

臺灣梅雨季雨型變化與亞洲及西北太平洋夏季風的關係

卓盈旻 盧孟明*

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國 110 年 2 月 24 日收稿；中華民國 110 年 6 月 29 日定稿)

摘 要

臺灣梅雨是東亞與西北太平洋夏季季風的一部分。為了解梅雨年際變化與季風的關係，本文以 21 個中央氣象局局屬測站 60 年(1960~2019)日雨量資料，計算每候雨量佔梅雨季季總雨量的百分比，定義季雨量在季內的分配曲線為「臺灣梅雨季雨型」。文中提出 7 個雨型特徵值作為辨識明顯偏離氣候常態異常雨型的判斷依據，其中 4 項為描述雨型時間特徵的指數，另 3 項為描述雨型的雨量特徵。時間特徵值分別是梅雨季的開始時間(S)、結束時間(E)、雨期長度(D)、高峰期時間(P)，時間單位均為「候」。三個雨量特徵值是梅雨季的峰期雨量(Rp)、前期雨量(Rb)、後期雨量(Rl)，雨量單位為日平均雨量(mm/day)。分析結果發現 D 和 S 有顯著負相關關係，將全島 21 個測站的雨型分為西北、東、南三個聚類之後，西北和南部的負相關會更清楚，但東部相關性較弱。4 個時間特徵值當中也以 D 和雨量的關係最好，西北聚類在長雨期年看到比較明顯的梅雨間歇期(break)，東聚類的長雨期年有總雨量偏低的傾向。特別要注意的是短雨期年因季節內降雨集中，增加了極端降雨事件的發生機會。最後，為顯示梅雨年際變化與季風的關係，選出長雨期雨量偏少和短雨期雨量偏多各三個「異常年」，對照分析兩組大尺度環流的差異，看到長雨期年在梅雨季期間伴隨西北太平洋副熱帶高壓的偏強，有明顯偏乾的梅雨間歇期，南海低壓和太平洋高壓南方雨帶都偏弱；短雨期年西北太平洋副熱帶高壓在梅雨季期間變化較快，伴隨副高的梅雨鋒面和南海低壓和太平洋高壓南方雨帶都能影響臺灣帶來梅雨。本研究顯示欲改進臺灣梅雨季的中長期天氣預報，預報模式必須具備掌握印太亞澳季風區的熱帶和中高緯度環流與對流變化的能力。

關鍵詞：臺灣梅雨、東亞季風、亞澳季風、長期天氣預報、月與季預報、臺灣氣候

* 通訊作者: 盧孟明，台北市大安區羅斯福路四段 1 號 臺灣大學大氣科學系
Email: mongminglu@ntu.edu.tw

一、前言

臺灣氣候的年雨型有明顯的雙峰結構(圖 1),較早的第一峰值出現在 5、6 月,第二峰值出現在 7 月底至 9 月中。第一峰值的大環境屬於氣候上的東亞夏季季風建立期,是臺灣的梅雨季;第二峰值的大環境屬於西北太平洋夏季季風旺盛期,也是西北太平洋颱風活躍期。兩個峰值的最大差別在於雨量高峰期的寬度,第一峰的好發時間限縮在為期大約二至三週的狹窄區間,而第二峰的好發時間則有六至八週的區間,是前者的二至三倍。許多研究指出(例:盧與劉 2017;Yen and Chen 2000;

Wang and Lin 2002),第一峰降雨系統受亞洲與印度洋和西北太平洋的大範圍區域環流和對流的季節性變化的影響,是亞澳季風區每年季風演進和季節轉換在臺灣區域氣候的表現。

梅雨是北半球春夏季節轉換時期臺灣最重要的天氣現象(Chen et al. 2004, 2007),由於是乾季後的第一個主要降水時機,雨量和雨日預測對水資源管理異常重要,若逢上半年雨量偏少,則其重要性更是管理單位的決策依據。另一方面,梅雨季因雨量集中,容易發生導致暴洪、淹水、山崩、土石流等劇烈變化的強降雨事件,對社會

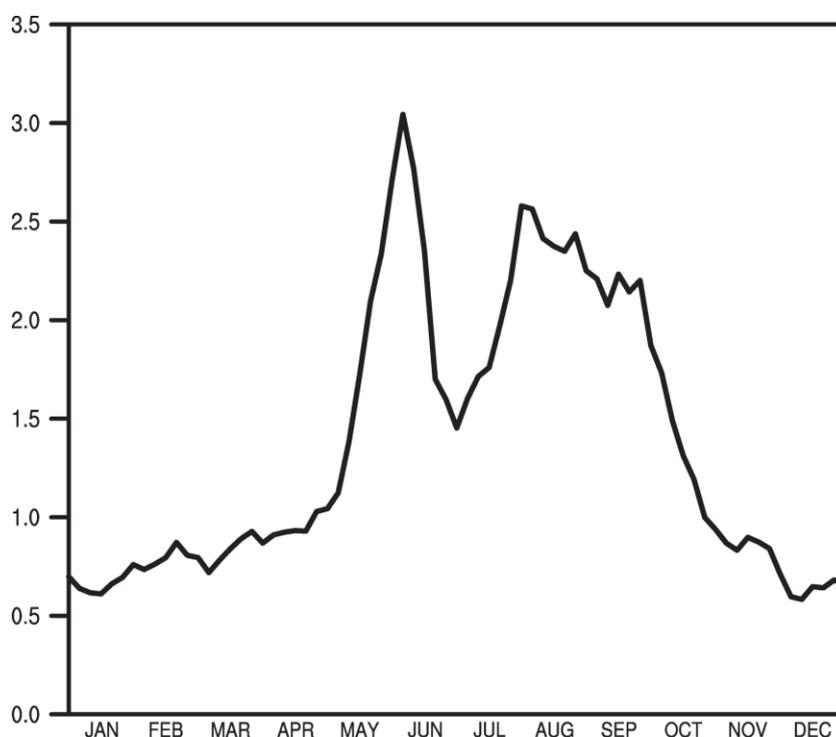


圖 1: 1960-2019 年台灣 21 個測站候平均雨量佔全年總雨量的百分比,為 3 個候滑動平均變化。

經濟與生活有重大影響。為改進降水預報減輕氣象災害，在 1983~1992 的 10 年期間，臺灣科學界針對臺灣梅雨季豪雨進行了臺美大型合作計畫「臺灣地區中尺度實驗」(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)，且在 1987 年進行實地觀測研究，帶動持續蓬勃發展的臺灣中尺度天氣與動力及預報研究(陳 2007)。

從中長期天氣預測觀點來看，臺灣梅雨是東亞與西北太平洋夏季季風的一部分(陳、陳等 2007; 陳、嚴等 2007)，然而複雜的地形在狹窄的土地上形成了降水的區域性差異(Chen et al. 1999; Yen and Chen 2000; Boyle and Chen 1987; Tao and Chen 1987)，使 5 天以上的中長期預測更加困難。Chen et al. (2010)指出臺灣季風雨在北部和南部比較顯著，東部較不明顯；中南部梅雨最顯著，但年與年之間差異甚大。圖 2 是氣象局 21 個局屬測站每一候(5 日平均)佔兩個月(5、6 月)梅雨季總雨量的百分比時序分佈，看到豐水期時間在全島相當一致，5 月 10 日以前是乾期，濕期的初始階段(5 月 11~25 日)各測站之間雨量比例差異相當大，濕期高峰階段(5 月 26 日~6 月 14 日)的發生時間，除南部的臺南、高雄、恆春(代號：741、744、759)之外，其

他 18 個測站的時間都相當類似，臺南和恆春站進入濕期時間明顯比其他測站偏晚。濕期高峰後的降雨比例快速下降，在 6 月第 6 候(6 月 25~29 日)結束。值得注意的是位於臺灣東南端的恆春和大武測站(代號：759、754)表現與其他測站不同，恆春和大武不像其他測站在到達濕期高峰之前有 2~3 候的梅雨初始期，高峰的結束也不如其他測站的變化陡峭，反而像是有一段雨量明顯的梅雨末期。由此可知，若根據季雨型特徵分析臺灣梅雨氣候的區域性差異，將有助於了解臺灣梅雨季降雨和大尺度氣候的關係。

臺灣梅雨期劇烈降雨主要發生在從華南經臺灣往琉球延伸的狹長梅雨鋒面帶內，全球天氣數值預報模式對於梅雨鋒面的時空變化還不能準確掌握。為充分使用全球動力模式月、季預測產品，卓與盧(2017)提出大尺度環流指數降尺度預報法，指出運用模式預報的指數可在梅雨季開始之前推估劇烈降雨發生頻率變化趨勢。她們提出的指數是根據極端降雨事件統計特性捕捉從華南經臺灣通過東海到日本南方洋面的低壓氣旋環流，和從南海東北部經菲律賓往西北太平洋上的西南往東北方向延伸的高壓反氣旋環流，以及在高、低壓之間氣

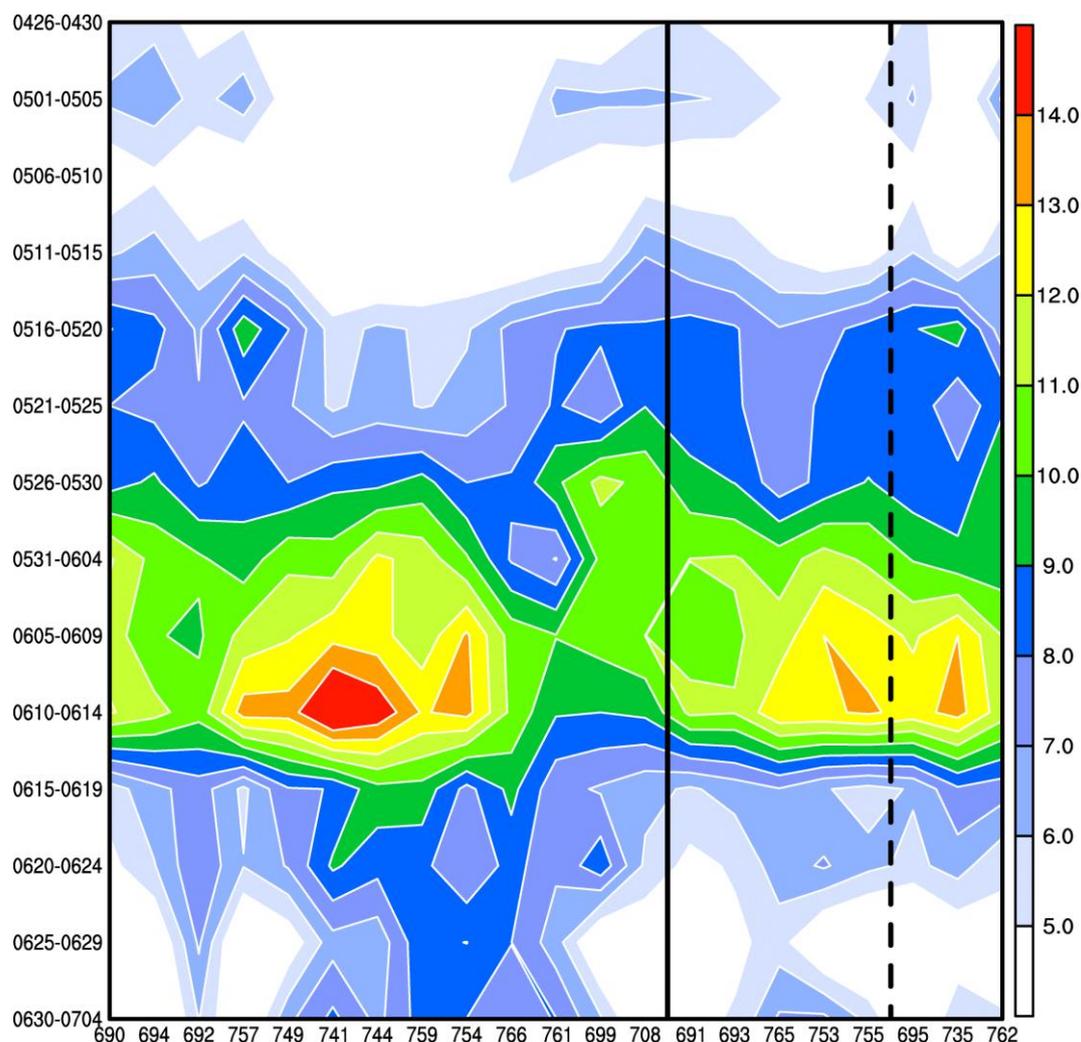


圖 2：1960-2019 年台灣 21 個測站於梅雨季(第 24 候到第 37 候)的候平均雨量佔梅雨季雨量百分比的時序變化，縱軸由上而下為第 24 到第 37 候，橫軸為測站站號末 3 碼，站號如圖 9(a) 左上角所示，實線左邊為 13 個平地站，實線和虛線之間為 5 個山地站，虛線右邊為 3 個外島站。

壓梯度最大區域有強勁的西南氣流，以西南氣流指數(SWFI)量化符合前述環流和氣壓梯度特徵的環境場，進而運用全球預報模式產出的 SWFI 量值分佈推估臺灣梅雨季劇烈降雨發生頻率偏多或偏少二類別機率，預報模式組別越多的系集預報系統，越能產生合理的機率預報結果。SWFI 是

一個季節指數，無法顯示例如入梅和出梅時間早晚以及降雨是否持續等梅雨季的季內變化，然而季內變化也是應用單位迫切需要的預測資訊，有必要加強研究。為了解臺灣梅雨季的季度(5-6 月)和季內尺度降雨的關聯以及大尺度影響因子，本文以梅雨季雨型分析為主軸，以每年梅雨季總

雨量的累積速率和降雨高峰事件發生時間為核心，篩選與季節性變化關係比較明顯的特徵，紀錄東亞夏季季風建立期的臺灣梅雨季雨型和大尺度環境的關係，以及印太和東亞區域季風及大尺度季內震盪現象對雨型的影響，建立科學數據供臺灣梅雨季長期天氣預測參考。使用的資料和分析方法在第二節說明，臺灣梅雨季雨型及次季節變化分析結果在第三節說明，梅雨季總體雨量的年際變化和雨型以及大尺度氣候環境的關係在第四節說明，第五節是綜整討論與結論。

二、資料與分析方法

(一) 資料

本文使用的臺灣雨量觀測資料有中央氣象局 21 個局屬測站 1960~2019 年逐日資料，包括 13 個平地站（淡水、基隆、台北、新竹、台中、台南、高雄、恆春、大武、台東、成功、花蓮、宜蘭），5 個山地站（鞍部、竹子湖、日月潭、阿里山、玉山），3 個外島站（彭佳嶼、澎湖、蘭嶼）。這裡列出的測站順序與圖 2 橫軸由左至右的測站順序，以及圖 9a 左上角列出的測站由上至下的順序相同。

全球格點資料使用了

ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)於 2016 年發佈的第五版再分析資料(ERA5)(Copernicus Climate Change Service 2017)，水平空間解析度為 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。由於 1979 年以前的資料在本研究開始進行時尚未公佈，本文使用的 ERA5 資料是從 1979 年開始。降水格點資料是美國國家航空暨太空總署(National Aeronautics Space Administration, NASA)支持的全球降水氣候計畫(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)第 2.2 版(version2.2)候雨量(5 日平均)資料(Huffman et al. 2009)。

颱風資料使用了聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)提供的最佳颱風路徑資料，每 6 小時一筆颱風位置經緯度以及強度相關資料，下載網頁為 <https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html?best-tracks>。運用該資料可判斷 1960~2019 年梅雨季期間有颱風在臺灣附近活動的日期。

(二) 梅雨雨型定義

梅雨季降水是臺灣的重要天然資源，雨量累積速度和變化是水資源管理必須掌

握的重要資訊。圖 2 看到各測站都有兩個月季雨量集中約兩週尖峰期的共同特徵，表示臺灣梅雨季的季節變化與影響全島的大尺度氣候關係密切。各測站因地理條件不同造成雨量變化差異甚大，而兩型著重在全季總雨量於季節內隨時間的分配。先將各測站的候雨量(5 日累積雨量)資料轉換成該站季雨量的百分比，再計算 21 個測站的候雨量平均百分比，代表全島平均雨量的季內變化，藉以降低測站間的差異，並聚焦在梅雨季降雨的季節和次季節變化。「臺灣梅雨季雨型」定義為梅雨季期間每一候雨量佔全季總雨量百分比所構成的雨量分佈曲線。

本文的梅雨季時間範圍從第 24 候(P24, 04/26-04/30)到第 37 候(P37, 06/30-07/04)，全長 14 候，即 70 天。圖 3 是根據 21 個局屬測站 60 年(1960~2019)日雨量資料計算的「臺灣梅雨季雨型」，黑線是每候雨量佔梅雨季總雨量的百分比。如果降雨沒有固有的時間規律，也就是在梅雨季期間每一天的降雨和雨量多寡的機率相似，則 60 年平均雨型應是隨日期變化平緩的曲線，不會出現如圖 3 這麼明顯的峰值。換言之，圖 3 的峰形結構表示適合臺灣降雨的條件不是平均分佈在梅雨季期間，而

是在某些特定日期有較大機率發生大雨，這樣與日期鎖相(phase locking)變化的關係，意味著臺灣附近降雨受日照量主導的年循環(annual cycle)，以及大氣和海洋與大陸交互作用調控的季風現象的影響非常明顯，這些大尺度氣候條件影響了臺灣附近的大氣穩定度，進而影響降雨。颱風也是影響臺灣梅雨季降雨的主要因素，若以颱風中心進入距臺灣海岸線 300 公里以內作為侵臺颱風的判斷標準(李與盧 2012)，60 年梅雨季只有 20 年沒有颱風侵臺。圖 3 的藍色曲線是沒有颱風侵襲的 20 年平均的梅雨季雨型，看到排除颱風影響的雨量增強了四月底至五月初的第一個峰值，其他次季節峰值也更加突出，全季 70 天有 4 個降雨峰值，表示排除颱風影響可以更清楚看到大尺度環境對臺灣梅雨次季節變化的影響。由無颱風年的環流距平場可知(圖略)，中南半島、南海和菲律賓海的降水減少，華南和臺灣一帶降雨增多。孟加拉灣西南氣流減弱，西太平洋副高增強，副高脊伸入南海北部，因而不利於此時菲律賓海和南海附近的颱風形成和侵臺，但有利於伴隨鋒面的降雨滯留在南海以北的華南與台灣一帶。

為研究影響臺灣降雨的大尺度環境，

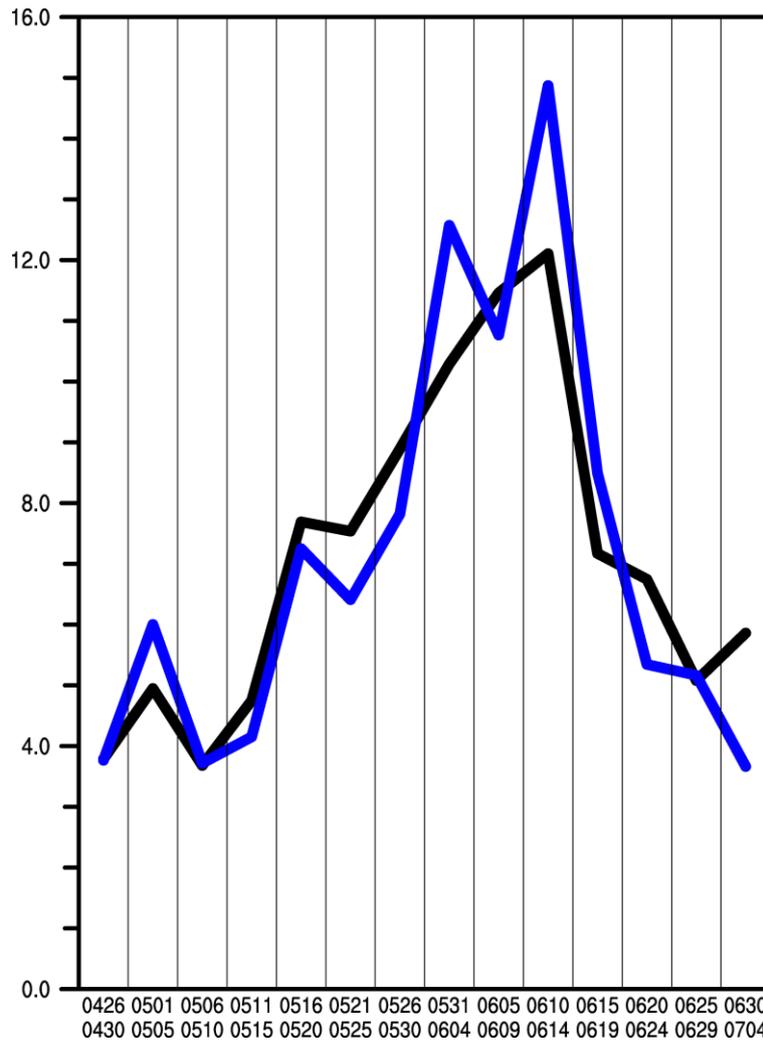


圖 3：台灣 21 個測站的梅雨季雨型變化，橫軸為時間(第 24 到第 37 候)，縱軸為每個候雨量佔梅雨季雨量的百分比，黑線為 60 年(1960-2019)的氣候平均，藍線為 60 年梅雨季期間沒有颱風進入台灣周圍 300 公里範圍的 20 年平均。

需找出明顯偏離氣候常態的異常雨型，藉分析異常年了解大尺度環境和臺灣降水的關連。由於五、六月是亞洲與西北太平洋季風(Asian-Western North Pacific Monsoon, AWNPM)建立期(Wang and LinHo 2002)，本文定義了可連結臺灣雨型和 AWNPM 建立過程的 7 個雨型特徵值，分別是梅雨季的開始時間(S)、結束時間(E)、雨期長度(D)、

高峰期時間(P)、峰期雨量(R_p)、前期雨量(R_b)、後期雨量(R_l)，使用的時間單位均為「候」。梅雨季雨期開始時間(S)為：從 P24(04/26-04/30)開始逐候計算累積雨量，達到全季(14 候)總雨量 15%門檻值的時間是為開始時間；結束時間(E)為：累積雨量達到全季總雨量 90%門檻值的時間，開始至結束的時間長度為雨期長度(D)。降雨的

高峰期時間(P)為連續3候的累積雨量是該季15天累積雨量的最大值，並且以連續3候的第2候代表高峰期時間(P)。雨量有三個特徵值，分別是峰期的15天累積雨量(Rp)、第24候至峰期第1候的前一候累積雨量為前期雨量(Rb)，峰期第3候的後一候至第37候累積雨量為後期雨量(Rl)。兩型特徵值可作為異常雨型的客觀判斷參數。

(三) 梅雨兩型聚類分析

前述的兩型特徵值可表現臺灣21個測站在梅雨季的總體變化，然而測站間的差異(圖2)也不容忽視。為客觀判斷測站間的兩型差異，本文使用美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)程式語言NCL(NCAR Command Language)提供的K-means計算套件分析21個測站的兩型類別。

K-means是常用的資料聚類(cluster)分析法(Wilks 2011)，以聚類中心(centroid)為基礎，運用疊代演算法(iteration)把n個資料劃分到k個聚類中，使得每個資料點歸屬於距離最近的類別平均值，也就是聚類中心所對應的聚類。聚類數由研究者給定，按聚類分析結果判斷調整。由於21個測站的60年平均兩型資料相當單純，對於

季風和臺灣梅雨的關係有許多研究成果可作判斷依據，因此簡單的K-means分類對本研究是合適的選擇，計算方法可參考NCL說明

(https://www.ncl.ucar.edu/Document/Functions/Built-in/kmeans_as136.shtml)，分類結果在下一章詳細討論。

三、梅雨季兩型及次季節變化

(一) 臺灣梅雨季的大環境

根據臺灣梅雨季的雨量隨時間變化特徵(圖3)，可將梅雨季分為梅雨季開始前的季前期(4月26日至5月10日，P24~26)、進入梅雨季之後的早期(5月11至20日，P27~28)、峰前期(5月21至30日，P29~30)、峰期(5月31至6月14日，P31~33)、峰後期(6月15至24日，P34~35)、晚期(6月25日至7月4日，P36~37)六個階段，季前期和峰期的長度為3候(15天)，而其他各期都是兩候(10天)。亞洲季風環流在不同階段的1981~2010年氣候平均降雨顯示在圖4。先聚焦臺灣(120°E, 23°N)，看到從華南沿海通過臺灣向東北延伸到日本南端的雨帶在臺灣梅雨的峰期(圖4d)和峰後期(圖4e)達到最大，同時在東阿拉伯海和印度西岸以及東孟加拉灣、中南半島西

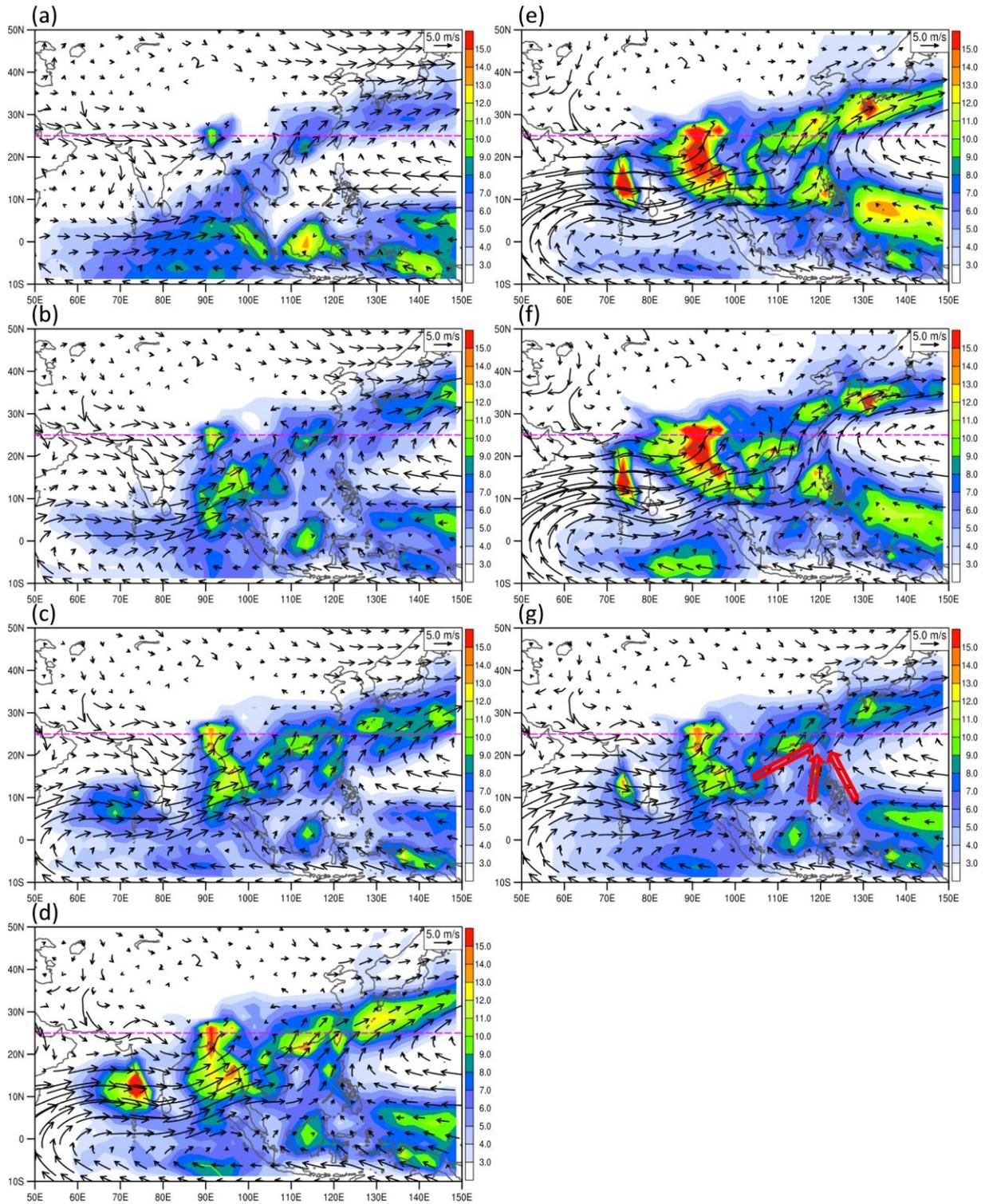


圖 4：1981-2010 年台灣梅雨季期間 6 個階段環流場的氣候平均，色階為降雨，風標為 850hPa 的水平風場，紫色虛線為北緯 25 度的參考線，(a)季前期(4 月 26 日-5 月 10 日，第 24-26 候)，(b)早期(5 月 11 日-5 月 20 日，第 27-28 候)，(c)峰前期(5 月 21 日-5 月 30 日，第 29-30 候)，(d)峰期(5 月 31 日-6 月 14 日，第 31-33 候)，(e)峰後期(6 月 15 日-6 月 24 日，第 34-35 候)，(f)晚期(6 月 25 日-7 月 4 日，第 36-37 候)，(g)整個梅雨季(4 月 26 日-7 月 4 日，第 24-37 候)，紅色箭頭代表三支雨帶。

岸都有明顯的降雨。若以北緯 25 度為參考線（圖 4a-g，虛線），可清楚辨識橫跨太平洋和亞洲大陸的西太平洋反氣旋脊線隨時序漸漸北移，晚期（圖 4f）脊線位在 25°N 左右，此時臺灣雨量比西邊華南、北邊江淮流域、南邊菲律賓等區域都偏少。在 100°E 以西的大尺度氣候系統主要有印度洋上順時鐘方向的跨赤道環流和伴隨的降雨，隨著跨赤道流從南半球往北持續推進，印度半島西岸和中南半島西岸迎風面的降雨也持續增加。亞洲季風區的陸上降雨中心在梅雨季的季前期（圖 4a）已在孟加拉灣北端陸地山區出現，隨著夏季季風的發展持續加強，並在峰前期（圖 4c）與孟加拉灣東半部沿岸雨帶相連，而至 6 月底（圖 4f），原本以南北走向為主的雨帶明顯往東西擴張，雨帶中心達到 25°N 以北。另外，6 月底在赤道與 10°S 之間的南半球東印度洋上也有明顯降雨，而印尼、海洋大陸尤其是爪哇與蘇拉維西島嶼附近雨量減少，南海的南北兩端的印尼與華南區域呈現明顯乾與濕的對比。

全季平均值（圖 4g）顯示降水顯著區域在 100°E 以西的孟加拉灣和位在迎風面的中南半島西部近海區域，在 100°E 以東的南海周圍和西太平洋反氣旋環流的南北

兩側，在南側赤道附近有從東南往西北延伸的西太平洋跨赤道雨帶，北側有從西南往東北延伸的梅雨鋒面狹長雨帶。臺灣地理位置正處於三支雨帶的會合區，第一支是中南半島以及南海北部往日本延伸的雨帶，第二支是由南海中部(~10°N)沿菲律賓西岸往北延伸的南來雨帶，第三支是從菲律賓海順著太平洋副熱帶高壓南緣東南風往北與南海西南風會合的雨帶。為方便討論，本文將影響臺灣的第一支稱為「梅雨鋒面雨帶」，第二支為「南海低壓雨帶」，第三支為「太平洋高壓南方雨帶」。從氣候平均場來看，隨著副熱帶高壓脊北抬，「南海低壓」與「太平洋高壓」兩支雨帶對臺灣梅雨季的峰前期和峰期降水（圖 4c-d）影響大於峰後期和晚期（圖 4e-f）。梅雨季的早期降水除了這三支提供南來水氣的熱帶影響之外，還有中緯度擾動的影響，在東亞陸地區域長江與黃河流域附近（110°E~120°E，30°N~35°N）形成利於降水系統發展的南方南風和北方北風輻合的氣候背景場（圖 4a-b）。

（二）臺灣梅雨季雨型年際和年代際變化

臺灣的地理位置使臺灣梅雨季雨型不僅僅代表臺灣的降雨特性，也反映出

AWNPM 建立期大範圍季風區的乾濕分佈。檢視臺灣梅雨季兩型的 7 個特徵值的年際變化 (圖略), 發現兩期長度(D)的低頻變化比較明顯。圖 5 是 1960~2019 年期間的 D 值逐年變化(紅線), 為凸顯十年以上的緩慢變化, 在每一年的 D 值加上黑色線段標示以當年為中心的前後 3 年共 7 年期間的 D 值分佈, 線段上端為 7 年當中 D 最大值, 下端為 D 最小值, 黑點為 D 中位數。兩期長度在 1960 年代的年際變化的變動幅度較大, 1970 年代變異度減小, 但 1980 年代又增大, 1990 年代至 2000 年代中期, 這段期間的兩期長度變化最小, 以 1999 年為中心的前後七年(1996~2002)是 60 年來兩期長度變動最小的七年, 2000 年中期之後變動再度增加。以七年為單位的兩期長度中位數有 95% 在 8~10 候的區間內, 表示以 8~10 候是合理的氣候正常值分佈範圍, 高於 10 候和低於 8 候的年份可當作「異常」。依此條件判斷, 60 年中有 14 年的兩期偏長, 13 年偏短, 各類別的年份整理在表 1。在 1976 年之前的 16 年只有 1 年兩期偏長, 有 5 年兩期偏短, 顯示偏短的機會是偏長的 5 倍; 在 2001~2018 年間, 這 18 年中有 3 年兩期偏長, 5 年兩期偏短, 雖然偏短年份比偏長多 2 年, 但顯示此區間兩期偏長、偏短異常情況的發生機會增多。由於許多文獻(例: Dong and Dai, 2015)指出 1976 年和 2000 年左右是太平洋年代際震盪 (Pacific Decadal Oscillation, PDO) 的相位轉變期, 1976 年以前 PDO 處於冷相位, 1977~2000 年之間是 PDO 暖相位, 2001 年之後轉冷相位, 而 1976 年的 El Nino 和 1999 年的 La Nina 分別對於 PDO 相位轉變有重要貢獻(Meehl et al. 2016)。中國南方的 6 月雨量和 PDO 關係密切, PDO 暖相位時華南雨量偏少, 冷相位時雨量偏多(Wu and Mao, 2017), 而圖 5 顯示在 PDO 暖相位期間(1977~2001)恰巧沒有發生兩期異常偏短現象, 在 1999 年前後三年(共七年)的 PDO 相位轉變期兩期異常穩定, 兩期年際變化最小。不過, 圖 5 用藍色線框出的 1977~2001 年期間相當特別, 前段 1977~1989 這 13 年在 60 年中是兩期長度年際變化最大的期間, 而 1990~2001 這 12 年在 60 年中是兩期長度年際變化最小的期間, 兩段期間形成明顯對比, 表示台灣梅雨季兩期長短雖然和 PDO 指數有很好的相關性, 兩期長短的年際變化並不完全可用 PDO 解釋, 在第四節將繼續討論兩型和 PDO 以及大尺度氣候環境的關係。由於本研究進行期間只能取

表 1：臺灣梅雨季雨型定義的雨期長度(D)在 1960-2019 年期間的偏長與偏短年份，偏長年 D 大於 10 候，偏短年 D 小於 8 候，偏長與偏短門檻值是依照圖 5 以七年為單位 D 值的中位數有 95%在 8 至 10 候的區間內而決定。

雨期類型	年份
長雨期	1965, 1976, 1978, 1980, 1982, 1984, 1991, 1992, 1996, 2000, 2005, 2012, 2018, 2019
短雨期	1960, 1963, 1967, 1968, 1969, 1979, 1983, 1985, 2003, 2006, 2009, 2010, 2017

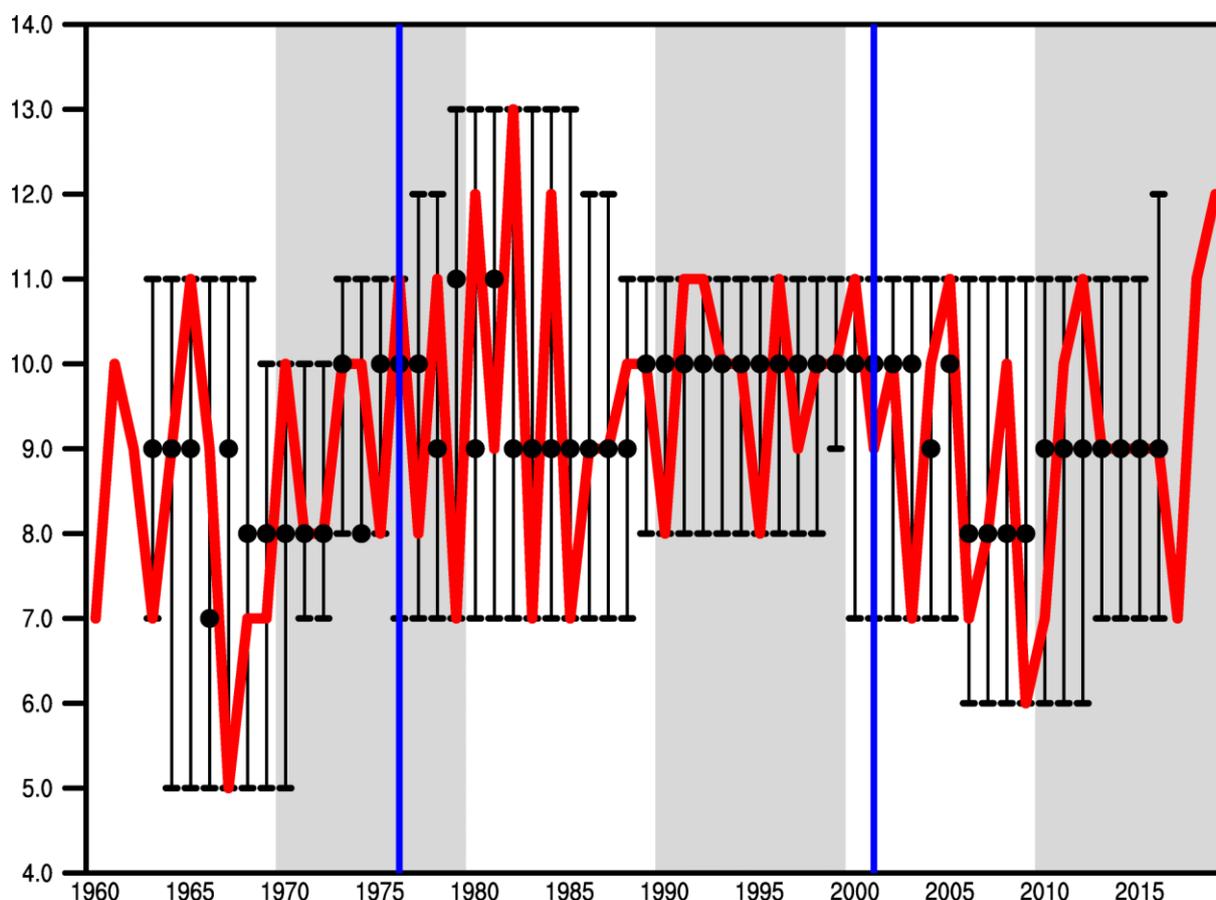


圖 5：台灣 21 個測站統計得到 1960-2019 年梅雨季雨期長度(D)的年際變化，紅線為逐年的時序變化，黑色線條的上端為每 7 年滑動的最大值，下端為最小值，黑點為中位數，縱軸的時間單位為候。藍色線框出的 1977~2001 年區間在前段 1977~1989 年是 60 年中雨期長度年際變化最大期間，而 1990~2001 年是 60 年中雨期長度年際變化最小期間，兩段期間形成明顯對比。

得 1979 年開始的全球再分析格點資料 ERA5，接下來的分析以 1979 年之後為主。

1979 年之後的長雨期年(共 10 年)平均雨型(紅線)顯示在圖 6，其雨型分佈形狀和 8 年短雨期(藍線)及雨期長度變化最小的 12 年(1990~2001)平均值(黑線)相比，有非常明顯的差別。以 1990~2001 年(圖 6，黑線)為基準，長雨期年在雨季開始(5 月 11 日)之前的季前期(4 月 26 日至 5 月 10 日)

雨量比 1990~2001 年平均值高，而雨季前期(5 月 11~30 日)雨量比例異常偏低，直到雨季鋒期後段(6 月 10~14 日)才開始出現明顯降雨，並且一直延續到夏季，顯示降雨出現暫時減少的中斷期。短雨期年的平均雨型和 1990~2001 年相當類似，但尖峰期的尖度明顯高於其他年份，且峰值出現時間比 1990~2001 年平均值晚了一個候，顯示降雨更為集中和延後。由於長和短雨

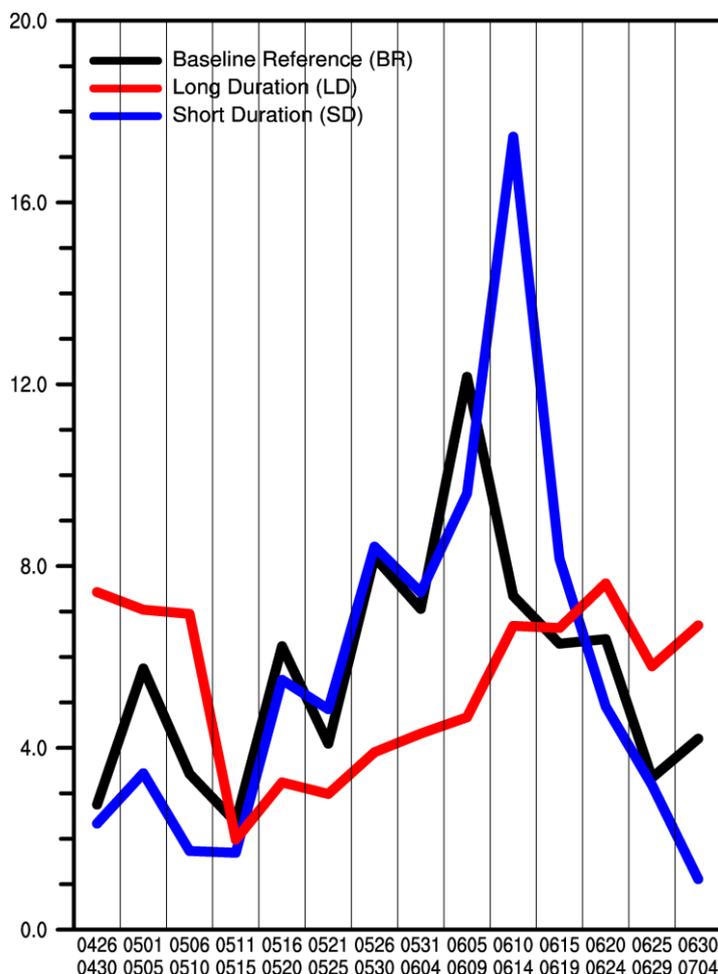


圖 6：依據梅雨季雨期長度分為 3 種類型，黑線為 1990-2001 年雨期長度變化最小期間(基期)的平均雨型變化分佈，紅線為 1979 年之後的 10 年長雨期的平均雨型，藍線為 8 年的短雨期雨型，橫軸為第 24 到第 37 候，縱軸為每個候雨量佔梅雨季雨量的百分比。

期降雨在季內時間的分布與氣候平均狀態不同，受水文環境改變而影響水庫的供水策略。若梅雨季降雨偏少，則容易發生缺水的情形，可能會影響到一期稻作的收成，甚至是乾旱的發生。降雨若是過於集中，強降雨發生機率將增加，水庫必須調節性洩洪，可能導致低窪地區出現淹水災害。圖 6 長、短雨期的明顯差異表示以「雨型」可作為判斷臺灣梅雨季降雨偏離氣候平均態的參考指標，根據雨型可挑出明顯偏離

氣候平均態的年份來分析大環境影響因子，這部分留在第四節繼續討論。

雨期長度(D)和雨期開始(S)時間早晚有顯著負相關的關係($r=-0.77$) (圖 7)，和雨期結束(E)時間的關係不明顯(圖略)。從 1960~2019 各年雨期開始時間和雨期長度的散佈圖 (圖 7)，看到 S 越小(開始越早)年 D 越大(雨期越長)，並且開始時間的早晚和颱風沒有關係，S 最小的 9 年當中 6 年有颱風，而 S 最大的 9 年中 5 年有颱風，

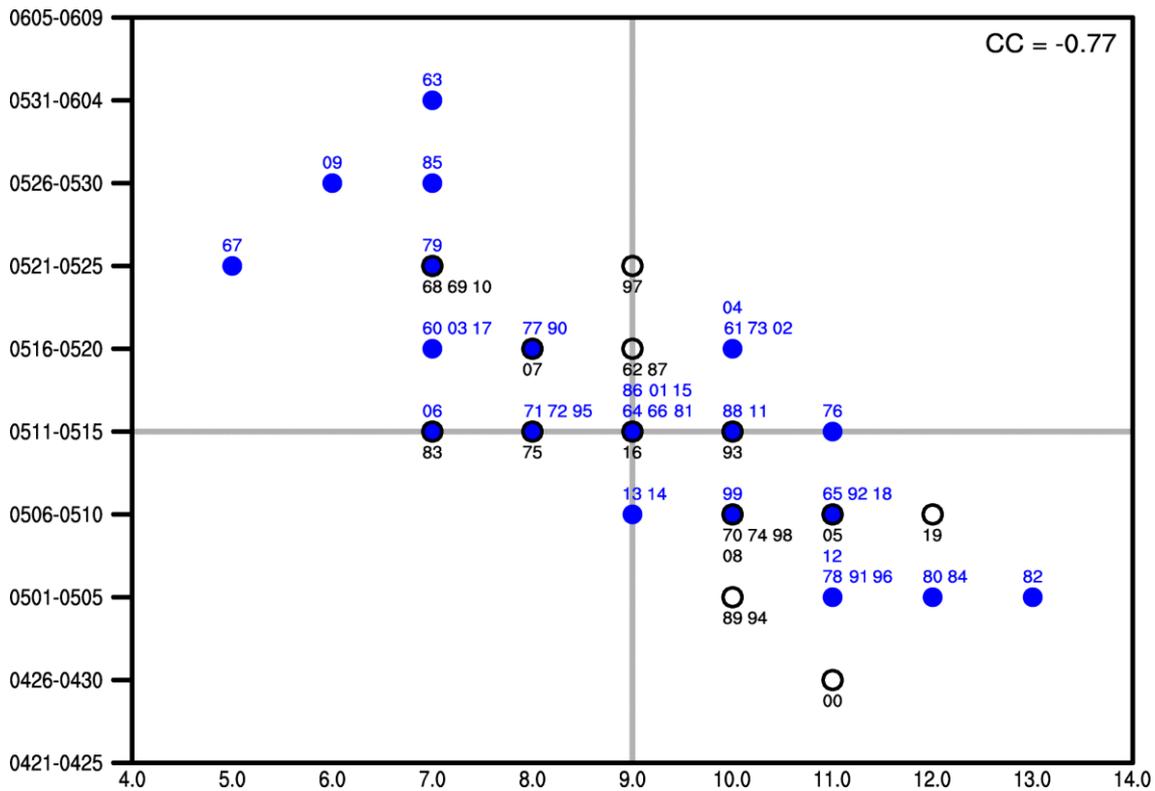


圖 7：1960-2019 年每一年梅雨季雨期長度和雨期開始時間的對照關係圖，橫軸為雨期長度，單位為候，縱軸為雨期的開始時間，數字為年份，藍色代表該年梅雨季期間有颱風進入台灣周圍 300 公里範圍，黑色為沒有受到颱風影響，藍點加黑圓框為該雨期長度和雨期開始時間情況下，有些年份有颱風進入台灣周圍 300 公里範圍，發生年份標示於藍點上方，有些年份沒有受到颱風影響，該年份標示於黑圓框下方。

比例接近。根據圖 7 可挑選比較極端或離群的「異常」年份，在圖的左上端屬於兩期長度極短且開始時間極晚的極端 4 年，為 1963、1967、1985、2009，而在右下端屬於兩期長度極長且開始時間極早的極端 4 年，為 1980、1982、1984、2019，可以根據這些極端年份兩型的峰值尖度和發生時間觀察和其他年份的差異。從峰期發生的時間和雨量(圖 8)來看，這些離群年份不論是兩期極長的四年或極短的四年，與峰期並沒有一致的相似性或相反表現。圖

8 標示了每年峰期的發生時間和尖峰期三候總雨量佔梅雨季全期(14 個候)的百分比，不同顏色代表尖峰的尖度，將 60 年資料排序後以五等份分為五級，紅色的尖度最強，而淡藍紫色的尖度最弱，侵臺颱風發生時間也標記在圖上。看到兩期異常偏短的四十年(1963、1967、1985、2009)的峰值雨量，除最強等級沒有發生之外，其他四種等級都有，峰期發生時間沒有異常偏早或偏晚，四年的梅雨季都有颱風侵臺。兩期異常偏長的四年(1980、1982、1984、2019)的峰值

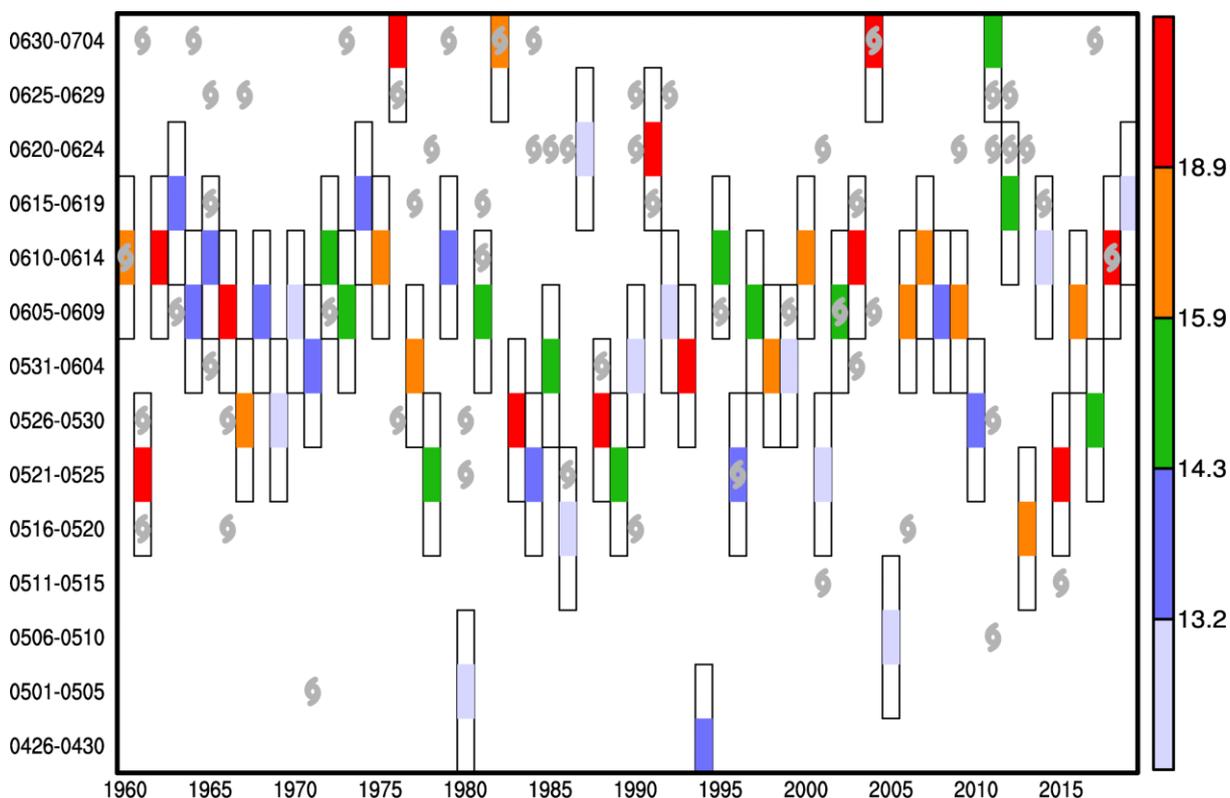


圖 8：1960-2019 年梅雨季雨量高峰期發生時間和雨量百分比的年際變化，長條為峰期的 3 個候，色階代表峰期雨量百分比的 5 個等級，橫軸為年份，縱軸為第 24 到第 37 候，灰色符號代表颱風進入台灣 300 公里範圍的時間。

雨量也沒有出現最強等級,除了 2019 年以外,其他三年都有颱風侵臺,1980 年有兩個颱風,峰期發生時間也特別早。整體看來,臺灣梅雨季雨量尖峰期發生時間和尖度,與雨期長短和雨期開始時間早晚無關(圖略)。

(三) 雨型的測站間差異

以 NCL 的 K-means 計算套件分析 21 個測站逐候雨量佔全季百分比的氣候資料,分類結果雖以 K=4 最佳,但是經過考慮每

聚類的樣本數量之後,決定以 K=3 討論測站間的兩型差異。測站聚類顯示在圖 9a,分類結果表現出地形與季風對降雨的影響。圖 9 以紅、綠、藍三色代表三種雨型類別,將新竹、玉山、蘭嶼三站相連做為分界看到東北和西南側分屬於兩種類型,中央山脈的東、西在台南與台東以北也分成兩類。圖 9b 顯示東部(藍線)在高峰期以前的雨量比例和西北部(紅線)相似,並且比南部(綠色)偏高;在高峰期以後的雨量比例則是南部(綠色)最高,東部(藍線)次之,西北部(紅

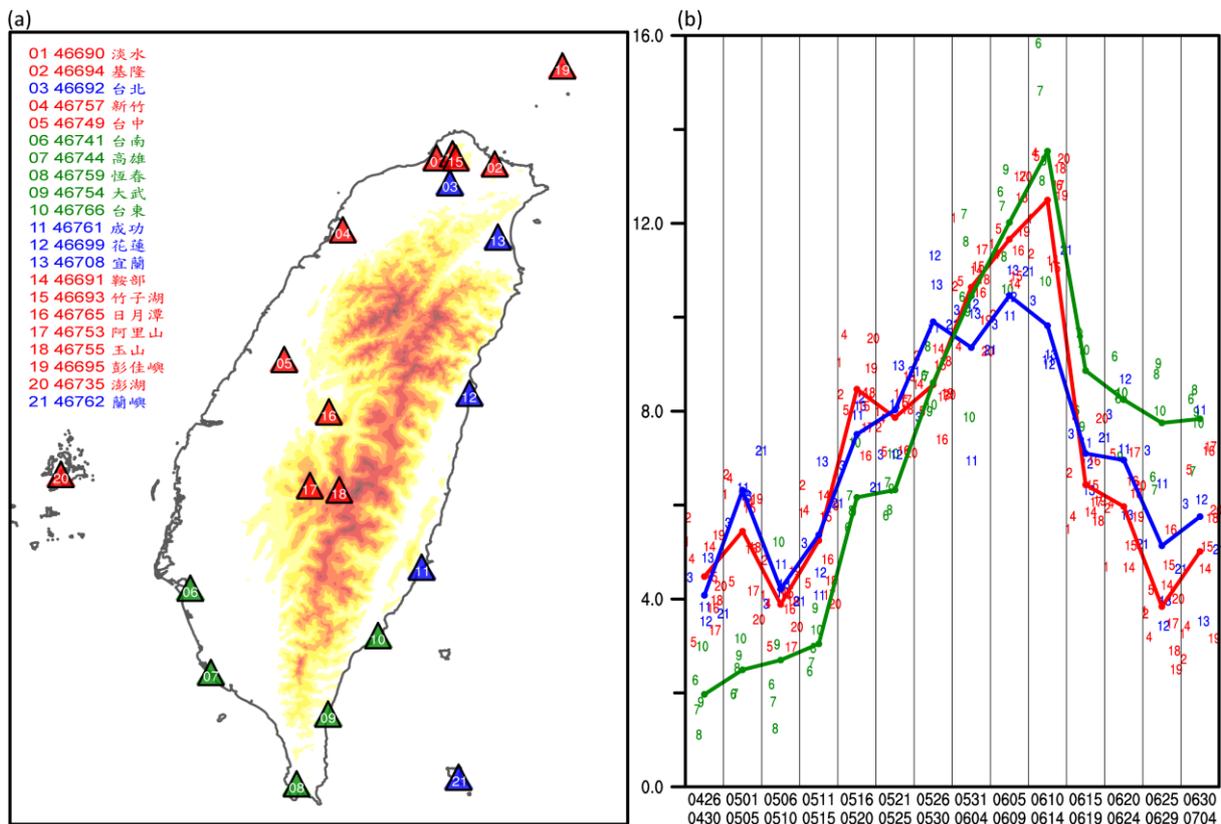


圖 9：依據 1960-2019 年梅雨季逐候雨量佔全季雨量百分比的氣候平均,將台灣 21 個測站分為 3 種雨型類別,(a)圖左上角顯示測站於圖中的代號、站號和站名,以紅色、藍色和綠色分別代表西北部、東部和南部 3 種類型的所屬測站和空間分佈,(b)3 種雨型的時序變化,紅色、藍色和綠色分別代表西北部、東部和南部。

線)最低。雨量高峰期佔全季比例由高至低依序為南部、西北部、東部。以往會依據行政區域或地理位置，主觀性將測站進行分類，K-means 聚類分析法主要是根據資料本身的特性來進行資料分群，經過客觀分類後，便可分析潛藏於各類資料的特性。例如，一般會將台北分在西北部，台東分在東部，但由圖 2 可以看到台北兩型在峰期(5 月 31 日-6 月 14 日)的比例較西北部測站低，峰後降雨並沒有迅速減少，其兩型變化特性接近東部測站。台東站進入濕期的時間偏晚，峰後有明顯的梅雨，特性與南部測站較相近。圖 10 為不同類別兩期

長度和兩期開始時間的關係，比較圖 7 和圖 10，看到分類後臺灣地形對於兩型的影響更清楚，之前看到兩期長度和兩期開始時間早晚的顯著負相關，分類後發現這個關係在西北部和南部(圖 10a,c)比較明顯；東部(圖 10b)兩期起始時間明顯偏晚的年份比另外兩個聚類少，以至於兩期長度和兩期開始時間早晚的相關係數($r=-0.62$)不如其餘兩類和整體的表現($r=-0.73$ 和 -0.77)。圖 9b 也顯示東部(藍線)在五月初的降雨比例最高，在峰期以前都高於南部(綠色)。整體而言，三個分類的兩期長度和兩期開始時間早晚都有負相關，以西北部和

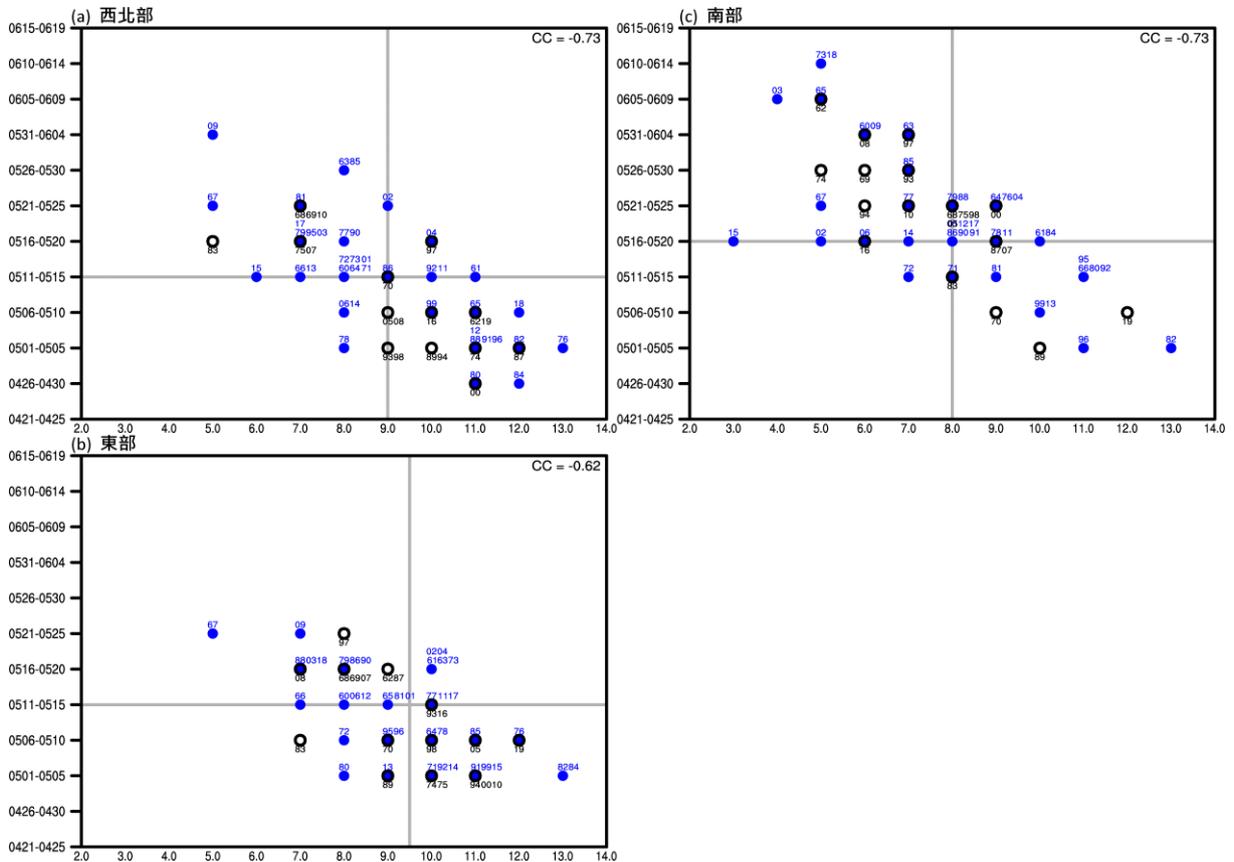


圖 10：同圖 7，但為 3 種雨型的散佈圖，(a)西北部，(b)東部，(c)南部。

南部的相關性高，東部較差，西北部和南部雨期長度和雨期開始時間變化高於東部。

檢視 4 個臺灣梅雨季雨型時間特徵值和雨量(Rb、Rp、Rl、(Rb+Rp+Rl))年際變化的關係(圖略)，發現仍是「雨期長度」(D)和雨量的關係最好。接下來用圖 5 顯示的雨期長度變化最小的 1990~2001 年期間作為參考基期，檢視三個聚類的雨期偏長年和偏短年的雨型和季總雨量變化。將表 1 中 1979~2018 年期間雨期偏長(1980, 1982, 1984, 1991, 1992, 1996, 2000, 2005, 2012, 2018)與偏短年份(1979, 1983, 1985, 2003, 2006, 2009, 2010, 2017)，分屬於三個

區域的雨型顯示在圖 11，對照圖 6 與圖 11 可看到全島平均雨型和不同區域分別平均雨型的差異。圖 6 顯示全島平均雨型在高峰之前有三個比較小的峰值，由圖 11 可知這主要來自於西北部和東部降雨，圖 6 的六月初主峰期在圖 11 的三個聚類也都看到了相對應的主峰，西北部(圖 11a，黑線)在五月中中的尖峰候雨量略高於六月初，但持續性不如六月。短雨期年份的平均雨型(圖 6，藍線)顯示的雨量尖峰在圖 11a (西北部)和圖 11c (南部)都看到相對應的尖峰，但在圖 11b (東部)卻出現有別於其他雨型的雙峰特徵，有可能是峰值出現

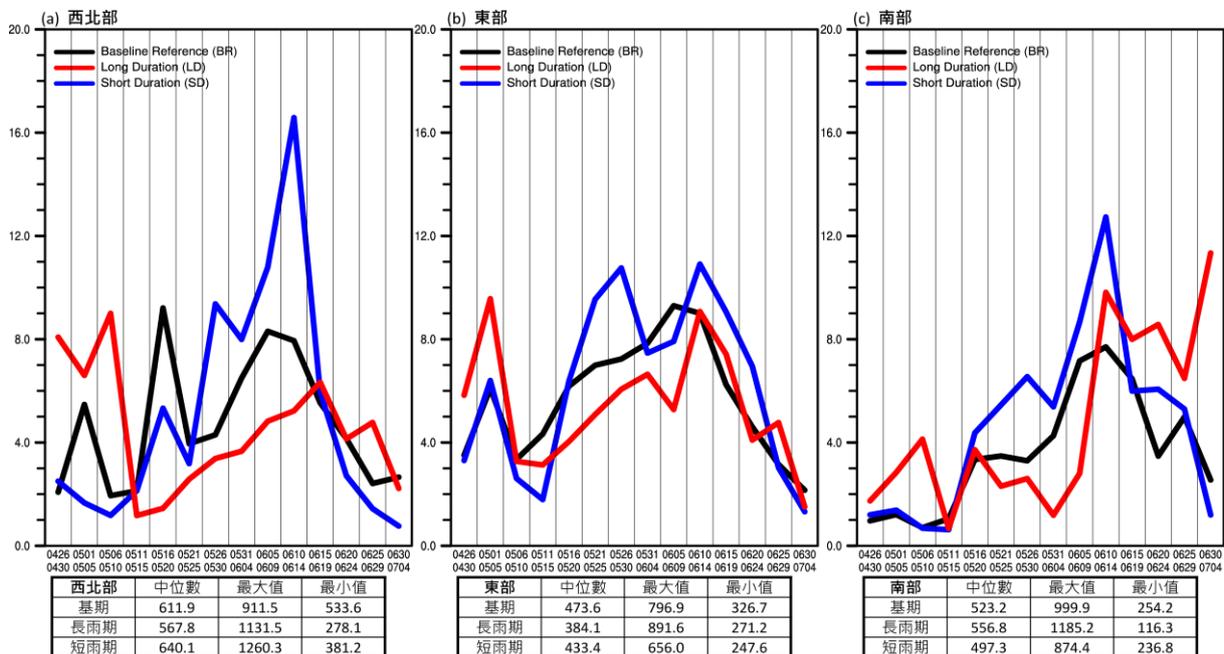


圖 11：同圖 6，但為 3 種雨型的變化，(a)西北部，(b)東部，(c)南部，橫軸為第 24 到第 37 候，縱軸為每個候雨量佔梅雨季雨量的百分比。圖下方表格分別為 3 種雨型測站平均季雨量(單位：mm)在基期(BR)、長雨期(LD)、短雨期(SD)雨量的中位數、最大值和最小值。

時間和日期鎖相關係比其他區域弱，表示造成東部尖峰的事件和其他區域不盡相同。長雨期年份的平均雨型(圖 6, 紅線)和基期平均值的差異最大, 圖 6 和圖 11 的主要高峰期之前都有一段異常乾期, 類似特徵在三個聚類都有, 但西北和東部在四月底和五月初的降雨比例明顯高於南部, 而南部在峰期之後的降雨比例明顯高於其他兩區。因此, 西北和東部地區在長雨期的四月底和五月初便有降雨出現, 之後降雨中斷, 至六月中才有降雨出現, 而南部一直要到六月才會有明顯的降雨發生。西北部和南部在短雨期降雨集中在六月初至六月中, 而東部則是發生在五月底和六月中兩波。從圖 11 的列表可見, 每年測站平均累積雨量在基期 12 年的中位數以西北部最高, 南部次之, 東部最低; 但 12 年當中的最大雨量以南部最高, 且最低雨量也以南部最低, 表示南部雨量變異度高於其他區域, 南部雨量為決定台灣梅雨總雨量的重要角色。由於西太平洋副高東退, 臺灣受到三支雨帶提供南方來的水氣(圖 4g), 西南氣流直接從南海北部吹向臺灣南部, 然後繼續沿臺灣西、東沿岸持續將水氣往北輸送, 因此臺灣南部迎風面比起西北部和東部易出現大雨。若西北太平洋副高偏

強, 副高脊西伸, 則會阻擋西南氣流直接吹向臺灣南部, 氣流則會沿副高南緣北上, 臺灣南部降水就會明顯減少。長雨期年份的雨量中位數在東部明顯低於其他兩區, 最小值在三區都明顯低於基期, 但在最高值部分也是明顯高於基期, 顯示長雨期年的雨量變動偏大。短雨期年份在西北部同樣看到雨量的高低差距比基期大, 但是在其他兩區的高低差距都小於基期。綜合言之, 長雨期年大環境不利東部降雨, 短雨期三類別中以西北部的雨量變異最大。長雨期年的季內振盪幅度比較大, 梅雨季間歇期明顯; 而短雨期年梅雨季降雨集中, 極端降雨的發生機會較大。

四、異常雨型與大尺度氣候環境

由前面章節可知, 用 7 個特徵值可以客觀描述臺灣梅雨季的時間和雨量特性, 也就是梅雨季雨型。分析各特徵值之間的關係發現, 相關性最高的是雨期長度(D)和開始時間(S)之間的負相關, 開始時間越早雨期長度越長, 其餘特徵值年際變化彼此之間並沒有顯著相關性。接續前述討論, 本章將挑選雨期異常偏長和異常偏短的個案, 分析雨期長短和臺灣梅雨季乾濕以及北半球夏季AWNPM季風建立期的大尺度

氣候環境的關係。

(一) 異常雨型個案挑選

平均而言，圖 11 透露出雨期偏長年在梅雨季前期的雨量比例較其他年份偏高，表 1 中 1979~2019 年的 11 個偏長年的前期(P24~26)累積雨量都超過梅雨季總雨量的 15%，進入梅雨期之後的雨量變化卻相當分歧，季雨型大致可歸納出如圖 12 所示的三種型態，其中 1984 年因無法歸入三種型態的任何一種因而剔除不予討論。圖 12a 中的四年(1982、1991、2000、2018)，都是在前期之後有連續 3 候的單候雨量未達全季(14 候)總雨量的 3%，據此本文定義梅雨季中有連續 3 候的單候雨量低於總雨量 3%為中斷期(break)。圖 12b 的三年(1980、1996、2005)共同特徵為峰期(梅雨季最大 15 天累積雨量)發生時間偏早，都在第 27 候之前，而第 27 候在平均雨型屬於雨季早期(P27~28)，這幾年的峰值顯然早於梅雨季雨型氣候平均值的第 31~33 候(圖 3)。圖 12c 的三年(1992、2012、2019)共同點為峰期發生時間和其他雨期偏長年份相比稍晚，都在第 32 候之後。

雨期異常偏短年的共同特徵是在西北聚類(C1)有雨量偏高的傾向，圖 11a 下表

顯示的雨期偏短年(SD)梅雨季雨量中位數和最大值都高於基期和偏長年。八年短雨期中，C1 測站總雨量最高的五年是：1979, 1985, 2006, 2010, 2017，圖 13 顯示雨量偏高年(圖 13a)的雨型和其餘短雨期但雨量偏低年(圖 13b)的差別不大，都有雨量比例集中在 5 月中旬之後的特徵，但多兩年在 6 月下旬之後的雨量比例高於非多兩年。

為比較長雨期和短雨期年在臺灣的降雨特性，我們在長雨期雨量偏少年的三種不同雨型(圖 12a-c)各挑一年(1980、1992、2018)，也在短雨期 C1 類雨量偏多年(圖 13a)挑了三年(1985、2006、2017)，把挑出 6 年個案的單候雨量由大到小排序呈現在圖 14。圖 14a-c 屬長雨期雨量偏少年，圖 14d-f 屬短雨期的西北部雨量偏多年，對照圖 14 的上下兩列看到三個短雨期年份的雨量強度高於三個長雨期年份。特別值得一提的是短雨期三年的最大候雨量以及第二與第三大事件都不是颱風雨，但長雨期的 2018 年第一與第二大事件都是颱風雨，1980 年的第二大事件也是颱風雨，而且長雨期年份的颱風雨候雨量還不及短雨期最大候雨量事件，可見大尺度季風環境對臺灣梅雨季的極端強降雨的影響不遜於颱風。

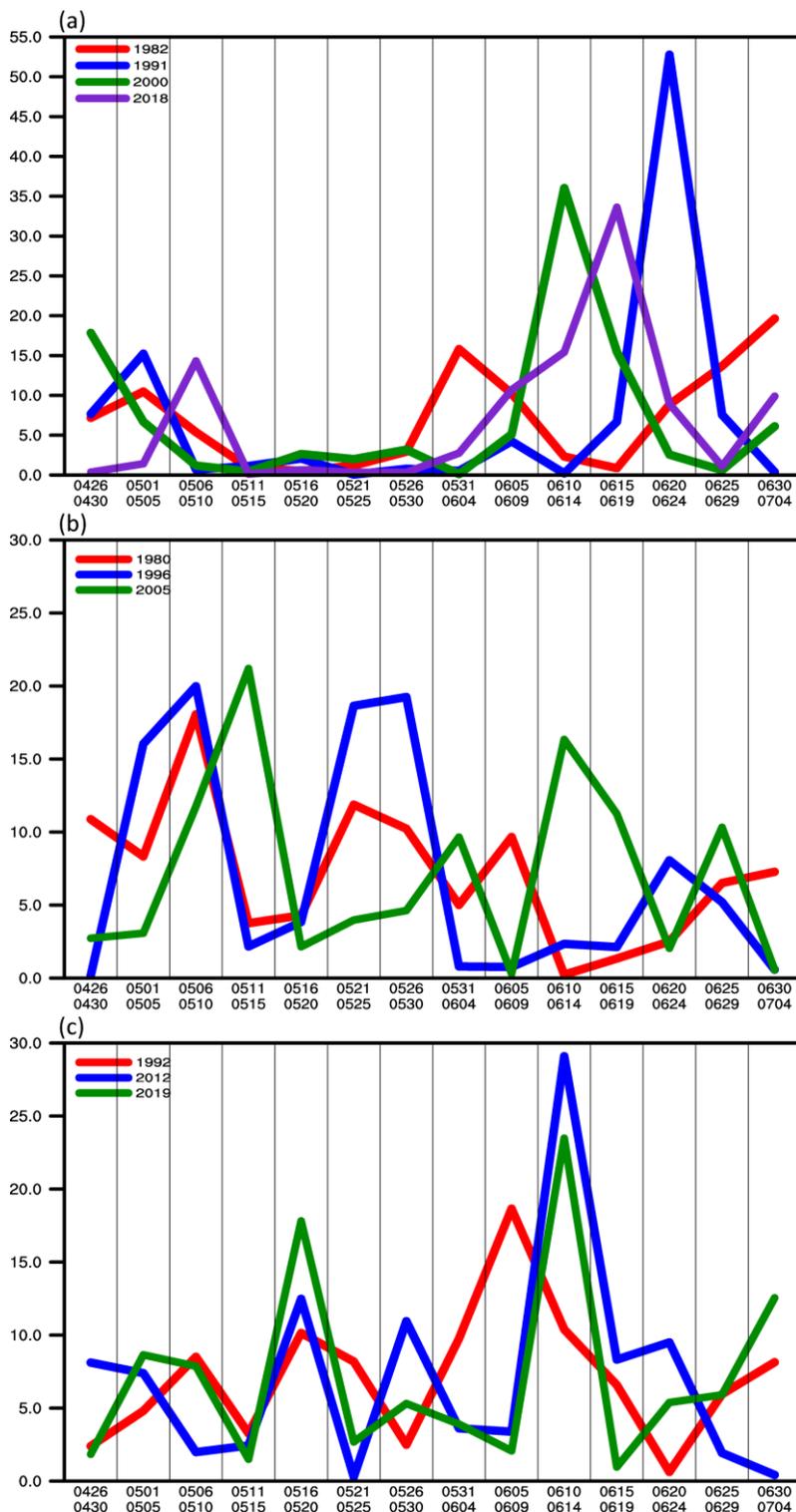


圖 12：10 個雨期偏長年雨型的時序變化，這 10 年在季前期(4 月 26 日至 5 月 10 日，第 24 候到第 26 候)累積雨量都達到梅雨季總雨量的 15%，橫軸為第 24 到第 37 候，縱軸為每個候雨量佔梅雨季雨量的百分比。依據這 10 年的雨型變化特徵分為 3 種類別，(a)在季前期之後連續 3 個候雨量佔梅雨季雨量的百分比都未達 3%，有 1982、1991、2000、2018 年，(b)峰期發生在第 27 候(5 月 11 日至 5 月 15 日)之前，有 1980、1996、2005 年，(c)峰期發生在第 32 候(6 月 5 日至 6 月 9 日)以後，有 1992、2012、2019 年。

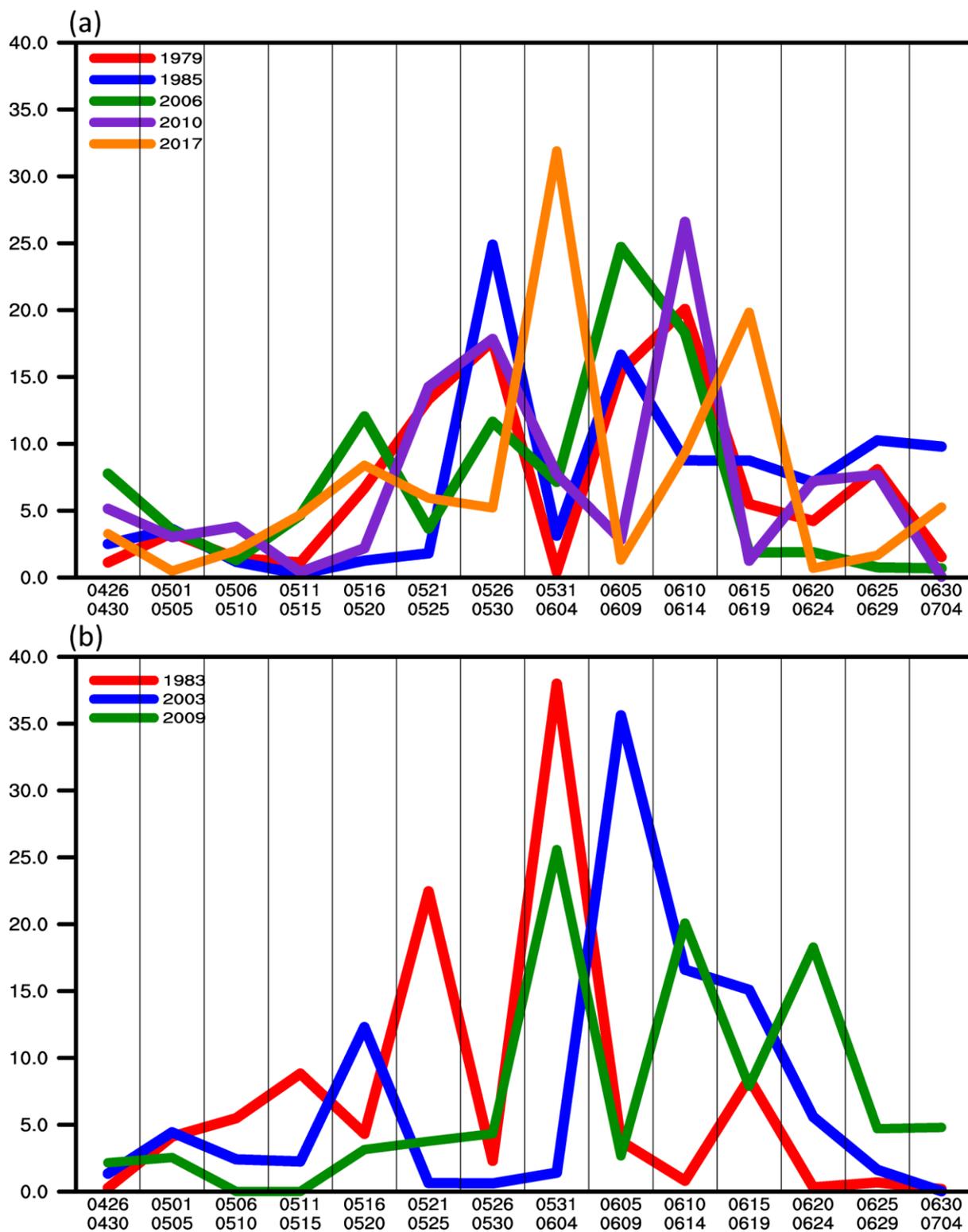


圖 13：8 個雨期偏短年雨型的時序變化，橫軸為第 24 到第 37 候，縱軸為每個候雨量佔梅雨季雨量的百分比，(a)1979、1985、2006、2010、2017 為西北部梅雨季總雨量前 5 個的年份，(b)1983、2003、2009 為其餘 3 年。

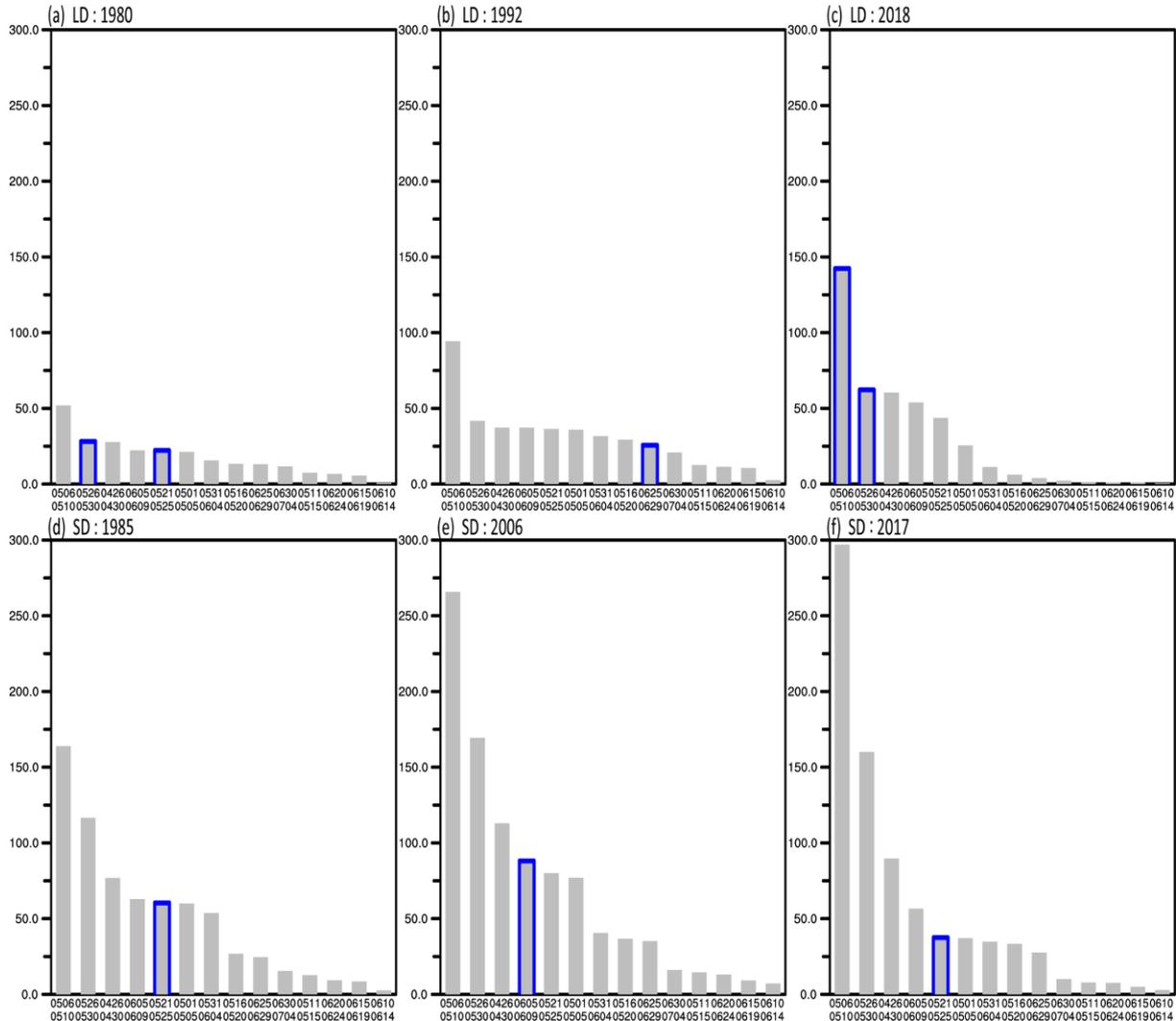


圖 14：梅雨季候雨量由大到小的排序，橫軸為發生候的日期，縱軸為每個候的雨量，單位為毫米，藍色框線代表該候有颱風進入台灣 300 公里範圍，(a)-(c)為雨期偏長年，分別為 1980、1992、2018 年，(d)-(f)為雨期偏短年，分別為 1985、2006、2017。

(二) 異常雨型與季風演變

對照三年長雨期和三年短雨期的降雨和 850hPa 風場距平可幫助我們更認識臺灣梅雨雨型和 AWP 季風環流的關係。圖 15 由上至下為從梅雨季的季前期(4 月 26 日至 5 月 10 日, P24~26)到峰期(5 月 31

日至 6 月 14 日, P31~33)的變化，左欄(圖 15a-d)為 1980 年，中欄(圖 15e-h)為 1992 年，右欄(圖 15i-l)為 2018 年。由圖 12b 已知 1980 年的峰期發生時間偏早，與圖 15a 顯示在四月底五月初從華南到日本九州有從西南往東北延伸的多雨距平一致；

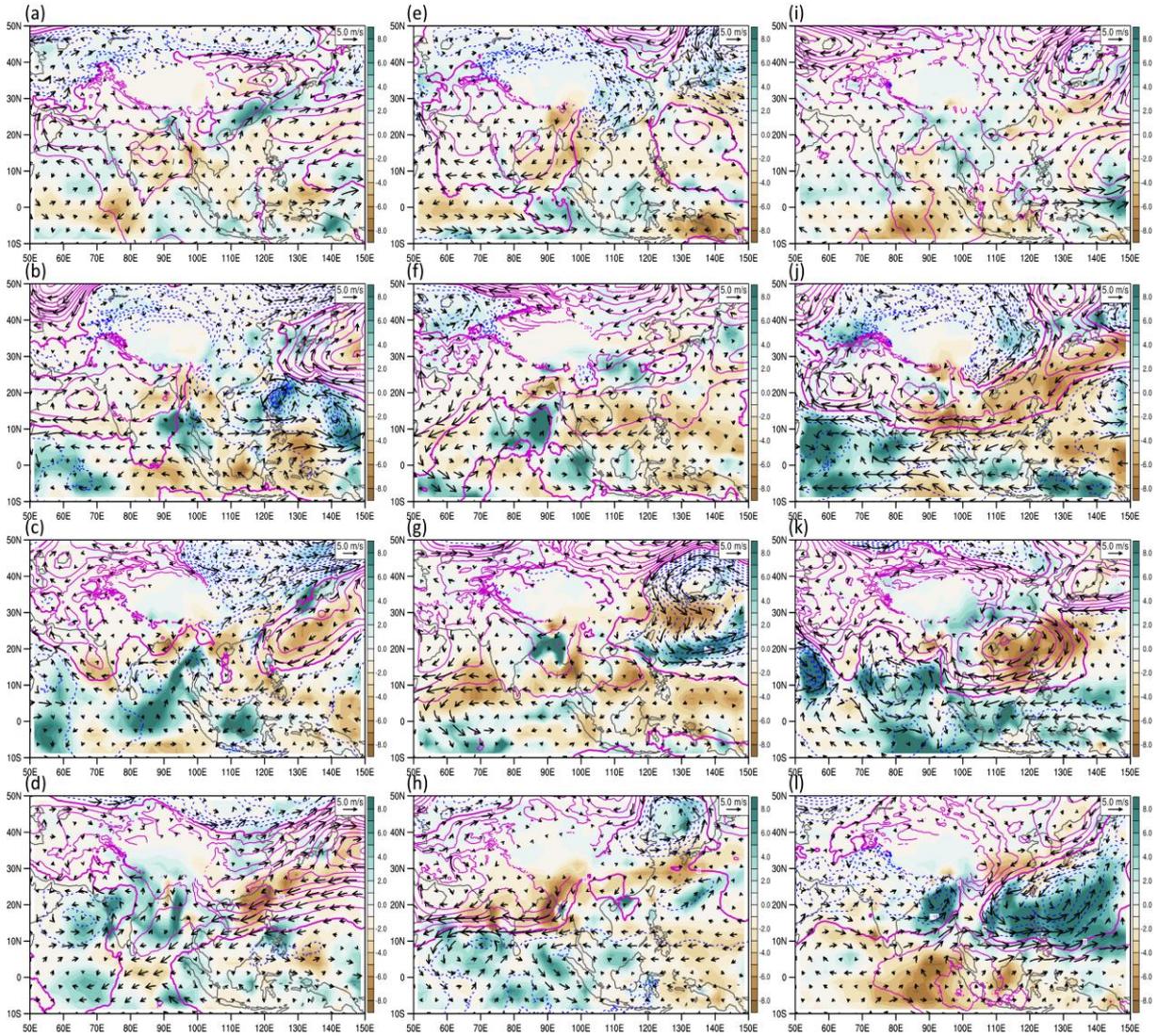


圖 15: 梅雨季 4 個階段的長雨期年環流距平場, 使用的氣候平均值是兩期長度穩定的 1990~2001 年, 色階為降雨, 單位為 mm/day (毫米/日), 等值線為 850hPa 高度場, 間隔為 5m (公尺), 紅實線為正值, 藍虛線為負值, 風標為 850hPa 的水平風場, 圖由上而下為 4 個階段, 分別為季前期(4 月 26 日-5 月 10 日, 第 24-26 候)、早期(5 月 11 日-5 月 20 日, 第 27-28 候)、峰前期(5 月 21 日-5 月 30 日, 第 29-30 候)、峰期(5 月 31 日-6 月 14 日, 第 31-33 候), (a)-(d)為 1980 年, (e)-(h)為 1992 年, (i)-(l)為 2018 年。

兩帶南方有反氣旋距平, 孟加拉灣和中南半島北端山區有多雨訊號, 但從孟加拉灣洋面往東經緬甸、馬來半島、泰國、柬埔寨、越南南部, 一直到南海和菲律賓北部都是偏乾, 表示臺灣偏濕的水氣來源與這

些地方的對流活動關係不大。臺灣上空反氣旋在圖 15b(5 月 11 至 20 日)減弱, 但在 5 月下旬(5 月 21 至 30 日, 圖 15c)增強並且在 6 月上旬 (5 月 31 日至 6 月 14 日, 圖 15d)反氣旋距平的脊線移至臺灣上方,

造成梅雨中斷(圖 12b)。有別於 1980 年, 圖 12c 顯示 1992 年的峰期發生時間比氣候平均值稍晚, 圖 15e-h 顯示雖然有雨帶在臺灣附近南北擺盪, 但在南海北部一直偏乾, 到 6 月上旬(圖 15h)才出現轉機, 熱帶印度洋南北緯 10 度內和中南半島與南海上都有明顯降雨。圖 12a 顯示的 2018 年主要特徵為有明顯的梅雨中斷期並且峰期發生時間偏晚, 在圖 15i-l 看到臺灣附近以及南海和菲律賓海北部從 4 月下旬到 5 月底都明顯偏乾, 孟加拉灣往東到菲律賓海上有明顯的反氣旋環流, 表示有強盛的下沉氣流抑制了對流發展(Lu et al. 2020)。圖 15i-l 顯示 4 月下旬 15°N 以南的熱帶對流活動在西印度洋開始發展, 5 月增強且向東移動至東印度洋和印尼海洋大陸區域, 在 6 月初往北移動至 15°N 以北, 發展和移動特徵與 BSISO 統計特性和監測結果 (<https://www.apcc21.org/ser/moni.do?lang=en>)相符。

圖 16 和圖 15 格式相同, 但是為短雨期且臺灣西北部較濕的年份, 左欄(圖 16a-d) 是 1985、中欄(圖 16e-h) 是 2006、右欄(圖 16i-l) 是 2017 年。首先, 看到圖 15 與圖 16 在南亞和南海以及東亞季風區的

廣大範圍雨量距平差異明顯, 總體來說後者比前者的偏濕程度和區域都更大, 明顯偏濕的出現時間相當一致地發生在進入梅雨季的 5 月中旬之後, 這是否意味著高峰集中的雨型容易發生印度洋和東南亞對流在季風建立期偏強的年份, 這是以後將繼續研究的課題。這三年的熱帶對流偏強時間都在 5 月中、下旬期間, 並在 6 月上、中旬都有往北移動的現象(圖 15d,h,l)。經檢視 APCC 網站提供的 BSISO 監測資訊 (<https://www.apcc21.org/ser/moni.do?lang=en>) 發現對流向北移動現象與活躍的 BSISO 活動相當吻合。

本文第三節提到兩期長短和 PDO 指數有很好的相關性, 將 1960~2019 年兩期長短的時間序列和 PDO 指數分別經過 11 年滑動平均之後計算的兩者的相關係數有 0.83。Wu and Mao (2017) 指出華南六月雨量和 PDO 關係最好, PDO 的暖相位時華南偏乾而冷相位時華南偏濕。PDO 暖相位在北太平洋中高緯 40°N 附近海溫偏冷, 偏暖的海水則是從北太平洋東部往熱帶中太平洋延伸, 空間特徵類似超強聖嬰 (Mega-ENSO)(Wang et al. 2013), 以至於熱帶海洋大陸對流偏弱而南海低壓環流和對流偏強, 華南和台灣受高壓反氣旋環流距

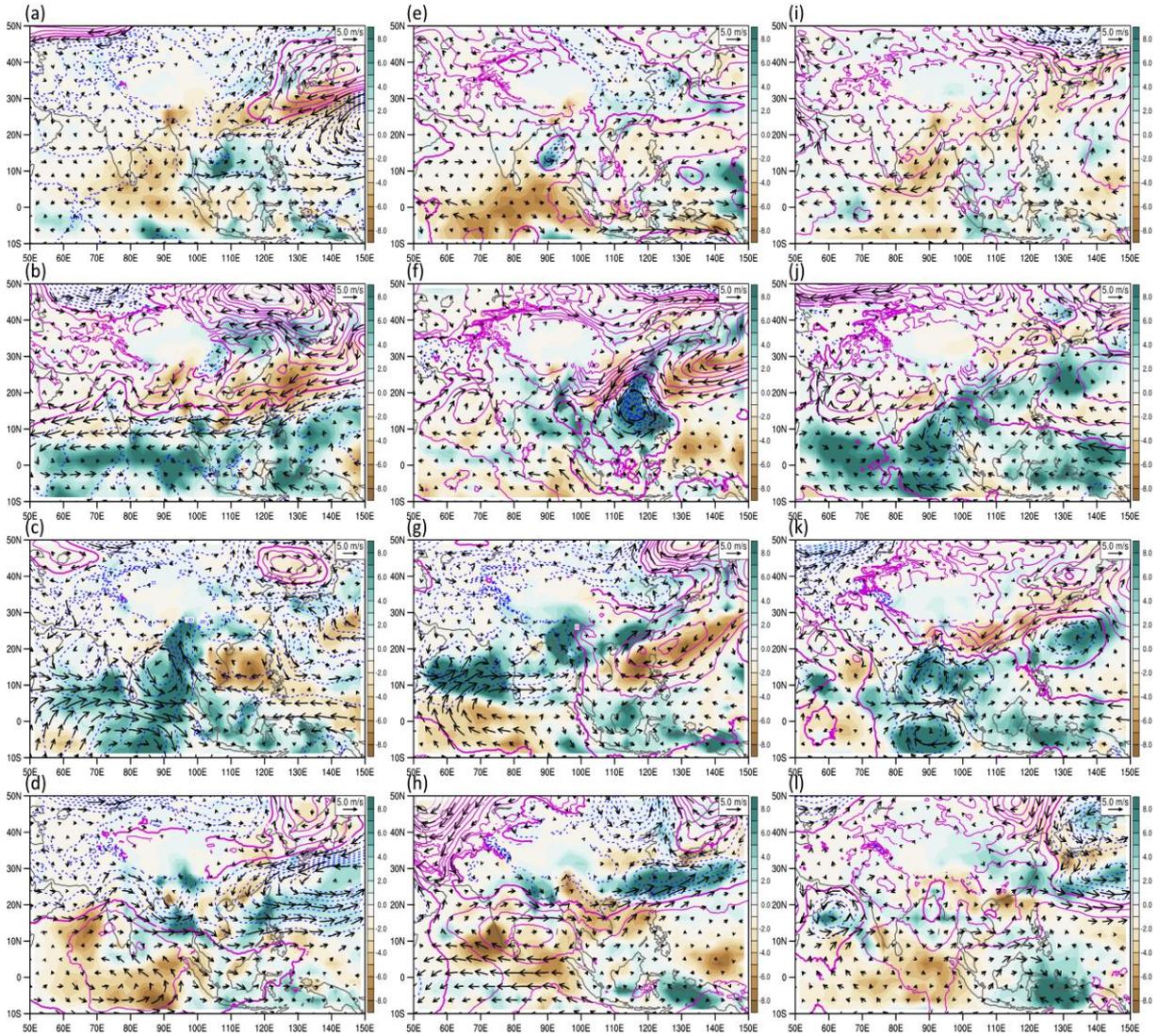


圖 16：同圖 15，但為短兩年，(a)-(d)為 1985 年，(e)-(h)為 2006 年，(i)-(l)為 2017 年。

平影響以致偏乾，長江流域以及日、韓則是受低壓氣旋環流距平影響以致偏濕。PDO 和台灣梅雨季雨型的關係主要表現在雨期長度上，PDO 暖（冷）相位台灣梅雨季雨期平均偏長（短），梅雨季雨期極端偏短的年份都發生在 PDO 冷相位年代。對照圖 15 與 16 來看，可見雨期偏短年在梅雨季峰期(5 月 31 日-6 月 14 日，第 31-33

候)在 20°N~30°N 附近有清楚的西太平洋華南雨帶，類似位置在雨期偏長年則是偏乾。

五、結論與討論

臺灣梅雨是東亞與西北太平洋夏季季風的一部分。本文以 21 個中央氣象局局屬測站 60 年(1960~2019)日雨量資料計算每

候雨量佔梅雨季季總雨量的百分比決定季雨量在季內的分配曲線，定義為「臺灣梅雨季雨型」。梅雨季雨型有明顯的單峰結構，若僅考慮在 60 年梅雨季中沒有侵臺颱風的 20 年平均結果以單峰為主，但有三個次峰，又以四月底五月初的次峰對季雨量貢獻的提升最為突出，顯示排除颱風影響可更清楚看到東亞季風環流季節轉變期的季節變化和臺灣雨量的關係。根據雨量在雨季內的累積速率和高峰事件發生時間，為期 14 候(70 天)的梅雨季可分為六個階段：季前期(4/26~5/10)、早期(5/11~20)、峰前期(5/21~30)、峰期(5/31~6/14)、峰後期(6/15~24)、晚期(6/25~7/4)，對應的東亞及西北太平洋夏季季風發展進程主要以副熱帶高壓脊線位置以及伴隨的梅雨鋒面、南海低壓、太平洋高壓南方三條雨帶作為指標。每年梅雨季雨型和氣候平均值相比有相當大的差異，但若以主峰時間和累積速率為準，分析六個階段的環流和雨量距平變化，有助於了解和整理臺灣梅雨和亞洲與西北太平洋季風(AWNPM)的關係。

本文定義了可連結臺灣雨型和季風的 7 個雨型特徵值作為辨識明顯偏離氣候常態的異常雨型的判斷依據，其中 4 項為描述雨型的時間特徵，3 項為描述雨型的

雨量特徵。時間特徵值分別是梅雨季的開始時間(S)、結束時間(E)、雨期長度(D)、高峰期時間(P)，時間單位均為「候」。三個雨量特徵值是梅雨季的峰期雨量(Rp)、前期雨量(Rb)、後期雨量(Rl)，雨量單位為日平均雨量(mm/day)。雨型特徵值可作為異常雨型的客觀判斷參數，用以挑選變化明顯的「異常年」。分析結果發現雨期長度(D)和開始時間(S)有顯著負相關關係，將全島 21 個測站的雨型分為西北、東、南三個聚類之後仍然可以看到類似的關係，但東部的 D-S 相關性較其他兩類稍弱。雨型的 4 個時間特徵值當中也以 D 和雨量的關係較好，西北聚類在長雨期年份有比較明顯的梅雨間歇期(break)，東聚類長雨期年的季總雨量有偏低傾向。短雨期年梅雨季降雨集中，極端降雨的發生機會較大。綜合言之，雨期長度和雨期開始時間有顯著相關，長雨期和短雨期雨型也有明顯的差異，因此雨期長度異常變化程度的雨型，相當可以代表臺灣梅雨季季內雨型變化的指標。挑選 1979 年之後的長雨期雨量偏少和短雨期西北聚類雨量偏多的各三個「異常年」，對照大尺度環流在兩組年份的差異，看到長雨期年在梅雨季期間伴隨西北太平洋副熱帶高壓的偏強有明顯偏乾的梅雨間歇期，

南海低壓和太平洋高壓南方雨帶都偏弱；短雨期年西北太平洋副熱帶高壓在梅雨季期間變化較快，伴隨副高的梅雨鋒面和南海低壓和太平洋高壓南方雨帶都能影響臺灣帶來梅雨。本研究結果顯示，臺灣梅雨季的中長期天氣預報模式需要有掌握印太亞澳季風區的熱帶和中高緯度環流與對流變化的能力。本文聚焦在臺灣梅雨季雨型，未來將擴大分析範圍至南海與周遭陸域的區域雨型，進一步探討時間尺度為 10-30 天和 30-60 天的季內振盪現象對雨型的影響。梅雨季雨期短、峰期尖度強的雨型是否容易發生在 AWNPM 季風建立期的印度洋和東南亞對流比較活躍的年份？印度洋和東南亞的對流活動如何影響臺灣梅雨季雨型？印度洋海溫與聖嬰現象(ENSO)和印太亞澳季風區季節轉換期降雨特性的關係如何？這些重要問題有待持續研究尋找答案。

致謝

本研究在氣象局「109 年度次季節暨季節內尺度預報模式及診斷分析系統發展委外案」及科技部計畫 MOST109-2111-M-002-005、MOST 109-2811-M-002-646-MY2 支助下完成，特此致謝。

參考文獻

- 李清騰、盧孟明，2012：從氣候觀點探討影響臺灣颱風的定義問題。氣象學報，48,25-37。
- 卓盈旻、盧孟明，2017：運用大尺度西南氣流指數法 預報臺灣梅雨季極端降雨頻率年際變化。大氣科學，45:2，83-100。
- 陳泰然，2007：最近之梅雨研究回顧。大氣科學，35:4，261-286。
- 陳景森、陳宇能、林秉承、林沛練、劉哲伶、蘇炯瑞、彭文君，2007：梅雨季臺灣西南部豪雨之探討。大氣科學，35:4，287-304。
- 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，35:4，305-352。
- 盧孟明、劉品誼，2017：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。大氣科學，45:3，193-220。
- Boyle, J. S., and T. J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the wintertime East Asian monsoon. *Monsoon meteorology*, Chang, C.-P., and Krishnamurti, T. N.

- (Eds.), Oxford University Press, pp 125-160.
- Chen, C. S., W. C. Chen, W. K. Tao, 2004: Characteristics of heavy summer rainfall in southwestern Taiwan in relation to orographic effects. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 82:1521–1543.
- Chen, C. S., Y. J., Chen, C. L. Liu, P. L. Lin, W. C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Weather Forecast* 22:981–1002.
- Chen, J. M., T. Li, and C. F. Shih, 2010: Tropical cyclone-and monsoon induced rainfall variability in Taiwan. *J. Climate*, 23, 4107-4120.
- Chen, T. C., M. C. Yen, and J. C. Hsieh, R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299–2312.
- Copernicus Climate Change Service (C3S), 2017: ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
- Dong, B. and A. Dai, 2015: The influence of the interdecadal Pacific oscillation on temperature and precipitation over the globe. *Climate Dynamics*, 45(9), 2667-2681.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, 2009: Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17808, doi:10.1029/2009GL040000
- Tao, S. Y. and L. X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon meteorology*, Chang, C.-P., and Krishnamurti, T. N. (Eds.), Oxford University Press, pp 60-92.
- Wang, B. and LinHo, 2002: Rainy seasons of the Asian-Pacific monsoon. *J. Climate*, 15, 386–398.
- Wang, B., J. Liu, H.-J. Kim, P. J. Webster, S.-Y. Yim, and B. Xiang, 2013: Northern Hemisphere summer monsoon

- intensified by mega-El Niño/southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* Apr 2013, 110 (14) 5347-5352; DOI: 10.1073/pnas.1219405110
- Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Science: Cluster Analysis*. 603-616.
- Wu, X. and J. Mao, 2017: Interdecadal variability of early summer monsoon rainfall over South China in association with the Pacific Decadal Oscillation. *International Journal of Climatology*, 37(2), 706-721.
- Yen, M. C., and T. C. Chen, 2000: Seasonal variation of the rainfall over Taiwan. *Int. J. Climatol.*, **20**, 803–809.

Taiwan Mei-yu seasonal rainfall pattern and East Asian Summer Monsoon characteristics during the monsoon development stage

Yin-Min Cho and Mong-Ming Lu*

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taiwan

(manuscript received 24 February 2021 ; in final form 29 June 2021)

*Corresponding author: Dr. Mong-Ming Lu, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei City 10617, Taiwan (R.O.C) [mailto: mongminglu@ntu.edu.tw](mailto:mongminglu@ntu.edu.tw)

ABSTRACT

Taiwan Mei-yu is part of the boreal summer Asian-western North Pacific Monsoon (AWNPM) system. The daily rainfall data at 21 meteorological stations managed by the Central Weather Bureau during the period of 60 years from 1960-2019 are analyzed. The Taiwan Mei-yu Seasonal Rainfall Pattern (TMSRP) is defined as the pentad percentages of the seasonal total precipitation. The yearly TMSRP is described using seven characteristic parameters that consists of 4 temporal parameters and 3 rainfall amount 3 parameters. Significant negative correlation is found between the duration (D) and the starting time (S) of the Mei-yu season. Among 4 temporal TMSRP parameters D shows the highest correlation with rainfall amount. The rainfall intensity during the short-D years tend to be more intense than other years. Finally, in order to illustrate the relationship between Taiwan Mei-yu and the AWNPM evolution, three dry years with abnormally long D and three wet years with abnormally short D are selected for demonstration. It appears that the WPSH is stronger than normal during long-D years, and the rain bands over the South China Sea and the southern rim of the WPSH are weak. On the other hand, during short-D years the Mei-yu frontal rain, the south China Sea Low rain and the rain band over the southern rim of the WPSH all contribute to Taiwan Mei-yu rain. The analysis results suggest that a good atmosphere-ocean coupled model that can reasonably simulate

the Indo-Pacific-Asian-Australian summer monsoon evolution is needed to improve the extended- and medium-range Taiwan Mei-yu forecast.

Keywords: Taiwan Mei-yu, East Asian monsoon, Asian-Australian monsoon, long-range weather prediction, monthly and seasonal climate prediction, Taiwan climate. doi: 10.3966/025400022021074901004