

西北太平洋暖季熱帶氣旋生成受年際變化 與季內振盪影響之分析

吳靜軒¹ 鐘珮瑄² 隋中興¹

¹國立臺灣大學大氣科學系

²臺北市立大學歷史與地理學系

(中華民國一〇四年十月二十八日收稿；中華民國一〇五年三月一日定稿)

摘 要

本研究分析西北太平洋(Western north Pacific, WNP)2000年至2009年暖季(五月至九月)熱帶氣旋生成(tropical cyclone genesis, TCG)受到年際變化(interannual variation)的 ENSO(El Nino-southern oscillation)、季內尺度(intraseasonal scale)的 MJO(Madden and Julian oscillation)的影響。利用3-8天濾波之相對渦度找出479個熱帶擾動,其中有165個有發展成命名的TC(TCd),其餘314個為未發展熱帶擾動(TCn),定義熱帶氣旋生成機率 $[P_{TCG} = TCd / (TCd + TCn)]$,並輔以生成潛勢指標(genesis potential index, GPI)與合成分析,探討當中相關的機制。

暖年、正常年與冷年的每百天生成機率分別為40%、33%、30%,機率差異主要來自TCn數量在暖年較少、冷年較多。GPI分析顯示WNP季風槽在暖年(冷年)受西風距平(東風距平)而增強東伸(減弱西退)為最大的變化;擾動中心合成分析,TCd組比TCn組有更好的發展條件,但冷年的TCd有最高的GPI值(來自最高平均相對渦度與平均緯度),反映出冷年時WNP低緯度洋面背景渦度較低、擾動發展要較高自身強度及較高行星渦度幫助的特徵。MJO對流活躍期比對流不活躍期有利於颱風生成(P_{TCG} 為41%比30%),但總擾動數近似相等(每百天生成32與31個);大尺度850hPa相對渦度與700hPa相對溼度距平在MJO中呈現南北對比,擾動中心合成結果與年際變化的擾動中心合成結果相似。結合年際變化與MJO,當WNP大尺度低頻背景場為暖年或MJO對流活躍期就能將 P_{TCG} 提升至40%以上。冷年MJO對流不活躍期時季風槽近乎消失, P_{TCG} 只有23%,結果顯示MJO期在冷年背景下對TCd數量及 P_{TCG} 有顯著對比,在暖年背景下則較不顯著。

關鍵字：熱帶氣旋生成、ENSO、MJO、有發展擾動、未發展擾動、熱帶氣旋生成機率、合成分析

一、前言

熱帶氣旋(tropical cyclone, TC)是熱帶最重要的劇烈天氣系統，而熱帶氣旋生成(tropical cyclone genesis, TCG)是指微弱的天氣尺度氣旋擾動(以下簡稱擾動)發展至熱帶氣旋的過程，並會受到多重尺度交互作用的影響，多年來已有許多在不同大尺度環境場與 TCG 的研究，分別敘述如下。

Gray (1968)從氣候統計歸納出六個有利於 TCG 的環境，包含海表溫(sea surface temperature, SST)高於 26.5°C、對流層低層到中層有豐富水氣、從地面到中層有大的相當位溫遞減、較小的垂直風切、較大的相對渦度以及較大的科氏參數(離赤道超過三個緯度)。Ritchie and Holland (1999)與 Yoshida and Ishikawa (2013)分析西北太平洋(western North Pacific, WNP)大尺度流場與 TCG 之間的關係，其中約 70%的 TC 生成在與季風槽(monsoon trough)有關的大尺度流場特徵裡，主要是季風合流區(monsoon confluence region)及季風風切線(monsoon shear line)。

過去許多研究指出西北太平洋(WNP)的熱帶氣旋(TC)活動會受到年際尺度的聖嬰事件(ENSO)影響(Landsea 2000, Chan 2000, Chia and Ropelewski 2002, Wang and Chan 2002, Carmargo and Sobel 2005, Chen et al. 2006)。在聖嬰發展年，由赤道太平洋東部暖海溫距平引起的低緯度西風距平使得季風槽增強並向東延伸(Chia and Ropelewski 2002, Wu et al. 2015)，較多(較少)的 TC 生成於 WNP 的東南(西北)象限(Wang and Chan 2002, Chia and Ropelewski 2002)，平均而言 TC 有較長時間停留於暖海面而有利於增強至較高強度，且較多個案會迴轉(Wang and Chan 2002, Carmargo and Sobel

2005, Chen et al. 2006)。在反聖嬰發展年時，中東赤道太平洋冷海溫距平引起的低緯度東風距平使得季風槽減弱並向西退縮。較多(較少)的 TC 生成於 WNP 的西北(東南)象限，平均上有較短的生命期與較弱的強度，且較多個案會向西侵襲東亞陸地。然而，全年 TC 的平均數量在聖嬰與反聖嬰之間差異並不大(Wang and Chan 2002)。

最近幾年研究將聖嬰事件以最大海溫距平出現的位置，分成中太平洋聖嬰事件與東太平洋聖嬰事件(Ashok et al. 2007, Kao and Yu 2009)，這兩種聖嬰對 WNP 的 TC 活動也有不同的影響(Chen and Tam 2010, Yang et al. 2015, Chung and Li 2015)。Chen and Tam 2010 的合成分析顯示在中太平洋聖嬰時 WNP 有氣旋式距平環流，部分相關分析顯示 WNP 的東南象限有較高的 TC 頻率(雖然不如東太平洋聖嬰顯著)，然而西北象限的 TC 頻率並無顯著變化；東太平洋聖嬰則在 WNP 形成反氣旋式距平，抑制西北與東北象限的 TC 頻率並顯著提高東南象限的 TC 頻率，形成顯著的西北-東南象限對比。在聖嬰消退年，兩種聖嬰事件都會抑制 WNP 東南象限的 TC 活動，但次區域的統計結果兩者有所不同(Yang et al. 2015)。

季內尺度的 MJO(Madden and Julian 1971)與 TCG 之間的關係也有許多研究(Liebmann and Hendon 1994, Frank and Roudy 2006, Kim et al. 2008, Ching et al 2010, Chen and Chou 2014)。Liebmann and Hendon (1994)分析印度洋與西太平洋 MJO 與 TC 之間的關係，他們發現，TC 生成數量在溼期時期多於乾期時期(每 100 天之個數)，但是弱 TC 與強 TC 的比例在乾期與溼期是一致的，表示 MJO 對於已形成 TC 的後續發展影響並不明顯。Kim et al. (2008)分析 1979 年至 2004 年夏季(六到九月)，WNP 上 MJO 期與 TC 活動

的關係，結果顯示當 MJO 對流期位於 WNP 時，TC 生成數會增加。與 El Niño 的情形類似，MJO 對流活躍期引起的低緯度西風距平增加水平風切並強化季風槽，提供適合讓擾動發展成 TC 的環境。

過去研究颱風的論文大多數都是討論有發展的 TC，而討論沒有發展的熱帶擾動之研究相對而言較不受到應有的重視。Peng et al. (2012) 以及 Fu et al. (2012) 分別探討 2003 年至 2008 年七至九月北大西洋與西北太平洋地區，有發展成 TC 與沒有發展成 TC 的擾動之綜觀環境條件。結果顯示 WNP 有發展擾動的 850hPa 相對渦度、對流層中層溼度等動力或熱力條件比未發展擾動更有利於持續發展，同時他們也量化不同環境參數的相對重要性，其結果指出在 WNP 動力條件比熱力條件對 TCG 過程更加重要。

每年有許多熱帶擾動出現在 WNP 區域，但只有部分擾動能發展成 TC。過去討論 TC 在不同熱帶背景場低頻振盪的研究很多，但對於未發展擾動之統計研究甚少。綜合以上年際變化與 MJO 對 TCG 的討論，我們參考 Peng et al. (2012) 及 Fu et al. (2012) 的做法，以有發展與未發展擾動做為對照，利用 10 個暖季（五月至九月）進行統計分析，從生成機率的觀點，進一步探討熱帶背景場的低頻振盪如何影響 WNP 的 TCG。本文分成四節，第二節為資料與方法，擾動在 ENSO、MJO、結合 ENSO 與 MJO 的分析結果分別在第三、第四及第五節，第六節為總結與討論。

二、使用資料與研究方法

本研究利用歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasts,

ECMWF)所提供的 ERA-Interim 再分析資料。使用資料包含地面層的海表面溫度(SST)與海平面氣壓(SLP)、氣壓層的 850hPa 水平風場與相對渦度、700hPa 相對溼度、200hPa 水平風場、1000-10hPa 比溼與溫度。其水平解析度為 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ，時間間隔為六小時，使用時間從 2000 年至 2009 年暖季（五月至九月）。本研究同時使用美國大氣暨海洋管理局(National Ocean and Atmospheric Administration, NOAA)提供的每日內插向外長波輻射(outgoing longwave radiation, OLR)資料做為對流活動的指標，解析度為每日一筆 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，使用時間亦為 2000 年至 2009 年暖季。

考慮這十年的年際變化，我們參考 NOAA 氣候預測中心(Climatic Predict Center, CPC)提供的 ONI 指標(Oceanic Niño index, Xue et al. 2003)。ONI 指標是利用 Niño 3.4 海域(5°S - 5°N , 120° - 170°W)三個月的滑動平均 SST 減去氣候值得到的距平值，當有連續五個月的 ONI 皆高於或等於 0.5°C 即為聖嬰事件(El Niño)，而連續五個月 ONI 低於或等於 -0.5°C 則為反聖嬰事件(La Niña)。我們為了定義出暖季（五到九月）所處之年際變化背景場，若暖季平均之 ONI 高於 0.3°C 定義該年為暖年，若暖季平均之 ONI 低於 -0.3°C 則定義為冷年。我們將 2002、2004、2009 年定義為暖年；2001、2003、2005、2006 年定義為正常年；2000、2007、2008 年定義成冷年。

我們使用 Wheeler and Kiladis (1999)提供的波數-頻率波譜分析法將 OLR 資料濾出 MJO 的訊號，MJO 波段是取緯向波數 0 到 5、週期 30 到 90 天的東傳訊號。為了定義 MJO 在 WNP 的對流活躍期與不對流活躍期，我們利用 2000 年到 2009 年暖季 MJO 波段的 OLR 面積平均距平值（範圍 0° - 15°N 、 110° - 170°E ，為 WNP 熱帶氣旋的主要

發生區域)開始小於零之後的第四天為 MJO 對流活躍期的起始日, OLR 距平值大於零之前的第四天為 MJO 對流活躍期的結束日, 中間時期即稱為 MJO 對流活躍期, 而 MJO 對流活躍期以外之剩餘時段則定義為 MJO 對流不活躍期。我們定義的 MJO 對流活躍期大致可對應 RMM 指標(Real-time Multivariate MJO index, Wheeler and Hendon 2004) 4、5、6 相位。

生成潛勢指標(genesis potential index, GPI, Emanuel and Nolan, 2004)用於分析熱帶擾動生成熱帶氣旋的可能性, 亦可做為大尺度環境場變異的分析。定義為

$$GPI = |10^5 \eta|^{\frac{3}{2}} \left(\frac{RH}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3 (1 + 0.1V_{shear})^{-2} \quad (1)$$

其中 η 是絕對渦度, RH 為 700hPa 相對溼度, V_{pot} 為最大潛在風速, V_{shear} 是 200hPa 與 850hPa 的風速差。對於 WNP, 最大潛在風速在 ENSO 或 MJO 上, 僅在赤道換日線附近有增減 4-6 $m s^{-1}$ 的明顯差異, 且在以擾動中心的合成結果中差異極小(中心附近均超過 70 $m s^{-1}$), 因此我們將最大潛在風速視為相等並省略以節省篇幅。

Peng et al. (2012)與 Fu et al. (2012)分別討論大西洋及西北太平洋有發展與未發展的熱帶氣旋, 他們選取擾動的條件為: (1)氣旋式環流的平均半徑大於 400km, (2) 3~8 天時間濾波的相對渦度大於 $10^{-5} s^{-1}$, (3)擾動維持前兩個條件至少連續三天以上。為了簡化搜尋熱帶擾動的過程, 我們將選取條件稍做修改, 擾動必須符合下列條件:

1. 經由 3-8 天時間濾波(Lanczos filtering, Duchon 1979)的 850hPa 相對渦度必須大於 $10^{-5} s^{-1}$;
2. 大於 $10^{-5} s^{-1}$ 相對渦度之最小面積 16000 km^2 ;

3. 持續時間至少連續 72 小時。

我們再根據美國海軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon warning center, JTWC)在 2000 年至 2009 年發布的最佳路徑(Best track)資料, 若熱帶擾動為有命名之 TC 即定義為 TCd, 其他擾動則定義為 TCn。本研究以 Best track 中第一筆記錄的時間與位置為 TCd 的生成時間及位置, TCn 的時間及位置則為 3~8 天濾波之相對渦度達到最大值時的時間與位置(生命期中最接近 TCG 的時刻)。在這十年之中, 我們找出 165 個 TCd 以及 314 個 TCn, 生成機率 [probability of TCG, $P_{TCG} = TCd / (TCd + TCn)$] 的氣候值約 34%。對照 Teng et al. (2014)以伴隨中尺度對流系統且持續超過 24 小時的熱帶雲簇(tropical cloud clusters, TCCs)定義為擾動, 其生成機率為 27.3%, 與我們的 P_{TCG} 結果類似。

TCd 與 TCn 在 ENSO 的分類以該年份為暖年、正常年、冷年為準; 在 MJO 分類則以 TCd 在 best track 中第一筆記錄之日期、TCn 之 3~8 天濾波相對渦度達到最大值時的日期落於我們所定義 MJO 對流活躍期或不活躍期決定。由於 ENSO (暖年、冷年各三個、正常年四個暖季)及 MJO 對流活躍、不活躍期總天數並不相等, TCd 及 TCn 數量也不同, 故進行每 100 天標準化(將該時期所有的 TCd 與 TCn 除以該時期的總天數乘以 100), 即 WNP 在該大尺度背景場狀態下每 100 天可產生多少 TCd 及 TCn 進行討論。最後, 從擾動中心合成是 TCd 以 best track 中第一筆記錄、TCn 以 3~8 天濾波相對渦度達到最大值時的時間與中心位置, 將某一種變數以此中心加減 7.5 個經度與緯度範圍進行疊加平均的結果。

三、TCd 與 TCn 受 ENSO 的影響

(一) 統計結果與大尺度環境場

以年際尺度的 ENSO 分組之 TCd、TCn 數量與每 100 天標準化的數量、總擾動數及生成機率之統計結果列於表一。儘管只有十年暖季的資料，TCd 數量在暖年、正常年與冷年之間差異不大(分別為 12、10、10 個)，此結果與 Wang and Chan (2002)考慮全年的結果類似，但 TCn 數量由暖年往冷年增加(分別為 18、21、23 個)，使得 P_{TCG} 由暖年的 40% 遞減為冷年的 31%，不過總擾動數相當接近。經過 Students' T test 檢驗，TCn 數量在暖年與冷年之間的差異達 90% 信心水準，TCd 數量差異則未達 90% 信心水準，因此暖年與冷年的生成機率差異主要來自冷年 TCn 數量增加，其次是暖年 TCd 數量增加。

為了說明 ENSO 如何影響 P_{TCG} ，我們利用 GPI 及計算 GPI 所需之環境變數的平均值與距平值(氣候值為該變數之十年暖季平均)進行分析。圖 1、圖 2、圖 3 分別為 GPI、850hPa 水平風場與相對渦度、700hPa 相對溼度在年際變化的平均值與距平值。暖年時 GPI 大於 6 的等值線在暖年往東延伸(圖 1a)，在距平圖上呈現一條正距平區從 20°N、140°E 向東南延伸至換日線附近(圖 1b)，大部分 150°E 以東的 TCd 位於其中；冷年則呈現近似相反的特徵(圖 1e, f)，負距平區域內 TCd 與 TCn 相對很少。此結果是暖年時季風槽受熱帶西風距平而增強東伸至 160°E 附近並增加 160°E 以東的低層渦度(圖 2a, b)，同時將更多水氣向東傳輸使 140°E 以東中層溼度增加(圖 3b)，有利於擾動在 150°E 以東活動或發展成 TCd。反之冷年時，增強的副熱帶高壓與熱帶東風迫使季風槽減弱西退並降低熱帶 WNP 的低層渦度(圖 1e, f)，

中層水氣也被限制在 140°E 以西使得海洋大陸、南中國海與菲律賓海溼度增加，大部分擾動在 150°E 以西才會達到最強(TCn)或進一步成為 TCd(圖 3e, f)。

圖 4 為 200hPa-850hPa 垂直風切，大部分的擾動分布在風速差 10~15 ms^{-1} 的區域。垂直風切最主要的變化是海洋大陸與赤道換日線之間的反向變化(圖 4b, 4f)，對擾動的分布也有一定的影響，但最主要影響還是來自相對渦度與溼度的改變。

為了量化暖年與冷年之間的對比，將 WNP 分成西邊 110-140°E、5-20°N 及東邊 140-170°E、5-20°N 兩個區域(WWNP 與 EWNP)，並將 GPI 的四個環境變數之面積距平值除以其氣候值做標準化，結果如圖 5 所示。暖年時(圖 5a)，WWNP 與 EWNP 的平均 GPI 大致相等(7.39 與 7.72)，但在冷年時(圖 5b)EWNP 的 GPI 降低(5.54)，WWNP 的 GPI 則稍微增加(7.51)。對 WWNP(圖 5c)，明顯變化為垂直風切在暖年(冷年)增加(減少)約 6%，不利(有利)TC 在此區域生成。對 EWNP(圖 5d)，暖年(冷年)時 850hPa 相對渦度與 700hPa 相對溼度分別有 4.4%(5.5%)與 5.4%(5.7%)的增加(減少)，與圖 2 及圖 3 一致。這個結果表示，TCd 與 TCn 位置暖年向東(冷年向西)偏移的原因主要是低層渦度與中層溼度的改變所致，垂直風切的改變是其次，最大潛在風速則近似不變。

(二) 從 TCd 與 TCn 中心合成

前面所討論的是 ENSO 改變 WNP 大尺度環境場，進而影響 TCd 與 TCn 在 WNP 的位置分布。接下來從 TCd 與 TCn 中心進行合成，探討擾動發展受 ENSO 的影響。

表一 TCd 與 TCn 在 ENSO 分類下的數量、每 100 天標準化的數量與總擾動數及生成機率。

	TCd	TCn	(TCd, TCn)	總擾動數	PTCG
暖年 (三年)	55	82	(12, 18)	30	40%
正常年 (四年)	63	126	(10, 21)	31	32%
冷年 (三年)	47	106	(10, 23)	33	30%

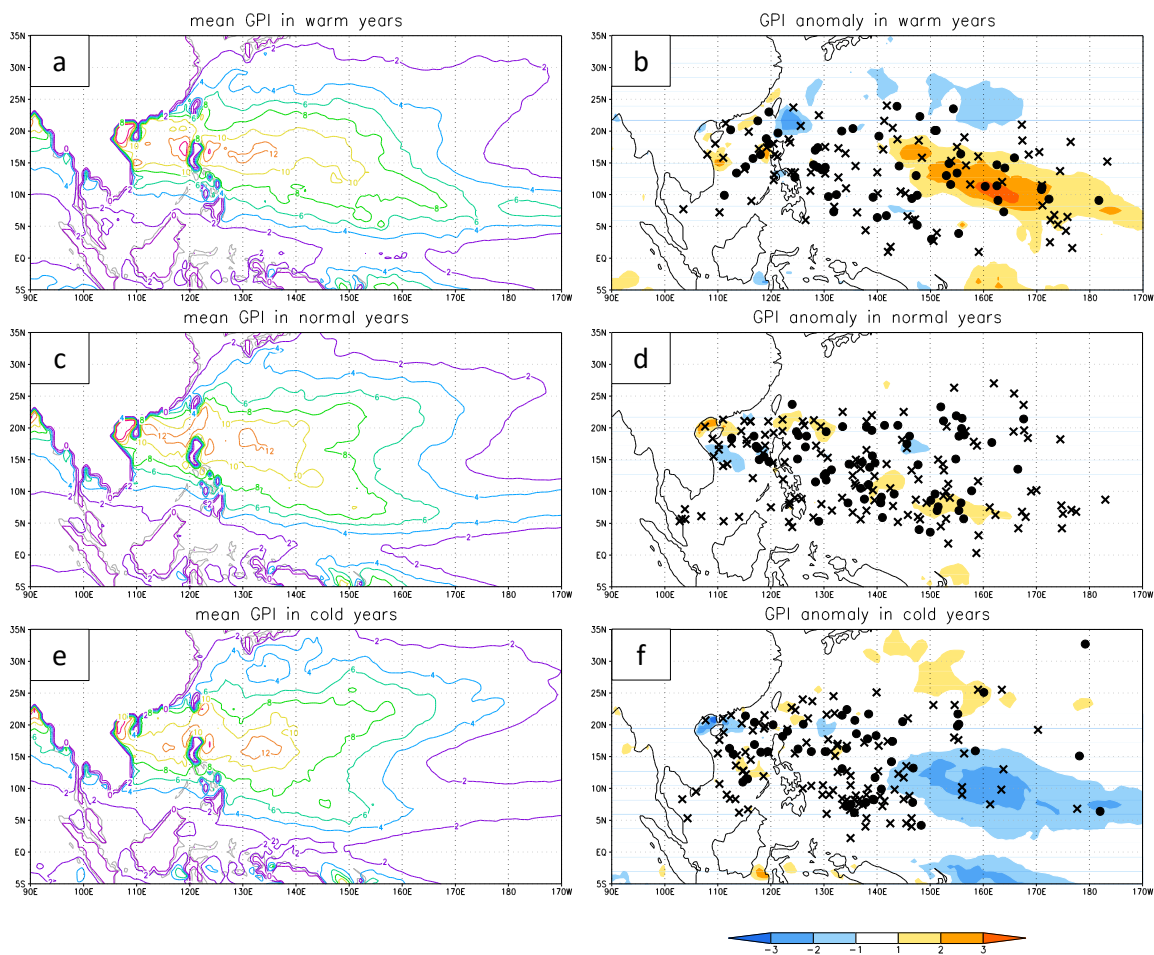


圖 1 GPI 在(a)暖年、(c)正常年、(e)冷年之合成，等值線間距為 2。GPI 距平 (色階) 與 850hPa 距平場在(b)暖年、(d)正常年、(f)冷年之合成，黑點為 TCd，叉號為 TCn。因暖年及冷年有三個暖季、正常年有四個暖季，故 TCd 與 TCn 總量在正常年較多。

圖 6 為 GPI 之合成結果。對於 TCd (圖 6a, c, e)，它們的 GPI 均高於相對應的 TCn (圖 6b, d, f)。但不同於 TCn 的 GPI 由暖年往冷年遞減，冷年的 TCd 有最高的 GPI。我們發現相同的情形發生在 850hPa 絕對渦度 (圖 7)，冷年的 TCd 中心平均絕對渦度超過 $10^{-4} s^{-1}$ (圖 7e)，也有最高平均緯度。因此我們額外對相對渦度進行合成 (圖 8)，冷年的 TCd 中心平均相對渦度還是大於暖年的 TCd。這個結果說明冷年的擾動若要進一步發展成 TCd，具有較高相對渦度 (自身渦度或大尺度

背景環境的渦度) 與較高緯度的擾動發展可能性較高，反映出冷年時 WNP 低緯度背景渦度降低、較不利擾動發展的環境 (圖 2f)。

圖 9 為 700hPa 相對溼度之合成。TCd 中心附近均有 80% 以上的高溼度且呈現同心圓分布 (圖 9a, c, e)，可減小對流層中層乾空氣逸入作用、維持擾動的對流發展。TCn 的溼度僅有 65% ~ 75% 並呈現東北-西南向結構 (圖 9b, d, f)，較不利對流發展，此結果與 Fu et al. (2012) 的圖 3c 類似。垂直風切的合成結果顯示 (圖 10)，在 TCd

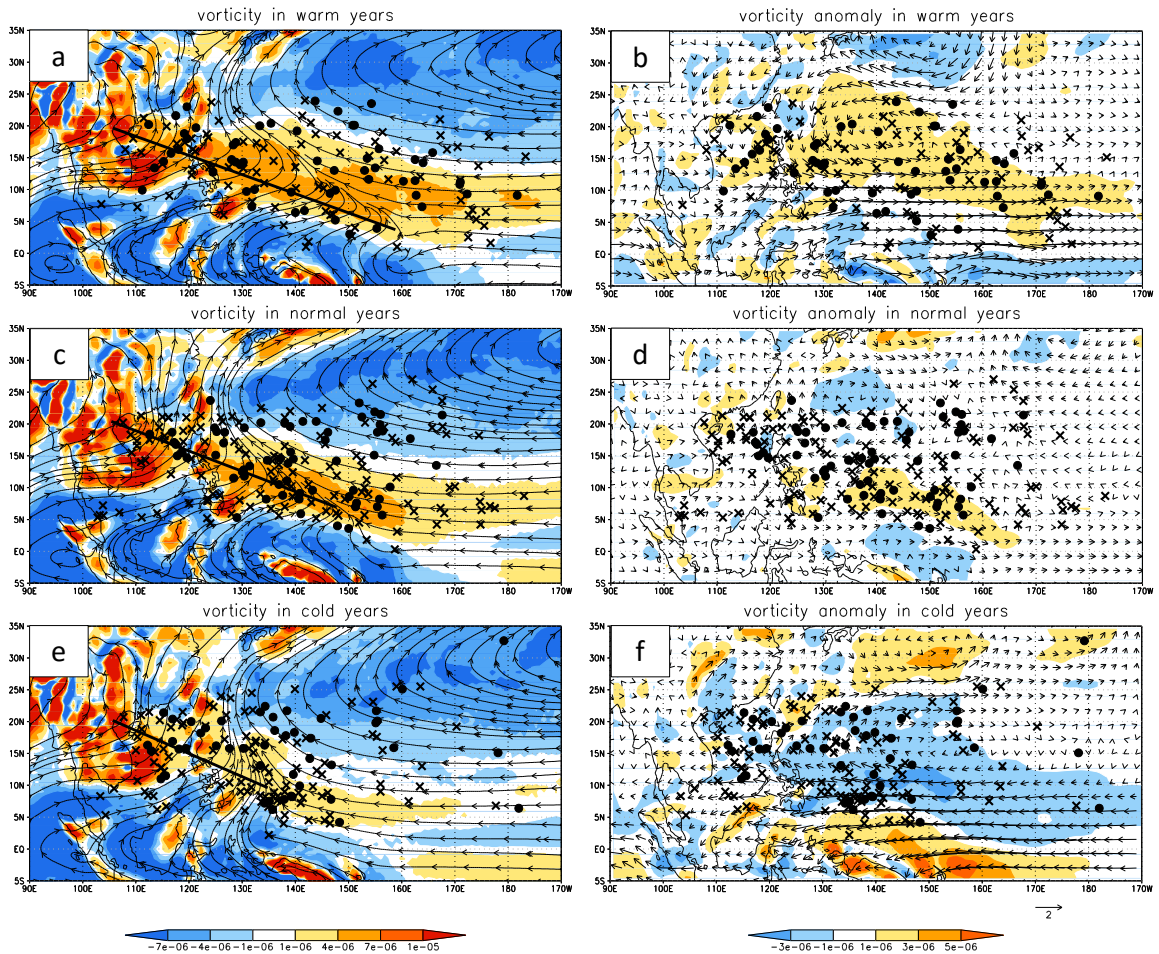


圖 2 同圖 1，但左邊為 850hPa 相對渦度 (色階，單位 s^{-1}) 與流線場，黑色實線概略表示季風槽槽軸。右邊為 850hPa 渦度距平 (色階，單位 s^{-1}) 與風場距平 (單位 ms^{-1})。黑點為 TCd，叉號為 TCn。

中心北邊一度的位置有一個風切小於 8 m s^{-1} 的區域 (圖 10a, c, e), TCn 可能有類似結構但不如 TCd 清楚且風切較大 (圖 10b, d, f)。我們的結果與 Fu et al. 2012 (其圖 4b) 以 20 天以上低頻濾波之垂直風切的結果略有不同, 他們的圖沒有顯示在擾動中心附近有明確的特徵, 不過距離中心五度以外的風切分布是類似的。

(三) 綜合討論

P_{TCG} 分析顯示暖年與冷年生成機率的差異主

要來自 TCn 數量的增減, 我們推測原因因為暖年時 TC 的平均生命期長、強度較強(Wang and Chan 2002, Carmargo and Sobel 2005), 可能抑制部分擾動的出現; 反之在冷年時 TC 平均生命期短、強度較弱, 需要更多擾動來消耗能量。TCG 生成位置在暖年 (冷年) 向東 (西北) 位移則是熱帶西風 (東風) 距平改變 WNP 季風槽位置及相對渦度、水氣分布的結果。冷年時, 擾動發展位置跟隨減弱西退的季風槽向西位移, 加上低緯度背景相對渦度降低, 擾動要發展成 TCd 除了本身渦度

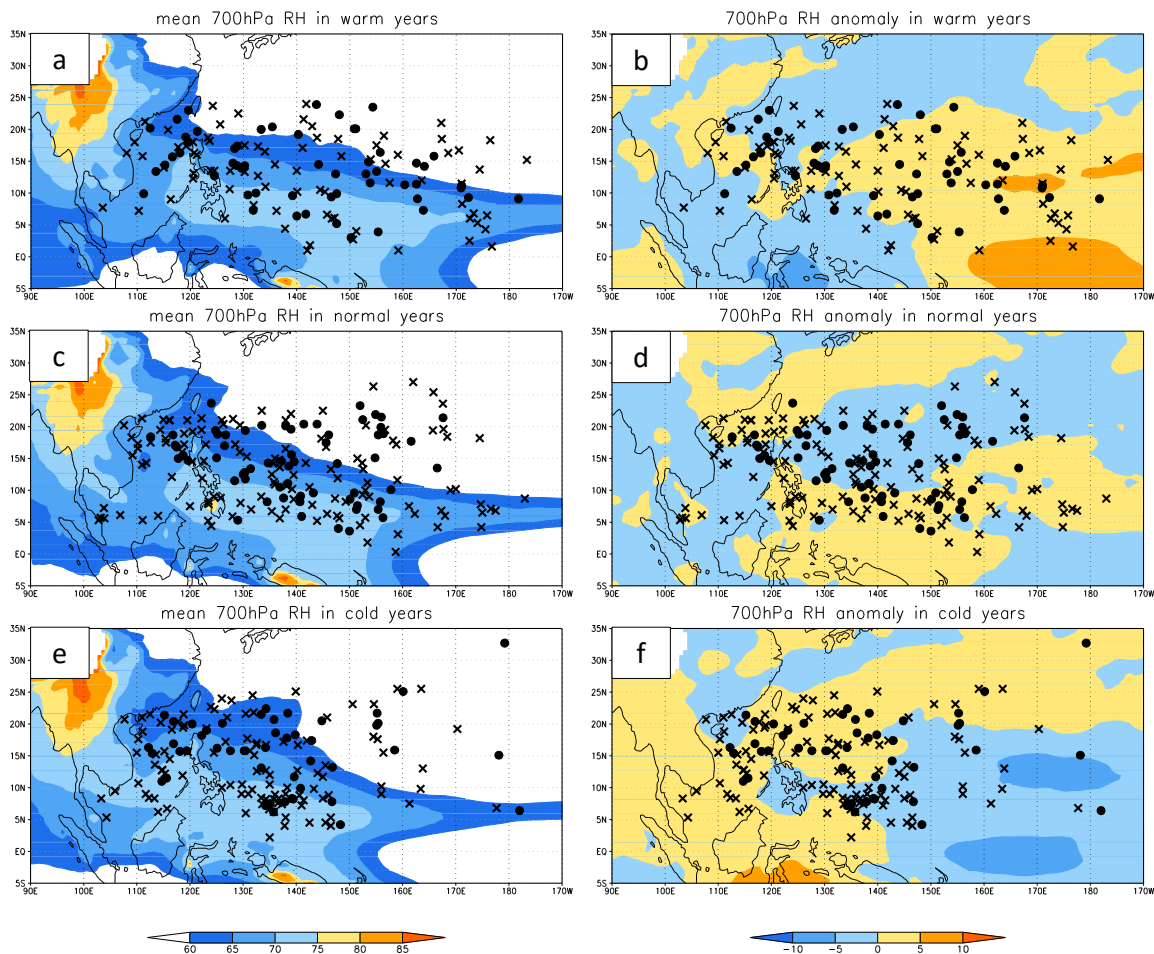


圖 3 同圖 1, 但左邊為 700hPa 相對溼度 (色階, 單位%), 右邊為 700hPa 相對溼度距平 (色階, 單位%)。黑點為 TCd, 叉號為 TCn。

要更高,同時需要較高的緯度(即較大科氏參數),透過過度方程式中輻合項 $-(\zeta + f)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)$ 增加渦度以利其進一步發展。

另一方面,我們所選擇的暖年是偏向中太平洋聖嬰事件,例如圖 2b 的氣旋式距平環流與 Chen and Tam (2010)的圖 1a 類似。東太平洋聖嬰事件是否也有 40%的 P_{TCG} 則需要更進一步研究。

四、TCd 與 TCn 受 MJO 的影響

(一) 統計結果與大尺度環境場

TCd 與 TCn 在 MJO 對流活躍、不活躍期的數量、每 100 天標準化的數量與總擾動數及生成機率之統計結果列於表二。經過 100 天標準化後, MJO 對流活躍期確實比對流不活躍期有更多的 TCd (13 個與 9 個),此結果與 Liebmann et al. (1994)說明 MJO 溼相位會有較多 TC 生成比例一致。將 TCn 加入後,我們發現總擾動數是相當一致(32 個與 31 個)。換句話說,儘管總天數較少,

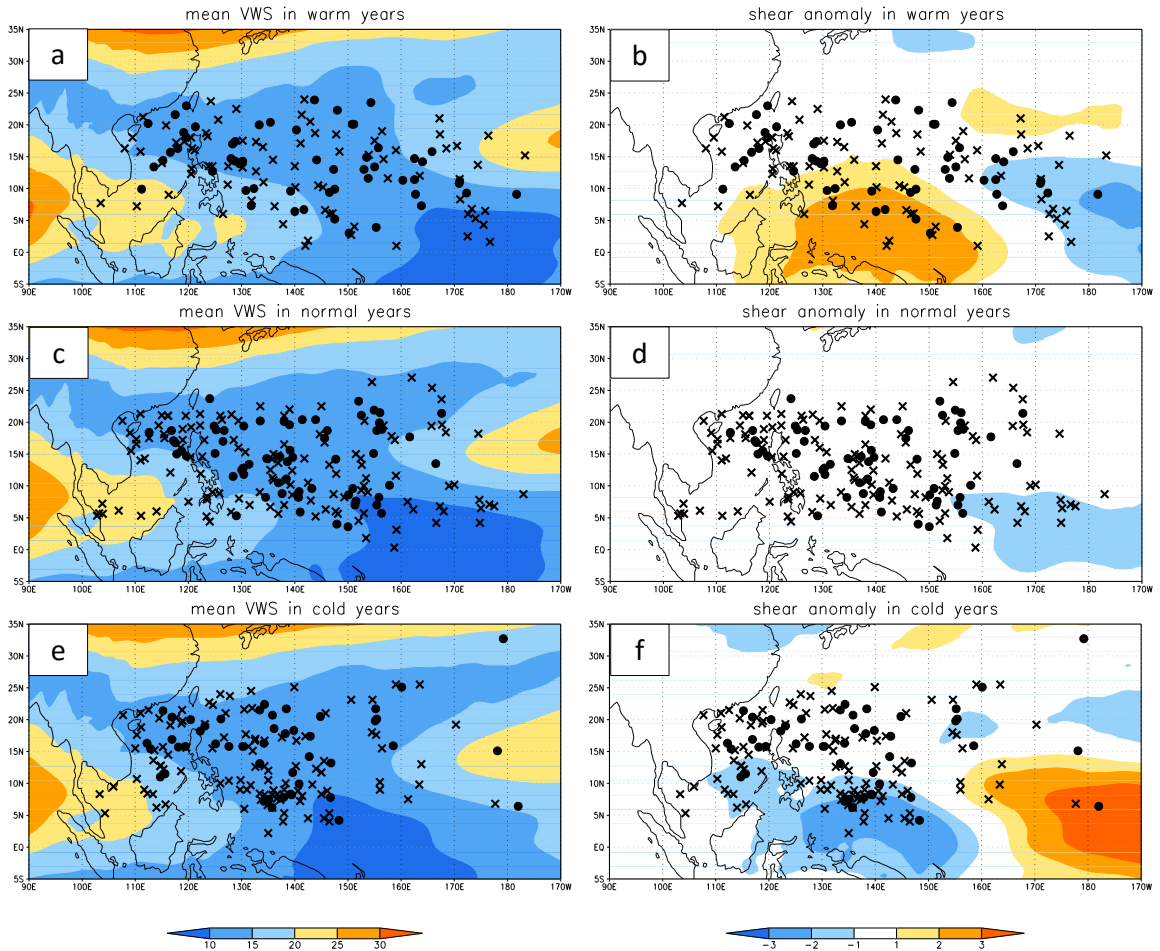


圖 4 同圖 1,但左邊為 200hPa-850hPa 垂直風切速度(色階,單位 ms^{-1}),右邊為 200hPa-850hPa 垂直風切距平(色階,單位 ms^{-1})。黑點為 TCd,叉號為 TCn。

MJO 對流活躍期會促進更高比例的擾動發展成 TCd，使生成機率提高到 41%。Liebmann et al. (1994)提到未發展擾動由於缺少資料與定義的問題，因此他們沒有將未發展的熱帶擾動納入討論。我們的結果除了支持 MJO 對流活躍期會有更多擾動發展成 TC，更進一步說明如果將客觀定義找到的熱帶擾動納入考慮，則 MJO 對流活躍與不活躍期之間的總擾動數是接近不變的。

在 MJO 對流活躍期時，GPI 為 8 的等值線向東南延伸超過 150°E (圖 11a)，正距平 (負距平)

從南中國海向東南延伸至 5°N、160°E (位於台灣東方與琉球海域，圖 11b)。在 MJO 對流不活躍期時，GPI 為 8 的等值線向西北退縮 (圖 11c)，距平場 (圖 11d) 呈現與圖 11b 相反但量值較小的變化。此 GPI 的變化主要還是來自 850hPa 渦度 (圖 12) 與 700hPa 相對溼度 (圖 13) 的改變。季風槽在 MJO 對流活躍期增強並向東延伸至 150°E (圖 12a)，在距平圖上呈現氣旋式環流及正渦度位於南中國海與菲律賓海 (圖 12b)，溼度場在 15°N 以南增加、以北減少 (圖 13a, b)；反之

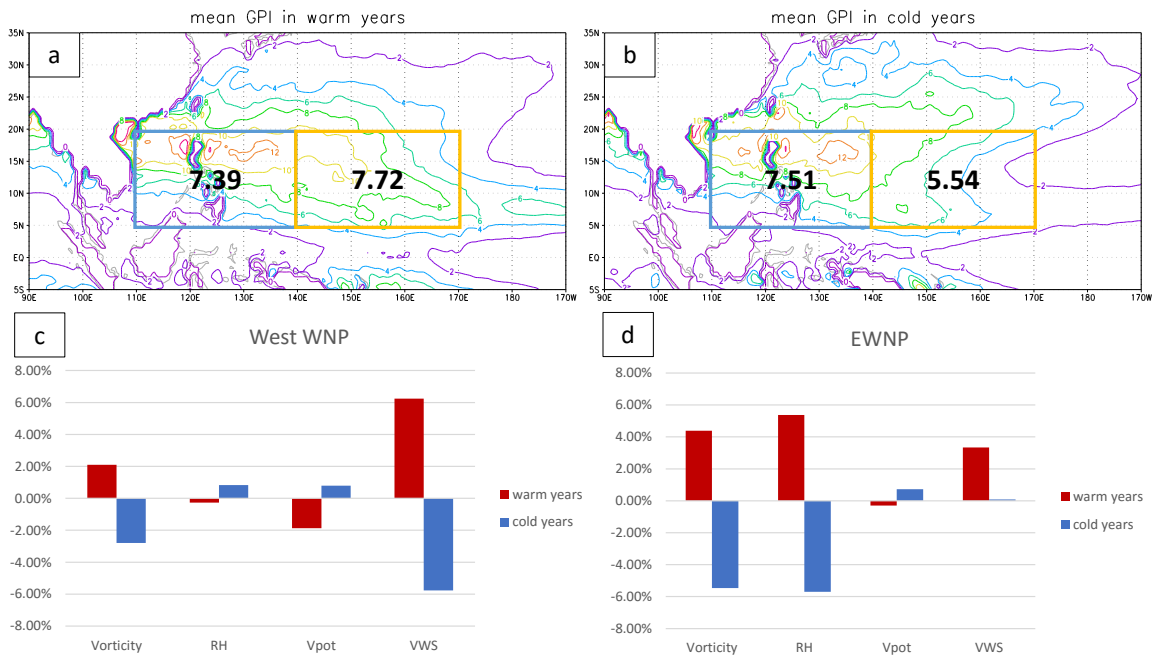


圖 5 (a)暖年與(b)冷年 WNP 西邊區域 (藍色外框) 及東邊區域 (黃色外框) 之平均 GPI 值。(c) WNP 西邊區域與(d) WNP 東邊區域在暖年 (紅色) 與冷年 (藍色) 環境變數之變化量。

表二 TCd 與 TCn 在 MJO 分類下的數量、每 100 天標準化的數量與總擾動數及生成機率。

	TCd	TCn	(TCd, TCn)	總擾動數	P _{TCG}
MJO 對流活躍期 (568 天)	74	105	(13,19)	32	41%
MJO 對流不活躍期 (962 天)	91	209	(9,22)	31	29%

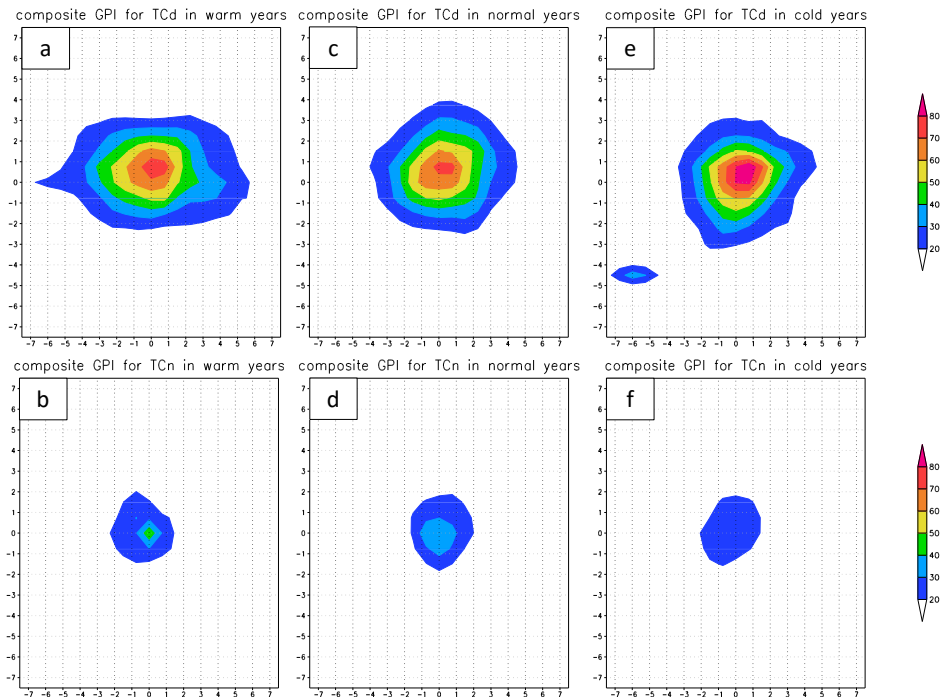


圖 6 以 ENSO 分類，從擾動中心合成 GPI。暖年之(a)TCd 與(b)TCn、正常年之(c)TCd 與(d)TCn、冷年之(e)TCd 與(f)TCn。橫軸與縱軸代表相對於合成中心的經度及緯度距離。

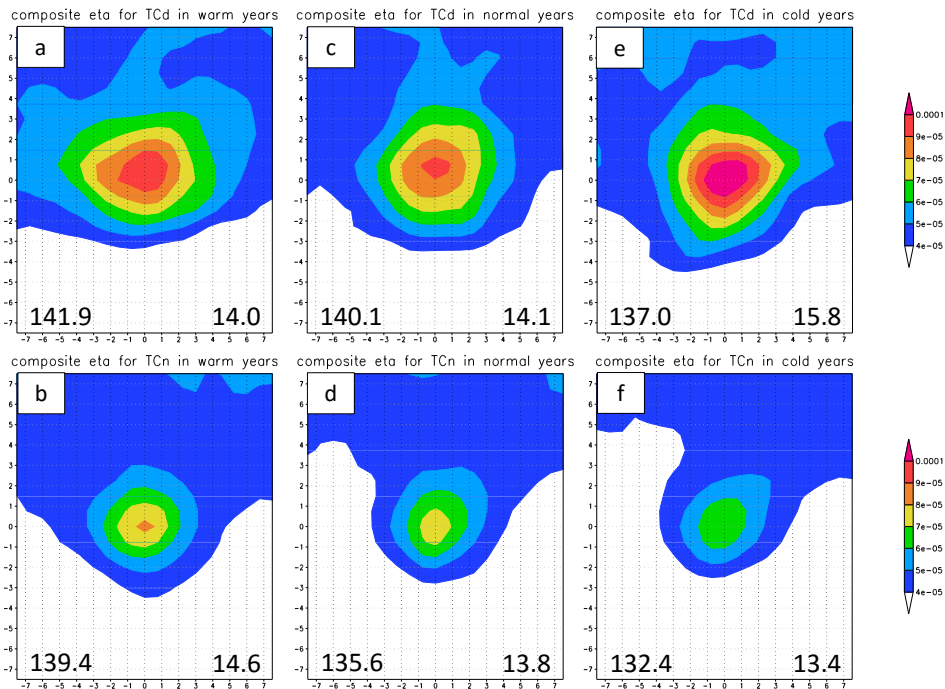


圖 7 同圖 6，但為 850hPa 絕對渦度之合成（單位 s^{-1} ）。左下角與右下角數值分別表示該組擾動中心的平均經度與平均緯度。

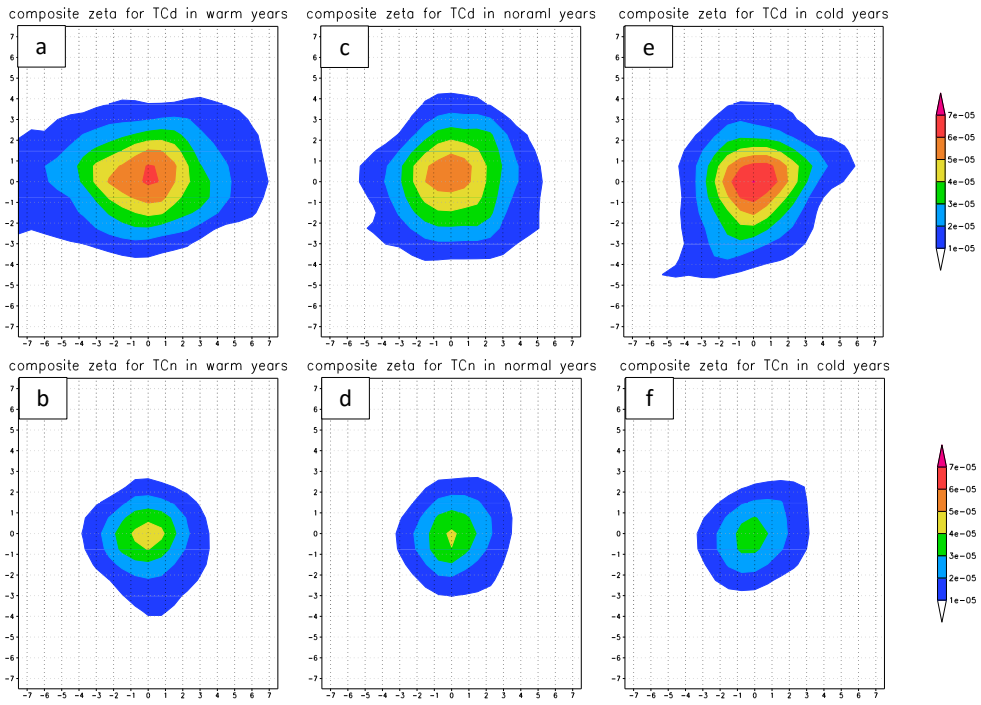


圖 8 同圖 6，但為 850hPa 相對渦度之合成 (單位 s^{-1})。

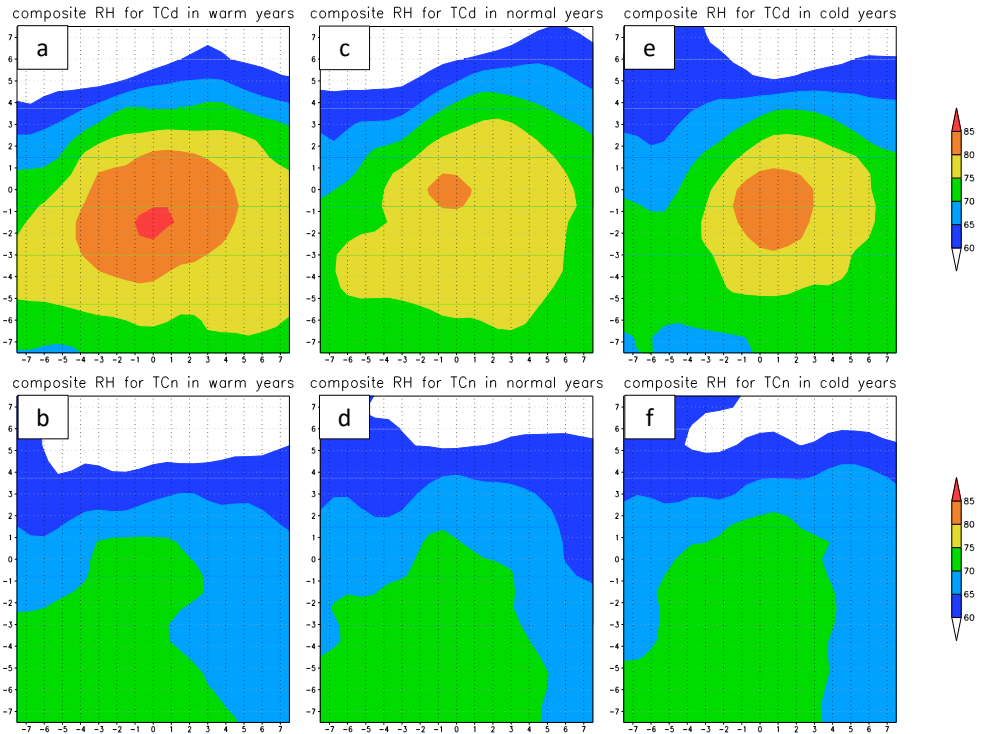


圖 9 同圖 6，但為 700hPa 相對溼度之合成 (單位%)。

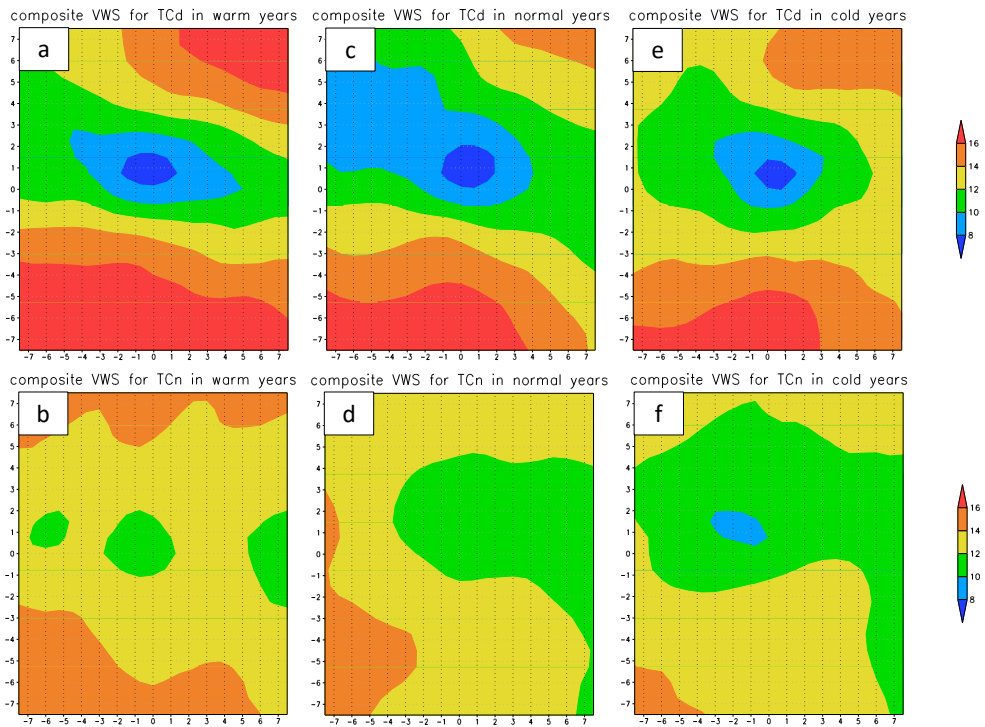


圖 10 同圖 6，但為 200hPa-850hPa 垂直風切之合成 (單位 ms^{-1})。

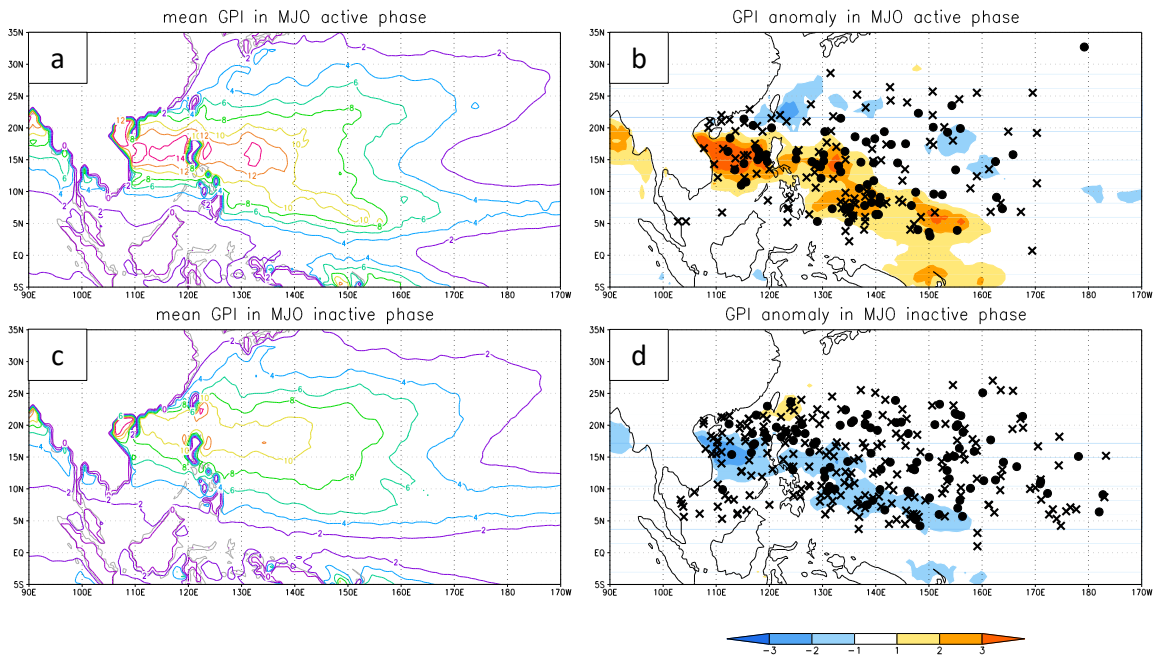


圖 11 GPI 在 MJO (a)對流活躍期與(b)對流不活躍期之合成。GPI 距平在 MJO (c)對流活躍期與(d)對流不活躍期之合成。黑點為 TCd，叉號為 TCn。因為 MJO 對流不活躍期的天數多於對流活躍期天數，故 TCd 與 TCn 總數在 MJO 對流不活躍期較多，而不是較有利 TC 生成。

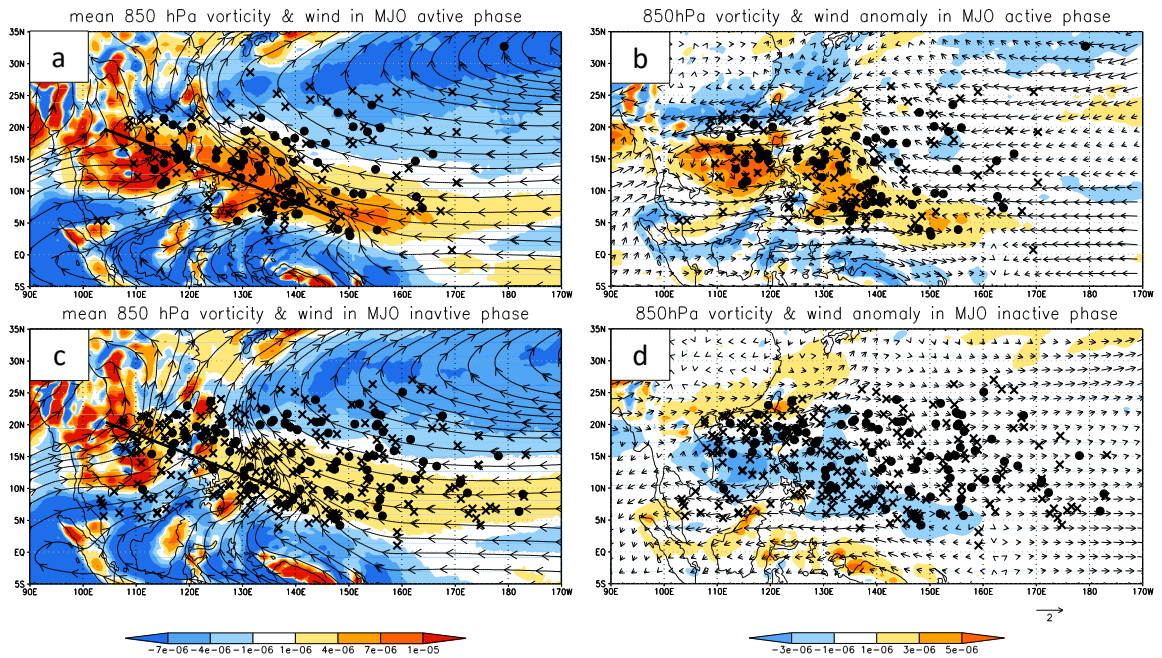


圖 12 同圖 11，但左邊為 850hPa 相對渦度（色階，單位 s^{-1} ）與流線場，黑色實線概略表示季風槽槽軸。右邊為 850hPa 渦度距平（色階，單位 s^{-1} ）與風場距平（單位 ms^{-1} ）。黑點為 TCd，叉號為 TCn。

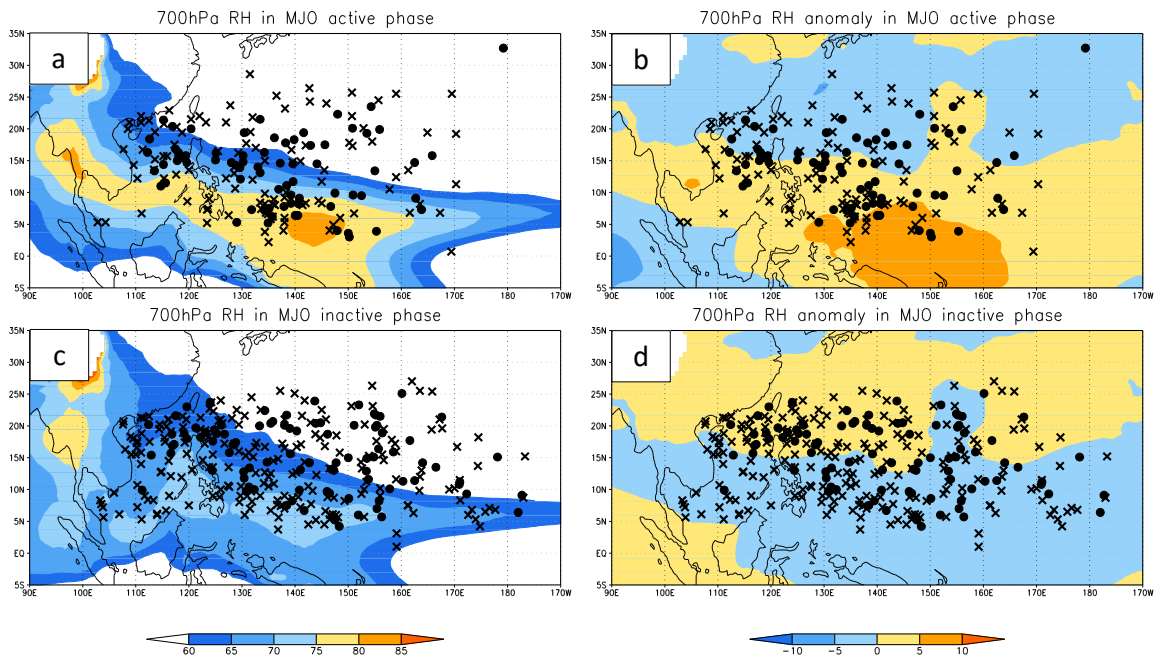


圖 13 同圖 11，但左邊為 700hPa 相對溼度（色階，單位%）。右邊為 700hPa 溼度距平（色階，單位%）。黑點為 TCd，叉號為 TCn。

季風槽在 MJO 對流不活躍期減弱西退至 140°E (圖 12c), 在距平圖上呈現反氣旋式環流及負渦度位於南中國海與菲律賓海 (圖 12d), 溼度場在 15°N 以北增加、以南減少 (圖 13c, d)。在垂直風切上, MJO 對流活躍期與不活躍期擾動的分布均主要位於風速差介於 10-15ms⁻¹ 的區域 (圖 14a, c)。不過在 MJO 對流活躍期, 垂直風切在海洋大陸及 150°E 以東是增加的, 擾動分布較集中於兩風切增加區之間 (圖 14b); 反之在 MJO 對流不活躍期, WNP 的垂直風切是下降或變化很小, 擾動分布較分散在整個熱帶 WNP 上 (圖 14d)。

(二) 從 TCd 與 TCn 中心合成

圖 15 為 GPI 之合成, 結果顯示 MJO 對流活躍期的 TCd (圖 15a) 具有比 MJO 對流不活躍期的 TCd (圖 15c) 更高的 GPI 值; TCn 也有類似結果 (圖 15b, d), 但是 GPI 值遠小於 TCd。圖 16

為 850hPa 絕對渦度之合成, MJO 對流活躍期的 TCd (圖 16a) 雖然平均緯度最低卻有最高的絕對渦度, 甚至高過平均緯度最高之 MJO 對流不活躍期的 TCd (圖 16c)。在 WNP 暖季, MJO 訊號具有向東及向北傳遞特徵 (Wang and Rui 1990, Kemball-Cook and Wang 2001), 當 MJO 對流活躍區從海洋大陸移入 WNP, 熱帶距平西風增強季風槽的活躍度, 擾動所在的背景場有較高相對渦度; 當 MJO 對流活躍區持續向東向北傳, TCd 的位置也跟著往東往北移動 (Kim et al. 2008), 但擾動所在的季風槽或東風背景場相對渦度較低, 需要較高的行星渦度以增加擾動渦度, 故平均緯度最高。TCn 的平均位置在 MJO 對流活躍與不活躍期之間並無顯著位移, 渦度差異不明顯。對溼度與垂直風切的合成結果與圖 9、圖 10 類似, 為減短篇幅予以省略。

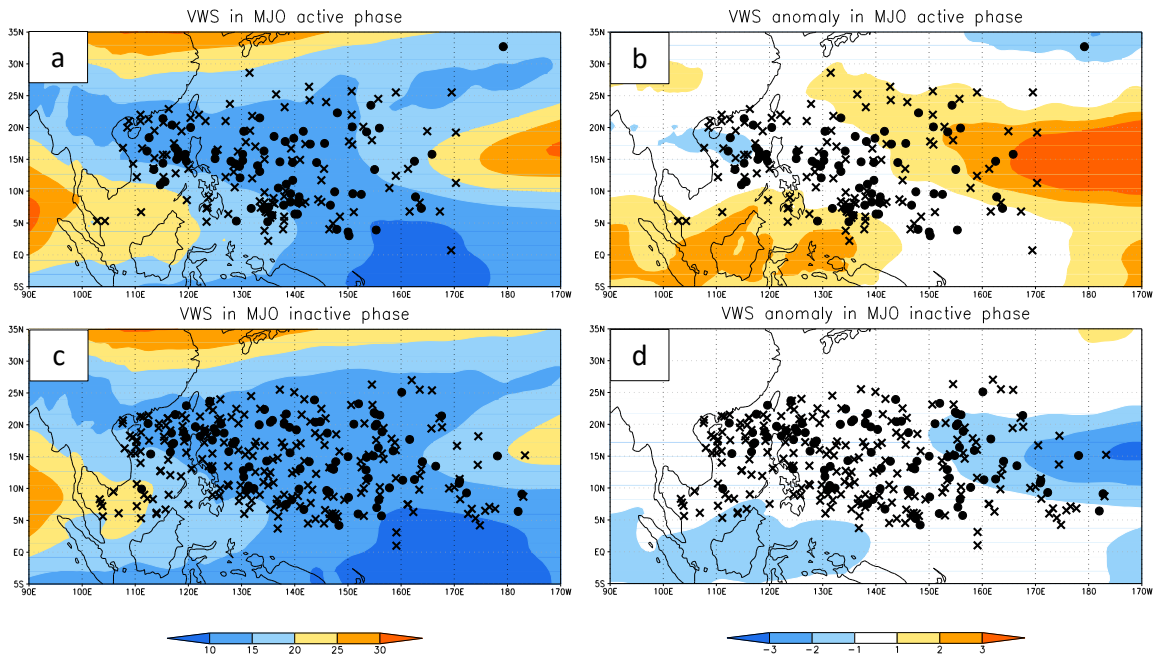


圖 14 同圖 11, 但左邊為 200hPa-850hPa 垂直風切 (色階, 單位 ms⁻¹)。右邊為 200hPa-850hPa 垂直風切距平 (色階, 單位 ms⁻¹)。黑點為 TCd, 叉號為 TCn。

(三) 綜合討論

相較於年際變化造成 WNP 環境東西兩側的變化, MJO 則因為在夏季具有向北傳遞的特徵而在 WNP 產生南北的對比, 特別是渦度場與溼度場。從擾動中心合成的結果大致上與年際變化的結果類似, MJO 對流不活躍期 TCd 平均緯度較高的原因與冷年相似, 因為背景場渦度較低(季風槽較弱或背景為東風區), 要透過較大的行星渦度幫助擾動發展, TCn 的平均位置則無明顯變化。

五、TCd 與 TCn 受 ENSO 與 MJO 的影響

在前面兩章我們分別說明了 WNP 環境場在年際尺度的 ENSO (暖年、正常年、冷年) 與季內尺度 MJO 對流活躍期及不活躍期的個別情況。本章結合 ENSO 與 MJO, 討論六種背景場對 TCG 的影響

每 100 天標準化的統計結果如表三所示。首先當 MJO 為對流活躍期時, 不論是暖年、正常年

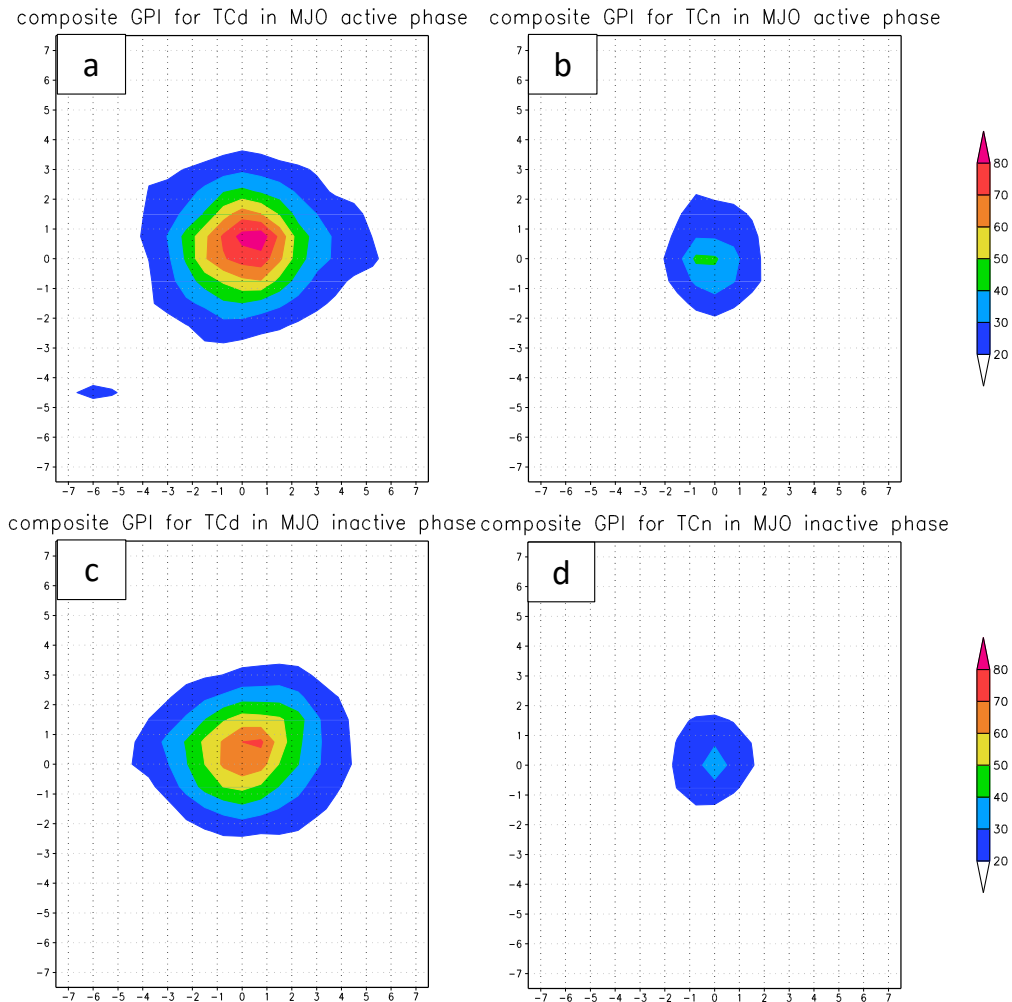


圖 15 以 MJO 期分類, 從擾動中心合成 GPI。對流活躍期之(a) TCd 與(b) TCn、對流不活躍期之(c) TCd 與(d) TCn。橫軸與縱軸代表相對於合成中心的經度及緯度距離。

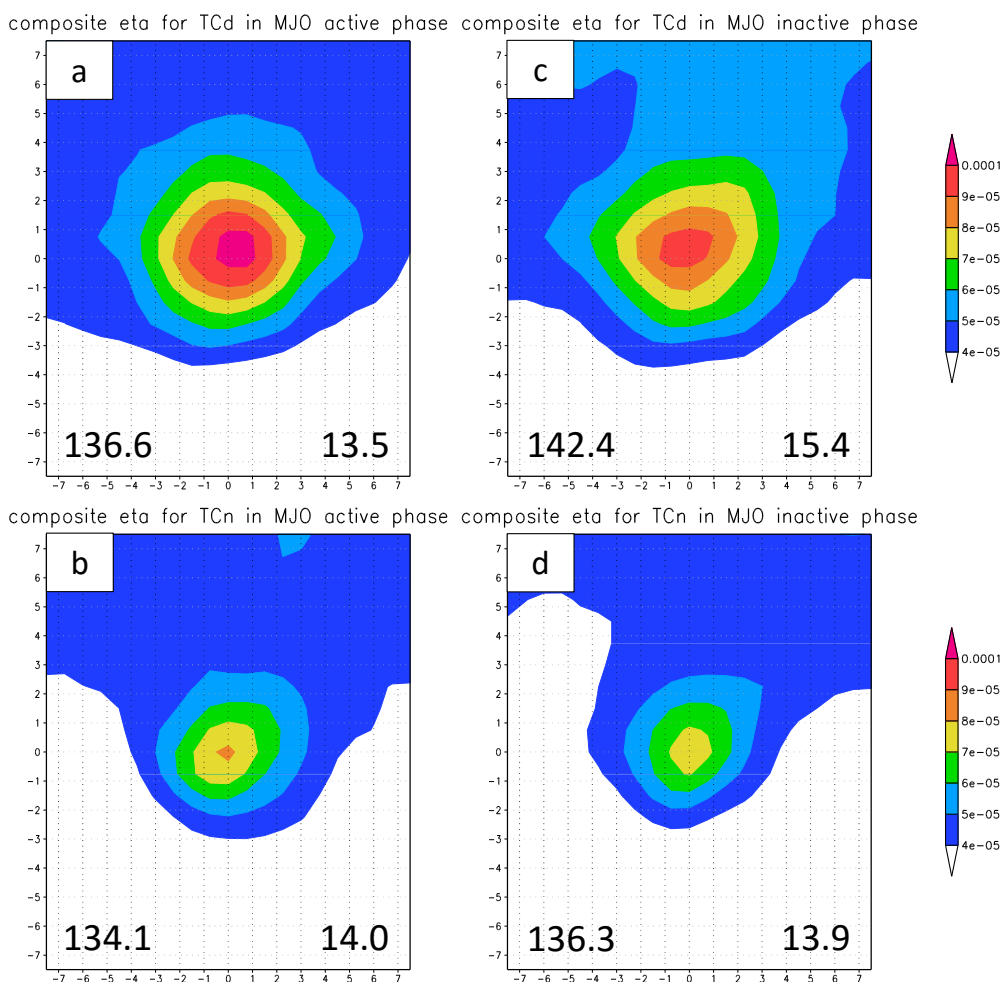


圖 16 同圖 15，但為 850hPa 絕對渦度之合成 (單位 s^{-1})。左下角與右下角數值分別表示該組擾動中心的平均經度與緯度。

表三 在年際變化與 MJO 背景下，每 100 天標準化的 TCd 與 TCn 數量、總擾動數與生成機率。

	MJO 對流活躍期	MJO 對流不活躍期	年際變化統計
暖年	(13,19) 32 41%	(11,17) 28 39%	(12,18) 30 40%
正常年	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(10,21) 31 32%
冷年	(14,18) 32 44%	(8,27) 35 23%	(10,23) 33 30%
MJO 期統計	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(TCd, TCn) TCd+TCn P _{TCG}

或冷年具有大致相等的總擾動數(32個)與 P_{TCG} (分別為41%、41%、44%)。當MJO為對流不活躍期,TCd(TCn)數量由暖年往冷年遞減(遞增), P_{TCG} 由暖年往冷年遞減(分別為39%、29%、23%)。暖年的MJO對流活躍期與不活躍期的 P_{TCG} 大致相等(41%與39%),表示MJO對流活躍期在暖年西風距平背景中(圖2b)的影響不是很顯著。另一方面, P_{TCG} 在冷年MJO中則有相當大的落差(44%與23%),表示MJO對流活躍期的西風距平(圖12b)在冷年東風距平的背景場

中(圖2f)對TCG是非常重要的有利因子,反之在冷年與MJO對流不活躍期雙重東風距平(圖2f與圖12d)的最不利背景下,擾動要發展成TCd的可能性最低。

在WNP,約有70%的TC生成在與季風槽有關的大尺度環流中(Ritchie and Holland 1999, Yoshida and Ishikawa 2013),特別是西南季風與熱帶東風交會的季風合流區與季風風切線,因此季風槽活躍度會影響TC生成,而季風槽活躍度會受年際變化與MJO影響。圖17為暖年MJO對

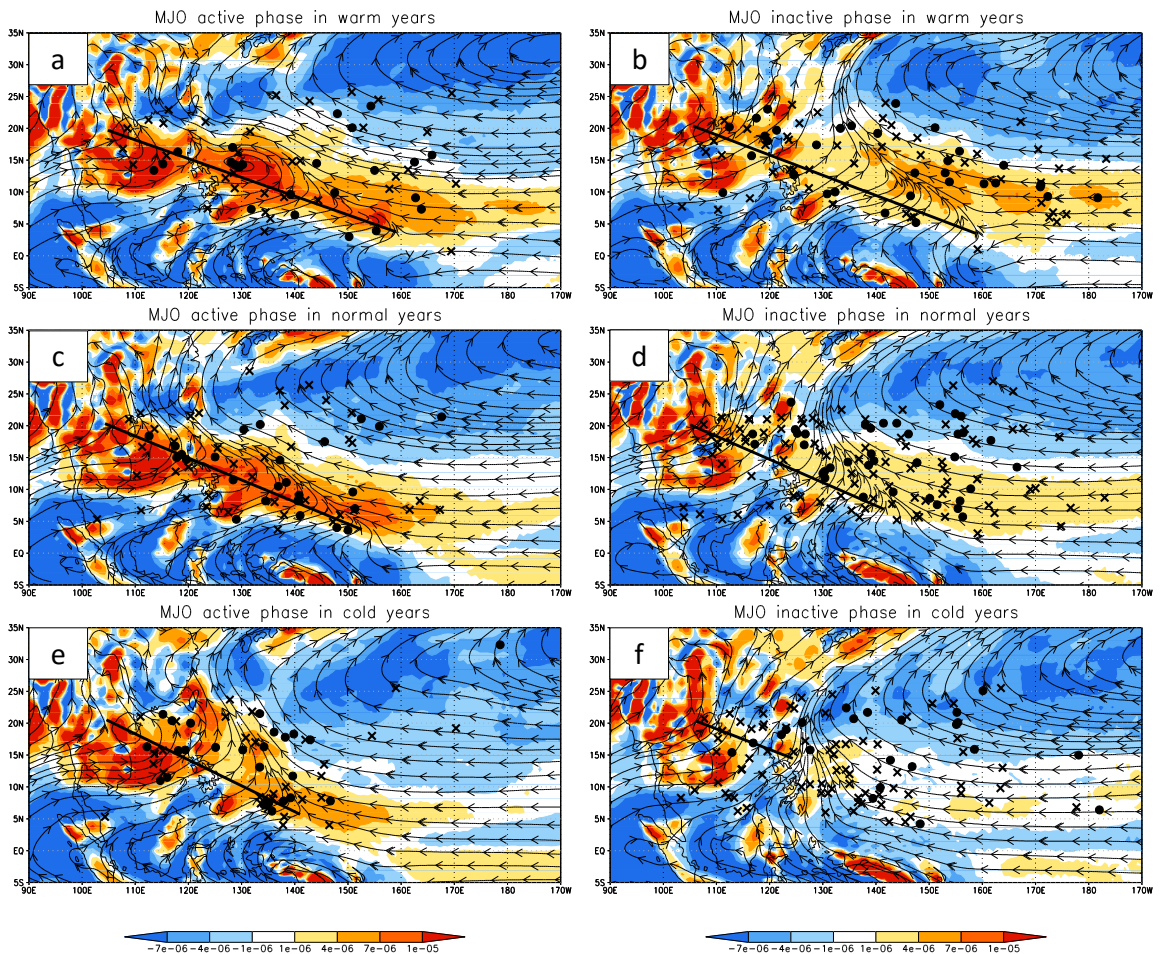


圖17 MJO對流活躍期在(a)暖年、(c)正常年、(e)冷年以及MJO對流不活躍期在(b)暖年、(d)正常年、(f)冷年。色階為850hPa相對渦度(單位 s^{-1}),流線場為850hPa風場,黑色實線概略表示季風槽槽軸。黑點為TCd,叉號為TCn。

流活躍、不活躍期(圖 17a, b)、正常年 MJO 對流活躍、不活躍期(圖 17c, d)及冷年 MJO 對流活躍、不活躍期(圖 17e, f)之 850hPa 相對渦度、流線的合成結果。在暖年時,不論 MJO 為對流活躍或不活躍期,季風槽都能向東延伸至 160°E(圖 17a, b),顯示出西南季風受到暖年低緯度西風距平增強的影響高於 MJO 對流不活躍期東風距平的抑制,使 WNP 在整個暖季都是有利於 TCG 的環境, P_{TCG} 維持在 40% 左右。在正常年時,季風槽活躍度主要受 MJO 影響,在對流活躍期可向東延伸至 150°E 並具有較大渦度(圖 17c),擾動有較高機率(41%)發展成 TCd; MJO 對流不活躍期季風槽向西退至 140°E 且渦度較小(圖 17d), P_{TCG} 降低至 29%。在冷年東風距平的抑制下,季風槽受 MJO 對流活躍期的西風距平幫助也只能向東延伸至 140°E(圖 17e),但 44%的 P_{TCG} 顯示冷年 MJO 對流活躍期的背景場對 TCG 是最有效率的,詳細的原因需要更深入的探討; MJO 對流不活躍期時(圖 17f),季風槽受東風距平抑制退縮至南中國海且難以辨認, P_{TCG} 僅有 23%。整體而言,在 MJO 對流活躍期擾動主要活動於季風槽的合流區或風切線附近(圖 17a, c, e),尤其是冷年僅有三個 TCn 與一個 TCd 位於 150°E 以東(圖 17e)。而在 MJO 對流不活躍期,TCd 與 TCn 隨著 MJO 向東與向北傳遞,可活躍於離季風槽較遠的東風背景場或副熱帶區域(圖 17b, d, f),暖年幾乎可以向東至換日線附近,正常年與冷年則侷限至 160°E 附近。

另一方面, Li et al. (2012)也針對 MJO 在 ENSO 背景下對 TC 生成的影響,他們說明聖嬰年時 MJO 活躍期與不活躍期之間 TC 生成數差距大於反聖嬰年與正常年(後兩者差距有限),表示 MJO 對 TCG 的修正效果在聖嬰年比反聖嬰年大、

呈現不對稱特性。我們的結果同意冷年與正常年差異不大,但 MJO 在暖年背景下影響 TCG 的效果反而不如冷年清楚,可能原因是 MJO 活躍期定義不同,也可能是中太平洋聖嬰與東太平洋聖嬰對 WNP 背景場的改變是不同的(Chen and Tam 2010, Yang et al. 2015, Chung and Li 2015)。最後, ENSO 與 MJO 對 WNP 背景場的影響並非線性疊加, MJO 的活動(成長、傳遞與衰退)是會受到 ENSO 影響而改變(Tam and Lau 2005),討論時應多加留意。

六、總結與討論

過去研究熱帶氣旋生成的研究主要是討論有發展的熱帶氣旋,而討論沒有發展的熱帶擾動之研究並不多。本研究利用歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)Interim 再分析資料及美國海洋暨大氣總署(NOAA)外逸長波輻射資料(OLR),以 3-8 天渦度濾波所找出的 165 個有發展(獲得命名)之熱帶擾動 TCd 與 314 個未發展之熱帶擾動 TCn 做為對照,從熱帶氣旋生成機率(P_{TCG})的觀點,探討西北太平洋(WNP)熱帶氣旋生成受年際尺度 ENSO 與季內尺度 MJO 的影響。

100 天標準化的總擾動數(TCd + TCn)在暖年、正常年與冷年之間是相當接近(分別為 30、31、33 個), P_{TCG} 【TCd/(TCd + TCn)】分別為 40%、33%、30%。統計檢驗暖年與冷年的 TCn 數量差異達 90% 信心水準,因此暖年(冷年) P_{TCG} 較高(較低)原因主要來自於 TCn 數量的減少(增加)。

利用 GPI 與環境變數分析 WNP 大尺度環境,暖年(冷年) 850hPa 相對渦度距平場呈現一條正(負)距平區從 20°N、140°E 向東南延伸至換日

線附近、700hPa 溼度在 140°E 以東增加(減少), 此兩變數大致解釋 GPI 的距平以及擾動分布在暖年(冷年)向東延伸(向西退縮)。垂直風切雖然在距平圖上顯示了暖年與冷年反向變化, 但對 TCd 與 TCn 分布的影響不如相對渦度與相對溼度顯著。

為了量化暖年與冷年之間環境差異, 以 110°-140°E、5°-20°N 及 140°-170°E、5°-20°N 將 WNP 分成西邊及東邊兩個次區域(WWNP 與 EWNP)。WWNP 的 GPI 在暖年與冷年之間差異極小, 但垂直風切在暖年增加 6%, 冷年反之。EWNP 則顯示出清楚的暖年與冷年對比, 主要變化來源為暖年(冷年)時相對渦度與相對溼度約 5% 的增加(減少), 有利(不利)於擾動在該區域發展成 TCd。

從 TCd 與 TCn 的中心合成 GPI 與環境變數, 我們發現冷年的 TCd 有最高的平均 GPI (因為有最高平均相對渦度與平均緯度), 其次是暖年與正常年的 TCd, TCn 則是暖年、正常年、冷年遞減, 反映出冷年時 WNP 低緯度負渦度距平較不利於 TC 生成的環境, 擾動需要較高行星渦度幫助發展。700hPa 相對溼度合成結果為 TCd 中心附近有 80% 以上的高溼度區, TCn 中心附近較低(75% 以下)。垂直風切則是 TCd 較小且在中心北邊一度有一個 8ms^{-1} 以下的區域, TCn 風切較大且無明顯分布結構。

對 MJO 做相同的分析, TCd 在 MJO 對流活躍期多於 MJO 對流不活躍期(每 100 天分別為 13、9 個), TCn 則較少(每 100 天分別為 19、22 個), 總擾動數近似相等, P_{TCG} 分別為 41% 與 30%。大尺度環境上因 MJO 在暖季有北傳特徵而呈現南北對比, MJO 對流活躍期有較活躍的季風槽、15°N 以南 700hPa 相對溼度增加, 對流不活躍期

反之。從擾動中心合成之結果與 ENSO 分析類似, MJO 對流活躍期的 TCd 有最好的條件, MJO 對流不活躍期的 TCn 條件最差。MJO 對流不活躍期的 TCd 因為所處背景場渦度較弱, 需要較高行星渦度幫助發展而呈現次高平均緯度, 此結果與冷年類似。

將 ENSO 搭配 MJO, 顯示不論 ENSO 狀態為何, MJO 對流活躍期的統計結果相當一致(總擾動 32 個與 41% 以上的 P_{TCG})。而 MJO 對流不活躍期, 總擾動數暖年最少、冷年最多, P_{TCG} 也從暖年的 39% 遞減至冷年的 23%。以上結果顯示, WNP 的大尺度背景場只要有一個是有利的狀態(暖年或 MJO 對流活躍期), 就能將 P_{TCG} 提升至 40% 左右。

在 WNP 季風槽活躍程度對 TC 生成影響很大。當 WNP 為暖年時不論 MJO 期, 低緯度西風距平使季風槽向東延伸至 160°E, P_{TCG} 維持約 40%。當 WNP 為正常年時, 背景場變化主要由 MJO 決定, 使平均結果與 MJO 統計相似。當 WNP 為冷年時, 季風槽受低緯度東風距平影響, 在 MJO 對流活躍期時僅能向東伸展到 140°E, 但 P_{TCG} 達 44%, 當中的機制需要進一步探討; 在 MJO 對流不活躍期時季風槽退縮至南中國海, P_{TCG} 僅有 23%。

過去討論熱帶大尺度背景場振盪與 TC 之間關係之研究主要以有發展成 TC 的擾動為主, 較少討論未發展擾動。例如 Liebmann et al. (1994) 提到由於定義上的問題未將沒有發展的擾動納入研究。在我們的研究中將客觀定義找出的未發展熱帶擾動加入討論, 結果不僅同意 TC 生成在 MJO 對流活躍期時比例較高, 還利用總擾動數量得到生成機率, 證明 P_{TCG} 也比對流不活躍期高, 但總

擾動數近似不變。我們利用大量的熱帶擾動，對不同年際與季內熱帶低頻振盪背景場組合影響 WNP 熱帶氣旋生成提供定量的統計機率、大尺度環境場及擾動空間分布的概念。另一方面，我們所選的暖年偏向中太平洋聖嬰事件，東太平洋聖嬰事件是否會有類似結果需要更進一步研究。

此外，熱帶氣旋的生成除了受大尺度的 ENSO 與 MJO 影響總數與分布位置，也會受到其他較小尺度的波動如赤道羅士比波(ER)和混合羅士比重力波(MRG)影響(Frank and Roundy 2006, Ching et al. 2010, Chen and Chou 2014)。這些波動對擾動的發展可能會有加強或抑制作用，特別是冷年或 MJO 對流不活躍期，研究上也是需要考慮的因素。

致謝

感謝博士後研究員青麟學長協助修改文章。也感謝兩位審查委員提出的疑問與建議，有助於釐清本研究所要表達的資訊。本研究在科技部支持下完成，計畫名稱編號為「氣候變異與熱帶降雨變化(II)」104-2111-M-002-001。

參考文獻

- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Nino Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.
- Camargo, S. J., and A. H. Sobel, 2005: Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO, *J. Climate*, **18**, 2996-3006.
- Chan, J.C. L., 2000: Tropical cyclone activity over the western North Pacific associated with El Nino and La Nina events. *J. Climate*, **13**, 2960-2972.
- Chen, T.C., S. - Y. Wang, and M. - C. Yen 2006: Interannual variation of the tropical cyclone activity over the western North Pacific, *J. Climate*, **19**, 5709-5720.
- Chen, G.H. and C. Y. Tam, 2010: Different impacts of two kinds of Pacific Ocean warming on tropical cyclone frequency over the western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L01803.
- , and Chia Chou, 2014: Joint Contribution of Multiple Equatorial Waves to Tropical Cyclogenesis over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 79-93.
- Chia, H. H., and C. F. Ropelewski, 2002: The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest Pacific. *J. Climate*, **15**, 2934-2944.
- Ching, L., C.-H. Sui, and M.-J. Yang, 2010: An analysis of the multiscale nature of tropical cyclone activities in June 2004: Climate background, *J. Geophys. Res.*, **115**, D24108.
- Chung, Pei-hsuan and Tim LI, 2015: Characteristics of tropical cyclone genesis in the western North Pacific during the developing and decaying phases of two types of El Niño. *J Trop Meteorol.*, **21**, 14-22.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.

- Emanuel, K.A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. Preprints, *26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc.*, 240-241.
- Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: The role of tropical waves in tropical cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2397-2417, 2006.
- Fu, B., M. S. Peng, T. Li, and D. E. Stevens, 2012: Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part II: Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1067-1080.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- Kemball-Cook, S and Bin Wang, 2001: Equatorial Waves and Air–Sea Interaction in the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation. *J. Climate*, **14**, 2923-2942.
- Kim, J.-H., C.-H. Ho, H.-S. Kim, C.-H. Sui, and S. K. Park, 2008: Systematic variation of summertime tropical cyclone activity in the Western North Pacific in relation to the Madden–Julian Oscillation, *J. Climate*, **21**, 1171-1191.
- Landsea, C. W., 2000: El Niño–Southern Oscillation and the seasonal predictability of tropical cyclones, in *El Niño: Impacts of Multiscale Variability on Natural Ecosystems and Society*, edited by H. F. Diaz and V. Markgraf, pp. 149-181, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Li, Richard C. Y., Wen Zhou, Johnny C. L. Chan, and P. Huang, 2012: Asymmetric Modulation of Western North Pacific Cyclogenesis by the Madden–Julian Oscillation under ENSO Conditions. *J. Climate*, **25**, 5374-5385.
- 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. Meteorol. Soc. Jpn.*, **72**, 401-411.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Peng, M. S., B. Fu, T. Li, and D. E. Stevens, 2012: Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part I: North Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1047-1066.
- Richie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Tam, Chi-yung and Lau Ngar-Cheung, 2005: Modulation of the Madden-Julian Oscillation by ENSO: Inferences from Observations and GCM Simulations. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85**, 727-743.
- Teng, H.-F., C.-S. Lee, and H.-H. Hsu, 2014: Influence of ENSO on formation of tropical cloud clusters and their development into tropical cyclones in the western North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 9120-9126.

- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975–1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- _____, and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- Wheeler, M., and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.
- _____, and H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **32**, 1917-1932.
- Wu Liang, Zhiping Wen, Ronghui Huang, and Renguang Wu, 2012: Possible Linkage between the Monsoon Trough Variability and the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 140-150.
- Xue, Y., T. M. Smith, and R. W. Reynolds, 2003: Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *J. Climate*, **16**, 1601-1612.
- Yang, Yuxing, Ruihuang Xie, Faming Wang, Fei Huang., 2015: Impacts of decaying eastern and central Pacific El Niños on tropical cyclone activities over the western North Pacific in summer. *Theor. Appl. Climatol.*, published online.
- Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 451-467.

An Analysis of Western North Pacific Tropical Cyclone Genesis under ENSO and MJO during Warm Season

Ching-Hsuan Wu¹ Pei-Hsuan Chung² Chung-Hsiung Sui¹

¹Department of Atmospheric science, National Taiwan University

²Department of History and Geography, University of Taipei, Taipei, Taiwan

(manuscript received 28 October 2015 ; in final form 1 March 2016)

ABSTRACT

In this research, 165 developed tropical disturbances (TCd) and 314 non-developed tropical disturbances (TCn) and genesis potential index (GPI) are used to study how El Nino-Southern Oscillation (ENSO) and Madden-Julian oscillation (MJO) affect Western north Pacific (WNP) tropical cyclone genesis (TCG) during warm seasons (May to September) from 2000 to 2009 from aspect of tropical cyclone genesis probability [P_{TCG} , $TCd/(TCd+TCn)$].

After normalized to per 100 days, P_{TCG} in warm years, normal years and cold years are 40%, 33% and 30%, respectively. More (less) TCn in cold (warm) years caused different P_{TCG} . GPI analysis showed that eastward extended (westward retreated) monsoon trough in warm (cold) years due to westerly anomaly (easterly anomaly) over WNP were the most significant change. Composite from disturbance centers showed TCd groups had better conditions than TCn groups. TCd in cold years also had highest GPI due to highest mean relative vorticity and mean latitude. That means disturbances need higher strength and higher planetary vorticity due to lower background vorticity over WNP in cold years.

MJO convection active phase is more favorable for TCG than MJO convection inactive phase (P_{TCG} 41% V.S. 30%), but total number of disturbances per 100 days remains nearly unchanged (32 V.S. 31). MJO composite results are similar to ENSO results, except large scale vorticity and humidity anomaly showed north-south reversed change. Combine ENSO and MJO together, results suggested that P_{TCG} would up to 40% if the background of WNP is warm years or MJO convection active phase. TCd numbers and P_{TCG} contrast between MJO phases under cold year condition is more clear than under warm year condition.

Key Words: Tropical cyclone Genesis, ENSO, MJO, Developed and Nondeveloped disturbances, Probability of TCG, Composite analysis