

# 2020-2021 極端乾旱事件 與未來推估

2023

臺灣氣候變遷分析

系列報告

Record-breaking Drought 2020-2021  
and Future Projection of Drought Events in Taiwan

Taiwan Climate Change Analysis Series Report 2023

彙編

國家科學及技術委員會  
臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台

共同發行

交通部中央氣象局  
中央研究院環境變遷研究中心 行政法人國家災害防救科技中心

# 2020-2021極端乾旱事件 與未來推估

2023

臺灣氣候變遷分析

系列報告

主編——許晃雄

編輯——陳昭安、童裕翔、陳永明

作者群

中央氣象局——李明營、羅資婷

中央研究院環境變遷研究中心——許晃雄、吳芊瑩、洪浩哲

國家災害防救科技中心——陳昭安、童裕翔、劉子明、陳永明、鄭兆尊、林思穎

助理編輯——簡毓瑋

美術設計——陳彥霓

---

書封設計理念

將水滴相連形成循環的意象，象徵著雨季與乾旱現象的串連，  
進一步呈現臺灣氣候變遷事件。

---

引用參考

陳昭安、李明營、劉子明、許晃雄、羅資婷、陳永明、童裕翔、吳芊瑩、洪浩哲、鄭兆尊與林思穎，2023：2020-2021極端乾旱事件與未來推估。國家災害防救科技中心。

# CONTENTS



005

---

摘要

---

006

---

前言

---

008

Part 01

---

文史紀錄中的臺灣乾旱回顧

---

011

Part 02

---

從網格資料看臺灣過去氣象乾旱

011 年雨量與季節降雨時間序列

012 氣候平均與少雨期間的低層大氣環流

013 2020-2021 乾旱事件紀錄

---

## 015

Part 03

---

2020-2021  
臺灣百年大旱原因分析

---

## 024

Part 04

---

臺灣未來乾旱事件推估

- 026 降雨季節變化
  - 028 連續不降雨日數
  - 032 標準化降雨指標
  - 035 模式推估暖化氣候的東亞季風環流場變化
- 

## 038

Part 05

---

集水區水文模擬推估

---

## 044

---

結語

---

## 046

---

參考文獻

---

## 051

---

附錄

---



## 摘要



由過去歷史文史紀錄到近代網格化觀測數據顯示，因為臺灣降雨季節循環，春雨季往往是水情壓力較大，容易發生氣象乾旱的季節，而嚴重氣象乾旱事件通常是由前一年雨季至隔年春雨季的跨季節降雨不足造成。在 2020-2021 百年大旱研究顯示，此跨季節的氣象乾旱事件，是結合異常的副熱帶高壓、反聖嬰與區域海溫變化，以及熱帶季內振盪，多種因素造成的複合結果。利用氣候模式統計降尺度季節降雨、氣象乾旱指標與集水區流量推估顯示，在最嚴重暖化情境的世紀末，臺灣降雨季節縮短，乾季延長，連續不降雨日數與標準化降雨指標顯示更為頻繁與嚴重的乾旱傾向，反應在春季降雨不足，季節豐枯差距加大。然而在臺灣濕季降雨的未來推估，仍有相當的不確定性，特別是颱風季。透過不同暖化情境推估比較顯示，在緩和暖化情境下，前述降雨變遷相對緩和，顯示全球積極減碳與減緩暖化可以降低臺灣氣象乾旱的風險與對水資源的衝擊。

---



## 前言

臺灣降雨季節深受西北太平洋 - 東亞季風的季節環流影響 (洪 2009; Chou et al. 2009; Chen et al. 2019)，降雨來源主要集中在梅雨季的梅雨鋒面與颱風季的颱風降雨，以及午後熱對流降雨。冬季是雨量最少的季節，並且集中在東北季風迎風面的東北部 (洪與施，2023)。春季降雨受春雨鋒面影響，而秋季降雨則來自於尚未完全退離至南方的熱帶對流以及北方開始南下的東北季風鋒面影響 (Chou et al. 2009; Chen et al. 2019)。這兩個季節為乾濕季的轉換期，其中又以春雨季接續在雨量較低的冬季之後，臺灣獨特的降雨乾濕季節與南北空間分布差異，使得在雨季來臨前的春雨季往往有較大的水情壓力與旱象，特別在冬季降雨偏少的中南部地區。

降雨不足通常是引發乾旱的主要因素，乾旱事件依據類型可分類為氣象乾旱、農業生態乾旱與水文乾旱。氣象乾旱反應較短期且直接的降雨不足現象，降水缺乏直接對可用水量造成影響。當氣象乾旱條件產生後，蒸發作用持續增加水分消耗，使得土壤含水量不足而加劇乾旱狀況，導致農業與生態乾旱。當時間尺度拉更長，河川流量與地下水量不足會造成水文乾旱。導致農業生態乾旱與水文乾旱的影響因素與過程較複雜，在本篇報告僅就氣象乾旱探討臺灣過去與現在的乾旱事件回顧，以及氣候模式的未來推估。

中研院永續科學研究報告 (2019) 指出，在高解析度全球模式對 2040–2060 年的近未來暖化推估，由於臺灣周圍區域的大氣環流條件不利於降雨，春季降雨可能減少，乾日與乾旱延時也可能增加。陳等人 (2021) 對臺灣過去歷史乾旱事件詳盡彙整其發生、經歷時間與影響區域，並歸納出過去歷史氣象乾旱事件特性，多發生於春季第一期稻作時節。利用 CMIP5 統計降尺度推估資料，針對春季探討不同暖化情境下的臺灣枯旱趨勢，顯示春季總降雨量減少，連續不降雨日數延長，以及標準化降雨指標 SPI3<sup>[1]</sup> 顯示乾旱強度增加，以及流域常流量減少，特別是中南部地區在極端事件可減少 20%-40%。李等人 (2019) 綜合 CMIP5 統計降尺度與 MRI-AGCM (Mizuta et al. 2012) 動力降尺度暖化氣候推估資料，評估臺灣氣象乾旱特性趨勢，SPI3 指標變化顯示乾旱發生頻率將會增加且強度增強。

本篇報告將由文史紀錄為出發點，回顧早期臺灣氣象乾旱事件。接著進入有長期觀測資料的年代，整合過去降雨偏少造成重大旱情的年份，並了解其大氣背景環境條件。針對最近一次 2020-2021 全臺嚴重乾旱事件，分析探討此次之降雨、大氣環流條件，以及可能造成如此嚴重旱象的機制。以過去觀測對臺灣氣象乾旱特性的了解，延伸探討目前氣候推估研究對未來臺灣氣象乾旱事件之評估，以及對臺灣的水資源衝擊。本篇報告結合長期觀測紀錄、科學機制探討以及最新模式推估資料，呈現對於臺灣氣象乾旱事件的過去、現在與未來的最新進展。

---

[1] 標準化降雨指標 (Standardized Precipitation Index, SPI; McKee et al. 1993; Edwards and McKee 1997)，依據採用的累積降雨期間長短，代表不同時間尺度的乾旱特性。SPI3 指標考慮包含該月份的前 3 個月累積降雨量相對於氣候降雨量進行標準化估算，以呈現較短期、直接與降雨及氣象乾旱相關的特性。

The background is a vibrant yellow with several large, overlapping, rounded geometric shapes in a lighter shade of yellow. In the bottom left corner, there is a circular inset showing a landscape with a bright sun low on the horizon, creating a hazy, golden glow over a dark, textured ground.

# 文史紀錄中的臺灣乾旱回顧

Part 01

交通部中央氣象局臺灣南區氣象中心(以下南區中心)回顧過去史料,整理日治時期的7個乾旱事件(中央氣象局臺灣南區氣象中心,2019,2020,2021a,2021b,2022a,2022b,2022c),將乾旱個案依月份、區域統整為表1,發現中南部最常發生,其次是北部,最少為東部。就乾旱的發生季節而言,以梅雨季之前的春旱最常發生,7個案年都是如此;其次則是颱風季過後的秋冬季。由以上分析可知,日治時期的乾旱特性與近年相似,由於中南部乾濕季分明,為乾旱最好發的區域;梅雨季至夏季的颱風常帶來豐沛的雨量,此期間較不易出現旱象,因此,在豐水期之前春季及之後的秋冬季,則是乾旱較常發生的季節。

年\月	前年冬季	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
1902	全	全	全	全	全						中南	中南	中南
1906					全		全		全				
1923		全	全	全	全	全	全	全	全	全	全	全	全
1929	全	全	全	全	全	全					中南	中南	中南
1933		中南	中南	中南	中南	中南			中南	中南	中南	中南	中南
1934	中南	中南	中南	中南	中南	西	西	中北	中北	中北	中北		
1936		全	全	全	全	全	北東	北東	北東	北東	東	東	

表1:整理臺灣南區氣象中心之7篇歷史乾旱事件報告,文字代表該區發生乾旱,並以「北、中、南、東」代表臺灣4區,「全」代表全臺灣,「西」則是包含北、中、南3區的西半部。

南區中心整理的7個乾旱年之中,1902年是日治時期第1個乾旱,《臺灣日日新報》將該年旱象形容為「領臺以來雨量之最」。1906年的旱況災情較為分散,部份區域較為嚴重。1923年是7個乾旱中最為嚴峻,全臺均有旱象傳出,且延續一整年,《臺灣日日新報》更稱之為「百年以來の大旱魃」,當時的新任總督內田嘉吉特地前往臺南開山神社參與祈雨儀式。該年有6個侵臺颱風(謝等人,1998),然而皆未登陸僅從周圍海域通過,並未對全臺帶來明顯降雨。1929年的旱災似乎是跨區域性的,該年在亞洲許多地方也同樣面臨著嚴重的旱災。1933年則是少見的夏季乾旱,當年高雄8月雨量僅12.5毫米,僅氣候值的2.4%,雨日也只有5天,雨量及雨日均為該站同月的歷史最低記錄;該年僅有2個侵臺颱風從東部海上通過(謝等人,1998),沒有辦法帶來足夠降雨;不過幸運的是,當時臺灣已有現代化的水利設施,舒緩旱象災情。1934年延續1933年的旱象,為連續乾旱的第二年。1936年則為少數東部旱象比西半部嚴重的乾旱年。





# 從網格資料看臺灣過去氣象乾旱

Part 02



## 年雨量與季節降雨時間序列

臺灣最常發生乾旱的季節，並非原本就少雨的冬季，而是發生在春雨季(洪與施，2017；陳等人，2021)。春雨季是銜接乾季結束，等待雨季來臨的轉換期，且是春耕時期，因此用水壓力在春雨季最大，但在雨季開始後通常會得到舒緩。考慮臺灣降雨季節分布與農作生長用水，探討過去年雨量觀測的時間序列，在此採用臺灣降雨自然季節進行年降雨分析，並選用濕季(5月到9月)當作降雨年雨量計算之起始季節，也就是以梅雨季(5、6月)為起始，接著為颱風季(7-9月)、秋雨季(10-11月)，與冬雨季(12-1月)，直到隔年春雨結束(2-4月)。以此時間區分估算的年雨量變化，較可反應當年的氣象乾旱與水情之間的關係。

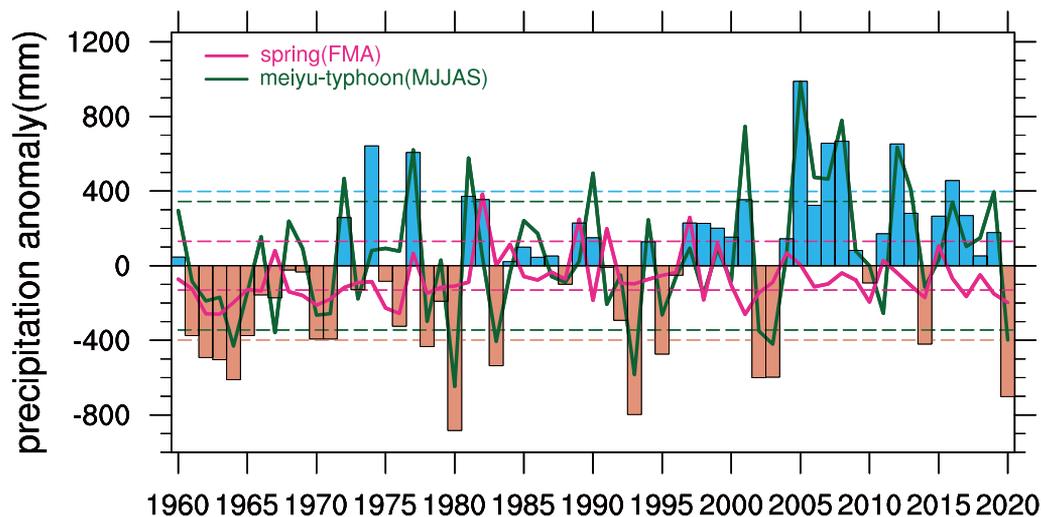


圖3 使用 TCCIP 經緯網格 0.01 度之網格化降雨觀測資料，以梅雨季(5-6月)為起始月份，至隔年春雨(2-4月)累計年降雨量，選取 1981-2000 氣候平均作為參考基準，計算之臺灣年降雨量變化(背景直條圖)、濕季降雨變化(5-9月；綠色曲線)、以及春雨降雨變化(粉紅色曲線)之時間序列。虛線代表對應之時間序列超過一個標準差的降雨變化量。



由臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫 (Taiwan Climate Change Projection Information and Adaptation Knowledge Platform, TCCIP) 網格化觀測降雨資料(翁與楊，2012；翁與楊，2020；林與楊，2023)分析結果顯示(圖3)，近六十年來的累積年雨量(背景長條圖)並未有明顯的長期趨勢。其中，在1962-1964、1978、1980、1983、1993、1995、2002-2003、2014與2020都是年累積雨量明顯偏低的年份；1974、1977、2005、2007-2008、2012與2016則是年雨量較高的時期。無論年累積雨量增加或減少，大多來自梅雨季與颱風季雨量的貢獻，特別是雨量較多的年份。然而在年雨量特別少的年份(低於一個標準差)，除了梅雨季與颱風季雨量偏少，隔年春雨的雨量也偏少，使得臺灣整年持續在一個低降雨量的狀況，例如1962-1963、1980-1981、1993-1994、2003-2004與2020-2021，導致氣象乾旱。若改以1960-2000作為氣候平均參考基準，上述這些個案年份也是呈現一致的降雨偏少結果。圖3呈現的年累積雨量時間序列變化，與李等人(2023)彙整臺灣百年測站的結果相似。



## 氣候平均與少雨期間的 低層大氣環流

進一步利用 ERA5 低層水平風場，選取 TCCIP 與 ERA5 同為少雨年的年份 (1964、1980、1993、2003、與 2020)，了解在這些氣象乾旱年份的大氣條件與氣候平均狀態有何不同。在春雨季 (圖 4a)，氣候平均狀態下，低層 850hPa 西南風 (淺綠色箭號) 沿著副熱帶高壓邊緣 (紅色等值實線；以下簡稱副高) 帶著南方水氣影響臺灣。在春雨偏少的年份，副高的順時針環流減弱 (顏色陰影)，此時低層風場相對於季節平均呈現東北風差異，也就是原本春季盛行暖濕的西南風減弱，不利春雨發展。

時序進入 5-6 月的梅雨季 (圖 4b)，南海附近季風低壓槽開始發展 (紅色等值虛線)，不穩定的大氣環流與西南風 (淺綠色箭號)，更持續地供應暖濕空氣到東亞地區。此時，副高大約在 120° E 以東的位置。然而，在梅雨季雨量不足的年份，副高明顯增強西伸 (棕色陰影)，臺灣上空受到反氣旋式環流變異影響 (順時針旋轉的深綠

色箭號)，使臺灣附近大氣環境較為乾燥與穩定，不利梅雨鋒面發展與降雨。

在 7-9 月颱風季期間 (圖 4c)，季風槽發展成熟，其範圍可擴張到菲律賓海一帶 (紅色等值虛線)，此時季風的低壓環流提供大氣有利對流發展的不穩定環境，也是東亞夏季季風主要的對流活動、降雨與颱風活躍時期。在少雨年期間，副高偏強與西伸 (棕色陰影)，反氣旋式環流變化 (深綠色箭號) 抑制原本適合對流發展的環境，進一步導致季節降雨偏低。在這些選取的乾旱年份，其侵台颱風數量皆低於氣候平均的 3.23 個<sup>[2]</sup>，也反映了這樣不利颱風活動的大尺度環境。

利用這些個案的合成低層環流場顯示，在春雨期間的東北風變異以及梅雨、颱風季副高西伸造成的反氣旋環流變異，造成相對較乾與穩定的大氣環境，不利季節降雨。

[2] 中央氣象局一氣候百問 五、颱風的氣候分析 ([https://www.cwb.gov.tw/V8/C/K/Encyclopedia/climate/climate5\\_list.html](https://www.cwb.gov.tw/V8/C/K/Encyclopedia/climate/climate5_list.html))

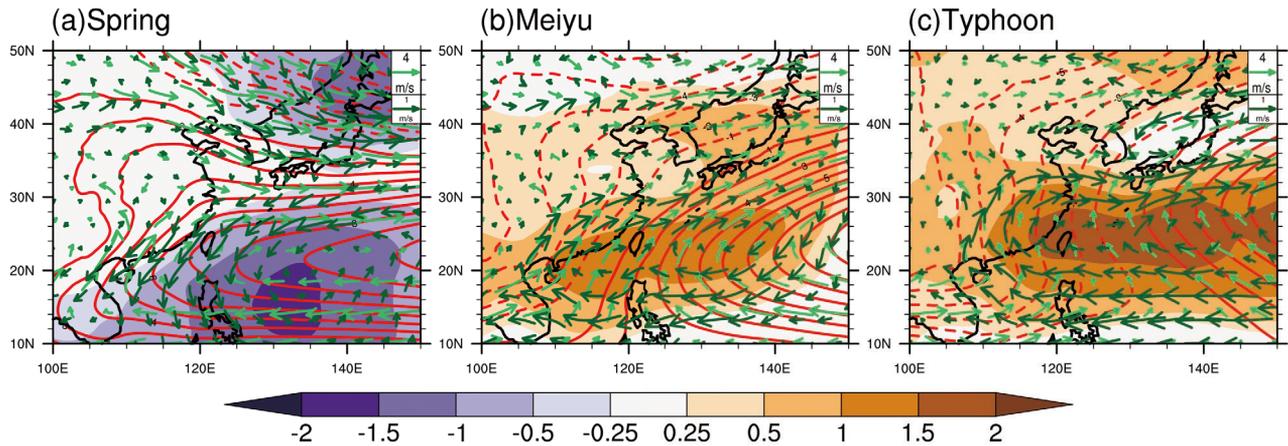


圖 4 ERA5 在 850hPa 水平風場 (箭號) 與流函數 (等值線與顏色陰影)，選取 (a) 春雨季 (2-4 月)，(b) 梅雨季 (5-6 月)，以及 (c) 颱風季 (7-9 月) 氣候平均環流以及降雨偏低年份個案 (1964、1980、1993、2003、與 2020) 合成之環流場變化。其中，深綠色箭號代表季節風場變化，顏色陰影代表流函數變化。在此選取 1981-2000 氣候平均風場 (淺綠色箭號) 與流函數 (紅色等值線) 作為參考基準，計算少雨年份與氣候平均之間的差異，得到環流場變化的分布。



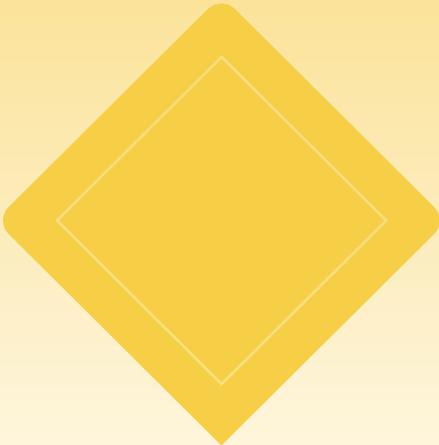
## 2020-2021 乾旱事件紀錄

由降雨資料可見，2020 年梅雨季至 2021 年春季這段期間，為近年最嚴重的臺灣氣象乾旱事件，朱等人 (2021) 與黃等人 (2021) 詳盡彙整此次乾旱事件歷程發展。此次事件自 2020 年 9 月經濟部水利署啟動旱災災害緊急應變小組，以及旱災中央災害應變中心於 10 月成立，歷程前半段受到梅雨季提早結束，副高異常偏強，5-10 月無颱風侵台紀錄，導致 2020 年臺灣雨季降雨偏少。在 2020 年秋季中南部地區水情壓力，已呈現減壓供水的黃燈水情燈號，後續面對少雨的冬季，以及後半期受到反聖嬰事件影響，低層西南風偏弱，導致隔年春雨偏少，使得旱象更為嚴峻。當時在中部地區水情甚至轉為分區供水的紅燈，以供 5 停 2 的方式調配節水。直到 2021 年 5 月梅雨季鋒面帶來降雨，旱象危機才開始緩和，旱災災害應變中心也於 6 月 22 日撤除。後續颱風季的颱風外圍環流與西南氣流帶來降雨，使得水庫水位持續回升，旱情逐漸趨緩，直到 2021

年 8 月水利署旱災災害緊急應變小組撤除，終於為此次乾旱事件畫上句點。此次乾旱時間尺度跨越數個季節，也因此旱象可能由多種機制導致，將在下一節完整介紹。◆



# 2020-2021臺灣百年大旱原因分析



Part 03



2020 年由於 5-6 月的梅雨季提早結束，約由 2020 年 6 月至 2021 年 5 月，臺灣經歷一場百多年來最乾旱的時期。探討這段期間雨量相對於臺灣歷史觀測紀錄的變化，若以臺灣本島 6 個百年氣象站 (臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮及臺東) 平均代表臺灣，可發現 2020 年 6 月至 2021 年 5 月的雨量明顯少於其他年 (距平為  $-876.5\text{mm}$ )，其標準差達  $-2.66$ ，創 1910 年有紀錄以來雨量最少的一年 (圖 5，共 111 年資料)，堪稱為百年大旱。2020-2021 臺灣百年大旱由於持續時間長，造成臺灣史上首次的二期稻作及隔 (2021) 年的一期稻作同時停灌，連同其他農作物，農業損失共計約達 16.5 億元 (劉等人，2021)。為應變此次百年大旱，政府更是投入大量的物力及人力。若能了解造成此極端事件的物理機制，應能在下次旱災來臨之前提早預警，減少經濟損失及降低對民生及各產業的衝擊；李等人 (2023) 詳述了百年大旱過程，並提出造成旱象的可能機制，此小節將精簡介紹其內容。

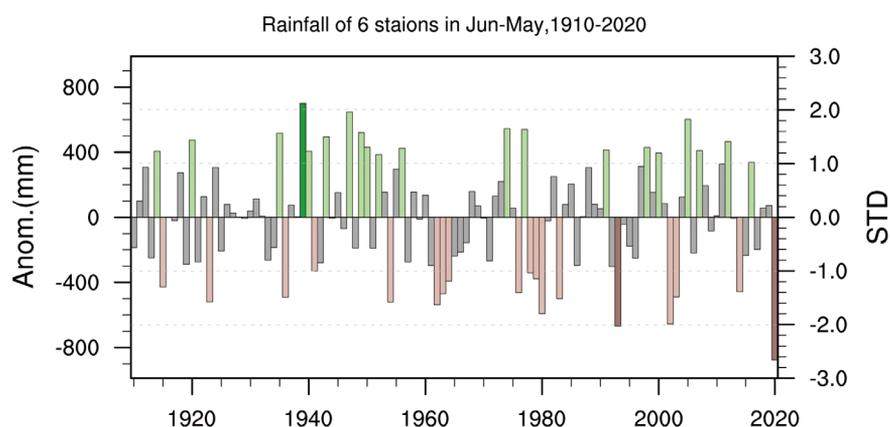


圖 5 臺北、臺中、臺南、恆春、花蓮及臺東，6 個臺灣百年氣象站在 1910 至 2020 年的雨量時序圖，直條代表當年 6 月至隔年 5 月的平均雨量，左座標軸為距平值 (平均為 1954.6 毫米)、右為標準差。直條圖的顏色對應標準差，在  $\pm 1$  之間為灰色，超過  $\pm 1$ 、 $\pm 2$  個標準差分別為淺綠 / 褐、深綠 / 褐色。

(本圖出自李等人—2023)

每年 5 至 6 月的梅雨季，及 7 至 9 月的颱風季，是臺灣最主要的雨量來源。然而，2020 年臺灣梅雨季豐沛的雨量僅出現於 5 月，6 月雨量顯著偏少，接下來的 7 至 9 月因副高持續偏強，期間沒有侵臺颱風，造成臺灣極端少雨。分析 2020 年 6 至 9 月期間的 850 hPa 流函數百分化，發現中南半島、華南至臺灣達到 1948 年以來的最強 (圖略)，說明當地的副高強度為歷史之最。進一步選取  $10^{\circ}$ - $25^{\circ}$  N,  $95^{\circ}$ - $150^{\circ}$  E 區域平均的 850 hPa 流函數為副高指標，並計算副高指標在每年 5 至 10 月期間大於等於 0.5 個標準差的最大連續天數，2020 年由 5 月 27 日持續至 9 月 25 日，長達 122 天，為 1949 至 2020 年平均天數 27.3 天的 4.5 倍，標準差更是達到 5，為史上最長持續天數的一年 (圖 6)。綜合以上分析，2020 年 6 月至 9 月因副高持續偏強，且其強度及持續時間均達歷史新高，是造成臺灣少雨的主因。

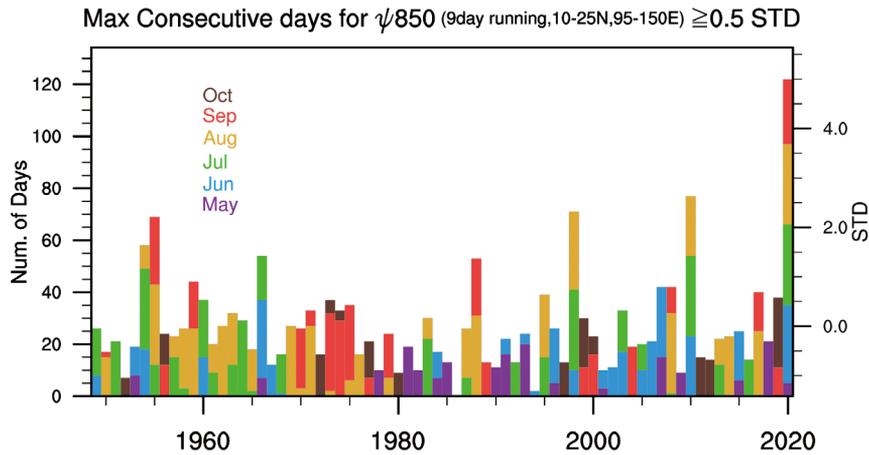


圖 6 副高指標 ( $10^{\circ}$ - $25^{\circ}$  N,  $95^{\circ}$ - $150^{\circ}$  E 區域平均的 850 hPa 流函數，亦可稱為反氣旋指標) 大於等於 0.5 個標準差的最大連續天數，顏色代表月份，左座標軸為天數，右為標準差，橫軸為年份 1949 至 2020 年。

(本圖出自李等人— 2023)

過去的研究指出 (Hong et al., 2014, 2015 ; Chang et al. 2016)，熱帶洋面的中東太平洋、印度洋及大西洋的高海溫均可能影響西北太平洋的副高強度，而 2020 年 6 至 9 月的海溫在上述 3 個洋面均有顯著的距平 (圖 7a)，為驗證上述海溫異常是否為造成 2020 年夏秋季超強副高的原因，利用簡化的全球大氣模式 Simplified Parameterizations, primitive-Equation Dynamics (SPEEDY, Kucharski et al., 2013) 進行模擬，研判異常海溫是否可能是引發觀測到的異常環流與降雨的原因。SPEEDY 耦合了一個海洋混合層模式，可以進行海溫調步模擬 (pacemaker)，意即選定調步區 (如熱帶東太平洋) 以觀測海溫驅動模式進行數值實驗，其他海盆則允許海洋大氣交互作用，可以同時模擬調步區內的海溫變化對全球大氣與調步區外的海溫的影響。由於採用海洋混合層模式，SPEEDY 無法模擬海洋環流，因此可能低估或高估調步區以外區域海溫的反應。模式水平解析度為 T30 的高斯網格，垂直則由 30 至 925hPa 共 8 層，模擬時間由 1980 年至 2021 年，實驗的距平值為 2020 年 6 月至 10 月平均減去 1981 至 2020 年同樣月份的長期平均，每一個模擬都進行 30 組實驗，取系集平均分析，並以 permutation 方法 (Peings et al. 2021) 研判模擬值是否具 5% 統計顯著性，亦即由 30 組實驗中隨機抽樣 10 組，計算其平均值並與系集平均比較，此步驟重覆 1000 次，若兩者有相同距平值且次數達 950 (即 95%) 以上，代表系集平均具統計顯著性。

參考過去的研究及 2020 年現況，進行熱帶中 / 東太平洋 (Central-Eastern Pacific, CEP)、熱帶印度洋 (Indian Ocean, IO)、熱帶大西洋 (Atlantic, AL) 及 3 個洋面均考慮的 CEP+IO+AL，總共 4 個海溫調步模擬，各海溫調步區位置標示於圖 7 個別實驗的藍框區。以流函數而言，考慮所有海溫調步區的模擬 (CEP+IO+AL)，最能模擬出長時間持續的強副高，其次是印度洋實驗 (IO)，中 / 東太平洋 (CEP) 與熱帶大西洋 (AL) 也都能模擬出偏強的副高；但是模擬的距平振幅都小於觀測值，且模式也未能模擬出副高強度在 7 月達到最大值的現象 (圖 7f)，可能原因之一為模式本身模擬的副高強度與變異幅度原本就小於觀測值；另一原因也許是 SPEEDY 模式解析度低、無法模擬出颱風，因此無法重現 2020 年 6 至 9 月西北太平洋颱風活動明顯偏弱的現象。比較各調步實驗的逐月時序圖發現，反聖嬰 (CEP) 的冷海溫是造成晚夏 (8-9 月) 副高偏強之主因，印度洋 (IO) 暖海溫的影響則是 6-7 月的強副高；熱帶大西洋 (AL) 暖海溫則使高壓距平往西與往北延伸至亞洲內陸。在雨量方面 (圖 8)，還是以考慮所有海溫調步區的模擬 (CEP+IO+AL) 與觀測最為接近，例如中南半島、南海、臺灣至菲律賓海的少雨，及長江、韓國及日本的多雨均有掌握到；其中，中南半島、南海、至菲律賓海的少雨，以及海洋大陸的多雨，在各個海域的調步實驗均有真實反應出來，但臺灣附近的少雨僅在印度洋 (IO) 及熱帶大西洋 (AL) 的實驗有模擬到，反聖嬰 (CEP) 的調步實驗則與實際觀測有差異。

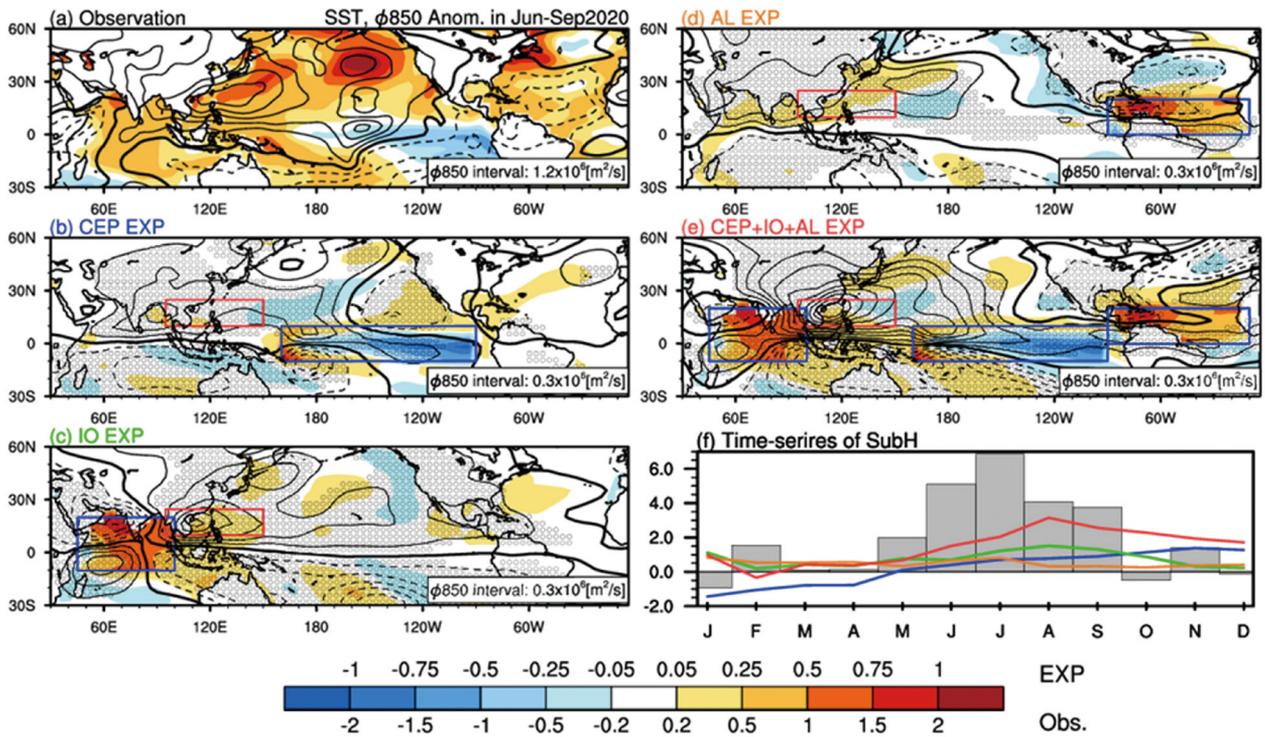


圖 7 2020 年 6 至 9 月的 850hPa 流函數（等值線）及海溫（顏色）距平，(a) 為實際觀測場；(b) 至 (e) 為 SPEEDY 各海溫調步區的模擬結果，藍框代表海溫調步區範圍，紅框為副高指標的範圍，灰色空心圓標示 850hPa 流函數的統計水準達 95% 以上；(f) 圖為副高 ( $10^{\circ}$  -  $25^{\circ}$  N,  $95^{\circ}$  -  $150^{\circ}$  E 平均的流函數) 距平的月平均時序圖，灰色長條為實際觀測，其他顏色線為各海溫調步實驗，顏色所代表的實驗與 b-e 的小標題相同。圖最下方的顏色條之上、下排數字，分別代表觀測、實驗的海溫距平；等值線的間隔在 a 為  $1.2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，b-e 是  $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，等值線的實、虛線分別代表正、負距平，零值線加粗。（本圖出自李等人 - 2023）

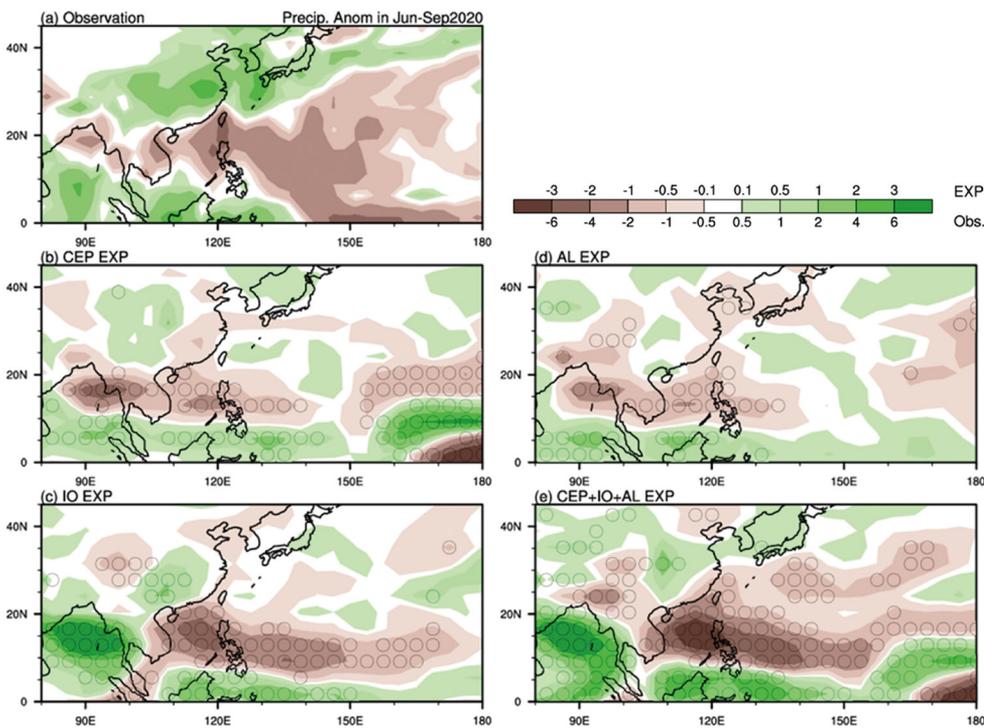


圖 8 同圖 7，但為 2020 年 6 至 9 月的降水距平。（本圖出自李等人 - 2023）

春季雨量多寡影響臺灣水資源與春耕作業，是重要的水資源。2021年春季雨量偏低，延續了2020年6月以來的少雨現象，導致長達一年的乾旱。此時的海溫同時具有反聖嬰、菲律賓海偏暖、負相位太平洋年代際振盪 (Pacific Decadal Oscillation, PDO, Mantua et al., 1997) 特徵，這些海溫均可能造成臺灣春雨偏少 (Hung et al., 2004; Chen et al., 2008)。因此，以 SPEEDY 模擬不同海域海溫距平對西北太平洋與臺灣鄰近區域雨量的影響。圖9為 CEP、WP 與 CEP+WP 實驗的 850hPa 流函數距平。中/東太平洋的負海溫距平 (CEP) 模擬出熱帶西太平洋反氣旋距平與東太平洋氣旋距平，也在熱帶西北太平洋模擬出正海溫距平 (圖 9b)，後者可以理解為貿易風減弱，海洋釋出較少的潛熱與可感熱，導致

海溫正距平。除此之外，中/東太平洋的負海溫距平也在低緯度東太平洋引發氣旋環流距平，同時在中緯度北太平洋引發出反氣旋距平，以及類似負 PDO 海溫距平 (如，日本東方至換日線附近的暖海溫，及其周遭的冷海溫)。中緯度北太平洋的反氣旋環流距平，象徵偏弱的北太平洋中緯度西風，以及偏強的副熱帶東北太平洋的東北盛行風；前者降低海表面潛熱與可感熱通量，後者則增強，因此導致中緯度北太平洋海溫增暖，副熱帶東北太平洋降溫。由此可見，反聖嬰在熱帶中/東太平洋的負海溫距平可以透過大氣橋 (即北傳的大氣波列擾動) 機制，引發負相位的 PDO 結構。

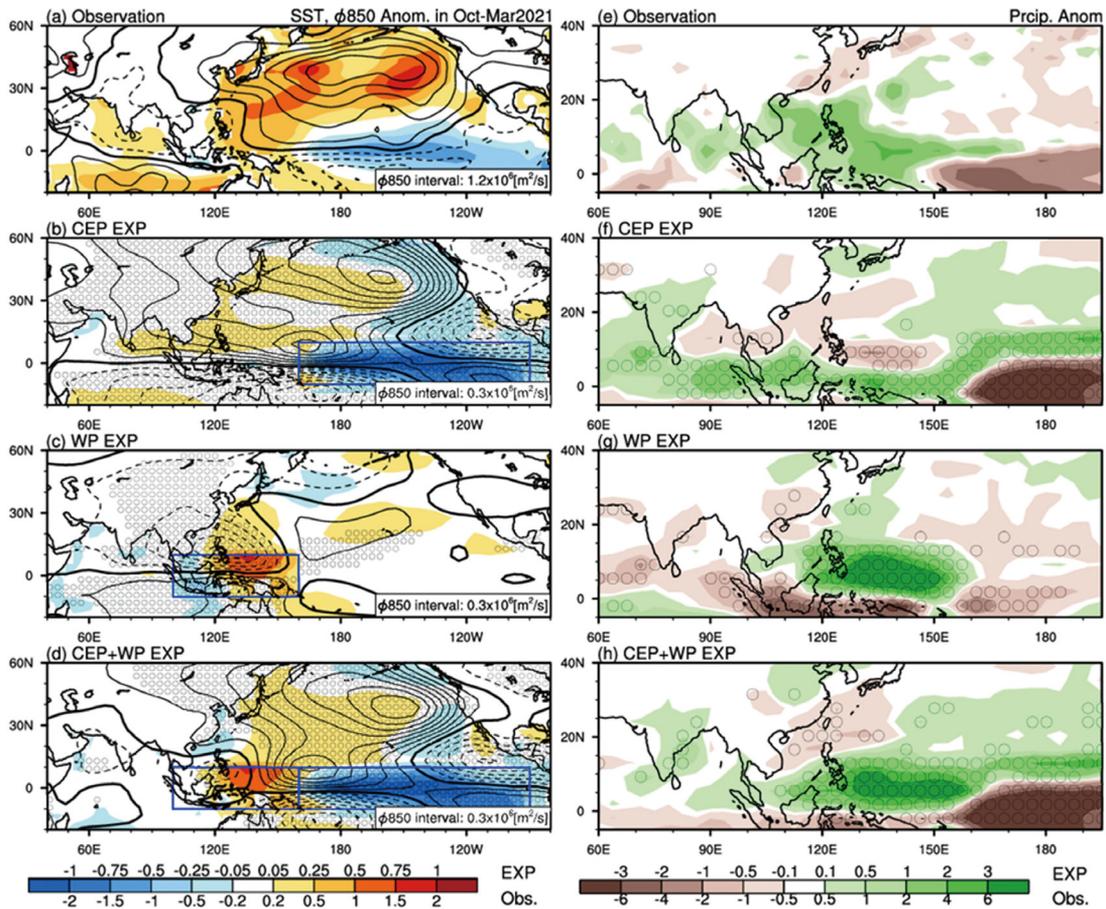


圖9同圖7，但為2021年10月至2021年3月的850hPa流函數(等值線)及海溫(顏色)距平(a-d, 左側)，以及降水距平(e-h, 右側)。(本圖出自李等人－2023)



CEP 實驗在中 / 東太平洋與實際觀測相似；然而，西太平洋與東亞卻與觀測差異頗大。西太平洋暖海溫 (WP) 實驗就能彌補 CEP 實際不足之處，約  $60^{\circ}\text{E}$  至  $130^{\circ}\text{E}$  (南亞至菲律賓海) 對稱於赤道的氣旋偶極，菲律賓海的強降水區 (圖 9 c,g)，WP 實驗均與觀測相近；但 WP 實驗在臺灣附近是東南風距平、降水接近正常，以及在白令海則是與實況相反的氣旋環流距平，說明單純考量 WP 還是不夠。如果同時考慮 CEP+WP 海溫距平，就能在熱帶與中緯度太平洋模擬出與觀測類似的環流與雨量距平，包含臺灣附近的少雨及偏東風距平 (圖 9d, h)。以上模擬與統計分析結果類似，菲律賓偏暖及反聖嬰兩者缺一不可，前者會引發冬春季的菲律賓海氣旋距平；但要同時考慮後者，才可真實重現臺灣鄰近的偏東風距平與少雨。而

負相位 PDO 亦對臺灣春季雨量偏少有影響，但屬於間接作用。

在 2020-2021 反聖嬰強度較顯著期間，由於換日線附近為海溫偏冷、對流受抑制的大尺度環流場，在熱帶由西往東移動的季內振盪的強對流大多僅能東傳至西太平洋。當反聖嬰減弱、逐漸回到正常狀態的 2021 年 3 月中旬至 5 月下旬，接連出現兩波明顯的季內振盪向東傳遞，其緯向風場與對流均可繞行全球 (中央氣象局，2021)，接下來的分析將進一步說明，季內振盪將如何接替逐漸減弱的反聖嬰，延續臺灣附近的少雨環境，並影響 4 至 5 月的臺灣天氣。

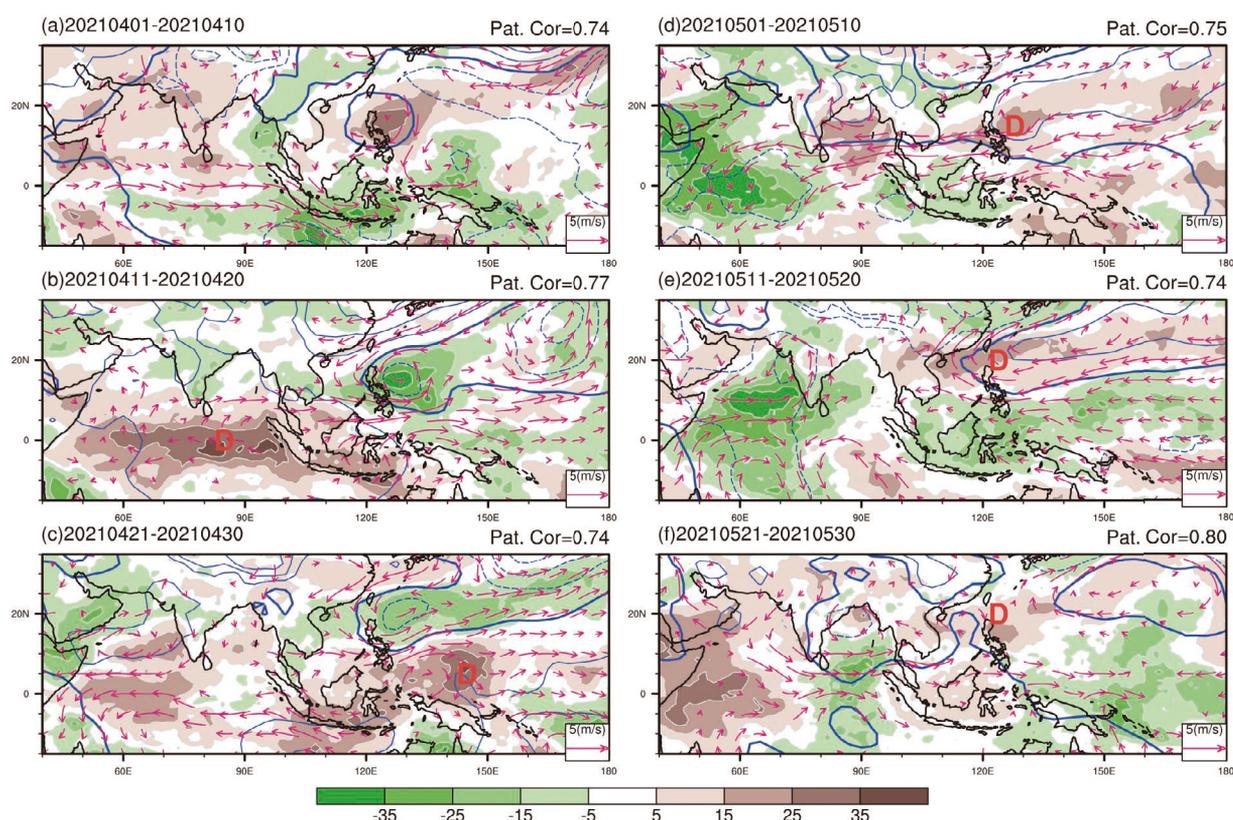


圖 10，25 至 70 天波段濾波的對流 (顏色)、海平面氣壓場 (等值線，間隔為  $1\text{hPa}$ ，實、虛線分別代表正、負距平，零值線加粗) 及  $850\text{hPa}$  風場 (箭頭)，時間為 2021 年 4 月至 5 月的旬平均，每張小圖的右上值的數值代表有、無波段濾波的對流場之空間相關係數。b-e 的 D 代表乾區。(本圖出自李等人 - 2023)

為更加了解 2021 年 4 至 5 月的季內振盪特性，圖 10 為熱帶印度洋至西北太平洋 ( $15^{\circ}\text{S}-35^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ}-180^{\circ}\text{E}$ ) 的對流距平，比較旬平均與 25 至 70 天波段濾波，兩者在此 6 旬的空間相關係數在 0.74 至 0.80 之間，再次說明 4 至 5 月期間季內振盪訊號明顯。4 月中旬季內振盪的乾區位於赤道印度洋，4 月下旬移至海洋大陸及西北太平洋約  $10^{\circ}\text{N}$  以南海域 (圖 10b-c 的 D)；5 月上旬至下旬乾區朝西北方向傳播，逐漸接近臺灣 (圖 10d-e)，與臺灣在 5 月 29 日之前雨量偏少有時間上的一致，說明臺灣 5 月雨量偏少，可能與季內振盪的乾區移入有關。進一步分析 25 至 70 天波段濾波的 850 百帕風場及海平面氣壓場，4 月中下旬臺灣位於季內振盪氣旋的西北側，風場為不利降雨的東北風距平 (圖 10 b,c)，說明臺灣少雨可能亦與季內振盪有關；5 月上中旬影響臺灣的系統改為季內振盪的反氣旋，為臺灣帶來高溫穩定的天氣，亦將鋒面雨帶向北推至中國長江及日本南方 (圖 11 d,e)；5 月下旬在孟加拉灣及相同經度之南半球有氣旋的南北偶極，南北氣旋之間為西風距平，這股西風延伸至西太平洋且在  $160^{\circ}\text{E}$  附近與東風距平產生輻合，並有較強對流產生。

25 至 70 天波段濾波訊號在 2021 年 4 月至 5 月存在著季節性的差異，巧合地延續了臺灣的乾旱。例如，4 月中下旬於菲律賓海的氣旋向西北方向傳遞之訊號很弱，豐沛的水氣僅抵達臺灣鄰近洋面，臺灣反而受偏乾的東北風距平影響，僅東半部有局部陣雨 (圖 10b,c)；5 月的反氣旋就有較明顯朝西北移行之特性 (圖 10c,d,e)，進而加強副高，延遲梅雨鋒面南下影響臺灣的時間。許多文獻說明季內振盪在冬夏半年有不同的傳播特徵 (Weng and Hsu, 2017; Hung et al., 2016)，而 5 月剛好就是季節特徵的轉變期 (Kikuchi et al., 2012)，可能是 2021 年 4 月的氣旋無法抵達臺灣，但 5 月的反氣旋能影響臺灣的原因。

綜合以上分析，推測造成臺灣百年大旱的可能原因如下：① 2020 年 6 月至 9 月的少雨，主要是極端偏強的副熱帶高壓造成，當時的副高不僅在強度上達到最強，持續時間亦為 1949 年之後的最持久；副高偏強可能與熱帶各洋面同時出現海溫異常有關，包含反聖嬰在中 / 東太平洋的偏冷、印度洋及大西洋的偏暖。② 臺灣 2020 年秋冬季雨量偏少，可能與反聖嬰及菲律賓海偏暖有關。③ 2021 年臺灣春雨偏少，主因應該是菲律賓海溫偏暖，其次為逐漸減弱的反聖嬰，負相位的太平洋年代際振盪亦有少許的貢獻；當菲律賓海偏暖時，會在其西側產生氣旋式環流，為臺灣及東亞沿岸帶來水氣較少的東北風距平，進一步造成臺灣春雨較少；反聖嬰有利上述偶合系統的維持。④ 2021 年 3 月中旬至 5 月期間的熱帶季內振盪較為活躍，季內振盪可能使臺灣 4 月中下旬的西南水氣源減少，5 月季內振盪乾區逐漸接近臺灣，進而造成臺灣少雨。

簡而言之，2020-2021 年的臺灣百年大旱不是單一因素造成的極端事件，而是許多因素同時出現的複合現象。



## 2022 至 2023 年臺灣旱象 成因分析

2020 年 6 月至 2021 年 5 月臺灣剛經歷百年大旱的磨練，事隔一年多，2022 年底再次因為南部水情條件不佳，水利署、經濟部陸續成立旱災災害緊急應變小組，並於 12 月 9 日決議「嘉南地區 2023 年的一期稻作實施全面節水停灌」。隨著持續不樂觀的雨情，更於 2023 年 3 月 1 日成立「旱災中央災害應變中心」，臺灣再次面臨旱象考驗。

此次旱象目前發展與成因分析，根據中央氣象局 111 年氣候年報，2022 年 5 至 6 月的梅雨季期間，5 月中旬至 6 月上旬陸續因鋒面、西南風、午後對流等因素帶來降雨，但因鋒面及西南風的位置略為偏北，造成雨量在中部以北偏多、南部偏少（圖 11a）。7 月至 8 月期間西北太平洋副高顯著偏強，副高脊線橫跨臺灣西伸至中國廣東（圖 11b），使得颱風路徑均不在臺灣附近，更創下臺灣氣象史上第 1 次 8 月之前沒發颱風警報的紀錄，全臺灣雨量均顯著偏少。

2022 年 9 月起，副高消退，西北太平洋的熱帶擾動轉為活躍，雖然 9-10 月間陸續發生颱風外圍環流配合東北季風，為東半部、北部帶來顯著降雨，但南部因地處背風面，雨勢不大。因此，9 至 10 月臺灣雨量大致以彰化為界，呈現北多南少形態（圖 11c）。11 月至 12 月，臺灣的北部及東部外海有較多水氣，這些水氣隨著東北季風的吹拂，為臺灣北部帶來豐沛的雨水，但中南部因山脈阻隔，降雨偏少（圖 11d）。2023 年 1 月至 3 月中旬，臺灣西半部降雨極度偏少，多數區域不到同期的 3 成；但東半部卻因偏東風的環境，雨量略偏多（圖 11e）

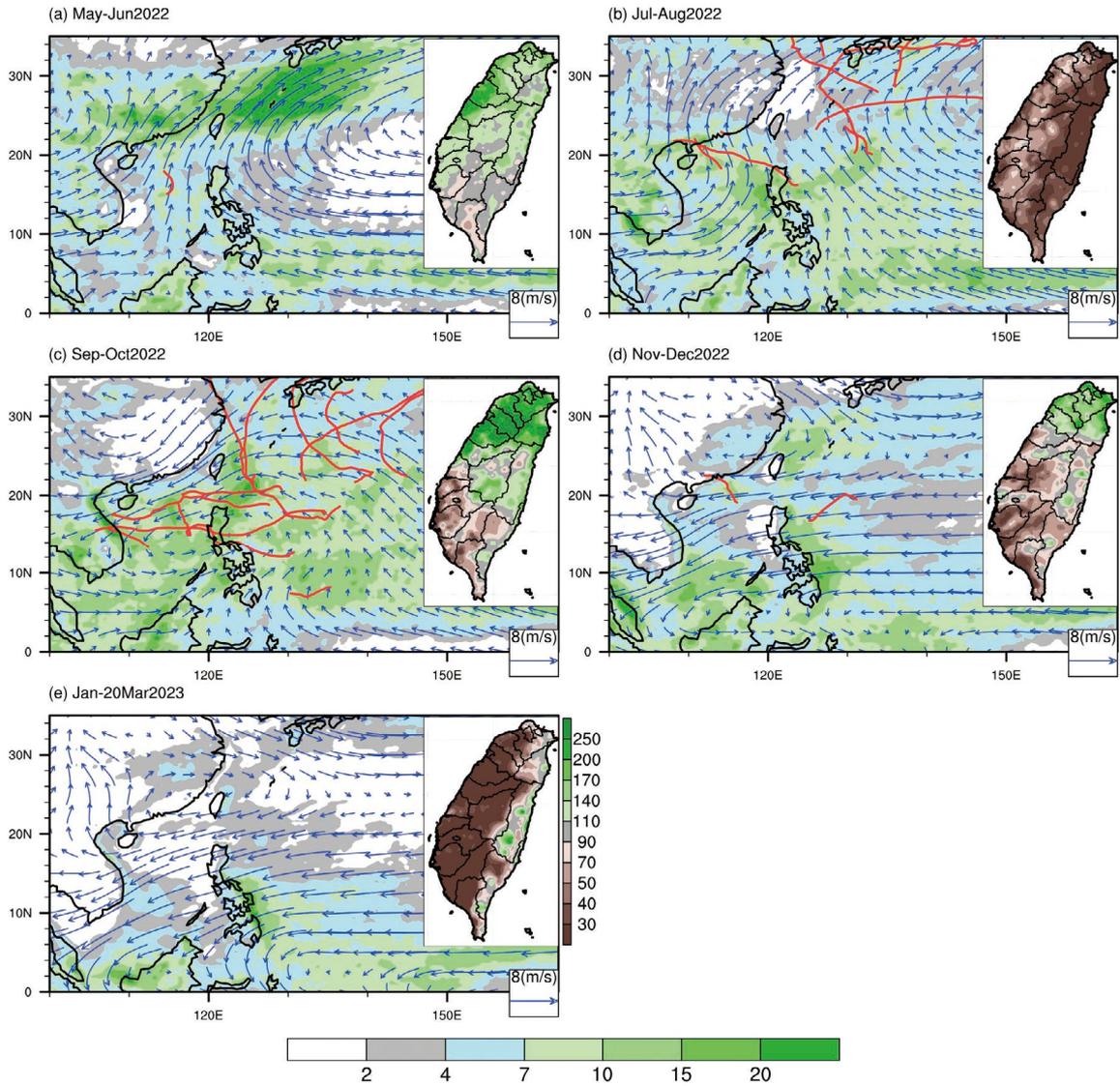


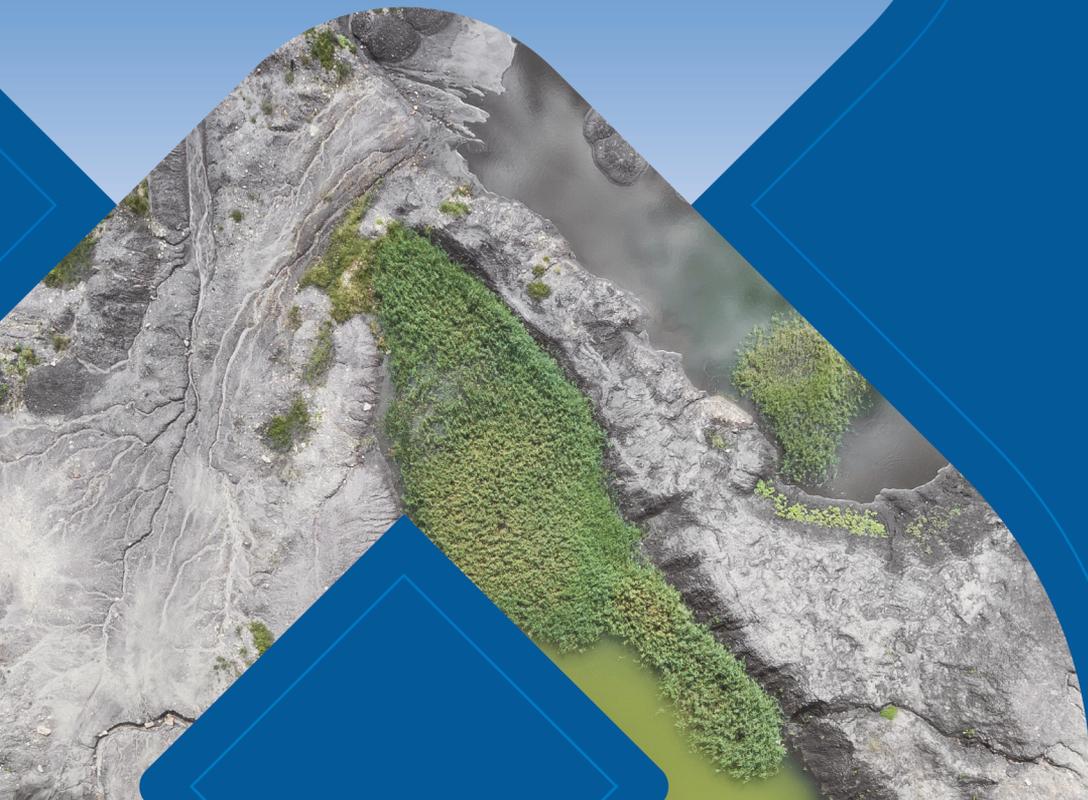
圖 11 臺灣地圖是雨量百分率 (%，色階圖顯示於 a)、東亞地圖為 850hPa 風場 (藍箭頭)、降水 (顏色, mm/day，色階圖顯示於 d)、颱風路徑 (紅曲線)；5 組圖分別是 2022 年(a)5-6 月、(b)7-8 月、(c)9-10 月、(d)11-12 月，及 (e)2023 年 1 月 1 日至 3 月 20 日。(本圖出自中央氣象局 111 年氣候年報)

綜合以上，2022 年由於梅雨鋒面略偏北，造成雨量北多南少；7 至 8 月副高顯著偏西且偏強，全臺雨量顯著偏少；9 至 10 月熱帶擾動多，配合東北季風造成北、東半部雨多，但是中南部雨少；11 至 12 月東北季風挾戴的水氣較多，使得北臺灣雨多，中南部持續雨少；2023 年 1 月至 3 月中旬，臺灣附近為偏東風的環境場，背風面的西半部異常少雨。不同季節有不同因素接續影響，造成南部山區持續少雨，但北部雨量大致偏多的兩極分布。

2022 年除了是反聖嬰年，秋季亦同時有顯著的負相位印度洋偶極發展。根據歷史個案的統計，反聖嬰年常有夏季副高偏強，若同時有負相位印度洋偶極發展時，臺灣秋冬季易受熱帶擾動影響，進而造成雨量偏多。這些大尺度的統計特徵大致符合 2022 年夏季之後的臺灣氣候，惟仍無法解釋臺灣南部在秋冬季的持續少雨，說明反聖嬰、負相位印度洋偶極在個案之間仍有差異，且臺灣氣候可能還有其他因素影響。◆



# 臺灣未來乾旱事件推估



Part 04

2021年由科技部、中央研究院環境變遷研究中心、交通部中央氣象局、臺灣師範大學地球科學系與國家災害防救科技中心聯合發布的IPCC氣候變遷第六次評估報告之科學重點摘錄與臺灣氣候變遷評析更新報告提到，根據最新氣候模式推估，整體而言，未來暖化氣候下，臺灣年總雨量有增加的趨勢，隨著暖化作用加強，年雨量增加的比例提高(圖12)。然而同時，年最大連續不降雨日數，在各地都有增加趨勢(圖13a)，到世紀末日數隨著暖化情境加劇而增加得更為明顯(圖13)。

(a) 臺灣年總降雨量未來推估空間分布

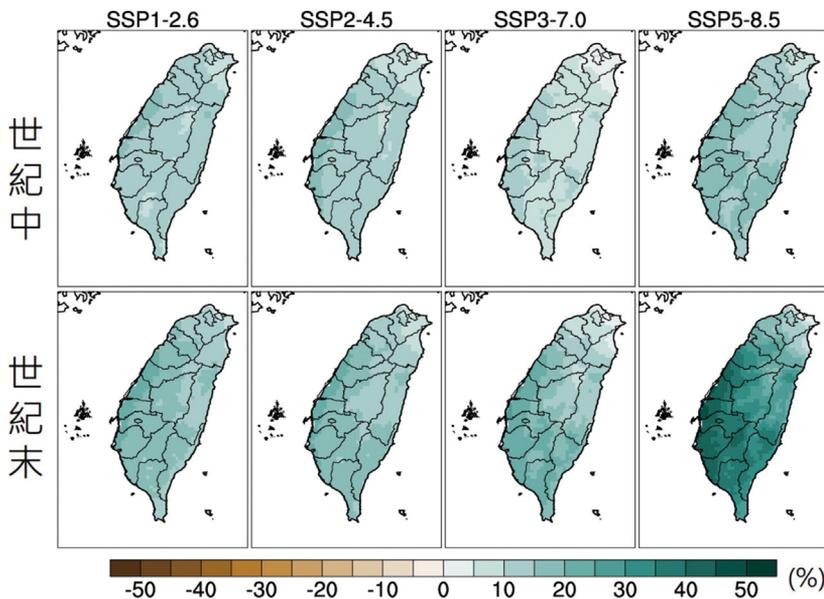
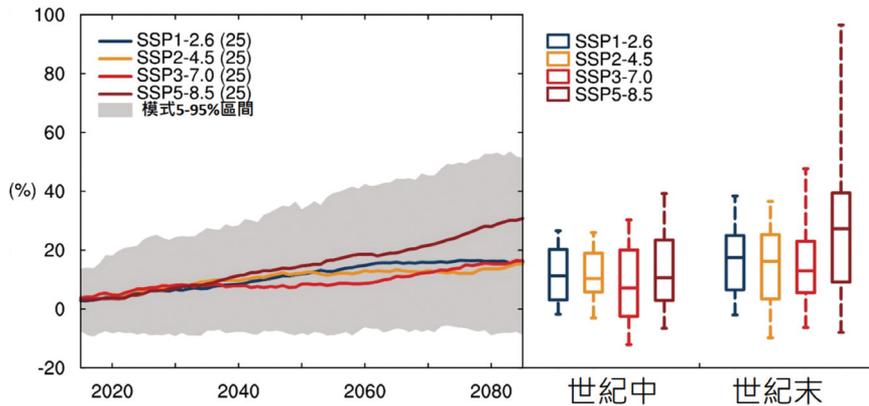


圖 12 (a) 不同暖化情境下，CMIP6 模式統計降尺度推估臺灣年總降雨量變化(單位:%)，(b) 同(a)但為趨勢變化率。顏色曲線代表不同情境趨勢的模式系集平均，灰色區塊為模式 5-95% 區間；盒鬚圖分別表示 5%、25%、50%、75% 與 95%。  
(本圖擷取自 IPCC 氣候變遷第六次評估報告之科學重點摘錄與臺灣氣候變遷評析更新報告)

(b) 臺灣年總降雨量未來推估





本篇報告利用 TCCIP 根據 CMIP6 第六期耦合模式比對計畫 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6 ; Eyring et al. 2016) 氣候模式推估的統計降尺度資料，分析臺灣季節降雨變化的未來變遷。在此根據 Chen et al. (2021) 評估 CMIP6 模式在東亞極端降雨相關指標的分析結果，排除表現較差的模式，以及考量暖化較緩和到暖化較嚴重的不同溫室氣體排放情境 (Shared Socioeconomic Pathways, SSPs; Riahi et al. 2017; 童等人, 2023)，分別選取 SSP126、SSP245、SSP370 與 SSP585 四組情境皆有完整資料的模式，最後使用了 22 組氣候模式資料 (附錄)。以國家氣候變遷調適應用情境定義之基期現況 (1995-2014)、中期 (2041-2060) 與長期 (2080-2100)，進行分析。相較於工業革命前，此三個時期，大約近似全球平均相較於 19 世紀末增溫 1 度、2 度與 4 度的暖化程度。

(a) 臺灣年最大連續不降雨日數未來推估空間分布

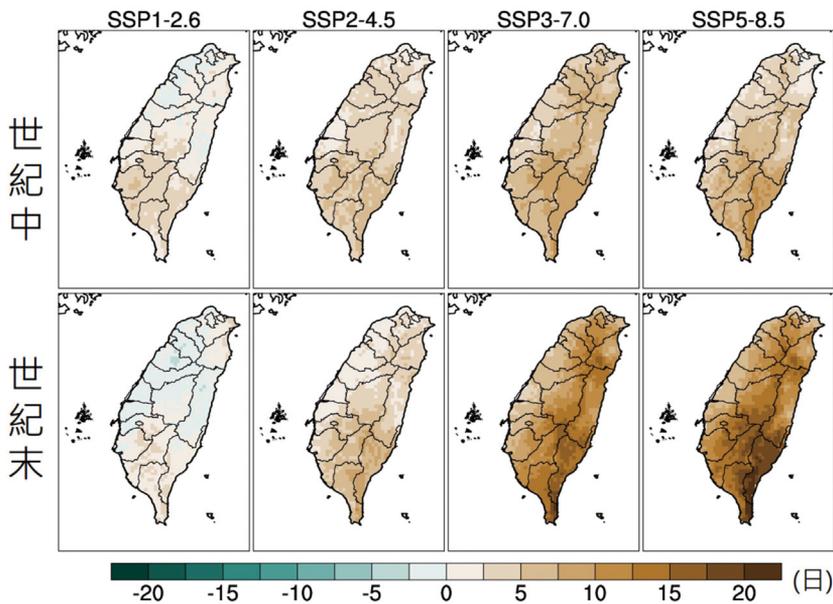
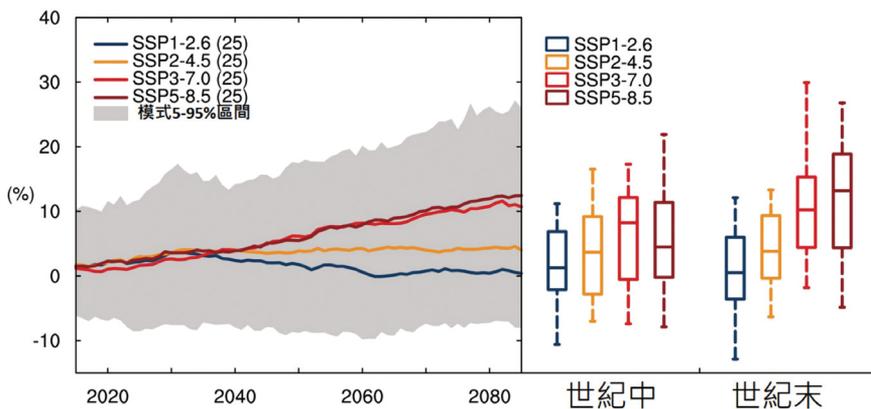


圖 13 同圖 12，但為 (a) 不同暖化情境下，CMIP6 模式統計降尺度推估臺灣最大連續不降雨日數趨勢分布 (單位：日數)，(b) 同 (a) 但為趨勢變化率。顏色曲線代表不同情境趨勢的模式系集平均，灰色區塊為模式 5-95% 區間；盒鬚圖分別表示 5%、25%、50%、75% 與 95%。  
(本圖擷取自 IPCC 氣候變遷第六次評估報告之科學重點摘錄與臺灣氣候變遷評析更新報告)

(b) 臺灣年最大連續不降雨日數未來推估





### 降雨季節變化

圖 14a 呈現 CMIP6 模式統計降尺度資料系集平均的臺灣平均降雨年循環，在基期 (藍色曲線) 與最嚴重的暖化情境 (SSP585) 下的世紀末 (深褐色曲線) 皆顯示臺灣降雨主要仍在大約從 5 月快速增加，直到 10 月開始下降，進入秋雨季與雨量最低的冬雨季，直到隔年 2 月春雨季開始。在年循環中間有兩個峰值，分別是梅雨季與颱風季降雨。

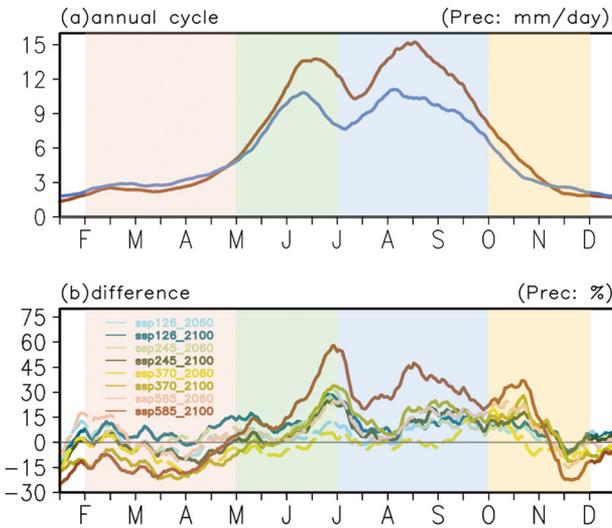


圖 14 CMIP6 統計降尺度的臺灣年降雨循環在 (a) 基期 (藍色曲線) 與 SSP585 世紀末 (深褐色曲線) 氣候平均分布，與 (b) 各暖化情境分別在 2041-2060 與 2081-2100 時期的年降雨循環變化比例。

在最嚴重的暖化情境下的世紀末，春雨季 (2-4 月)、部分的秋雨季與冬雨季 (11-12 月)，也是年循環當中降雨較低的季節，顯示降雨減少。在多雨的梅雨季與颱風季 (5-9 月)，降雨則是明顯增加。在不同模擬情境與時期 (圖 14b)，降雨變化也是呈現類似的乾濕季對比更分明的趨勢，並且隨著暖化情境加劇或更接近世紀末，變化比例與趨勢更為明顯。在 2-4 月的春雨季，暖化情境較和緩的 SSP126 與 SSP245，暖化中期至世紀末在整個季節並沒有一致的變化趨勢與比例。然而，在暖化情境嚴重的 SSP370 與 SSP585，由暖化中期至世紀末則顯示越來越明顯的春雨減少趨勢，其減少比例約 15% 上下。這樣的降雨減少趨勢，從冬雨季便已經開始。在梅雨季與颱風季，降雨普遍都是增加的 (15%-30%)，而在 SSP585 推估最高的增加比例甚至超過 50%。全臺乾濕季降雨量貢獻對比 (10 月 - 隔年 4 月對比 5-9 月)，由基期的 30% 對比 70%，到 SSP585 世紀末的 24% 對比 76%，呈現隨著暖化作用增強，乾溼季降雨量貢獻差距拉大。結合圖 14a 呈現的年總降雨量增加，顯示臺灣年降雨增加來自於原本就降雨偏多的濕季降雨增加，整個降雨年循環變化比例顯示，臺灣乾濕季差異加劇，乾季越乾濕季越濕的趨勢。

春雨季發生於乾季結束而雨季尚未來臨之間，由圖 15 的冬雨季與春雨季起始時間的變遷趨勢，可以觀察到在世紀末且較嚴重的暖化情境 (SSP370 與 SSP585) 下，春雨季雨量達到歷史氣候平均值的起始時間，由 2 月中延後至 3 月初 (圖 15b)，明顯延後的變化發生於 2060 年之後，模式平均推估延後約 20-22 天，呈現乾季延長或春雨季縮短的雨季改變。在冬雨季起始日推估，SSP585 情境雨量下降至冬雨季門檻的起始時間，顯示些微提前 11 天。這兩個季節的變遷，



顯示在高度暖化情境下，雨季縮短、乾季延長的長期變遷趨勢。在較緩和的暖化情境 (SSP126 與 SSP245)，無論春雨起始時間或冬雨季開始時間，到世紀末都沒有明顯變化。極端與緩和暖化情境的對比，顯示全球積極減碳可以有效降低乾季延長且加劇的風險。

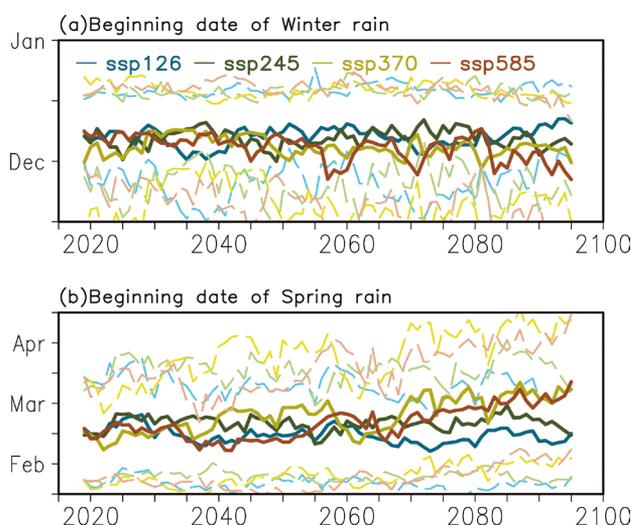


圖 15 同圖 14，但為 (a) 冬雨季開始時間與 (b) 春雨季開始時間。不同顏色曲線代表各暖化情境模式系集平均的時間序列，虛線代表模式相對於系集平均一個標準差的分布範圍。冬雨季開始時間，以各模式基期 12 月平均降雨做為門檻值，當各模式暖化情境低於此門檻值，則定義為冬雨季。春雨季以各模式基期 2 月平均降雨做為門檻值，當各模式暖化情境高於此門檻時，則定義為春雨季。逐年計算取得日期後，經過十年滑動平均得到此時間序列。

根據圖 14 與圖 15 模式推估結果，影響臺灣暖化情境下雨季變化與氣象乾旱最直接的是春雨季雨量的改變，並且這樣的趨勢在高暖化情境與越接近世紀末更加明顯。在此使用時常被使用來評估氣象乾旱的連續不降雨日數指標 (Consecutive dry days，以下簡稱 CDD) 與標準化降雨指標 (Standardized Precipitation Index，以下簡稱 SPI) 來討論模式推估臺灣降雨偏少的分布。



### 連續不降雨日數

世紀末春雨季連續不降雨日的日數變化顯示 (圖 16a-16d)，隨著暖化情境增強，臺灣春雨季普遍連續不降雨日天數都是增加的，其中以嘉義、台南、高雄、屏東與台東地區天數增加較多，這些地區是此季節原本不降雨日數就較高的地區。從 CDD 變化率來看 (圖 16e-16h)，隨著暖化情境增強，世紀末春雨 CDD 日數增加比例，普遍高於 20%，並且在臺灣中部增加比例最高。

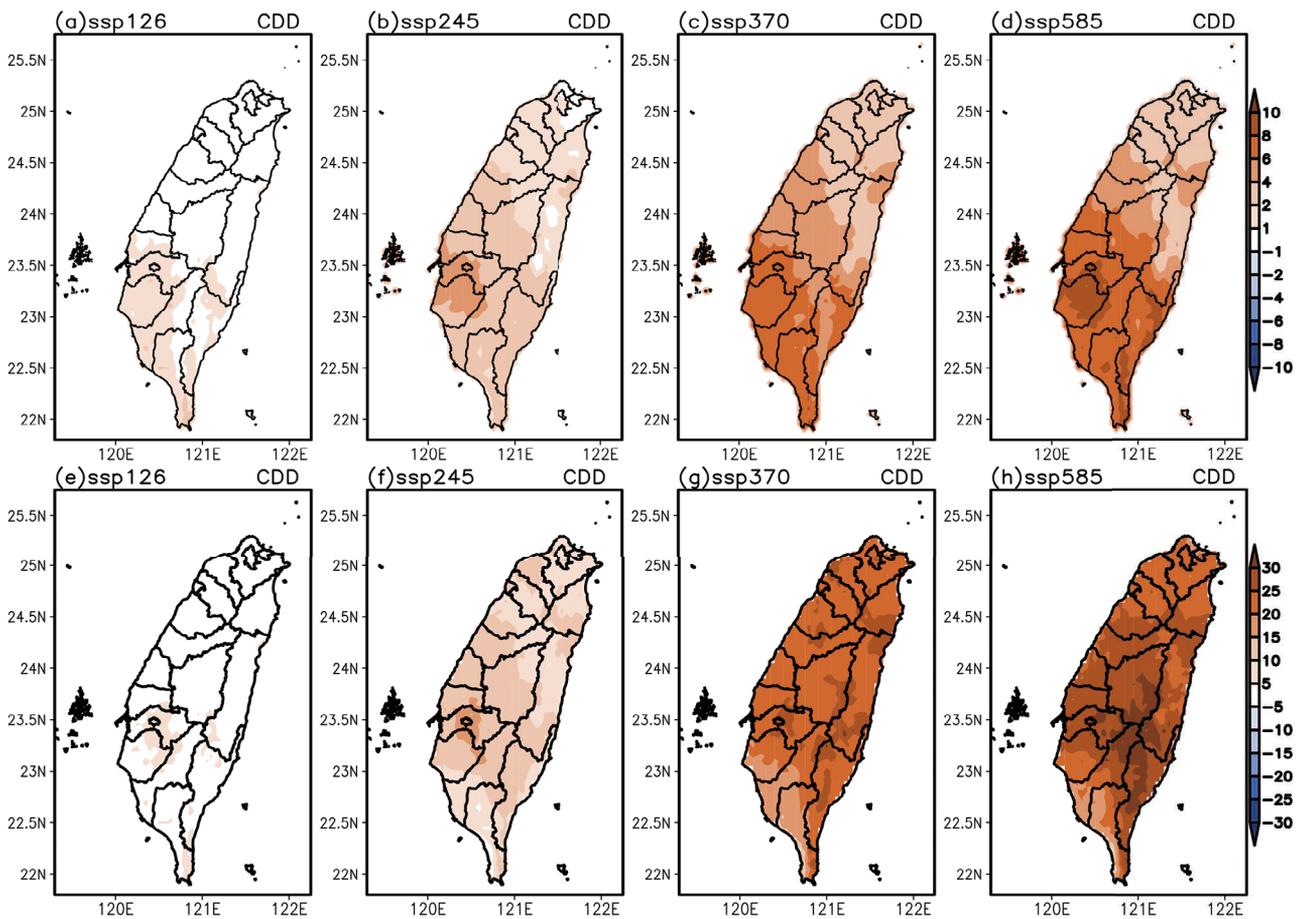


圖 16 暖化情境下，世紀末推估之春雨季 CDD 的 (a-d) 變化 (單位: 日數) 與 (e-h) 變化率 (單位: %)。變化與變化率的估算是以 1995-2014 基期的 CDD 為參考基準。



若將季節往前延伸至秋雨季，CDD 變化也隨著暖化情境增強而持續時間更長 (圖 17)。CDD 天數增加的分布與春雨季類似，持續天數更多，並且最大值範圍往北擴張至雲林彰化地區 (圖 17d)。然而 CDD 的變化率分布，在東半部的變化比例較高 (圖 17g-17h)，其次是北部與南部地區。在梅雨季與颱風季的雨季期間，CDD 的未來推估變化不大 (圖省略)。綜合圖 13、圖 16 與圖 17 的結果，顯示在模式推估暖化情境下的臺灣，連續不降雨日數增加集中在秋雨 - 冬雨 - 春雨季，也就是原本降雨就相對偏少的季節。相較於整個秋雨 - 春雨期間，春雨季連續乾日增加比例較高，臺灣缺乏降雨的範圍與期間更加擴張與延長。雖然梅雨季與颱風季降雨增加，然而在每一年的雨季來臨前，臺灣面臨低雨量甚至連續不降雨的時間將更為延長。

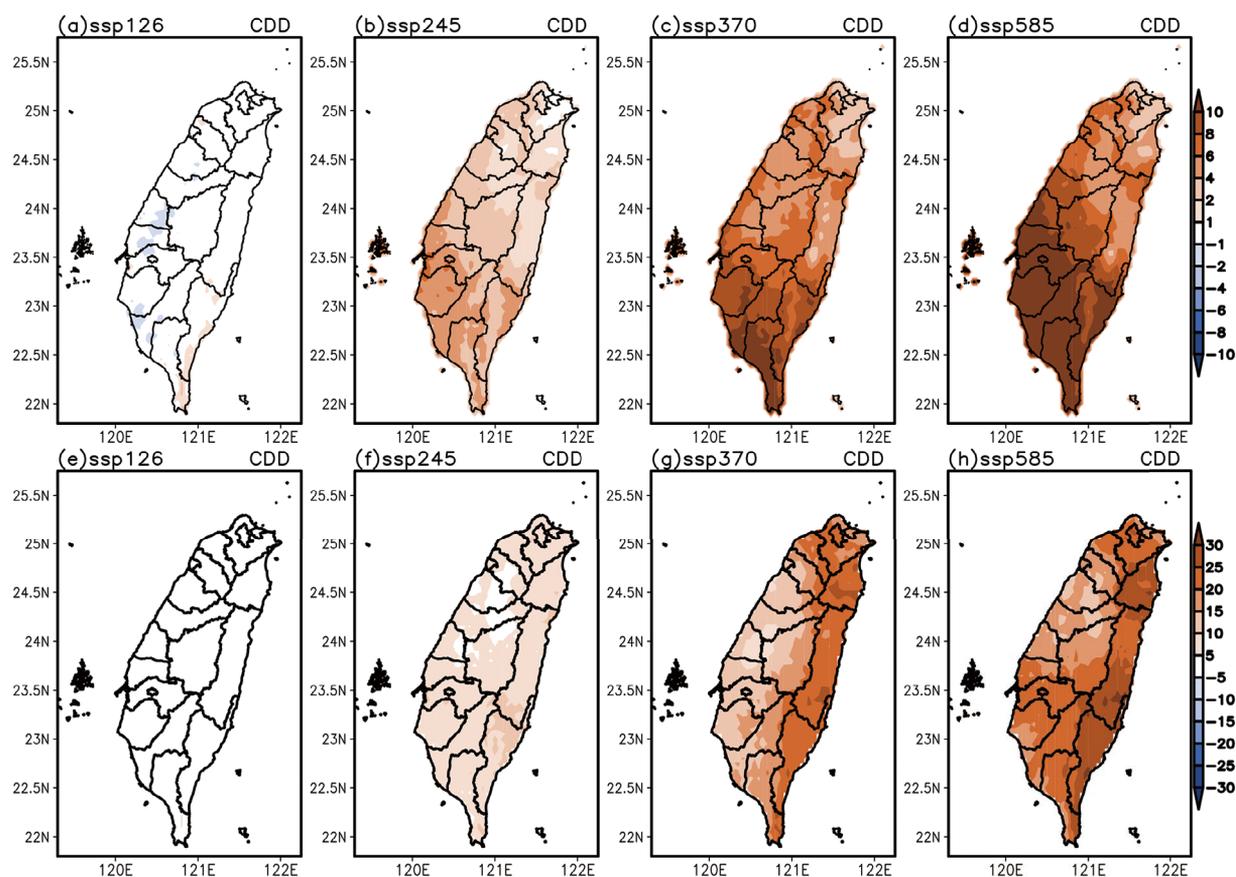


圖 17 同圖 16，但為秋雨季至春雨季的 (a-d)CDD 變化 (單位：日數) 與 (e-h) 變化率 (單位：%)。



在正常氣候的春雨季，統計降尺度數據顯示在臺灣最常發生的連續不降雨日數大約在 2-3 週之間，隨著天數增加，發生頻率快速降低 ( 黃色直條 )。由排放情境 SSP126 至 SSP585( 圖 18)，隨著暖化強度增強，CDD 的機率密度分布顯示未來中期與世紀末越趨一致的 CDD 分布變化：較短天期 CDD 發生頻率減少 ( 綠色與紅色空心長條 )，大多屬於 1-2 週的連續不降雨日；而長天期的 CDD 發生次數增加。在高於 30 天以上較罕見的 CDD 事件，增加的次數加倍 ( 圖 18c-18d 右上縮圖 )。

進一步探討臺灣北部、東部、中部與南部的 CDD 分布，可以看出區域分布與變化的差異。在正常氣候條件，北部、東部與中部 2 週左右的短天期 CDD 較容易發生 ( 圖 19a-19c 實心長條 )，而在南部地區則以 3 週以上的 CDD 較常見 ( 圖 19d 實心長條 )，以及更長天期的 CDD 氣候分布，這樣的分布也反映了春季降雨主要的影響範圍在臺灣中部以北地區。在最嚴重暖化情境 SSP585 的世紀末，各地區普遍可見一致的趨勢 ( 圖 19 空心長條 )：短天期 CDD 發生頻率減少，而長天期的 CDD 連續不降雨日將更頻繁發生，並且在原本受春雨影響的北部、東部與中部有較高的變化率，顯示春雨季降雨偏少的區域由南往北擴張。

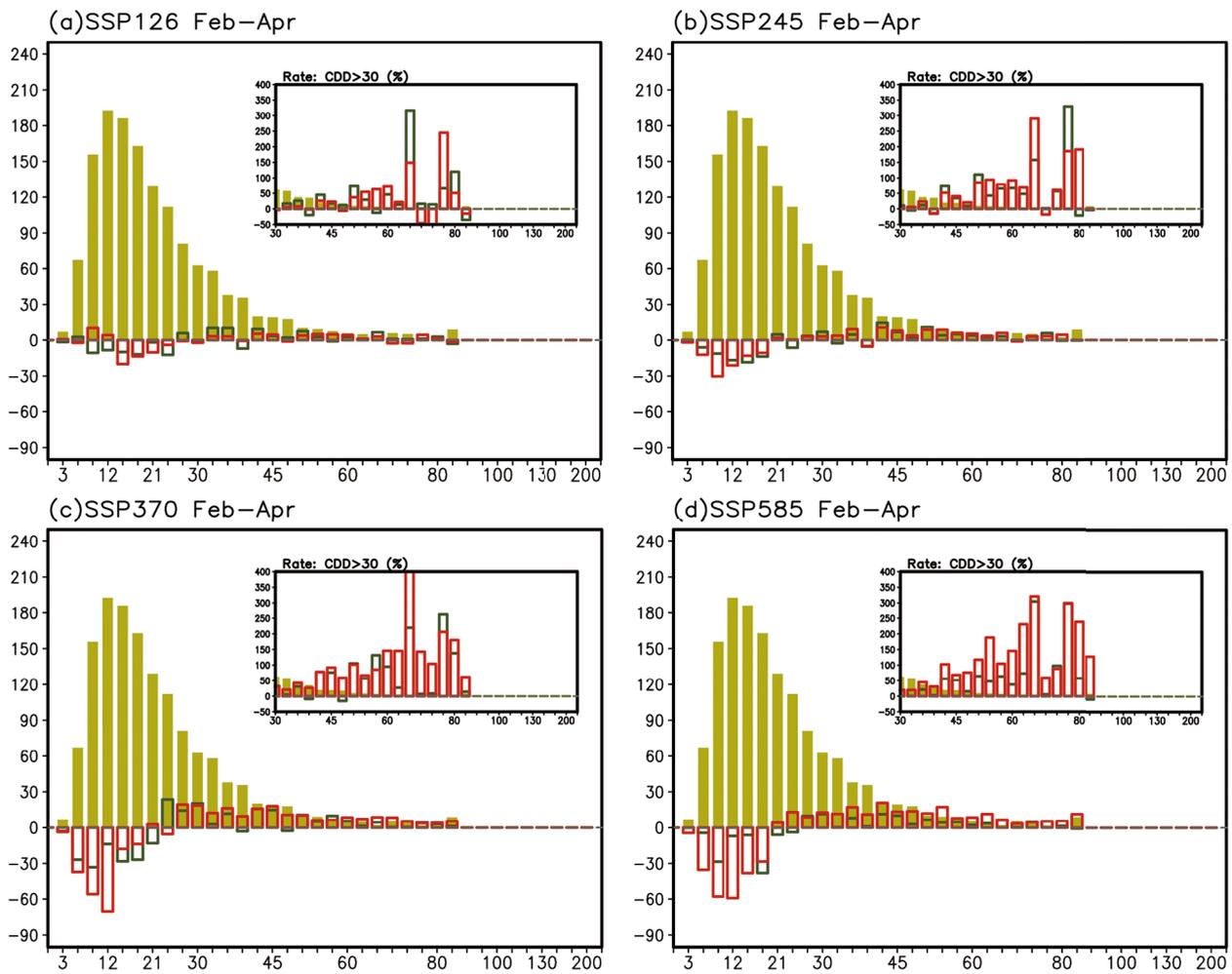


圖 18 春雨季全臺 CDD 機率密度分布，水平軸代表 CDD 指標 ( 單位：日數 )，垂直軸代表發生頻率次數 ( 單位：次 / 月 / 年 )。在基期 ( 黃色直條 ) 的氣候平均分布、暖化中期的變化 ( 綠色空心直條 ) 與世紀末的變化 ( 紅色空心直條 )。其中每個排放情境右上角縮圖呈現 30 日以上連續不降雨日的頻率變化率 ( 單位：%)。

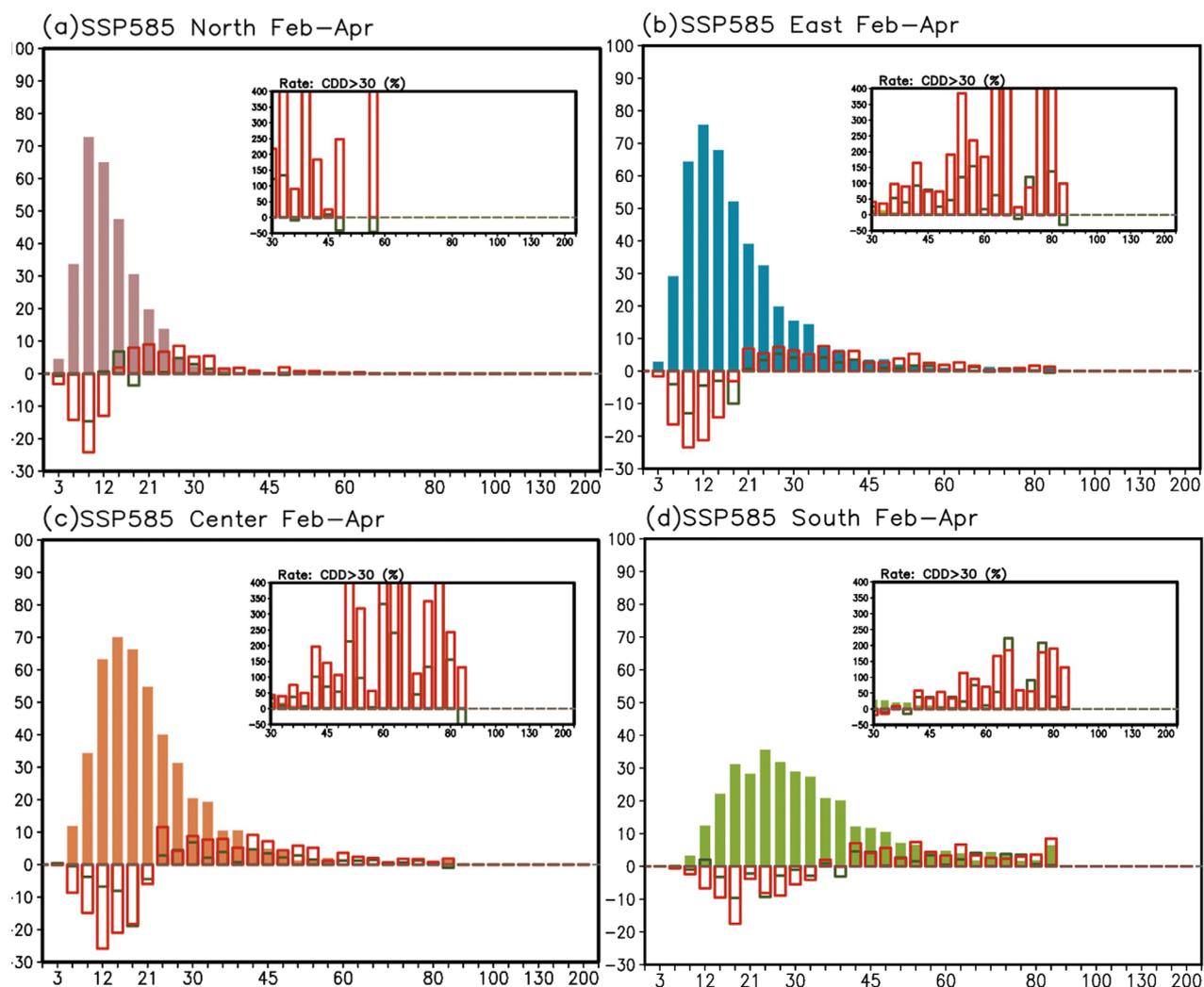


圖 19 同圖 18，但為臺灣北部、東部、中部與南部的分布結果。

在正常氣候的秋雨季至隔年春雨季，最常發生的連續不降雨持續日數大約在 2-6 週的期間（圖略），隨著連續不降雨日數增加，發生頻率逐漸減少。在 SSP126 至 SSP585 排放情境的推估顯示，在原本盛行的連續不降雨日數，其發生頻率減少，然而在連續不降雨天數持續 6 週以上的頻率增加。而在天數高於 120 天的連續不降雨日數，發生頻率倍數增加，代表部分區域連續不降雨日數可能跨越了秋雨季直到春雨季，顯示未來暖化氣候下更長的乾季，加深雨季來臨前的水情壓力。

從連續不降雨日數的空間分布變化與機率密度變化顯示，模式推估在暖化的氣候條件下，隨著暖化情況加劇，春雨降雨範圍往北縮減，臺灣在原本就相對少雨的秋雨季至春雨季，將面對更頻繁更長天數的連續不降雨日，這樣的變化可能進而使得乾季延後結束，春雨季延後開始，造成春雨季降雨減少，並且面對更大的水資源挑戰。



### 標準化降雨指標

標準化降雨指標 SPI 依據採用的累積降雨期間長短，代表不同時間尺度的乾旱特性。在此使用 SPI3 指標 (McKee et al. 1993; Edwards and McKee 1997)，考慮包含該月份的前 3 個月累積降雨量相對於氣候降雨量進行標準化估算，以及計算指標的強度頻率分布變化，以呈現較短期、直接與降雨及氣象乾旱相關的特性。在四種排放情境的結果顯示 (圖 20)，在較緩和的 SSP126 與 SSP245 情境隨著暖化程度加強，SPI3 負值越來越多，在世紀中與 SSP126 世紀末的分布還有些擺盪 (圖 20a)，但在 SSP245 情境，世紀末 SPI3 指標分布傾向更頻繁的乾旱跡象更為確定，代表持續一段時間的乾旱情況越來越嚴重。在較嚴重的 SSP370 與 SSP585 情境，則 SPI3 顯示更頻繁與更嚴重的乾旱傾向，這樣的趨勢也隨時間演進至世紀末更加穩健 (圖 20c-20d)，而春季偏濕的情況似乎越來越少。

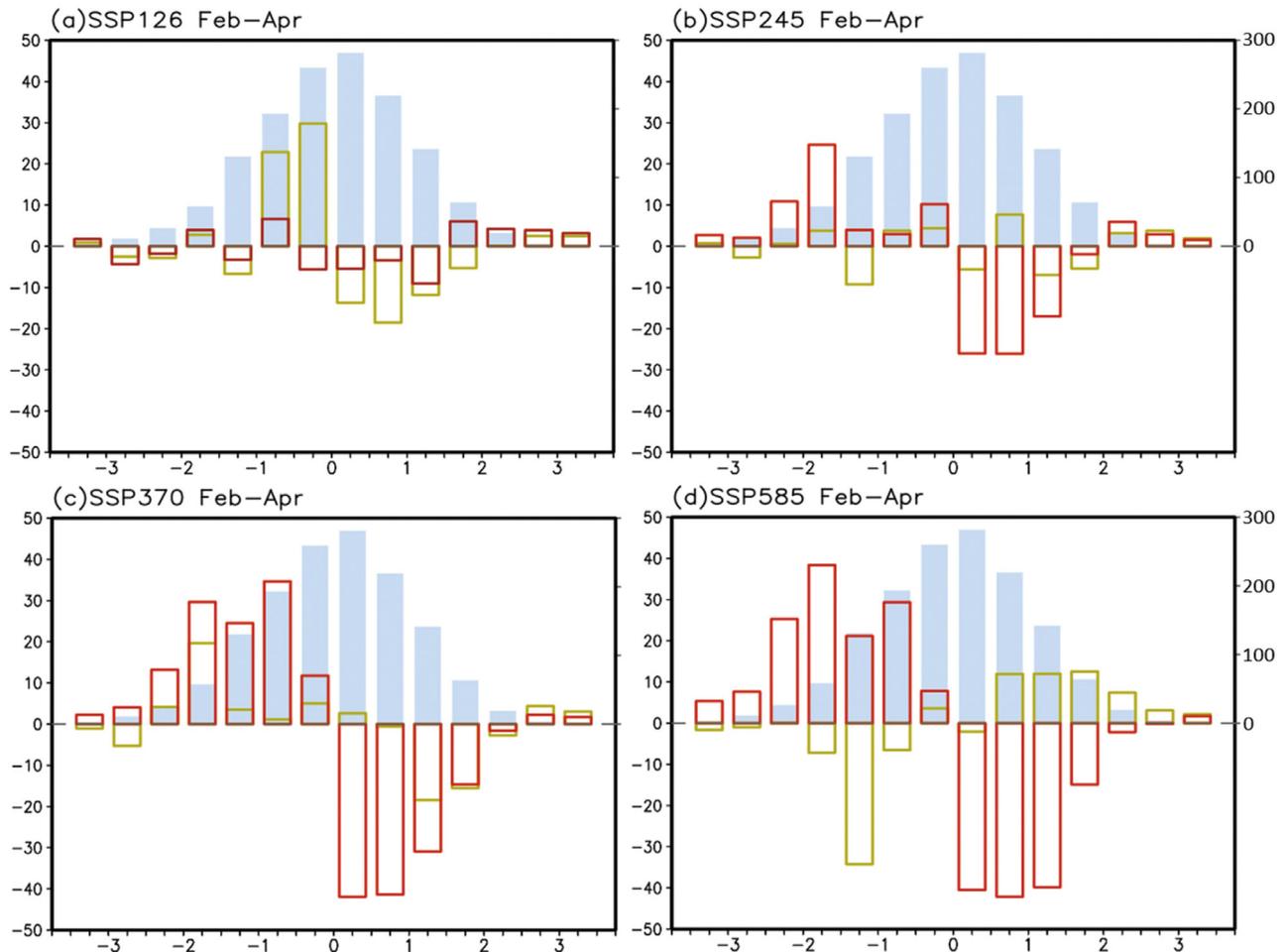


圖 20 春雨季 SPI 機率密度分布，水平軸代表 SPI 指標，垂直軸代表全臺發生頻率次數 (單位：次 / 月 / 年)。在基期 (淺藍色直條) 的氣候平均分布、暖化中期的變化 (黃色空心直條) 與世紀末的變化 (紅色空心直條)。



在臺灣北部、東部、中部與南部的 SPI 分布 (圖 21)，呈現與圖 19 相似的區域趨勢。在 SSP585 世紀末的春雨季，臺灣四個分區域顯示 SPI3 負值分布更頻繁且更嚴重的乾旱傾向，並且相較於南部地區，原本有春雨雨量來源的北部、東部與中部，乾旱傾向變化更大，呼應前述春雨範圍往北縮減的趨勢。在 SPI3 正值的分布，普遍都是減少的。

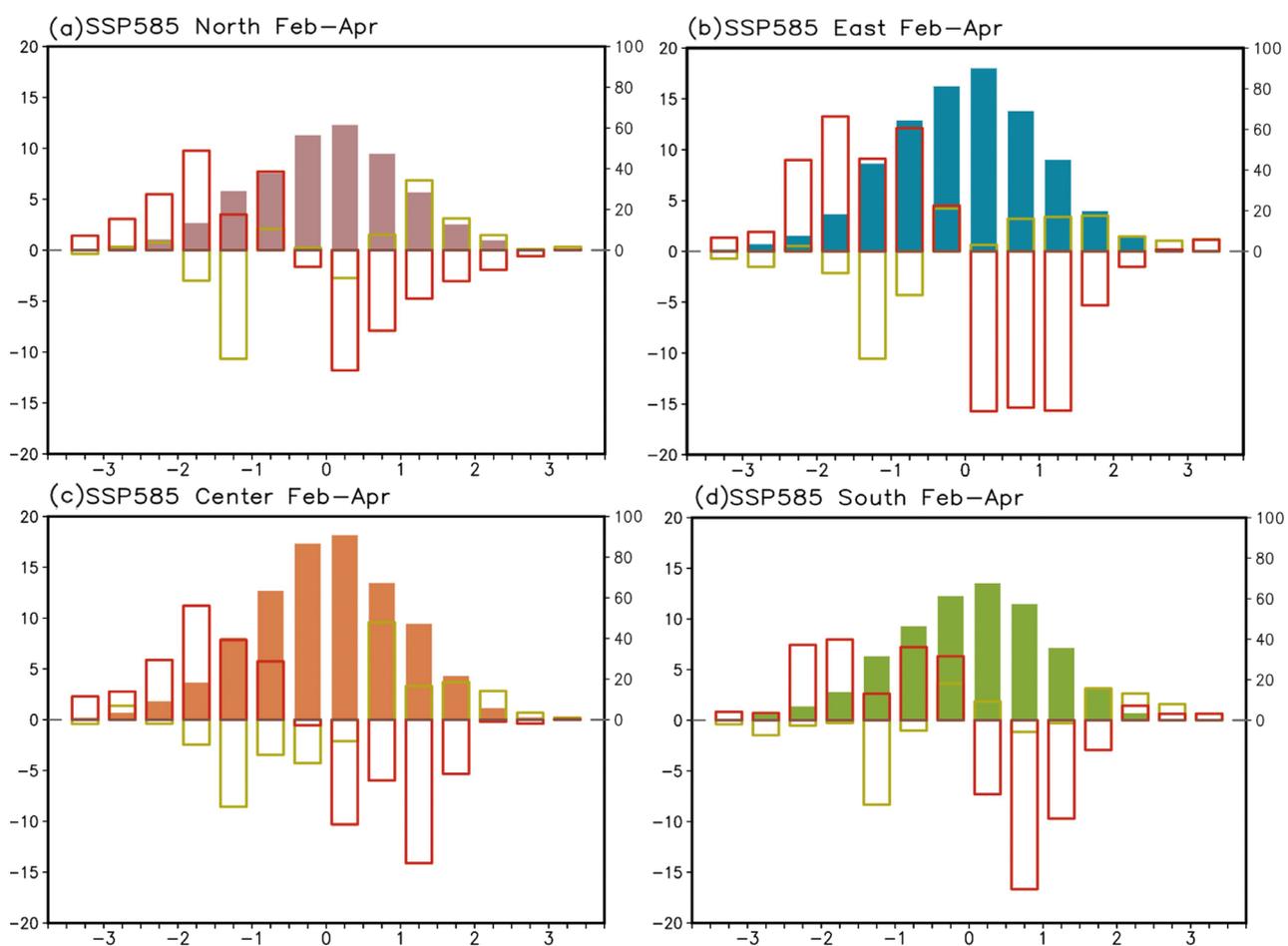


圖 21 同圖 20，但為臺灣北部、東部、中部與南部的分布結果。

在秋雨季到春雨季這段時期的 SPI3 分布 (圖 22a-22b)，也呈現類似春季世紀末的訊號，SPI3 的分布顯示有更頻繁更嚴重的乾旱趨勢，並且偏濕的機率減少。不過在秋季到春雨季的差異，不如春季明顯，並且在特別偏濕的機率有些微增加。相對的，在梅雨季與颱風季 (圖 22c-22d)，則呈現相反的 SPI3 分布趨勢。整體而言，在暖化的未來，CMIP6 模式統計降尺度數據顯示臺灣濕季偏乾的機率減少，偏濕的機率增加，呼應在降雨年循環呈現的濕季降雨顯著增加的變化 (圖 14a)。

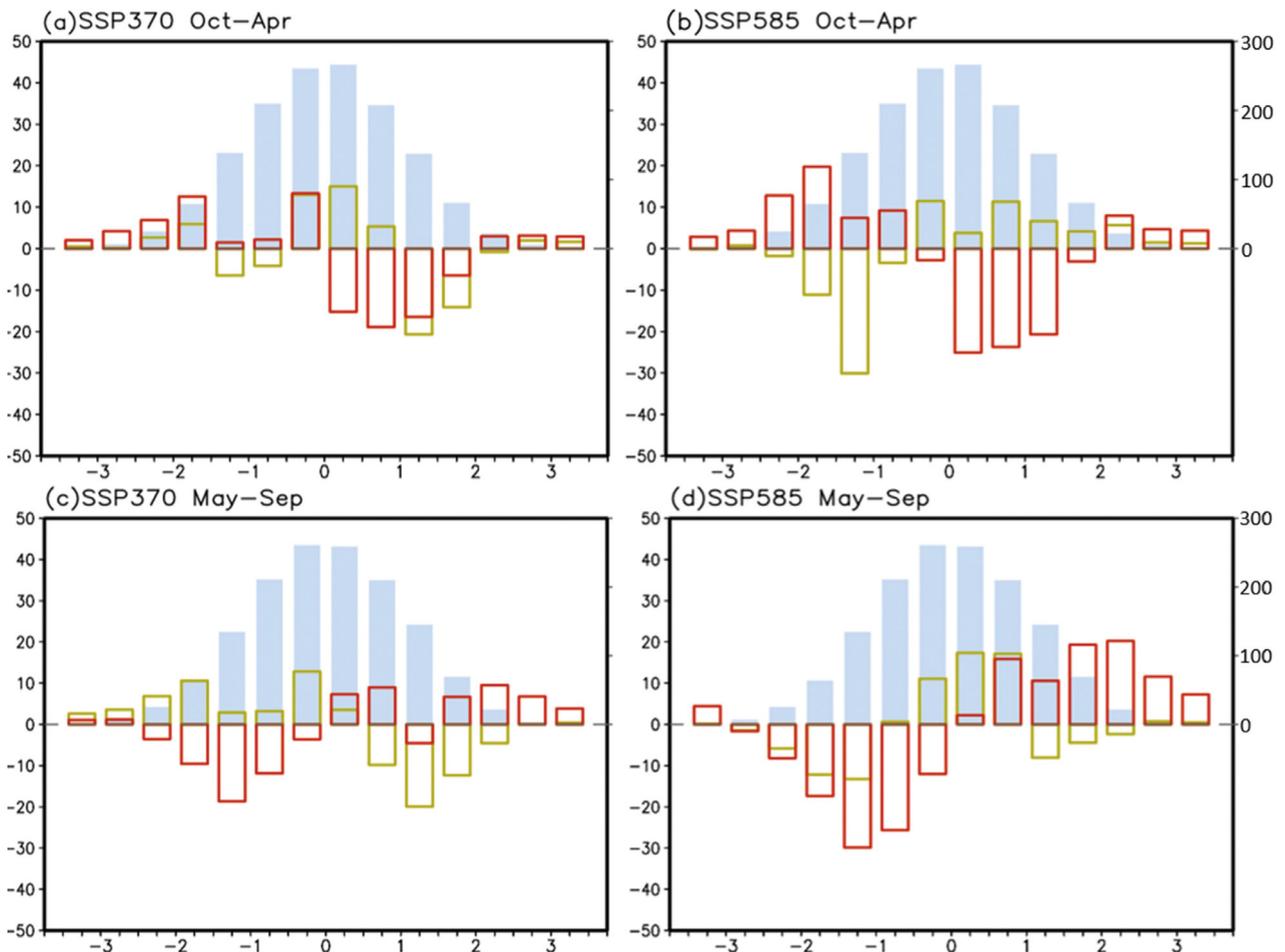


圖 22 同圖 20，但為秋雨至春雨季在 (a)SSP370 與 (b)SSP585 排放情境，以及梅雨季至颱風季在 (c)SSP370 與 (d)SSP585 排放情境之結果。



## 模式推估暖化氣候的東亞季風環流場變化

關於全球暖化情境下，東亞區域季節降雨變化，在世紀末暖化情境下的春雨季，高解析度大氣模式與 CMIP6 海氣耦合模式推估一致顯示，自南海至臺灣東北外海顯示一個東北西南向的降雨減少，這個降雨缺乏的分布主要與低層的東北風變異有關 (Chen et al. 2019; 圖 23)，顯示原本春雨季開始帶來南風水氣的西南風減弱。這樣的環流變化，與過去臺灣重大乾旱事件的春季環流合成分析 (圖 5a)，相當一致。Chen et al. (2022) 利用高解析度大氣模式的大量系集模擬分析顯示春季有更頻繁的長天期連續不降雨日數，反映前述文獻的季節降雨減少與環流變化。因此，綜合過去文獻與這篇氣候分析報告的結果，越來越多證據顯示未來暖化氣候條件下，臺灣春雨減少並且更長期的連續不降雨日，以及乾季延長，濕季縮短的傾向。

然而，在濕季的梅雨季與颱風季，高解析度大氣模式 (Chen et al. 2019) 與 CMIP6 海氣耦合模式的推估結果是相反的，特別是颱風季。在高解析度大氣模式 HiRAM<sup>[3]</sup> 與 MRI\_AGCM<sup>[4]</sup> 推估顯示未來東亞颱風季季節平均降雨減少，同時颱風活動減少 (Tsou et al. 2016; Endo et al. 2022)，這些颱風活動的變化深受暖化情境下此區域大尺度環流與副高變化的影響。過去觀測紀錄的乾旱事件環流合成分布所呈現的反氣旋式環流變異與副高西伸的環流變化 (圖 5c)，在高解析度大氣模式暖化氣候的颱風季也呈現類似的環流結構。

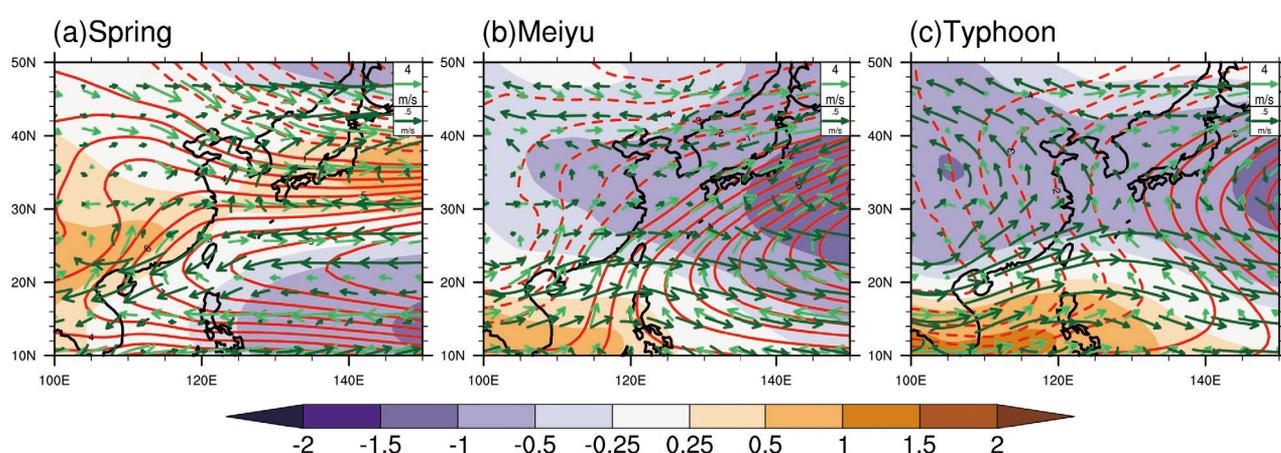


圖 23 同圖 4，但為 CMIP6 模式 SSP585 世紀末 2081-2100 推估結果。

[3]HiRAM (High Resolution Atmospheric Model) 為美國普林斯頓大學地球物理流體動力實驗室 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL) 所發展的高解析度大氣模式。

[4]MRI-AGCM 為日本氣象廳氣象研究所 (Meteorology Research Institute, MRI) 發展的高解析度大氣模式。

同時，在 HiRAM 模式推估未來暖化氣候之侵台颱風數量，也呈現隨著暖化時期與暖化程度而減少 (圖 24)。在颱風盛行季節，平均減少一半的颱風數量。相反的，在 SSP585 世紀末，相當於全球暖化程度 4°C，綜合 CMIP6 海氣耦合模式 (圖 23) 與 CMIP6 統計降尺度臺灣降雨資料的推估顯示，未來濕季環流變化有利雨季降雨增加，特別是颱風季。

高解析度大氣模式有較佳能力解析颱風相關的強降雨以及大氣環流，但是大氣模式缺乏海氣交互作用的過程，這對於颱風發展是重要因素之一。CMIP5 與 CMIP6 海氣耦合模式又受限於水平解析度不足，無法解析颱風活動與相關的強降雨等現象，進而影響其未來颱風季推估結果之可信度。Arakane and Hsu (2020, 2021) 的研究透過移除颱風技術，顯示模式必須能夠解析颱風活動，才能對於東亞季風槽與西北太平洋副高有正確的模擬表現。目前模式發展的技術限制，使得未來西北太平洋 - 東亞颱風季推估仍有相當的不確定性。◆

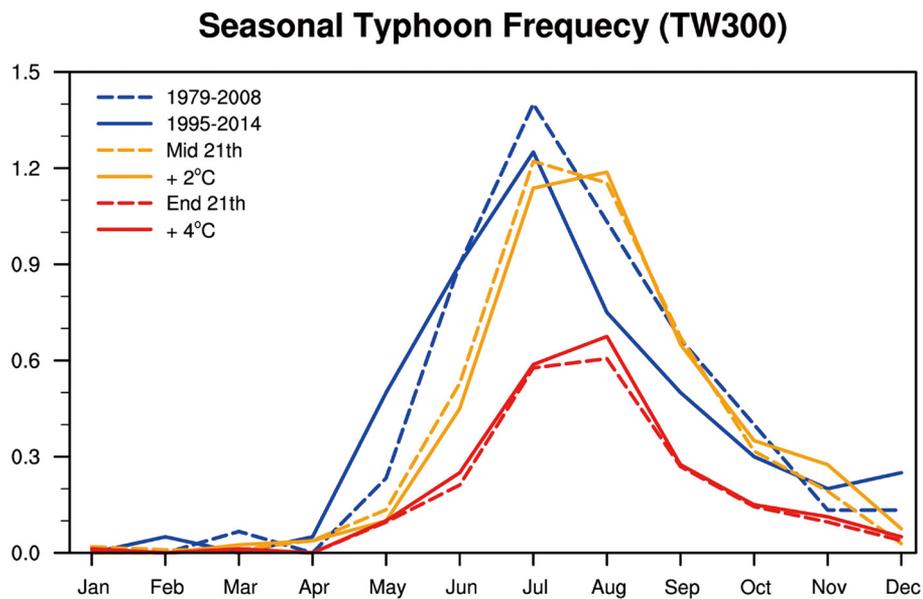


圖 24 HiRAM 在歷史模擬 (藍色曲線) 與不同暖化時期程度之侵台颱風數量年循環變化。

# 集水區水文模擬推估



Part 05



聯合國政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 公布之氣候變遷第六次評估報告 (IPCC AR6) 第一工作小組報告指出，未來持續的全球暖化將進一步增強全球水循環，其中包括水循環變異度、全球季風降雨、乾濕事件的嚴重程度，未來逐步上升的氣溫將加劇影響水循環，進而增加臺灣水資源調配與管理的難度。氣候變遷對臺灣水資源衝擊評估的研究中，早期利用 AR4 統計降尺度資料進行應用與探討，結果顯示未來氣候變遷影響下，北部地區世紀末 (2080~2099) 冬季與春季雨量減少，而夏季雨量偏向增加，秋季無明顯一致性，然而不降雨日數增加顯示高度一致性 (許晃雄等，2011)。而北部地區短期 (民國 120 年) 在 A1B 情境下，9~12 月雨量減少之一致性較高，5~8 月雨量稍微偏向增加，而 1~4 月則無明顯一致性 (水利署，2012)。水利署 (2017a) 則利用水利署 (2013) 之成果，挑選其中 GFCM21 模式進行雨量分析，成果顯示北部地區豐水期雨量增加 1.9%，枯水期減少約 0.8%。水利署 (2017b) 則比較 IPCC\_AR4 情境與 IPCC\_AR5 情境下豐枯水期均減少之 GCMs 之差異，成果顯示枯水期雨量減少但減少幅度不大，而豐水期雨量則有增加情形。而在 AR5 情境資料之應用分析研究中指出臺灣地區在 RCP8.5 暖化情境下推估世紀末 (2080~2099) 月雨量結果，春季 (MAM) 雨量以及冬季 (DJF) 雨量呈現減少趨勢，而夏季 (JJA) 雨量呈現增加趨勢，而秋季 (SON) 並無顯著趨勢 (周佳等，2017)。

在未來氣候變遷情境下集水區流量推估部分，多數研究與報告顯示豐枯差距相較於雨量將更為擴大，特別是乾季流量減少情形更為顯著。水利署 (2013) 推估北部地區集水區流量成果，推估集水區在 1~4 月以及 9~12 月流量下降之模式數量較雨量更多，下降幅度更為顯著，但因為豐水期流量增加之故，北部地區整體供水缺口並無明顯擴大。林冠州 (2022) 指出石門水庫上游集水區在 RCP4.5 情境下世紀末 (2080 至 2099 年) 的枯水期降雨量平均減少約 13%；豐水期降雨量平均增加 22%；在 RCP8.5 情境下世紀末的枯水期降雨量平均減少約 6%；豐水期降雨量平均增加 30%。林宗毅 (2019) 以桃園地區作為研究區域，評估結果顯示在 RCP2.6 與 RCP8.5 情境下，未來雨量在豐水期 6 至 8 月有較顯著增加趨勢，而在枯水期的 12 至 2 月則多數呈現減少或持平趨勢；流量在 12 月下旬至 4 月上旬有減少趨勢，而 6 月下旬至 10 月上旬與 11 月上旬至 12 月上旬則有增加趨勢。

隨著 IPCC 最新版氣候變遷第六次評估報告 (AR6) 釋出，部分研究開始著手運用 AR6 資料進行推估，水利署 (2022) 已應用 TCCIP AR6 降尺度資料進行臺灣 10 條主要水系之乾旱衝擊分析，其分析結果指出氣候變遷影響下連續不降雨日數有增加趨勢，而枯水期流量亦普遍有減少現象。



過去研究多為針對不同地區進行氣候變遷對水資源之衝擊探討，為瞭解氣候變遷對臺灣水資源未來水資源之衝擊，本研究以 CMIP6 統計降尺度日資料應用至水資源相關集水區，再代入水文模式模擬基期與未來不同全球暖化程度後的集水區流量進行探討。水資源分區乃以經濟部水利署之臺灣水資源分區分為北、中、南、東四區，集水區挑選與劃分方式，乃基於臺灣各地區主要水源取水設施或流量參考點作為控制點，以該控制點為集水區出流點，再以地表高程劃分該控制點之集水區域。挑選供水相關共 20 個流域之集水區 (劉子明與林祺恒，2023)，控制點詳表 2 所示，分布圖如圖 25 所示)。

表 2 供水區域相關之集水區及採用之控制點及測站 (劉子明與林祺恒，2023)

分區	流域	集水區	代表控制點
北	淡水河	基隆河	新山水庫 (介壽橋)
		新店溪	翡翠水庫 (含南勢溪)
		大漢溪	石門水庫
	頭前溪	油羅溪、上坪溪	上坪攔河堰
	蘭陽溪	羅東溪	羅東堰
	雙溪	雙溪	雙溪
中	中港溪	中港溪	田美攔河堰
	後龍溪	老田寮溪、後龍溪	明德水庫、打鹿坑堰
	大安溪	大安溪、雪山坑溪、景山溪	士林堰、鯉魚潭水庫…等
	大甲溪	大甲溪	石岡壩
	烏溪	大里溪、北港溪、南港溪、貓羅溪	溪南橋、南北通橋、觀音橋、南崗大橋
	濁水溪	濁水溪、清水溪	集集攔河堰、桶頭堰
南	曾文溪	曾文溪、後堀溪	曾文水庫、南化水庫
	四重溪	四重溪	牡丹水庫
	八掌溪	八掌溪	觸口
	高屏溪	高屏溪、旗山溪	高屏堰、阿其巴橋
東	和平溪	大濁水溪	南溪壩
	花蓮溪	馬鞍溪	馬鞍溪橋
	秀姑巒溪	豐坪溪、樂樂溪、富源溪	立山、卓樂橋、馬遠橋
	卑南溪	新武呂溪、卑南溪	台東大橋
	利嘉溪	利嘉溪	利嘉 (2)
	知本溪	知本溪	知本 (3)



為瞭解氣候變遷對未來水資源之衝擊，本研究劃分 5 個季節進行流量模擬與評估，如春季流量 (2-4 月)、梅雨季流量 (5-6 月)、颱風季流量 (7-9 月)、秋季流量 (10-11 月) 及冬季流量 (12-1 月) 等，藉以評估水源與區域水量在各時期之流量化。氣候變遷水文衝擊評估工具中採用之 GWLF 模式乃由康乃爾大學所發展之通用集水區傳輸模式 (Hath et al., 1992)，本研究利用 GWLF 模式中之流量子模式進行集水區流量模擬。

本研究以 CMIP6 統計降尺度日資料代入水文模式進行模擬與評估，歷史基期時段為 1995-2014 年，未來推估時期為全球暖化程度 (GWL)2°C 與 4°C。GWL 2°C 所有暖化情境共計 86 個模式，GWL 4°C 所有暖化情境共 26 個模式，因各模式評估結果的不確定性，因此以所有結果的中位數進行評估結果說明，分區降雨變化率如表 3、流量變化率結果如表 4、表 5、及圖 26 所示。

從未來水資源相關集水區的降雨變化率顯示，隨著全球暖化程度由 2°C 增加到 4°C，降雨改變率更為明顯，且區域一致性也更為提高。在春季普遍顯示降雨減少，而颱風季則為降雨增加。梅雨季、秋季與冬季在全球暖化程度 2°C 時，

區域之間的變化略有差異，然而當升溫至 4°C，區域之間一致呈現梅雨季降雨增加，秋雨與冬雨季降雨減少的變化。

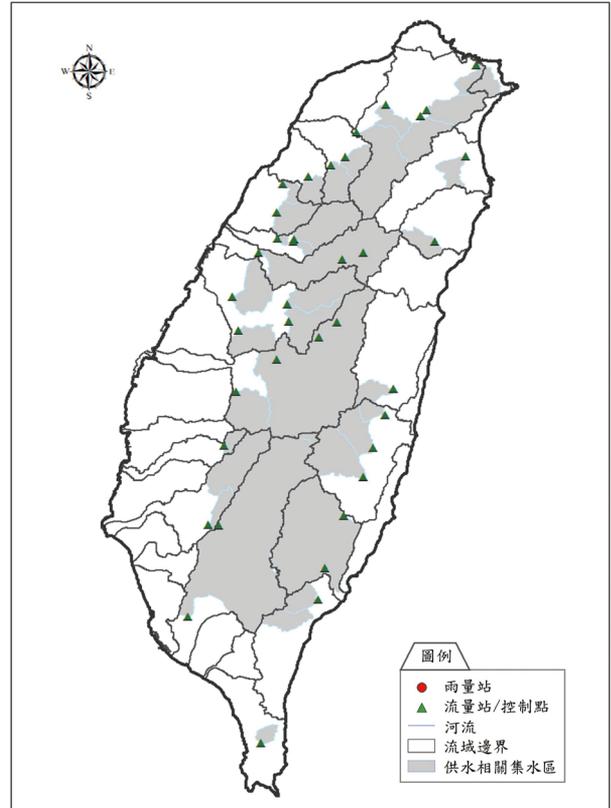


圖 25 分析採用之流域及其集水區控制點位置

(劉子明與林祺恒－2023)

表 3 全臺水資源相關集水區於全球暖化程度 2°C 與 4°C 之降雨改變率 (資料來源出自劉子明等人－2023)

全球暖化程度 2°C 集水區降雨改變率 (%)					
分區	春季 (2-4 月)	梅雨季 (5-6 月)	颱風季 (7-9 月)	秋季 (10-11 月)	冬季 (12-1 月)
北	-3	0	6	1	-3
中	-3	-2.5	5.5	-9.5	0.5
南	-3	-2.5	4	-8.5	1
東	-4	-1	4	2	-4
全球暖化程度 4°C 集水區降雨改變率 (%)					
分區	春季 (2-4 月)	梅雨季 (5-6 月)	颱風季 (7-9 月)	秋季 (10-11 月)	冬季 (12-1 月)
北	-4	5	18.5	-2	-10
中	-3.5	6	19	-9	-2.5
南	-6.5	4.5	21	-8.5	-3
東	-5.5	2	21.5	-2	-10



表 4 全臺水資源相關集水區於全球暖化程度 2°C 之流量評估指標改變率 (出自劉子明等人 - 2023)

分區	指標改變率 (%) 集水區	春季 流量 (2-4 月)	梅雨季 流量 (5-6 月)	颱風季 流量 (7-9 月)	秋季 流量 (10-11 月)	冬季 流量 (12-1 月)
北	基隆河	-4.5	-6.0	10.0	-0.5	-3.5
	新店溪	-6.0	-8.5	8.0	0.0	-5.0
	大漢溪	-7.5	-9.5	5.0	-3.5	0.0
	頭前溪	-6.0	-12.0	5.5	1.5	2.5
	蘭陽溪	-6.0	-8.5	12.5	0.5	-6.0
	雙溪	-5.5	-6.5	10.5	-1.0	-4.0
中	中港溪	-5.5	-6.0	3.5	-7.5	-0.5
	後龍溪	-5.0	-8.5	6.5	-5.5	6.5
	大安溪	-5.0	-8.0	5.5	-3.0	1.0
	大甲溪	-6.0	-6.5	7.0	-13.0	5.0
	烏溪	-4.5	-9.0	5.0	-2.5	8.5
南	濁水溪	-8.0	-7.5	3.0	-4.5	9.5
	八掌溪	3.0	-10.0	3.0	-3.0	3.0
	曾文溪	-2.5	-8.0	2.5	-0.5	4.5
	高屏溪	6.5	-6.5	3.0	-1.5	19.0
	四重溪	5.5	0.5	3.0	-1.0	2.5
東	和平溪	-8.0	-12.5	4.0	4.0	-1.0
	花蓮溪	-12.0	-10.0	5.0	-4.0	-7.0
	秀姑巒溪	-5.0	-12.0	6.0	-1.0	-4.5
	卑南溪	3.0	-4.0	3.5	-4.5	-2.0
	利嘉溪	10.0	-2.5	4.0	-5.5	4.0
	知本溪	11.0	1.0	4.5	-5.0	1.0



表 5 全臺水資源相關集水區於全球暖化 4°C 之流量評估指標改變率 (出自劉子明等人 - 2023)

分區	指標改變率 (%) 集水區	春季 流量 (2-4 月)	梅雨季 流量 (5-6 月)	颱風季 流量 (7-9 月)	秋季 流量 (10-11 月)	冬季 流量 (12-1 月)
北	基隆河	-9.5	-0.5	30.5	-6.0	-11.5
	新店溪	-16.5	-8.5	19.0	-5.5	-12.5
	大漢溪	-16.5	-5.0	18.5	-5.0	-6.5
	頭前溪	-13.5	-3.0	27.5	0.0	-1.5
	蘭陽溪	-19.0	-0.5	25.5	-3.5	-12.0
	雙溪	-10.5	-2.0	29.0	-7.0	-12.5
中	中港溪	-15.0	4.5	32.5	-6.5	5.0
	後龍溪	-16.0	0.5	28.0	8.0	18.5
	大安溪	-14.5	-0.5	21.5	-4.0	1.0
	大甲溪	-13.0	1.5	23.5	-25.5	4.0
	烏溪	-12.0	-4.0	18.0	3.0	3.0
南	濁水溪	-14.5	2.0	23.5	2.5	11.0
	八掌溪	-8.0	4.5	25.5	11.5	7.0
	曾文溪	-15.0	0.0	24.0	4.0	11.5
	高屏溪	-15.5	5.0	24.0	-2.5	30.0
	四重溪	-22.0	5.5	27.5	8.0	1.5
東	和平溪	-21.0	-0.5	17.5	6.0	-6.0
	花蓮溪	-29.0	-8.0	26.0	-4.0	-17.0
	秀姑巒溪	-19.0	0.0	32.0	9.0	-11.5
	卑南溪	-5.0	17.5	37.5	2.0	-3.0
	利嘉溪	-12.5	12.5	35.0	1.0	2.5
	知本溪	-12.5	15.0	32.0	-0.5	-12.5

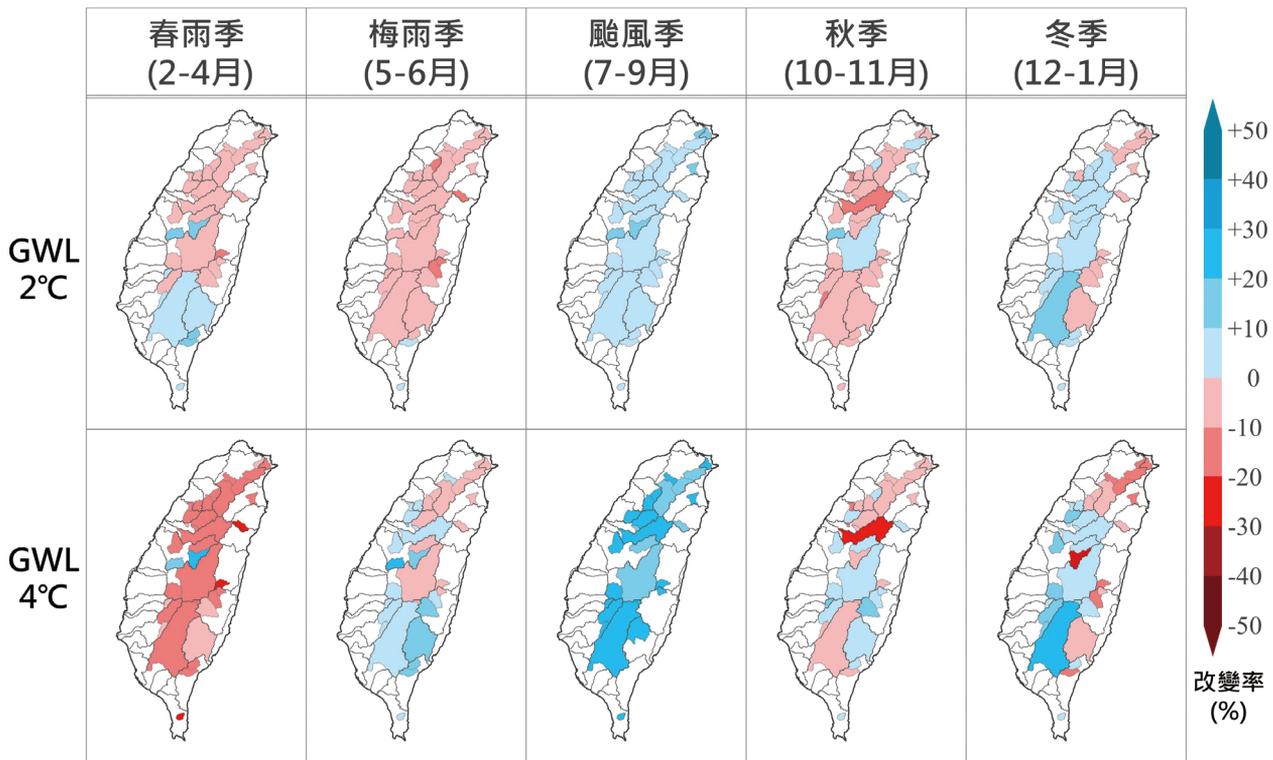


圖 26 全臺水資源相關集水區各季節流量於全球暖化程度 2°C 與 4°C 之改變率分布圖 ( 出自劉子明等人 - 2023 )

未來水資源相關集水區的流量在全球暖化 2°C 時，北部及中部均為減少趨勢，東部則是以花蓮地區為減少趨勢，其中又以花蓮溪減少趨勢較為明顯 (12%)；梅雨季多數為減少趨勢，其中又以頭前溪、八掌溪、和平溪、花蓮溪、秀姑巒溪、減少趨勢較為明顯 (10% 以上)，綜合春季以及梅雨季之流量變化趨勢，花蓮溪在這兩季減少趨勢最為明顯。颱風季之流量在全臺皆為增加趨勢；秋季之變化趨勢多為減少趨勢；冬季集水區流量變化趨勢多數為增加，北部變化不明顯，集水區流量有增有減，中部多數為增加趨勢，南部皆為增加趨勢，東部集水區變化趨勢則各有增減。

當全球暖化達到 4°C 時，全臺水資源相關集水區春季流量明顯減少，梅雨季則變為互有增減，颱風季大致上為明顯增加，秋季維持互有增減但大甲溪為明顯減少，冬季流量北部與東部為減少趨勢，中部與南部則為增加趨勢，尤其以曾文溪、高屏溪為明顯增加。◆

## 結語

總結本篇報告分析 CMIP6 氣候模式對於未來暖化情境下的臺灣氣象乾旱推估，可以確定的是春雨季降雨減少，以及自秋雨季至冬雨季延伸至春雨季，臺灣少雨季節時間延長，濕季縮短的變化。從連續不降雨日數指標與 SPI3 變化顯示，自秋季至春雨季將面臨更頻繁旱象機率增加。雖然在臺灣北部、東部、中部與南部地區皆可以看到這樣的趨勢，但在原本春雨也是降雨來源之一的北部、東部與中部地區，有較高的變化率，顯示春季降雨往北縮減的空間變化。另一方面，目前整體而言，氣候模式推估臺灣濕季降雨增加，然而這部分仍有相當的不確定性。春雨季與濕季的降雨差異，在集水區流量推估也顯示相似的對比變化。

針對 2020-2021 百年大旱的科學研究顯示，嚴重氣象乾旱事件不是單一因素造成的極端事件，而是綜合西北太平洋副高與不同區域海溫變化等，多方影響接續造成的複合現象，這也意謂著在科學研究上必須考慮多種可能因素的不確定性，也提升了對於未來推估的限制與困難度。面對少雨季節延長與春雨降雨減少，一旦濕季降雨不足，過去觀測紀錄的嚴重氣象乾旱事件，可能再次發生。本篇報告使用 CMIP6 氣候模式統計降尺度進行評估，再次確認在高暖化情境且愈接近世紀末，臺灣降雨與水資源集水區流量的季節豐枯懸殊的趨勢將愈嚴重。

綜合過去早期觀測文史紀錄、網格化觀測資料與氣象乾旱個案事件，春雨季是水情壓力較大的季節，也往往是旱情最嚴峻的季節。從氣候模式推估證據顯示未來乾季延長，雨季縮短的降雨季節變遷，顯示春季降雨不足可能會變成常態，臺灣降雨條件豐枯差距加大，直接影響集水區可用水量。本研究也發現，在低暖化情境下，前述雨季變遷與集水區流量推估變化相對緩和，衝擊較小，凸顯全球如果達成積極減碳目標可以降低臺灣氣象乾旱與衝擊的風險，避免朝向最嚴重的氣象乾旱趨勢發展。本次報告也發現，即使暖化情境控制在 2°C，仍存在氣象乾旱加劇的風險，因此建立更多元的開源與節流策略，採取適當的調適措施，降低暖化氣候對水資源的可能衝擊，勢在必行。

水資源短缺不僅影響農業生產，對於民生需求、生態環境、工業用水、科技製造業產能與電力供應 (朱等人, 2022)，也會造成影響。2020-2021 嚴重氣象乾旱事件由於應變過程及早啟動因應，用水調度策略調整，開發用水來源以及加強水庫管理，多管齊下降低了氣象乾旱衝擊。今年 (2023) 因為臺灣南部 2022 年雨季降雨不足，以至 2022 年底水情狀況不佳，並在今年 3 月成立「旱災中央災害應變中心」，再次面對旱象考驗。在暖化氣候條件下，整體跨部門的強化水資源管理政策與推動調適措施似乎是無可避免的趨勢。

## 參考文獻

- ◆ 中央氣象局，2021：氣候監測報告，2021年5月，第147期。  
<https://www.cwb.gov.tw/Data/climate/Watch/mrcs/mrcs202105.pdf>

---

- ◆ 中央氣象局，2023：中央氣象局 111 年氣候年報。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2019：歷史極端氣象事件之文史資料跨域研究（1/2）期末成果報告：昭和8年（1933年）臺灣中南部旱魃事件，嘉藥學校財團法人嘉南藥理大學，2019年12月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2020：臺灣氣象史料跨域研究與推廣計畫（1/2）總成果報告：1929年的大旱災事件，國立嘉義大學，2020年12月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2021：臺灣氣象史料跨域研究與推廣計畫（2/2）第2期期中報告：1902年的大旱災事件，國立嘉義大學，2021年7月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2021：臺灣氣象史料跨域研究與推廣計畫（2/2）總成果報告：1923年的大旱災事件，國立嘉義大學，2021年12月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2022：臺灣氣象史料跨域研究應用（1/2）第1期期中報告：1906年的大旱災事件，國立嘉義大學，2022年4月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2022：臺灣氣象史料跨域研究應用（1/2）第2期期中報告：1934年的大旱災事件，國立嘉義大學，2022年8月。

---

- ◆ 中央氣象局臺灣南區氣象中心，2022：臺灣氣象史料跨域研究應用（1/2）期末報告：1936年的大旱災事件，國立嘉義大學，2022年12月。

---

- ◆ 中研院永續科學研究計畫，2019：台灣乾旱研究：變遷、水資源衝擊、風險認知與溝通（2016-2018）計畫，臺灣未來的乾旱問題與因應。

---

- ◆ 朱容練、葉森海、黃柏誠、吳宜昭、陳淡容、王安翔、林欣弘、江宙君、徐理寰與于宜強，2022：2020-2021 旱災歷程與應變。國家災害防救科技中心業務報告，NCDR 110-A15。

---

- ◆ 李昱祺、王嘉琪、翁叔平、陳正達、鄭兆尊，2019：臺灣氣象乾旱特性未來趨勢推估，大氣科學，第47期。

---

- ◆ 李明營、洪浩哲、許晃雄、王品翔，2023：2020-2021 臺灣百年大旱原因分析，大氣科學，51(1)，30-57。

---

- ◆ 科技部、中央研究院環境變遷研究中心、交通部中央氣象局、臺灣師範大學地球科學系、國家災害防救科技中心，2021：IPCC 氣候變遷第六次評估報告之科學重點摘錄與臺灣氣候變遷評析更新報告

---

- ◆ 卓盈旻與盧孟明，2013：臺灣地區近百年極端乾 期變化分析。大氣科學，41(2)，171-188。

---

- ◆ 周佳、陳維婷、羅敏輝、李明安、許晃雄、洪志誠、鄧治華、盧孟明、洪致文、陳正達、鄭兆尊，2017：臺灣氣候變遷科學報告 2017- 物理現象與機制，國家災害防救科技中心。

---

- ◆ 林冠州，2022：氣候變遷下流域環境及永續農業調適策略之制定及評估 - 以石門水庫上游集水區為例，

農業工程學報，68(4)，63-79。

◆ 林宗毅，2019: 發展氣候、水資源和糧食跨領域整合模式與結合氣候智慧調適演算法之應用 - 以桃園為例，國立臺灣大學生物資源暨農學院生物環境系統工程學研究所，碩士論文。

◆ 林士堯與楊承道，2023：網格化觀測資料說明文件 (3.2 版)。

◆ 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。

◆ 洪致文與施明甫，2017：臺灣氣象乾旱指數的建立與嚴重乾旱事件分析。大氣科學，45(2)，145-164。

◆ 洪致文與施明甫，2023：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。大氣科學，51(1)，1-29。

◆ 翁叔平與楊承道，2013：應用標準化降水蒸發散指數分析臺灣百年來乾溼變化的低頻特徵與遙地相關。大氣科學，41(2)，139-170。

◆ 翁叔平與楊承道，2012：台灣地區月降雨及溫度 1 公里網格資料庫之建立 (1960-2009) 及其在近未來 (2015-2039) 的氣候推估應用，大氣科學，第 40 期，349-370。

◆ 翁叔平與楊承道，2020：臺灣日降雨網格化觀測資料之建置與驗證，臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台電子報，第 37 期。

◆ 許晃雄、吳宜昭、周佳、陳正達、陳永明、盧孟明，2011: 臺灣氣候變遷科學報告 2011( 精簡版 )，國家災害防救科技中心。

◆ 陳韻如、童裕翔、劉俊志、劉子明、林祺恒、林宣汝、黃亞婷、陳永明，2021: 暖化情境下乾旱特性之變化評估，國家災害防救科技中心業務報告。

◆ 黃紹欽、李宗融、黃柏誠、吳宜昭、王安翔、于宜強，2022: 臺灣極端氣候與天氣事件回顧與分析。2021：枯旱大地：百年大旱：2021 乾旱成因與影響。

◆ 童裕翔、王俊禹、陳永明，2023: 全球暖化程度情境設定說明，國家災害防救科技中心。

◆ 經濟部水利署，2012: 強化北部水資源分區因應氣候變遷水資源管理調適能力研究，經濟部水利署水利規劃試驗所。

◆ 經濟部水利署，2013: 臺灣地區各水資源分區因應氣候變遷水資源管理調適能力綜合研究，經濟部水利署，2013。

◆ 經濟部水利署，2017a: 臺灣北部區域水資源經理基本計畫，經濟部水利署。

◆ 經濟部水利署，2017b: 氣候變遷降雨量情境差異對洪旱衝擊評估 (2-2)( 精簡 )，經濟部水利署。

◆ 經濟部水利署，2022: 氣候變遷對重要供水水系水源水量影響分析，經濟部水利署水利規劃試驗所。

- ◆ 劉玫婷、李欣輯、徐永衡、陳永明，2021：2021 年乾旱事件農作物損失調查紀實，國家災害防救科技中心災害防救電子報，第 194 期。

---

- ◆ 劉子明、林祺恒，2022：CMIP6 資料於水資源應用之細部探討，國家災害防救科技中心技術報告。

---

- ◆ 劉子明、林祺恒、童裕翔、陳正達，2023：以 TCCIP AR6 統計降尺度日資料探討臺灣未來水資源衝擊，土木水利學會會刊，50(3)，DOI: 10.6653/MoCICHE.202306\_50(3).0001。

---

- ◆ 謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降，1998：百年侵臺颱風路徑圖集及其應用。中央氣象局。

---

- ◆ Arakane, S. and H.-H. Hsu, 2020: A tropical cyclone removal technique based on potential vorticity inversion to better quantify tropical cyclone contribution to the background circulation. *Clim. Dyn.*, 54(5), 3201-3226. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05165-x>

---

- ◆ Arakane, S. and H.-H. Hsu, 2021: Tropical Cyclone Footprints in Long-Term Mean State and Multiscale Climate Variability in the Western North Pacific as Seen in the JRA-55 Reanalysis. *J. Climate*, 34(18), 7443-7460. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0887.1>

---

- ◆ Chang, T.-C., H.-H. Hsu, and C.-C. Hong, 2016: Enhanced influences of tropical Atlantic SST on WNP–NIO atmosphere–ocean coupling since the early 1980s. *J. Climate*, 29 (18), 6509-6525.

---

- ◆ Chen, J.-M., T. Li, and C.-F. Shin, 2008: Asymmetry of the El Niño–Spring Rainfall Relationship in Taiwan, *J. M. S. Japan.*, <https://doi.org/10.2151/jmsj.86.297>

---

- ◆ Chen, C.-A., H.-H. Hsu, C.-C. Hong, P.-G. Chiu, C. Y. Tu, S. J. Lin, and A. Kitoh, 2019: Seasonal precipitation change in the western North Pacific and East Asia under global warming in two high-resolution AGCMs. *Clim. Dyn.*, 53, 5583-5605.

---

- ◆ Chen, C.-A., H.-H. Hsu, and H.-C. Liang, 2021: Evaluation and comparison of CMIP6 and CMIP5 model performance in simulating the seasonal extreme precipitation in the Western North Pacific and East Asia. *Weather and Climate Extremes*, 31, 100303.

---

- ◆ Chen, C.-A., H.-H. Hsu, H.-C. Liang, P.-G. Chiu, and C.-Y. Tu, 2022: Future change in extreme precipitation in East Asian spring and Mei-yu seasons in two high-resolution AGCMs. *Weather and Climate Extremes*, 35, 100408.

---

- ◆ Chou, C., L.-F. Huang, L.-S. Tseng, J.Y. Tu, and P.-H. Tan, 2009: Annual cycle of rainfall in the western North Pacific and East Asian sector. *J. Climate*, 22(8): 2073-2094.

---

- ◆ Edwards, D.C. and T.B. McKee, 1997: Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Time Scales. *Atmospheric Science Paper No. 634*, May 1-30.

---

- ◆ Endo, H., A. Kitoh, and R. Mizuta, R., 2022: Future changes in extreme precipitation and their association with tropical cyclone activity over the western North Pacific and East Asia in 20 km AGCM simulations. *SOLA*, 18, 58-64.

---

- ◆ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 2017: updated monthly. ERA5 Reanalysis. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6X34W69>
- 
- ◆ Eyring, V. et al., 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958.
- 
- ◆ Haith, D. A., R. Mandel, and R. S. Wu, 1992: GWLF, generalized watershed loading functions, version 2.0, user's manual. Dept. of Agricultural and Biological Engineering, Cornell University, Ithaca, NY.
- 
- ◆ Hong, C.-C., M.-Y. Lee, H.-H. Hsu, N.-H. Lin, and B.-J. Tsuang, 2015: Tropical SST Forcing on the Anomalous WNP Subtropical High during July–August 2010 and the Record-high SST in the Tropical Atlantic. *Clim. Dyn.*, 45, 633-650, doi: 10.1007/s00382-014-2275-5
- 
- ◆ Hong, C.-C., T.-C. Chang, and H.-H. Hsu, 2014: Enhanced Relationship between the Tropical Atlantic SST and the Summertime Western North Pacific Subtropical High after the Late 1970s. *J. Geophys. Res.*, 119, 7, 3715-3722. doi: 10.1002/2013JD021394.
- 
- ◆ Huang, W.-R., Y.-H. Chang, H.-H. Hsu, C.-T. Cheng, and C.-Y. Tu, 2016: Dynamical downscaling simulation and future projection of summer rainfall in Taiwan: Contributions from different types of rain events. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 121, 13973–13988
- 
- ◆ Hung, C.-W., H.-H. Hsu, and M.-M. Lu, 2004: Decadal Oscillation of Spring Rain in Northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22206m.
- 
- ◆ Kikuchi, K., B. Wang, and Y. Kajikawa, 2012: Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Clim. Dyn.*, 38, 1989-2000, doi:10.1007/s00382-011-1159-1
- 
- ◆ Kucharski, F. et al., 2013: On the Need of Intermediate Complexity General Circulation Models: A “SPEEDY” Example, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 94(1), 25-30. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00238.1>
- 
- ◆ Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78, 1069–1079.
- 
- ◆ McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration of time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Jan17-23, 1993, Anaheim CA, pp.179-186.
- 
- ◆ Mizuta, R. et al., 2012: Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 233–258.
- 
- ◆ Peings, Y., Z. M. Labe, and G. Magnusdottir, 2021: Are 100 Ensemble Members Enough to Capture the Remote Atmospheric Response to +2°C Arctic Sea Ice Loss? *J. Climate*, 34(10), 3751-

3769. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0613.1>

---

◆ Riahi, K. et al., 2017: The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168, doi:10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009.

---

◆ Tsou, C.-H., P.-Y. Huang., C.-Y. Tu, C.-T. Chen, T.-P. Tzeng, and C.-T. Cheng, 2016: Present simulation and future typhoon activity projection over western North Pacific and Taiwan/east coast of China in 20-km HiRAM climate model. *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(5), 6.

---

◆ Weng, C.-H., and H.-H. Hsu, 2017: Intraseasonal oscillation enhancing C5 typhoon occurrence over the tropical western North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 7, 3339–3345, doi:10.1002/2017GL072743.

---



## 致謝

感謝中央氣象局南區氣象中心提供臺灣日治時期氣象乾旱事件文史記錄。

## 附錄

### CMIP6 統計降尺度使用模式列表

	Model	Description
1	ACCESS-CM2	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, and Bureau of Meteorology (Australia)
2	ACCESS-ESM1-5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, and Bureau of Meteorology (Australia)
3	AWI-CM-1-1-MR	AWI Alfred Wegener Institute (Germany)
4	BCC-CSM2-MR	The Beijing Climate Center Climate System Model, Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (China)
5	CanESM5	Canadian Earth System Model version 5, Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Canada)
6	CESM2-WACCM	NSF-DOE-NCAR, Community Earth System Model, version 2, with the Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM) (USA)
7	CMCC-CM2-SR5	CMCC Centro Euro Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (Italy)
8	CMCC-ESM2	CMCC Centro Euro Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (Italy)
9	EC-EARTH3	ICHEC, The Irish Centre for High-End Computing, National University of Ireland (Ireland)
10	EC-EARTH3-Veg	ICHEC, The Irish Centre for High-End Computing, National University of Ireland (Ireland)
11	EC-Earth3-Veg-LR	ICHEC, The Irish Centre for High-End Computing, National University of Ireland (Ireland)
12	FGOALS-g3	CAS Chinese Academy of Sciences (China)
13	GFDL-ESM4	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Earth System Model version 4 (USA)
14	IITM-ESM	CCCR-IITM Centre for Climate Change Research, Indian Institute of Tropical Meteorology (India)
15	IPSL-CM6A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (France)
16	MIROC6	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (Japan)
17	MPI-ESM1-2-HR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) (Germany)
18	MPI-ESM1-2-LR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) (Germany)
19	MRI-ESM2-0	Meteorological Research Institute (Japan)
20	NorESM2-LM	Norwegian Climate Centre (Norway)
21	NorESM2-MM	Norwegian Climate Centre (Norway)
22	TaiESM	Taiwan Earth System Model, Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica (Taiwan)

# 2020-2021極端乾旱事件 與未來推估

2023

臺灣氣候變遷分析

系列報告

發行人：陳宏宇

作者：陳昭安、李明營、劉子明、許晃雄、羅資婷、陳永明、  
童裕翔、吳芊瑩、洪浩哲、鄭兆尊、林思穎

助理編輯：簡毓瑋

美術設計：陳彥霓

出版者：國家災害防救科技中心

地址：新北市新店區北新路三段 200 號 9 樓

電話：02-81958600

發行日期：2023 年 6 月

國家圖書館出版品預行編目(CIP)資料

極端乾旱事件與未來推估. 2020-2021 = Record-breaking drought 2020-2021 and future projection of drought events in Taiwan / 陳昭安, 李明營, 劉子明, 許晃雄, 羅資婷, 陳永明, 童裕翔, 吳芊瑩, 洪浩哲, 鄭兆尊, 林思穎作. -- 新北市：國家災害防救科技中心, 2023.06

面；公分

ISBN 978-986-5436-45-2 (平裝)

1.CST: 氣象紀錄 2.CST: 氣象災害 3.CST: 乾旱

328.9833

112009410

# 2020-2021 極端乾旱事件 與未來推估

2023

臺灣氣候變遷分析

系列報告

Record-breaking Drought 2020-2021  
and Future Projection of Drought Events in Taiwan

Taiwan Climate Change Analysis Series Report 2023

彙編



共同發行

