從亞澳及西北太平洋季風觀點探討臺灣氣候年雨型辨識方法

盧孟明^{1,2*} 劉品誼^{1,2}

¹中央氣象局氣象科技研究中心 ²資拓宏宇國際股份有限公司氣象科技事業處

(中華民國一〇六年八月二十二日收稿;中華民國一〇六年十一月二十三日定稿)

摘要

聯合國政府間氣候變遷委員會(IPCC)在 2013 年公佈的氣候變遷科學報告的區域氣候章節指出夏季 是豐兩期冬季是枯兩期是判斷季風區域的基本法則。而在全球氣候變遷的影響下,豐枯對比是否日趨強 烈?答案關係到全球 70%人口的生計與糧食生產。臺灣位處東亞與西北太平洋季風區,須密切監測年兩 型變化並適時提供兩型變化的氣候分析詮釋結果供各界參考。為此,本文提出適用於臺灣的多年平均氣 候以及單一年份的年雨型定義方法,以 6 個基本特徵值和一個導出量描述年兩型特性。結果發現臺灣年 兩型年際變化明顯,但影響因子甚多,不歸屬於亞澳與西北太平洋季風區內任單一區域季風,因此也不 似亞澳與西北太平洋年兩型在夏季的開始和結束都深受聖嬰現象(ENSO)影響。另外還發現臺灣的季風 特徵明顯程度與豐兩期開始時間早晚有關,豐兩期開始時間越早乾濕期對比越明顯,但影響豐兩期開始 時間早晚的主要因素並非聖嬰現象或與聖嬰現象高相關的亞澳與西北太平洋季風區兩量變異的第一、二 主模態,反而是與大氣底層的溫度變化關係不大第三、四個主模態和臺灣兩量的相關性較高,表示影響 臺灣的因素以大氣內部擾動為主,了解或推估臺灣年兩量變化無疑是加倍困難。不過,IPCC 報告指出 的若冬季是 ENSO 冷相位(La Niña)的該年的豐枯對比往往比冬季是 ENSO 暖相位(El Niño)的年份更明 顯,這方面臺灣有與東亞季風類似的年際變化。建議未來應加強臺灣年兩型監測,分析詮釋臺灣年兩型 變動與全球氣候與海表面溫度變化以及亞澳與西北太平洋季風變異主要模態的關係。 關鍵字:臺灣氣候、東亞與西北太平洋季風、亞澳季風、全球季風、年兩型

一、前言

地球表面由海洋與陸地組成,由於海洋和陸 地熱容量的巨大差異使得二者對太陽輻射能量的 吸收程度大不相同,夏半年因日照時間較長陸地 上易形成熱低壓,冬半年因日照時間較短加上冰 雪覆蓋的影響陸地上易形成冷高壓,海陸差異形 成的季節性環流變化是構成季風氣候的基本因素 (Liang et al., 2005)。上世紀七0年代前季節性風 向變化是定義「季風」的主要考慮(Ramage 1971), 然而由於季風區往往也是雨量豐沛的區域,降雨 對經濟社會和民生的影響遠大於風向變化,近年 來不論是短期氣候預報或氣候變遷推估都以降雨 為季風研究的重點。 季風降雨分為全球季風(global monsoon)和區

域季風(regional monsoon),前者是後者的整體表現(Trenberth et al., 2000, Wang et al., 2012)。全球季風雨量變化反映熱帶降雨和哈德里環流(Hadley circulation, HC)的變化(Wang et al., 2008), 作為代表地球氣候系統季節循環的指標。Wang et al. (2012)以南北半球各自的夏季雨量與冬季雨量差異值大於 2 mm/day 且占年平均雨量 70%以上的地區定為季風區,將全球分為 7 個季風區(Figure 14.3 in Christensen et al., 2013),分布在各洲陸地及鄰近海洋上。圖 1 是根據 Wang et al. (2012)的定義,使用 1981~2010 年全球雨量資料 (GPCP, Global Precipitation Climatology Project)繪製的全球季風區,分別有北美(North America



圖 1 南北半球各自的夏季雨量與冬季雨量差異,並以年平均雨量作標準化(陰影)。根據 Wang et al. (2012)以南 北半球各自的夏季雨量與冬季雨量差異值大於 2 mm/day 且占年平均雨量 70%以上的地區定為季風區(黑 線)。黑字標示各區域代號北美(North America Monsoon System, NAMS)、南美(South America Monsoon System, SAMS)、北非(North Africa, NAF)、南非(South Africa, SAF)、南亞(South Asia, SAS)、東亞(East Asia, EAS)、澳洲(Australian-Maritime Continent, AUSMC)、南半球中太平洋(Central South Pacific, CSP)。

Monsoon System, NAMS)、南美(South America Monsoon System, SAMS)、 北非(North Africa, NAF)、南非(South Africa, SAF)、南亞(South Asia, SAS)、東亞(East Asia, EAS)、澳洲(Australian-Maritime Continent, AUSMC)等季風區,後三個季 風區組成的亞澳季風(Asian-Australian Monsoon) 系統是範圍最大影響最廣的區域季風系統。季風 區域判斷乃是按降雨年循環(annual cycle)雨量分 布特徵明顯集中在太陽輻射較強的夏半年決定。 圖 1 看到南半球中太平洋(Central South Pacific, CSP)年雨型分析結果有雨量明顯集中在夏季的 特徵,但是因為該地的雨季受海陸差異影響不大, 判斷為不符合季風的基本條件(Lin et al., 2014)。 本文採用 Wang et al. (2012)和 Lin et al. (2014)的 定義,認為全球季風的辨識除了要求雨量須明顯 集中在夏季,雨季的開始和結束也必須在明顯受 海陸差異影響的範圍內。

雨量是否明顯集中在夏季由該地的年雨型 (annual rainfall pattern)決定。年雨型是一個地方的 降雨氣候顯示的一年當中雨量隨如何時間變化的 固有特徵,是區域水文氣候的基本特性。近三十 年氣候研究以氣候數值模式為主要工具,數值模 式能否掌握年雨型是檢驗模式降水模擬能力的基 本校驗項目之一(卓與盧,2009),尤其在季風區 域,若想知道雨季長度是否會因全球氣候變遷改 變必須先瞭解該模式有沒有正確模擬年雨型的能 力。Sperber et al. (2013)使用以候(pentad)為單位的 氣候平均資料判斷夏季季風雨型的 4 個時間要 素:開始(onset)、尖峰(peak)、結束(withdrawal)的 時間和豐雨期長度(duration)。判斷步驟為先求取 逐候雨量的多年平均氣候值,再將每一候的資料 减除一月平均值代表夏季與冬季間的雨量差值, 北半球的格點以 5~9 月期間最早出現雨量差值 超過 5mm/day 的候作為豐雨期的開始時間,期間 出現候雨量最大值的時間定為尖峰,豐雨期雨量 降到差值低於 5mm/day 的時間定為結束。由於 Sperber et al. (2013)是為模式相互比較提出的方 法,沒有考慮到實際應用的困難,例如:以5 mm/day 當作門檻值是否合適,如果不用多年平均 氣候值是否還能判斷夏季季風雨型的時間要素, 這些是運用到實際現象時必須面對的問題。為改 善使用固定雨量門檻值當做判斷標準的缺點, Sperber and Annamalai (2014)提出用全年雨量為基 底計算逐月雨量累積速率(fractional accumulated precipitation)法, Tung et al. (2014)則建議用濾除高 頻變化之後的候雨量氣候值(CPM, climatology pentad mean)和一月總雨量氣候平均的差值相對 於全年總雨量的比例(RPI, ratio of monsoon precipitation index)的累積分布函數(CDF, cumulative distribution functions)作為判斷依據,對 照模式與觀測 RPI 的 CDF 可求取與觀測雨量 5mm/day 相當的模式門檻值作為判斷模式模擬的 季風雨期開始時間,降低因模式雨量系統性偏差 造成不合理的判斷結果。然而,這些仍是為氣候 模式相互比較研究設計的改進,監測分析實際氣 候現象必須面對的問題依然存在。

本文採用和前人研究類似的圖像概念提出多 年氣候平均的年雨型特徵的客觀辨識方法,並另 外設計了適合臺灣的單一年份實時(real time)雨 量監測分析的年雨型辨識法,繼而說明如何運用 這些方法分析臺灣年雨型年際變化和亞澳與西北 太平洋季風甚而全球海溫變異的關係。臺灣降雨 氣候從地理位置來說屬於東亞季風系統。東亞季 風的南北範圍涵蓋甚廣(圖1),東北亞與東南亞 的夏季降雨影響因子也不盡相同。仔細觀察圖 1 可看到在臺灣北方中國大陸與琉球群島之間的東 海上方有一小塊區域的降雨不滿足季風條件,也 就是夏季和冬季雨量差異不夠顯著,這個特徵在 其他全球格點再分析資料也相當明顯(Lin et al., 2014),表示臺灣的特殊地理位置使得本地的年雨 型不能以任何季風系統替代,卻又與亞澳及西北 太平洋季風區的各區域季風(SAS、EAS、AUSMC) 都脫離不了關係。

本文擬回答兩個科學問題:

- 符合多年平均降雨特徵的臺灣單一年份降雨年
 雨型如何定義?
- •臺灣年雨型年際變化與亞澳與西北太平洋季風 以及聖嬰現象(ENSO)有何關係?

使用的資料和分析方法將在第二章介紹,第 三章討論臺灣年雨型的年際變化與季風的關係, 第四章以聖嬰現象為主軸討論臺灣年雨型年際變 化與全球海溫的關係,第五章是最後的總結討論 與結論。

二、資料與分析方法

(一) 資料

本文分析的資料為臺灣測站與全球格點資 料。臺灣測站資料使用了 13 個氣象局有人員觀測 的平地氣象站資料 1979~2014 年逐日資料,這 13 個測站(淡水、基隆、臺北、新竹、臺中、臺 南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、成功、臺東、大 武)的設站時間都在 1951 年以前,觀測資料適於 氣候研究。全球格點資料使用了美國 NASA 支持 的全球降水氣候計畫(GPCP)第 2.2 版(version 2.2) 雨量資料,以及 NCEP/NCAR 重分析(Reanalysis) (Kalnay et al., 1996)之日平均水平風場資料,經緯 網格點為 2.5°×2.5°。使用的層場與變數有 200hPa 、850hPa、925hPa 風場(UV200, UV850, UV925)、
500hPa 重力位高度場(H500)、地表上 2 公尺氣溫場(T2m)、海平面氣壓場(SLP)。另外也使用了
NOAA 提供的外逸長波輻射(OLR, Outgoing Longwave Radiation)資料判斷熱帶對流運動的活躍區域,以及海表面溫度(SST, Sea Surface Temperature)逐日資料(NOAA OISST v2)。

(二)年雨型判斷方法

1. 氣候平均年雨型

由於臺灣降雨屬於季風氣候,本文的年雨型 特徵辨識方法參考 Sperber et al. (2013, 2014)使用 以候(pentad)為單位的累積雨量,按時間和雨量特 徵 6 個要素描述雨型,在時間特徵值方面包括豐 雨期的開始、尖峰、結束,在雨量方面包含豐雨 期的總雨量、占全年雨量比例、最大降雨等3個 要素。根據 1981~2010 年 13 個臺灣平地測站製 作的雨量全年分布(圖2)顯示臺灣降雨氣候有 雙峰結構,第一峰值出現在第 31-33 候(5月 31 日~6月14日), 第二峰值出現在第44-51候(8 月4日~9月12日),前者出現在台灣的梅雨季 而後者出現在西北太平洋的颱風最活躍期間。圖 2 顯示的是單候雨量扣除一月平均雨量之後的相 對降雨率(Relative Rainfall Rate), 若以 Sperber et al. (2012)提出的 5mm/day 為門檻值則雨季開始時 間在第 29 候結束時間在第 55 候,和圖中顯示的 雨型相當契合,可見臺灣降雨氣候相當接近廣義 季風雨特徵。圖 2 也顯示了以格點化全球雨量氣 候資料(GPCP)取 120°E-122.5°E 和 22.5°N-25°N 的經緯度範圍代表臺灣和臺灣測站資料的比較, 看到兩種兩量表現的特徵非常相似,第一與第二 峰值時間幾乎完全相同,但在春季(第15-25候) GPCP 相對降雨率略高於測站而在秋季(第51-65



圖 2 臺灣測站及網格資料(GPCP)的 1981-2010 年氣候平均臺灣相對降雨率年循環,以及豐兩期的開始時間(Po) (第一個圓點)、峰值時間(Pp)(方形)、結束時間(Pw)(第二個圓點)。橫軸為候(pentad),縱軸為相對降 兩率(nm/day);紅線為網格資料(GPCP),藍線為臺灣測站資料。圖例的 Dur.表示豐兩期總兩量佔全年總兩 量比例(Rr), Correlation 則表示兩筆資料相對降雨率的相關係數。

候)測站的相對降雨率高於 GPCP。

根據多年平均的氣候特性(圖2),本文決定 以簡單的0.5倍的相對降雨率峰值(Pm)作為門檻, 定義相對降雨率(Pr)超過0.5*Pm的第一候為豐雨 期的開始(onset),在峰值之後雨量低於0.5*Pm的 第一候為豐雨期的結束(withdraw)。以臺灣地區來 說,測站資料的0.5*Pm相對降雨率為4.1mm/day, GPCP 則為5.1 mm/day。臺灣多年氣候平均雨量 年雨型特徵值辨識流程整理在圖3,此流程亦可 應用在使用更多雨量觀測資料判斷的雨型氣候特 徵值。

2. 單一年份年雨型

前人提出的年雨型辨識方法並不是為區域氣候監測分析而是為評比全球氣候模式的模擬能力

及氣候變遷推估應用而設計,而氣候變遷推估研 究以氣候平均狀態變遷為重點(盧等 2012,陳等 2014),和氣象業務單位必須對每年實際發生的氣 候現象提出監測數據和詮釋分析(盧與陳 1995a,b ; 盧與潘 1995; 盧與羅 2006; 羅與盧 2008; 李 與盧 2014)的氣象服務的重點不盡相同。本研究 衡量後者業務需要,提出可反映臺灣氣候特性又 不脫離亞澳及西北太平洋季風環境的年雨型辨識 法。雨量豐枯對比明顯是季風區的特色,也是定 義年雨型的基本條件,辨識方法必須依循這樣的 原則設計,最難拿捏的部分就是判斷豐雨期的開 始和結束的門檻。降雨變化經常受到中小尺度擾 動的影響,用 30 年氣候平均值計算 Pr 和判斷 Pm 的程序相當簡單,但是對於單一年份的小區域雨 量資料判斷年雨型特徵值卻相當困難。為使本研

I.	資料前處理 Data pre-process	 計算多年平均候雨量氣候值 make pentad rainfall climatology 計算候雨量和1月(1-6候)平均雨量的差值定為相對降雨率(Pr) calculate the difference between the pentad and January mean rainfall amount, defined as the relative rain rate Pr
Ш.	決定年雨型特徵值:尖峰候(Pp)和尖峰雨 量(Pm) Determine 2 characteristic values of the annual rainfall pattern: the pentad (Pp) and rainfall amount (Pm) of the maximum pentad rain	 將Pr的全年最大值出現的候定義為尖峰候Pp Pp: the pentad with the maximum pentad rain Pp的雨量是尖峰雨量Pm Pm: the rainfall amount of the maximum pentad rain
111.	根據Pm決定其他4項年雨型特徵值,豐雨 期期的開始和結束時間,濕期雨量及占全 年比例 Determine the other 4 characteristic values of the annual rainfall pattern, which are the the wet onset and withdraw pentads of the wet period and the wet period rainfall amount and percentage rainfall of the annual totals.	 將第1候之後的第1個大於0.5*Pm的候定義為豐兩期期開始時間(Po) Po: the first pentad with the rainfall amount > 0.5*Pm is the onset pentad Po 將Pp之後第1個小於0.5*Pm的候定義為豐兩期結束時間(Pw) Pw: the first pentad after Pm with the rainfall amount < 0.5*Pm is the withdraw pentad 將Po至Pw期間定為豐兩期,定義Rm為豐兩期總雨量 Rm: the rainfall totals during the wet period (Pw-Po) 定義Rr為Rw占全年總雨量比例 Rr: the percentage of wet period rainfall in the annual totals

圖 3 多年氣候平均的年雨型特徵值辨識流程。

究成果可應用在臺灣實時(real time)降雨氣候監 測與分析,本文以 60 年(1951~2010)臺灣測站資 料和 30 年(1981~2010) GPCP 雨量資料為基礎設 計修改了氣候辨識法,提出適用於單一年份雨量 資料的臺灣年雨型判定方法,做法如下。

首先,按每一年的候雨量資料和1月總雨量 差值決定該年在5~10月之間的候雨量峰值(Pm) 以及該峰值的時間(候)(Pp),再以60或30年 候雨量峰值(Pm)排序的第25百分位(PR25)作為 參考值(Ppr25),定義每年第19候(4月1~5日) 之後第一個候雨量超過0.5*Ppr25的前一候為豐 雨期開始(onset)(Po),而在每年候雨量峰值之後的 最後一候雨量高於0.5*Ppr25之後的那一候為豐 雨期結束(withdraw)(Pw),豐雨期長度(duration) (Dr)定義為自開始到結束以候為單位的時間長度 (Pw-Po),豐雨期總雨量為Rm,豐雨期雨量占全 年比例以 Rr 表示。依此,單一年份的年雨型是由 6個基本特徵值定義: Pp, Po, Pw, Pm, Rm, Rr, 以 及一個導出量 Dr 描述,前 3 個特徵值在描述關 鍵時刻的時間,後 3 個特徵值在描述刻畫雨型的 雨量特徵, Dr 則是豐雨期時間長度。由於臺灣面 積甚小,單一年的雨型有些年相當接近氣候平均 值的圖像但也有一些年份和氣候平均值差異甚 大,尤其是季內震盪明顯的年份夏季往往有數個 峰值和明顯的季風中斷(break)現象造成判斷豐雨 期結束時間的困擾,因此單一年份的年雨型辨識 方法和多年氣候平均雨型稍有不同。

圖 4 是分別以 60 年(1951~2010)臺灣測站資 料和 30 年(1981~2010)的臺灣測站及 GPCP 雨量 資料獲得的 Pm 排序盒鬚圖。首先看到 60 年和 30 年測站資料的 Pm 最大值相同,表示最大值出現 在 1981 年之後,兩組資料的 Pm 中位數和 PR75



圖 4 臺灣測站資料 60 年與 30 年及網格資料(GPCP) 30 年降雨率尖峰時間的雨量(Pm)盒鬚圖。橫軸左至右分別 為臺灣測站 1951~2010 年、臺灣測站 1981~2010 年、GPCP 1981~2010 年, 縱軸為 Pm (mm/day)。

相當接近,但 60 年的 PR25 和最小低值都於 30 年,表示 1981 年之前觀測到的 Pm 的最小值低於 1981 年之後。GPCP 資料與測站資料在 Pm 最大 值的差異比較明顯,測站資料高於 GPCP 資料, 但兩組資料的中位數和 PR25 差異不大。若以單 一年份 Pm 作為判斷該年豐兩期的開始和結束時 間的參考值,在一些 Pm 偏低的年份兩型判斷結 果並不合理,嘗試多種 Pm 規範方式後發現以氣 候基期獲得的 Pm 百分位 PR25 作為年雨型圖像 的候雨量峰值而以 0.5*PR25 作為豐兩期的雨量 門檻值獲得的年雨型特徵值得到的年雨型相當合 理,不致於偏離氣候特徵太遠也可減小在 Pm 偏 低年份不易判斷豐兩期的開始和結束門檻的困 擾。氣候基期的最小長度以 30 年為宜,在第五章 將繼續討論研究結果的作業應用和氣候基期長度 對年雨型判斷的影響並針對氣象服務應用提出做 法建議。

三、臺灣年雨型年際變化

(一) 氣候特徵

臺灣年雨型氣候特徵整理在表 1。年雨型特 徵值對氣候基期的敏感程度可從分析臺灣 13 個 平地站計算自 1951 年至 2010 年每次滑動 10 年 的 30 年氣候基期獲得的特徵值差異得知,表 1 顯 示 1990 年以前的特徵值隨氣候基期的變化甚微, 1990 年以後則有明顯變化。在時間性的特徵(Po,

Climate Period	Po (pentad)	Pp (pentad)	Pw (pentad)	Dr (pentad)	Pm (mm/day)	Rr (%)	Rm (mm)
Taiwan Station							
1951~1980	29	32	57	28	8.3	61	1325
1961~1990	29	31	57	28	8.4	61	1325
1971~2000	29	31	57	28	8.1	59	1305
1981~2010	29	51	60	31	8.7	65	1455
GPCP (22.5°N-25°N, 120°E- 122.5°E)							
1981~2010	28	31	55	27	10.1	63	1315

表1 臺灣測站資料(Taiwan Station)自 1951~2010 年每 30 年以及網格資料(GPCP) 1981~2010 年的臺灣年雨型 氣候特徵。氣候特徵包含豐兩期開始時間(Po)、降雨率尖峰時間(Pp)、豐兩期結束時間(Pw)、豐兩期長度(Dr)、 降雨率尖峰時間的雨量(Pm)、豐兩期總雨量占全年總雨量比例(Rr)、豐兩期總雨量(Rm)。

Pp, Pw) 1971~2000 年和前兩期差異不大,但豐 雨期的總雨量以及占全年比例則 1971~2000 低 於前兩期。特徵值最明顯的變化出現在 1981~ 2010年,候雨量峰值(Pp)發生在颱風季的第51 候 (9月3~7日)而非類似前三期在梅雨季的第31-32 候(5月31日至6月9日),豐雨期結束時間 比前三期延後3 個候因而豐雨期長度增加了3 個 候,表示臺灣年雨型高峰往秋季移動,總雨量和 雨量比例都明顯增加。

用 GPCP 雨量資料在臺灣附近(22.5°N-25°N, 120°E-122.5°E)平均值計算 1981~2010 年氣候基 期臺灣年雨型特徵值(表1)結果和用臺灣13 個 平地測站雨量資料非常接近,但 GPCP 候雨量峰 值仍在梅雨季而非颱風季,豐雨期結束時間較測 站資料早,豐雨期長度較短。在豐雨期雨量佔全 年雨量的百分比方面,GPCP(63%)則和測站資料 (65%)相當接近,顯示 GPCP 資料應能從大範圍降 雨特徵的角度代表臺灣雨量的氣候變化。因衛星 觀測在上世紀七十年代後期才發展成熟,海洋上 的雨量必須依賴衛星觀測才能準確估算,目前 GPCP 提供的候雨量資料從 1979 年開始。

台灣氣候的年雨型和大尺度環流及對流的關 係可以按豐雨期的開始和結束時期各分三段說 明。第 21-24 候定為豐雨期開始前期(pre-onset period),第25-28 候定為開始期(onset period),第 29-32 候為開始後期(post-onset period), 第 51-54 候為豐雨期結束前期(pre-withdraw period),第55-58 候為結束期(withdraw period), 第 59-62 候為結 束後期(post-withdraw period), 從各階段的變化可 認識到臺灣及周圍區域降雨特徵與大尺度氣候季 節變化的關聯。圖 5a-c 為豐雨期開始的三階段的 1981~2010年平均雨量、SLP、UV850氣候值, 圖 5d-f 則為同樣的變數在豐雨期結束三階段的氣 候值。首先注意到豐雨期開始階段的雨量變化, 開始前期在南北緯 20 度以内的熱帶區域主要降 雨區域出現在印尼群島和從印尼往南太平洋中部 延伸的南太平洋輻合帶(SPCZ),北太平洋近赤道 的熱帶輻合帶(ITCZ),赤道附近的中美洲巴西亞 馬遜對流區,還有赤道附近的非洲對流區。隨著 豐雨期的開始,在開始後期(圖 5c)看到東南亞



圖 5 1981~2010 年各時段雨量、海平面氣壓、850hPa 風場氣候平均。(a) 21-24 候,(b) 25-28 候,(c) 29-32 候, (d) 51-54 候,(e) 55-58 候,(f) 59-62 候。

主要對流區已從印尼群島向北移到中南半島和南 海西北部及北部沿岸區域包含臺灣在內的廣大西 南-東北走向的明顯雨帶,赤道附近東印度洋也有 明顯的降雨。在 ITCZ 區域看到強降雨區域隨著 臺灣豐雨期的開始也出現東移的變化,在開始後 期赤道東太平洋及中美洲陸地上的降雨都比開始 前期更強,但赤道西太平洋與 SPCZ 區域的降雨 則是在開始後期比前期減弱,雨量往北半球增多。 圖 5d-f 顯示的豐雨期結束三階段看到在東南亞與 東印度洋和西太平洋區域雨區隨著臺灣豐雨期結 束往南移動,對照豐兩期結束後期(圖 5f)和結 束前期(圖 5d) 看到華南陸地上的降雨在後期明 顯比前期減少,赤道東印度洋和 SPCZ 區域的雨 量在後期明顯比前期增多。北太平洋赤道附近的 ITCZ 顯示東太平洋降雨在後期比前期減少,但有 往西(160°W-120°W)增加的現象。

圖 6a-f 是台灣豐雨期開始與結束的各個階段 對流層的高層大氣變數(OLR, H500, UV200)的變 化。在南、北緯20度以外的中高緯區域因深對流 運動不活躍,OLR 主要反映地表溫度的變化;但 在南、北緯20度以内的赤道區域因地表溫度普遍 偏高,OLR 低值區域是深對流活躍區的表現。圖 6a-c 看到隨著臺灣豐雨期的開始 60°N 以北的高 緯區域溫度漸漸回暖,赤道附近熱帶深對流區尤 其是在東印度洋和聯繫印尼群島與亞洲大陸的中 南半島陸橋(land bridge)一帶發展的降雨區域有 明顯北移的現象,相較於在非洲和中美洲第21至 32 候 (4 月 11 日至 6 月 9 日) 主要深對流沒有明 顯的變化這段期間的亞澳季風區雨區北移是相當 獨特的變化。在圖 6a-c 可看到雨區北移的同時有 青藏高原南側(20°N-25°N)高空(200hPa)噴流南風 分量隨著臺灣豐雨期開始而加強,印度半島東方 孟加拉灣上 500-hPa 槽線加深,從青藏高原下游 經臺灣往中緯度西北太平洋都處於壓力梯度甚大 的副熱帶高壓邊緣,有利降雨系統發展。圖 6d-f 顯示的豐兩期結束三階段,在東南亞與東印度洋 區域可清楚看到隨著臺灣豐兩期結束 500-hPa 西 北太平洋副熱帶高壓明顯西伸,在高壓籠罩下中 南半島 15°N-20°N 深對流區域隨之消失,赤道東 印度洋印尼蘇門答臘附近對流明顯加強,這樣的 變化有別於非洲和南美洲上對流系統隨時間向南 移動的現象。

(二)年雨型變化特徵

臺灣年雨型是否將隨全球氣候變遷的影響而 改變?未來氣候是否豐雨期將縮短?雨量強度增 強?這是許多領域例如農業和水資源管理等都非 常關心的問題,也必須藉由瞭解影響臺灣年雨型 變化的大尺度氣候因子才更能夠掌握問題的本 質。在(二) 2.節詳細說明了本文提出的單一年份 雨型辨識方法,用6個特徵值和1個導出量刻畫 年雨型。年雨型特徵值的判斷和根據氣候基期各 年 Pm 決定的第25 個百分位值 PR25 密切相關, 在圖 4 看到由 30 年(1981~2010) GPCP 和臺灣測 站資料決定的 PR25 差別不大, 略高於根據 60 年 測站資料決定的 PR25,因此在一段時期的氣候資 料由 GPCP 或臺灣測站獲得的年雨型應相當接 近。由於 GPCP 是全球雨量格點資料,能搭配大 尺度氣候變數一起分析,若能用 GPCP 資料代表 台灣雨量探討年雨型年際變化的影響因子比單獨 用臺灣測站資料更方便。為比較二者差異,經檢 視 GPCP 與臺灣測站 1981~2010 年的逐年年雨 型各別特徵值相關係數,發現以豐雨期雨量百分 比(Rr)的相關係數最高(0.69),接下來均以 Rr 作 為代表年雨型年際變化的特徵值。

將 1981-2010 年區分為 Rr 高於 30 年氣候平



圖 6 1981~2010 年各時段外逸長波輻射、500hPa 重力位高度場、200hPa 風場氣候平均。(a) 21-24 候,(b) 25-28 候,(c) 29-32 候,(d) 51-54 候,(e) 55-58 候,(f) 59-62 候。

均值的豐兩期顯著年和低於氣候平均值的豐兩期 不顯著年,分別用 GPCP 與臺灣測站獲得的結果 列在表 2,並定義 Rr 距平大於 1.5 倍標準差的年 份為特異年單獨處理。表 2 顯示 1983 和 1993 兩 年屬於共同的特異年,1983 年根據測站(GPCP)資 料計算的 Rr 為 16% (42%),而 1993 年根據測站 (GPCP)資料計算的 Rr 為 21% (31%),均明顯低於 氣候平均值。這兩個特異年和氣候平均值的差別 顯示在圖 7。圖 7a-b 看到 1983 年的全年降雨的 時間分布形態相當怪異,第6至18 候(2~3月) 雨量超過該年豐兩期(6~9月)降雨,可見1983 年豐兩期異常少雨的特異現象。在圖7c-d也看到 1993年同樣在豐兩期異常少雨,這一年僅在梅雨 季(29-34候,5月21日至6月19日)出現短暫 豐兩期特徵,但這場兩之後一直到年底雨量持續 偏少,使得豐兩期結束時間判定在6月,而這一 年在臺灣是著名的乾旱年(http://wra.caece.net/llc/ source/92_dry.html)。以上可知 Rr 不失為對於氣候 異常程度有相當代表性的年雨型特徵值,不將特 異年與其他年份一同歸類也是適當的做法。

表 2 將臺灣測站資料(Taiwan Station)和網格資料(GPCP)豐兩期總兩量占全年總兩量比例(Rr)剔除特異年(Outlier) 之後,各別分為高於 30 年氣候平均值的豐兩期顯著年(Above)和低於氣候平均值的豐兩期不顯著年(Below)。 灰色陰影區表示測站資料和 GPCP 皆為相同的分類。

		Taiwan Stations				
		Below	Above	Outlier		
	Below	1985 1989 1991 1994 1995 1997 1998 2002 2004	1988 1999 2006 2010			
GPCP	GPCP Above	1982 1984 2007	1981 1986 1987 1990 1996 2000 2001 2005 2008 2009	1992		
	Outlier	2003		1983 1993		



圖 7 1983 年和 1993 年臺灣測站資料(TW Stations)和格點資料(GPCP)臺灣相對降雨率年循環,以及豐兩期的開始時間(Po)(第一個圓點)、峰值時間(Pp)(方形)、結束時間(Pw)(第二個圓點)。橫軸為候(pentad),縱軸為相對降雨率(mm/day)。(a)、(c)為臺灣測站,(b)、(d) GPCP,(a)、(b)為 1983 年,(c)、(d) 1993 年。

豐兩期顯著年和不顯著年的年雨型平均差異 顯示在圖 8,第 20 候之後即出現顯著年的相對降 雨率高於不顯著年,這種差異一直維持到豐雨期 結束後的第 65 候。圖 8 標示有顯著年和不顯著 年的豐雨期開始和結束時間變動區間,看到在雨 期開始的時間顯著年均早於不顯著年,雨期結束 時間不顯著年的變動範圍明顯大於顯著年,意味 著不顯著年的年雨型判斷比顯著年困難。

(三)影響臺灣年雨型變化的氣候因子

為瞭解影響臺灣年雨型年際變化主要氣候因 子,本節將9個豐雨期顯著年和9個豐雨期不顯 著年在年雨型不同時段的大尺度環流的氣壓場、 風場、對流、降水、海表面溫度等等變異特徵的 分析結果總結在圖9。雖然1981年被判斷為豐雨 期顯著年(表2)但因 NOAA 的逐日 SST 資料從 1982 年開始,1981 年資料沒有納入氣候因子分 析。

圖 9 顯示在豐兩期開始階段(第 25-28 候, 5 月 1~20 日),顯著年與不顯著年在印度洋和南海及西北太平洋上有明顯的差別,顯著年印度洋 上對流偏弱,降雨偏少,而北太平洋副熱帶高壓 偏強,並且圖 9a 的 OLR、UV200、H500 顯示高 壓脊緯度偏 15°N 以北的東太平洋副高比高壓脊 在 15°N 左右的西太平洋副高偏強程度更加明顯, 圖 9a 的 OLR 和圖 9b 的雨量都顯出在高壓北緣 從臺灣往東北方一直到北美洲加拿大西岸有明顯 的對流活躍的鋒面雨帶,雨帶以北的北太平洋高 緯區的阿留申群島附近另有明顯的高壓差異,表 示臺灣豐雨期明顯年和不明顯年的最大差異在太



圖 8 格點資料(GPCP)的臺灣氣候平均(1981~2010年)(黑線)、豐兩期顯著年平均(Above Year)(紅線)、豐 兩期不顯著年平均(Below Year)(藍線)相對降雨率年循環,以及豐兩期的開始時間(Po)(各線條第一個圓 點)、結束時間(Pw)(各線條第二個圓點)。紅(藍)色圓點兩旁的小圓點代表豐兩期(不)顯著年開始時 間、結束時間的一個標準差。橫軸為候(pentad),縱軸為相對降雨率(mm/day)。

平洋上的環流場有從副熱帶到中高緯的南北方向 波列結構,反映了從西南往西北延伸的高空槽直 接影響了臺灣豐兩期的開始時間和雨量。在 SST 方面比較明顯的差異出現在西北太平洋 15°N-20°N,130°E-180°區域 SST 偏高,再往北在臺灣 和日本之間的西太平洋 SST 偏低。西北太平洋低 緯區 SST 偏高和 UV925 西南風偏強的配置有利 於豐兩期顯著年在西北太平洋上維持從西南往東 北走向(臺灣往北美洲)的低壓滯留。

圖9c-d 顯示臺灣豐兩期顯著年和不顯著年在 豐兩期結束階段(第 59-62 候,10 月 18 日至 11 月 6 日)也有明顯的差別。豐兩期顯著年菲律賓 海(120°E-150°E,15°N-25°N)的 OLR 和 SST 都偏 高,中南半島越南、寮國、泰國、緬甸等地氣溫 偏高但雨量偏多,印尼群島海洋陸地區域也是氣 溫偏高雨量偏多,中國東部沿海和韓國日本雨量 偏多,臺灣雖處於乾濕交界處但大範圍雨量形勢 對鋒面南下和熱帶雨區北抬等多雨條件有利。

比較圖 5 與圖 1 看到臺灣豐兩期的開始和結 束時期在臺灣附近的降雨是包含在南亞、東亞、 西北太平洋季風區的廣大區域降雨體系之內。臺 灣豐兩期顯著年和不顯著年的差別(圖 9)則表 現出在顯著年的豐兩期開始階段印度洋上明顯偏 乾,東印度洋有明顯的低層輻散風表示下沈氣流 偏強,東北亞降雨也明顯偏少,中高緯太平洋阿 留申群島一帶高壓偏強是主要的影響因素。對照 圖 1 來看,可知若南亞季風和東亞季風在 5 月前 半也就是臺灣豐雨期開始階段偏弱,有利於當年



圖 9 25-28 候和 59-62 候的豐雨期顯著年(Above Year)與豐雨期不顯著年(Below Year)大尺度環流平均差異。(a)、
 (c)為外逸長波輻射(陰影)、500hPa 高度場(曲線)、200hPa 風場(箭頭),(b)、(d)為雨量(陰影)、表面溫度(打點,紅點表示溫度差異大於 0℃,藍點表示溫度差異小於 0℃)、925hPa 風場(箭頭)。(a)、
 (b)為 25-28 候平均,(c)、(d)為 59-62 候平均。

臺灣順利進入豐兩期;若西北太平洋季風偏弱而 澳洲季風在10月底11月初也就是臺灣豐雨結束 階段偏強,可能有利於當年臺灣豐兩期延後結束。

本章分析結果顯示臺灣雨量氣候有季風特徵 (Wang et al., 2012),但造成變動的影響因子甚多, 並且不屬於任一個大範圍的區域季風系統的控 制,詮釋臺灣氣候變化或對實際發生的氣候現象 歸因解釋時不能不注意這些特性。接下來以臺灣 年雨型的年際變化與聖嬰現象(ENSO, El Niño-Southern Oscillation)的關係為例說明關聯臺灣氣 候與全球和季風等大尺度氣候變化在空間尺度上 受到的限制。

四、臺灣年雨型年際變化與 ENSO

ENSO 是僅次於季節的全球氣候最顯著的變 化現象,也是氣候變化的主模態之中全球氣候動 力模式最有把握能模擬的現象。ENSO 如何影響 亞澳與西北太平洋區域降雨,以及臺灣年雨型變 化?為回答這個問題需先分析亞澳與西北太平洋 區域降雨的主要模態,接著分析 ENSO 與主模態 的關係,最後討論這些主要的氣候變化模態和臺 灣年雨型變化的關係。研究者可從不同途徑回答 問題,但是把大尺度氣候的主要變化模態與期望 瞭解的臺灣氣候問題作關聯基本上脫離不了這幾 個分析步驟。本文以年雨型作為期望瞭解的臺灣 氣候問題說明作者的觀點。

豐雨期開始和結束階段是影響臺灣年雨型的 關鍵時期(圖8)。在臺灣豐雨期開始階段(第21-32候,4月11日至6月9日)亞澳與西北太平洋 區域雨量年際變化的主要模態顯示在圖10a-d,看 到最主要的兩個模態EOF1和EOF2分別解釋了 18.42%和13.83%的總變異量。EOF1的空間特徵

顯示在澳洲季風區 (AUMS,見圖1)、南亞季風 區(SAS)和西北太平洋季風區都是正距平,但東亞 季風區(EAS)以負距平為主,而在 EAS 以東的西 北太平洋上有大片從菲律賓海往東北延伸的正距 平,在印尼群島和 AUMS 東西兩側的中太平洋和 印度洋上都是明顯的負距平。EOF2 的空間特徵 為 AUMS 和 EAS 區域同相位,都是負距平,但 西北太平洋季風區與熱帶西太平洋暖池區域為正 距平。和 EOF1 與 EOF2 相比, EOF3 與 EOF4 的 空間結構變化較多。EOF3 的重要特徵有在 EAS 區域的負距平及伴隨在它東側的日本東方海面上 的正距平偶極(dipole)結構,另在中南半島北方和 青藏高原下游也有明顯的正距平及伴隨的孟加拉 灣北端的負距平,在印度洋、澳洲北部、北半球 熱帶西太平洋暖池區都是負距平,而南半球熱帶 中太平洋有正距平。EOF4 表現的空間特徵可分 150°E 以西和以東兩部分觀察,在 150°E 以西看 到 10°N 以北為負距平,從華南到臺灣是一個負 距平中心,而赤道附近 10°S-10°N 有明顯的正距 平;在150°E以東則看到西太平洋近赤道區域在 5°N 以南為負距平而以北為正距平。計算 PC1-4 和 Nino3.4 的相關係數,發現 PC1 和在豐雨期開 始前的冬季一直到豐雨期結束的秋季期間的 Nino3.4 都有極顯著(信心度 99%)的負相關,而 PC2 和豐雨期開始前的冬春季(12~4 月)的 Nino3.4 有信心度 95%的顯著負相關,而與豐雨 期結束後的冬季也有類似信心度的正相關。PC3 和 PC4 與 Nino3.4 無相關。PC1 和 Nino3.4 負相 關的關係與 EOF1 空間結構非常一致, PC1 正相 位時表示赤道對流系統偏西發展,澳洲、印尼、 赤道西太平洋、南海中南半島等區域的雨量偏多, 與 Nino3.4 負距平代表的 La Niña 現象一致。由於 負相關係數一百維持到豐兩期結束,表示強 ENSO



圖 10 21-32 候平均降雨的經驗正交函數(EOF)。左排皆為空間分布,右排為主成分時間序列(PC)。(a)~(d)為 21-32 候的 EOF1-EOF4。

且持續時間較久的事件對亞澳季風區 5~6 月雨 量年際變化有明顯的影響。PC2 和 Nino3.4 的相 關係數較低,並且在豐兩期前後有變號的現象, 這些特徵和 EOF2 表現的 AUMS 區域負距平而西 北太平洋季風區與熱帶西太平洋暖池區域為正距 平的特徵一致(Wang et al., 2008)。

圖 11a-d 顯示在臺灣豐雨期結束階段(第51-62 候,9 月 8 日至 11 月 6 日)的主要四個模態的 總變異度解釋率和開始階段有明顯差異,EOF1可 解釋 26.59%但 EOF2-4 可解釋的變異度都不高 (8.32%, 7.43%, 6.63%)且空間結構有許多相似之 處,顯示 EOF2-4 不容易分開。EOF1 的空間結構 和豐雨期開始時期的 EOF1 (圖 10a) 也很相似, 但是圖 10a 顯示 EAS 和赤道東印度洋同相位並與 AUMS 區域相位相反, 而圖 11a 顯示 EAS 和赤道 東印度洋同相位並與 AUMS 區域相位相同, 還有 圖 10a 顯示在 EAS 區域以東的中高緯度西北太平 洋區域雨量距平和熱帶西北太平洋季風區相位相 同,而圖 11a 顯示在 EAS 區域以東的中高緯度西 北太平洋區域雨量距平和熱帶西北太平洋季風區 相位相反。圖 11a 的 PC1 和豐兩期以及冬季的 Nino3.4 指標有極顯著的負相關,符合 La Niña (El Niño)發展年的秋季雨量正(負)距平偏向亞澳季 風區和赤道東印度洋的空間特徵(Wang et al., 2008) •

將表 2 的豐兩期顯著年和不顯著年挑出並將 各年 Rr 距平和豐兩期開始階段的 PC1 至 PC4 繪 製成散點圖如圖 12,看到 PC1 和 PC2 與 Rr 距平 沒有明顯關係, PC3 有正相關現象而 PC4 有負相 關現象。對照圖 10c-d 看到 PC3 正相位和 PC4 負 相位在東南亞與中國大陸東南沿岸以多雨距平為 主,而赤道東印度洋以及印尼群島以少雨距平為 主,東北亞也以少雨距平為主。由於 EOF3 和 EOF4 和 ENSO 沒有關係,而與 ENSO 明顯相關 的 EOF1 和 EOF2 涵蓋了亞澳季風區的主要雨量 變異,因此豐兩期開始時間偏早或偏晚這項重要 的臺灣年雨型特徵受到亞澳季風區內主要雨區位 置年際變化的影響比 ENSO 對季風的影響更大。 ENSO 對季風尺度的氣候變化影響明顯,可惜臺 灣尺度的變化和受 ENSO 影響的季風尺度變化之 間關係太弱,如何參與或運用 ENSO 與亞洲季風 關係研究強化臺灣氣候監測分析仍需得到更多研 究者的重視。

五、討論與結論

年雨型是描述季風氣候區域雨量特徵的基本 方式,也是氣候變遷趨勢下備受矚目的議題。季 風氣候區降雨豐枯明顯,氣候年雨型代表一年總 雨量的豐枯特徵,包括豐雨期的開始和結束時間, 豐雨期總雨量以及占全年雨量的比例,豐雨期降 雨峰值的雨量和發生時間等要素。本文提出了符 合多年平均降雨特徵的臺灣單一年份降雨年雨型 定義方法,以6個基本特徵值和一個導出量描述 年雨型特性。比較以臺灣測站資料和全球雨量格 點資料 GPCP 計算的臺灣年雨型特徵值,發現各 特徵值的年際變化以豐兩期占全年雨量百分比 (Rr)受資料差異的影響最小。根據 Rr 的變化將 1981~2010 年資料分為豐雨期明顯和不明顯兩 類,分析臺灣年雨型的變化特性以及與大尺度環 流的關係,發現豐雨期開始時間早晚是影響 Rr 年 際變化的關鍵因素。將臺灣降雨依 Rr 分為季風明 顯與不明顯年分析兩種類別之間的大尺度環境主 要差異以及與 ENSO 的關係,發現臺灣因為不在 亞澳季風區的核心地點,豐雨期開始時間與和聖 嬰現象有明顯關聯的大尺度季風系統雨量變異並 無關係,反而亞澳與西北太平洋季風區雨量變異



圖 11 同圖 10,但為 51-62 候的 EOF1-EOF4。



圖 12 豐雨期顯著年及豐雨期不顯著年各年豐雨期總雨量佔全年總雨量比例(Rr)距平和豐雨期開始期間(21-32 候)的 PC1-PC4 的散點圖。橫軸為 Rr 距平(%),縱軸為 PC。

的第三、四個主模態(分別解釋總變異量 6.95% 與 5.96%)和臺灣雨量的相關性較高,但這兩個 模態與大氣底層的溫度(T2m, SST)變化關係不 大,表示主要是由大氣內部擾動所激發的變異。 豐雨期結束時間早晚也會影響臺灣年雨型的年際 變化,但是臺灣豐雨期結束時期的臺灣附近降雨 特徵和亞澳季風區的大範圍季風雨的變動以及 ENSO 的關係更弱。探討年雨型特徵不能不注意 到根據定義「年雨型」必須在豐枯對比明顯的季 風區域才能辨識,而在越小的區域單年或多年之 間的降雨特徵差異和大尺度環境的關係越弱,除 非這個區域恰巧靠近大尺度變化主模態的最大變 化核心位置,這是在分析或詮釋臺灣雨量變化與 大尺度環境關係時不能忽略的限制。換言之,對 大尺度季風系統而言,臺灣的區域差異不會影響 季風系統整體變化特徵,但如果臺灣位在季風系 統整體變化的核心位置,就能觀察到臺灣雨量變 化與季風系統降雨變化主模態之間的關係。

IPCC 第五次評估報告(AR5)(IPCC, 2013)整 理了全球主要氣候模態與東亞溫度和雨量的關係 (見 AR5 圖 FAQ5.3),顯示幾項主模態當中以南 方振盪指數(SOI, Southern Oscillation Index)對東 亞氣候影響最明顯,聖嬰成熟期(DJF, SOI 為負 值)東亞偏濕,成熟期過後的夏季(JJA)東亞緯度 較低區域包括臺灣在內氣溫偏高,由此可知目前 比較明確的科學數據仍侷限在聖嬰現象的主要影 響季節和區域。臺灣豐雨期開始和結束階段的亞 澳與西北太平洋區域雨量年際變化的第一主模態 都和聖嬰現象有非常顯著的關係(卓與盧 2009, 2013;盧 1998,2000;盧與麥 2003a,b;Lu 2002; Hong et al., 2008),但臺灣年雨型特徵值 Rr 僅與 豐雨期開始階段的第一主模態有 90%信心度的相 關係數(0.30), PC1 為正值(Nino3.4 為負值, SOI 為正值)時 Rr 偏高,和 AR5 指出的結果一致, 也就是在 ENSO 暖相位(Nino3.4 為正值, SOI 為 負值)成熟期冬季東亞偏濕,臺灣的季風特徵偏 弱(Rr 偏小), 1983 年(圖 7a-b)是 ENSO 影響 臺灣降雨的一個極端案例。

年雨型判斷可納入氣象局年度氣候監測作業 項目以豐富水文氣候內容。以13個在1951年以 前即已設站的平地測站資料為基礎進行2011~ 2016年的作業性監測實驗,測試了不同氣候基期 對計算年雨型特徵值的影響,發現有些年份對於 氣候基期相當敏感,以50年(1961~2010)作為氣 候基期的監測結果優於其他選項。表3為2011~ 2016年的監測結果,看到2014年的 Rr為73%, 明顯高於50年氣候值63%,而2016年的 Rr(40%) 明顯低於氣候值。美國海洋與大氣總署氣候預測

表 3 以 1961~2010 年為氣候基期,臺灣測站資料(Taiwan Stations) 2011~2016 年各年的臺灣年雨型特徵。包含 豐雨期開始時間(Po)、降雨率尖峰時間(Pp)、豐雨期結束時間(Pw)、豐雨期長度(Dr)、降雨率尖峰時間的雨 量(Pm)、豐雨期總雨量占全年總雨量比例(Rr)、豐雨期總雨量(Rm)。

	Po (pentad)	Pp (pentad)	Pw (pentad)	Dr (pentad)	Pm (mm/day)	Rr (%)	Rm (mm)
Base climate: 1961-2010	29	32	58	29	8.3	63	1370
2011	33	37	67	34	11.6	71	1540
2012	25	33	51	26	18.6	65	1749
2013	25	47	52	27	17.8	58	1311
2014	25	43	56	31	13.1	73	1192
2015	26	46	51	25	15.3	59	1073
2016	49	55	60	11	19.5	40	1122

中心(NOAA/NWS/CPC)的作業性氣候監測網頁 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_m onitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)公佈的資料顯 示 2011 與 2012 年冬季都是 ENSO 冷相位(La Niña)而 2015 與 2016 年冬季都是 ENSO 暖相位 (El Niño),表 3 的 Rr 在前兩年偏高而後兩年偏 低,與前述 IPCC AR5 指出的 ENSO 和東亞季風 的關係一致。

2014 年對氣候基期非常敏感,為瞭解 2014 年的特殊性在此檢視 2014 年雨型(圖 13)並看 到這一年的豐雨期季內震盪現象異常明顯,分別 在第 37-38 候(6月 30 日至 7月 9日)和第 49-50 候(8月 29 日至 9月 7日)發生兩次豐雨期的 間斷現象。圖 13 點出了根據不同氣候基期計算的 門檻值決定的豐雨期開始和結束的時間,看到以 1961~2010 年決定的門檻值低於以 1951~2010 年為基期決定的門檻值,而 1951~1960 年確實是 臺灣偏濕的年代(見:盧等 2012,圖1),兩個基 期的微小差異造成 2014 年雨型特徵值判斷的明 顯差別再次顯示小區域降雨氣候研究的不易。根 據 2011~2016 年的實時氣候監測分析,本研究建 議在 2021 年以前以 1961~2010 年為基期,之後 改為以 1971~2020 年或 1961~2020 年為基期必 須在 2021 年分析研判做出決定。

氣候暖化對臺灣年雨型是否有明顯的影響? 若以 1951 年以來 13 個平地站年平均溫度顯示的 臺灣最熱的 6 年(1998, 2016, 2015, 2006, 2002, 2007)來看有 2 年(2016, 2002)豐雨期長度明顯短 於氣候基期(1961~1990),2 年(1998, 2007)豐雨期 長度明顯長於氣候基期,而另外 2 年的豐雨期長 度與氣候基期的差距未超過 3 個候,相當接近。 若以全球平均氣溫最高的 6 年(2016, 2015, 2014,



圖 13 2014 年臺灣測站資料(TW Stations)臺灣相對降雨率年循環,以及各氣候基期的豐雨期開始時間(Po)(第一個標示)、結束時間(Pw)(第二個標示)。橫軸為候(pentad),縱軸為相對降雨率(mm/day)。圓點表示 1951~2010 年,方形表示 1961~2010 年,三角形表示 1971~2010 年,星形表示 1981~2010 年。

2010, 2013, 2005)來看則有1年(2016)豐雨期長度 明顯短於氣候基期(1961~1990),1年(2005)豐雨 期長度明顯長於氣候基期,而另外4年的豐雨期 長度與氣候基期相當接近。據此,本文認為目前 尚無數據支持全球氣候平均氣溫特別溫暖時臺灣 的豐雨期明顯縮短,豐雨期雨量占全年總量的百 分比明顯上升。

致謝

本研究在氣象局「氣候變遷應用服務能力建 構計畫」及「氣象資訊之智慧應用服務計畫」支 助下完成,特此致謝。全球格點資料(NCEP/NCAR Reanalysis, NOAA_OLR, NOAA_OI_SST_V2)均 由美國 NOAA/OAR/ESRL PSD 網頁 (http://www.esrl.noaa.gov/psd/)提供。

參考文獻

- 李思瑩、盧孟明,2014:冬季東亞季風與台灣氣 候即時監測分析:2010~2013年實例。大氣 科學。42:2,87-112。
- 卓盈旻,盧孟明,2009: IPCC 第四期評估報告氣 候模式對亞洲夏季季風模擬之分析。大氣科 學,37,99-12。
- 卓盈旻、盧孟明,2013:臺灣地區近百年極端乾 期變化分析。大氣科學。41:2,171-187。
- 陳正達、朱容練、許晃雄、盧孟明、隋中興、周 佳、翁叔平、陳昭銘、林傳堯、鄭兆尊、吳 宜昭、卓盈旻、陳重功、張雅茹、林士堯、 林修立、童裕翔、楊承道,2014:臺灣氣候 變遷推估研究。大氣科學。42。

- 盧孟明,1998:南海夏季風肇始早晚與台灣梅雨 季(五、六月)乾濕關係之探討。大氣科學, 26,205-225。
- 盧孟明,2000:聖嬰現象與台灣異常氣候關係之 探討。大氣科學,28,91-114。
- 盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清縢、林昀靜,2012: 台灣氣候變化:1911~2009 年資料分析。大 氣科學。40:3,297-322。
- 盧孟明、陳雲蘭, 1995a:中央氣象局短期氣候變
 化監視分析報告: 1994 年 11 月與 12 月。氣
 象學報, 41, 42-60。
- 盧孟明、陳雲蘭, 1995b:中央氣象局短期氣候變
 化監視分析報告:1995 年 5 月與 6 月(梅雨季)。氣象學報, 41, 163-168。
- 盧孟明、麥如俊,2003a:台灣與全球雨量長期變 化研究(一)1920~1995變化趨勢。大氣科學, 31,199-220。
- 盧孟明、麥如俊,2003b:台灣與全球雨量長期變 化研究(二)亞澳季風區一至三月雨量年際變 化。大氣科學,31,307-332。
- 盧孟明、潘琦,1995:利用 GMS-5 水汽頻道資料 分析與校驗費依颱風環境場,氣象學報,41, 198-210。
- 盧孟明、羅英祥,2006:監測冬季台灣鋒面氣候
 2004年12月至2005年3月之鋒面。氣象
 學報。46,1-13
- 羅英祥、盧孟明,2008:2006/07 年冬季大尺度氣 候監測報告。氣象學報。47,29-44。
- Christensen, J.H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I.F.A. Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong,

P. Goswami, A. Hall, J.K. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N.-C. Lau, J. Renwick, D.B. Stephenson, S.-P. Xie and T. Zhou, 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Hong, C.-C., M.-M. Lu, and M. Kanamitsu, 2008: Temporal and Spatial Characteristics of Positiveand Negative Indian Ocean Dipole with and without ENSO. J. Geophys. Res., 113, D08107, doi:10.1029/2007JD009151.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi: 10.1017/CBO9781107415324.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.

- Kirtman, Ben P., and Coauthors, 2014: The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 seasonal-to-interannual prediction; Phase-2 toward developing intraseasonal prediction. Bull. Amer. Meteor. Soc., 95, 585-601. doi: http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00050.1
- Liang, X.Y., Y.M. Liu, and G.X. Wu, 2005: The role of land-sea distribution in the formation of the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 32, L03708. doi: 10.1029/2004GL021587.
- Lin, R., T. Zhou, and Y. Qian, 2014: Evaluation of global monsoon precipitation changes based on five reanalysis datasets. J. Climate, 27: 1271-1289.
- Lu, M.-M. 2002: The biennial oscillations in Taiwan. Terr. Atmos. Ocean. Sci.. 13, 469-498.
- Ramage, C. 1971: Monsoon Meteorology. International Geophysics Series. Vol.15. San Diego, CA: Academic Press.
- Sperber, K. R., H. Annamalai, I.-S. Kang, A. Kitoh, A. Moise, A. Turner, B. Wang, T. Zhou, 2013: The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century. Clim Dyn 41:2711-2744. doi: 10.1007/s00382-012-1607-6.
- Sperber, K. R., and H. Annamalai, 2014: The use of fractional accumulated precipitation for the evaluation of the annual cycle of monsoons. Clim. Dyn. 43:3219-3244, doi:10.1007/s00382-014-2099-3.

- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, J. M. Caron, 2000: The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. J Climate, 13: 3969-3993
- Wang, B., J. Yang, T. Zhou, and B.Wang, 2008:Interdecadal changes in the major modes of Asian – Australian monsoon variability:

Strengthening relationship with ENSO since the Late 1970s. J. Climate 21: 1771-1789.

Wang, B., J. Liu, H.-J. Kim, P. J. Webster, S.-Y. Yim, 2012: Recent change of the global monsoon precipitation (1979~2008). Clim. Dyn., 39: 1123-1135, doi: 10.1007/s00382-011-1266-z.

Taiwan Annual Rainfall Pattern and the Asian-Australian and Western North Pacific Monsoons

Mong-Ming Lu^{1,2} Ping-Yi Liu^{1,2}

¹Research and Development Center, Central Weather Bureau, Taiwan ²International Integrated Systems, Inc., Taiwan

(manuscript received 22 August 2017; in final form 23 November 2017)

ABSTRACT

A distinct difference in summer and winter rainfall is one of the identification characteristics of monsoon climate. Possible change of monsoon rainfall pattern is an extremely important climate issue because it can influence 70% of global population and enormous agriculture productivity. It is suffice to say that monitoring the annual rainfall pattern in Taiwan and understanding its relationship with the Asian-Australian and western North Pacific monsoons is a fundamental part of climate services. This paper presents two methods for identifying the climatological mean Taiwan annual rainfall pattern and individual years of the annual rainfall patterns, respectively. One annual rainfall pattern is described by 6 parameters including the onset and withdrawing time of the wet period, the rainfall peak value and time, the annual percentage amount of the rainfall totals during the wet period. The length of the wet period is calculated as the time duration from the onset to withdraw time. It turned out that the rainfall pattern in Taiwan is not dominated by any single subsystems in the Asian-Australian and western North Pacific monsoon region. Not like the monsoons that are clearly influenced by ENSO, Taiwan annual rainfall pattern only shows a weak relationship with ENSO and the major modes of the Asian-Australian and western North Pacific monsoonal rainfall. The seasonal contrast of the wet and dry period is stronger if the wet period onset time is earlier than normal. However, the onset time is not correlated with the most dominant first and second modes of the Asian-Australian rainfall variability, nor with ENSO, but shows strong correlation with the third and fourth EOF modes which are likely from atmospheric internal variability. Note that Taiwan annual rainfall pattern variability is in line with the signal reported in IPCC AR5 (Box 14.1, Figure 1) that following a cold phase ENSO in winter the wet and dry contrast in the summer is stronger than the summer following a winter with the warm phase ENSO. It is strongly recommended that the annual rainfall pattern and its relationship with the major modes of the monsoon rainfall

and the global sea surface temperatures should be regularly monitored and analyzed the information should be disseminated through climate services.

Key Words: Taiwan climate, East Asia and western North Pacific monsoons, Asian-Australian monsoon system, global monsoon, annual rainfall pattern. doi: 10.3966/025400022017094503001