

# 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<sup>1,2\*</sup> 劉品誼<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>中央氣象局氣象科技研究中心

<sup>2</sup>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雨期冬季是枯雨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，須密切監測年雨型變化並適時提供雨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雨型特性。結果發現臺灣年雨型年際變化明顯，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雨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雨期開始時間早晚有關，豐雨期開始時間越早乾濕期對比越明顯，但影響豐雨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雨量變異的第一、二主模態，反而是與大氣底層的溫度變化關係不大第三、四個主模態和臺灣雨量的相關性較高，表示影響臺灣的因素以大氣內部擾動為主，了解或推估臺灣年雨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雨型監測，分析詮釋臺灣年雨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、年雨型

---

\*通訊作者：盧孟明，臺北市中正區公園路 64 號 Email: mongminglu@gmail.com

## 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)。上世紀七〇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

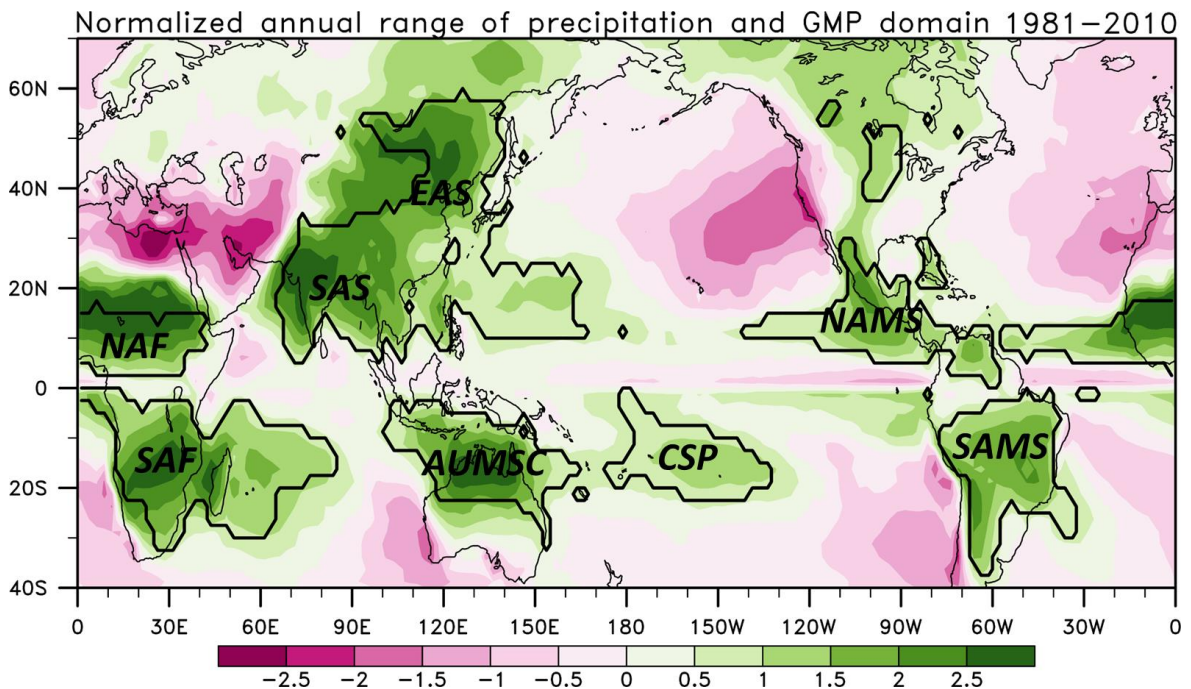


圖 1 南北半球各自的夏季雨量與冬季雨量差異，並以年平均雨量作標準化（陰影）。根據 Wang et al. (2012)以南北半球各自的夏季雨量與冬季雨量差異值大於 2 mm/day 且占年平均雨量 70% 以上的地區定為季風區（黑線）。黑字標示各區域代號北美(North America Monsoon System, NAMS)、南美(South America Monsoon System, SAMS)、北非(North Africa, NAF)、南非(South Africa, SAF)、南亞(South Asia, SAS)、東亞(East Asia, EAS)、澳洲(Australian-Maritime Continent, AUMSC)、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兩年循環(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，再將每一候的資料減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  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。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  $120^{\circ}\text{E}-122.5^{\circ}\text{E}$  和  $22.5^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$  的經緯度範圍代表臺灣和臺灣測站資料的比較，看到兩種雨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

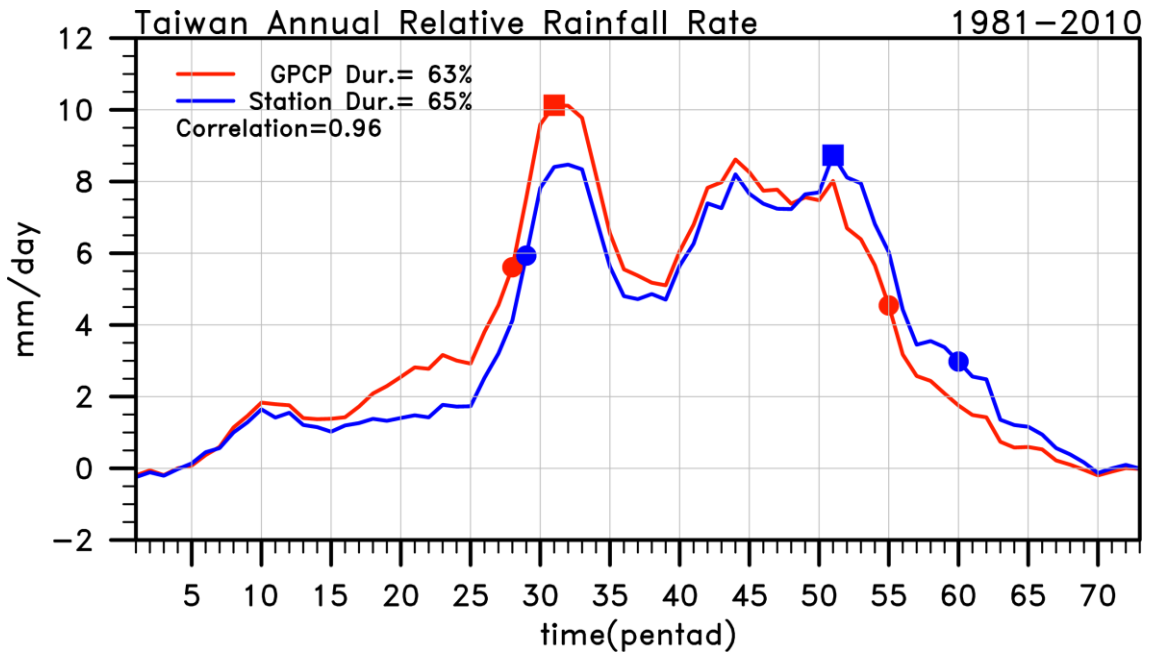


圖 2 臺灣測站及網格資料(GPCP)的 1981-2010 年氣候平均臺灣相對降雨率年循環，以及豐雨期的開始時間(Po) (第一個圓點)、峰值時間(Pp) (方形)、結束時間(Pw) (第二個圓點)。橫軸為候(pentad)，縱軸為相對降雨率(mm/day)；紅線為網格資料(GPCP)，藍線為臺灣測站資料。圖例的 Dur.表示豐雨期總雨量佔全年總雨量比例(Rr)，Correlation 則表示兩筆資料相對降雨率的相关係數。

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	1. 計算多年平均候雨量氣候值 make pentad rainfall climatology 2. 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( <b>Pr</b> ) calculate the difference between the pentad and January mean rainfall amount, defined as the relative rain rate Pr
II. 決定年雨型特徵值：尖峰候( <b>Pp</b> )和尖峰雨量( <b>Pm</b> ) Determine 2 characteristic values of the annual rainfall pattern: the pentad ( <b>Pp</b> ) and rainfall amount ( <b>Pm</b> ) of the maximum pentad rain	1. 將 <b>Pr</b> 的全年最大值出現的候定義為尖峰候 <b>Pp</b> Pp: the pentad with the maximum pentad rain 2. <b>Pp</b> 的雨量是尖峰雨量 <b>Pm</b> Pm: the rainfall amount of the maximum pentad rain
III. 根據 <b>Pm</b> 決定其他4項年雨型特徵值，豐雨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.	1. 將第1候之後的第1個大於 $0.5 * P_m$ 的候定義為豐雨期開始時間( <b>Po</b> ) Po: the first pentad with the rainfall amount $> 0.5 * P_m$ is the onset pentad Po 2. 將 <b>Pp</b> 之後第1個小於 $0.5 * P_m$ 的候定義為豐雨期結束時間( <b>Pw</b> ) Pw: the first pentad after Pm with the rainfall amount $< 0.5 * P_m$ is the withdraw pentad 3. 將 <b>Po</b> 至 <b>Pw</b> 期間定為豐雨期，定義 <b>Rm</b> 為豐雨期總雨量 Rm: the rainfall totals during the wet period (Pw-Po) 4. 定義 <b>Rr</b> 為 <b>Rw</b> 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  $0.5 * P_{pr25}$  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  $0.5 * P_{pr25}$  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**

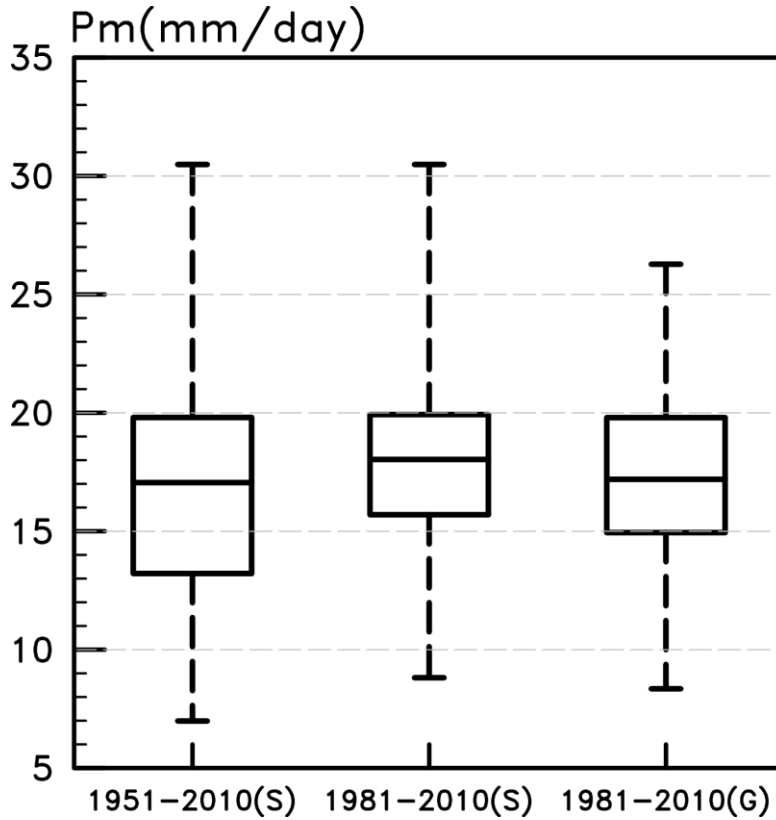


圖 4 臺灣測站資料 60 年與 30 年及網格資料(GPCP) 30 年降雨率尖峰時間的雨量(Pm)盒鬚圖。橫軸左至右分別為臺灣測站 1951~2010 年、臺灣測站 1981~2010 年、GPCP 1981~2010 年，縱軸為 Pm (mm/day)。

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 作為判斷該年豐雨期的開始和結束時間的參考值，在一些 Pm 偏低的年份雨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  $0.5 \times \text{PR25}$  作為豐雨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雨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,

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)。

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

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。

臺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 度以內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



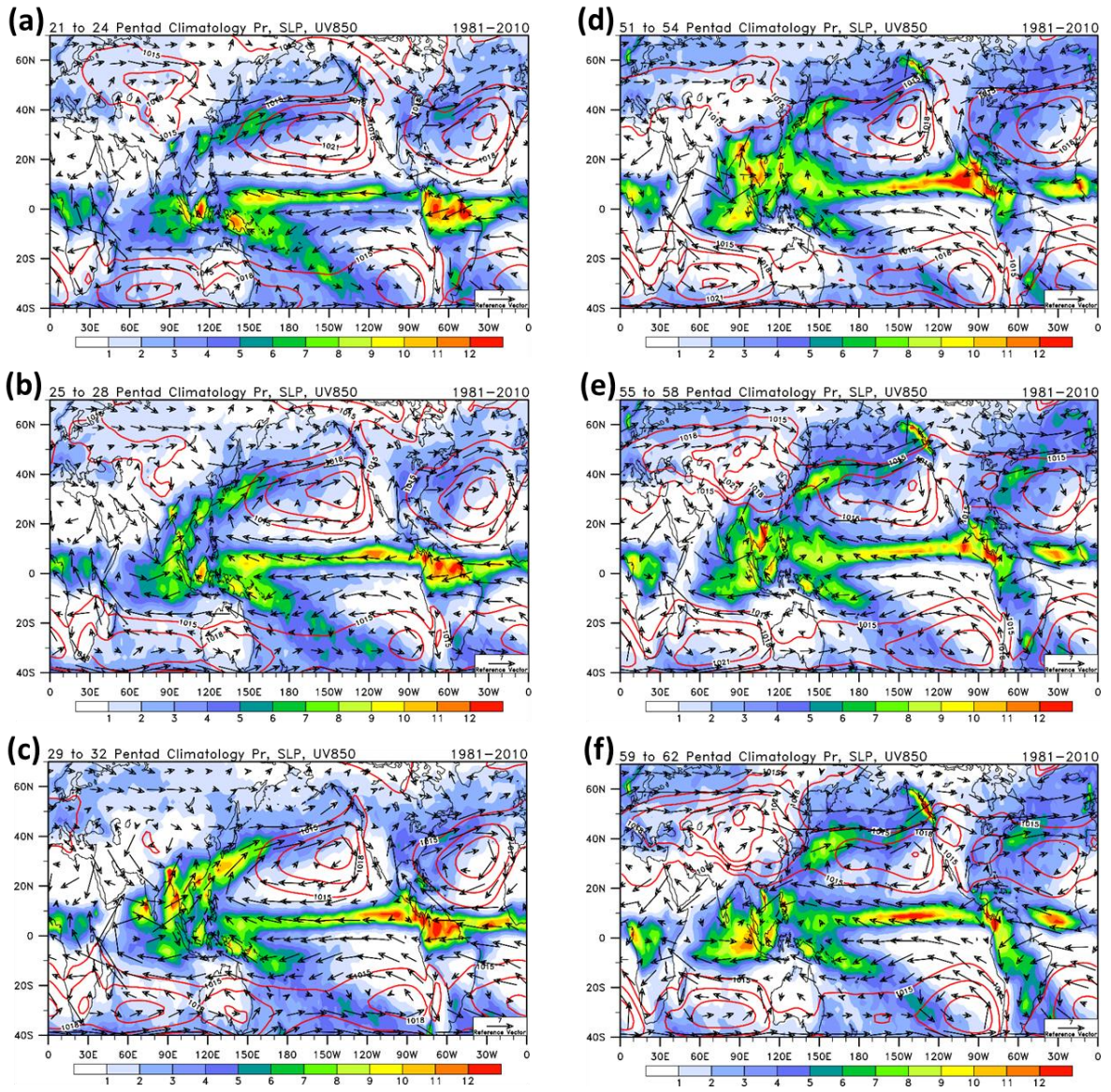


圖 5 1981~2010 年各時段雨量、海平面氣壓、850hPa 風場氣候平均。(a) 21-24 候，(b) 25-28 候，(c) 29-32 候，(d) 51-54 候，(e) 55-58 候，(f) 59-62 候。

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，對照豐雨期結束後期（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 度以內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 顯示的豐雨期結束三階段，在東南亞與東印度洋區域可清楚看到隨著臺灣豐雨期結束 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



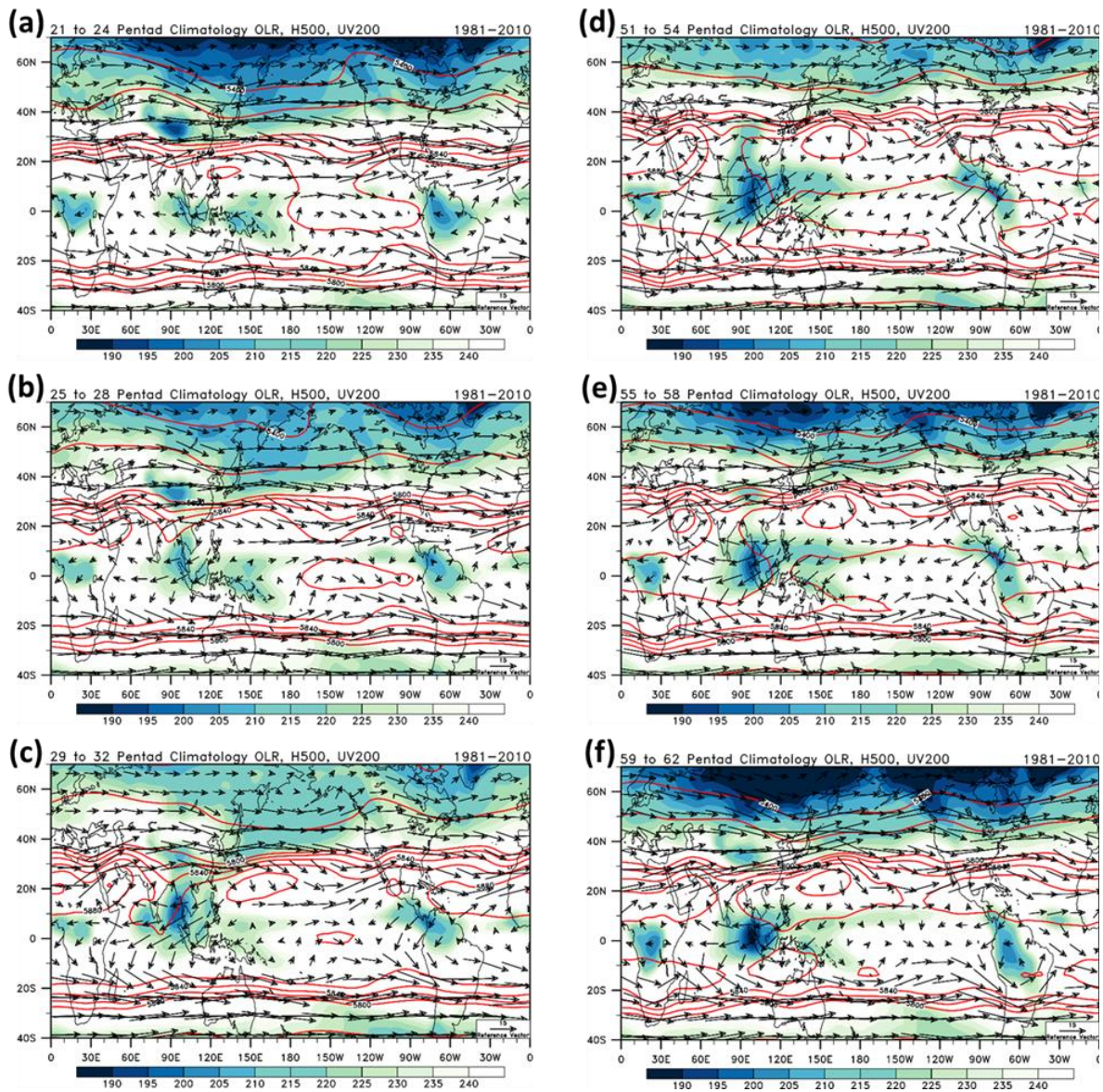


圖 6 1981~2010 年各時段外逸長波輻射、500hPa 重力位高度場、200hPa 風場氣候平均。(a) 21-24 候，(b) 25-28 候，(c) 29-32 候，(d) 51-54 候，(e) 55-58 候，(f) 59-62 候。

均值的豐雨期顯著年和低於氣候平均值的豐雨期不顯著年，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)

雨量超過該年豐雨期 (6~9 月) 降雨，可見 1983 年豐雨期異常少雨的特異現象。在圖 7c-d 也看到 1993 年同樣在豐雨期異常少雨，這一年僅在梅雨季 (29-34 候，5 月 21 日至 6 月 19 日) 出現短暫豐雨期特徵，但這場雨之後一直到年底雨量持續偏少，使得豐雨期結束時間判定在 6 月，而這一年在臺灣是著名的乾早年([http://wra.caece.net/llc/source/92\\_dry.html](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)豐雨期總雨量占全年總雨量比例(Rr)剔除特異年(Outlier)之後，各別分為高於 30 年氣候平均值的豐雨期顯著年(Above)和低於氣候平均值的豐雨期不顯著年(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
GPCP	Below	1985 1989 1991 1994 1995 1997 1998 2002 2004	1988 1999 2006 2010	
	Above	1982 1984 2007	1981 1986 1987 1990 1996 2000 2001 2005 2008 2009	1992
	Outlier	2003		1983 1993

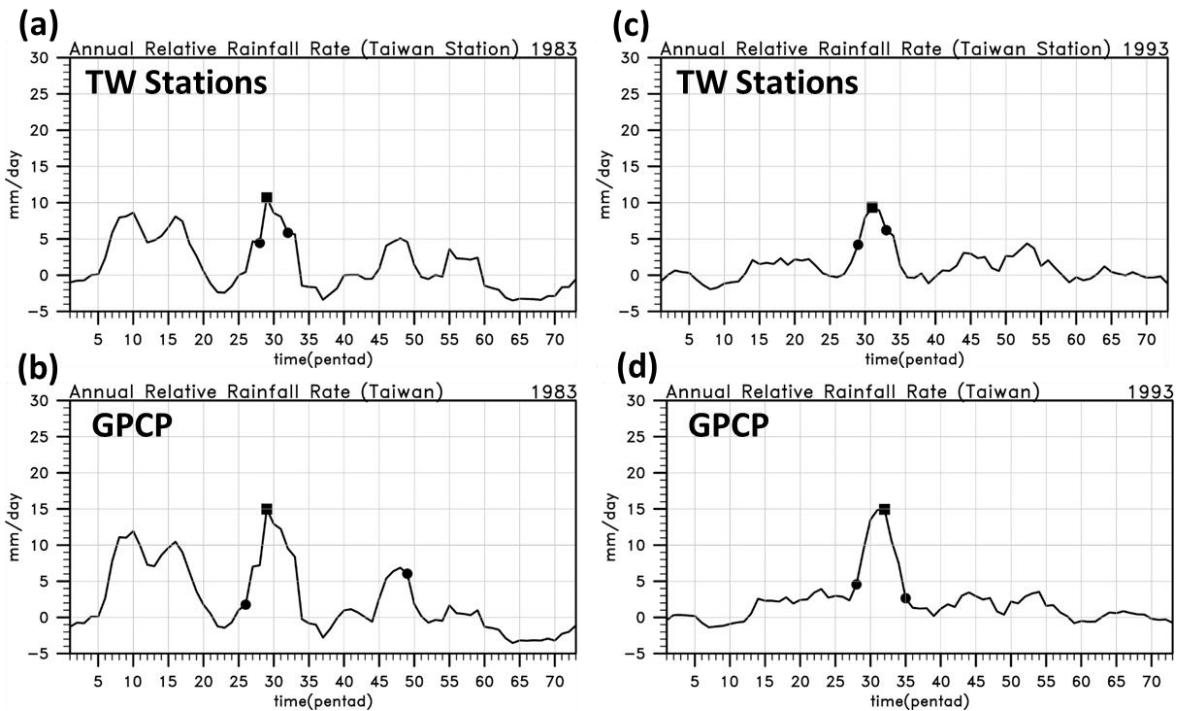


圖 7 1983 年和 1993 年臺灣測站資料(TW Stations)和格點資料(GPCP)臺灣相對降雨率年循環，以及豐雨期的開始時間(Po) (第一個圓點)、峰值時間(Pp) (方形)、結束時間(Pw) (第二個圓點)。橫軸為候(pentad)，縱軸為相對降雨率(mm/day)。(a)、(c)為臺灣測站，(b)、(d) GPCP，(a)、(b)為 1983 年，(c)、(d) 1993 年。

豐雨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，看到在兩期開始的時間顯著年均早於不顯著年，兩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 顯示在豐雨期開始階段(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



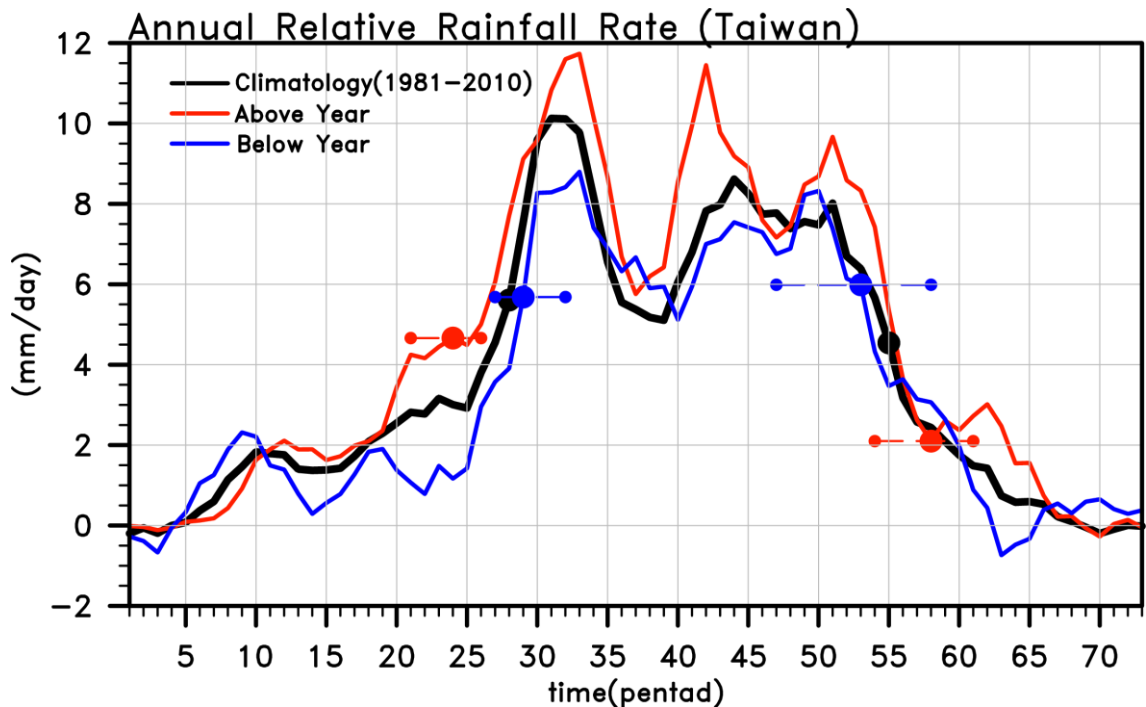


圖 8 格點資料(GPCP)的臺灣氣候平均(1981~2010年)(黑線)、豐雨期顯著年平均(Above Year)(紅線)、豐雨期不顯著年平均(Below Year)(藍線)相對降雨率年循環,以及豐雨期的開始時間( $P_o$ )、結束時間( $P_w$ )。紅(藍)色圓點兩旁的小圓點代表豐雨期(不)顯著年開始時間、結束時間的一個標準差。橫軸為候(pentad),縱軸為相對降雨率(mm/day)。

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雨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  $15^{\circ}\text{N}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E}$ - $180^{\circ}$ 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雨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 顯示臺灣豐雨期顯著年和不顯著年在豐雨期結束階段(第 59-62 候,10 月 18 日至 11 月 6 日)也有明顯的差別。豐雨期顯著年菲律賓海( $120^{\circ}\text{E}$ - $150^{\circ}\text{E}$ ,  $15^{\circ}\text{N}$ - $25^{\circ}\text{N}$ )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 看到臺灣豐雨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。臺灣豐雨期顯著年和不顯著年的差別(圖 9)則表現出在顯著年的豐雨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沉氣流偏強,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

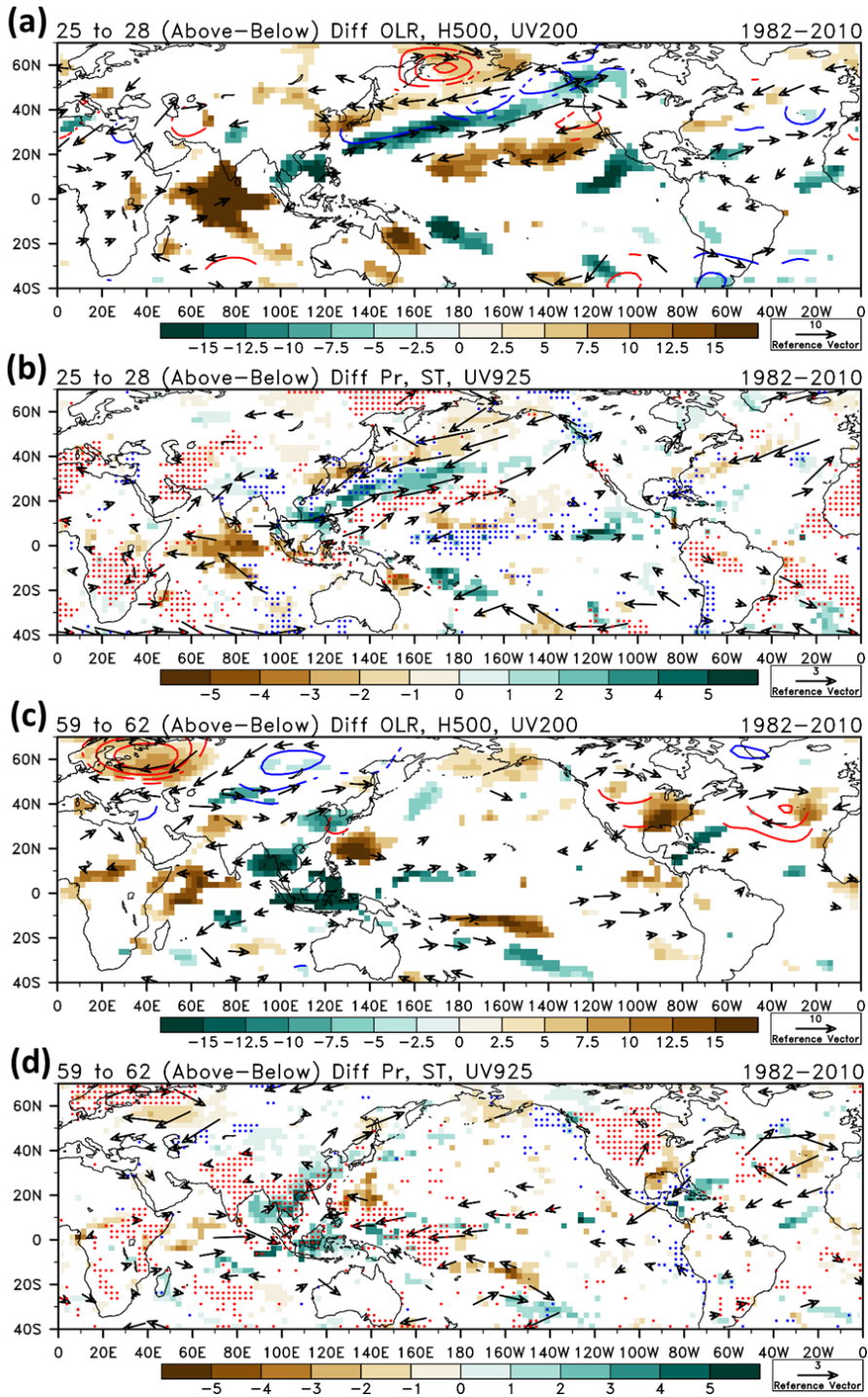


圖 9 25-28 候和 59-62 候的豐雨期顯著年(Above Year)與豐雨期不顯著年(Below Year)大尺度環流平均差異。(a)、(c)為外逸長波輻射(陰影)、500hPa 高度場(曲線)、200hPa 風場(箭頭)，(b)、(d)為雨量(陰影)、表面溫度(打點，紅點表示溫度差異大於 0°C，藍點表示溫度差異小於 0°C)、925hPa 風場(箭頭)。(a)、(b)為 25-28 候平均，(c)、(d)為 59-62 候平均。

臺灣順利進入豐雨期；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雨期延後結束。

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。由於負相關係數一直維持到豐雨期結束，表示強 ENSO



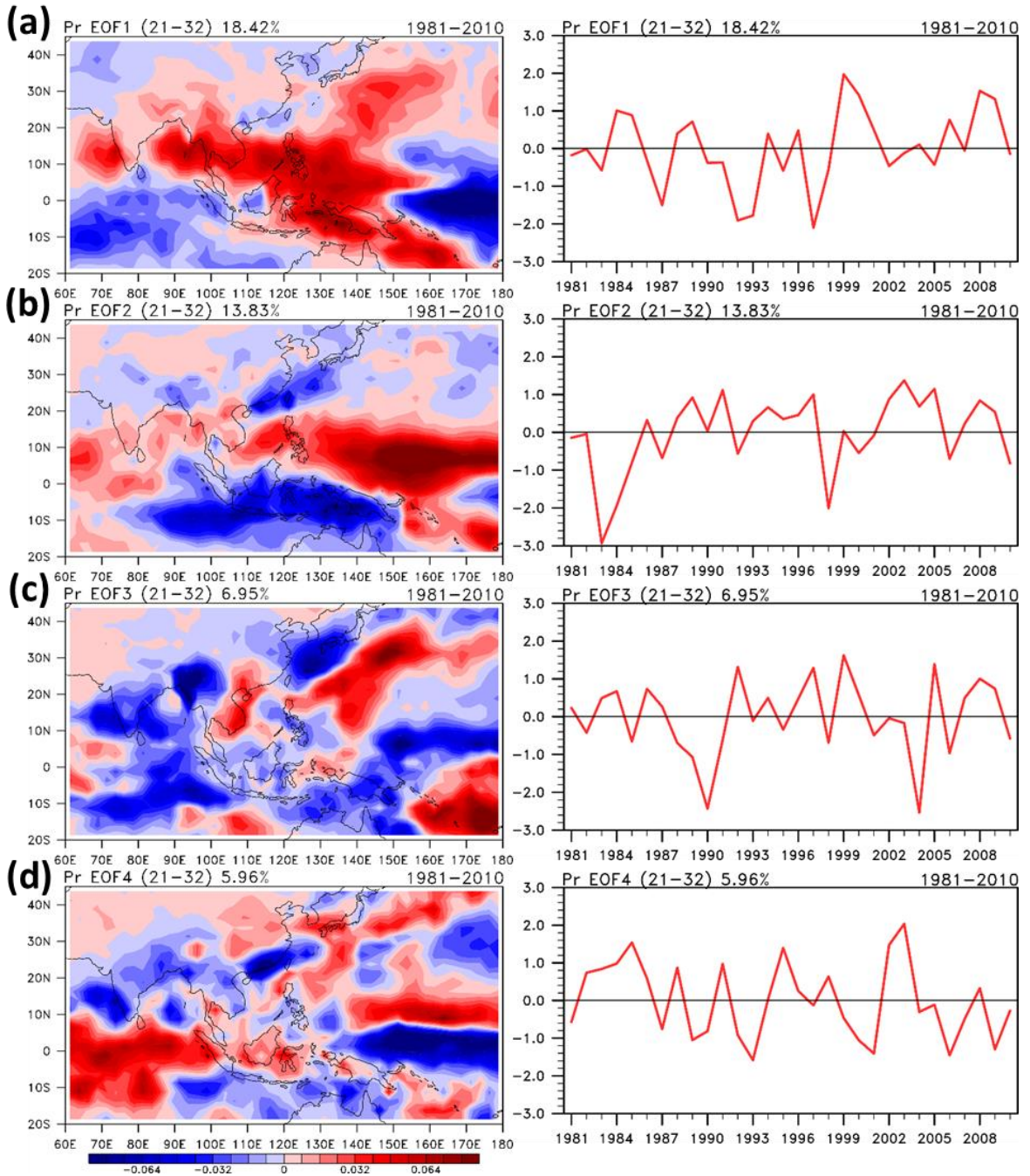


圖 10 21-32 候平均降雨的經驗正交函數(EOF)。左排皆為空間分布，右排為主成分時間序列(PC)。 (a)~(d)為 21-32 候的 EOF1-EOF4。

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，並且在豐雨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 和豐雨期以及冬季的 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 的豐雨期顯著年和不顯著年挑出並將各年 Rr 距平和豐雨期開始階段的 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, 因此豐雨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 and 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兩年雨型定義方法, 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雨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

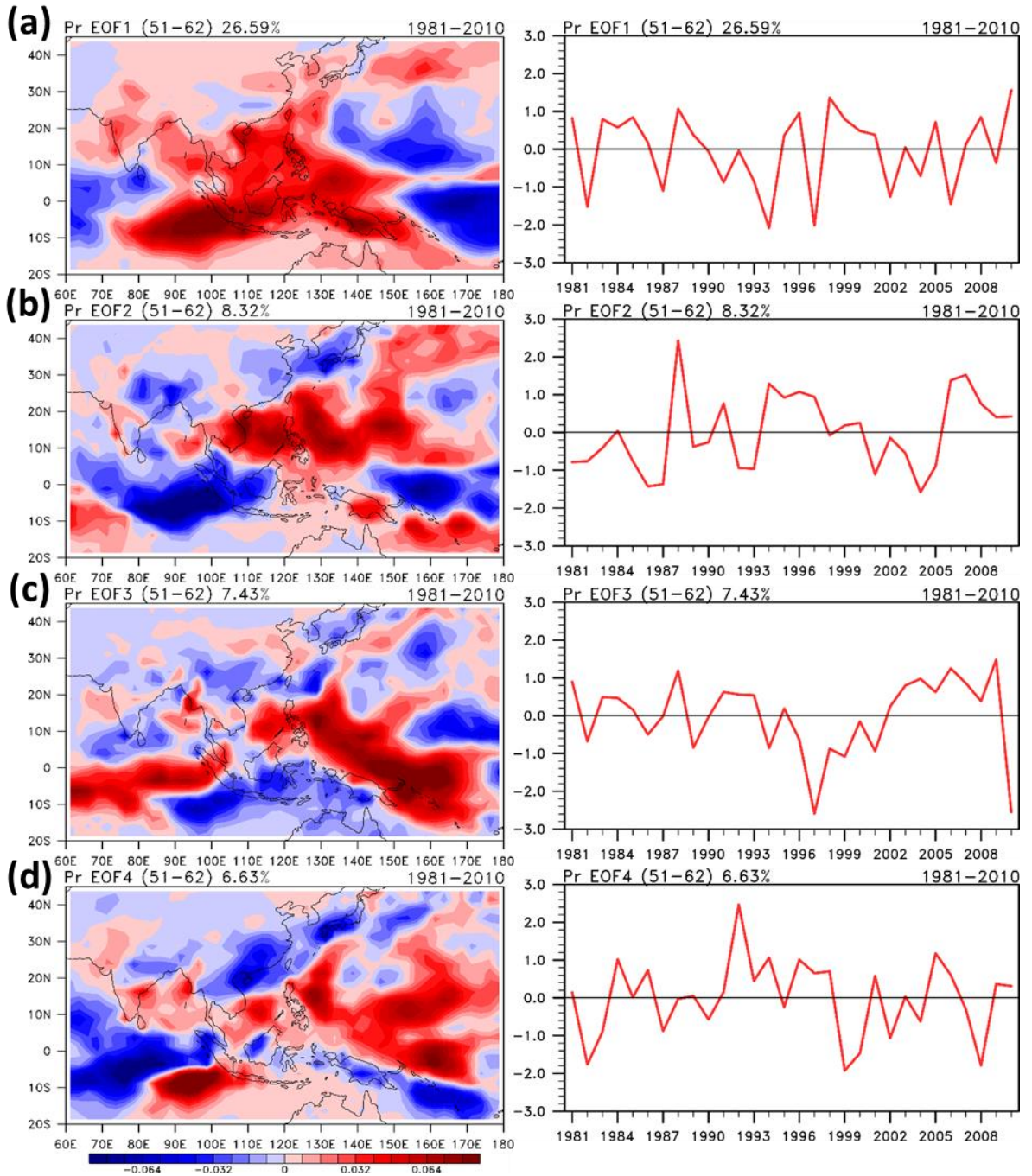


圖 11 同圖 10，但為 51-62 候的 EOF1-EOF4。

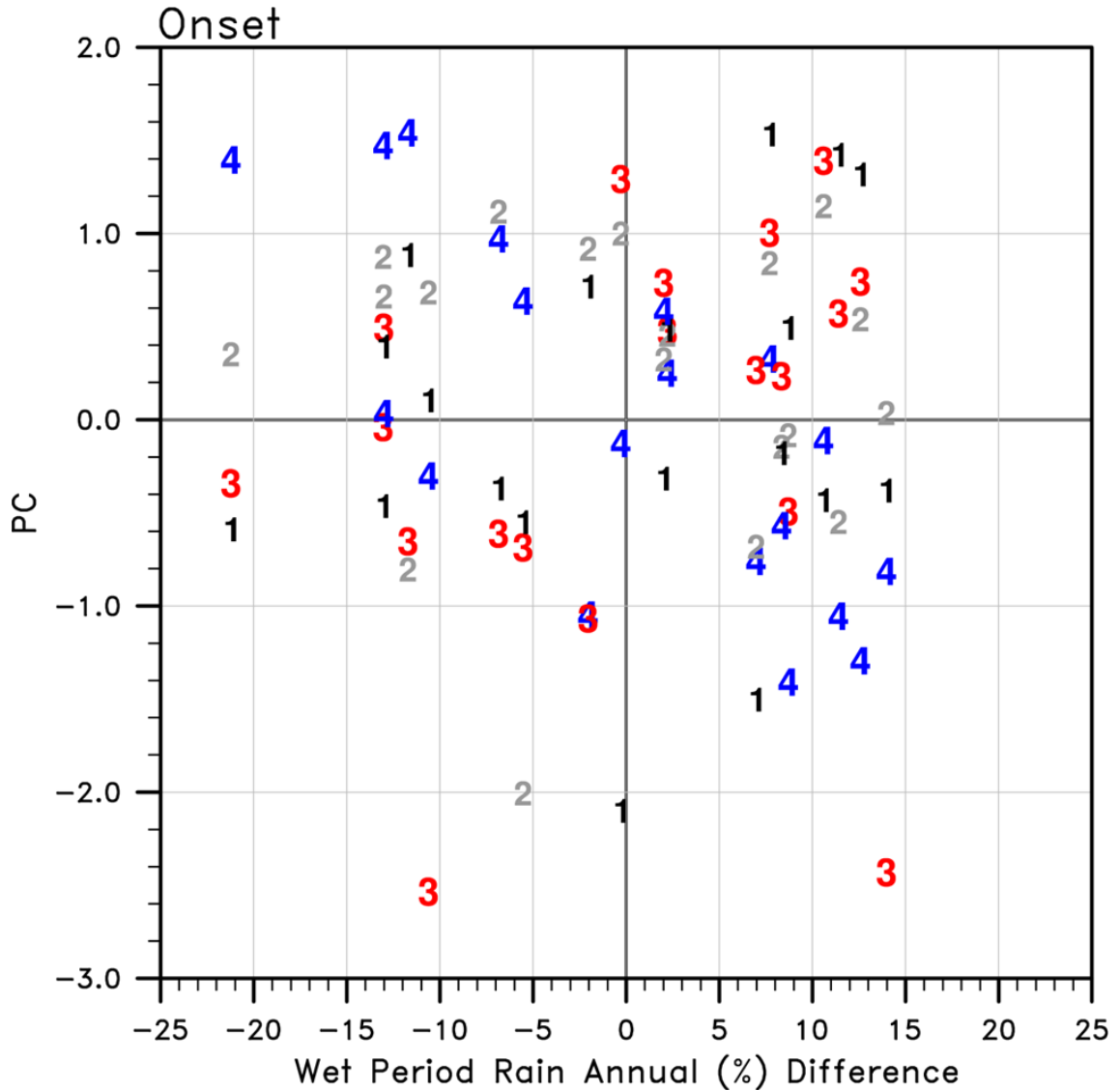


圖 12 豐雨期顯著年及豐雨期不顯著年各年豐雨期總雨量佔全年總雨量比例(Rr)距平和豐雨期開始期間(21-32 候)的 PC1-PC4 的散點圖。橫軸為 Rr 距平(%), 縱軸為 PC。

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)
<b>Base climate: 1961-2010</b>	<b>29</b>	<b>32</b>	<b>58</b>	<b>29</b>	<b>8.3</b>	<b>63</b>	<b>1370</b>
<b>2011</b>	<b>33</b>	<b>37</b>	<b>67</b>	<b>34</b>	<b>11.6</b>	<b>71</b>	<b>1540</b>
<b>2012</b>	<b>25</b>	<b>33</b>	<b>51</b>	<b>26</b>	<b>18.6</b>	<b>65</b>	<b>1749</b>
<b>2013</b>	<b>25</b>	<b>47</b>	<b>52</b>	<b>27</b>	<b>17.8</b>	<b>58</b>	<b>1311</b>
<b>2014</b>	<b>25</b>	<b>43</b>	<b>56</b>	<b>31</b>	<b>13.1</b>	<b>73</b>	<b>1192</b>
<b>2015</b>	<b>26</b>	<b>46</b>	<b>51</b>	<b>25</b>	<b>15.3</b>	<b>59</b>	<b>1073</b>
<b>2016</b>	<b>49</b>	<b>55</b>	<b>60</b>	<b>11</b>	<b>19.5</b>	<b>40</b>	<b>1122</b>

中心(NOAA/NWS/CPC)的作業性氣候監測網頁([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/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,

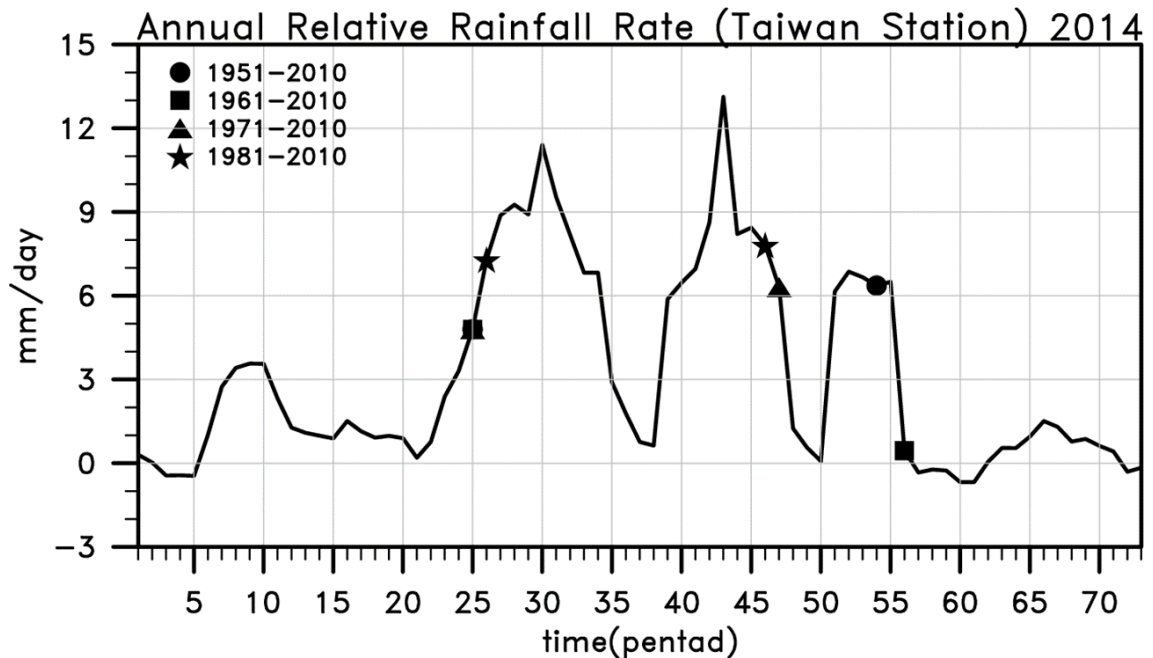


圖 13 2014 年臺灣測站資料(TW Stations)臺灣相對降雨率年循環，以及各氣候基期的豐雨期開始時間(Po) (第一個標示)、結束時間(Pw) (第二個標示)。橫軸為候(pentad)，縱軸為相對降雨率(mm/day)。圓點表示 1951~2010 年，方形表示 1961~2010 年，三角形表示 1971~2010 年，星形表示 1981~2010 年。

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、李清騰、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 Positive and 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<sup>1,2</sup> Ping-Yi Liu<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Research and Development Center, Central Weather Bureau, Taiwan

<sup>2</sup>International 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 sub-systems 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

一〇六年九月

盧孟明 劉品誼

doi: 10.3966/025400022017094503001

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**

