

以測站長期觀測數據分析之臺灣各季節降水垂直分布 氣候特徵

洪致文* 施明甫

國立臺灣師範大學地理學系

(中華民國 111 年 9 月 28 日收稿；中華民國 111 年 12 月 20 日定稿)

摘要

不同於過往區域降水研究僅在水平空間上討論地區性的降水分布，本研究利用各海拔高度的降水觀測資料，聚焦於臺灣各地區在不同時節和不同海拔高度的降水資訊。藉由這些分析，可瞭解除了地區降水的平均分布外，亦可知其在時間和垂直空間上的分布特徵以及相關的形成機制，並為後續研究提供參考。

分析結果顯示，梅雨季時的臺灣西北部，滯留鋒附近的劇烈中尺度對流系統向西移入陸地，會在平地至高山形成強降水。夏季時雖然颱風也帶來廣泛性的強降水，然而另一降水來源的熱對流系統卻偏好發展於較低海拔高度，使得兩者的貢獻加總後，夏季降水量隨海拔高度上升而漸增，但高山地區降水卻又減少。西南部整體降水情況與西北部類似，降水主要集中在梅雨季和夏季，不同之處在於西南部位於西南季風的迎風面，因此該地區雨季整體降水量比其他地區更多。此外，夏季時除了颱風本身可為西南部各海拔高度帶來強降水，颱風環流和西南季風形成的暖濕西南氣流也會在迎風面山坡造成災害性強降水，然而高山地區卻因為可降水含量不足，因此雨水相對減少，使得夏季降水量極值主要出現在海拔2000 m以下區域。

東半部的降水多集中在夏季至秋季，形成與西半部明顯不同的降水季節特徵。梅雨季時儘管滯留鋒也會為東北部各海拔高度帶來明顯降水，然而由於位處鋒面對流系統移入路徑的背風側，因此旺盛對流系統不易發展而較少強降水。夏季時由於東北部位於西南季風的背風側，因此熱對流系統也較不易發展，然而該地區位於侵臺颱風的前線，颱風可為各海拔高度帶來強降水，補充夏季時的雨量來源。秋季由於環境風場漸轉為東北季風，季風本身或與颱風形成的共伴效應會在蘭陽平原的迎風面山坡帶來可觀降水，然而高山由於可降水含量下降，使得整體降水量高值集中在海拔2000 m以下地區。東南部與東北部的情況類似，卻因為整體地勢高度較為低矮，地形抬升作用造成降水的效果較不理想，以及並非如東北部般位於東北季風的直接迎風面，因此整體降水量比起東北部較低些。

關鍵字：降水垂直分布、降水、降雨、臺灣降雨

*通訊作者：國立臺灣師範大學地理學系教授，E-mail: hungchihwen@gmail.com

一、前言

人類歷史上，水資源的取得是促成一個文明出現的重要因素，而降水的變化往往也是決定文明興盛或衰敗的關鍵(Haug et al. 2003)。由於降水在時間和空間尺度的影響層面廣大，降水量的多寡更會直接造成洪旱災害事件，形成對社會與經濟，尤其是農業生產的重大影響，因此降水的長期變遷無疑是全球暖化下最受各界關注的議題(Meehl et al. 2000; Hsu and Chen 2002; Hung and Shih 2019)。臺灣位處的東亞地區常年受到季風吹拂，且島中央由趨近南北向的險峻山脈橫貫，來自海洋的潮濕大氣受到地形阻隔而沿著山脈迎風坡抬升冷卻，飽和凝結後進而在迎風面產生大量的地形降水(Britannica 2020)，因此對臺灣而言地形降水佔了相當大的降水貢獻比重。此外，來自梅雨季的梅雨鋒面以及夏、秋季颱風和熱對流系統的降水貢獻，島上年降水量相當豐沛且幾乎一年四季皆有降水發生，有時日累積降水量甚可超過100 mm (Chen et al. 2007; Xu et al. 2009)。

儘管臺灣全年皆有降水機會，其卻有著明顯時間及空間分布差異，且各季節造成降水的主要天氣系統也不盡相同。以降

水時間分布特徵來看，除了位於冬季東北季風迎風面的北部以外，臺灣其他地區多有較為明顯的乾季和雨季分別。雨季通常始於5月至6月的梅雨季，期間降水主要由在臺灣附近徘徊的梅雨鋒面貢獻(Yeh and Chen 1998)。時序進入夏季，臺灣的主要降水來源轉為由熱對流系統、颱風及伴隨而來的西南氣流提供，盡可能地為全臺各地水庫儲滿用水以渡過接續而來的乾季。降水空間分布方面，相對於盛行風迎風面的潮濕多雨，背風側地區往往天氣相對穩定且乾燥，尤其臺灣山脈地勢多高聳險峻，更加突顯迎風和背風側的地形降水量差異。此外，高聳的山脈地形也可能使不同海拔高度地區的降水出現差異。徐等(2006)指出當高山地區超過一定海拔高度後，由於引致地形降水的氣流向上推進力量減弱，使得高海拔地區的降水不增反減，該現象在他們分析高雄和屏東地區降水特性的研究中得到了驗證。

儘管雨季時各類天氣系統可為臺灣帶來豐沛降水，以緩解中、南部在冬季乾期時的用水不足窘境，然而梅雨及颱風往往在短時間內帶來高強度降水，大量雨水落於陡峭的地形上也經常導致洪澇和土石流(Lin et al. 2002)。當梅雨鋒面接近時，由

於周遭大氣處於極為不穩定的狀態且有豐沛的水汽供應，臺灣時常遭遇中小尺度深對流系統的影響，形成劇烈天氣現象而引致災害(Charlier 2018)，因此每年準確地預測梅雨降水量對於防災準備以及水資源分配至為重要(Yim et al. 2015)。此外，夏季午後發展旺盛的熱對流系統產生短延時強降水、強風和雷擊(吳等 2016)，以及颱風和西南氣流帶來可觀降水量，也都經常導致臺灣各地出現重大災情(Chen and Chen 2003)。

由於臺灣的地勢險峻，加上位於東亞季風區，多樣的天气系統輔以地勢的影響，面積不大的島嶼在同一時間點，不同地區可擁有截然不同的天氣表現。事實上早在日本時代，科學家就理解到臺灣險峻多山的地形能夠為垂直向大氣分析提供良好的先天基礎。根據洪(2010)，當時出於太平洋戰爭時期作戰飛機飛航及天氣研判之目的，便利用臺灣該地理特性開始進行大氣垂直觀測。由於當時大氣垂直觀測設備不足又耗費龐大，為求得臺灣本島大氣垂直剖面資訊，於是利用臺灣的高海拔山岳特性，分別在1941年與1943年設立了日月潭測候所與新高山測候所(今玉山氣象站)，將臺灣西部的臺南、日月潭、阿里

山與新高山連成一氣提供大氣垂直狀況的資訊。當時的新高山測候所位於二戰後重測為海拔3850 m的玉山北峰，對於舊時的航空技術而言，如此高度已足夠滿足飛行所需資訊。至於北臺灣也有由臺北、竹子湖測候所(今竹子湖氣象站，1937年開始觀測)與臺北觀測所大屯山出張所(今鞍部氣象站，1935年設立)，建構成屬於北臺灣的大氣垂直剖面觀測網。

為了清楚掌握各地區的天氣狀態，百年來臺灣已建置了一套高空間密度的天氣觀測網，除了有人員操作嚴謹觀測程序的中央氣象局綜觀氣象站外，更有為數眾多的雨量站、自動氣象站補足觀測空間密度上的不足之處。鑒於臺灣的氣象觀測網在時間以及空間上有著優勢，過往研究區域降水特徵時，科學家們多利用臺灣各處的天氣觀測資料進行分析。Yen and Chen (2000)利用15座設於海岸的測站長期觀測資料，分析並討論臺灣各地區的季節降水特徵，然而這些分析的測站皆位於平地，因此僅能反映臺灣的部分降水情況。為了將平地以及山區的降水資訊納入，洪(2012)蒐集全臺各地不同海拔高度，總數逾1500座降水觀測站的資料，整合成一具備區域整體降水特色的降水量觀測指標

「臺灣降雨指數」(TCCIP Taiwan Rainfall Index, 簡稱TRI)。TRI指數將臺灣視為整體一致來描述百年來每日的降水情況, 儘管該方法對於學界而言具有方便探討的優點, 卻也使得空間區域降水的差異被抹除。Henny et al. (2021)也利用全臺各地不同海拔高度的降水觀測資料, 研究極端降水在不同地區和季節的特徵以及長期變化趨勢。儘管該研究的方法允許區域性探討, 其中自然也涵蓋不同海拔高度的降水訊息, 然而其結果在空間面向的呈現卻僅限於水平方向, 而缺乏垂直方向的細節分析。事實上, 仍有部分研究觸及垂直向空間的降水特徵討論, Kao et al. (2013)探究臺灣平地和山區降水的時間和空間變化特性, 雖各自詳細說明了不同降水特性之間的關係, 然而僅由海拔高度1000 m來區分平地和山區測站, 在垂直空間解析度方面仍顯得不足。

考慮到過去甚少研究詳細探討臺灣不同海拔高度的降水特徵, 以及中央氣象局已建置了完整氣象觀測網, 因此在測站總數、空間分布密度, 以及遍布不同海拔高度方面均有著優勢, 本研究便充分利用這些特點, 輔以其他不同單位的降水觀測資料, 以地理分區的方式探討臺灣不同海拔

高度的降水隨季節變化之特徵, 並討論造成這些降水特徵的天氣系統與可能機制。本研究使用的資料將在第二節說明, 第三節將分別在水平及垂直空間上詳述降水隨時間的分布特徵並討論其成因, 最後將在第四節總結分析成果。

二、研究資料與方法

綜觀臺灣百年來的降水資料, 中央氣象局所屬綜觀氣象站之觀測數據是學界最常使用者。雖然綜觀氣象站具有嚴謹的觀測程序, 其產出之資料可信度佳且品質穩定, 然而自19世紀末的日本時代初期至今, 綜觀氣象站總數僅逾30個, 以全臺氣象觀測網密度而言仍顯不足。有鑑於此, 中央氣象局於1987年後開始致力於建置自動氣象站的觀測網, 以補足綜觀氣象站涵蓋面不足的缺憾(洪 2012)。除了中央氣象局綜觀氣象站和自動觀測站以外, 另透過臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫(TCCIP), 取得地方農田水利會所轄及其他事業單位有長期觀測的降水量日尺度資料(至2015年), 盡可能補足中央氣象局觀測站在空間和時間上缺乏資料的部分。透過結合上述單位的觀測資料, 本研究建構出臺灣自1897年至2021年間不同時間、

地區及海拔高度，總數1654個測站的日尺度降水量觀測資訊，並使用經過月平均後的數據，協助分析和交叉比較不同地區各海拔高度的降水氣候特徵，以理解其中的特徵差異。

由於大氣環境以及地形起伏複雜，臺灣不同地區之間擁有多樣的氣候特徵，本研究依照各地不同的氣候特徵，將臺灣劃分為四個地理區域並個別進行細部分析。考量到臺灣中央山脈縱貫本島的東北-西南方向，使得島上約略可以山脈分為東、西兩側。在山脈高聳的地勢阻隔以及不同季節盛行風的吹拂下，臺灣東、西半部的氣候特徵往往有著明顯差異，因此若將臺灣全島視為單一區塊來分析，東、西半部兩個地區內各自的氣候特徵便會顯得不清楚。為了解決該疑慮，本研究以山脈的稜線將臺灣先分為東部及西部兩個區域，之後再沿著北回歸線(23.5°N)將島嶼分為南部和北部，最終形成四個不同的地理分區。圖1呈現不同分區內的降水觀測站位置，以及各分區的相對位置：NW區為西北部，SW區為西南部，NE區為東北部，而SE區則定為東南部。

雖然臺灣已擁有高空間密度的氣象觀

測網，然而圖1也清楚顯示絕大多數的測站位於人口稠密且地勢相對平坦的西半部(NW和SW區)，在人口相對稀少且地勢較險峻的東半部(NE和SE區)，站點數量則明顯較少。儘管氣象觀測站的數量呈現東西不均的情況，然而以空間密度而言兩地並無太大差異，且均有覆蓋各區域內的低、中、高海拔地區，足以證明臺灣氣象觀測網產出的降水資料在區域研究方面仍有相當可信賴度。

為了更清楚呈現該降水資料在時間以及垂直空間上的分布，圖2a統計臺灣每年以及每年各季有觀測數據的測站總數，可得知無論是全年或是季節統計，地面降水觀測站數量在1980年代前為穩定增加，並自1987年自動氣象站加入降水觀測網後測站數量快速上升。儘管於2000年左右有觀測數據的測站數量達最高值後開始下跌，然而整體仍維持約400個以上的站點數量。測站的垂直空間分布方面，圖2b與圖2c分別呈現測站在各地區內的海拔高度分布以及各海拔高度區間內有觀測數據的測站總數，可得知絕大多數測站分布於高度500 m以下的低海拔地區，而海拔1000 m以上的測站數量已相當稀少，海拔3000 m以上的高山測站更是屈指可數，然而作

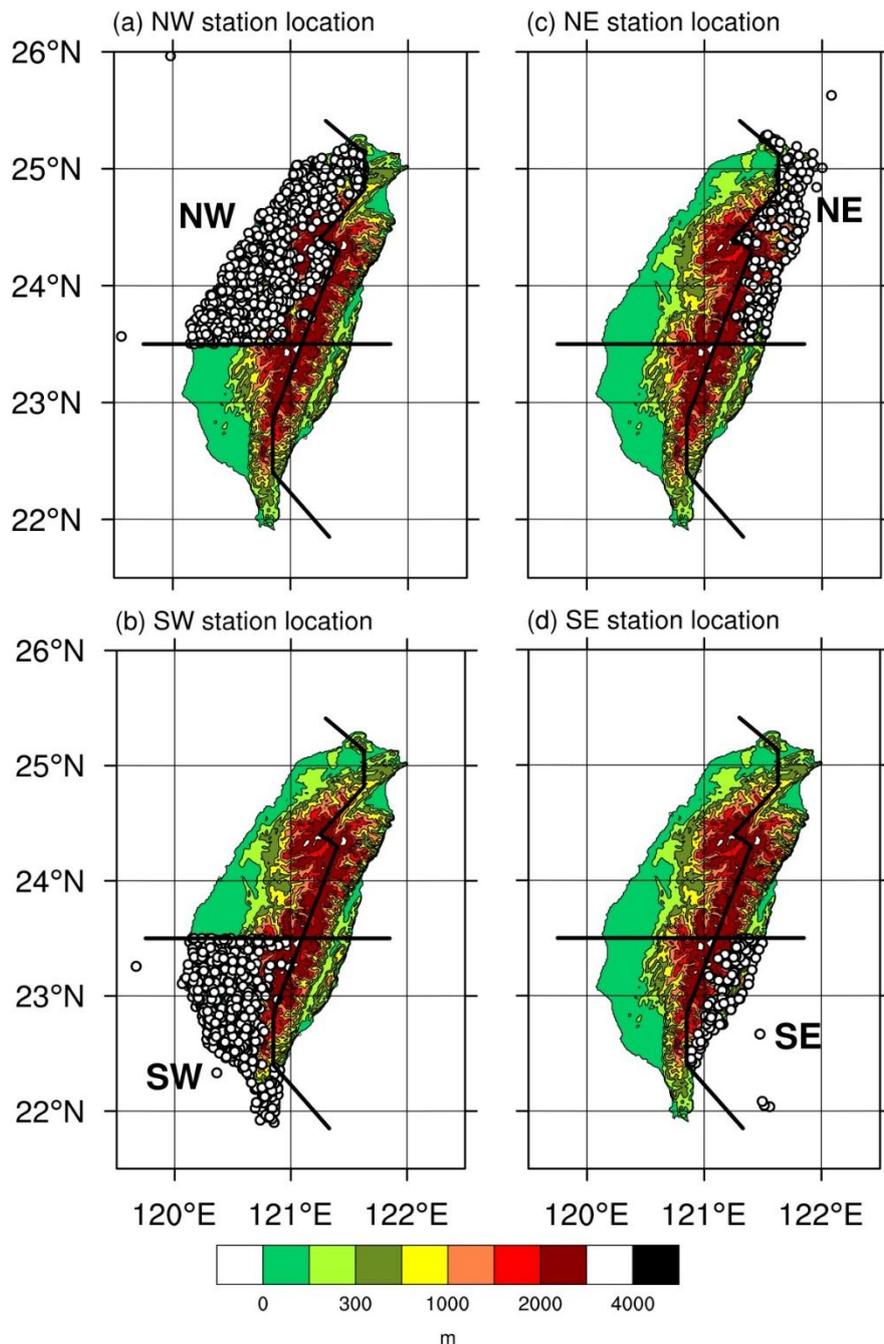


圖 1 臺灣(a)西北部(NW 區)、(b)西南部(SW 區)、(c)東北部(NE 區)及(d)東南部(SE 區)區域內各降水觀測站的地理位置。

為高海拔地區降水情況的參考依據已然足夠。

除了降水量分析以外，為了得知臺灣本島陸上以及周邊地區的季節環境風場，

本研究也取得全臺各地中央氣象局綜觀氣象站和自動觀測站的風速及風向觀測日尺度資料，建構出百年來臺灣地表觀測風場資料庫，並將各測站的風速與風向數據空

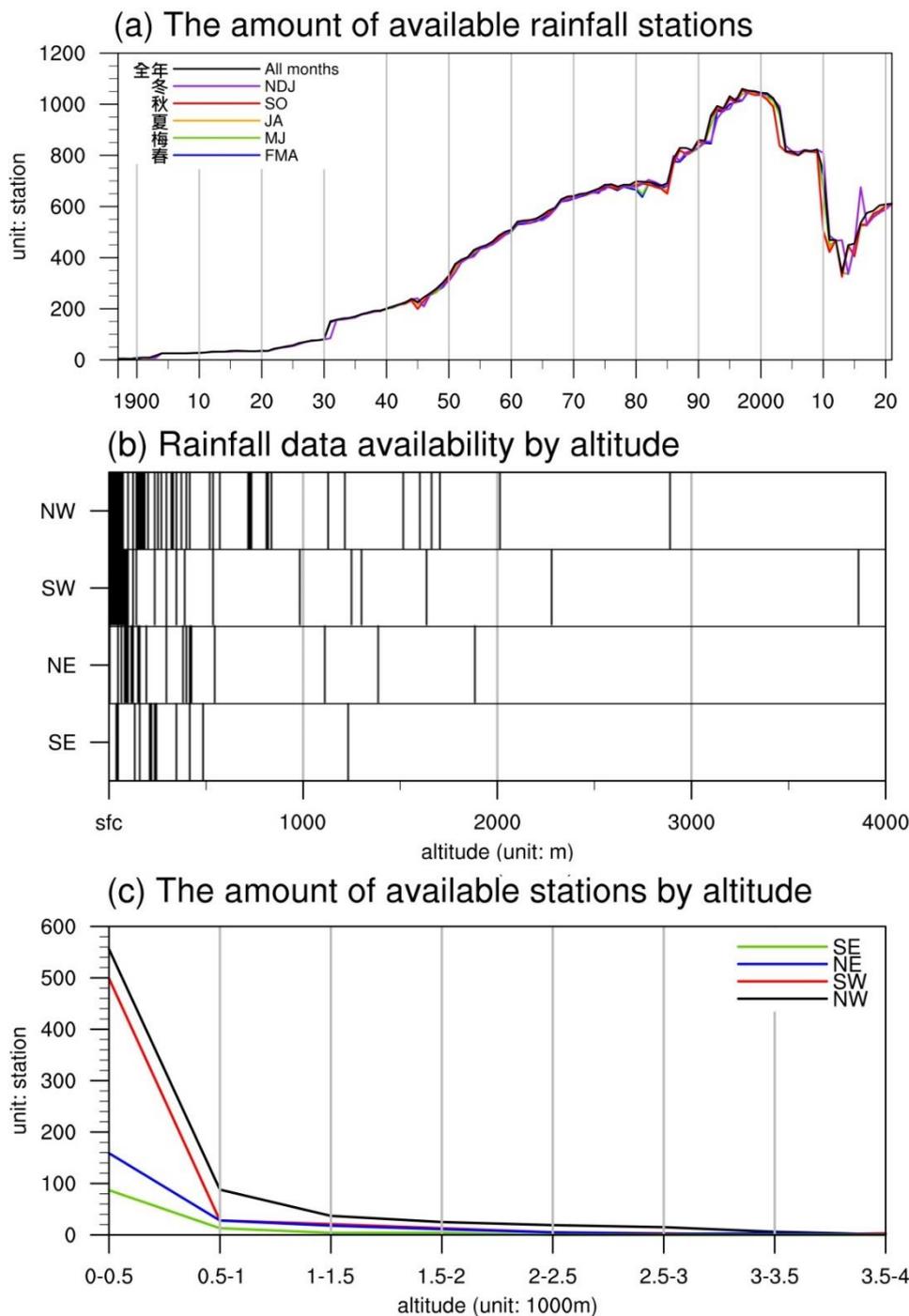


圖 2 臺灣降水觀測資料(a)每年和每年各季有觀測數據的測站總數、(b)各地區有觀測數據的測站海拔高度分布及(c)各地區不同海拔高度區間有觀測數據的測站總數。

間內插至對應網格點上，用以描繪島上的季節風場資訊。此外，也透過歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，簡稱

ECMWF)，取得1950年至2021年ECMWF Reanalysis v5 (簡稱ERA5) 1000 hPa氣壓層的u、v風場月尺度重分析資料(Hersbach et al. 2020)，其資料擁有0.25°高空間解析

度優勢，可清楚呈現臺灣周邊地區的環境風場細節資訊。

三、臺灣降水的時空分布特徵

(一) 臺灣降水的水平空間與時間分布

為了同時理解降水在空間及時間上的分布特徵，除了藉由定義臺灣各地理分區的界線以將水平空間做更細節的劃分，在時間區段的分配方面，本研究以自然季節(洪 2009)的概念，將一年分為春季(2月至4月)、梅雨季(5月至6月)、夏季(7月至8月，颱風季前期)、秋季(9月至10月，颱風季後期)以及冬季(11月至1月)，並計算全年及上述各自然季節累積降水量的1897年至2021年氣候平均值，結果呈現於圖3。

以全年的累積降水量而言(圖3a)，臺灣的降水主要集中於山區，尤其在北部山區出現最大值，而西南部與蘭陽平原南側的迎風面也有不少降水。若將臺灣降水空間分布以不同自然季節觀之，春季(圖3b)時的春雨明顯集中於北部，尤其在基隆與北海岸一帶出現最大值。降水隨著愈往南方移動而逐漸遞減，在西南部地區達到最小值。進入雨季後，受到梅雨季(圖3c)滯留鋒面徘徊的影響，全臺皆有發生降水的

可能，在迎風面的西部山區降水情況更是明顯。夏季(圖3d)以及部份的秋季(圖3e)除了區域性的午後熱對流降水以外，全臺皆可能受到颱風影響而有強降水發生的機率，尤其當颱風北上遠離時，伴隨而來的西南氣流更時常在西南部迎風面造成大量降水。秋季(圖3e)由於環境風場逐漸轉為東北風，搭配上蘭陽平原特殊的地理環境，形成完美的迎風面並在該地引發大量降水。此外，花東縱谷北段的迎風面也有較其他處更多的降水情況。冬季(圖3f)時，因受東北季風影響，迎風面的東北部是發生降水的主要地區；相反地，整個西半部，尤其是嘉南平原一帶，在整個冬季幾乎呈現乾燥少雨狀態。

(二) 臺灣降水的垂直空間與時間分布

儘管上述討論將臺灣在不同自然季節期間各地區降水的水平空間特徵清楚呈現，也可得知山區降水多明顯高於平地地區，然而在垂直向空間的降水資訊細節仍然不足。有鑑於此，圖4將劃分的臺灣四大區域內各降水觀測站的全年累積降水量進行1897年至2021年氣候平均，並依測站海拔高度，由低海拔排列至高海拔的方式呈現。

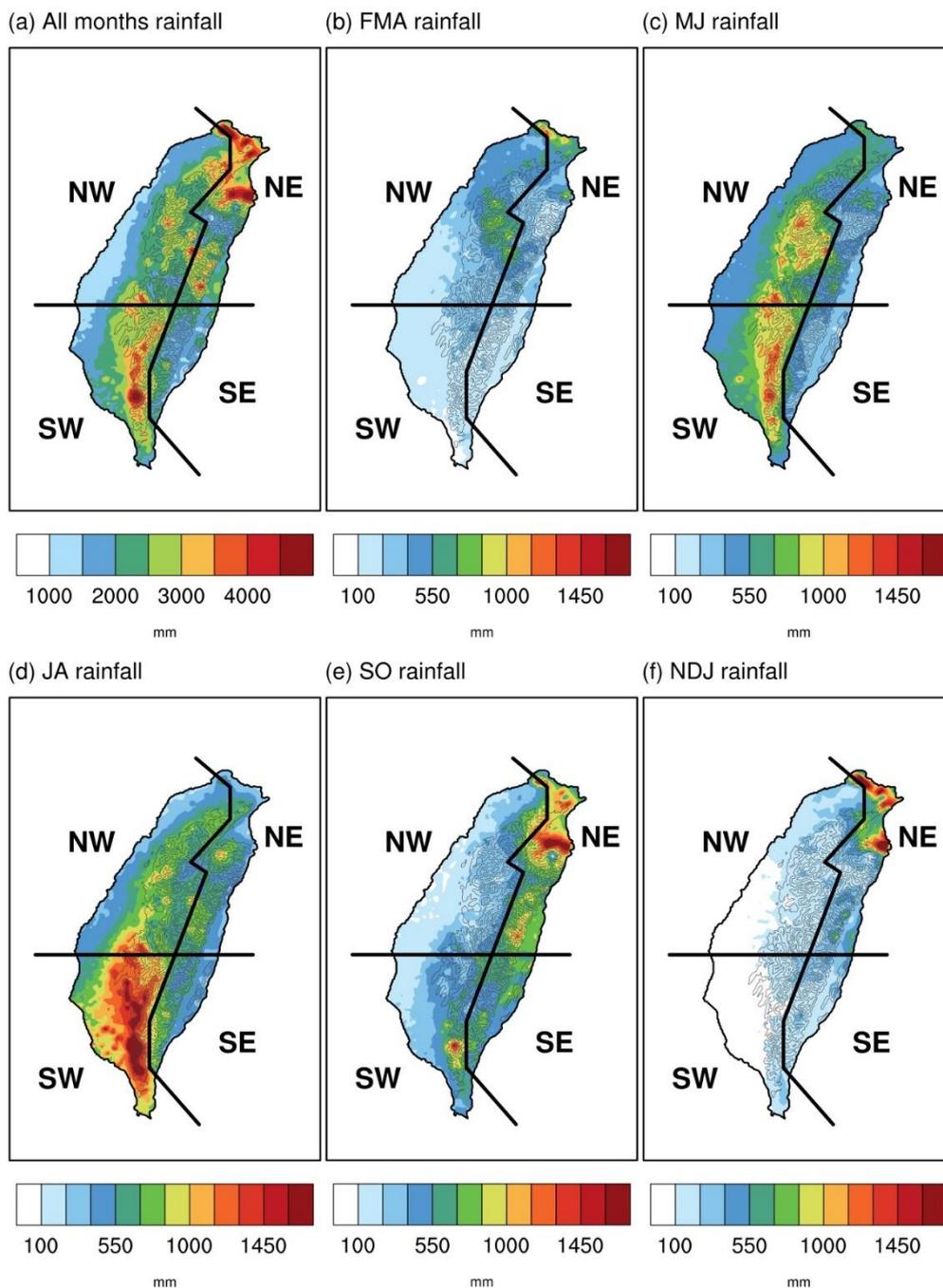


圖 3 臺灣(a)全年、(b)春季(2月至4月)、(c)梅雨季(5月至6月)、(d)夏季(7月至8月)、(e)秋季(9月至10月)及(f)冬季(11月至1月)累積降水量的氣候平均值(單位：mm)，地形等高線間隔為500 m。

一般認知上，臺灣平地地區的降水量多要明顯小於山區的降水量，然而詳細探究各地區的分析結果後，發現降水量和海拔高度並非皆為線性關係。以西北部(圖

4a)而言，儘管在約500 m以下高度的降水量隨著海拔高度上升而增加，並在約500 m至1500 m處維持一個高峰，直到海拔高度拉升至約1500 m以上時，降水量才再度

隨高度而增加，然而在約2000 m達到降水量峰值後，更高海拔高度處的降水量卻反而略微減少。西南部(圖4b)的降水量與海拔高度關係呈現出不同的結果，在約1000 m以下的低海拔地區，降水量大致隨著海拔高度上升而增多，並在約1000 m處達到峰值。然而在更高海拔地區的降水量卻有些滑落，直到約1800 m以上的高度降水量才緩緩回升，並在約2500 m以上的山區大致維持平穩，不再隨海拔高度上升而明顯變動。東北部(圖4c)的降水量與海拔高度關係較為特殊，雖然降水量極值出現在約500 m的低海拔高度處，但該高度以上的

降水量卻是大量且持續減少，直到約2500 m的高度後才略回升並持續到高海拔地區。與其他地區相比，東南部(圖4e)的降水量與海拔高度關係較為單純。降水量在低海拔地區隨高度上升並在接近1000 m處達到峰值，此後降水量隨海拔高度繼續攀升而些微下降，惟東南部整體的地勢高度較低，在缺乏高山測站的情況下少了海拔1700 m以上的降水資訊。

鑒於許多地區的全年累積降水量與海拔高度呈現非線性關係，後續將類似分析方法以不同自然季節呈現，以理解各地區在不同時間的降水量與海拔高度關係，相

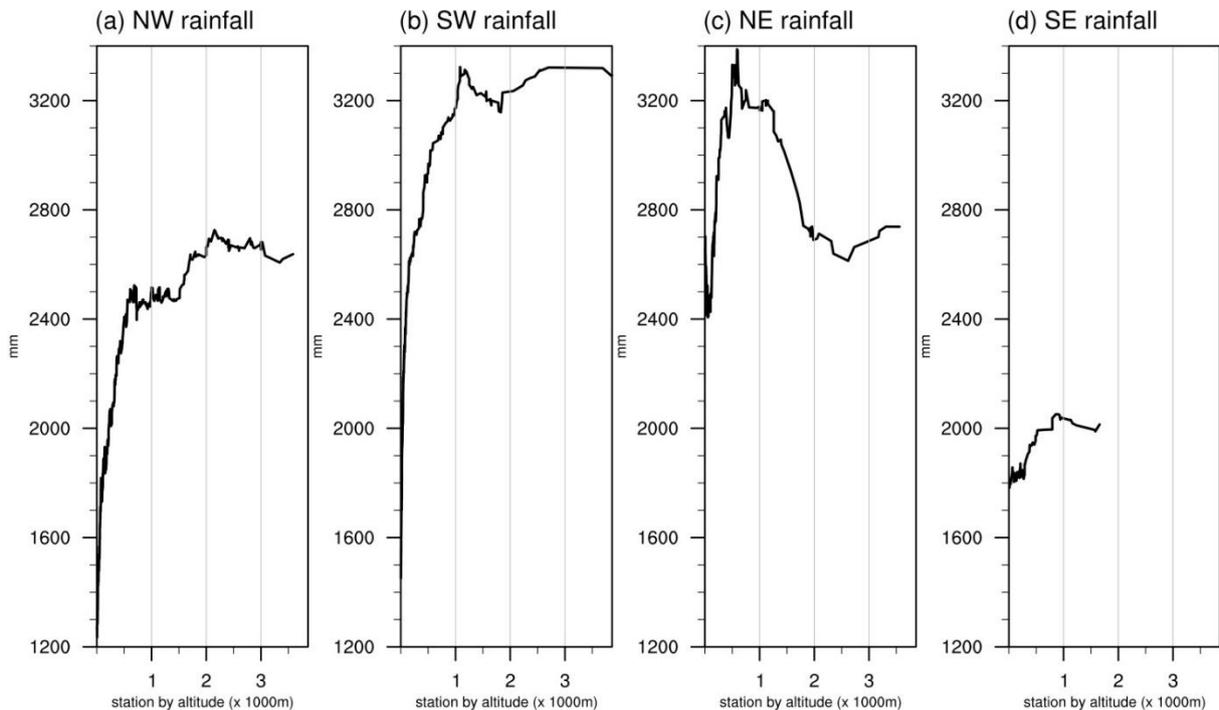


圖 4 臺灣(a)西北部(NW 區)、(b)西南部(SW 區)、(c)東北部(NE 區)及(d)東南部(SE 區)區域內各降水觀測站全年累積降水量隨海拔高度變化的氣候平均值(單位：mm)。

關結果呈現於圖5。整體而言，臺灣南部有著明顯的乾季和雨季分別，然而在北部該差異大幅縮小，其降水量在一年之中的變化幅度較為緩和。細看臺灣各地區的季節累積降水量隨海拔高度變化，西北部(圖5a)在春季和梅雨季時，降水量大致隨海拔高度上升而持續增多，惟降水量增幅僅在低海拔地區較高，其在500 m以上的高度便明顯趨緩。夏季時的情況略有不同，降水量在約500 m處達到最高，更高海拔處則變成大略持平，但在超過1200 m以上的高度則逐漸下降些許。秋季與冬季兩者的結果較為類似，降水量皆為隨海拔

高度快速上升並在約500 m處達到峰值，此後降水量轉變為隨海拔高度上升而略微減少，直至高於海拔約1300 m後才回升。

春季時，西南部(圖5b)中低海拔以下地區的降水量隨著海拔高度上升而穩定增加，並在約1800 m達到最大降水量後呈現持平狀態。梅雨季和夏季時的降水型態略有變化，降水量先是隨高度快速增加並在約1000 m處達到最大值後出現不增反降的情況，該下降持續到1800 m高度處才停止並略回升，直到更高海拔的2500 m以上地區才大致轉為持平狀態。值得注

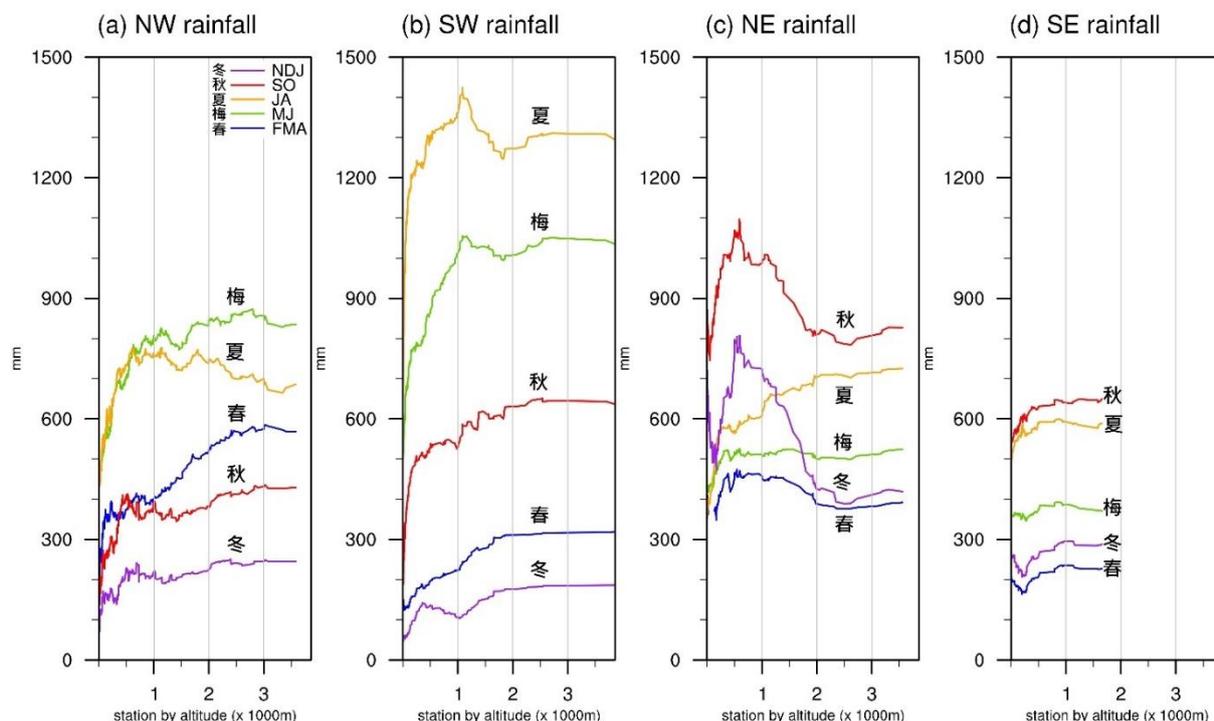


圖 5 臺灣(a)西北部(NW 區)、(b)西南部(SW 區)、(c)東北部(NE 區)以及(d)東南部(SE 區)內各降水觀測站的春季、梅雨季、夏季、秋季以及冬季累積降水量隨海拔高度變化的氣候平均值(單位：mm)。

意的是，圖5b中可見春季和梅雨季兩季節的累積降水量數值差異極大，若以氣候的角度觀之，該結果清楚標示著臺灣雨季來臨的時間點。秋季的降水量隨海拔高度變化特徵與先前在春季所見的結果類似，兩季節較明顯的不同處在於，秋季時接近平地的低海拔地區降水量隨海拔高度快速增加，而在春季時則是呈現持續且緩和的上升。冬季時的結果與梅雨季和夏季有些類似，但出現降水高峰、減緩及回升的海拔高度皆明顯較低，顯見冬季和雨季時期的降水機制完全不同。此外，秋季和冬季間降水量的大幅減少也清楚地說明著臺灣西南部雨季的結束和乾季的到來。

東北部(圖5c)在春季時，降水量在低海拔處隨高度上升而快速增加，並在約300 m至1200 m間維持降水高點，此後降水量在更高海拔地區先是略為滑落，接著維持平穩甚至些微上升。梅雨季時的結果與春季類似，然而維持降水高點的海拔高度範圍較廣，且在更高海拔地區的降水減緩情形更輕微。夏季時的降水情況與其他季節明顯不同，降水量在靠近平地的低海拔地區先是隨高度上升而快速增加，此後降水量增加幅度趨緩，並持續到最高海拔的測站位置為止。秋季和冬季兩季節的降

水量與海拔高度關係頗為類似，除了累積降水量的絕對數值差異以外，該兩個季節的降水特性皆是平地較多，之後降水量在海拔高度約100 m至200 m之間迅速減少，而後又隨高度上升而快速增加，並在約500 m處達到峰值降水量後，轉而隨著海拔高度上升而迅速下跌，直至約2500 m以上的海拔高度才緩步回升。值得注意的是，臺灣其他地區雨季的降水量高峰期多出現在梅雨季或颱風活躍的夏季，然而東北部地區的降水高峰期卻明顯出現在秋季，顯見該地區在地理環境上的獨特性，使得傳統氣候認知的臺灣雨季高峰期發生改變。

除了累積降水量的絕對數值差異以外，東南部(圖5d)在乾季和雨季，各自期間內的各季節降水量隨海拔高度變化特徵皆頗為相似。在相對少雨的冬季和春季時，降水量在平地為一高值，隨著海拔高度提升後，降水量卻隨高度而下降，直至海拔高度約300 m處轉為隨高度上升而增加，並在約1000 m以上高度維持平穩降水量。在較多雨的梅雨季、夏季和秋季時，海拔高度500 m以下的低海拔地區，除了梅雨季時在接近平地處有些降水量小波動以外，降水為隨高度上升而逐漸增加，而

後維持平穩(秋季)或些微下降(梅雨季及夏季)。此外，東南部與西南部一樣有著較明顯的乾季和雨季之分別，較大的不同在於經歷夏季的豐沛降水後，西南部入秋後降水量大幅減少，而東南部的秋季則是維持高點，甚至為一年之中發生最多降水的季節，顯見縱使兩地在季節上有類似的氣候特徵，地理環境的差異仍造成降水細節上的不同。

為了更清楚地呈現臺灣各地在一年中不同時節的降水量與海拔高度關係，本研究將各地區範圍內的降水測站以海拔高度500 m作為分組間隔，並將各組的測站降水量平均值以氣候平均年循環方式呈現於圖6。此外，為了比較臺灣東、西半部的降水隨高度變化特徵之差異，將西北部(NW區)與西南部(SW區)合併成西半部(NW+SW區)，東北部(NE區)與東南部(SE區)合併成東半部(NE+SE區)，各自呈現合併後區域內降水量隨海拔高度變化的年循環特徵。

從降水量的時間分布來看，臺灣西半部(圖6a)主要發生降水的時間分別是5月至6月的梅雨季以及7月至8月的夏季，且兩主要降水期之間有一相對降水空檔。此外，除了4月至9月期間降水較多以外，其

餘時節的降水量明顯較少。整體而言，西半部一年之中的主要降水期呈現明顯雙峰特徵，然而該兩個主要降水期在垂直向空間卻有著不同的降水分布特性。梅雨季時的降水量隨海拔高度上升而增加，且維持在高值至最高海拔高度測站處，儘管在2500 m至3000 m的高海拔地區降水量略微下降，然而與其他高度觀測所得的降水量數值差異不算太大。夏季時的降水量垂直分布則有些不同，雖然在2000 m至2500 m以下海拔高度的降水特性與梅雨季時類似，但在更高的2500 m至3500 m則出現一處明顯少雨區，直到3500 m至4000 m的高海拔地區降水量才又增多。

將臺灣西半部拆分成西北部與西南部後個別分析，得知西北部(圖6b)的主要降水期與西半部整體結果類似，皆為集中於5月至6月的梅雨季以及7月至8月的夏季。梅雨季時降水量基本上隨海拔高度上升而增加，儘管在2500 m至3000 m區間出現小幅降低，但在更高海拔地區的降水量又再度增多。夏季時的結果有些不同，降水量隨海拔高度上升而增加的情況止於海拔約2500 m的高度，更高的山區降水量則呈現反轉結果。

西南部(圖6c)的降水時間分布也是呈

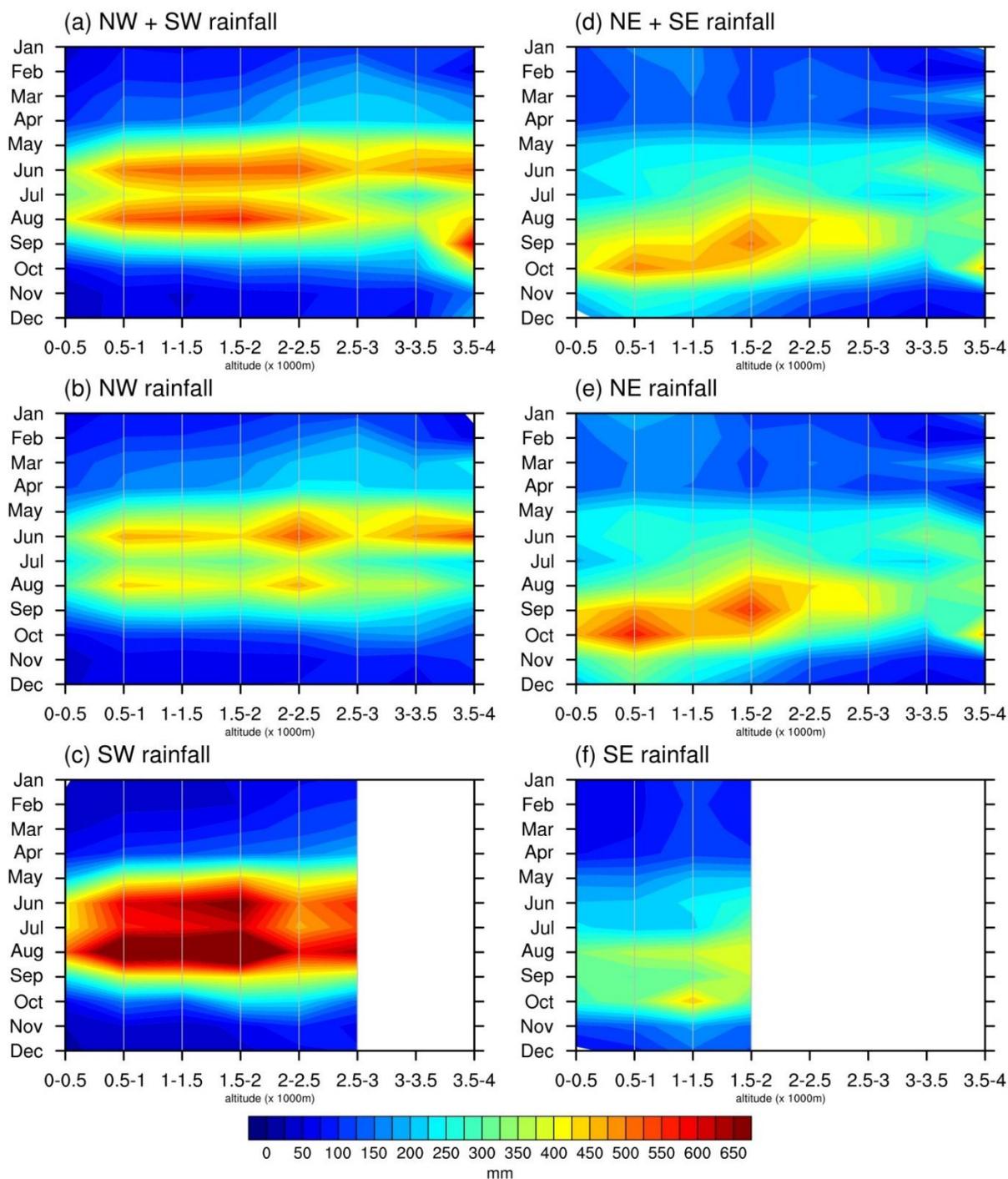


圖 6 臺灣(a)西半部(NW+SW 區)、(b)西北部(NW 區)、(c)西南部(SW 區)、(d)東半部(NE+SE 區)、(e)東北部(NE 區)及(f)東南部(SE 區)區域內，各高度組別的降水觀測站平均累積降水量的氣候平均值年循環(單位：mm)。

現雙峰特徵，分別在5月至6月的梅雨季以及7月至8月的夏季出現降水高峰期，然而整體降水量比起西北部明顯多了許多。梅

雨季時降水量隨海拔高度上升而快速增加，並在1500 m至2000 m的區間出現降水量極值，儘管降水在更高一些的2000 m至

2500 m區間有些緩和，但在更高海拔的山區卻又再度增加。夏季時降水量也是隨海拔高度上升而快速增加，並在約2000 m至2500 m區間以下的各海拔高度區間出現相當驚人的降水量，經常為該地區山坡地帶來致災性豪雨事件，然而大量降水的情況並沒有延續至高海拔地區，儘管高山降水量與其他地區相近海拔高度相比仍然相當可觀。

從降水時間分布來看，臺灣東半部(圖6d)的雨季也是始於5月的梅雨季，然而與西半部10月後就漸漸進入乾季的情況不同，東半部直到12月仍有不少降水量，其乾季與西半部相比也較為潮濕。另一個與西半部明顯差異之處在於，相較於西半部的雙峰降水年循環分布，東半部則是呈現降水集中於7月至10月間的單峰分布。在該主要降水期，降水的垂直向空間分布顯示2000 m以下的低至中海拔地區降水量隨高度上升逐漸增多，然而在該高度以上的區域，降水量轉為隨高度上升逐漸趨少，直到3500 m至4000 m的高海拔處才出現一微弱的降水量反轉。

如同西半部的分析方法，將臺灣東半部拆分成東北部與東南部後個別分析，可知東北部(圖6e)降水始於5月的梅雨季，

大部分集中發生在夏季至初冬期間，並在秋季時達到降水量峰值。與西半部相比，東北部梅雨季的降水量相對較少，並平均分布於各海拔高度區間。夏季時降水量隨海拔高度上升逐漸增多，並在1500 m至2000 m的區段達到最高，而後再隨高度上升逐漸減少。秋季時的大量降水是東北部與臺灣其他地區迥異之處，該季節降水主要分布於海拔2000 m以下的山坡地且高山地區未見大量降水，並在500 m至1000 m和1500 m至2000 m兩個高度區段各自形成降水量極值。進入11月的初冬後，降水情況仍然明顯並且持續到12月左右，然而發生較多降水的海拔高度卻逐漸遞減，代表初冬時該地區的降水多發生在低海拔地區。

東南部(圖6f)的降水時空特徵與東北部頗為類似，於5月的梅雨季以及隨後的夏季逐漸增多，並在秋季時1000 m至1500 m的高度區段出現最高降水量。然而東南部的降水特徵並不全然與東北部相同，兩地區主要差異之處在於東南部整體降水量比起東北部少了許多，也不似東北部在初冬時仍出現一定程度的降水。此外，由於東南部整體的地勢高度較為低矮，因此缺乏高海拔地區的降水資訊，然而藉由秋季

時的降水量極值出現在1000 m至1500 m的高度區段而非更高山區判斷，可得知該地區秋季降水應也主要發生在中低海拔高度的山坡。

(三) 臺灣降水的氣候平均垂直分布特徵與環流風場及可能機制之探討

藉由上一節的分析，不僅得以一窺臺灣各地區降水量隨時間的變化情況，也可得知其在垂直空間上的分布特徵。這些降水的時空分布特徵存在明顯的季節、地區與海拔高度差異，其原因主要受到季節性環境風場大幅轉變的影響，例如季風氣流在迎風面地形舉升之下誘發對流系統在地形上發展，或是暖季時熱力作用致使季風帶來的潮濕大氣不穩定度上升，進而使地區性的熱對流系統旺盛發展；除此之外，特定季節內特有的外來天氣系統，例如梅雨季的滯留鋒與夏、秋季的颱風，也會在地理環境各異的不同地區帶來截然不同的降水特徵。為了清楚理解各季節的風場配置特徵，圖7結合了ERA5的1000 hPa重分析u、v風場和臺灣本島的地面觀測風速及風向數據，以1950年至2021年氣候平均方式，清楚呈現臺灣及周邊地區在各自然季節期間的環境風場。

整體而言，臺灣附近的全年平均環境風場(圖7a)由東北風主導，而在陸上的平地地區，西半部大部分區域以及東半部皆以東北風為主，嘉南平原及更南方的高屏地區則轉為北風甚至西北風，然而山區由於受到地形的影響風向較為紊亂，且有部分氣流會跨越中央山脈吹向東半部，在遭遇該地區的東北風環境風場後逐漸被併入。春季時(圖7b)環境風場由東北季風主導，該季節的風場與全年平均結果相當類似，臺灣平地多數地區吹東北風，僅嘉南平原為北風而高屏地區轉為西北風。山區風向則主要受到地形影響，部分越過中央山脈吹向東半部的氣流最後會併入東北風的一部份。進入梅雨季(圖7c)後西南季風逐漸建立，此時的臺灣西部周邊環境風場轉為南風和西南風，東部周邊環境風場則轉為東南風。陸上的部份，西半部平地普遍吹起西南風，風進入山區後受到地形影響變得較無規則，部分氣流橫跨中央山脈進入東半部，使得位於背風側的東半部受到地形以及環境東南風的干擾，氣流較為紊亂。夏季時(圖7d)西南季風已完全建立，臺灣周邊的環境風場多為西南風，僅東北部周邊風向略為偏轉為東南風。西半部平地地區與梅雨季類似，皆以西南風為

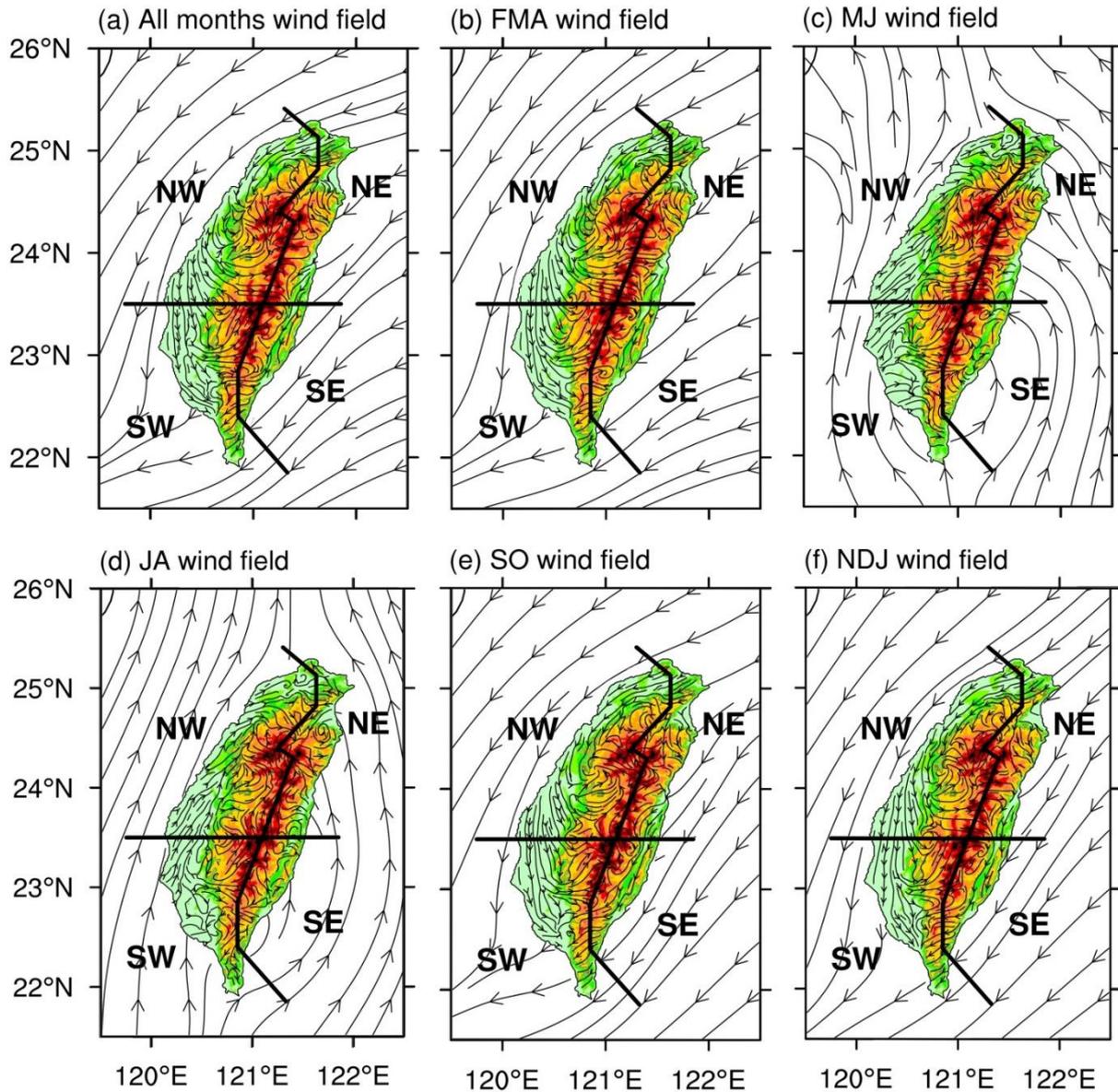


圖 7 臺灣與周邊地區(a)全年、(b)春季(2 月至 4 月)、(c)梅雨季(5 月至 6 月)、(d)夏季(7 月至 8 月)、(e)秋季(9 月至 10 月)及(f)冬季(11 月至 1 月)風場的 1950 年至 2021 年氣候平均。

主，山區也因地形關係風向較為紊亂，惟跨越中央山脈吹至東半部的氣流較為減少。東半部由於位於西南季風的背風側，加上地形相對西半部更為複雜，使得夏季時風向較無規則。進入秋季後(圖7e)東北季風又逐漸主導臺灣周邊的環境風場，因此西半部大部分平地以及東半部的平地皆

以東北風為主，並在嘉南平原及高屏地區轉為北風或西北風，山區則因為地形的影響而風向紊亂。冬季(圖7f)時臺灣周邊東北季風更加強盛，比起秋季時的狀態，兩者在陸地上的風場相當類似，但冬季時的氣流走向更為明確，且出現部分氣流越過中央山脈吹向東半部，再併入該地區

東北風的情況。

綜合上述臺灣各季節環境風場的分析，以及降水的氣候平均垂直空間與時間分布，以下將透過本研究所分析出之結果，與前人提出之各種機制綜合討論，分析各區域內數種能帶來降水的天氣系統是如何與其地理環境產生影響，最終形成區域性的降水垂直分布特徵。

在臺灣西半部的部分，西北部梅雨季時的降水量比起夏季更多些(圖5a與圖6b)，滯留鋒伴隨的劇烈中尺度對流系統由海上向東移入陸地後，發展旺盛的對流系統為首當其衝的西北部帶來大量強降水(陳等 2001)，使得平地至山區皆累積可觀降水量。夏季作為西北部另一個降水高峰期，主要降水來源為熱對流系統降水以及颱風，然而整體的降水量比起梅雨季稍少些。一般而言，颱風的對流旺盛且發展高度極高，一旦影響臺灣便可在各海拔高度帶來廣泛性的強降水，然而西北部並非位處西南季風的迎風側(圖7d)，除了颱風環流本身帶來的強降水以外，不至於出現颱風環流與季風加乘後引致的極端降水。熱對流系統作為夏季的另一主要降水來源，其成因為強烈日照加熱地表使得大氣不穩定度提高，容易導致潮濕的空氣發展深對

流系統並形成短延時劇烈降水。然而過去研究發現，午後熱對流系統最常發生於沿著山脈走向的迎風面上，而非在較高海拔的山區(林與郭 1996; 陳等 2001; Lin et al. 2011; 林等 2012)。對此現象，Jou (1994)分析發生於北臺灣山區的對流個案，發現山區對流系統降水所產生的外流與上坡風形成的輻合作用，有利於對流系統朝較低海拔地區傳播並增強(Wilson and Schreiber 1986)。由此可知，夏季熱對流系統對於高海拔地區的降水貢獻趨於微小，其降水有明顯的海拔高度侷限性，也使得夏季的降水量高值集中在海拔2500 m以下的地區(圖5a與圖6b)。

由於雨季期間也是西南季風從逐漸建立到發展成熟的時期，來自西南方溫暖潮濕的季風帶來大量的水汽(圖7c與圖7d)，為迎風面的西南部建立發生強降水的良好條件，也因此儘管該地區主要降水期也是集中於梅雨季以及夏季，其雨季降水量絕對數值比起西北部大上許多(圖5b與圖6c)。西南部梅雨季時的降水情況與西北部類似，滯留鋒附近的劇烈中尺度對流系統由海上向東移入陸地後，往往為迎風面的西南部各海拔地區帶來致災性強降水。此外，由於梅雨季也是西南季風逐漸建立

之時，當滯留鋒在臺灣上空徘徊時，迎風面的西南部往往位於鋒面的暖區，而西南風帶來暖濕的大氣在高度不穩定的環境容易發展地區性的對流系統。由於這些對流系統偏好在較低海拔地區發展，因此其降水主要發生於迎風面的山坡或平地，對於高山地區的降水貢獻並不顯著。夏季時西南部除了會直接接收颱風雨帶在各海拔高度所帶來的大量降水以外，當通過臺灣東北方海面的颱風漸朝東北遠離時，颱風南側環流與西南季風加乘形成溫暖潮濕的西南氣流，會在迎風面的西南部山坡受到地形強迫抬升後，產生旺盛對流和劇烈降水並經常導致嚴重災害(俞 1982)。然而西南氣流造成的強降水似主要集中於海拔2000 m或2500 m以下的迎風面山坡(圖5b與圖6c)，對於更高海拔山區的降水貢獻反而不顯著，推測其應為在相對低海拔地區大量降水後，使得高山的可降水含量減少所致。此外，由於西南季風暖濕空氣的吹拂加上強烈日照加熱地表，西南部在該季節也時常發生熱對流系統降水。如同西北部的情况，由於熱對流系統偏好於較低海拔地區發展，使得其降水主要發生在中海拔

以下的高度，形成西南部夏季降水量極值集中在2000 m至2500 m以下地區的結果。

鑒於西南部夏季時的累積降水量位居全臺之冠，加上該地區的夏季降水型態很大一部份是由颱風以及緊隨而至的西南氣流所貢獻，本研究也利用Hung et al. (2020)對1950年至2014年間侵臺颱風的分類，將7月和8月侵臺颱風日數較多的年份(1961年、1962年、1972年、1990年、2004年、2008年和2013年)以及較少的年份(1950年、1951年、1954年、1956年、1957年、1958年、1970年、1983年、1988年)挑出並個別平均後呈現於圖8。在不考慮颱風侵臺日數的情況下，1950年至2014年夏季累積降水量隨海拔高度變化的氣候平均結果與先前在圖5b所見的結果非常類似，降水量皆是隨海拔高度上升而快速增加，直到在海拔約1000 m處達到峰值後，降水量才隨高度上升而快速減少，並在約1800 m以上的高度又稍微回升。若將夏季侵臺颱風日數加以分類後，可得知侵臺颱風日數的多寡與夏季整體降水量有著非常明顯的對應關係，顯見颱風對於西南部夏季降水貢獻的重要程度。儘管整體降水量在不同分類之間呈現出巨大差異，

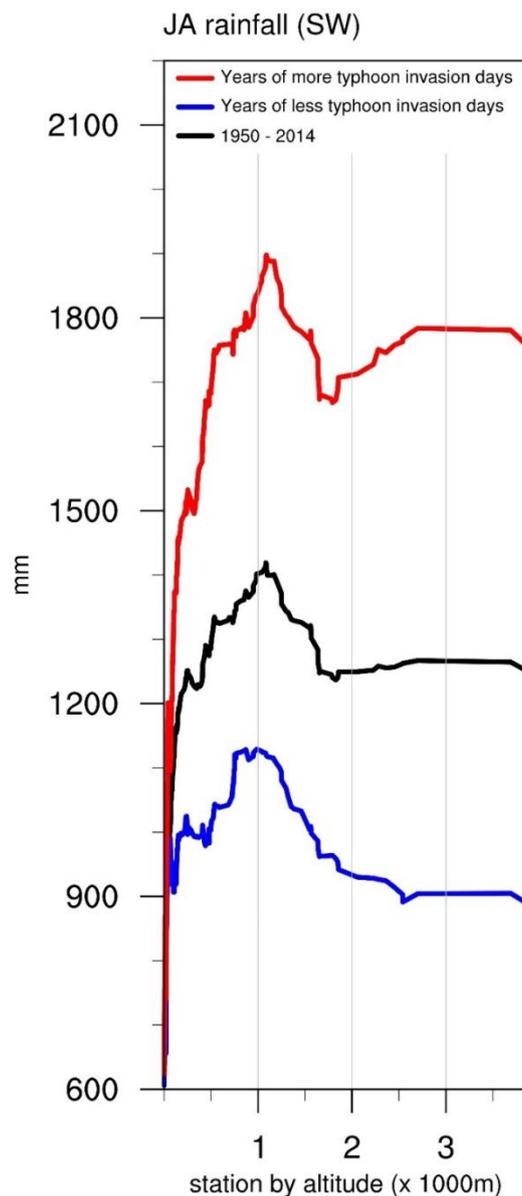


圖 8 臺灣西南部(SW 區)各降水觀測站的夏季(7 月至 8 月)累積降水量隨海拔高度變化(單位：mm)。黑線為 1950 年至 2014 年氣候平均值，紅線為颱風侵臺日數較多的年份平均值，藍線為颱風侵臺日數較少的年份平均值。

在海拔約1800 m以下高度的降水量垂直分布特徵則沒有太大不同，意即在該高度以下地區的降水特性更多是源於西南季風帶來暖濕大氣發展而來的熱對流系統，其降水主要發生在較低海拔山坡地。然而降水量垂直分布特徵在海拔1800 m以上的山區

則出現較多差異，夏季侵臺颱風日數較少時，高山地區既缺乏來自熱對流系統的降水貢獻，也缺少颱風為各海拔高度帶來的廣泛性強降水，因此高山降水量隨高度上升而略下降；相反地，夏季侵臺颱風日數較多時，颱風在為各海拔高度帶來豐沛降

水的同時，高山地區也能因此受惠獲得大量水份。然而高山地區降水量隨高度而增加的情況止於海拔約2500 m處，這似乎與前述西南氣流造成的強降水集中於該高度以下的迎風面山坡，而非更高海拔山區之情況頗為吻合，也顯示可降水含量對於高山地區降水的重要性。

臺灣東半部的部分，東北部降水主要發生在夏季至初冬期間，並在秋季時達到降水量峰值(圖5c與圖6e)，如此與西半部各地區截然不同的降水時間分布特性，主要與季節環境風場和東北部特殊的地理環境有關。梅雨季時儘管由西向東移動的劇烈對流系統仍會為東北部各海拔高度帶來降水，然而由於東北部位於這些對流系統移動方向的背風側，強對流系統不易在此處繼續發展，因此梅雨季時該地區發生豪雨的機率較西半部為少(王等 1984; 陳與楊 1988)。夏季時環境風場為溫暖潮濕的西南風，而東北部位於山脈的背風側(圖7d)，相對於西半部地區較少出現熱對流降水，也因為如此，颱風成為該季節主要的降水貢獻來源。當來自西北太平洋上的颱風直接或間接影響臺灣時，東半部由於位處首當其衝的位置，颱風會在東北部各海拔高度地區帶來廣泛性的強降水。時序

進入秋季和初冬，環境風場逐漸轉為東北風(圖7e與圖7f)，位於東北部的宜蘭由於地理環境特殊，容易在秋季時因東北季風與通過臺灣附近或巴士海峽的颱風產生共伴效應而發生超大豪雨，以及單純東北季風帶來的細綿不絕地形降水(林 2018)，皆使得秋季成為東北部的主要降水期。無論是颱風和東北季風的共伴效應或是單純東北季風吹拂，口袋狀地形的蘭陽平原接收來自東北方的水汽，在平原南側或西南側的迎風面山坡沿著地形抬升，機械抬升作用使得大氣在這些地方飽和凝結並帶來大量的降水。然而共伴效應產生的大量降水多集中於迎風面的山坡，而非更高海拔的山區，推測應與在相對低海拔地區的大量降水致使高山可降水含量減少有關；而單純東北季風的氣流相對較弱，出現地形降水的海拔高度較低矮。這些大氣與地形之間的關係解釋了秋季在500 m至1000 m和1500 m至2000 m兩個不同海拔高度區間各自出現降水量高值，且海拔2000 m以上的降水量遠不如較低海拔地區的情形，以及初冬時降水主要發生在較低海拔地區的結果(圖5c與圖6e)。

東南部的降水特徵與東北部類似，由於東南部並非位於梅雨滯留鋒移入路徑的

直接迎風面，因此儘管對流系統會帶來降水，但降水量與西半部相比仍然少了許多(圖5d與圖6f)。進入夏季後，東南部與東北部皆位處西南季風的背風側(圖7d)，因此相對於西半部地區較少出現熱對流降水；相反地，由於位於侵臺颱風的前線，因此無論直接侵臺與否，颱風皆可為東南部各海拔高度地區帶來可觀降水。秋季時環境風場逐漸轉為東北風，位處臺灣東側的東南部接收了許多來自東北方的空氣(圖7e)，並在該地區順著地形向上爬升而產生降水，使得秋季仍是該地區一年之中最主要的降水期。然而由於東南部不似東北部位於東北季風的直接迎風面，加上地勢相比其他地區較為低矮，機械抬升作用致大氣飽和凝結的效果相對不理想，使得秋季時東南部的降水量比起東北部低上不少。至於冬季，由於東南部並非位於東北季風直接迎風面的位置(圖7f)，使得該季節的降水量比起東北部較少些。

四、討論與結論

臺灣的降水時間分布有著明顯的乾季和濕季之分，冬季降水量較少且雨季時的雨水集中於梅雨季和夏季落下，然而受到季節性環境風場以及多山且地勢險峻的地

理特性影響，降水空間分布還存在著明顯的水平及垂直空間差異。有鑑於此，本研究沿山脈陵線以及北回歸線，將臺灣區分成西北部、西南部、東北部以及東南部等四大地理區域，並探討各區域內不同自然季節(春季2月至4月、梅雨季5月至6月、夏季7月至8月、秋季9月至10月、冬季11月至1月)的降水特徵。

整體而言，北部並無明顯的乾季和濕季分別，意味著冬季仍有一定的降水量，然而南部則明顯較為乾燥，尤其西南部在該季節鮮少發生大量降水。5月以後，溫暖潮濕的西南季風逐漸建立，梅雨季滯留鋒伴隨的中尺度對流系統以及夏季時的熱對流系統和颱風可為臺灣各地區帶來大量降水，尤其颱風引入的西南氣流易在迎風面的西南部產生致災性降水，因而梅雨季和夏季被視為傳統意義上臺灣的雨季。相較於外部移入的天氣系統(滯留鋒和颱風)能為各海拔高度帶來廣泛降水，地區性熱對流系統偏好在較低海拔的山坡或平地發展，而西南氣流造成的強降水在高山地區由於大氣可降水含量減少而有海拔高度侷限性，皆使得較低海拔地區獲得額外的降水來源。

進入秋季後環境風場逐漸轉為東北季風，儘管該季節仍可能遭受颱風影響，西半部的降水量已逐漸減少；然而對於東半部尤其東北部而言，秋季至初冬時為一年之中主要的降水期。由於位處東北季風的迎風面加上特殊的地理環境，在蘭陽平原南側及西南側以及花東縱谷北段容易出現可觀的降水量，若東北季風與颱風產生共伴效應時，更會在宜蘭地區造成驚人的降水量，惟高海拔山區受到可降水含量的限制，強降水多集中發生在較低海拔地區而未延續至高山。

藉由以上討論，得以一窺臺灣本島除了水平空間以外，在垂直空間上降水受到季風、季節性天氣系統、地形的相互影響結果，以及形成相關降水特徵的可能機制。在各季節之中，由海上移入陸地的天氣系統往往有著劇烈對流結構，能夠為臺灣各海拔高度地區帶來廣泛性的強降水；而地區性發展的熱對流降水以及與季風相關的地形抬升降水則有海拔高度的限制，較無法為高山地區帶來明顯的降水貢獻。毫無疑問地，天氣系統的特性以及地形對其產生的作用是決定一地降水量多寡的主要因子，然而除了上述地理條件以外，一些次要的自然因素也會對地區降水產生不

小的影響。根據徐(2015)，來自臺灣海岸的潮濕空氣沿著地形爬升後，溫度下降飽和凝結，通常於午後在海拔高度約 1000 m 至 2500 m 左右的區域形成濃厚雲霧，該區域是為獨特的山地霧林帶。由於山地霧林的水文特性能夠充分攔截水平降水，在乾季時可保存兩倍以上的降水量，並在雨季時增加 10% 的森林蓄水量，皆突顯山地霧林帶在水土涵養方面的重要性。如此局地環境影響大氣的情況，或許也可解釋本研究在分析西北部和西南部降水量垂直分布時所見，於上述海拔高度區間內出現降水量再度回升的現象。由此可知，植物對於一地降水量的垂直分布也會產生深刻影響，更意味著進行水文分析時，除了單純以大氣的角度切入以外，綜合考慮其他面向對降水的貢獻也是必要之事，並提供未來進行相關研究時一個不同的思路。

致謝

本文作者感謝兩位匿名審查委員提供本研究寶貴意見。本研究在科技部計畫(MOST 110-2111-M-003-001)、(MOST 111-2111-M-003-003)資助下所完成，特此感謝。

參考文獻

- 王時鼎、鄭俠與趙友夔，1984：臺灣天氣變化之自然季節。大氣科學，11，101-120。
- 林熺閔與郭鴻基，1996：1994 年南臺灣夏季午後對流之研究。大氣科學，24，249-280。
- 林品芳、張保亮與周仲島，2012：弱綜觀環境下臺灣午後對流特徵及其客觀預報。大氣科學，40，77-107。
- 林淑芬，2018：宜蘭地區秋季共伴豪雨與聖嬰-南方震盪的遙相關。大氣科學，46，35-67，doi: 10.3966/025400022018034601002。
- 洪致文，2009：從百年氣象資料看臺灣降雨的氣候特徵。臺灣文獻季刊，60，45-69。
- 洪致文，2010：最新臺灣氣候圖集。國立臺灣師範大學地理學系，168pp。
- 洪致文，2012：臺灣降雨指數(TRI)的建立與其分析應用。地理學報，67，73-96，10.6161/jgs.2012.67.04。
- 俞家中，1982：通過臺灣北方海上颱風與臺灣中南部豪雨之研究。大氣科學，9，95-112。
- 徐森雄、王香云、朱芷萱與孫沛瑜，2006：臺灣西南部地區之降雨分佈特性。作物、環境與生物資訊，3，9-19。
- 徐嘉君，2015：天上掉下來的禮物：臺灣山地霧林之美。環境資源中心，Accessed 12 September 2022，<https://e-info.org.tw/node/107458>。
- 陳泰然與楊進賢，1988：臺灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦與劉志信，2001：梅雨季臺灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。大氣科學，29，37-52。
- 陳泰然、黃文亭與王尹懋，2001：梅雨季中尺度對流系統與臺灣北部地區降雨相關性之研究。大氣科學，29，21-35。
- Britannica, T. Editors of Encyclopaedia, 2020: Orographic precipitation. Encyclopedia Britannica, Accessed 21 November 2022, <https://www.britannica.com/science/orographic-precipitation>.

- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Weather Rev.*, 131, 1323-1341, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<1323:TRCOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<1323:TRCOT>2.0.CO;2).
- Chen, C.-S., Y.-L. Chen, C.-L. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Weather Forecast.*, 22, 981-1002, <https://doi.org/10.1175/WAF1033.1>.
- Charlier, P., 2018: After Drought, Taiwan Prepares for Deluge. Taiwan English News, Accessed 5 October 2019, <http://taiwanenglishnews.com/after-drought-taiwan-prepares-for-deluge/>.
- Hsu, H.-H., and C.-T. Chen, 2002: Observed and projected climate change in Taiwan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 79, 87-104.
- Haug, G. H., D. Gunther, L. C. Peterson, D. M. Sigman, K. A. Hughen, B. Aeschlimann, 2003: Climate and the collapse of Maya civilization. *Sci.*, 299, 1731-1735.
- Hersbach, H, B. Bell, P. Berrisford, et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146, 1999-2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hung, C.-w., and M.-F. Shih, 2019: Analysis of Severe Droughts in Taiwan and its Related Atmospheric and Oceanic Environments. *Atmos.*, 10, 159.
- Hung, C.-w., M.-F. Shih, T.-Y. Lin, 2020: The Climatological Analysis of Typhoon Tracks, Steering Flow, and the Pacific Subtropical High in the Vicinity of Taiwan and the Western North Pacific. *Atmos.*, 11, 543, <https://doi.org/10.3390/amos11050543>
- Henny, L., C. D. Thorncroft, H. Hsu, and L. F. Bosart, 2021: Extreme Rainfall in Taiwan: Seasonal Statistics and Trends. *J. Clim.*, 34, 4711-4731, <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/34/12/JCLI-D-20-0999.1.xml>.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June

1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 5, 169-197.
- Kao, S.-C., T. Kume, H. Komatsu, and W.-L. Liang, 2013: Spatial and temporal variations in rainfall characteristics in mountainous and lowland areas in Taiwan. *Hydrol. Processes*, 27, 2651-2658, <https://doi.org/10.1002/hyp.941>
- 6.
- Lin, M.-L., T.-J. Chen, H.-J. Lin, J.-L. Lee, S.-M. Wey, S.-Y. Yeh, and W.-H. You, 2002: A preliminary study of landslides alert model in Taipei. (in Chinese with English abstract). Proc. Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Taipei, Taiwan, Central Weather Bureau, 1-6.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Weather Forecast.*, 26, 44-60.
- Meehl, G. A., T. Karl, D. R. Easterling, S. Changnon, R. Pielke Jr., D. Changnon, J. Evans, P. Y. Groisman, T. R. Knutson, K. E. Kunkel, L. O. Mearns, C. Parmesan, R. Pulwarty, T. Root, R. T. Sylves, P. Whetton, and F. Zwiers, 2000: An introduction to trends in extreme weather and climate events: Observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 413-6.
- Wilson, J. W., and W. E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Weather Rev.*, 114, 2516-2536.
- Xu, W., E. J. Zipser, and C. Liu, 2009: Rainfall characteristics and convective properties of mei-yu precipitation systems over South China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM observations. *Mon. Weather Rev.*, 137, 4261-4275, <https://doi.org/10.1175/2009MWR2982.1>.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area

- Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteorol.*, 37, 1457-1469.
- Yen, M.-C., and T.-C. Chen, 2000: Seasonal variation of the rainfall over Taiwan. *Int. J. Climatol.*, 20, 803-809, [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20000615\)20:7<803::AID-JOC525>3.0.CO;2-4](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20000615)20:7<803::AID-JOC525>3.0.CO;2-4).
- Yim, S.-Y., B. Wang, W. Xing, and M.-M. Lu, 2015: Prediction of Meiyu rainfall in Taiwan by multi-lead physical–empirical models. *Clim. Dyn.*, 44, 3033-3042, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2340-0>.

Long-term characteristics of vertical distribution of precipitation in different seasons in Taiwan based on observational station data

Chih-wen Hung and Ming-Fu Shih

Department of Geography, National Taiwan Normal University

(manuscript received 28 September 2022 ; in final form 20 December 2022)

Abstract

Unlike previous researches mainly examining regional precipitation in horizontal space, this study focuses on vertical spatial distribution characteristics of regional precipitation during the rainy season through analyzing precipitation observation data at various altitudes in Taiwan, which provides useful messages for future studies in terms of temporal and vertical distributions of regional precipitation as well as related mechanisms.

During the Meiyu season in the northwest, the stationary front accompanying mesoscale convective systems moves westward into the land, leading to heavy precipitation at all altitudes. In summer, typhoons bring extensive precipitation to lowland and mountainous areas, while the convection system, another main source of precipitation in this season, tends to develop at lower altitudes. Hence, the overall summer rainfall increases with height but gradually decreases in the mountains. The rainy condition in the southwest is similar to that in the northwest, which also mainly occurs in the Meiyu season and summer. Aside from this similarity, the overall rainfall in the southwest during the rainy season reaches another level as compared to other regions since this area is located on the windward side of the summer monsoon. In addition to typhoons with considerable precipitation at all altitudes in the southwest, the typhoon-monsoon-induced southwesterly flow also causes disastrous precipitation on the windward slopes; however, insufficient precipitable water vapor at high altitudes reduces precipitation in the

mountains. All these contribute to a typical summer rainfall pattern with extreme values mainly seen at lower altitudes below 2000 meters.

Most of the water precipitates in the eastern coast in summer and fall, showing a huge dissimilarity from the western coast. During the Meiyu season, the northeast is on the leeward side of the stationary front, which does not benefit frontal convection systems to further develop and therefore less frequent heavy precipitation is the result. Although the northeast is also on the leeward side of the summer monsoon, this region receives plentiful rainfall from most of the invading typhoons due to its location and therefore the tropical cyclone becomes a main water source at all altitudes. In fall, since the environmental wind field gradually changes to the northeasterly, the northeasterly alone or the accompanied effect with the typhoon brings considerable precipitation on the windward slopes of the Yilan Plain, while most of the rainfall restricts at lower altitudes below 2000 meters. The precipitation pattern in the southeast somewhat resembles that in the northeast, yet the uplift effect caused by the topography does not effectively produce much precipitation due to the relatively low terrain in the southeast. In addition, the location of this region is not on the direct windward side of the northeasterly, which further creates a relatively unfavorable condition for rain to generate.

Keywords: Vertical distribution of precipitation, precipitation, rainfall, Taiwan rainfall.

doi: 10.53106/025400022023015101001