

30-60 天季內振盪現象對臺灣夏季降雨特色的影響

蔡玫紘 黃婉如*

國立臺灣師範大學地球科學系

(中華民國一〇六年八月三日收稿；中華民國一〇六年十二月九日定稿)

摘 要

本研究主要是探討 2007~2015 年 6~8 月期間 30~60 天季內振盪現象對臺灣夏季降雨特色的影響。研究過程中採用澳洲氣象局網站所提供之逐日即時多變數季內振盪指數 (Real-time Multivariate Madden-Julian Oscillation index, 簡稱 MJO 指數), 針對強 MJO 事件 (MJO 指數振幅 > 0.9) 下的臺灣夏季降雨特色變化進行討論。研究結果顯示, 當 MJO 對流中心抵達中印度洋 (相位 2) 時, 臺灣降雨偏少; 而當 MJO 對流中心逐漸離開海洋大陸進入西太平洋 (相位 6) 時, 臺灣降雨則偏多。進一步針對「臺灣降雨型態在 MJO 相位 2 和相位 6 時期中之改變」這個議題進行分析, 則發現四種常出現的降雨型態 (含午後熱對流降雨、鋒面降雨、颱風降雨、及其它因西南氣流增強帶來的降雨) 中, 僅午後熱對流及颱風降雨對總降雨天數的貢獻百分比, 在相位 2 和相位 6 時期出現明顯差異。而透過環流場的分析, 本研究發現因受到「西太平洋上空副熱帶高壓, 在相位 2 時期比相位 6 時期更為西伸增強」以及「臺灣島上海陸風環流結構, 在相位 2 時期較相位 6 時期顯著」這兩因素影響, 造成「臺灣午後熱對流降雨天數佔總降雨天數的比例」在 MJO 相位 2 時期高於相位 6 時期。反觀相位 6 時期, 在「夏季季風槽增強」加上「南來水氣增加」的配合之下, 提供了颱風生成及發展的良好環境, 使得「臺灣颱風降雨天數佔總降雨天數的比例」及「臺灣颱風降雨的日平均降雨量」, 在 MJO 相位 6 時期較相位 2 時期大。這些研究成果, 對我們在瞭解強 MJO 事件下 30~60 天季內振盪造成臺灣夏季降雨型態的可能改變, 至為重要。

關鍵字：30~60 天季內振盪、夏季降雨型態、臺灣

*通訊作者：黃婉如，116 臺北市文山區汀州路四段 88 號，Email: wrhuang@ntnu.edu.tw，TEL: 02-77346413

一、前言

30~60 天季內振盪(Intraseasonal Oscillation, 簡稱 ISO) 是熱帶大氣中最主要的變化現象之一(盧 1995)。該現象首先是由 Madden 和 Julian (1971, 1972)兩位學者, 藉由分析 1957 年至 1967 年坎頓島觀測資料時, 發現對流層上層與下層出現「反相、沿赤道向東移行的環流結構」, 顯示熱帶地區存在大尺度且具週期性的振盪現象, 故熱帶地區沿赤道東移之季內尺度的振盪現象又常被稱為 Madden-Julian Oscillation (簡稱 MJO)。MJO 現象終年存在, 整體上, 以赤道地區最強, 隨緯度增加而減弱(余等 2003)。但就北半球而言, MJO 於冬季時較強, 夏季則偏弱(Madden and Julian 1994; Salby and Hendon 1994)。除此之外, MJO 的傳播表現亦存在季節性差異。在冬季時, 與 MJO 現象有關的熱帶對流變化主要被限制在赤道地區並且向東移行。待季節轉為夏季, MJO 除了有東移的分量之外, 當對流活躍中心移至印度洋及西太平洋季風區時, 訊號會出現向北/西北方向移行的分量(Wang and Rui 1990; Kemball-Cook and Wang 2001; Lawrence and Webster 2002; Teng and Wang 2003)。

由於在印度洋及西太平洋地區常會出現熱帶地區對流伴隨 30~60 天季內振盪環流北移的現象, 過去已有不少研究是針對 30~60 天季內振盪與亞洲地區夏季季風活動的關連性進行探討(Yasunari 1979, 1980; Krishnamurti and Subrahmanyam 1982; Lau and Chan 1986; Wang and Rui 1990; Chen and Chen 1995; 鄒等 2002)。舉例來說, Chen and Chen (1995)透過分析「1979 年的南海夏季季風肇始現象」, 指出「南海季風肇始時間」與「季風槽的 30~60 天週期振盪現象」有密切關係。另

外, 鄒等(2000)分析南海地區 30~60 天振盪與東亞夏季季風之關連, 發現南海地區 30~60 天振盪可能是造成夏季南亞高壓北移、低層副熱帶高壓退出南海以及東風增強, 最終促成南海夏季季風肇始的主要原因。鄒等(2002, 2003)更進一步發現南海地區 30~60 天振盪變異量與臺灣五~七月豪大兩次數存在正相關, 顯示 30~60 天的季內振盪現象對臺灣降雨有影響。其後 Hung and Hsu (2008)表示 MJO 在抵達海洋大陸(Maritime Continent)時, 會使南海季風環流由東北風急遽轉成西南風, 而臺灣則在南海季風肇始後易出現豪大雨。經由上述諸多文獻可得知, 30~60 天季內振盪現象與亞洲夏季季風系統活動除了存在密切關係, 在兩者交互作用下而產生之變化又會連帶影響到季風區降雨。

另一面, 30~60 天季內振盪現象也對亞洲地區鋒面、颱風天氣系統的活動有著一定的影響。例如, Chen and Murakami (1988)認為 30~60 天季內振盪現象是驅動亞洲梅雨季期間雨帶南北擺動的主要原因。Hartmann and Maloney (2001)分析「西北太平洋熱帶氣旋與 30~60 天季內振盪現象關係」, 指出當 MJO 相位中的「低層大氣西風距平」出現在西太平洋熱帶地區時, 將有利於熱帶氣旋生成; 反之, 當低層大氣為東風距平, 則不利熱帶氣旋生成。吳等(2016)研究也得到相似的結果, 其認為雖然西北太平洋熱帶擾動在 MJO 對流活躍期與對流不活躍期間總數量近似相等, 但在對流活躍期比在對流不活躍期時更有利颱風生成。Fudeyasu et al. (2010)更指出 MJO 引起的西太平洋熱帶地區西風爆發, 掌控著熱帶氣旋的生命週期。而 Chen (2006)及陳等(2007)雖不是直接使用 MJO 指數進行分析, 但透過其它方法亦發現 30~60 天的季內振盪現象會對東亞地區的鋒面

及颱風生成造成影響。

臺灣位處東亞大陸與西太平洋交界帶，夏季降雨除了受到鋒面及颱風等天氣系統活動影響之外，由午後熱對流發展所致之降雨貢獻也不容忽視(Chen et al. 2004; Wang and Chen 2008)。近來雖有越來越多研究開始注意到 30~60 天或 10~30 天季內振盪現象對臺灣午後熱對流的可能影響(Wang et al. 2013; Huang and Chang 2017)，但其所採用的季內振盪指數皆非 MJO 指數。舉例來說，Huang and Chang (2017)採用 BSISO (Boreal Summer Intraseasonal Oscillation; Lee et al. 2013)指數對「臺灣午後熱對流的變化與 30~60 天及 10~30 天季內振盪現象的關連」進行分析，發現當 30~60 天季內振盪現象位於相位 3 且 10~30 天季內振盪現象位於相位 7 時較易有午後熱對流發生。然而由過去文獻得知，採用不同的季內振盪指數進行分析，其所產生的相位合成圖可能存在明顯差異(e.g. Wang et al. 2013; Huang and Chang 2017)。因此若非直接採用 MJO 指數，則在評估大尺度環流的改變時，將較不易與其它直接採用 MJO 指數所進行的廣泛研究議題相結合。

由於目前較少有研究是直接採用 MJO 指數去對「臺灣午後熱對流的變化與 30~60 天季內振盪現象的關連」進行瞭解，因此，本研究的主要目的是希望透過 MJO 指數的應用，深入了解「臺灣夏季降雨類型」與「強 MJO 事件下 30~60 天季內環流振盪變化」兩者之間的關係，並希望能藉此進一步釐清「強 MJO 事件下大氣環流改變對臺灣午後熱對流降雨變化」造成的可能影響。本文的其它章節安排如下，有關研究中所使用的觀測資料、統計方法及強 MJO 事件的定義，將在第二章中說明；第三章中將針對研究的分析結果進行描述及討論，並在第四章總結本研究之主要發

現。

二、資料來源及分析方法

(一) 氣象場資料來源

在全球降雨分析方面，本研究採用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 3B42 全球衛星觀測降雨資料，此資料的網格空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (Huffman et al. 2007)。在臺灣降雨分析方面，本研究採用臺灣氣候變遷推估與資訊平台辦公室 (TCCIP, <http://tccip.ncdr.nat.gov.tw/v2/index.aspx>)所提供之臺灣時雨量網格化資料，此空間解析度為 $0.0125^\circ \times 0.0125^\circ$ 。有關 TCCIP 時雨量網格化資料，其主要是來自於中央氣象局局屬站、自動雨量站以及民用航空局測站共 523 個測站，透過 Cressman 客觀資料分析方法後製而成，近來已有愈來愈多研究(如，Huang et al. 2016a-b)是利用此資料對臺灣降雨的區域特性進行分析。另外，有關大尺度環境場的分析，則是採用美國國家海洋暨大氣局(National Oceanic and Atmospheric Administration)提供的外逸長波輻射資料(Outgoing Longwave Radiation, 簡稱 OLR) (Liebmann and Smith 1996)，以及美國國家環境預測與大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research)提供的再分析資料 (Reanalysis 2, 簡稱 NCEP R2) (Kanamitsu et al. 2002)，這些資料的網格空間解析度皆為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。而在臺灣本島的風場變化方面，則是以中央氣象局共 11 個時間長度較為完整的本島局屬測站(分別為淡水、基隆、新竹、梧棲、台南、高雄、蘇澳、花蓮、台東、大武、成功)的逐時風場觀測資料進行討論。後續分析中，僅圖 2、圖 3、圖 4、圖 12、圖 13 是使用帶通濾波(bandpass filter)方法，將欲檢驗的變數資料，先進行 30~60 天濾波處理後再進行分

析，其他圖則是以未濾波的數值進行分析。

(二) MJO 指數、強 MJO 事件的門檻與降雨事件之定義

本研究主要著重在 2007~2015 年 6 月 1 日至 8 月 31 日期間強 MJO 事件下 30~60 天季內振盪與臺灣降雨特色變化的關係。有關 MJO 指數，本研究採用澳洲氣象局網站所提供之逐日多變數季內振盪指數(Real-time Multivariate MJO series, RMM)，該指數包含 RMM1、RMM2 兩分量。透過計算 $\sqrt{RMM1^2 + RMM2^2}$ 可得知指數的振幅大小(Wheeler and Hendon, 2004)。過去文獻多將 MJO 指數的振幅大於 0.9 或 1 或 1.5 者，視為強 MJO 事件(e.g. Zhang et al. 2009)。此處，考量若採用 MJO 指數的振幅大於 1 或 1.5 當為強 MJO 事件門檻，將使可供分析的強 MJO 事件過

少(圖未示)，因此本研究採用 MJO 指數的振幅大於 0.9 者，當為強 MJO 事件的標準。有關 2007~2015 年 6~8 月期間強 MJO 事件下各相位的發生天數，請參見圖 1。

值得注意的是，圖 1 中各相位之間存在明顯的天數差異，這主要是由於單一 MJO 個案中各個相位的維持天數並不一致，且並非所有天數皆通過強事件的門檻(振幅 > 0.9)。舉例來說，2007 年 5 月 25 日至 7 月 14 日的 MJO 個案，從相位 1 到相位 8 共花了 51 天(原始資料未示)，其中相位 1 佔 14 天(皆通過強事件門檻)，相位 2 佔 7 天(皆通過強事件門檻)，相位 3 佔 2 天(皆通過強事件門檻)，相位 4 佔 8 天(僅 6 天通過強事件門檻)，相位 5 佔 2 天(皆通過強事件門檻)，相位 6 佔 9 天(僅 3 天通過強事件門檻)，相位 7 佔 7 天(僅 6 天通過強事件門檻)，相位 8 佔 2 天(皆

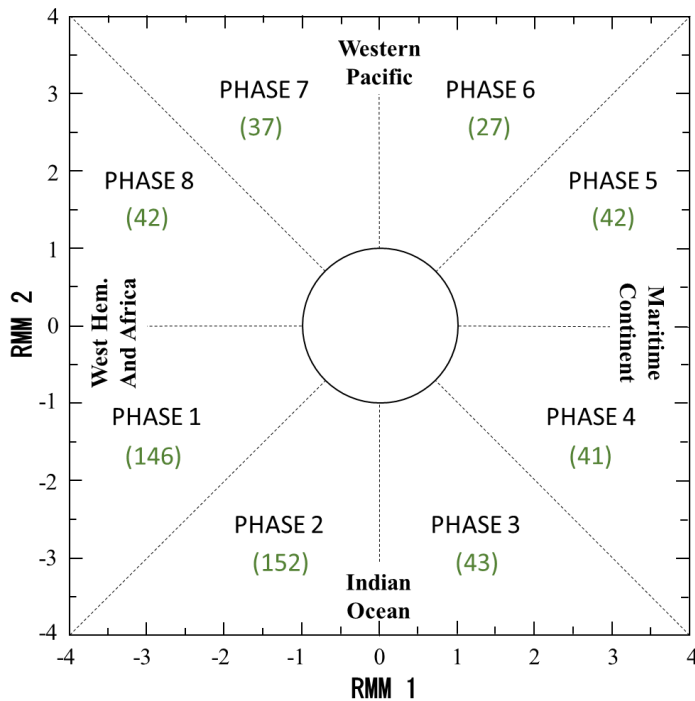


圖 1 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下 (MJO 指數振幅大於 0.9)，相位 1 至相位 8 發生天數統計。綠色數值為天數 (包含無雨日及有雨日)。

通過強事件門檻)。換句話說,單從圖 1 所顯示相位之間的強事件天數差異,是無法去推測所選取的個案是否有完成整個演變的過程,但我們可以從原始的 MJO 指數中,確認是否圖 1 中各相位下的個案皆是經由相位 1 演變而來。由於本研究選取的個案皆是經由相位 1 演變而來,因此我們相信就本研究所選取的個案而言,其可以說是受到 MJO 系統移動的影響。而由於圖 1 中各相位的天數不一致,因此後續各相位中不同類型降雨事件多寡的比較,將不直接採用實際個案數比對,而是採用該降雨類型佔該相位中所有降雨事件的貢獻百分比進行討論。

有關降雨事件之定義,本研究將臺灣全島平均日雨量 $\geq 0.1\text{mm/day}$ 者,定義為有雨日,之後再利用中央氣象局氣候監測報告中所提供的逐日天氣概述 (<http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/watch/watch.htm>),將有雨日細分為以下四種天氣類型:午後熱對流(Diurnal Convection, 簡稱 DC)、鋒面對流(Frontal Convection, 簡稱 FC)、熱帶氣旋(Tropical Cyclone, 簡稱 TC)及其他因西南氣流增強造成的降雨(Southerly Convection, 簡稱 SC)。有關降雨類型的分類,是以監測報告中出現的特定關鍵字作為天氣現象的判斷。凡出現「午後雷陣雨為主」、「午後對流發展旺盛」或相近似關鍵字者,我們將其定義為 DC。凡出現「受鋒面影響」、「受滯留鋒面影響」或相近似關鍵字者,定義為 FC。凡出現「受颱風及其外圍環流影響」或相近似關鍵字者,定義為 TC。凡出現「受旺盛西南氣流影響」或相近似關鍵字者,則定義為 SC。而由於目前中央氣象局官方網站上僅提供 2007 年以後的監測報告,因此本研究以 2007 年以後的個案為主。透過上述分析方法,我們總共在 530 天的強 MJO 事件中發現,臺灣有 473 天是屬於有

雨日(即臺灣全島平均日雨量 $\geq 0.1\text{mm/day}$)。其他相關的分析結果,將於第三章節作詳細說明。

三、結果與討論

本章節的討論安排如下。首先,我們將在第(一)小節中,檢視強 MJO 事件下,亞洲地區降雨的時空特徵,藉此找出在哪兩個 MJO 相位下,臺灣夏季降雨量會最大及最小。接著在第(二)小節中,我們將針對這兩個相位下的臺灣降雨特色變化進行分析,以瞭解 30~60 天季內振盪現象是如何影響臺灣降雨類型的變化。最後,我們將於第(三)小節中,針對第(二)小節的研究發現,進一步探討其影響機制。

(一) 強 MJO 事件下,亞洲地區降雨的時空特徵

過去學者觀察 30~60 天季內振盪所造成的對流活動時,經常會使用 OLR 的空間分布變化,呈現出對流中心位置的變動(Pohl and Matthews 2007; Zhang et al. 2009; Hung et al. 2014)。因此,為瞭解強 MJO 事件下,亞洲地區降雨的時間與空間分布特性,我們首先檢視經 30~60 天濾波後,強 MJO 事件下各相位之 OLR 變異量的空間分布合成圖(如圖 2)。圖 2 中,OLR 負值(正值)可表示該區域的對流活動為活躍(不活躍)。結果顯示,在 MJO 相位 1 時,對流中心主要位於熱帶印度洋海域,而對流不活躍區則位於孟加拉灣北部經南海並向東延展至西太平洋熱帶海域(圖 2a)。在相位 2 與相位 3 時,原位於赤道印度洋的主要對流中心出現向北移動的特徵,而南海至海洋大陸一帶的對流活動也開始活躍起來(圖 2b、2c)。到了相位 4 和相位 5 時,對流中心逐漸通過中南半島進入南海(圖 2d、2e)。接著在相位 6 和相位

OLR變異量(經30~60天濾波)

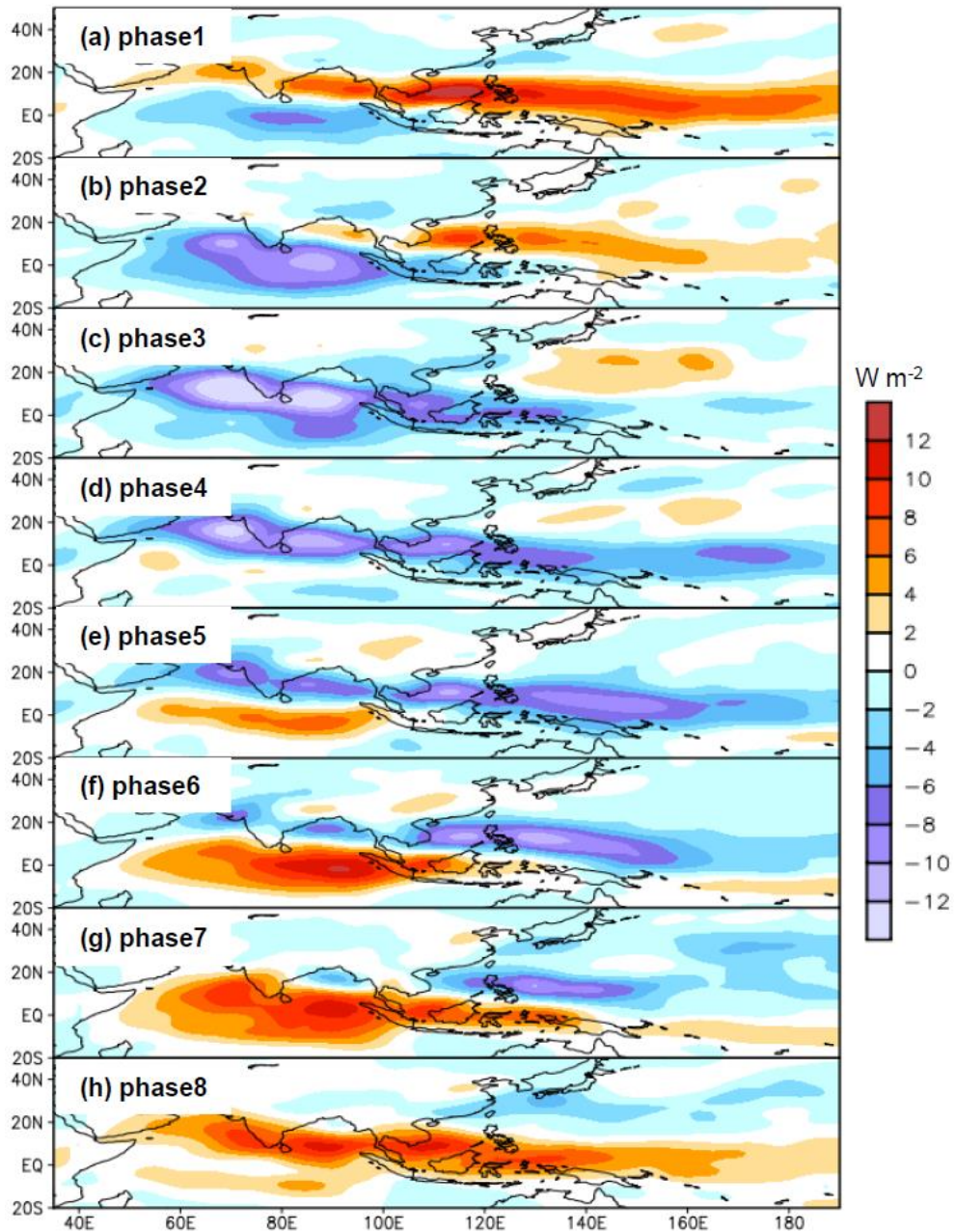


圖 2 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下，各 MJO 相位之外逸長波輻射變異量（OLR，經 30~60 天濾波）之空間分布合成圖。(a)~(h)分別代表 MJO 相位 1 至相位 8。

7 時，南海至赤道西太平洋海域對流區開始出現北抬的現象（圖 2f、2g）。當來到相位 8 時，除了巴士海峽至日本東南方海域尚有微弱的對流活動，印度洋、孟加拉灣經中南半島至赤道西太平洋全為對流不活躍區所覆蓋（圖 2h）。上述有關 OLR 的時、空分布特徵與 MJO 相位之關係，和 Zhang et al. (2009) 的研究結果相近似。顯示在強 MJO 事件下，當深對流東移至西北太平洋季風區時，對流活動會在相位 6~7 時出現向北移動的分量。若由此推測，30~60 天季內振盪對臺灣降雨影響最大的時期可能出現在相位 6~7。

為了驗證上述推測，我們接著檢視經 30~60 天濾波後，強 MJO 事件下各相位之 TRMM 3B42 降雨變異量的空間分布合成圖，其結果如圖 3 所示。比對圖 3 與圖 2，可知兩者在熱帶地區之深對流的活動中心位置大致相符，從相位 1 到相位 6 之間，熱帶地區的深對流活動，一路由印度洋東移至西太平洋地區，並在 MJO 相位 6（圖 3f）與相位 7（圖 3g）時，南海至赤道西太平洋海域降雨區域開始出現北抬的現象。值得注意的是，從圖 3 中清楚可見臺灣在相位 6~7 時的降雨是偏多，此與我們的推測相符合。

過去研究顯示，使用經驗正交函數(Empirical Orthogonal Function，簡稱 EOF)進行分析，可更清楚地掌握被分析變數的時間、空間分布特性(Huang and Wang 2017)。有鑑於此，此處我們更進一步針對圖 3 中 8 個相位的降雨合成圖進行 EOF 分析，相關結果如圖 4 所示。值得注意的是，由於是採用合成圖去進行 EOF 分析，因此圖 4 的相位時間序列不會有標準差的範圍。從圖 4a 中，可以清楚看到第一主分量約能解釋 59.6% 的降雨總變異度。再比對第一主分量（圖 4a）與第二主分量（圖 4b）的解釋度，則可發現第二主分量的

解釋度(32.7%)大約僅佔第一主分量的一半，由此可推知亞洲地區的降雨變化主要來自第一主分量。若針對第一主分量的空間分布(EOF1)分析，可推知亞洲地區降雨的主要變異區位於印度洋及西太平洋熱帶海域。這些結果與前人研究（鄒等 2003；Wheeler and Hendon 2004；徐等 2005）相符合。而依據第一主分量的相位時序變化(PC1)，則可清楚看到印度洋及西太平洋熱帶海域地區的降雨極值，會分別出現於相位 2 及相位 6。由於 EOF1 中顯示臺灣降雨的變化與西太平洋熱帶地區的降雨的變化一致（如圖 4a），我們推論臺灣夏季降雨在相位 2 時應為少雨、在相位 6 時應為多雨。

為更進一步印證上述推論，我們利用 TCCIP 所提供之臺灣時雨量網格化資料，比較在強 MJO 事件中，相位 2 和相位 6 下臺灣日平均降雨差異（如圖 5）。圖中我們可看到，整體而言日平均降雨量在相位 6 時明顯大於相位 2（如圖 5c，圓點區表示通過 90% 統計檢定）。若就空間分布特性來看，在相位 2 時，強降雨區主要位於西南部山坡地（如圖 5a），而相位 6 時，強降雨區主要位於東北部（如圖 5b）。過去文獻指出，午後熱對流降雨在中南部山區特別明顯，而颱風則對東北部降雨影響最大(Huang et al. 2016b)。由此我們推斷，在 MJO 相位 2 時，臺灣可能受午後熱對流（颱風）的影響會較相位 6 時多（少）。接著，為了證明以上推測，我們在下一小節中將針對 MJO 相位 2 及相位 6 下臺灣降雨類型進行分析。

(二) MJO 相位 2 和相位 6 時，臺灣降雨特色之變化

圖 6 為 2007 年~2015 年 6 月至 8 月期間在強 MJO 事件下，針對臺灣有雨日（即臺灣全島平

TRMM日降雨變異量(經30~60天濾波)

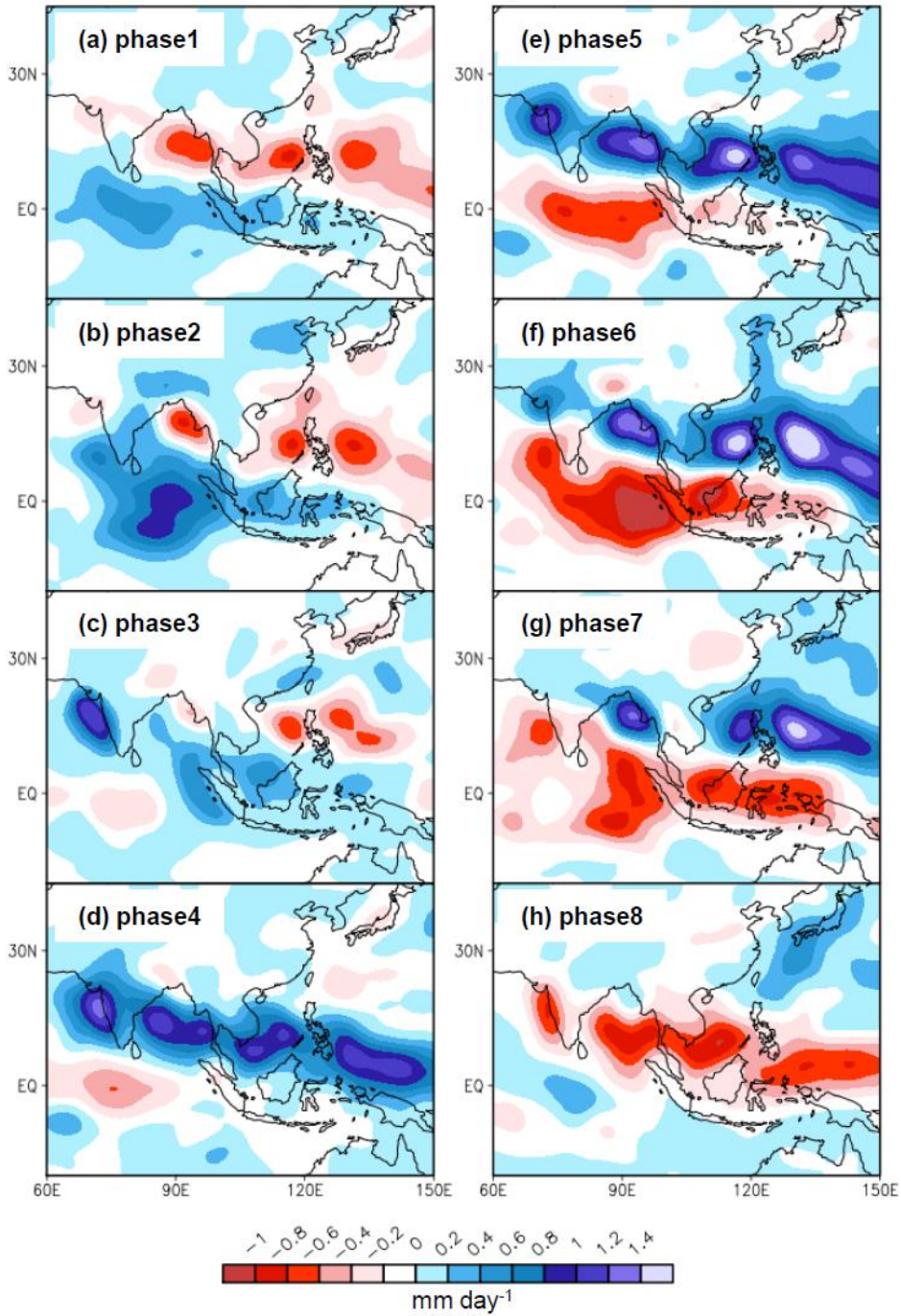


圖 3 2007~2015 年 6 月~8 月期間，強 MJO 事件下，各 MJO 相位之 TRMM 3B42 日降雨變異量（經 30~60 天濾波）之空間分布合成圖。(a)~(h)分別代表 MJO 相位 1 至相位 8。

TRMM 日降雨變異量 EOF 分析

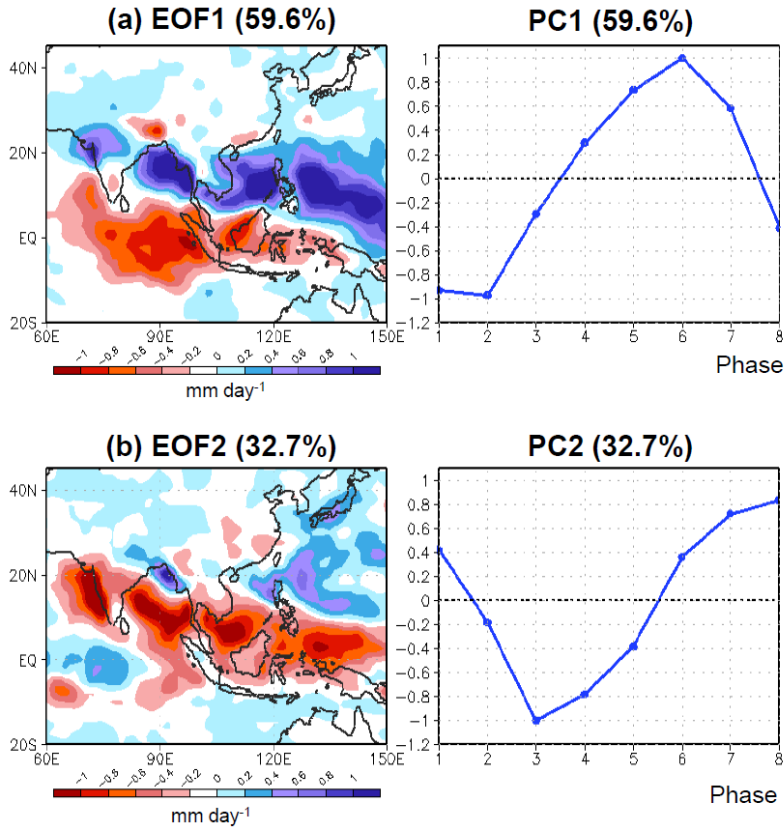


圖 4 針對 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下，相位 1~8 之 TRMM 3B42 日降雨變異量（經 30~60 天濾波），所作的經驗正交函數(EOF)分析：(a)為第一主分量的結果，(b)為第二主分量的結果。時間序列(PC)中 X 軸為 MJO 相位、Y 軸為振幅。

夏季日平均降雨量

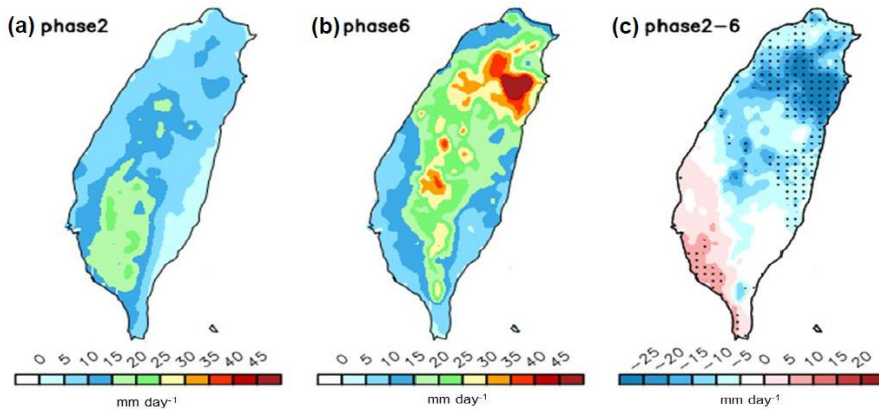


圖 5 2007~2015 年 6~8 月期間強 MJO 事件下臺灣日平均降雨空間分布圖：(a)為在 MJO 相位 2 之合成結果、(b)為在 MJO 相位 6 之合成結果、(c)為 MJO 相位 2 減去 MJO 相位 6 後之結果。圓點區域顯示有通過顯著性 90%檢定者。

平均降雨天數貢獻百分比

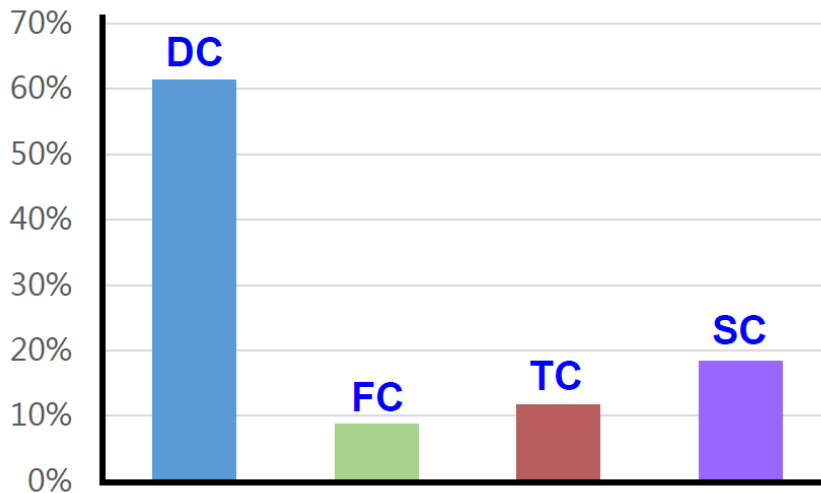


圖 6 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下，各天氣類型在臺灣的降雨天數對臺灣夏季總降雨天數的貢獻百分比。DC、FC、TC、SC 分別代表午後熱對流，鋒面、颱風與其它因西南氣流增強帶來的降雨。有關天氣事件分類方法，詳見第(二)章節。

均日雨量 ≥ 0.1 mm/day 者)的天氣系統分類，圖中百分比代表各天氣類型的降雨天數對於夏季總降雨天數的貢獻百分比

$$\left(= \frac{\text{強MJO事件中，各類型降雨天數}}{\text{強MJO事件中，JJA總降雨天數}} \times 100\% \right)$$

[有關降雨事件的分類標準，詳見第(二)章節]。此處不直接採用實際個案數，而是採用貢獻百分比進行討論，主要是因為相位 2 及相位 6 的個案數差異大(如圖 1)，因此以貢獻百分比比較能客觀表現不同類型降雨事件在該相位的發生機率。從圖 6 中可清楚看到，就強 MJO 事件而言，午後熱對流事件對於總降雨天數的貢獻，是所有天氣類型中最高的。值得注意的是，即便改變有雨日的定義為「臺灣全島平均日雨量 > 0 mm/day 者」時，所得到的四種天氣類型貢獻比例排序結果仍與圖 6 相同(圖未示)，此意味著四種天氣類型的貢獻比例排序並不因有雨日門檻值的變化而改變。若

針對強 MJO 事件下相位 2 與相位 6 中，各天氣類型對該相位的總降雨天數貢獻百分比

$$\left(= \frac{\text{強MJO事件中，相位2(6)各類型降雨天數}}{\text{強MJO事件中，相位2(6)JJA總降雨天數}} \times 100\% \right)$$

進行分析(如圖 7)，則發現午後熱對流的貢獻仍明顯高於其他三種天氣類型的降雨貢獻。這些現象與 Huang et al. (2016b)針對夏季氣候平均狀態分析探究的結果相類似。

若將圖 7 與圖 6 相互比對，可發現到在強 MJO 事件下「午後熱對流事件對總降雨天數之貢獻」在相位 2 時期(佔 65.19%)高於整體 8 個相位的平均值(佔 61.3%)。由於貢獻百分比的數值可視為該事件佔所有事件中的發生機率，因此可從圖 7 中推估，當 MJO 位在相位 2 時，臺灣出現午後熱對流事件的機率約為 65.19%。反之，當 MJO 位在相位 6 時，臺灣出現午後熱對流事件的機率約為 52%。換言之，若在相位天數相同的情

相位2 & 相位6 平均降雨天數貢獻百分比

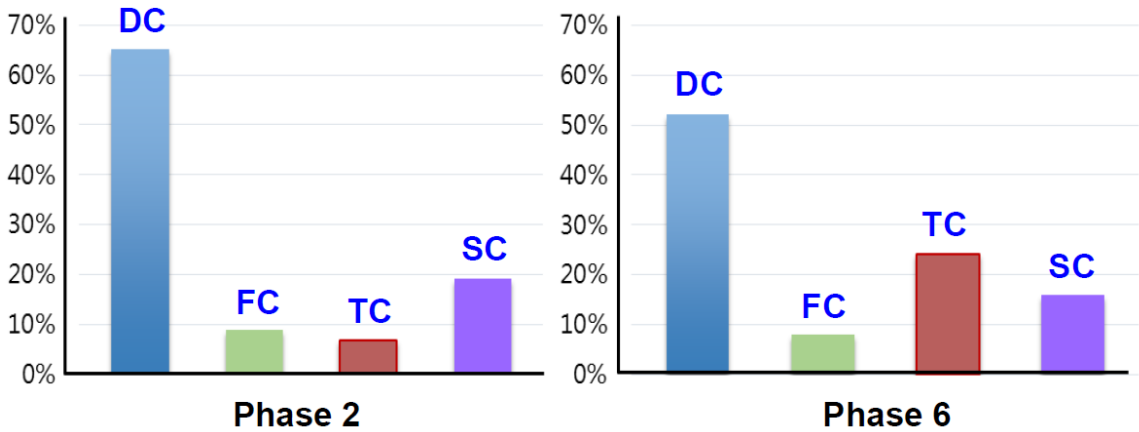


圖 7 類似圖 6，但為相位 2 與相位 6 時，各天氣類型對該相位的總降雨天數之貢獻百分比。

況之下，當 MJO 位在相位 2 時，臺灣出現午後熱對流事件的機率將較在相位 6 時高。此外，亦可從圖 7 中發現，「颱風降雨對總降雨天數之貢獻」在相位 6 時又比在相位 2 時有明顯增加的情形。由此推知，在相位天數相同的情況之下，當 MJO 位在相位 6 時，臺灣出現颱風降雨事件的機率將較在相位 2 時高。至於鋒面降雨及其它系統降雨對於總降雨天數的貢獻，結果顯示在相位 2 及相位 6 中則無顯著差異。值得注意的是，若比較各天氣類型的個案平均日降雨量，在圖 8 中顯示出颱風個案的平均日降雨量不論在相位 2 或是在相位 6 時，都大於其他三種天氣系統的日降雨量。且颱風個案的平均日降雨量在相位 6 時又比在相位 2 時有顯著增加的特徵。反觀午後熱對流、鋒面及其他類型的平均日降雨量，其在相位 2 和相位 6 中的差異皆不明顯。

然需補充說明的是，針對圖 6 的結果，若進一步比對「夏季整體（即不挑選強 MJO 事件）的降雨型態分類之貢獻百分比」與「強 MJO 事件下降雨型態分類之貢獻百分比」（如表 1），則可發

現，不論是「夏季整體」或是「僅挑選強 MJO 事件」，四種天氣類型的貢獻比例排序皆以 DC 最多、SC 次之、TC 第三、FC 最少，並不因樣本數門檻值的變化而改變。而針對圖 7 所呈現的現象，若進一步比對 MJO 相位 2 下，各降雨型態的貢獻百分比在「強 MJO 事件」與「夏季整體」的統計結果，可發現兩者的差異亦不明顯（如表 2）。至於在 MJO 相位 6 下，則由表 3 中可知，其各降雨型態的貢獻百分比在「強 MJO 事件」與「夏季整體」的結果差異雖較大，但不論就「強 MJO 事件」或是「夏季整體」而言，仍皆呈現出 DC 最多，TC 次之，SC 第三，FC 最少。由此可知，不論是針對「強 MJO 事件」抑或是「夏季整體」，四種天氣類型在相位 2 與相位 6 中的排序情況，同樣未因樣本數門檻值的改變而產生變化。這些資訊有助於瞭解「各天氣型態在強 MJO 事件下的發生機率」與「各天氣型態在以夏季整體為背景下的發生機率」，兩者有何差異。

另一方面，從過去研究中得知，臺灣在夏季期間一天當中大部份地區的強降雨主要發生在下

相位2 & 相位6 個案之平均日降雨量

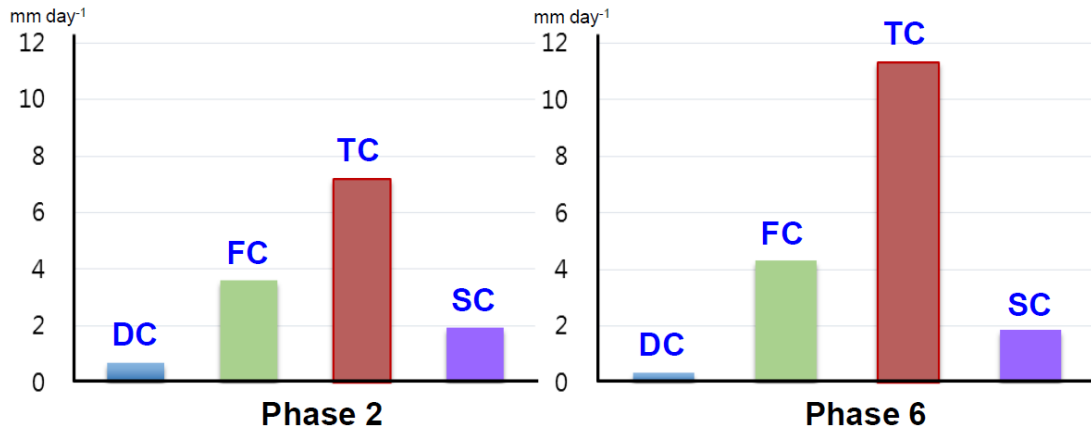


圖 8 類似圖 7，但為各天氣類型在相位 2、相位 6 時個案的平均日降雨量。

表 1 2007~2015 年 6~8 月期間，不同樣本數下，各天氣類型降雨天數對總降雨天數之貢獻百分比（8 個相位總合）。DC、FC、TC、SC 分別代表午後熱對流，鋒面、颱風與其它因西南氣流增強帶來的降雨。有關天氣事件分類方法，詳見第(二)章節。

樣本數條件	各天氣類型			
	DC	FC	TC	SC
夏季整體	61.38%	6.78%	13.69%	18.16%
強 MJO 事件（振幅 > 0.9）	61.31%	8.67%	11.63%	18.39%

表 2 與表 1 相似，但為 MJO 相位 2 下，各天氣類型降雨天數對總降雨天數之貢獻百分比。

樣本數條件	各天氣類型			
	DC	FC	TC	SC
夏季整體	65.41%	9.19%	6.49%	18.92%
強 MJO 事件（振幅 > 0.9）	65.19%	8.89%	6.67%	19.26%

表 3 與表 1 相似，但為 MJO 相位 6 下，各天氣類型降雨天數對總降雨天數之貢獻百分比。

樣本數條件	各天氣類型			
	DC	FC	TC	SC
夏季整體	59.66%	7.58%	17.39%	15.39%
強 MJO 事件（振幅 > 0.9）	52.0 %	8.0%	24.0%	16.0%

午 2 時至晚間 8 時，並於下午 4 時~5 時達到高峰，入夜後則逐漸消散(Chen et al. 1999; Kishtawal and Krishnamurti 2001)。對此，我們應用 EOF 分析於臺灣降雨日變化(diurnal variation)的特性上，試圖再次驗證「午後熱對流事件的發生機率在相位 2 時期高於相位 6」的推論。相關的 EOF 分析結果，如圖 9 所呈現。從圖 9a 中可發現，在相位 2 時第一主分量所掌握到的降雨日變化之時、空特性與上述前人研究結果相當近似。值得注意的是，由於在相位 2 時的第一主分量的解釋度已達 81.7%，遠大於第二主分量的解釋度（佔 4.6%，圖未示），這意味著此時期臺灣降雨變化大致可由第一主分量所描繪，也就是說在相位 2 時期，臺灣降雨變化主要由午後熱對流事件所主導。反觀在相位 6，雖然第一主分量分析結果也有午後熱對流的降雨特徵（如圖 9b），但其解釋度僅佔全部降雨變異量之 37.5%，顯示午後熱對流降雨系統對臺灣夏季總降雨之貢獻度，在 MJO 相位 6 時不如在相位 2 時大。透過以上分析，可再次呼應圖 7 中所展示「在相位 2 時午後熱對流系統對臺灣降雨之貢獻比在相位 6 時大」的結果。

在下一小節中，我們將針對相位 2 與相位 6 時之低層環境場進行分析，嘗試找出造成(1)午後熱對流事件發生機率在相位 2 時相對於在相位 6 時高，(2)颱風事件發生機率在相位 6 時相對於在相位 2 時高，以及(3)颱風個案之日平均降雨量在相位 6 時相對於在相位 2 時大，這三種現象的主要影響機制。至於鋒面及其他南來系統，由於在相位 2 與相位 6 下差異不明顯，在此不納入討論。

(三) 影響機制的探討

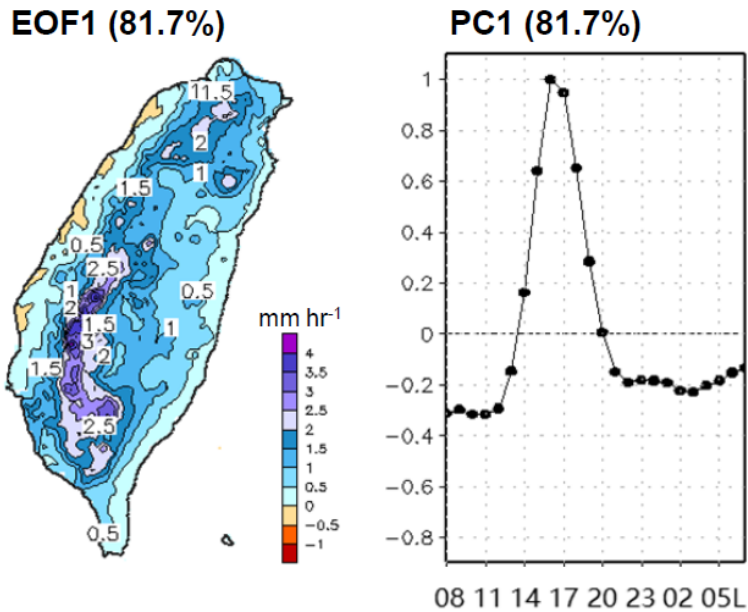
臺灣地狹山高、四面臨海，一年四季全島皆存在顯著的海陸風特徵。林和郭(1996)研究指出，

臺灣本島在白天時之海風環流為夏季午後熱對流發展的主要因素之一。因此，我們先就臺灣地面風場變化方面著手，探討造成相位 2 時午後熱對流事件發生機率在相位 6 時高的原因。圖 10a 為下午 2 時（即海陸風觸發午後熱對流發展之時刻）臺灣測站風場與下午 4 時（即圖 9 中降雨最大時刻）臺灣降雨在 MJO 相位 2 下之合成圖。在此，為了更突顯日變化特徵，我們所檢視的是變異場（即減去日平均值）的結果。由圖 10a 中可清楚地看到，在 MJO 相位 2 時，臺灣本島午後具有明顯的海風輻合結構，且午後最大的強降雨主要分布在西南部山區（通過 90%統計檢定）。上述降雨空間分布特色與圖 9a 所展示午後熱對流的降雨特色結果相符。再者，若將相位 2 與相位 6 相減，結果如圖 10b 所示，同樣顯示出海風輻合現象在相位 2 時是比較強。由過去研究(Huang et al. 2016a)得知，海風輻合的增強可導致臺灣午後熱對流發生頻率變得較為頻繁。由此論點可推論，「海風輻合在相位 2 時比在相位 6 時強」的現象是導致相位 2 時臺灣午後熱對流發生機率比較高的主要原因之一。

接著，我們進一步探討大尺度低層環境場的變化，試圖進一步瞭解午後熱對流發生機率在相位 2 較在相位 6 大的原因。由 850hPa 平均高度場與平均風場在相位 2 時之合成圖所示（如圖 11a），可以發現位於西太平洋的副熱帶高壓，其勢力在相位 2 時相對於在相位 6 時西伸，並向南北擴展。而由於高壓脊在相位 2 時伸向臺灣一帶，說明此時臺灣除了相對不易受到外來系統的影響之外，在天氣穩定晴朗的前提下，將較有利海陸風環流的發展，這部分與圖 10 結果相呼應。而在相位 6 時（如圖 11b），副熱帶高壓勢力東退，高壓脊北抬。與相位 2 相比下，原本侷限在中南半

逐時降雨 EOF分析

(a) Phase 2



(b) Phase 6

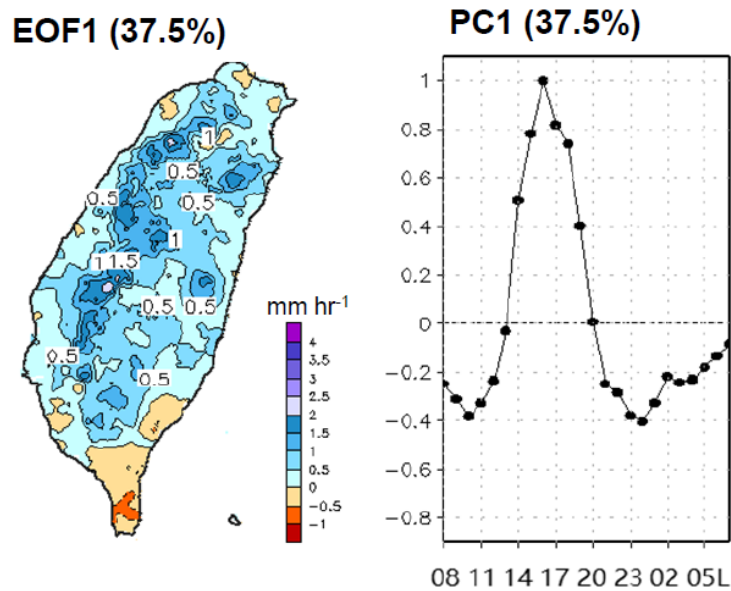


圖 9 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下臺灣逐時降雨距平 EOF 分析結果：(a)為相位 2 第一主分量結果，(b)為相位 6 第一主分量結果。時間序列(PC)中 X 軸為臺灣當地時間，Y 軸為振幅。

臺灣地面風場及降雨

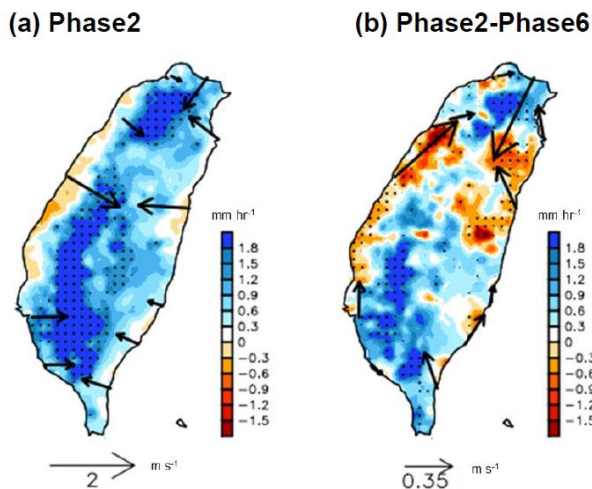


圖 10 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下，臺灣下午 2 時地面風場（黑色箭頭）與下午 4 時降雨（著色區）之空間分布：(a)為在 MJO 相位 2 之合成結果，(b)為 MJO 相位 2 減去 MJO 相位 6 後之結果。圖中風場和降雨是減去日平均值的結果。圓點區域顯示有通過顯著性 90% 檢定者。

850hPa 平均高度場和風場

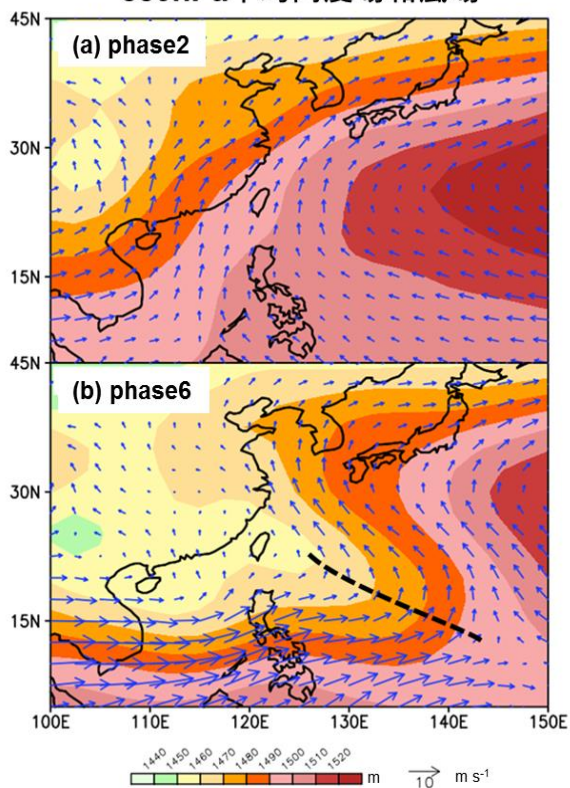


圖 11 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件下，850hPa 平均高度場（著色區）與水平風場合成：(a)為在 MJO 相位 2 之合成結果，(b)為在 MJO 相位 6 之合成結果。季風槽位置以黑色虛線示之。

島的熱帶季風槽，在相位 6 時不但增強、向東延展，季風槽更從臺灣東部外海向東南方延伸至熱帶西太平洋海域（如圖 11b 黑色虛線）。過去研究指出，西北太平洋地區的颱風有 8 成以上是來自夏季季風槽內(McBride 1995)。若由此推論，季風槽的增強是臺灣在相位 6 時相對容易受到颱風降雨影響的主要原因之一。

最後，我們檢視相位 2 和相位 6 下低層水氣的變化，嘗試找出究竟是何原因造成圖 8 中所顯示「颱風個案日平均降雨量在相位 6 時明顯大於相位 2」的結果。圖 12 為經 30~60 天濾波處理後，在 MJO 相位 2（圖 12a）及相位 6（圖 12b）下，臺灣附近(120°E)的南北向（0°~25°N 範圍）垂直比濕場分布變化的表現。比對圖 12a 與圖 12b，結果顯示 10°N 以北區域內的水氣，在相位 2 時原為水氣較少區（負值），但在相位 6 時則反

轉為水氣較多區（正值）。說明在相位 6 時，臺灣附近的水氣含量比在相位 2 時顯著增加。此外，由圖 12 中我們可以看到，當中又以 925hPa 處的水氣在相位 2 與相位 6 時之差異最為明顯。於是，我們再進一步分析相位 2 與相位 6 時期颱風降雨個案在 925hPa 處之比濕場和風場合成圖（如圖 13），則可發現，不同於相位 2，在相位 6 時大量水氣已隨西南季風由印度洋進入中南半島、南海，以及臺灣和呂宋島以東海域。朱等(2010)研究曾指出，中南半島至菲律賓一帶的高水氣通量，對於侵臺颱風的降雨存在著正貢獻，颱風容易伴隨強降雨。故可推知，在 MJO 相位 6 時颱風所帶來的降雨比在相位 2 時大的原因，主要是來自於在相位 6 時期，有較多的南來水氣傳輸到臺灣而造成的結果。

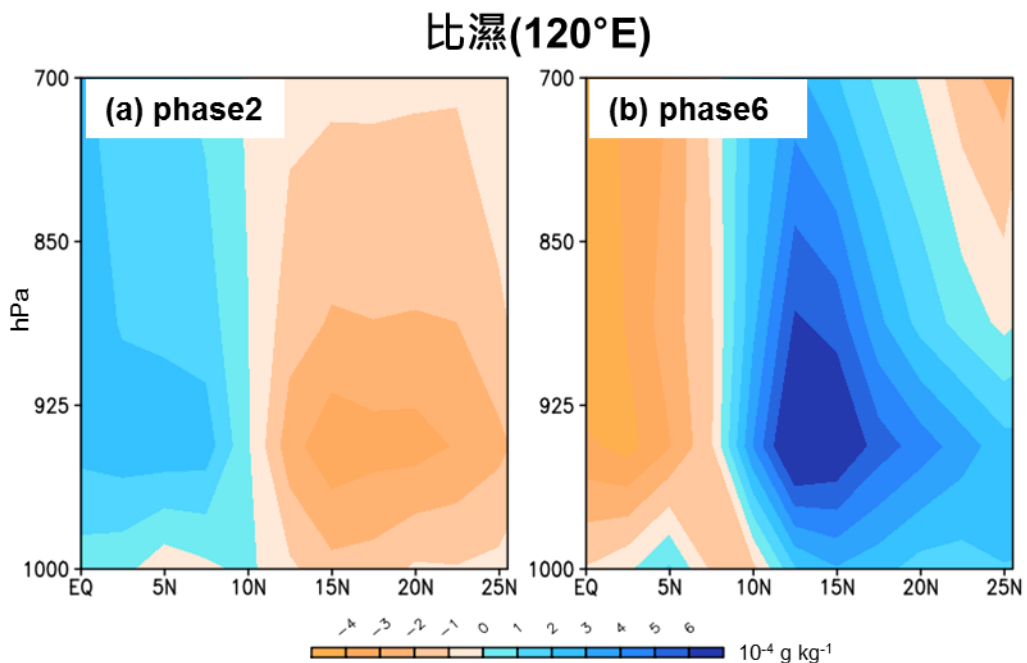


圖 12 2007~2015 年 6~8 月期間，在強 MJO 事件下，經 30~60 天濾波後之臺灣附近(120°E)南北向（0°~25°N 範圍）垂直比濕場分布變化：(a)為在 MJO 相位 2 之合成結果，(b)為在 MJO 相位 6 之合成結果。X 軸為緯度，Y 軸為高度。

颱風事件下925hPa比濕場和風場

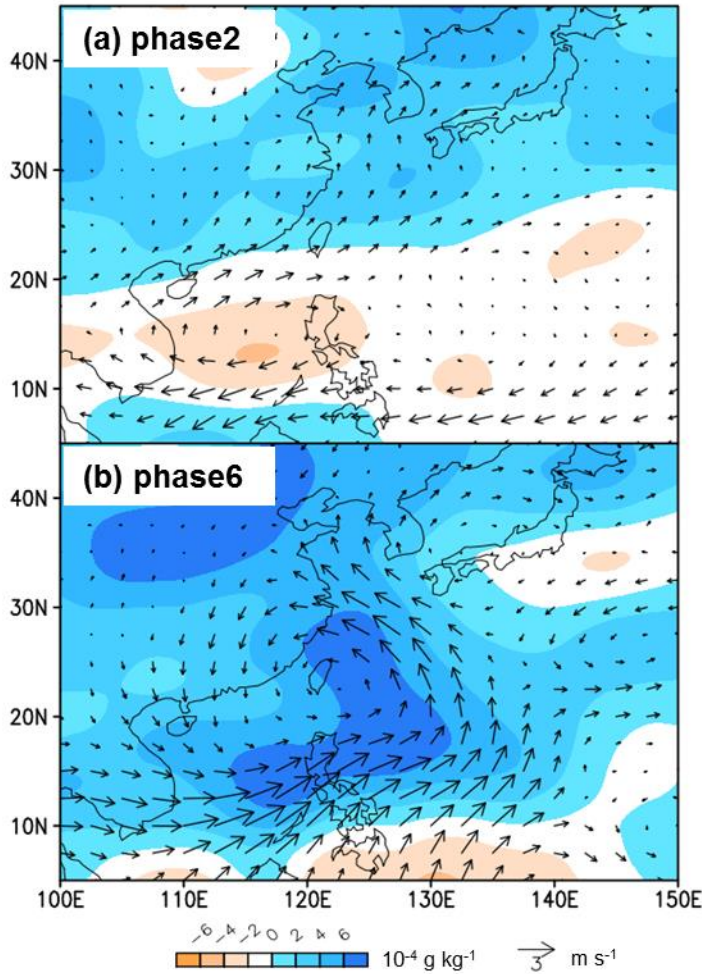


圖 13 2007~2015 年 6~8 月期間，強 MJO 事件中，針對颱風事件下 925hPa 比濕（著色區）與風場合成圖（經 30~60 天濾波）：(a)為在 MJO 相位 2 之合成結果，(b)為在 MJO 相位 6 之合成結果。

五、總結

本研究的主要目的是希望透過深入了解「強 MJO 事件下 30~60 天季內振盪變化與臺灣夏季降雨類型的關係」，進一步釐清「強 MJO 事件下大氣環流變化對臺灣午後熱對流降雨變化」造成的可能影響。研究結果顯示，強 MJO 事件下，當 MJO 對流中心在抵達中印度洋（相位 2）時，臺灣降雨偏少；而當 MJO 對流中心逐漸離開海洋大

陸進入西太平洋（相位 6）時，臺灣降雨則偏多。而在進一步針對「強 MJO 事件下，臺灣降雨型態在 MJO 相位 2 和相位 6 時期中的改變」這個議題進行分析時，則發現四種常出現的夏季降雨型態中（含午後熱對流降雨、鋒面降雨、颱風降雨、及其它因西南氣流增強帶來的降雨），僅午後熱對流及颱風降雨的發生機率，在 MJO 相位 2 和相位 6 時期出現明顯差異。平均而言，當 MJO 位於相位 2 時，午後熱對流降雨事件的發生機率較位於

相位 6 時大，颱風降雨事件的發生機率則在 MJO 位於相位 6 時比位於相位 2 時高。再者，本研究更發現，由於「西太平洋上空副熱帶高壓，在 MJO 相位 2 時期比在相位 6 時期西伸增強」，以及在「臺灣島上海陸風環流結構，在相位 2 時期又較相位 6 時顯著」這兩因素影響下，以致臺灣在 MJO 相位 2 時期出現午後熱對流天氣型態的機率高於相位 6 時期。反觀在相位 6 時期，由於有「夏季季風槽增強和南來水氣增加」的現象，除了提供颱風生成及發展的良好環境，也使得臺灣在颱風降雨的發生機率及日平均降雨量方面，在相位 6 時期比在相位 2 時期大。

以上的研究成果將有助於我們更加了解大氣環流場的季內振盪現象是如何影響臺灣夏季降雨特色變化。未來我們計畫進一步針對「30~60 天之季內振盪現象是如何影響臺灣其它季節降雨特色變化」這個議題進行探討。

致謝

感謝兩位審查者的寶貴建議，讓本研究的論述得以更加完整。本研究在科技部計畫 MOST 105-2119-M-003-002、MOST 105-2625-M-003-002、MOST 106-2625-M-003-002 及 MOST 106-2628-M-003-001-MY4 的資助下完成，特此感謝。

參考文獻

朱吟晨，吳宜昭，林李耀，2010：低層大氣水氣通量對颱風降雨的影響。2010 年中央氣象局天氣分析與預報研討會暨美華海洋大氣學會第五屆國際海洋大氣研討會，台北。6/28-6/30。

余嘉裕，涂建翊，許惠雯，2003：熱帶 30~60 天週期振盪：海面蒸發之角色。《大氣科學》，**31**，95-113。

吳靜軒，鐘珮瑄，隋中興，2016：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。《大氣科學》，**44**，33-56。

林熹閔，郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後熱對流之研究。《大氣科學》，**24**，249-280。

徐邦琪，鄒治華，柯文雄，許晃雄，2005：西太平洋地區颱風季內振盪年際變化之研究。《大氣科學》，**33**，29-48。

陳慶昌，嚴明鈺，王世宇，2007：臺灣與東亞之夏季季風降雨變化。《大氣科學》，**35**，305-352。

鄒治華，柯文雄，張卜仁，2000：利用 Wavelet 分析南海地區季內振盪與東亞夏季季風之研究。《大氣科學》，**28**，27-46。

鄒治華，徐邦琪，柯文雄，2002：台灣五一七月豪（大）雨之中長期變化與季內振盪。《大氣科學》，**30**，1-20。

鄒治華，柯文雄，徐邦琪，潘淑鈴，2003：東亞夏季季風期間季內振盪的年際變化。《大氣科學》，**31**，239-259。

盧孟明，1995：TOGA COARE IOP 期間大氣低頻擾動之特性。《大氣科學》，**23**，65-91。

Chen, T. C., M. C. Yen, J. C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System in Taiwan. *Bull. Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2299-2312.

- Chen, T. C., 2006: Variation of the Asian monsoon water vapor budget: Interaction with the global-scale modes. *The Asian Monsoon*, 417-457.
- Chen, T. C., and J. M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Monthly Weather Review*, **123**, 1295-1231.
- Chen, T. C., and M. Murakami, 1988: The 30–50 day variation of convective activity over the western Pacific Ocean with emphasis on the northwestern region. *Monthly Weather Review*, **116**, 892-906.
- Chen, T. C., S. Y. Wang, W. R. Huang, and M. C. Yen, 2004: Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. *Journal of Climate*, **17**, 744-762.
- Fudeyasu, H., Y. Wang, M. Satoh, T. Nasuno, H. Miura, and W. Yanase, 2010: Multiscale interactions in the life cycle of a tropical cyclone simulated in a global cloud-system-resolving model. Part I: Large-scale and storm-scale evolutions. *Monthly Weather Review*, **138**, 4285-4304.
- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, D. B. Wolff, R. F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. P. Bowman, and E. F. Stocker, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 38-55.
- Hung, C. W., and H. H. Hsu, 2008: The First Transition of the Asian Summer Monsoon, Intraseasonal Oscillation, and Taiwan Mei-yu. *Journal of Climate*, **21**, 1552-1568.
- Hung, C. W., H. J. Lin, and H. H. Hsu, 2014: Madden – Julian oscillation and the winter rainfall in Taiwan. *Journal of Climate*, **27**, 4521-4530.
- Huang, W. R. and S. Y. Wang, 2017: Future Changes in Propagating and Non-propagating Diurnal Rainfall over East Asia, *Climate Dynamics*, **49**, 375-389.
- Huang, W. R., Y. H. Chang, C. T. Cheng, H. H. Hsu, C. Y. Tu, and A. Kitoh, 2016a: Summer convective afternoon rainfall simulation and projection using WRF driven by global climate model. Part I: Over Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, **27**, 659-671.
- Huang, W. R., Y. H. Chang, H. H. Hsu, C. T. Cheng, and C. Y. Tu, 2016b: Dynamical Downscaling Simulation and Future Projection of Summer Rainfall in Taiwan: Contributions from Different Types of Rain Events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 13973-13988.
- Huang, W.-R., and Y.-H. Chang, 2017: Impact of Boreal Summer Intraseasonal Oscillations on Warm Season Diurnal Convection Activity in Taiwan. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.5326 (in press)
- Hartmann, D. L., and E. D. Maloney, 2001: The Madden – Julian oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part II: Stochastic barotropic modeling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 2559-2570.

- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, D. B. Wolff, R. F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. P. Bowman, and E. F. Stocker, 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 38-55.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30~50 day mode at 850mb during MONEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 2088-2095.
- Kishtawal, C. M., and T. N. Krishnamurti, 2001: Diurnal variation of summer rainfall over Taiwan and its detection Using TRMM observations. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 331-344.
- Kemball-Cook, S., and B. Wang, 2001: Equatorial waves and air – sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *Journal of Climate*, **14**, 2923-2942.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: Ncep – doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631-1643.
- Lau, K.-M., and P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40~50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Monthly Weather Review*, **114**, 1354-1367.
- Liebmann B. and C. A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 1275-1277.
- Lawrence, D. M., and P. J. Webster, 2002: The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 1593-1606.
- Lee, J. Y., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I. S. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Climate Dynamics*, **40**, 493-509.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50-day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the Tropics with a 40-50-day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1109-1123.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Monthly Weather Review*, **122**, 814-837.
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, **693**, 63-105.
- Pohl, B., and A. J. Matthews, 2007: Observed changes in the lifetime and amplitude of the Madden–Julian oscillation associated with interannual ENSO sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, **20**, 2659-2674.

- Pohl, B., Y. Richard, and N. Fauchereau, 2007: Influence of the Madden–Julian oscillation on southern African summer rainfall. *Journal of Climate*, **20**, 4227–4242.
- Salby, M., L., and H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2207–2224.
- Teng, H., and B. Wang, 2003: Intrannual Variations of the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation in the Asian-Pacific Region. *Journal of Climate*, **22**, 3572–3584.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **44**, 43–61.
- Wheeler, M., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917–1932.
- Wang, S. Y., and T. C. Chen, 2008: Measuring East Asian summer monsoon rainfall contributions by different weather systems over Taiwan. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2068–2080.
- Wang, S. Y., H. H. Chia, R. R. Gillies, and X. Jiang, 2013: Quasi-biweekly mode and its modulation on the diurnal rainfall in Taiwan forecasted by the CFS. *Weather and Forecasting*, **28**, 981–993.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern hemisphere summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **57**, 227–242.
- Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30–40 day period in the fluctuations during the summer monsoon over India. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **58**, 225–229.
- Zhang, L., B. Wang, and Q. Zeng, 2009: Impact of the Madden–Julian oscillation on summer rainfall in southeast China. *Journal of Climate*, **22**, 201–216.

Impact of 30~60 day Intra-seasonal Oscillation on the Characteristics of Summer Rainfall in Taiwan

Mei-Yun Tsai Wan-Ru Huang

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 3 August 2017 ; in final form 9 December 2017)

ABSTRACT

This study investigates the influence of the 30~60 day intra-seasonal oscillation on the characteristics of summer (June to August) rainfall in Taiwan during 2007~2015. Analyses focus on the changes of rainfall types in Taiwan for the stronger Madden-Julian oscillation (MJO) events (defined as MJO index greater than 0.9). Results show that Taiwan has less precipitation when MJO is in phase 2 (i.e. the active convections located over the middle tropical Indian ocean), and has more precipitation when MJO is in phase 6 (i.e. the active convections located over the tropical Pacific Ocean). Diagnoses show that affected by the intensification of western Pacific subtropical high and the intensification of island-scale diurnal circulation, the percentage of diurnal convection events to the total rainfall events is larger in Taiwan when MJO is in phase 2 than in phase 6. In contrast, due to the intensification of monsoon trough and the intensification of southerly moisture supply over the East Asian-western North Pacific region, both (1) the percentage of tropical convection events to the total rainfall events and (2) the intensify of typhoon type of rainfall are larger in Taiwan when MJO is in phase 6 than in phase 2. These findings can help us understand how the 30~60 day intra-seasonal oscillation identified by the MJO index impact on the characteristics of summer rainfall in Taiwan.

Key Words: 30~60 day intra-seasonal oscillation, Summer rainfall types, Taiwan.

doi: 10.3966/025400022017094503003