

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所



碩士論文

Graduate Institute of Atmospheric Sciences

College of Sciences

National Taiwan University

Master Thesis

西北太平洋背景場對熱帶氣旋生成影響之分析

Tropical Multi-Scale Oscillations and Tropical Cyclone

Genesis in western North Pacific

吳靜軒

Ching-Hsuan Wu

指導教授：隋中興 博士

Advisor: Chung-Hsiung Sui, Ph.D.

中華民國 103 年 1 月

January 2014

國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書

本論文係 吳靜軒 君 (學號 R00229015) 在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之碩士學位論文，於民國 103 年 1 月 15 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

隋中興 (簽名)
(指導教授)

吳俊傑

李情勝

系主任、所長

吳俊傑 (簽名)

致謝



2011 年初夏，我考上了台大大氣科學研究所碩士班。因為不滿意大學時期對於熱帶氣象極少量的探討，同時也對颱風這個熱門研究主題有著很高的興趣，經由系主任吳俊傑老師的推薦，我進入隋中興老師麾下開始了研究生生涯。

在台大的兩年半時間，當然特別感謝隋老師耐心的指導。還記得在準備二年級下學期的專題討論時，老師特別花了整個週末與我不停討論與增添報告內容。此時我深深體會到老師對於學生盡心盡力的栽培。感謝青麟博士給予我研究上的建議與討論，而他的博士論文也啟發我研究熱帶波動與熱帶氣旋旋生之間的關聯。感謝已返回大陸的代成穎博士幫助我快速解決篩選小擾動的步驟，讓我節省許多時間。在雲與氣候研究室裡，筱婷、于珈、威仁、文剛等學長姐協助我克服較為薄弱的程式設計。與開治、世裴兩位學弟一起處理、分享、討論熱帶波動與濾波問題。還有颱風實驗室的旭峰與宜桓兩位學長的經驗分享，給予研究上一些提點與建議。

最後還要感謝家人的支持。即使我越來越早出晚歸，還提出需要延後畢業，父母親依舊支持與期待著我從碩士班畢業，以我為榮。

隋老師常說，做研究要細心、耐心、多討論與善用時間。我想這不僅僅適用於研究，對於出社會以後的工作、成家、交友等等也都是一樣。期望自己能夠習得老師的研究精神，也分享給每位讀者。


中文摘要



本研究目的在探討西北太平洋(WNP)大尺度背景場對熱帶天氣尺度擾動(以下簡稱擾動)發展成熱帶氣旋(TC)的影響。利用歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)提供的 ERA-Interim 再分析資料與美國海洋暨大氣總署(NOAA)提供的外逸長波輻射(OLR)資料,透過 3-8 天時間濾波找出 2000 年至 2009 年暖季(五月至九月)熱帶擾動,以其中 165 個獲得命名的擾動(TC_d)與 314 個未能獲得命名的擾動(TC_n)做為對照,探討熱帶大尺度背景場對於熱帶氣旋生成機率 [$P_{TCG} = TC_d / (TC_d + TC_n)$] 的影響。後者包括 ENSO、Madden-Julian oscillation (MJO)、 $n=1$ 赤道羅士比(ER)波。利用海洋聖嬰指數(Oceanic Niño Index, ONI)定義年際變化。使用 Wheeler and Kiladis (1999)的波數-頻率波譜分析法,找出熱帶地區 MJO、ER 波訊號。

我們探討 P_{TCG} 在年際至季內的低頻背景場(主要為 ENSO 和 MJO)的變化,發現在暖年、正常年、冷年與 MJO 對流活躍、不活躍相位的六種組合背景下,總擾動數量($TC_d + TC_n$)是大致不變的(每 100 天的數量約為 31 個);當低頻背景場由不利趨向有利時, TC_d 變多而 TC_n 變少,導致 P_{TCG} 增加(23%至 44%)。至於擾動在 ER 背景場的變化,由負到正渦度場, TC_d 與 TC_n 都變多,但 P_{TCG} 也增加(23%至 41%)。若將低頻背景場與 ER 渦度場合併考量,ER 正(負)渦度值會進一步提高(降低)各低頻背景場的 P_{TCG} ;比較 TC_d 與 TC_n 在 ER 波段與低頻(以 30 天滑動平均代表季內至年際變化)渦度場之間的關係,發現有 109 個 TC_d 和 110 個 TC_n 發生於低頻場與 ER 渦度皆為正值的背景, P_{TCG} 為 50%,較氣候平均值明顯提高;相對於低頻場與 ER 渦度皆為負值的背景, P_{TCG} 不到 5%。

我們進一步針對 ER 進行合成分析,探討 ER 結構與熱帶氣旋生成(tropical cyclone genesis, TCG) 間的可能關聯。結果顯示不論 TC_d 或 TC_n , ER 的波長皆為 6000-7000 公里(波數六至七),水平結構為東北-西南傾斜,垂直結構向西傾斜且為第一斜壓模結構。以位於 ER 正渦度之 TC_d 中心合成的 ER 結構具有強對流耦合特



性；而位於 ER 正渦度之 TC_n 合成結果也有類似但較弱的 ER 結構。以位於 ER 負渦度之 TC_d 中心的合成結果顯示， TC_d 處於 ER 反氣旋式環流西側的南風區，ER 本身呈現低層輻合區落後正渦度區、較接近線性理論結構；位於 ER 負渦度之 TC_n 的合成結果則在反氣旋式環流內，對流微弱、ER 垂直結構為低層輻散、高層輻合，是非常不利擾動持續發展的環境。ER 與擾動之間的相互作用還需要進一步的分析與討論。

關鍵字：熱帶氣旋生成、低頻背景場、赤道羅士比波、已發展擾動、未發展擾動、合成分析。

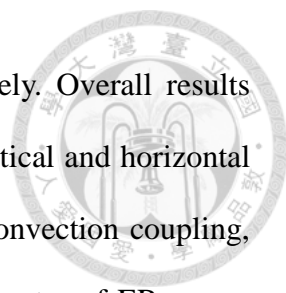
Abstract



This study investigates the influence of large-scale background state on tropical cyclone (TC) formation in western North Pacific (WNP), using OLR and the ERA-Interim reanalysis for the warm season (MJJAS) of ten years (2000-2009). First, synoptic-scale cyclonic disturbances are identified by 3-8 day filtered 850-hPa vorticity centers that attain certain strength and area during its life longer than three days. We identify a total of 165 cyclonic disturbances that eventually developed into named tropical cyclones (TC_d in the JTWC best track data) and 314 cyclonic disturbances that did not (TC_n) in the ten years. This gives a TC genesis probability [$P_{TCG} = TC_d / (TC_d + TC_n)$] at 34%. We further analyze P_{TCG} in the large-scale background state including low-frequency flow associated with ENSO and MJO, and $n=1$ equatorial Rossby (ER) waves.

On the low-frequency scale, corresponding to the broad-scale changes from unfavorable condition to favorable condition [(cold, normal, warm) years x (suppressed, convective) phase of MJO, all six combinations], the number of TC_d increases and TC_n decreases but the total number of disturbances remains nearly unchanged (~31 per 100 days), so P_{TCG} increases from 23% to 44%. For ER waves, both TC_d and TC_n increases from anticyclonic to cyclonic phase at 850 hPa but TC_d increases more so P_{TCG} increases from 23% to 41%. The influence of ER waves together with low-frequency background is more evident: P_{TCG} is 50% (109 TC_d and 110 TC_n occur) when both ER waves and low-frequency vorticity fields are cyclonic, while P_{TCG} is less than 5% when ER waves and low-frequency vorticity fields are anticyclonic.

Most TCs occur within the NW Pacific monsoon region ($5^\circ \sim 20^\circ N$, $120^\circ \sim 155^\circ E$) where ER waves tend to grow and attain maximum amplitude. We analyze the



composite ER wave structure relative to TC_d and TC_n , respectively. Overall results exhibit unstable baroclinic ER wave structure in the presence of vertical and horizontal shear that is characterized by zonal wave # 6 - 7, SW to NE tilt, convection coupling, and meridional asymmetric structure. TCs formed in the cyclonic center of ER waves show a strong convection coupling with waves. Those TC_d formed in the anticyclonic center of ER waves are generally located in the SW and SE confluent flow east of cyclonic center of ER waves, resembling theoretical ER wave structure. Those TC_n formed in the anticyclonic ER waves center are rather weak.

Key wards: Tropical cyclone genesis, low frequency background field, equatorial Rossby wave, developed and nondeveloped disturbances, composite analysis

目錄



口試委員審定書.....	i
致謝.....	ii
中文摘要.....	iii
Abstract.....	v
目錄.....	vii
表目錄.....	ix
圖目錄.....	x
第一章 前言.....	1
第二章 使用資料與研究方法.....	5
2.1 使用資料.....	5
2.2 MJO 相位之定義.....	6
2.3 有發展及未發展熱帶擾動之定.....	7
第三章 熱帶背景場與擾動之統計關係.....	8
3.1 擾動在低頻場與 ER 渦度之分布特徵.....	8
3.2 年際變化與 MJO 對熱帶氣旋生成的影響.....	8
第四章 從擾動中心合成 ER 結構.....	12
4.1 位於 ER 正渦度的 TC_d	12
4.2 位於 ER 正渦度的 TC_n	13
4.3 位於 ER 負渦度的 TC_d	13
4.4 位於 ER 負渦度的 TC_n	14
4.5 合成 ER 的主要特徵.....	15
第五章 結論.....	16
參考文獻.....	19

表 24

圖 27



表目錄



- 表 1 2000 年至 2009 年逐月 ONI 指數。紅色數字代表 ONI 高於或等於 0.5°C ，藍色數字代表 ONI 低於或等於 -0.5°C 。紅色、黑色、藍色年份分別代表暖年、正常年、冷年。陰影為本研究選取之月份(五到九月)。..... 24
- 表 2 TC_d 與 TC_n 在不同低頻背景場每 100 天的數量、總和與 TC 生成機率 P_{TCG} 。括號內前面數字表示 TC_d 的數量，括號內後面數字表示 TC_n 的數量。左下方數字為 TC_d 與 TC_n 在每 100 天的總和。百分比為 P_{TCG} 。..... 25
- 表 3 將 TC_d 及 TC_n 以年際變化、MJO 相位、ER 渦度進行分組，所得到各組 TC_d 及 TC_n 數量與 TC 生成機率 P_{TCG} ，未進行 100 天標準化。..... 26

圖目錄



- 圖 1 分別為 2000 年至 2009 年暖季(五月至九月)MJO 波段的 OLR 面積平均距平
值(紅線)與異號之 RMM 相位(藍線)之時間序列。將 RMM 相位異號是為了
方便對照 OLR 負距平所對應之 MJO 活躍相位。陰影區為 RMM 為 4,5,6 相
位之時間。 27
- 圖 2 (a)TC_d與(b)TC_n在 ER 波段渦度(橫軸)與 30 天滑動平均渦度(縱軸)之散布圖，
單位為 10^{-6} s^{-1} 。紫色對角線為 ER 波段渦度與 30 天滑動平均渦度相加為零
之直線。 31
- 圖 3 MJO 活躍相位在(a)暖年、(c)正常年和(e)冷年以及 MJO 不活躍相位在(b)暖
年、(d)正常年和(f)冷年之合成圖。色階為 27°C 以上之海表面溫度(SST)，流
線為 850 百帕風場，等值線為 200 百帕-850 百帕緯向風垂直風切，虛線表示
東風風切，間距是 5 m s^{-1} 。紅點為 TC_d的對應位置，藍點為 TC_n的對應位
置。 32
- 圖 4 C_d、TC_n與不同時空尺度背景場之統計關係示意圖。紅數字表示 TC_d個數，
藍數字表示 TC_n個數，黑數字表示總數，百分比表示 TC 生成機率 P_{TCG} ，年
際變化與 MJO 之個數皆為 100 天標準化之結果。 34
- 圖 5 由 ER 正渦度之 TC_d合成的 ER 結構，黑點為擾動合成中心。(a)為總 OLR
場(色階， W m^{-2})、ER 波段之 OLR 距平(等值線，間距為 2 W m^{-2})及 850 百
帕風場(風標， m s^{-1})，省略風速小於 0.3 之風標。(b)為 ER 波段 850 百帕渦
度(色階，單位為 s^{-1})，紫色等值線為 850 百帕輻散場，實線為 $1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ 之
輻散場，虛線為 $1.5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ 之輻合場，流線表示 850 百帕之風場。(c)同(b)
圖，但為 150 百帕。 35
- 圖 6 以圖 5 之擾動合成中心所在緯度做東西向垂直剖面圖。(a)為 ER 波段之渦度

場(色階)與輻散場(等值線，虛線表示輻合，間距為 $3 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$)，(b)為 ER 波
段之溫度距平(色階)與垂直運動場 ω (等值線，已變號，正值表示上升運動，
單位為 hPa s^{-1})。..... 36

圖 7	同圖 5，但由 ER 正渦度之 TC_n 合成的 ER 結構。.....	37
圖 8	同圖 6，但由 ER 正渦度之 TC_n 合成的 ER 垂直結構。.....	38
圖 9	同圖 5，但由 ER 負渦度之 TC_d 合成的 ER 結構。.....	39
圖 10	同圖 6，但由 ER 負渦度之 TC_d 合成的 ER 垂直結構。.....	40
圖 11	同圖 5，但由 ER 負渦度之 TC_n 合成的 ER 結構。.....	41
圖 12	同圖 6，但由 ER 負渦度之 TC_n 合成的 ER 垂直結構。.....	42


第一章 前言



熱帶氣旋(tropical cyclone, TC)生成於實地觀測資料稀少的熱帶海洋，是熱帶最重要的劇烈天氣系統。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)發展至成熟氣旋的過程，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。

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)。在 WNP 的季風區(主要影響範圍為 $5^{\circ}\text{-}20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{-}155^{\circ}\text{E}$)，季風槽的氣旋式風切($-\partial u/\partial y > 0$)與緯向風的輻合($\partial u/\partial x < 0$)會導致天氣尺度擾動透過波累積(wave accumulation, Sobel and Bretherton 1999, Kuo et al. 2001)而使其尺度縮小與振幅增強，且擾動也能利用 WNP 暖池的充沛水氣與熱通量產生對流而增強。另外，Wang and Xie (1996)及 Xie and Wang (1996)指出季風區的東風垂直風切也會導致某些熱帶擾動能量侷限在低層大氣，並透過邊界層輻合與對流過程而增強擾動，水平風切則導致波動的南北不對稱分佈。


TC 生成過程會受到多重尺度震盪的影響，年際尺度的聖嬰現象(El Niño and Southern Oscillation, ENSO)對 TC 活動的影響已經有許多研究(e.g., Wu and Lau 1992, Chan et al. 1998, Landsea 2000, Wang and Chan 2002, Chen et al. 2004, Camargo and Sobel 2005, Chen et al. 2006, Ho et al. 2006, Zhao et al. 2011, Wang et al. 2013)。Wang and Chan (2002) 統計了 1965-1999 年 WNP 熱帶風暴(tropical storm)等級以上



的 TC 活動與 ENSO 之間的關係，他們確認 ENSO 對 WNP 全年的 TC 數量並無顯著影響，但在強的 El Niño (La Niña) 時有較多的 TC 出現在 WNP 的東南(西北)象限。許多研究已說明 ENSO 對 TCG 的影響機制(Landsea 2000, Wang and Chan 2002, Chen et al. 2004, Camargo and Sobel 2005)，當中太平洋或東太平洋 SST 增暖發生時，El Niño 引起的低緯度西風距平會增加低層水平風切，使 WNP 的季風槽增強並向東延伸，進而讓更多 TC 發生於 WNP 的東南象限。反之，當中太平洋或東太平洋 SST 降溫發生時，La Niña 引起的低緯度東風距平增強熱帶信風，使 WNP 的季風槽向西退縮，讓較多 TC 發生在 WNP 的西北象限。

有關季內尺度的 Madden and Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian 1971) 與 TCG 的研究也已有許多前人研究(e.g., Liebmann et al. 1994, Molinari et al. 1997, Maloney and Hartmann 2000a, 2000b, Molinari and Vollaro 2000, Maloney and Hartmann, 2001, Frank and Roundy 2006, Harr 2006, Ho et al. 2006, Nakazawa 2006, Kim et al. 2008)。Liebmann et al. (1994) 分析印度洋與西太平洋 MJO 與 TC 之間的關係，他們發現，TC 生成數量在溼相位時期多於乾相位時期(每 100 天之個數)，但是弱 TC 與強 TC 的比例在乾相位與溼相位是一致的，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 相位與 TC 活動的關係，結果顯示當 MJO 對流相位位於 WNP 時，TC 生成數會增加。與 El Niño 的情形類似，MJO 對流活躍相位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。

熱帶行星尺度波動(包含赤道克爾文波 equatorial Kelvin wave、羅士比波 Rossby wave、混合羅士比—重力波 mixed Rossby—gravity wave)以及天氣尺度波動與 TC 生成也有顯著關連(e.g., Yamazaki and Murakami 1989, Numaguti 1995, Chang et al. 1996, Dickinson and Molinari 2002, Frank and Roundy 2006, Molinari et al. 2007, Chen 2009, Chen and Huang 2009, Ching et al. 2010)。請參閱 Ching et al. (2010)對前述研究的介紹。Wheeler and Kiladis (1999)分析顯示波動與對流耦合，並滿足線性



波動理論的頻散關係(Matsuno 1966)，因此可使用波數-頻率波譜分析法，將大氣資料分解出各種熱帶波動訊號。Frank and Roundy (2006)利用 Wheeler and Kiladis (1999)提供的濾波方式，將 MJO、ER、MRG-TD、Kelvin 四種波動以 TC 生成時刻的中心位置進行合成，結果顯示 MJO、ER 及 MRG-TD 與 TCG 高度相關。

上述研究大多探討各別大尺度環境對 TCG 的影響，但 TCG 受多重尺度交互影響的研究較少。Ching et al. (2010)研究 2004 年六月 WNP 破紀錄颱風生成數的原因，他們指出發展中的 El Niño、大振幅的 MJO 對流相位與活躍的熱帶波動提供了有利熱帶擾動發展成 TC 的背景環境。本論文延續類似熱帶波動與 TCG 的研究，使用多年資料進行更有系統的研究。

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當稀少。Peng et al. (2012) 以及 Fu et al. (2012)分別探討 2003 年至 2008 年七月至九月北大西洋與西北太平洋地區，比較發展成 TC 與沒有發展成 TC 的擾動之綜觀環境條件。結果顯示有發展擾動的 3-8 天濾波 850 百帕相對渦度、SST、對流層中層溼度等動力或熱力條件均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 有發展擾動與未發展擾動差異最大的四個參數分別為：1) 800 百帕渦度，2) $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ 範圍降雨率，3) 20 天以上低頻環境 $20^{\circ} \times 10^{\circ}$ 範圍垂直平均的 $\partial u / \partial y$ ，4) 20 天以上低頻環境 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 範圍垂直平均輻散，顯示在 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，究竟在何種多重尺度震盪的影響下，擾動可以發展成 TC？綜合以上熱帶諸多不同時空尺度振盪或波動對 TCG 的討論，我們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，進一步探討熱帶背景場的低頻振盪或波動如何影響 TCG。

本研究分成五章。第二章說明使用資料以及有發展擾動與未發展擾動之定義方法。第三章探討有發展擾動與未發展擾動在不同熱帶低頻振盪或波動下的統計

結果。第四章透過合成分析探討擾動所處之 ER 結構。第五章為總結與討論。



第二章 使用資料與研究方法



2.1 使用資料

本論文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 (ECMWF interim reanalysis data) 再分析資料。使用資料包含地面層的 SST；氣壓層則為 1000 hPa 到 100 hPa 共 23 層，使用資料包括水平風場、垂直運動場、渦度、輻散、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。

為了找出位於熱帶地區的赤道局限波動，我們使用 Wheeler and Kiladis (1999) 提供的波數-頻率波譜分析法將 ERA-Interim 氣壓層資料與 OLR 濾出 MJO、ER 兩種熱帶波動的資料。MJO 波段是取緯向波數 0 到 5、週期 30 到 90 天的東傳訊號；ER 波段取緯向波數 1 到 10、週期 10 到 40 天的西傳訊號。雖然此方法也能濾出 MRG-TD 波(波數 0 到 14、週期 2.5 至 10 天的西傳訊號)，但我們認為此時空尺度與 TC 或熱帶擾動重疊，不容易清楚解釋此波動與 TCG 的關係，因此在本文中不討論 MRG-TD 對 TCG 的影響。另一方面，有些研究指出 Wheeler and Kiladis (1999) 的波數-頻率波譜分析之濾波方式有可能會受到 TC 強對流訊號所影響 (e.g., Schreck et al. 2011, Schreck et al. 2012, Aiyyer et al. 2012, Schreck et al. 2013)。Schreck et al. (2011)認為波數-頻率波譜分析法無法完全將熱帶波動中 TC 強對流的訊號濾除。但他們也指出，即使是成熟 TC 的強對流訊號在總波譜中所佔比例並不

高，對 MJO 跟 ER 波而言，TC 強對流訊號造成的影響最多不到五分之一，而且他們移除 TC 的方法是針對對流場使用軸對稱權重法將 TC 訊號移除，軸對稱權重法並不能從分析場中合理地將 TC 所產生的訊號移除乾淨。雖然波數-頻率波譜分析法是有可能受強 TC 訊號影響，但目前仍無合適的方法將 TC 訊號移除，因此本研究不考慮強 TC 訊號對波數-頻率波譜分析法的影響。

考慮這十年的年際變化，我們參考 NOAA 氣候預測中心(Climat 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，該年有連續五個月的 ONI 皆高於或等於 0.5°C 即為聖嬰事件(El Niño)，連續五個月低於或等於 -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。透過 2000 年至 2009 年逐月的 ONI 紀錄(表 1)，我們將 2000、2007、2008 年定義成冷年；2001、2003、2005、2006 年定義為正常年；2002、2004、2009 年定義為暖年。

2.2 MJO 相位之定義

為了找出適合代表 MJO 活動於 WNP 的指標，我們將 2000 年到 2009 年暖季 MJO 波段的 OLR 面積平均距平值(範圍為 0° - 15°N 、 110° - 170°E)與 RMM 指標(Real-time Multivariate MJO index, Wheeler and Hendon 2004)做比較。Wheeler and Hendon (2004)利用熱帶地區 200 及 850 百帕緯向風場與 OLR 除去 ENSO 與週期 120 天以上之低頻訊號，做經驗正交函數(empirical orthogonal function, EOF)分析後，得到前兩個主成分(principal component, PC1 與 PC2)，即定義為 RMM1 與 RMM2，其數值可決定 MJO 對流訊號所在相位與振幅，其中 RMM 在 4、5、6 相位之 MJO 訊號主要位於海洋大陸至西太平洋區間。圖 1 為 MJO 波段的 OLR 面積平均距平

值與 RMM 相位之時間序列圖，我們定義 OLR 距平值開始小於零之後的第四天為 MJO 活躍相位的起始日，OLR 距平值大於零之前的第四天為 MJO 活躍相位的結束日，中間時期即稱為 MJO 活躍相位，如圖 1 所示，我們定義的 MJO 活躍相位大致可對應 RMM 指標 4、5、6 相位(圖 1 陰影區)，而 MJO 活躍相位以外之剩餘時段則定義為 MJO 不活躍相位。

2.3 有發展及未發展熱帶氣旋之定義

Peng et al. (2012)與 Fu et al. (2012)討論有發展與未發展的熱帶氣旋，他們的選取條件為：1)氣旋式環流的平均半徑大於 400 公里，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850百帕相對渦度必須大於 10^{-5} s^{-1} ；
2. 大於 10^{-5} s^{-1} 相對渦度之最小面積 16000 平方公里；
3. 持續時間至少連續 72 小時。

為了將熱帶擾動定義出有發展與未發展的熱帶氣旋 (developing and non-developing TC, TC_d and TC_n)，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 TC_d ，其他擾動則定義為 TC_n 。在這十年之中，我們找出 165 個 TC_d 以及 314 個 TC_n 。本研究對 TC_d 的討論是使用 JTWC 最佳路徑中第一筆記錄的時間與位置， TC_n 則以 3-8 天濾波之相對渦度達到最大值時的時間與位置進行討論。

第三章 熱帶背景場與擾動之統計關係



3.1 擾動在低頻與 ER 渦度場之分布特徵

為了找出熱帶背景場與熱帶天氣尺度擾動發展成 TC 的關連，我們以 30 天滑動平均渦度所代表之低頻場渦度與 ER 波段渦度做 TC_d 和 TC_n 之散布圖(圖 2)。圖 2.a 與 2.b 分別為 TC_d 與 TC_n 在低頻場與 ER 渦度的散布圖。 TC_d 中有 66% (109/165) 的個案對應之低頻場渦度與 ER 渦度皆為正 (即為圖 2.a 之第一象限)，只有少部分個案是低頻場與 ER 場渦度為負，其中紫色對角線為低頻場渦度與 ER 渦度相加為零之直線，紫線右上方表示低頻場渦度與 ER 渦度相加所提供的背景場渦度為正，反之，紫線左下方低頻場渦度與 ER 渦度相加之背景場渦度為負，如圖 2.a 所示，幾乎所有 TC_d 的個案皆在紫色對角線右上方，僅不到 7% (11/165) 的個案生成在低頻場渦度與 ER 渦度相加之背景場渦度為負的環境中。 TC_n 中則僅有 35% (110/314) 是低頻場渦度與 ER 渦度為正(圖 2.b 之第一象限)，且主要集中在原點(背景渦度場小的區域)附近， TC_n 的分布在紫色對角線右上方與左下方差異不大，顯示未發展擾動主要處於背景場渦度偏小的區域，因此不易發展。當 ER 渦度與低頻場渦度皆為正的有利背景時(圖 2 之第一象限)，則 TC 生成機率 [$P_{TCG} = TC_d / (TC_d + TC_n)$] 可達 50% (109/219)，高於總 TC 生成機率 P_{TCG} (34%, 165/479)。這些結果均顯示低頻場與 ER 對於熱帶擾動能否發展成 TC 確實有顯著影響。

3.2 年際變化與 MJO 對熱帶氣旋生成的影響

在上一小節中，我們看到三分之二的 TC_d 和約三分之一的 TC_n 位於 ER 渦度與低頻場渦度為正值的有利區域，且超過 9 成的 TC_d 位於 ER 渦度與低頻場渦度相加所提供的正渦度背景場中(圖 2.a 中紫線右上方區域)。而熱帶低頻場的變化主要來自於年際變化(ENSO)與 MJO，因此我們將 TC_d 和 TC_n 以第二章定義的年際變化與

MJO 相位進行分組，並將每一組的結果以 100 天為基準進行標準化，進而推算出在各條件下總擾動數量(TC_d+TC_n)與 TC 生成機率 P_{TCG} ，結果如表 2 所示。

首先從年際變化觀點，儘管只有十年暖季的資料， TC_d 數量在暖年、正常年與冷年之間差異不大(年際變化統計分別為 12、10、10 個)，此結果與 Wang and Chan (2002)考慮全年的結果類似，但 TC_n 數量由暖年往冷年稍微增加(年際變化統計分別為 18、21、23 個)，使得 P_{TCG} 由暖年的 40% 遞減為冷年的 31%。從 MJO 相位統計結果來看，活躍相位與不活躍相位的總擾動數量幾乎相等(分別為 32、31 個)，但活躍相位比不活躍相位有更多的 TC_d (13 個與 9 個)， P_{TCG} 為 41% 與 30%，表示 MJO 活躍相位確實提供更好的背景環境讓更多擾動發展成 TC_d 。在 Liebmann et al. (1994)中，他們指出強 TC 與弱 TC 的比例在 MJO 乾相位或溼相位都是相同的，顯示 MJO 對於已形成 TC 的後續發展影響並不明顯，而未發展擾動則由於缺少資料與難以定義的問題，因此他們未將未發展的熱帶擾動納入討論。我們的結果除了支持 MJO 活躍相位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 活躍與不活躍相位之間的總擾動數是接近不變的。


結合年際變化和 MJO 相位時，我們發現不論暖年、正常年或冷年，在 MJO 活躍相位具有大致相等的總擾動數量(每 100 天皆為 32 個)及 TC 生成機率 (P_{TCG} 分別為 40%、40%、44%)。當 MJO 為不活躍相位時， TC_d (TC_n)數量由暖年往正常年和冷年遞減(遞增)，使得 TC 生成機率由暖年往冷年遞減(P_{TCG} 分別為 40%、30%、23%)。我們也注意到暖年 MJO 不活躍相位也有和 MJO 活躍期大致相等的 TC 生成機率 (P_{TCG} 分別為 40%、41%)，而在冷年時，MJO 活躍相位的 P_{TCG} 也有 44%，MJO 不活躍相位則僅有 23%，表示只要年際變化或 MJO 相位其中一個為正貢獻(暖年或 MJO 活躍相位)，就能提高 TC 生成機率 P_{TCG} 。

在 WNP，約 70% 的 TC 生成於季風槽相關的大尺度環流特徵(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和季風風切線，因此季風槽的活躍程度會影響 TC 生成，而季風槽活躍度也

會受到年際變化與 MJO 影響。圖 3 為暖年 MJO 活躍、不活躍相位(圖 3.a, 3.b)、正常年 MJO 活躍、不活躍相位(圖 3.c, 3.d)及冷年 MJO 活躍、不活躍相位(圖 3.e, 3.f)之 SST、850 百帕流線與 200 百帕-850 百帕緯向風垂直風切合成結果。

當 WNP 為暖年時，29°C 暖 SST 向東深入東太平洋，季風槽受到年際變化導致的低緯度西風距平影響，不論 MJO 相位為何，均可向東延伸至 160°E 附近(圖 3.a, 3.b)。廣大的暖洋面與增強並延伸的季風槽提供熱帶擾動更好的發展環境，維持較高的 TC 生成機率 ($P_{TCG}=40\%$)。當 WNP 為正常年時，季風槽強度會受到 MJO 影響，在 MJO 活躍相位(圖 3.c)可向東延伸至 150°E 並有較多的 TC_d ($P_{TCG}=40\%$)，在 MJO 不活躍相位(圖 3.d)退至 145°E 且 P_{TCG} 降低至 30%。當 WNP 為冷年時，29°C 暖 SST 在赤道向西退至 170°E 以西，而季風槽受到年際變化導致的低緯度東風距平影響，在 MJO 活躍相位時僅能向東伸展到 140°E(圖 3.e)，TC_d 集中於季風合流區和季風風切線，生成位置也往東亞陸地靠近， P_{TCG} 在 MJO 活躍相位提供的有利環境下仍可達 44%。在 MJO 不活躍相位時(圖 3.f)季風槽退縮至南中國海且難以辨認，在缺乏季風槽幫助下，擾動的發展受到不同尺度波動的影響，使得 TC_d 分散於整個 WNP， P_{TCG} 僅有 23%。整體而言，在 MJO 活躍相位時 TC_d 和 TC_n 會集中於季風合流區和季風風切線，特別是冷年。而在 MJO 不活躍相位時 TC_d 和 TC_n 則比較分散於整個 WNP。

將 ER 渦度值納入考慮，結果如表 3(未做 100 天標準化)所示。在暖年時，年際變化提供有利的大尺度條件，使 MJO 的影響不明顯，在 MJO 活躍相位時 ER 正渦度與負渦度的 P_{TCG} 分別為 45% 及 35%，與 MJO 活躍相位的整體機率(40%)差異不大，但在 MJO 不活躍相位，ER 正渦度的 P_{TCG} 是負渦度的三倍以上(分別為 53% 及 17%)，且與不活躍相位的整體機率(40%)有顯著差異。在正常年時，MJO 活躍相位時 ER 正渦度與負渦度的 P_{TCG} 分別為 43% 及 33%，而 MJO 不活躍相位時則分別為 31% 及 27%。冷年時，ER 正渦度對 P_{TCG} 有顯著影響，在 MJO 活躍相位時整體機率为 44%，ER 正渦度時可達 53%，MJO 不活躍相位則從 23% 提升至 33%；



另一方面，ER 負渦度則減低了 P_{TCG} ，MJO 活躍相位時 ER 負渦度的生成機率不到 ER 正渦度機率的一半(26%)，而 MJO 不活躍相位時 ER 負渦度的機率僅僅 8%。整體而言，ER 的正渦度(負渦度)會進一步提高(降低) P_{TCG} ，若大尺度背景場提供有利環境時，在 ER 正渦度時 P_{TCG} 甚至可以超過 50%，而在暖年及冷年的 MJO 不活躍相位，當 ER 負渦度時 P_{TCG} 分別只有 17% 與 8%，遠低於整體機率的 40% 與 23%。如果考慮 ER 統計結果，則 ER 正渦度比 ER 負渦度有更多的擾動存在(302:177)，且 ER 正渦度與 ER 負渦度時 P_{TCG} 分別為 41% 與 23%，可見 ER 對於擾動能否發展成 TC_d 具有很大的影響。

我們將本章總結於圖 4。將 TC_d 和 TC_n 以低頻的年際變化和 MJO 相位分別統計並做 100 天標準化，我們發現各組有近似相等的總擾動數量(每 100 天約 30 個)，WNP 在暖年或 MJO 活躍相位有最高的 TC 生成機率(P_{TCG} 為 40% 及 41%)。以 ER 渦度來探討 TC_d 和 TC_n 的生成機率，ER 正渦度內有較高的總擾動數(302 個)與 TC 生成機率($P_{TCG}=41\%$)，ER 負渦度時則有較少的總擾動數(177 個)與 TC 生成機率($P_{TCG}=23\%$)。在下一章中我們從擾動中心對 ER 進行合成分析，探討 ER 在 TCG 中扮演的角色。

第四章 從擾動中心合成 ER 結構



在第三章，我們看到 ER 對擾動能否生成 TC_d 有明顯影響。在本章中，利用 TC_d 在 JTWC 最佳路徑的第一筆記錄、TC_n 在 3-8 天濾波相對渦度達最大值時的時間與位置，以 ER 正負渦度值分類，針對總 OLR 與 ER 波段的 OLR 距平、風場、渦度、輻散、溫度進行合成分析，從擾動的角度來探討 ER 對 TCG 的影響。

4.1 位於 ER 正渦度的 TC_d

圖 5 為以 124 個位於 ER 正渦度背景的 TC_d 中心合成結果，以合成中心經度為 0°，平均緯度則保留，緯度 0° 表示赤道。圖 5.a 色階為總 OLR、風標代表 850 百帕 ER 波段風場、等值線為 ER 波段的 OLR 距平，虛線表示 ER 對流相位，黑點表示合成的擾動中心位置。從總 OLR 場可以看到擾動中心位於深對流區域內，同時也位於 ER 氣旋式風場和對流相位中心，表示此 ER 是處於對流耦合狀態。圖 5.b 色階為 850 百帕 ER 渦度場、等值線為 850 百帕 ER 輻散場，風場以流線表示，擾動中心位於 ER 氣旋式渦度、低層輻合(紫色虛線區域) 中心。圖 5.c 表示 150 百帕之 ER 風場、渦度場與輻散場，顯示高層為反氣旋結構並伴隨輻散，與 850 百帕的結構反相位。

沿著合成中心的緯度做東西向垂直剖面(圖 6.a)，ER 氣旋式渦度相當垂直地往上延伸至 400 百帕，再往上則向西傾斜，東邊的反氣旋渦度也是類似的結構，使高層反氣旋輻散場位於低層氣旋輻合場之上，形成第一斜壓模結構。高層中心輻散值($1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)高於低層中心輻合值($9 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$)，有利於低層空氣持續輻合。在垂直運動場與溫度場上(圖 6.b)，上升運動區(實線)伴隨對流潛熱釋放形成暖心結構(暖色階)，而在下沉運動區則呈現冷心結構，推測可能是由於天空晴朗使輻射冷卻效果大於下沉增溫效果所導致而成。

整體而言，位於 ER 正渦度的 TC_d 是在對流耦合、具有強烈低層輻合、高層輻散的 ER 氣旋式環流內。ER 提供了從低層到高層都適合熱帶擾動發展的環境，有助於擾動持續發展。



4.2 位於 ER 正渦度的 TC_n

上一節主要討論 TC_d 受到 ER 氣旋式環流提供有利的環境而發展。對於同樣具有 ER 正渦度背景的 TC_n (178 個)，本節透過其合成結果來說明 ER 有何差異而導致擾動無法成長至 TC_d (圖 7)。

與圖 5.a 相比，圖 7.a 中擾動雖然也在 ER 氣旋式環流內，但對流活動偏弱且位於擾動中心的西側，OLR 負距平值也顯示 ER 對流耦合不強。圖 7.b 與 7.c 顯示擾動中心位於 ER 低層氣旋式渦度與輻合、伴隨高層反氣旋與輻散結構(第一斜壓模結構)，但 ER 正渦度之 TC_n 的 ER 低層中心氣旋渦度($3.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)及高層中心反氣旋渦度($-1.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)與 ER 正渦度之 TC_d 的高低層中心渦度相比之下弱了許多(圖 5.b-c, 分別為 $4.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 與 $-2.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)。

從垂直剖面(圖 8)顯示，ER 氣旋式渦度隨高度向西傾斜，且沒有類似 ER 正渦度之 TC_d 的第一斜壓模結構(圖 6.a, 8.a)，ER 提供的低層輻合與高層輻散明顯較弱(量值皆僅有 $3 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$)，伴隨之上升運動亦不如 ER 正渦度之 TC_d 旺盛(圖 6.b, 8.b)，對流加熱造成的中層暖心結構也不強，顯示擾動對流及 ER 對流耦合並不強。

總而言之，同樣位於 ER 氣旋式環流內部，不論是對流耦合程度、低層輻合高層輻散與垂直運動， TC_n 所對應的 ER 結構比 TC_d 對應的 ER 結構弱了許多，顯示在這些個案中，ER 提供的環境仍不足以使 TC_n 發展。

4.3 位於 ER 負渦度的 TC_d

大部分 TC_d 發展於對流耦合的 ER 氣旋式環流區，但仍有 41 個 TC_d (佔 TC_d

總數的 1/4)發生於 ER 負渦度區。圖 9 與圖 10 為 ER 負渦度之 TC_d 的合成結果，說明 ER 對這 41 個擾動發展的影響。

在圖 9.a 中，擾動中心位於深對流區內部、ER 反氣旋中心西南側之東南風與西南風合流區域。注意到等值線代表的 ER 波段 OLR 負距平(正距平)不完全覆蓋於 ER 氣旋式(反氣旋式)環流，而是稍微向南風(北風)區偏移。在圖 9.b，低層輻合區(輻散區)稍微落後正渦度(負渦度)，擾動中心位於低層輻合區域附近。在高層(圖 9.c)，ER 提供反氣旋環流以及輻散場，加強上升運動，有助於擾動發展。

在垂直剖面上，ER 的負渦度在 500 百帕以下向東傾斜、以上為向西傾斜(圖 10.a)，類似的結構也能在垂直運動場與溫度場(圖 10.b)上看到。ER 低層輻合在擾動中心並不明顯，但擾動中心所對應的高層輻散較強，可達到 $9 \times 10^{-7} s^{-1}$ ，加強中高層上升運動，有利對流發展。

合成的結果顯示這些 TC_d 處於接近線性理論結構之 ER 的南風區。儘管低層為 ER 負渦度的背景場，但擾動透過高層強輻散所加強之上升運動而發展。Frank and Roundy (2006)將 ER 以 TC 中心合成，結果顯示 TC 合成中心位於 ER 氣旋式環流中心之東南方，我們認為這個結果是由兩種不同特徵的 ER 疊加起來的結果(圖 5.a 與圖 9.a)，使合成的 TC 中心位置由 ER 氣旋式環流中心往東南偏移至西南風區域。

4.4 位於 ER 負渦度的 TC_n

最後還有 136 個 TC_n 位於 ER 負渦度區域，圖 11 為這些擾動合成的結果。圖 11.a 顯示擾動合成中心位於低層 ER 反氣旋式環流中心，幾乎沒有對流活動，OLR 正距平等值線也顯示擾動所處位置為 ER 對流抑制區。在低層與高層輻散場顯示(圖 11.b, c)，擾動中心位於 ER 低層輻散、高層輻合的區域，與 ER 正渦度之 TC_d 之結構完全相反。在圖 12.a 中，ER 負渦度從低層向上延伸至 250 百帕附近，伴隨強烈的高層輻合與低層輻散，在垂直運動與溫度場上(圖 12.b)則是對應著下沉運動與中層冷心結構，非常不利對流活動。缺乏對流活動並受到 ER 高層輻合、低層輻散抑

制，擾動無法持續發展是可預期的。



4.5 合成 ER 的主要特徵

合成結果顯示儘管 ER 有強有弱，結構也略有不同，但仍具有一些共同的特徵。第一個共同特徵是這四組 ER 都呈現 55° - 60° (6000-7000 公里) 的緯向波長(波數 6-7)，垂直方向上向西傾斜，這些特徵與 Chen and Sui (2010) 分析 WNP 夏季準雙週振盪 (QBWO) 的結果類似。第二個共同特徵是這些 ER 在水平結構上呈現東北-西南傾斜，Wang and Xie (1996) 與 Xie and Wang (1996) 說明此結構顯示 ER 是不穩定的狀態，可透過轉換基本場可用位能為擾動動能而成長；WNP 季風區內對赤道南北不對稱的水平風切強化 ER 北半球的氣旋，產生南弱北強的不對稱結構；東風垂直風切也會將波動的能量限制在低層大氣，加大波動在低層的振幅，透過邊界層輻合與對流活動而成長，另外使 ER 產生正壓模 (barotropic mode) 讓波動產生向北傳遞分量。第三個共同特徵是第一斜壓模主宰的垂直結構，當擾動的對流與 ER 低層輻合區同位置時，也會使 ER 不穩定而成長，提供擾動更好的背景環境促進其發展。


第五章 總結與討論



TC 的生成會受到多重尺度的影響，大部分研究主要討論多重尺度振盪對成熟 TC(達到 TS 以上等級)的影響，探討擾動在多重尺度中發展之研究很少，對於多重尺度中未發展擾動之研究則更少，亦很少有研究同時討論不同時空尺度振盪或波動對 TCG 的影響。本研究利用有發展擾動與未發展擾動作為對照，探討年際尺度、季內尺度到準雙周尺度對擾動發展的影響。我們使用十個暖季資料(2000 至 2009 每年五月至九月)分析 WNP 背景場對熱帶天氣尺度擾動發展成 TC 的影響。首先利用 3-8 天時間濾波找出熱帶天氣尺度擾動，以有發展擾動 TC_d (有被命名)與未發展擾動 TC_n (未被命名)做為對照，並以 ONI 指標定義出年際變化，且採用 Wheeler and Kiladis (1999)波數-頻率波譜分析法找出的 MJO、ER 訊號，以 MJO 波段在 WNP 的 OLR 面積平均距平值定義出 MJO 活躍與不活躍相位，並探討熱帶低頻振盪(年際尺度的 ENSO 和季內尺度的 MJO)以及準雙週尺度 $n=1$ 的 ER 波動對於 TCG 的影響。

為了找出熱帶背景場與 TCG 的關連，我們首先以 TC_d 與 TC_n 的 30 天滑動平均低頻渦度場與 ER 渦度場進行比較。我們發現大部分的 TC_d (66%)發生於低頻場與 ER 渦度皆為正的有利背景，而 TC_n 則只有 35%。總結而論，擾動在低頻場與 ER 渦度皆為正的有利背景中有 50%可以發展，由此可見當熱帶的背景場提供有利狀態時，擾動確實較有可能發展成 TC_d 。


熱帶地區的低頻變化主要由年際尺度的 ENSO 與季內尺度的 MJO 所貢獻，因此我們參考 ONI 指標，將這十年分成三個暖年、三個冷年與四個正常年。並定義 MJO 波段在 WNP 為對流相位時為活躍相位。經過 100 天標準化後，我們發現不論在年際變化、MJO 相位或結合兩者，總擾動數量(TC_d+TC_n)是相當一致的(每 100 天的數量約為 31 個)。只考慮年際變化時，暖年的 TC 生成機率 [$P_{TCG=TC_d}/(TC_d+TC_n)$]比正常年及冷年高(40%、33%與 31%)。僅考慮 MJO 相位時，



則活躍相位有較不活躍相位高的 P_{TCG} (41%與 30%)，顯示低頻背景場若提供有利環境會提高 P_{TCG} (總擾動數不變但 TC_d 增加)。若同時考慮年際變化與 MJO 相位，則 MJO 活躍相位時 P_{TCG} 在年際變化上差異不大，暖年、正常年、冷年分別為 40%、40%、44%，但在 MJO 不活躍相位則由暖年往冷年遞減(40%、30%與 23%)。結果顯示只要有一個低頻振盪為正貢獻時(暖年或 MJO 活躍相位)即可提升 P_{TCG} 。

若將 ER 加入考慮，我們發現，不論年際變化或 MJO 相位，當 ER 正渦度時 P_{TCG} 都會提高、ER 負渦度時則降低，特別是暖年及冷年 MJO 不活躍相位時，分別從整體機率 40% 降至 17% 及整體機率 23% 降至 8%。而在 ER 正渦度裡比在 ER 負渦度裡有更多擾動存在(302:177)。ER 正渦度與負渦度的 P_{TCG} 分別為 41% 與 23%，表示 ER 對擾動能否發展也有很大的影響。

進一步討論 ER 與 TCG 的關係，我們將 TC_d 與 TC_n 以 ER 渦度正負值分類，並從 TC 中心進行合成分析。合成的結果顯示，ER 正渦度中合成的 TC_d 位於對流耦合的 ER 氣旋式環流內，ER 垂直結構在中高層往西傾斜並具有低層輻合、高層輻散的第一斜壓結構。ER 正渦度中合成的 TC_n 雖然也是位於 ER 氣旋式環流內，但對流較弱、ER 渦度、低層輻合、高層輻散也比 ER 正渦度中合成的 TC_d 結構弱，ER 未能對擾動的發展提供足夠的支持。ER 負渦度中合成的 TC_d 位於 ER 反氣旋式環流西側的南風區，ER 呈現低層輻合區落後正渦度區、較接近線性理論結構，不過垂直結構亦為中高層往西傾斜且低層輻合、高層輻散。我們推測儘管這些擾動在 ER 負渦度內，但位於 ER 低層輻合、高層輻散的有利位置，因此 ER 仍有助於擾動發展。而 ER 負渦度中合成的 TC_n 則位於 ER 反氣旋式環流內部，對流微弱、ER 垂直結構為低層輻散、高層輻合，是非常不利擾動持續發展的環境。另外，與 Frank and Roundy (2006) 的合成結果比較，他們結果顯示 TC 生成於 ER 氣旋式環流中心東南邊數百公里處的西南風區域，我們認為這是由靠近 ER 正渦度中心的 TC_d 與 ER 負渦度西側南風區的 TC_d 兩種不同型態的 ER 合成結果，表示 ER 可能透過不同機制促進擾動的發展。

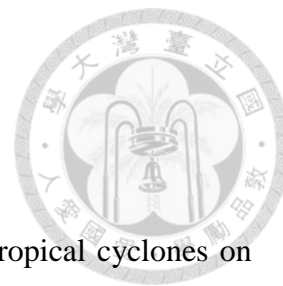


ER 的合成結果顯示一些共同特徵，如緯向波數在 TC_d 與 TC_n 均為 6-7 (波長 6000-7000 公里)，水平結構為東北-西南傾斜，垂直方向則向西傾斜、垂直結構為第一斜壓模，表示 ER 呈現不穩定狀態，透過轉換背景場可用位能至擾動動能或經由對流耦合而成長(e.g. Wang and Xie 1996, Xie and Wang 1996)。ER 上升運動區對應中對流層暖的溫度距平(暖心)、下沉運動區則對應中對流層冷的溫度距平(冷心)。上升運動區的暖心結構可以用對流潛熱加熱大於絕熱降溫解釋，而我們認為下沉運動區的冷心結構是因為輻射冷卻大於絕熱增溫所導致的結果，更合理與完整的原因還需要進一步探討。

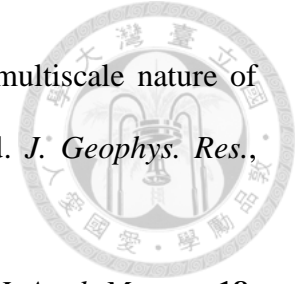
在研究過程中我們也從 ER 渦度中心進行合成，得到的結果與從擾動中心合成結果類似，且可以看到擾動相對於 ER 中心的分布，但因為文章篇幅有限，因此並未將 ER 中心合成的結果放入討論。而對於週期 2-10 天的 MRG-TD，因為與 3-8 天濾波的熱帶擾動在時間尺度上重疊，無法清楚分辨兩者之間的訊號，故本研究未對 MRG-TD 進行討論。未來若有方法可清楚分離擾動與 MRG-TD 訊號，則 MRG-TD 與 TCG 的關係就能進行更深入的研究。

每年有許多熱帶擾動活躍於熱帶海洋上，但只有少數能發展成為 TC。而熱帶地區低頻振盪或波動可以提供更好的動力或熱力條件支持擾動持續發展。我們從統計上探討不同時空尺度的熱帶低頻振盪或波動對 TCG 的影響，以及利用合成圖分析 ER 在有發展與未發展擾動之間的差異。然而前人對 ER 與 TCG 的研究相對較少，釐清 ER 和 TCG 之間的關係還需要更深入的探討。

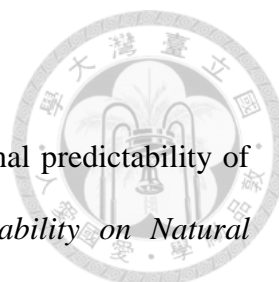
參考文獻



- Aiyyer, A., A. Mekonnen, and C. J. Schreck, 2012: Projection of tropical cyclones on wavenumber-frequency-filtered equatorial waves. *J. Climate*, **25**, 3653–3658.
- 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., J. E. Shi, and C. M. Lam, 1998: Seasonal forecasting of tropical cyclone activity over the western North Pacific and the South China Sea. *Wea. Forecasting*, **13**, 997–1004.
- Chang, C.-P., J. M. Chen, P. A. Harr, and L. E. Carr, 1996: Northwestward - propagating wave patterns over the tropical western North Pacific during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2245–2266.
- 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., 2009: Three types of tropical waves related to tropical cyclogenesis over the western North Pacific. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, **2**, 321–326.
- _____, and R. Huang, 2009: Interannual variations in mixed Rossby-gravity waves and their impacts on tropical cyclogenesis over the western North Pacific. *J. Climate*, **22**, 535–549.
- _____, and C.-H. Sui, 2010: Characteristics and origin of quasi-biweekly oscillation over the western North Pacific during boreal summer. *J. Geophys. Res.*, **115**, D14113.
- Chen, T.C., S.-Y. Wang, M.-C. Yen, and W. A. Gallus, 2004: Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Wea. Forecasting*, **19**, 776–785.



- 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.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016–1022.
- Dickinson, M., and J. Molinari, 2002: Mixed Rossby-gravity waves and western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183–2196.
- Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: The role of tropical waves in tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2397–2417.
- 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.
- Harr, P. A., 2006: Temporal clustering of tropical cyclone occurrence on intraseasonal time scales. Preprints, *27th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Monterey, CA, Amer. Meteorol. Soc., 3D.2.
- Ho, C.H., J.-H. Kim, J.-H. Jeong, H.-S. Kim, and D. Chen, 2006: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22101.
- 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.
- Kuo, H.-C., J.-H. Chen, R. T. Williams, and C.-P. Chang, 2001: Rossby waves in zonally opposing mean flow: Behavior in Northwest Pacific summer monsoon. *J.*



Atmos. Sci., **58**, 1035–1050.

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.

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. Meteor. Soc. Japan*, **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.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, **287**, 2002–2004.

_____, and _____, 2000: Modulation of eastern North Pacific hurricane by the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **13**, 1451–1460.

_____, and _____, 2001: The Madden-Julian Oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2545–2558.

Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.

Molinari, J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997: Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2699–2708.

_____, and D. Vollaro, 2000: Planetary- and synoptic-scale influences on eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3296–3307.

_____, K. Lombardo, and D. Vollaro, 2007: Tropical cyclogenesis within an equatorial



- Rossby wave packet. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1301–1317.
- Nakazawa, T., 2006: Madden–Julian Oscillation activity and typhoon landfall on Japan in 2004. *SOLA*, **2**, 136–139.
- Numaguti, A., 1995: Characteristics of 4-to-20-day-period disturbances observed in the equatorial Pacific during the TOGA COARE IOP. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 353–377.
- 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.
- Schreck, C.J. III, J. Molinari, and K.I. Mohr, 2011: Attributing tropical cyclogenesis to equatorial waves in the western North Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 195–209.
- _____, _____, and A. Aiyyer, 2012: A global view of equatorial waves and tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 774–788.
- _____, L. Shi, J. P. Kossin, and J. J. Bates, 2013: Identifying the MJO, equatorial waves, and their impacts using 32 years of HIRS upper-tropospheric water vapor. *J. Climate*, **26**, 1418–1431.
- Sobel, A. H., and C. S. Bretherton, 1999: Development of synoptic-scale disturbances over the summertime tropical Northwest Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3106–3127.
- Wang C, C. Li, M. Mu, and W. Duan, 2013: Seasonal modulations of different impacts of two types of ENSO events on tropical cyclone activity in the western North Pacific. *Climate Dyn.*, **40**, 2887–2902.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643–1658.

_____, and X. Xie, 1996: Low-Frequency equatorial waves in vertically shear flow.

Part I: Stable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 449–467.

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, G., and N.-C. Lau, 1992: A GCM Simulation of the Relationship between Tropical-Storm Formation and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 958–977.

Xie, X., and B. Wang, 1996: Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part II: unstable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3589–3605.

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.

Yamazaki, N., and M. Murakami, 1989: An intraseasonal amplitude modulation of the short-term tropical disturbances over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 791–807.

Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 451–467.

Zhao, H. K., L. G. Wu, and W. C. Zhou, 2011: Interannual changes of tropical cyclone intensity in the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 243–253.

表



表 1 2000 年至 2009 年逐月 ONI 指數。紅色數字代表 ONI 高於或等於 0.5°C ，藍色數字代表 ONI 低於或等於 -0.5°C 。紅色、黑色、藍色年份分別代表暖年、正常年、冷年。陰影為本研究選取之月份(五到九月)。

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0	0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1	1
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6

表 2 TC_d 與 TC_n 在不同低頻背景場每 100 天的數量、總和與 TC 生成機率 P_{TCG} 。

括號內前面數字表示 TC_d 的數量，括號內後面數字表示 TC_n 的數量。左下方

數字為 TC_d 與 TC_n 在每 100 天的總和。百分比為 P_{TCG} 。

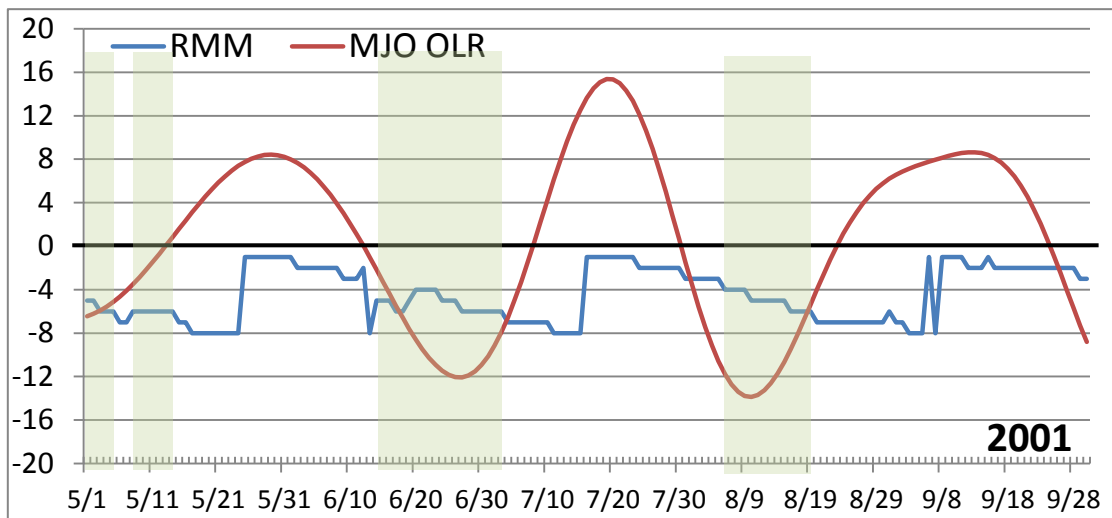
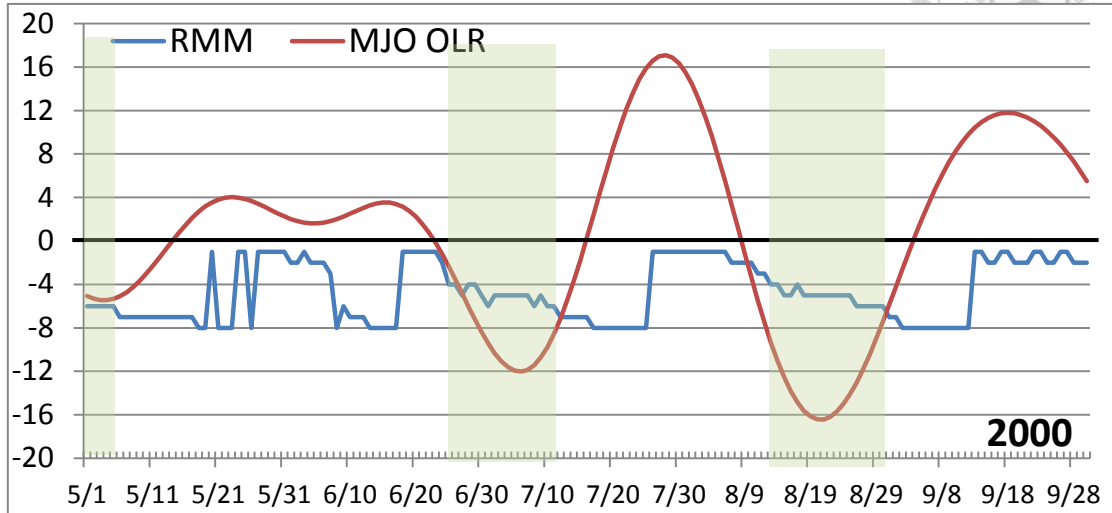
$(TC_d, TC_n)/100$ 天	MJO 活躍相位	MJO 不活躍相位	年際變化統計
暖年 (三年)	(13,19) 32 41%	(11,17) 28 39%	(12,18) 30 40%
正常年 (四年)	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(10,21) 31 32%
冷年 (三年)	(14,18) 32 44%	(8,27) 35 23%	(10,23) 33 30%
MJO 相位統計	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(TC_d, TC_n) TC_d+TC_n P_{TCG}



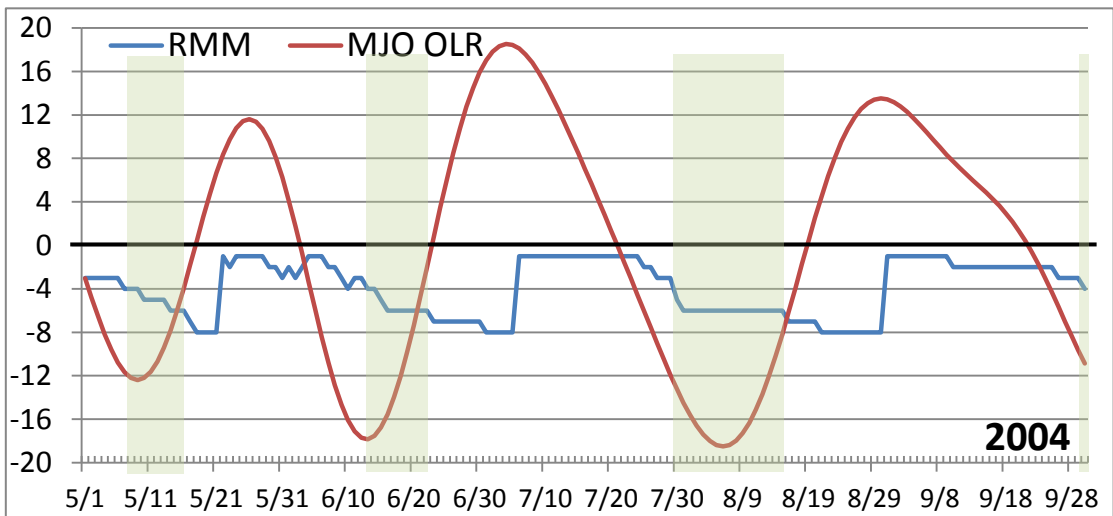
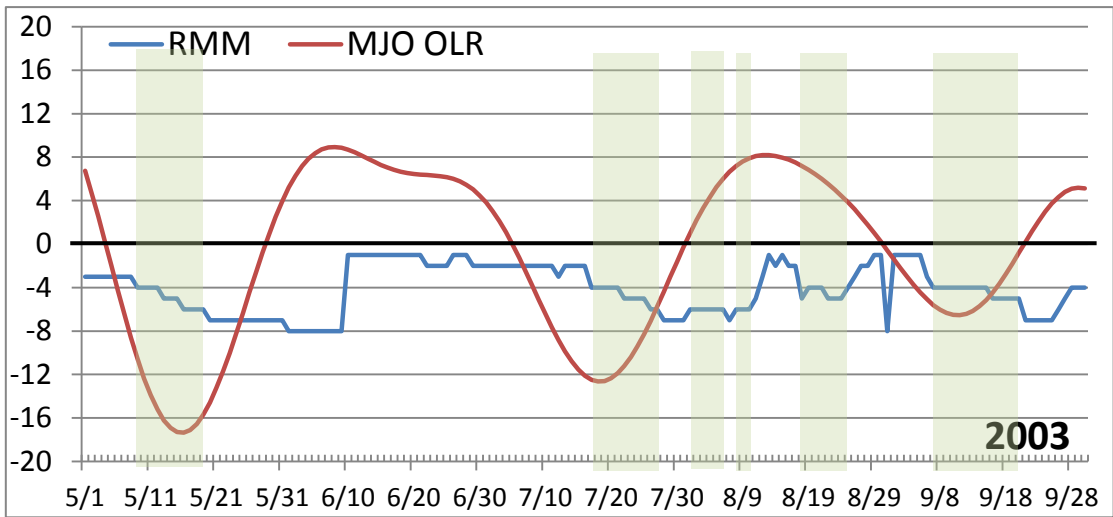
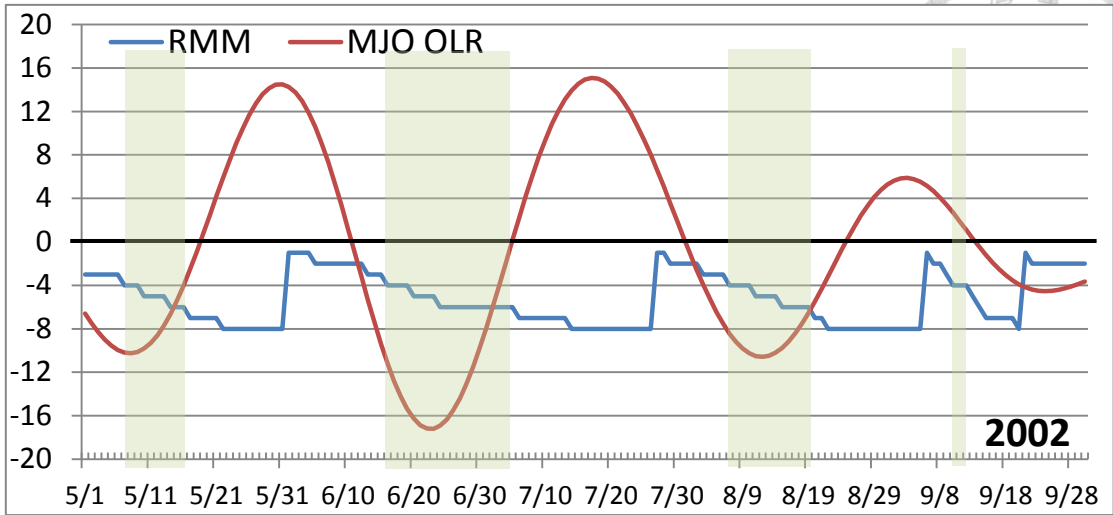
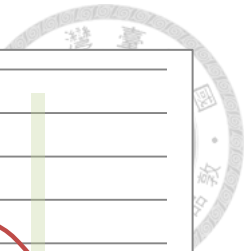
表 3 將 TC_d 及 TC_n 以年際變化、MJO 相位、ER 渦度進行分組，所得到各組 TC_d 及 TC_n 數量與 TC 生成機率 P_{TCG} ，未進行 100 天標準化。

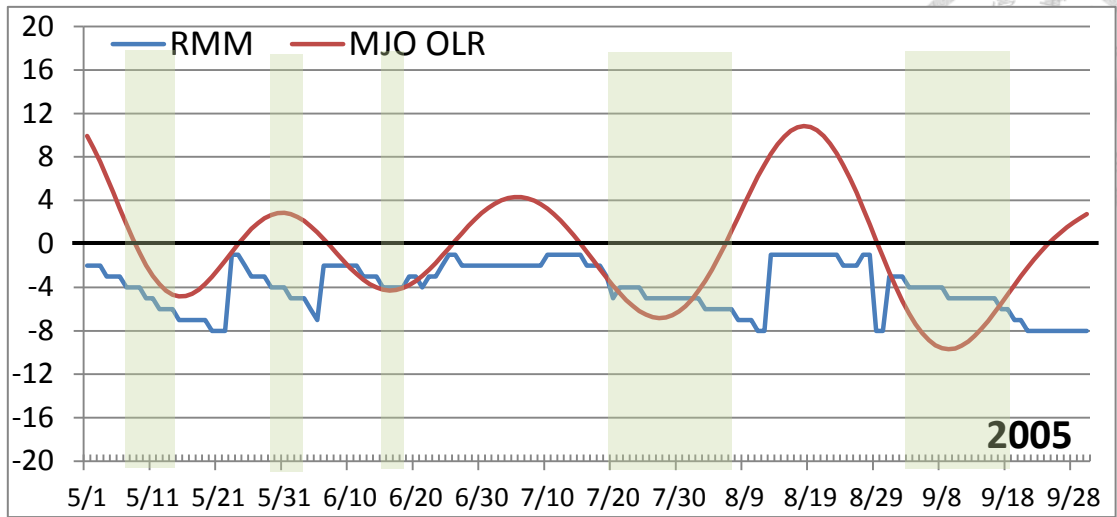
TC _d /TC _n	暖年		正常年		冷年		ER 統計
	MJO 活躍	MJO 不活躍	MJO 活躍	MJO 不活躍	MJO 活躍	MJO 不活躍	
正 ER 渦度	14/17 45%	27/24 53%	19/25 43%	25/55 31%	20/18 53%	19/39 33%	124/178 41%
負 ER 渦度	9/17 35%	5/24 17%	7/14 33%	12/32 27%	5/14 26%	3/35 8%	41/136 23%
整體機率	23/34 40%	32/48 40%	26/39 40%	37/87 30%	25/32 44%	22/74 23%	TC _d /TC _n P_{TCG}

圖

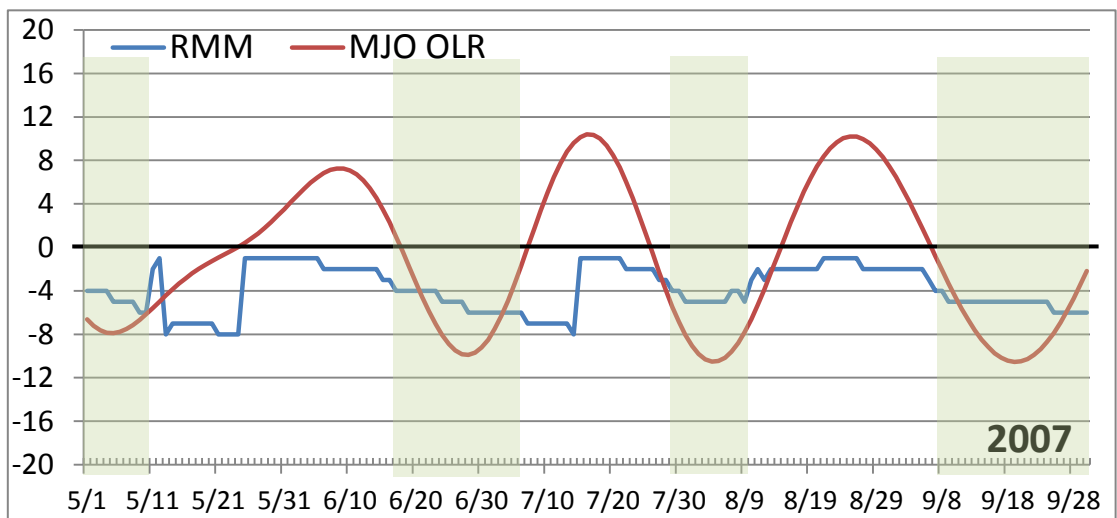
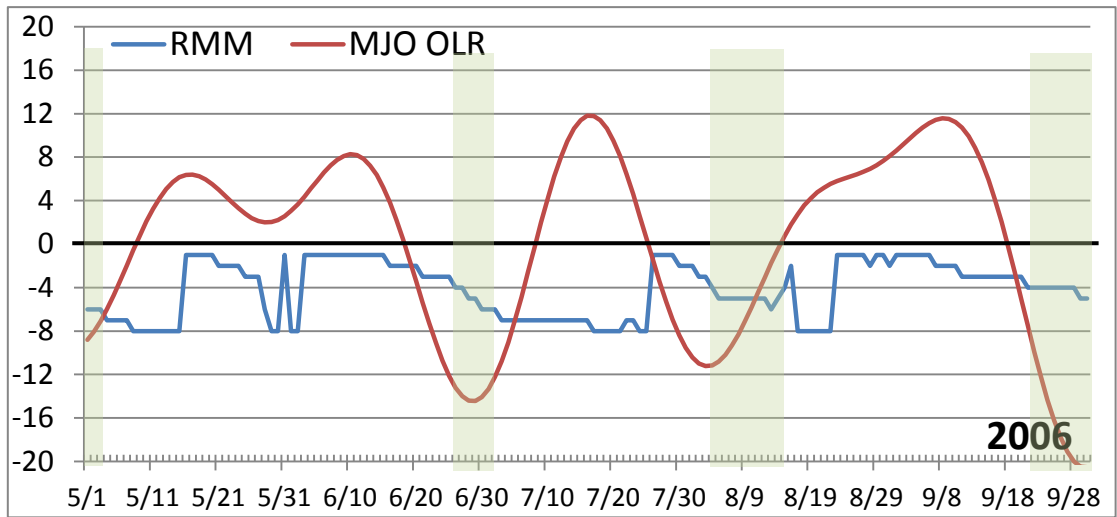


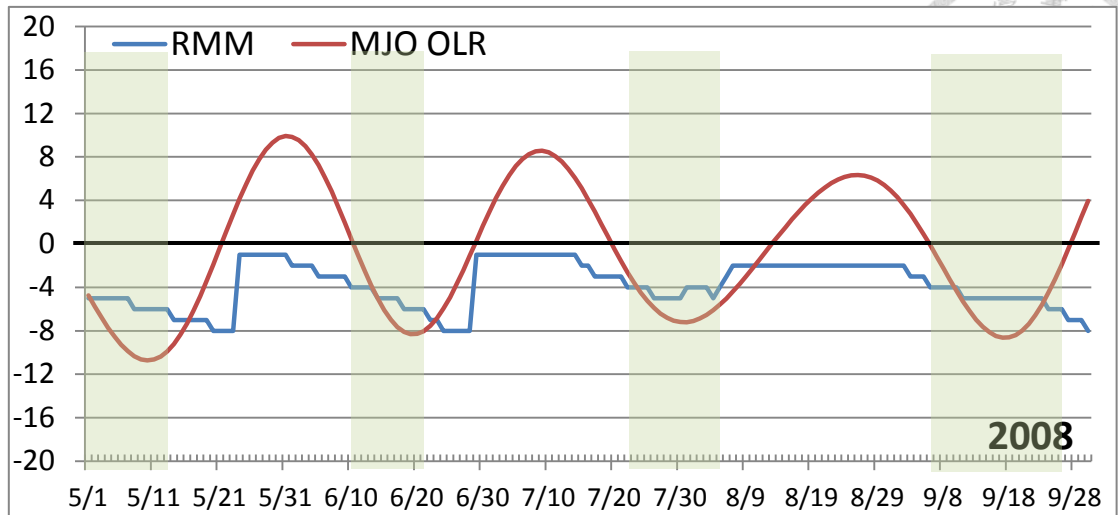
接續下頁





接續下頁





接續下頁

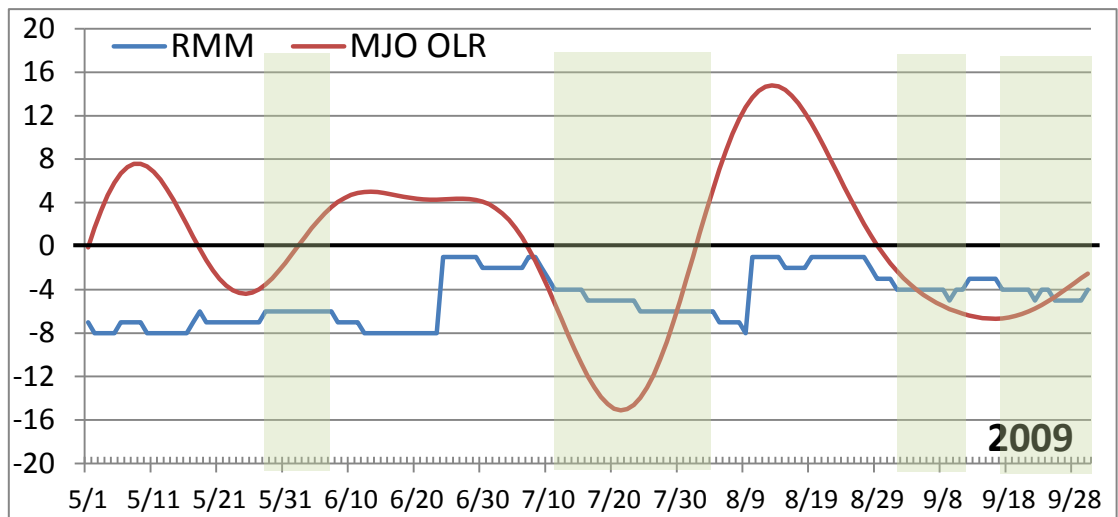


圖 1 分別為 2000 年至 2009 年暖季(五月至九月)MJO 波段的 OLR 面積平均距平值(紅線)與異號之 RMM 相位(藍線)之時間序列。將 RMM 相位異號是為了方便對照 OLR 負距平所對應之 MJO 活躍相位。陰影區為 RMM 為 4,5,6 相位之時間。

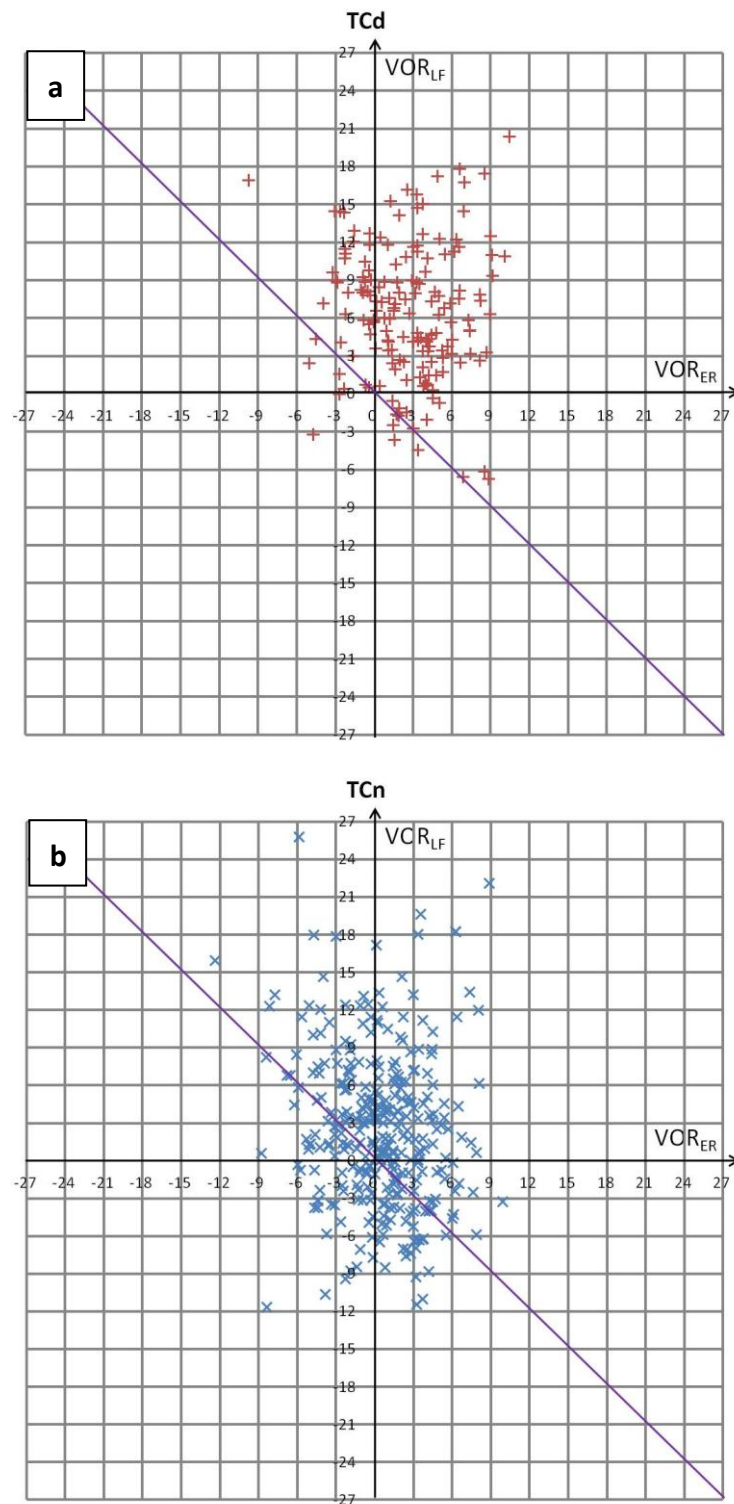
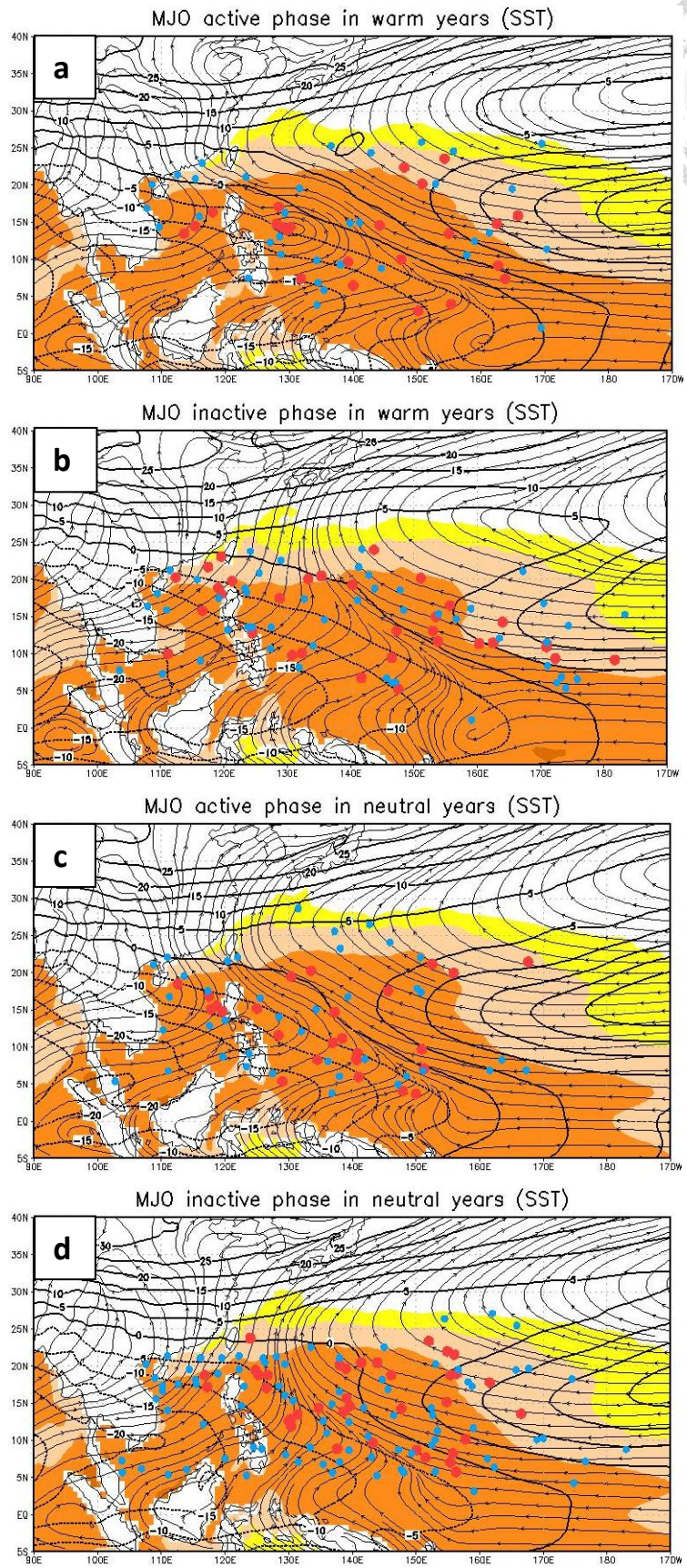


圖 2 (a) TC_d 與(b) TC_n 在ER波段渦度(橫軸)與30天滑動平均渦度(縱軸)之散布圖，單位為 $10^{-6} s^{-1}$ 。紫色對角線為ER波段渦度與30天滑動平均渦度相加為零之直線。



接續下頁

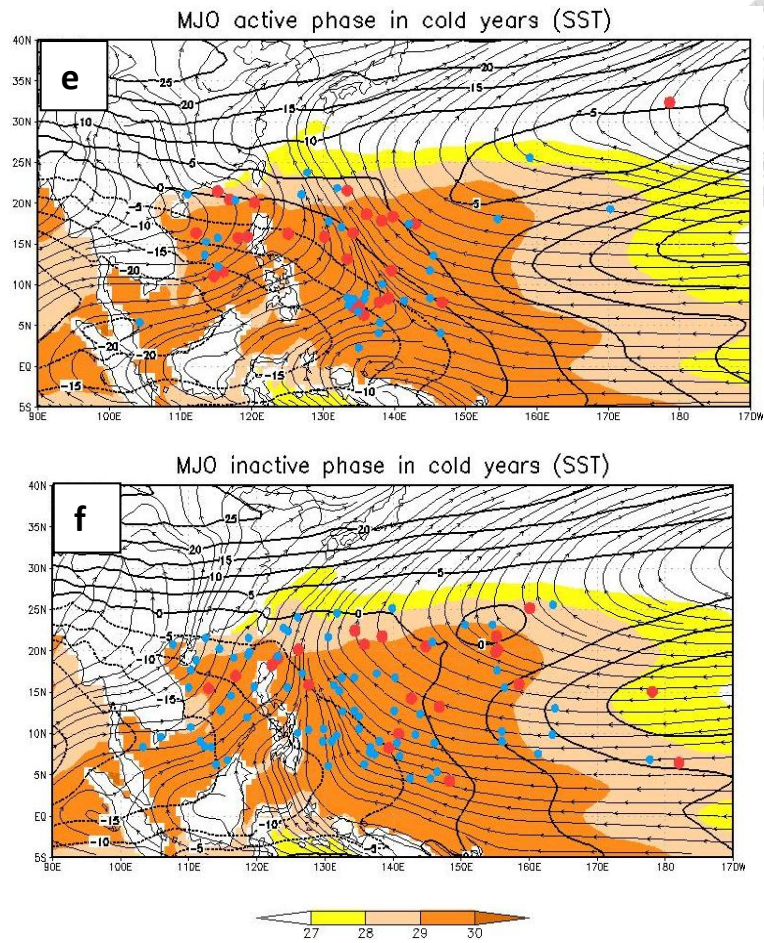


圖 3 MJO 活躍相位在(a)暖年、(c)正常年和(e)冷年以及 MJO 不活躍相位在(b)暖年、(d)正常年和(f)冷年之合成圖。色階為 27°C 以上之海表面溫度(SST)，流線為 850 百帕風場，等值線為 200 百帕-850 百帕緯向風垂直風切，虛線表示東風風切，間距是 5 m s^{-1} 。紅點為 TC_d 的對應位置，藍點為 TC_n 的對應位置。

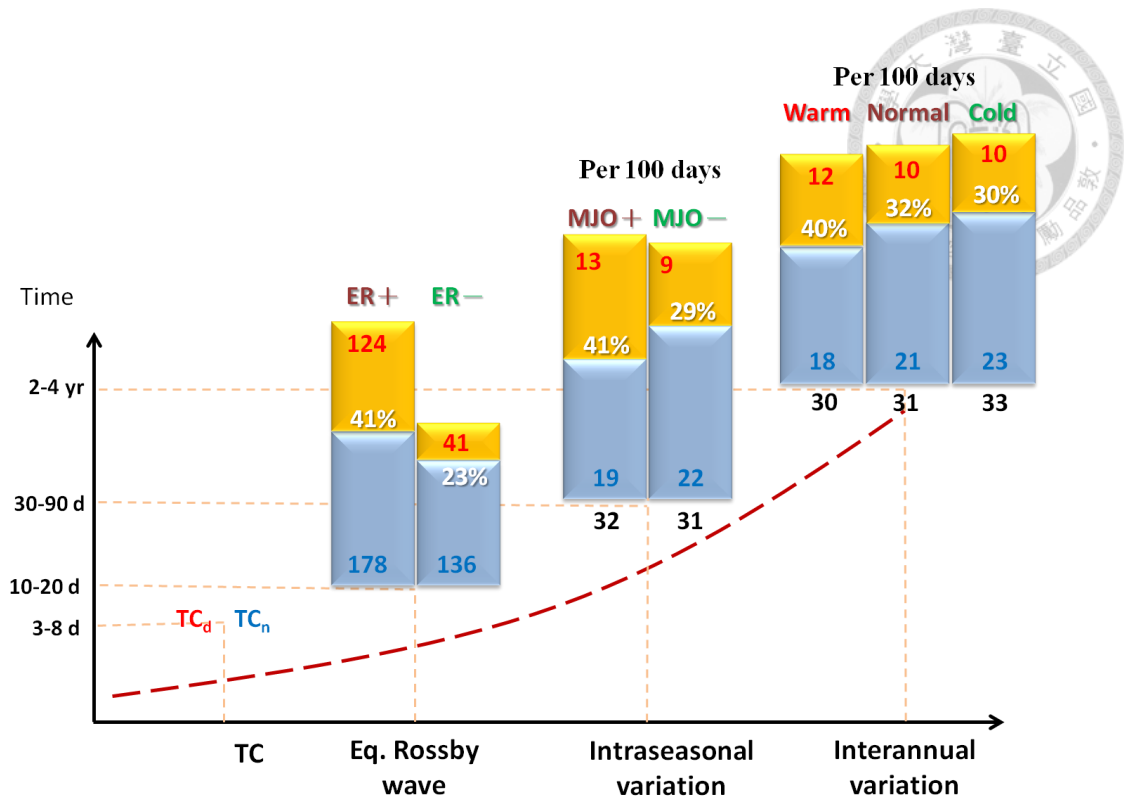


圖 4 TC_d、TC_n 與不同時空尺度背景場之統計關係示意圖。紅數字表示 TC_d 個數，藍數字表示 TC_n 個數，黑數字表示總數，百分比表示 TC 生成機率 P_{TCG} ，年際變化與 MJO 之個數皆為 100 天標準化之結果。

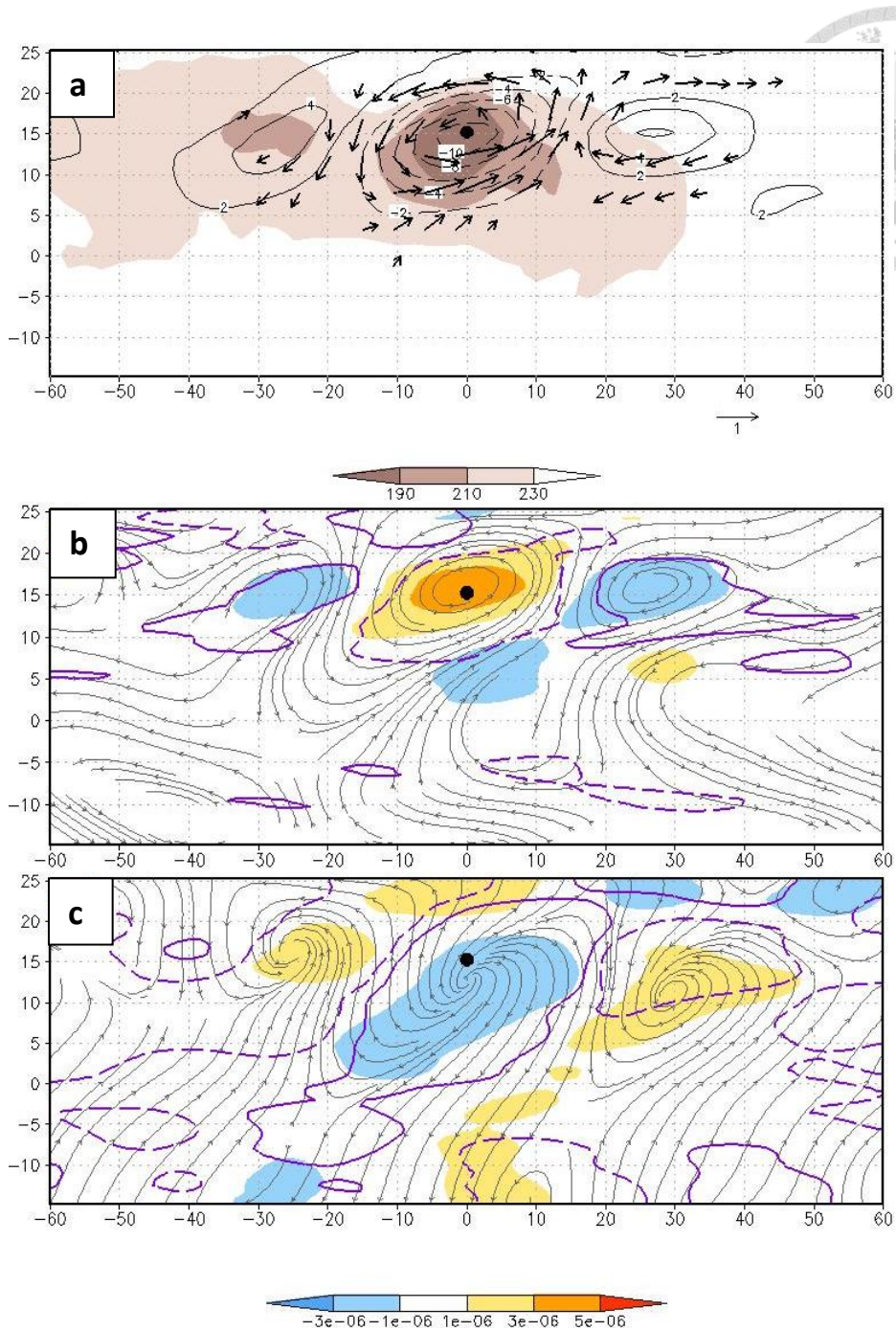


圖 5 由 ER 正渦度之 TC_d 合成的 ER 結構，黑點為擾動合成中心。(a)為總 OLR 場(色階, $W m^{-2}$)、ER 波段之 OLR 距平(等值線, 間距為 $2 W m^{-2}$)及 850 百帕風場(風標, $m s^{-1}$)，省略風速小於 0.3 之風標。(b)為 ER 波段 850 百帕渦度(色階, 單位為 s^{-1})，紫色等值線為 850 百帕輻散場，實線為 $1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$ 之輻散場，虛線為 $1.5 \times 10^{-7} s^{-1}$ 之輻合場，流線表示 850 百帕之風場。(c)同(b)圖，但為 150 百帕。

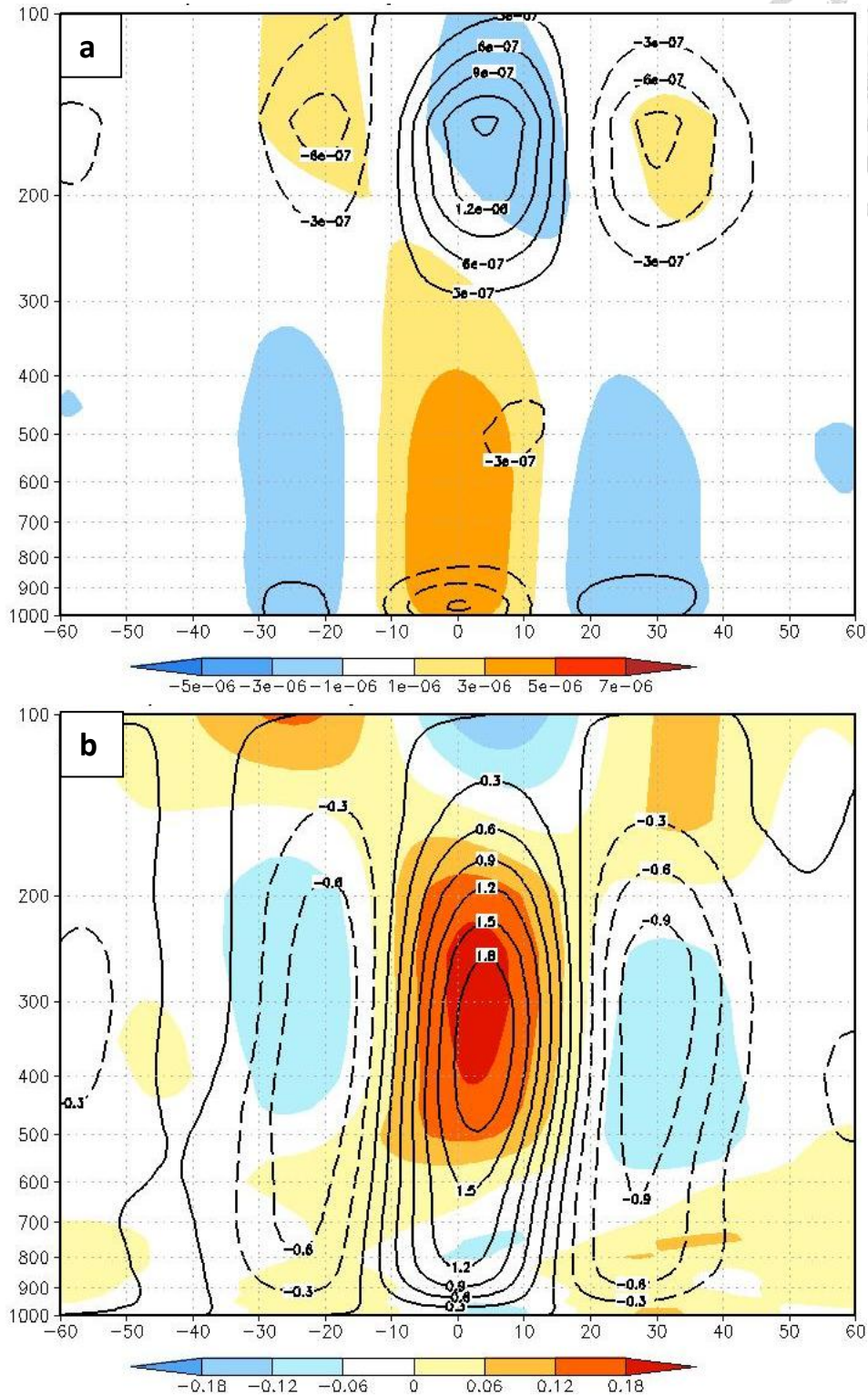
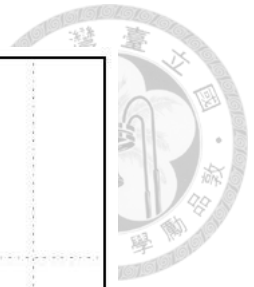


圖 6 以圖 5 之擾動合成中心所在緯度做東西向垂直剖面圖。(a)為 ER 波段之渦度場(色階)與輻散場(等值線, 虛線表示輻合, 間距為 $3 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$), (b)為 ER 波段之溫度距平(色階)與垂直運動場 ω (等值線, 已變號, 正值表示上升運動, 單位為 hPa s^{-1})。

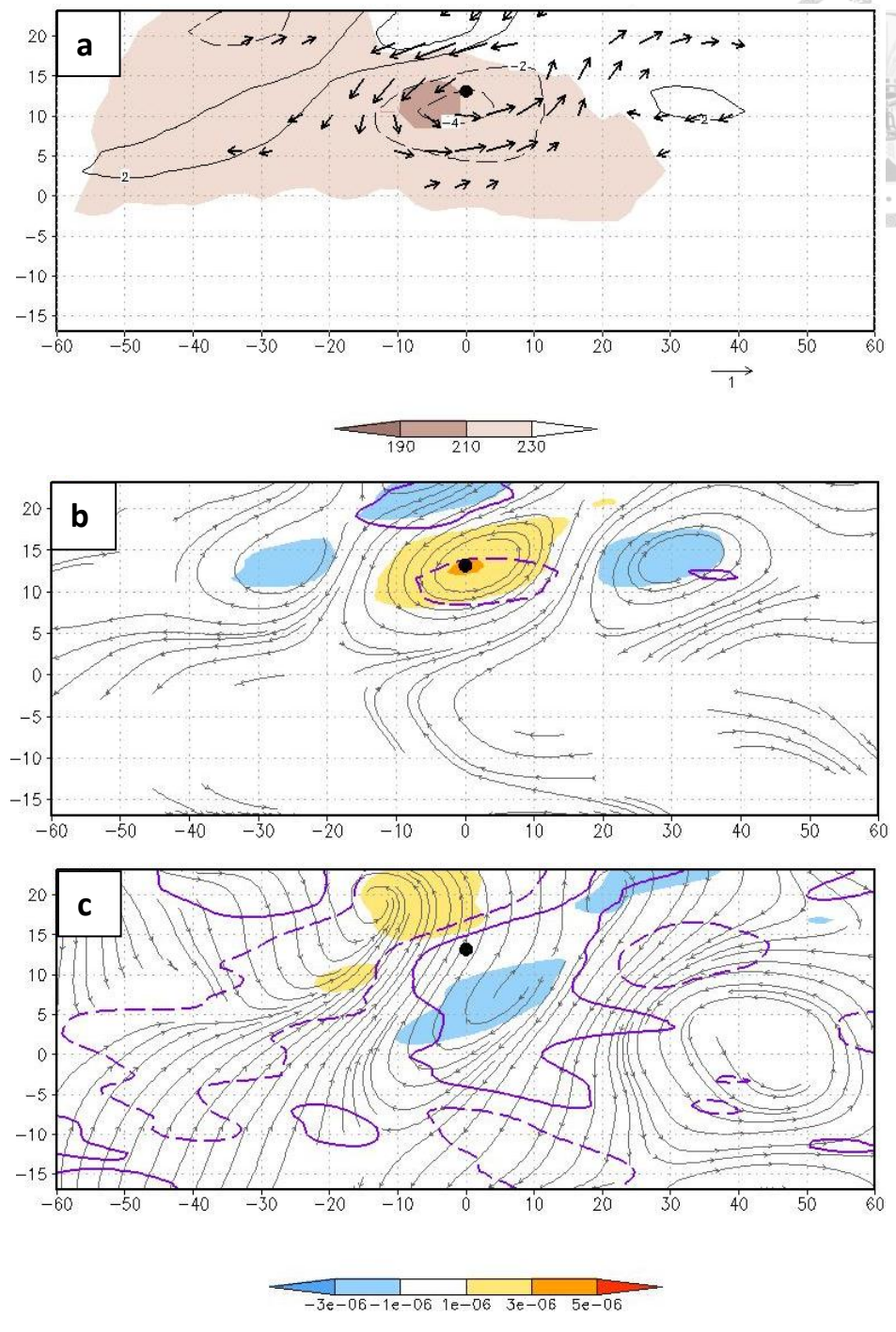


圖 7 同圖 5，但由 ER 正渦度之 TC_n 合成的 ER 結構。

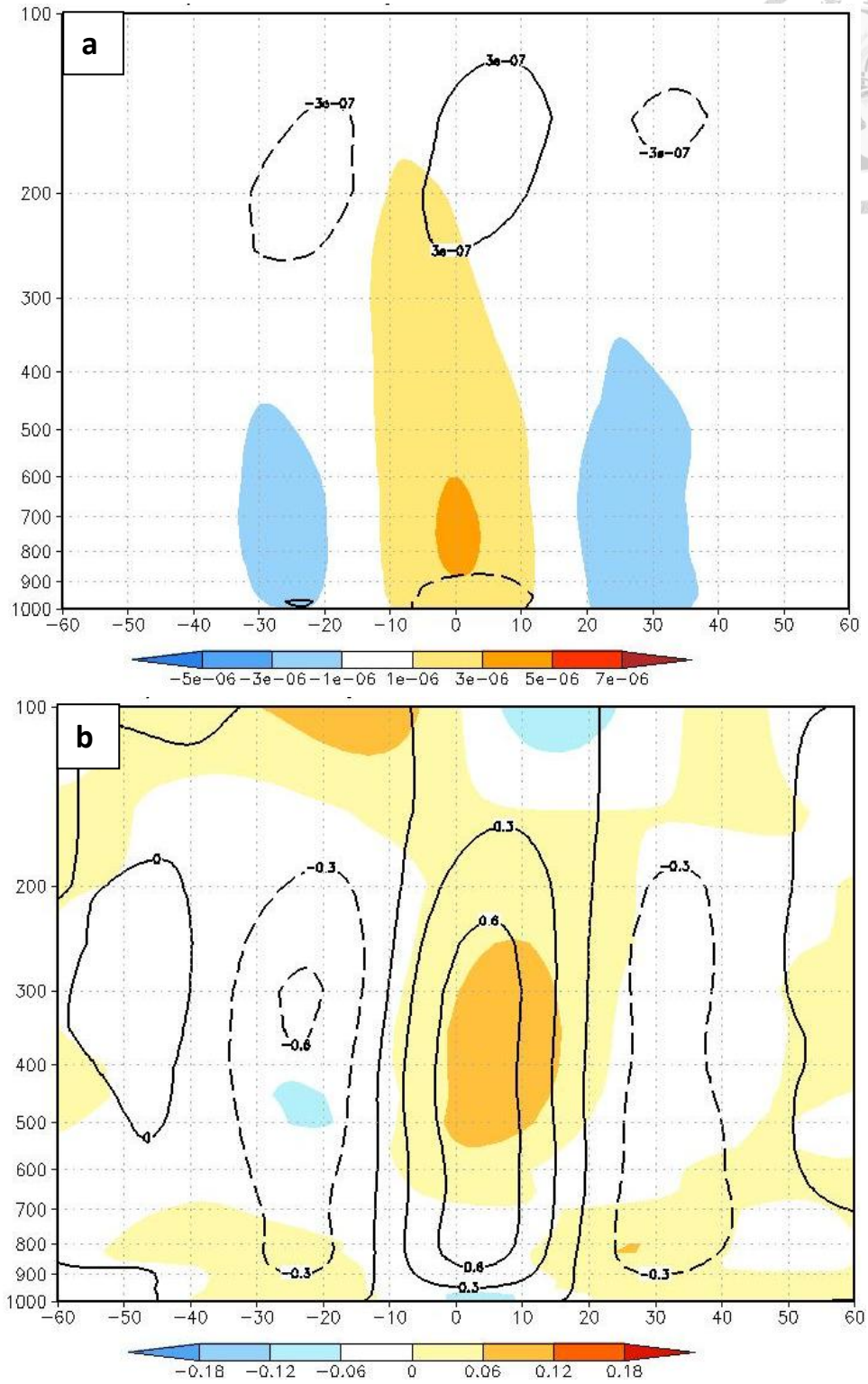
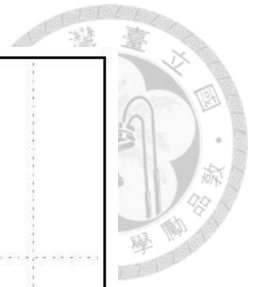


圖 8 同圖 6，但由 ER 正渦度之 TC_n 合成的 ER 垂直結構。

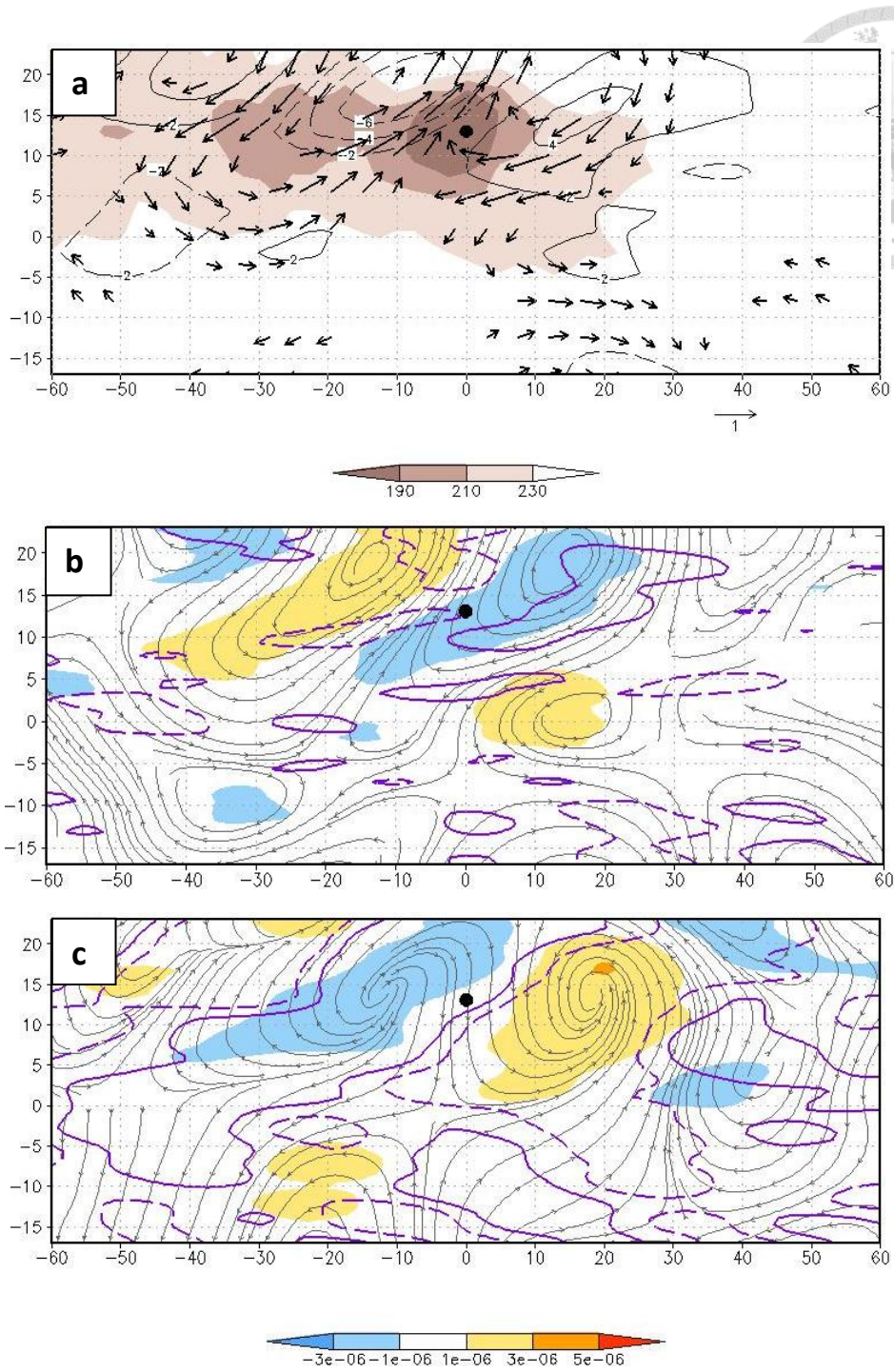


圖 9 同圖 5，但由 ER 負渦度之 TC_d 合成的 ER 結構。

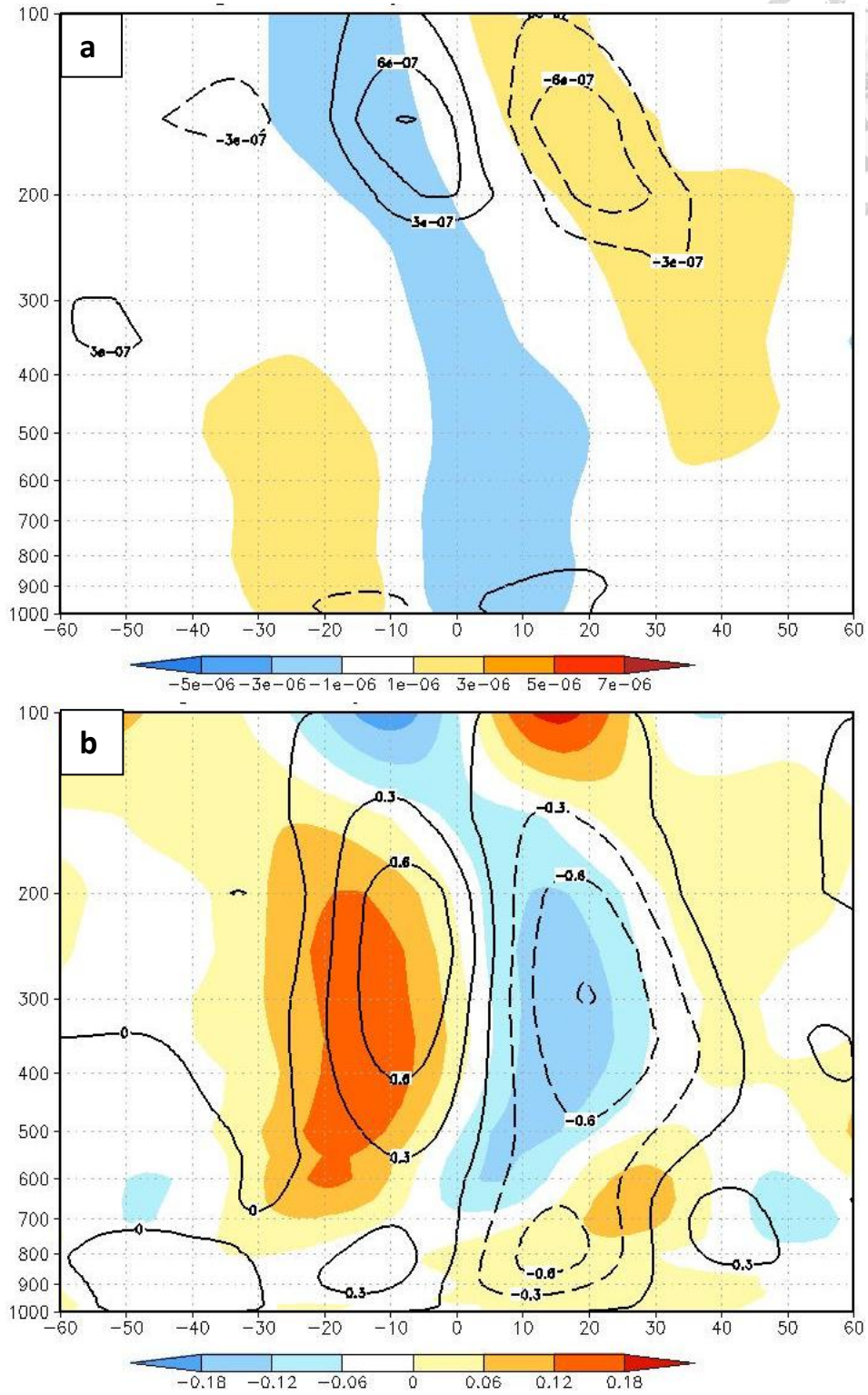
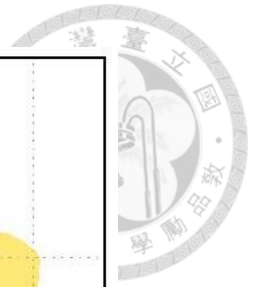


圖 10 同圖 6，但由 ER 負渦度之 TC_d 合成的 ER 垂直結構。

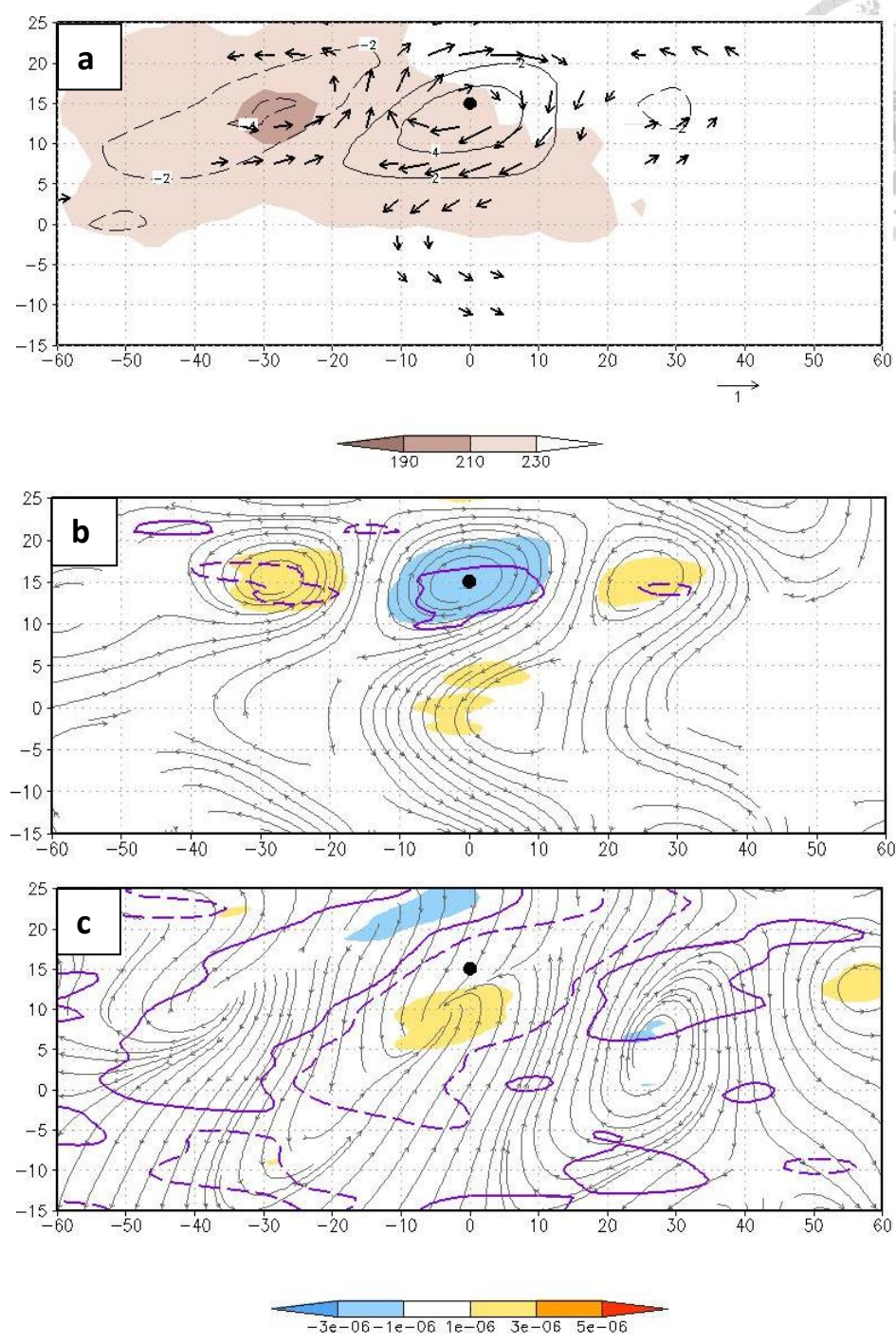
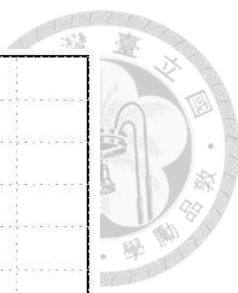


圖 11 同圖 5，但由 ER 負渦度之 TC_n 合成的 ER 結構。

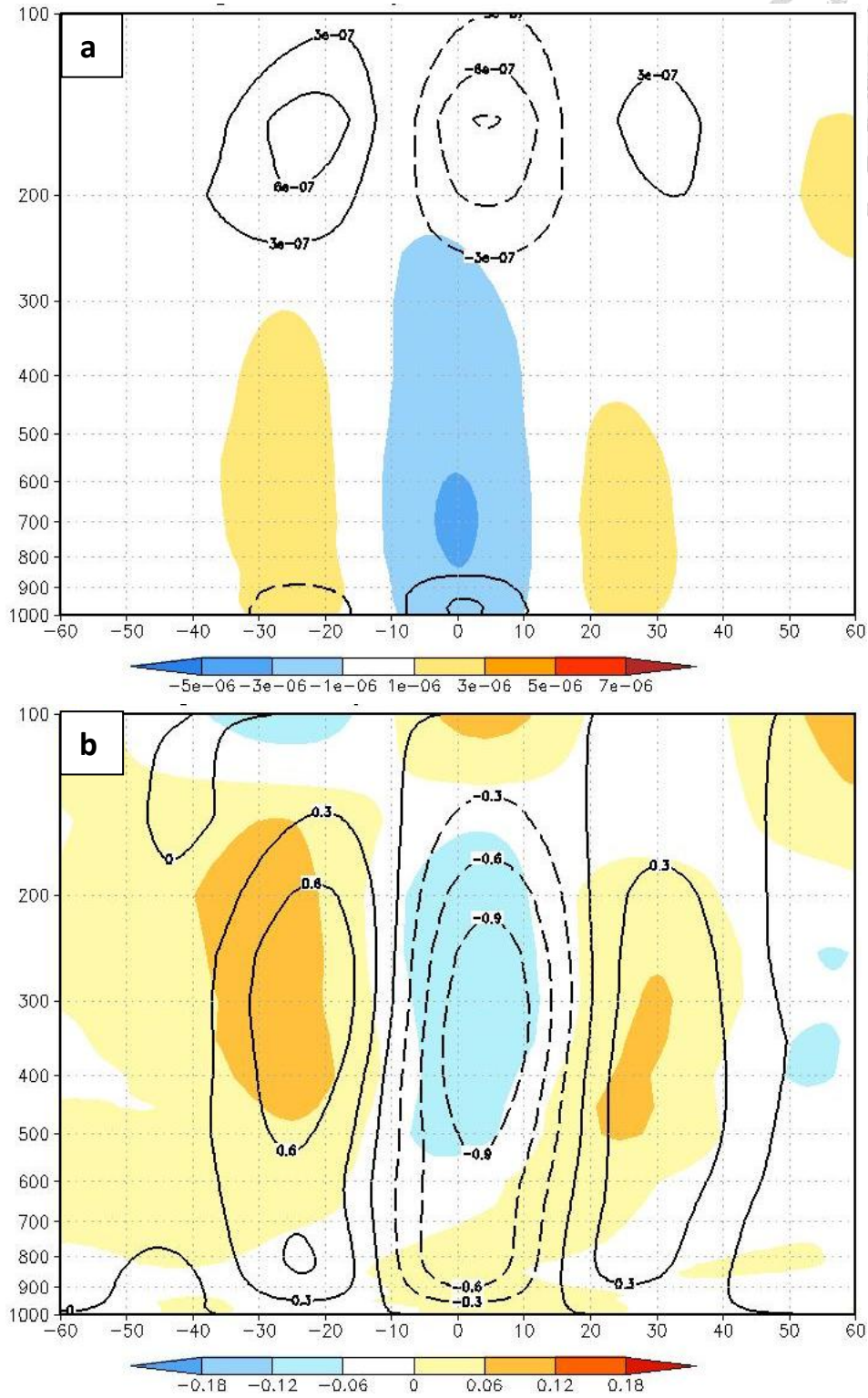
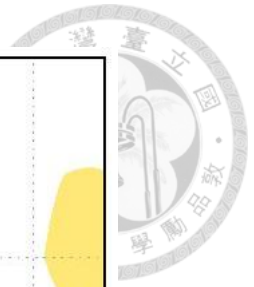


圖 12 同圖 6，但由 ER 負渦度之 TC_n 合成的 ER 垂直結構。