義 SITCZ 強度折線分布非常類似，如圖 6(b)所示。可見分析日尺度之下的 ITCZ Index = 1 天數多寡可以相當程度的代表 SITCZ 的強度，尤其是 1998 年強聖嬰年、2003 年及 2005 年這兩年 SITCZ 弱年特別明顯。分析 ITCZ Index = 1 日子及 ITCZ Index = 0 日子背後的发展環境條件或許可以解釋 NITCZ 是否真的透過動力機制來影響南邊 SITCZ 的對流發展。

圖 7 及圖 8 為使用 ITCZ Index 分析不同變數場在 1997~2008 年 3~4 月時的合成。圖 7(a)~(c) 為使用 ITCZ Index = 1 及 ITCZ Index = 0 來進行 GPCP 降水的合成，理所當然的，SITCZ 區域 ITCZ Index = 1 降水比起 ITCZ Index = 0 強得多。但值得注意的是，在 NITCZ 區域結果則相反，ITCZ Index = 1 降水比起 ITCZ Index = 0 較弱，顯示先前分析月尺度時發現 SITCZ 和 NITCZ 彼此強度會消長的情況，在日尺度之下的 ITCZ Index 分析

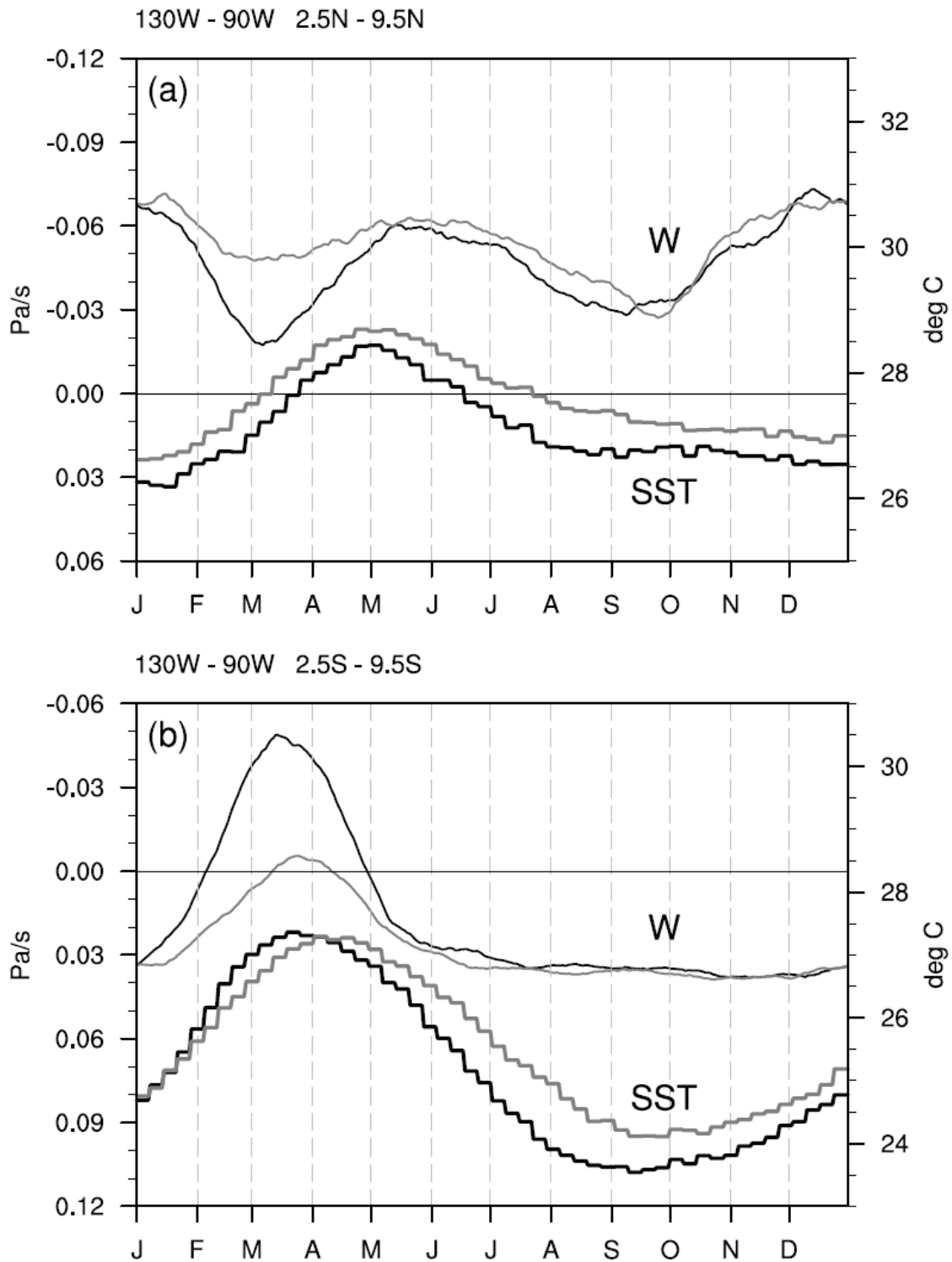


圖 5 SITCZ 強年和弱年的合成。(a)為 NITCZ 區域，(b)為 SITCZ 區域。細實線為 850hPa 垂直速度，粗實線為 OI SST，將週尺度資料以日尺度排列。黑線為 SITCZ 強年，灰線為 SITCZ 弱年。

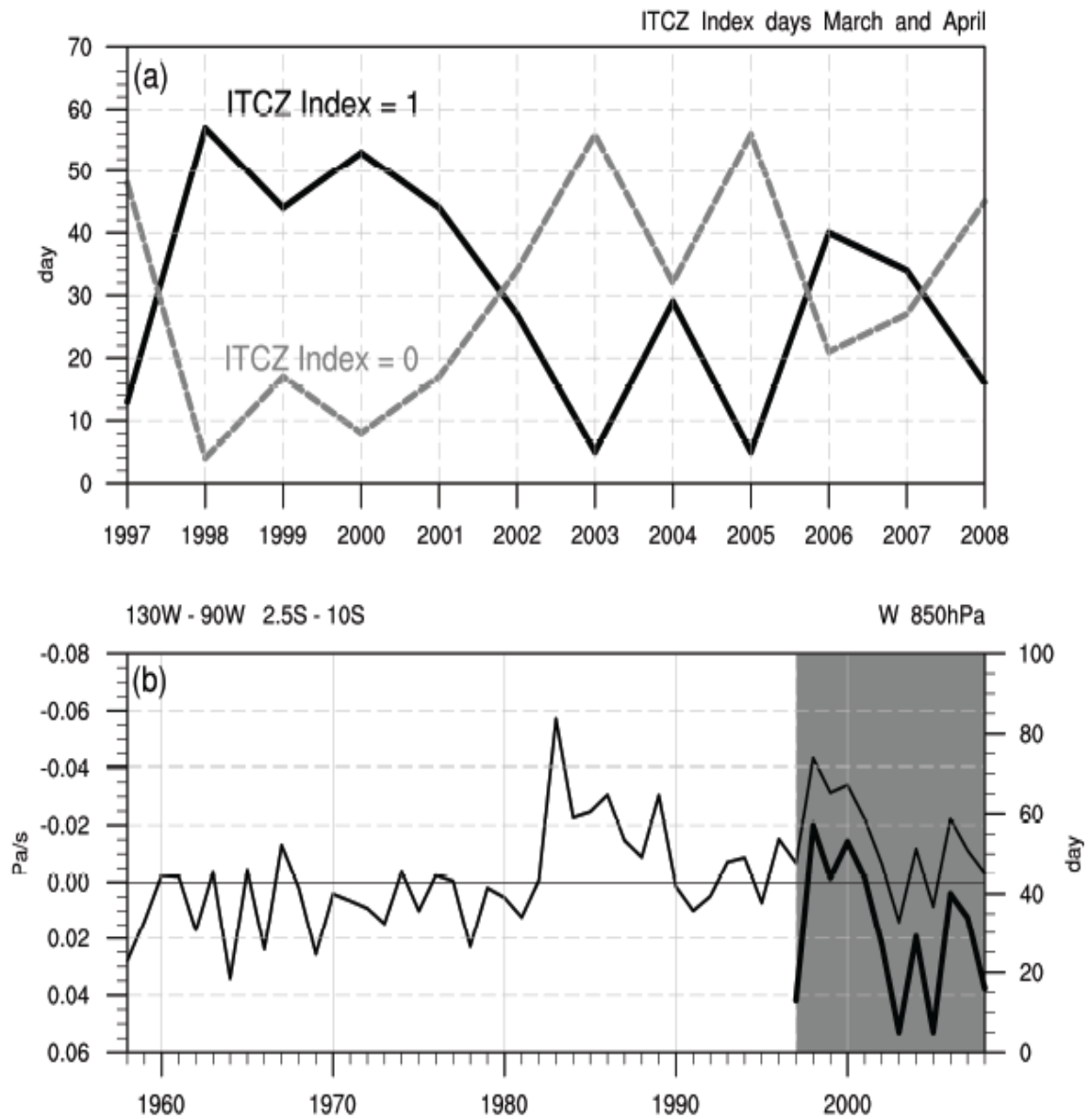


圖 6 (a)黑實線為 ITCZ Index = 1 在 SITCZ 區域 1997~2008 年每年 3~4 月的總天數，灰虛線為 ITCZ Index = 0 在 SITCZ 區域 1997~2008 年每年 3~4 月的總天數。(b)細黑線為 ERA40 加上 ERA Interim 850hPa 垂直速度場在 SITCZ 區域於 1958~2008 年 3~4 月平均的年際變化，粗黑線為 ITCZ Index = 1 在 SITCZ 區域於 1997~2008 年每年 3~4 月的總天數。

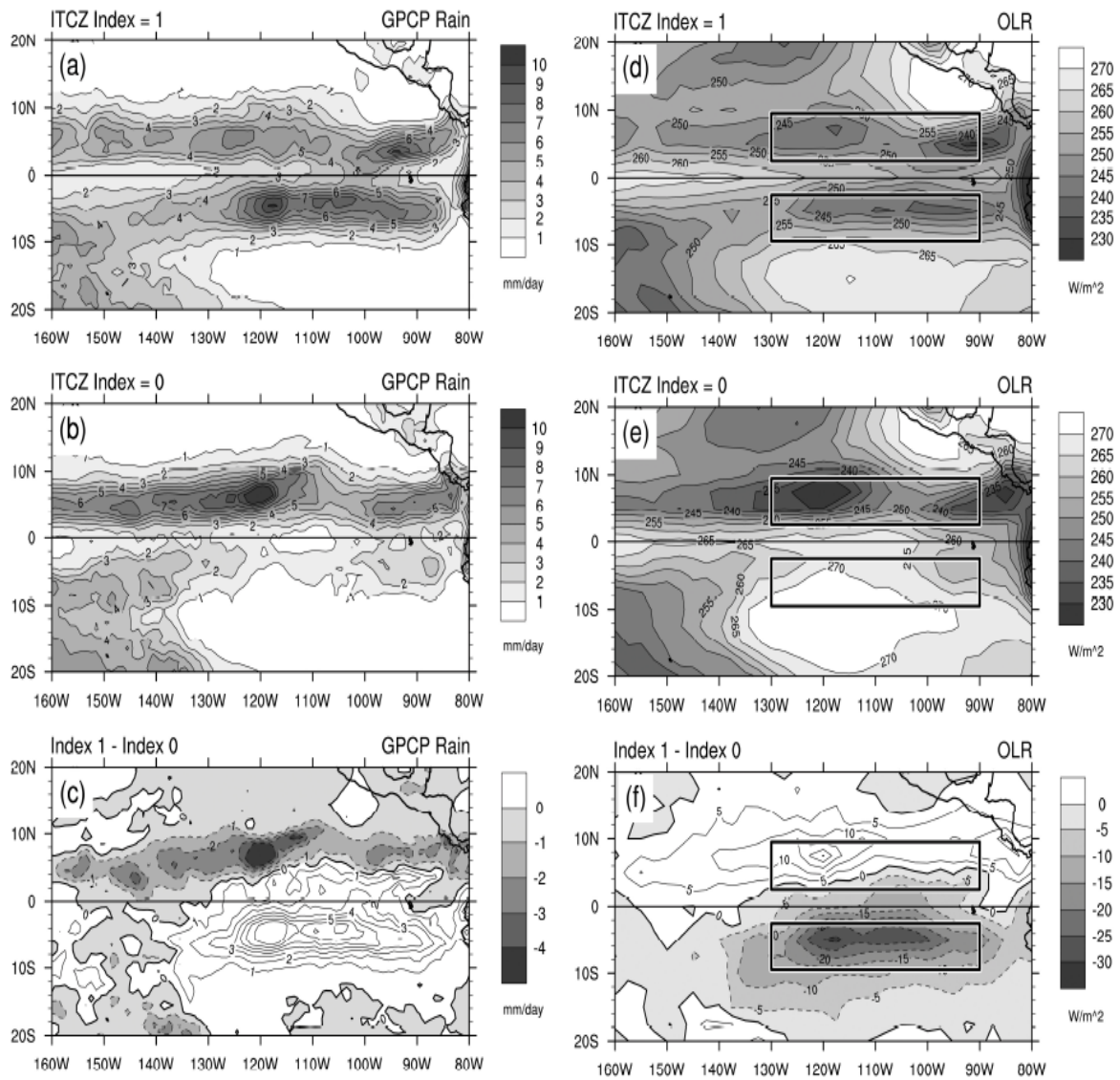


圖 7 1997~2008 年 3~4 月 SITCZ 區域的 ITCZ Index 合成。(a)為 GPCP Rain 的 ITCZ Index = 1 合成, (b)為 GPCP Rain 的 ITCZ Index = 0 合成, (c)為(a) - (b)的值。(d)為 OLR 的 ITCZ Index = 1 合成, (e)為 OLR 的 ITCZ Index = 0 合成, (f)為(d) - (e)的值。

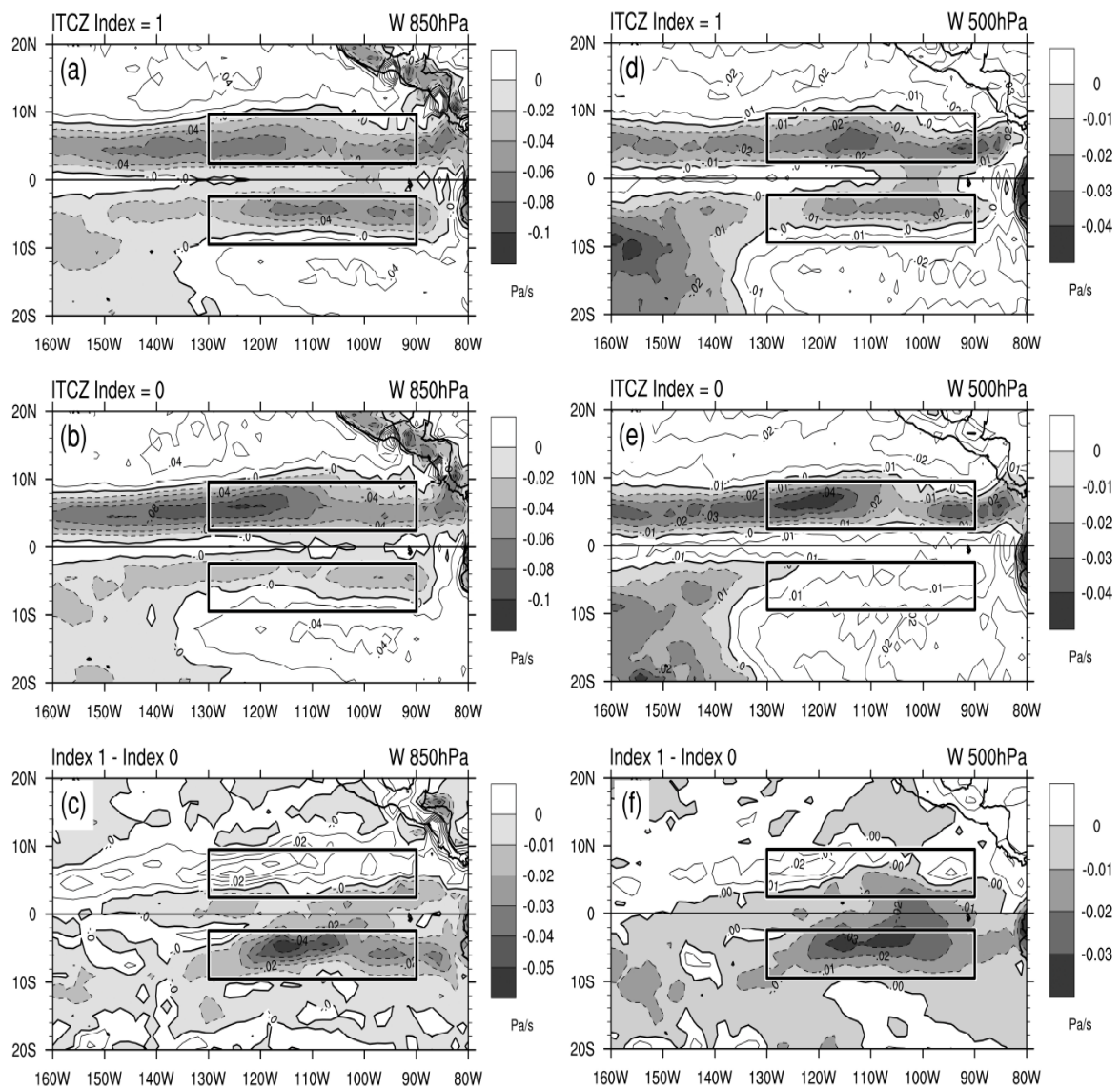


圖 8 1997~2008 年 3~4 月 SITCZ 區域的 ITCZ Index 合成。(a)為 ERA Interim 850hPa 垂直速度場的 ITCZ Index = 1 合成，(b)為 ERA Interim 850hPa 垂直速度場的 ITCZ Index = 0 合成，(c)為(a) - (b)的值。(d)為 ERA Interim 500hPa 垂直速度場的 ITCZ Index = 1 合成，(e)為 ERA Interim 500hPa 垂直速度場的 ITCZ Index = 0 合成，(f)為(d) - (e)的值。

中也可以清楚見到。圖 7(d)、(e)、(f)的 OLR 外逸長波輻射也看到類似的情形，在 SITCZ 區域 ITCZ Index = 1 的對流發展比起 ITCZ Index = 0 更旺盛，而 NITCZ 區域 ITCZ Index = 1 的對流發展比起 ITCZ Index = 0 較弱。在 850hPa 及 500hPa 垂直速度場，如圖 8(a)~(f)所示，同樣也是 SITCZ 區域 ITCZ Index = 1 的上升運動比起 ITCZ Index = 0 更強，NITCZ 區域 ITCZ Index = 1 的上升運動比起 ITCZ Index = 0 較弱。以上分析的不同觀測場均顯示同樣的結果，即雖然符合 ITCZ Index = 1 的日子，SITCZ 對流強度較強，但 NITCZ 的對流強度卻減弱；符合 ITCZ Index = 0 的日子時 SITCZ 對流強度較弱，NITCZ 的對流強度卻增強。如此 SITCZ 與 NITCZ 彼此消長的情形，與先前分析得到的結果一致。另外需注意的地方是，500hPa 垂直速度場 ITCZ Index = 0 的合成，顯示和先前以月尺度資料分析 SITCZ 弱年時 500hPa 垂直速度場一樣的結果：SITCZ 區域在大氣中層有弱下沉運動。由此可證明日尺度下的 ITCZ Index = 1 及 ITCZ Index = 0 有著和月尺度 SITCZ 強、弱年相同的動力機制，來導致 SITCZ 對流系統較難發展。

因此個別分析 SITCZ 區域在 1997~2008 年 3 月及 4 月符合 ITCZ Index = 1 及 ITCZ Index = 0 日子的南北向及東西向環流系統配置，如圖 9 及圖 10 所示。圖 9(a)符合 ITCZ Index = 1 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，為 NITCZ 及 SITCZ。圖 9(b)為符合 ITCZ Index = 0 日子的環流系統配置，赤道南邊的上升運動明顯比 ITCZ Index = 1 時減弱許多，北邊上升運動則比 ITCZ Index = 1 時更為強盛，並且在約 300hPa~200hPa 之間的對流層高層有著向南跨越赤道後下沉的氣

流。進一步再分析 3°S~9°S 東西向的環流系統配置，也發現類似的結果：圖 10(a)符合 ITCZ Index = 1 日子的環流系統，在 130°W~90°W 區間是呈現上升運動。圖 10(b)為符合 ITCZ Index = 0 日子的環流系統，在 130°W~90°W 區間則是呈現明顯下沉運動。很明顯地，先前在分析 500hPa 垂直速度場時發現 SITCZ 區域有弱下沉運動，由以上的分析結果能夠得知，這股下沉運動由增強的 NITCZ 對流系統，在高層大氣產生相對較強的向南跨越赤道氣流，並在赤道附近及跨越赤道後下沉，壓抑南方的 SITCZ 對流系統發展，使得 SITCZ 的強度和 NITCZ 強度呈現彼此消長的情況。以上的分析結果確定，當 NITCZ 增強時能夠透過環流動力機制，由高層跨越赤道來壓抑南方 SITCZ 的對流強度。

五、結論

過去研究大部份都將焦點集中於 SITCZ 為何僅於北半球春季時才會發展，一般認為熱帶大洋地區的對流系統發展強度可取決於該處海表面溫度(SST)的高低，較高的 SST 可以使得其上的對流系統較容易旺盛發展，反之，較低的 SST 不利於對流系統發展與成長。而東太平洋地區正因為特殊的地理分布及氣候條件，使得赤道及其南方附近海域 SST 通常較赤道北方及西太平洋地區低很多，形成著名的冷舌區。由於此區域 SST 通常很低，因此對流系統不易發展，但在北半球冬末至春季時 SST 會開始明顯上升，由於 SST 上升使得其上的對流系統更容易發展，形成 SITCZ。因而先前大多數研究均認為 SITCZ 的對流發展強弱主要由其對應區域的 SST 高低來主導。

然而本研究利用分析 1958~2008 年 3~4 月平均的 SITCZ 及其對應 SST 的年際變化，發現 SITCZ

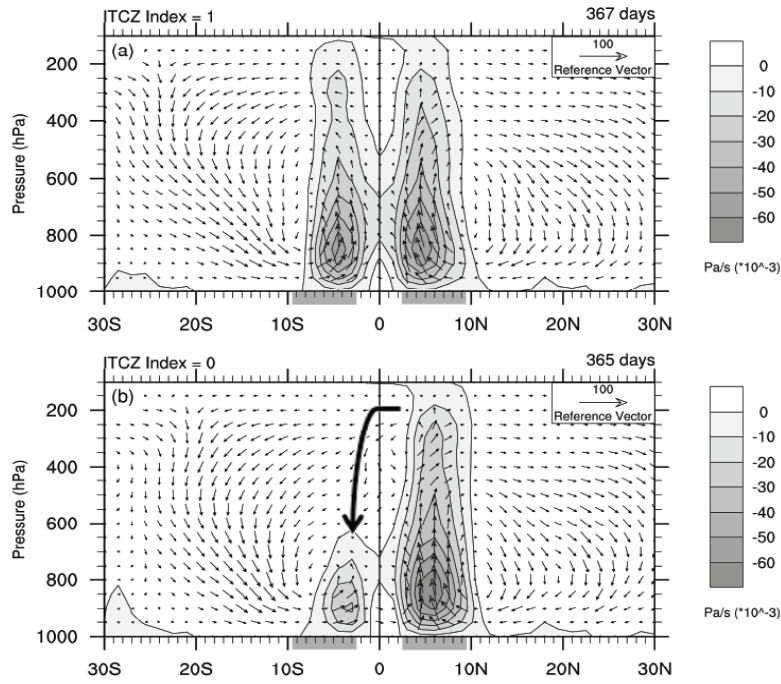


圖 9 1997~2008 年 3~4 月 SITCZ 區域的 ITCZ Index 南北向垂直速度場及環流配置合成，經度為 130°W~90°W。 (a) 為 ITCZ Index = 1 合成，(b) 為 ITCZ Index = 0 合成。圖右上方為 ITCZ Index = 1 及 ITCZ Index = 0 各自的總天數，灰階及等值線為上升運動（負值為上升運動， $\times 10^{-3}$ ）

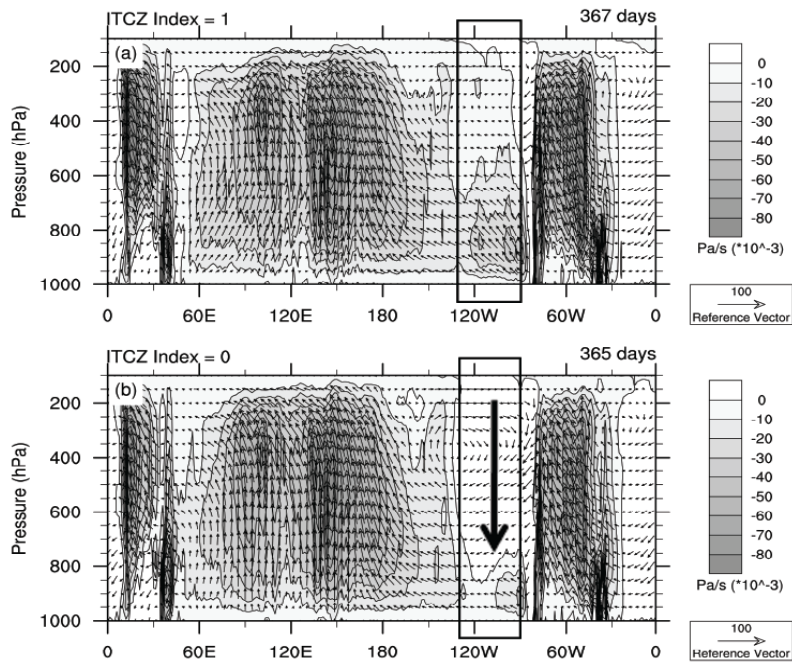


圖 10 1997~2008 年 3~4 月 SITCZ 區域的 ITCZ Index 東西向垂直速度場及環流配置合成，緯度為 3°S~9°S。(a) 為 ITCZ Index = 1 合成，(b) 為 ITCZ Index = 0 合成。黑框為本研究探討的 SITCZ 經度 130°W~90°W，圖右上方為 ITCZ Index = 1 及 ITCZ Index = 0 各自的總天數，灰階及等值線為上升運動（負值為上升運動， $\times 10^{-3}$ ）。

的生成雖然主要受到其對應 SST 的影響，然而 SST 的高低卻無法完全決定某年北半球春季時 SITCZ 對流系統發展的強度。使用月尺度資料以及日尺度和較高解析度資料來分析 SITCZ，發現 SITCZ 的強弱，其對應區域的 SST 並不是唯一的影響因素，來自赤道北方 NITCZ 透過環流動力機制，更能夠影響 SITCZ 的對流系統發展強度。

東太平洋地區，赤道南方的 SST 在北半球春季時的上升提供了 SITCZ 開始發展對流系統的條件，而後該區域 SST 的相對高低並不完全影響 SITCZ 的對流強度，此時影響 SITCZ 對流強度更大的原因是來自於 NITCZ 對流系統的強盛與否。NITCZ 對流系統在北半球秋季以後由較北緯度回到 10°N 以內的區域，赤道北邊該區域持續降低的 SST 使得對流系統在冬季會開始明顯減弱。然而若該區 SST 在北半球冬季末和春季時較高，則 NITCZ 對流系統在春季時就較能夠維持強度不會減弱太多，較強的對流環流會透過動力機制跨越赤道壓抑南方的 SITCZ 對流發展使其強度減弱。反之若 NITCZ 區域的 SST 在北半球冬季末和春季時較低，則 NITCZ 對流系統在春季時無法維持強度而快速減弱，較弱的對流環流無法有效影響 SITCZ 對流發展，因此 SITCZ 對流系統較強盛。然而，形成 SST 年際變化的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，感謝二位匿名審查者的寶貴意見。本研究在國科會計畫(99-2111-M-003-001-MY3)與(99-2625-M-492-001-)資助下所完成，特此感

謝。

六、參考文獻

- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1963: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75.
- Chang, C.-P., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from Time-Composite satellite photographs. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 133–138.
- Chen, B., X. Lin, and J. T. Bacmeister, 2008: Frequency distribution of daily ITCZ patterns over the Western–Central Pacific. *J. Climate*, **21**, 4207–4222.
- Graham, N. E., and T. P. Barnett, 1987: Sea surface temperature, surface wind divergence and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657–659.
- Gu, G., and C. Zhang, 2001: A spectrum analysis of Synoptic-Scale disturbances in the ITCZ. *J. Climate*, **14**, 2725–2739.
- Gu, G., R. F. Adler, and A. H. Sobel, 2005: The eastern Pacific ITCZ during the boreal spring. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1157–1174.
- Halpern, D., and C.-W. Hung, 2001: Satellite observations of the southeast Pacific intertropical convergence zone during 1993–1998. *J. Geophys. Res.*, **106**, 28 107–28 112.
- Lietzke, C. E., C. Deser., and T. H. Vonder Haar, 2001: Evolutionary structure of the eastern Pacific Double ITCZ based on satellite

- moisture profile retrievals. *J. Climate*, **14**, 743–751.
- Liu, W. T., and X. Xie, 2002: Double intertropical convergence zones—a new look using scatterometer. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2072, doi:10.1029/2002GL015431.
- Mitchell, T. P., and J. M. Wallace, 1992: The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Climate*, **5**, 1140–1156.
- Magnusdottir, G., and C.-C. Wang, 2008: Intertropical convergence zones during the active season in daily data. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2425–2436.
- Masunaga, H., and T. S. L'Ecuyer, 2010: The southeast Pacific warm band and double ITCZ. *J. Climate*, **23**, 1189–1208.
- Philander, S. G. H., 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. *J. Climate*, **9**, 2958–2972.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14241–14259.
- Zhang, C., 2001: Double ITCZs. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11785–11792.
- Zhang, C., M. McGauley, and N. A. Bond, 2004: Shallow meridional circulation in the tropical eastern Pacific. *J. Climate*, **17**, 133–139.

Meridional Dipole Pattern of the Eastern Pacific Intertropical Convergence Zones

Ming-Fu Shih¹ and Chih-wen Hung²

¹Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

²Department of Geography, National Taiwan Normal University

(manuscript received 31 July 2011 ; in final form 28 November 2011)

ABSTRACT

Over the eastern Pacific Ocean, the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is a prominent feature in the atmospheric general circulation. The ITCZ over the eastern Pacific prefers the Northern Hemisphere, resulting from the ocean-atmosphere interactions and coastal geometries. The northern ITCZ (hereafter NITCZ) reaches the northernmost location (20°N) in boreal summer, and then returns to the lower latitude (5°N) in boreal spring. In addition to this major NITCZ, a band of convergence zone located south of it, the southeast Pacific Intertropical Convergence Zone (hereafter SITCZ), appears in March and April in the Southern Hemisphere. According to the average of rainfall and low-level divergence, NITCZ and SITCZ co-exist in March and April. This study analyzes the interannual variations of the SITCZ based on several independent observational datasets, including precipitation and sea surface temperature (SST) data. Results show that the annual cycle of the local SST over the SITCZ region merely contributes to the seasonal evolution of the convection, but does not contribute to the interannual variation. The strength of the SITCZ does not correlate with its local SST. Nonetheless, the intensity of the NITCZ over the eastern Pacific has a negative correlation with the interannual variation of the SITCZ. In other words, a weak NITCZ produces a weak meridional circulation which results in a better large-scale condition for convections to grow to its south such that a stronger SITCZ is evident. In contrast, a strong NITCZ leads to a weak SITCZ through an opposite process. This meridional see-saw dipole pattern is an important interannual characteristic of the ITCZs over the eastern Pacific Ocean, and it is found in the daily time scale as well.

Key Words: Southeast Pacific Intertropical Convergence Zone, Intertropical Convergence Zone, Interannual Variability