

# 台灣熱浪特性分析與變遷推估

李庭慧 許晃雄

中央研究院環境變遷研究中心

(中華民國一〇六年十月三十一日收稿；中華民國一〇七年二月二十七日定稿)

## 摘 要

本研究使用台灣氣候變遷推估與資訊平台計畫(TCCIP)所產製之台灣測站網格化資料以及第五階段耦合氣候模式對比計畫(CMIP5)中 12 個模式的日最高溫資料，分析台灣 1960-2005 年間 7-9 月的熱浪。以兩種相對高溫分析方法 (CTX 與 EHF) 評估觀測與模式中的熱浪，發現兩個方法對於熱浪的特性都有不錯的掌握，觀測與 CMIP5 模式的熱浪發生頻率、持續時間與強度都有增加、增長與變強的趨勢。

從觀測的大尺度環流場發現，當台灣有熱浪發生時，西北太平洋的副熱帶高壓會向西延伸且增強，造成台灣地區有反氣旋式環流距平籠罩，並伴隨有下沉氣流，導致高溫持續。近半數的模式模擬也呈現一致的結果。除此之外，觀測與模式都發現熱浪事件發生時，200hPa 的重力位高度距平場有顯著的波列，從台灣經日本往北太平洋延伸，呈現正負正距平排列。波列的結構愈明顯，強度愈顯著，台灣的高溫會愈容易出現也維持較久。

從 CMIP5 模式資料推估未來台灣熱浪的變遷趨勢，結果顯示未來輻射強迫力增加幅度愈大，熱浪的持續時間與強度都會明顯增加增強。以現在的熱浪門檻為標準，未來若是能將全球暖化程度控制在低輻射強迫力(RCP2.6)情境下，則台灣地區的熱浪不管是在頻率、持續時間或者強度上，都不會和現在有太大的差異。相反的，在高輻射強迫力(RCP8.5)情境下，21 世紀末台灣整個夏季都可能處於熱浪狀態，即使以 21 世紀末的條件去篩選未來的熱浪事件，模式仍呈現世紀末的夏季時常為熱浪事件影響。不同的是，模擬結果顯示大尺度的波列系統並非為世紀末熱浪事件的影響因素，而是受到中高緯北太平洋上空暖化事件的影響。

關鍵字：熱浪、熱浪環流指標、熱浪變遷推估、模式表現指數

## 一、前言

自工業革命以來，人類排放過多的溫室氣體，導致全球暖化加劇。全球暖化已經是無法改變的趨勢，但是暖化的效應不僅僅呈現在平均溫度的增加，更增加極端溫度發生的機會。有許多研究顯示，極端溫度在過去幾十年增加的幅度變得更加劇烈(Founda et al. 2004; Alexander et al. 2006, 2007; Della-Marta et al. 2007)。在探討台灣氣候變遷的議題時，盧等(2012)提到台灣高溫日數的百年變化呈現上升的趨勢；許等(2012)分析台灣六個測站的高溫日數時，也有同樣的結果。不僅僅是台灣，學者亦發現澳洲與中國的暖日也與日俱增(Collins et al. 2000; Zhai and Pan 2003)。

熱浪為一個連續數日的極端高溫事件。當高溫持續一段時間，會影響到人類的生體機能，引起疾病甚至死亡(Gaffen and Ross 1998; Semenza et al. 1999; Naughton et al. 2002; Fouillet et al. 2006)。如1995年芝加哥的熱浪造成700多人喪生；2003、2006年以及2007年的歐洲熱浪造成許多生命財產損害；2009年澳洲的熱浪導致經濟上龐大的損失；2015年日本因高溫連續持續數日，造成上萬人中暑送醫；2017年4~5月，全球各地更是有起熱浪發生，除了美國東北部、中國北方等地區溫度屢創新高，印度更有多達167人死於高溫導致的中暑。類似事件近年來層出不窮，甚至愈來愈頻繁。有許多研究發現，過去幾十年來熱浪的頻率、強度以及持續時間皆有增加的趨勢(Collins et al. 2000; Frich et al. 2002; Tryhorn and Risbey 2006; Jiang et al. 2012; Perkins et al. 2012; Perkins and Alexander 2013)。Perkins and Alexander (2013)和Collins et al. (2000)在研究澳洲的熱浪變遷時，發現熱浪的頻率、強度以及持續時間從二

十世紀末開始就有顯著的增加。Jiang et al. (2012)分析中國地區的測站資料進行極端氣候事件的研究時，同樣也發現熱浪的持續時間有變長的趨勢。類似的結果也同樣呈現在歐洲地區，Della-Marta et al. (2007)分析西歐的日最高溫資料，指出西歐夏季的高溫自1880年起逐年增加，使得暖日與熱浪最長持續時間都有顯著的增加。由此可知，這是一個全球化的趨勢。而這個現象在許多模式也可以被模擬到。Tryhorn and Risbey (2006)使用Canadian Global Coupled Model (CGCM2)，模擬結果顯示澳洲地區熱浪強度有增強趨勢。對第五階段耦合氣候模式對比計畫 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5; 簡稱CMIP5)多重模式進行分析，也發現中國的熱浪事件自1980年代後期開始有增加的趨勢(Guo et al. 2016)。

導致熱浪發生的背景大環境場也被許多學者研究與探討(Chang and Wallace 1987; Kunkel et al. 1996; Hunt 2007; Lau and Nath 2012)。Chang and Wallace (1987)發現重力位高度與溫度有高相關性，兩者的相關係數高達0.89。Huth et al. (2000)研究歐洲地區的熱浪時，也發現其與大範圍的高壓脊籠罩有很高的相關。利用全球大氣環流模式模擬，Lau and Nath (2012)發現在熱浪發生的地區，其500hPa的重力位高度有顯著的正距平，並更進一步指出阻塞高壓會伴隨來自南方或內陸的空氣，進而造成熱浪發生地區的大氣呈現相對較乾燥的環境。Hunt (2007)利用全球氣候模式模擬熱浪事件發生時的大氣物理過程，結果顯示在阻塞高壓的影響下，雲量較少，降水也減少，進而導致土壤含水量與蒸發量降低。而相對濕度較低與降水較少的環境下更容易使高溫事件持續較長時間(Chang and Wallace, 1987)。以東亞地區而言，許多研究顯示副熱帶高壓的變化對於東亞夏季極

端溫度與熱浪的發生有大的影響(楊與李, 2005; 王等, 2006; 朱, 2007; 鄧等, 2009; 方與簡, 2011)。由上述的研究可發現高壓對於熱浪事件有很大的影響力。

延續前人研究, 本文分析近 50 年來台灣熱浪的變遷, 探討當台灣發生熱浪時, 整個東亞地區與西北太平洋的大環境狀態, 並且利用 CMIP5 模式結果, 推估台灣未來的熱浪與相關環流的變遷。第二章介紹本研究所使用的資料以及熱浪的定義。第三章比較觀測與模式中的熱浪, 以及大尺度環流場與台灣熱浪的關係。模式對未來熱浪頻率、持續時間及強度的推估結果呈現在第四章。第五章討論未來大尺度環境場的模擬結果。最後總結研究成果於第六章。

## 二、資料與研究方法

### (一) 資料

本研究用來定義台灣熱浪事件所使用的氣溫資料為台灣氣候變遷推估與資訊平台計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, 之後以 TCCIP 簡稱) 所產製之資料。該計畫考慮全台灣的測站地理資訊, 對測站資料缺失的部分遺補, 再經由統計內插將測站資料網格化成為空間連續的網格資料。有關於該筆資料的產製方法請參考翁與楊(2012)。本研究使用該計畫所產製之日最高溫資料, 解析度為 5 公里, 區域範圍為 21.6°N-25.45°N, 120°E-122.15°E。並使用 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Twentieth Century Reanalysis V2(20C; 解析度為 2°×2°, 垂直 24 層(Compo et al. 2011)), 分析 850 百帕水平風場、500 百帕垂直風場以及 200、850hPa 重力位高度場等變數以了解熱浪發生時的大尺度環流狀態。

許多研究分析模式中熱浪的表現, 雖然模式對於熱浪的模擬與觀測的結果仍有偏差(Huth et al. 2000; Jiang et al. 2012; Guo et al. 2016), 但分析模式推估與現今氣候模擬的變遷, 相當程度去除系統性偏差後, 仍能提供有意義的熱浪變遷資訊, 供吾人參考。本研究所使用的模式為 CMIP5 的模式, 其中共有 37 個模式有輸出日最高溫, 但是考量到模式解析度、日資料提供是否齊全的因素, 本研究將解析度較低的模式剔除, 並只挑選有提供日最高溫以及分析熱浪的大環境場所需之變數的模式。因此, 最後僅留下 12 個模式 (ACCESS1.0、ACCESS1.3、BCC-CSM1.1\_m、CMCC-CM、CMCC-CMS、CNRM-CM5、IPSL-CM5A-MR、MIROC5、MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR、MRI-CGCM3、NorESM1-M) 進行分析。詳細的模式資訊記錄在表 1 中。

為方便比較觀測與模式資料, 資料的使用時間區間皆為 1960 至 2005 年, 以北半球夏半年 7-9 月份的熱浪作為分析探討的重點。模式資料部分除了選用現今氣候模擬的資料與觀測比較以外, 還使用了 CMIP5 以 4 種程度不同的輻射強迫力, 即 RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 以及 RCP8.5 (未來每平方公尺增加的輻射強迫力分別為 2.6W、4.5W、6W 以及 8.5W), 進行的氣候變遷模擬, 來推估 21 世紀中後期四種情境下可能的熱浪變遷。但是由於 CMIP5 中各模式所提供的變數不盡相同, 12 模式提供最齊全資料的情境模擬為 RCP4.5 與 RCP8.5, 在 RCP2.6 中僅有 8 個模式 (BCC-CSM1.1\_m、CNRM-CM5、IPSL-CM5A-MR、MIROC5、MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR、MRI-CGCM3 及 NorESM1-M) 有提供本研究所需之變數, 而 RCP6.0 僅 5 個模式 (BCC-CSM1.1\_m、IPSL-CM5A-MR、MIROC5、MRI-CGCM3 及

表 1 為所選定的模式之詳細資訊。

模 式	模式名稱	解析度(Lat*lon)	機 構
ACCESS1-0	Australian Community Climate and Earth System Simulator 1.0	1.25° × 1.875°	CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia), and BOM (Bureau of Meteorology, Australia)
ACCESS1-3	Australian Community Climate and Earth System Simulator 1.3	1.25° × 1.875°	
BCC-CSM1-1-M	BCC, Climate System Model, version 1.1m	1.12° × 1.125°	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration
CMCC-CM	CMCC Climate Model	0.75° × 0.75°	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
CMCC-CMS	CMCC Climate Model with a resolved Stratosphere	1.865° × 1.875°	
CNRM-CM5	CNRM Coupled Global Climate Model, version 5	1.4° × 1.406°	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique
IPSL-CM5A-MR	IPSL Coupled Model, version 5, coupled with NEMO, mid resolution	2.5° × 1.267°	Institut Pierre-Simon Laplace
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate, version 5	1.4° × 1.406°	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
MPI-ESM-LR	MPI Earth System Model, low resolution	1.865° × 1.875°	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)
MPI-ESM-MR	MPI Earth System Model running on medium resolution grid	1.875° × 1.875°	
MRI-CGCM3	MRI Coupled Atmosphere–Ocean General Circulation Model, version 3	1.121° × 1.125°	Meteorological Research Institute
NorESM1-M	Norwegian Earth System Model, version 1	2.5° × 1.895°	Norwegian Climate Centre

NorESM1-M) 有提供足夠資料作為分析。因此不同情境下的未來熱浪推估，為不同組數的模式合成之結果。

## (二) 熱浪定義

由於模式解析度不足以分辨台灣各地的差異，因此本研究不考慮台灣分區的熱浪情況，而是將台灣全島視為一體作熱浪的分析。故在做熱浪事件之判定時，會先將有包含到台灣地區的所有網格點做平均後，才以平均後的最高溫度進行熱浪事件之判定。

過去有許多探討熱浪的研究用不同的方法定義熱浪(Tryhorn and Risbey 2006; Perkins et al. 2012; Perkins and Alexander 2013)。世界氣象組織(World Meteorological Organization; WMO)建立了 8 個定義熱浪的指數([http://etccdi.pacificclimate.org/list\\_27\\_indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml))，不過每個指數都只能觀察特定的熱浪特徵(Avila et al. 2012; Perkins and Alexander 2013)，或者是受到研究地域的限制，無法全球通用，若希望更綜觀的了解熱浪，就必須要使用多重的熱浪指數。最常見的熱浪定義方式，是以日最高溫達到 90% 或者 95% 做為熱浪的門檻值，Perkins and Alexander (2013) 分析發現此定義容易受到研究的季節長短選擇以及地點的限制，而導致表現上有很大的差異，本研究以此方法分析台灣的熱浪時，亦發現不管是頻率、持續時間或者強度上，觀測與模式結果都有較大的落差。因此本研究參考 Perkins and Alexander (2013) 以及 Nairn et al. (2009) 所使用的相對高溫的方法來定義熱浪。第一個熱浪的定義參考 Perkins and Alexander (2013) 以每日最高溫的第 90 個百分位 (the calendar day 90<sup>th</sup> percentile of Tmax；之後簡稱為 CTX)，作為熱浪的門檻標準。門檻值的選

擇為 46 年間每日與該日前後各 7 天，總共有 690 筆日最高溫資料取排名第 90 個百分位數的那筆溫度作為該日的門檻值，因此每天會有不同的門檻值。使用 15 天窗區的意義在於考量某日的氣候特性在不同年可能不會發生在同一日期，有可能會提前或延遲幾天出現，故選擇一窗區代表該日的氣候特徵。此舉也可以去除季節變化的影響。故即使在冬季，根據此方法也可能發生相對的熱浪。第二個方法為 Nairn et al. (2009) 所提出的 Excess Heat Factor (之後以 EHF 簡稱)。作者先定義出兩個指數，第一個指數為 Excess Heat Index (EHI) 適應性指數 (acclimatisation index)， $EHI(accl.) = (T_i + T_{i-1} + T_{i-2})/3 - (T_{i-3} + \dots + T_{i-32})/30$ ， $T_i$  為第  $i$  天的日最高溫， $EHI(accl.)$  即為過去 3 天的溫度平均與過去 30 天溫度平均的差值，正(負)值表示最近 3 天相較於過去 30 天為相對高(低)溫。由於每日的  $EHI(accl.)$  是與該日的前 30 天比較，因此  $EHI(accl.)$  不會因全球暖化而逐日增加。第二個指數為一個絕對的標準，定義為  $EHI(sig.) = (T_i + T_{i-1} + T_{i-2})/3 - T_{i,90^{th}}$ ，其中  $T_{i,90^{th}}$  為  $i$  日在氣候上同一日期的第 90 個百分位日最高溫，利用此方法同樣可以去除掉季節的變異， $EHI(sig.)$  也可作為一統計檢定的通過標準，正值表示為顯著 (significant) 事件。與  $EHI(accl.)$  不同，在全球暖化的趨勢下， $EHI(sig.)$  的值會逐年增加。而最後的指數 EHF 為  $|EHI(accl.)| \times EHI(sig.)$ ，正值表示有極端高溫的事件。本研究以此兩種定義作為判定熱浪發生的溫度門檻，且要連續至少三日以上有超過此門檻才會被視為一個熱浪的事件。

## 三、過去的熱浪氣候變化趨勢

本章節依照兩種熱浪定義，針對熱浪的頻率、持續天數以及強度做分析與探討，並比較觀測資

料與模式資料的結果，以了解模式對於熱浪事件的模擬情況。

### (一) 熱浪頻率、持續時間與強度

由 TCCIP 的網格化資料所得到的熱浪結果，可發現 1960、1970 年代的熱浪發生頻率較少（如圖 1a、1d），1970 年代後期開始熱浪的發生頻率突然增加許多。根據 CTX 定義，1960~2005 年期間平均每年的熱浪發生頻率為 1.1 次，且每 10 年熱浪會增加 0.3 次，此一增加趨勢具統計顯著性（如表 2）。EHF 所得到的結果也類似，分析的 46 年期間，平均每年都會發生 1 次熱浪，每 10 年增加趨勢約 0.2 次，雖然 EHF 的增加趨勢未通過 90% 顯著性檢定，但兩個定義都有觀測到熱浪的增加趨勢，且在 1980 年之後都較 1960~1970 年代顯著增多。值得注意的是，1980 年代也是全球平均氣溫開始顯著持續上升的時期。模式的結果（圖未顯示）跟觀測有些差異，雖然在 1980 年代以前模式的頻率普遍偏少，但無法模擬出 1970 年代熱浪頻率的極小期，不過大部分模式有模擬出 1980 年代或 1990 年代之後熱浪發生頻率較高的結果。CMIP5 模式的 46 年平均熱浪頻率統計結果呈現在表 2。多數的模式也顯示頻率有顯著的增加趨勢，且增加的幅度較觀測大，但少數模式也有不同的結果，如 ACCESS1-0 與 ACCESS1-3，這兩個模式的頻率在 46 年間沒有明顯的趨勢，甚至有減少的趨勢，但皆未通過 90% 顯著性檢定。

表 2 的觀測資料結果顯示平均每一次熱浪的持續天數約為 4.7(CTX)與 5.7 天(EHF)。熱浪的持續天數同樣也有增加的趨勢，每 10 年約增加 0.3(CTX)與 1(EHF)天，其中 EHF 的結果通過 90% 顯著性檢定，且也顯示有很大的增幅。不同模式所模擬的平均持續時間大概是 3.8~8.3 天，模式

之間的差異頗大，但除了 MRI-CGCM3 較為低估，ACCESS1.0、BCC-CSM1.1\_m 及 NorESM1-M 較為高估以外，其他有超過半數的模式所估計的持續時間與觀測相差不遠，顯示多數模式對於連續性高溫的掌握相當不錯。不過模式對於熱浪持續時間的成長趨勢比觀測還要大許多，最多每 10 年熱浪持續時間會增加 2 天。但 ACCESS1.0 與其他模式有不同的結果，該模式在持續時間的趨勢上呈現負成長，每 10 年會減少 1.6(CTX)、1.3(EHF)天。從兩個定義的熱浪頻率與持續時間可以發現，CTX 方法所估計的熱浪頻率比 EHF 所估計的還要多，但是平均每場熱浪的持續時間較短，相反的 EHF 方法較容易估計到連續多日的高溫事件，不管是觀測資料或者模式資料都可以發現兩種方法的評估特性。

熱浪強度的定義為每次熱浪事件發生時的日最高溫平均。觀測與模式的結果差不多（表 2），顯示這些模式對於溫度的模擬非常不錯。不過觀測與大多數模式在熱浪的強度上沒有明顯的增加趨勢，只有 CMCC-CM、CNRM-CM5 以及 MPI-ESM-MR 的增加有通過檢定，每 10 年增加約 0.1~0.2 度。雖然在全球暖化的效應下，台灣極端溫度事件的頻率與持續時間有增加，但是對於熱浪強度的變遷沒有太大的影響。

### (二) 重力位高度場與台灣溫度的關係

過去有許多研究顯示副熱帶高壓的變化對於東亞夏季極端溫度以及熱浪的發生有很大的影響（方與簡，2011；王等，2006；鄧等，2009；楊與李，2005）。本研究也利用 20C 重分析資料，分析熱浪發生時的重力位高度、水平環流場以及垂直氣流場（見圖 2），以了解在什麼樣的大尺度環流配置下會造成台灣熱浪的發生與持續。台灣夏季

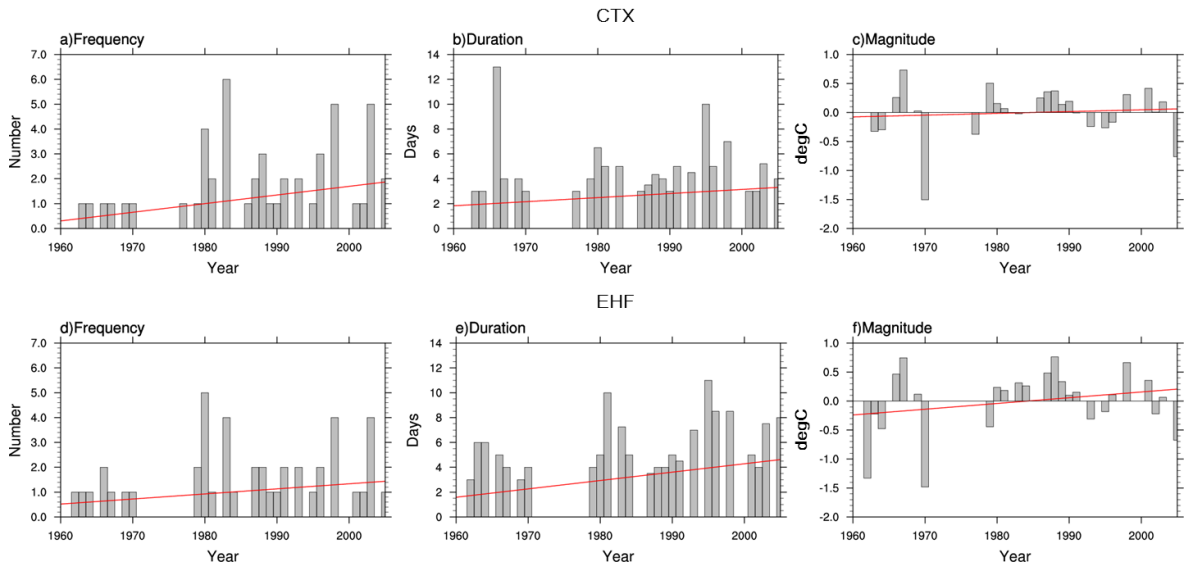
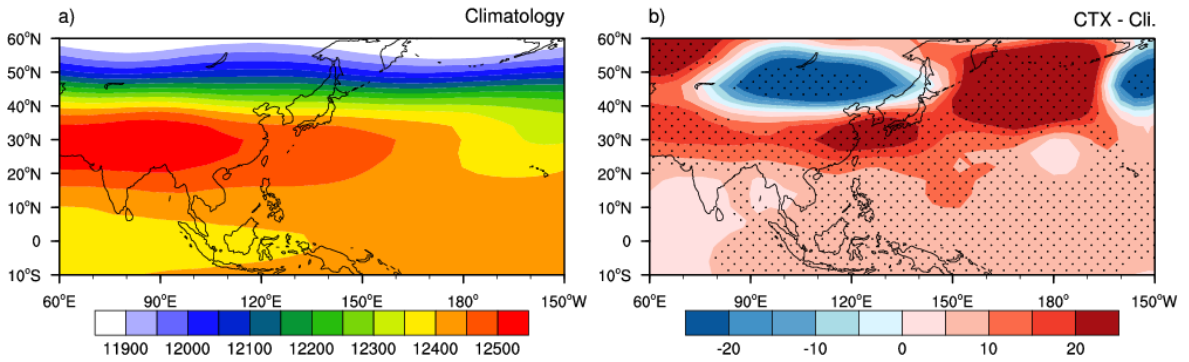


圖 1 以 TCCIP 網格化資料，分析台灣地區於 1960~2005 年間 7~9 月的熱浪發生頻率（左欄；單位：次數）、持續時間（中間；單位：天數）以及強度（右欄；單位：°C）。a)~c) 為熱浪在 CTX 定義下的結果，d)~f) 為 EHF 定義下的結果。

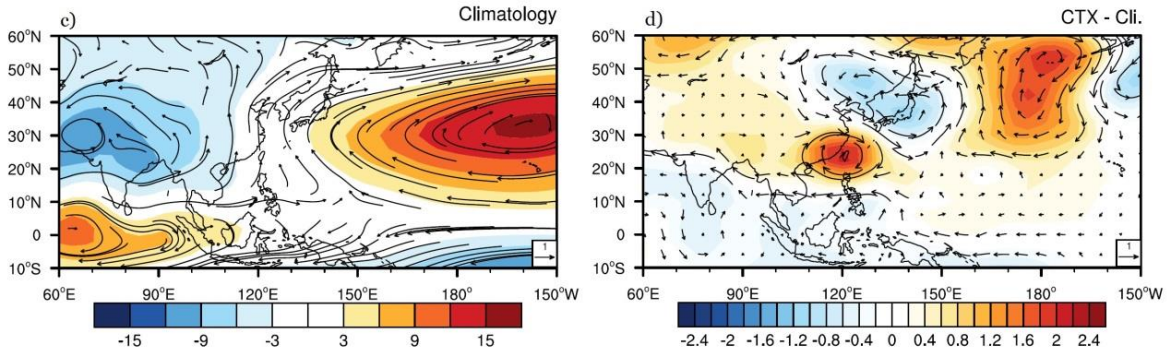
表 2 1960~2005 年間 7~9 月，觀測與 12 個 CMIP5 模式的熱浪發生頻率、持續時間以及強度。括弧內的數字表示每 10 年的變遷趨勢。粗體加底線的為有通過 90% 顯著性檢定。

	頻率 (次/年)		持續時間 (天數/每個事件)		強度 (°C/每個事件)	
	CTX	EHF	CTX	EHF	CTX	EHF
<b>TCCIP</b>	1.1 ( <u><b>0.3</b></u> )	1.0 (0.2)	4.7 (0.3)	5.7 ( <u><b>1.0</b></u> )	29.9 (0.0)	29.8 (0.1)
<b>ACCESS1.0</b>	1.0 (0.0)	1.0 (-0.1)	8.3 ( <u><b>-1.6</b></u> )	8.1 ( <u><b>-1.3</b></u> )	29.7 (0.0)	29.6 (0.0)
<b>ACCESS1.3</b>	1.1 (0.0)	0.9 (0.1)	6.1 (0.6)	6.7 ( <u><b>1.0</b></u> )	31.0 (0.0)	30.8 (0.0)
<b>BCC-CSM1.1_m</b>	0.9 ( <u><b>0.3</b></u> )	<u><b>0.9</b></u> ( <u><b>0.4</b></u> )	<u><b>7.7</b></u> ( <u><b>2.0</b></u> )	8.1 ( <u><b>1.7</b></u> )	30.3 (0.1)	30.1 (0.0)
<b>CMCC-CM</b>	1.1 ( <u><b>0.6</b></u> )	<u><b>1.0</b></u> ( <u><b>0.6</b></u> )	<u><b>5.2</b></u> ( <u><b>1.4</b></u> )	5.4 ( <u><b>1.2</b></u> )	30.0 ( <u><b>0.2</b></u> )	30.0 (0.1)
<b>CMCC-CMS</b>	1.0 ( <u><b>0.5</b></u> )	<u><b>1.0</b></u> ( <u><b>0.5</b></u> )	<u><b>4.8</b></u> ( <u><b>1.0</b></u> )	5.2 ( <u><b>1.1</b></u> )	30.2 (0.1)	30.1 (0.1)
<b>CNRM-CM5</b>	1.1 ( <u><b>0.5</b></u> )	<u><b>0.9</b></u> ( <u><b>0.4</b></u> )	<u><b>5.0</b></u> ( <u><b>1.0</b></u> )	6.1 ( <u><b>1.3</b></u> )	29.1 ( <u><b>0.2</b></u> )	29.0 (0.1)
<b>IPSL-CM5A-MR</b>	1.2 ( <u><b>0.6</b></u> )	<u><b>1.2</b></u> ( <u><b>0.7</b></u> )	<u><b>5.3</b></u> ( <u><b>1.5</b></u> )	5.7 ( <u><b>1.6</b></u> )	29.3 (0.0)	29.1 (0.1)
<b>MIROC5</b>	1.3 ( <u><b>0.4</b></u> )	1.0 (0.2)	4.9 (0.1)	5.7 (0.4)	30.0 (0.0)	29.8 (0.0)
<b>MPI-ESM-LR</b>	1.1 ( <u><b>0.3</b></u> )	1.1 ( <u><b>0.3</b></u> )	4.5 (0.2)	4.8 (0.5)	29.8 (0.1)	29.6 (0.0)
<b>MPI-ESM-MR</b>	1.3 ( <u><b>0.8</b></u> )	1.1 ( <u><b>0.7</b></u> )	5.2 ( <u><b>1.2</b></u> )	5.5 ( <u><b>1.0</b></u> )	29.9 ( <u><b>0.1</b></u> )	29.7 ( <u><b>0.2</b></u> )
<b>MRI-CGCM3</b>	1.1 ( <u><b>0.3</b></u> )	1.2 ( <u><b>0.2</b></u> )	3.8 (0.2)	3.9 ( <u><b>0.4</b></u> )	29.2 (0.1)	28.8 (0.1)
<b>NorESM1-M</b>	1.1 ( <u><b>0.4</b></u> )	0.9 ( <u><b>0.3</b></u> )	7.5 (0.8)	7.5 (1.0)	28.7 (0.0)	28.6 (0.0)

### Geopotential Height (200hPa)



### 850hPa Rotational Wind & Streamfunction ( $10^6$ )



### Omega (500hPa)

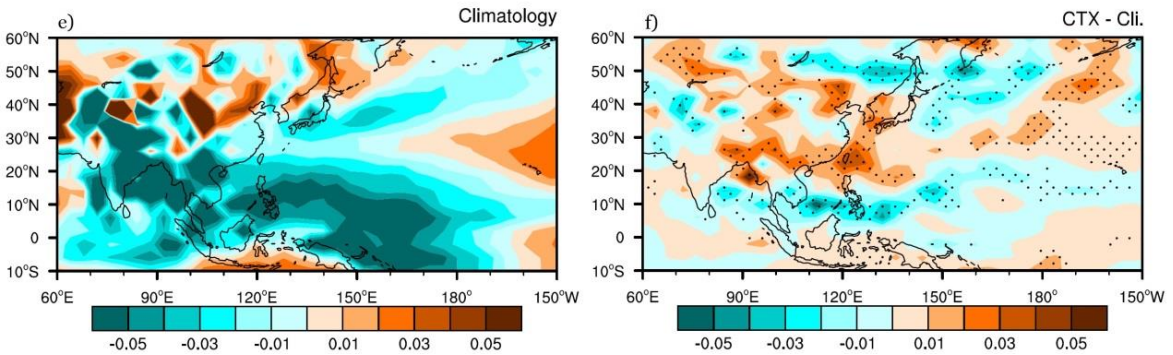


圖 2 20C(V2)重分析資料的 200hPa 重力位高度場(a、b)、850hPa 旋轉風(向量場)與流函數場(色彩;c、d)以及 500hPa 垂直風場(e、f)。左欄為 1960~2005 年間 7~9 月的氣候場。右欄為在 CTX 定義下的熱浪事件合成分析結果與氣候場的差異，b 與 f 中打點的部份表示差異有通過 90%顯著性檢定。



主要受到太平洋高壓的影響，圖 2c 可看到太平洋上一明顯的高壓環流，陸地上為低壓，而整個東南亞都在上升氣流的籠罩下(圖 2e)，但是當台灣有熱浪發生時，西北太平洋的副熱帶高壓會向西延伸且增強，造成台灣地區為反氣旋式環流距平籠罩(圖 2d)，並伴隨下沉氣流距平(圖 2f)，導致台灣在這段期間降雨減少，高溫持續發生。有趣的是，不論是用 CTX(圖 2b、d、f)或 EHF(由於 CTX 與 EHF 的環流結構很相近，因此 EHF 結果未顯示)的方法，皆可以發現熱浪事件發生時，高低層的流函數場與重力位高度場，都呈現顯著

的波列距平，從台灣向日本再往鄂霍次克海，呈現正負正排列(圖 2b、2d)。模式中對於夏季氣候場的模擬跟觀測很一致，但各模式對於熱浪發生時的模擬有些不同的結果，圖 3 為各模式在熱浪發生時的 850hPa 旋轉風場、500hPa 垂直風場。從圖中可以看到 ACCESS1-0、ACCESS1-3、MIROC5、MRI-CGCM3 及 NorESM1-M 跟觀測的結果較一致，850hPa 的旋轉風場可看到低層有波列的結構，且 500hPa 垂直風場在台灣地區呈現下沉氣流距平，BCCCSM1-1-M、CMCC-CM、CNRM-CM5 及 MPI-ESM-LR 雖然在台灣有下沉

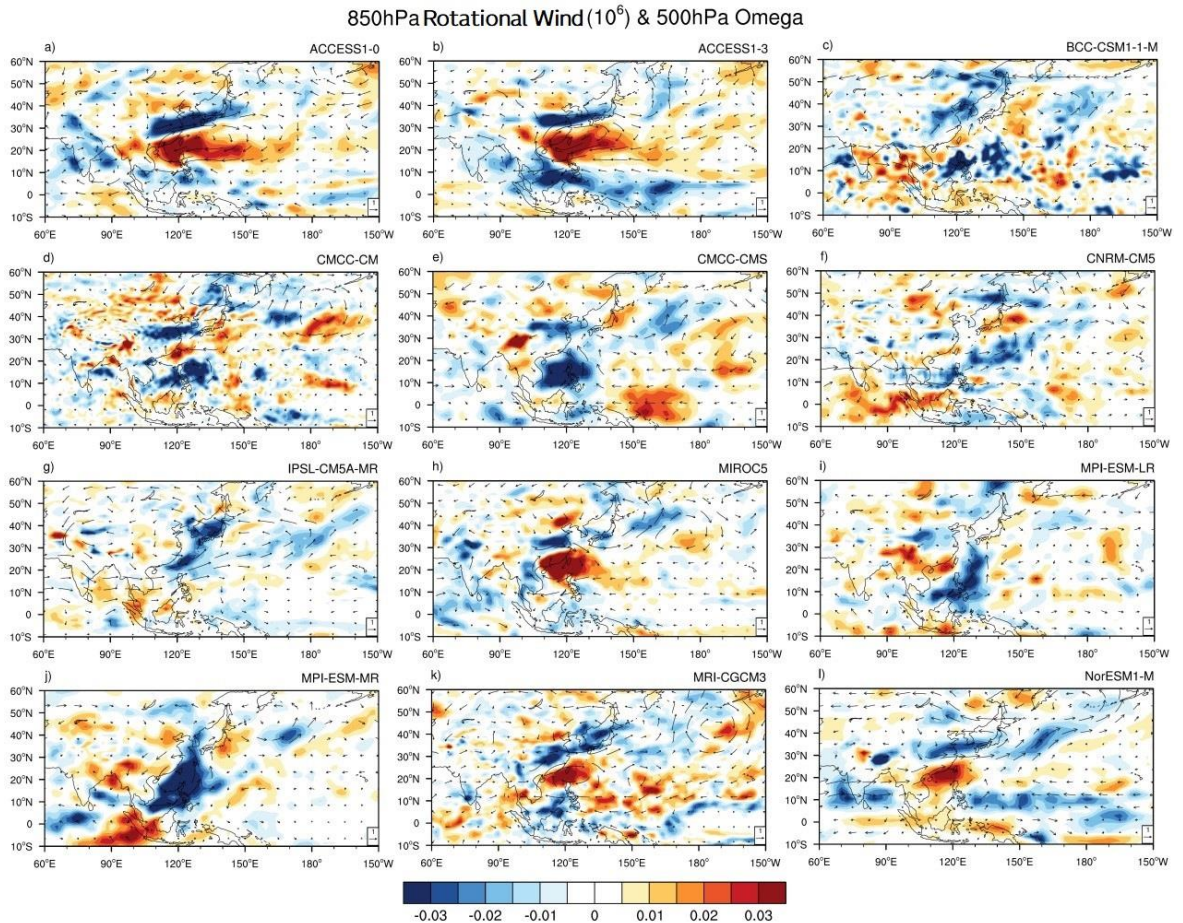


圖 3 12 個 CMIP5 模式的熱浪合成結果(CTX)與氣候場之差，分析時間為 1960-2005 年間 7~9 月份。箭頭部分為 850hPa 旋轉風場距平，色彩表示 500hPa 垂直風場距平。

距平，但是低層波列的結構卻不是很明顯，而 CMCC-CMS、IPSL-CM5A-MR 及 MPI-ESM-MR 則是看不出有波列且在台灣地區為上升距平。

雖然各模式在水平與垂直風場呈現的模擬結果有些差異，不過從圖 4 可以看到多數模式的 200hPa 重力位高度在熱浪發生時都有波列存在（除了 IPSL-CM5A-MR 與 NorESM1-M 以外），且有通過 90%顯著性檢定，為判別環流與熱浪關係，我們定義熱浪的環流指標如下：以位在台灣附近重力位高度正距平有通過檢定的區域作為 Area1。Area1+2 為 Area1 的重力位正距平配合 Area2（位在日本、中國東北一帶）通過檢定的重力位高度負距平區域，兩個區塊呈現雙耦合型態的重力位高度配置。由於部分模式在鄂霍次克海

附近還有顯著的重力位高度正距平(Area3)，因此將該區域加入 Area1+2，另外定義成 Area1+2+3 的三耦合重力位波列配置。以上述定義範圍內之 200hPa 重力位高度進行區域平均之計算，來看波列的振幅，並探討此波列與台灣熱浪之關係。由於各模式的波列排列與觀測的波列在位置上有些許不同，將詳細的區域選擇整理在表 3，其中圖 4 顯示 IPSL-CM5A-MR 與 NorESM1-M 沒有明顯的波列，重力位高度場在北半球幾乎都為正距平，因此接下來的分析不考慮這兩個模式。

圖 5 為熱浪環流指標與台灣溫度的離散分析，其中圖 5a 為 Area1 與溫度的分析結果，點的分布與回歸線的走向，顯示重力位高度越高溫度也會越高。EHF 的熱浪定義下兩者的相關較好，

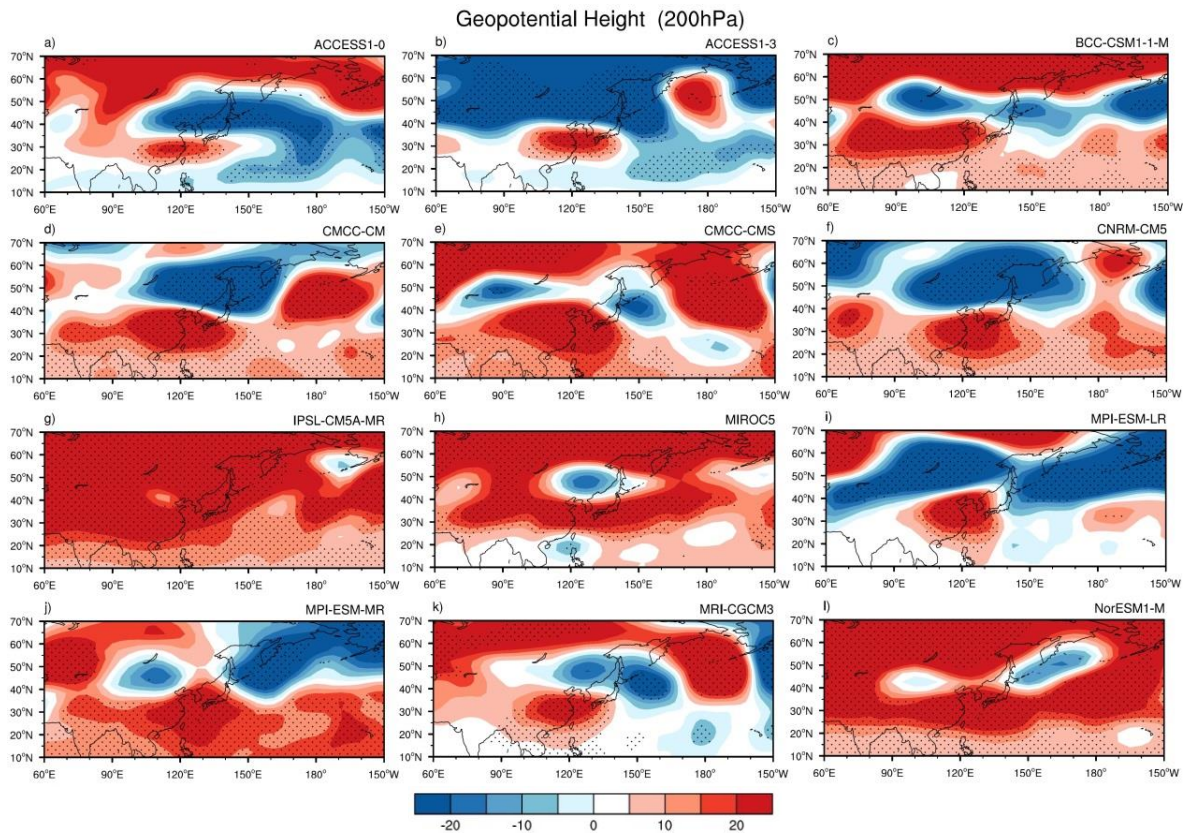


圖 4 同圖 3，但為 200hPa 重力位高度距平。打點部分表示差異有通過 90%顯著性檢定。

表3 將圖2與圖4呈現的重力位高度波列距平，分別針對20C重分析資料與各CMIP5模式資料，在不同熱浪定義下，所選取出來之熱浪環流指標的參考範圍。Area1為在台灣附近有通過90%顯著性檢定的重力位高度正距平。Area2為內蒙古、華北到日本東方海面一帶的負距平。Area3為位在北太平洋阿留申群島一帶或鄂霍次克海一帶的正距平。但有部分模式由於波列不明顯，因此僅選擇1~2個區塊。

CTX	Area1		Area2		Area3	
	Lat	Lon	Lat	Lon	Lat	Lon
<b>20C V2</b>	28-38	114-141	41-57	80-138	33-48	150-190
<b>ACCESS1.0</b>	23-33	100-140	39-47	115-160	49-62	191-206
<b>ACCESS1.3</b>	24-37	100-140	41-56	75-155	45-60	165-185
<b>BCC-CSM1-1-M</b>	20-38	70-130	44-56	90-115	57-70	120-165
<b>CMCC-CM</b>	20-35	90-145	43-60	110-157	35-53	168-196
<b>CMCC-CMS</b>	20-40	90-135	35-46	138-160	33-53	171-205
<b>CNRM-CM5</b>	20-36	105-140	45-60	105-135	55-65	180-198
<b>MIROC5</b>	24-37	105-150	42-52	115-141	52-72	140-173
<b>MPI-ESM-LR</b>	24-39	103-132	47-61	97-129	-	-
<b>MPI-ESM-MR</b>	15-38	110-142	39-58	148-170	-	-
<b>MRI-CGCM3</b>	24-36	100-135	34-47	148-153	37-61	173-197
EHF	Area1		Area2		Area3	
	Lat	Lon	Lat	Lon	Lat	Lon
<b>20C V2</b>	27-37	110-136	40-50	75-146	30-50	151-190
<b>ACCESS1.0</b>	22-30	100-130	37-48	115-165	49-64	185-210
<b>ACCESS1.3</b>	23-36	105-140	40-70	90-160	40-46	182-192
<b>BCC-CSM1-1-M</b>	20-30	100-140	39-53	89-124	63-70	60-170
<b>CMCC-CM</b>	18-38	90-140	43-60	102-153	38-58	152-195
<b>CMCC-CMS</b>	20-38	100-140	45-50	80-140	32-45	175-200
<b>CNRM-CM5</b>	20-36	105-140	42-66	100-135	-	-
<b>MIROC5</b>	26-39	110-150	42-51	124-150	40-60	160-180
<b>MPI-ESM-LR</b>	24-33	113-131	35-58	145-168	28-36	186-201
<b>MPI-ESM-MR</b>	18-35	110-145	43-50	80-160	-	-
<b>MRI-CGCM3</b>	20-30	110-127	41-63	130-161	38-51	181-194

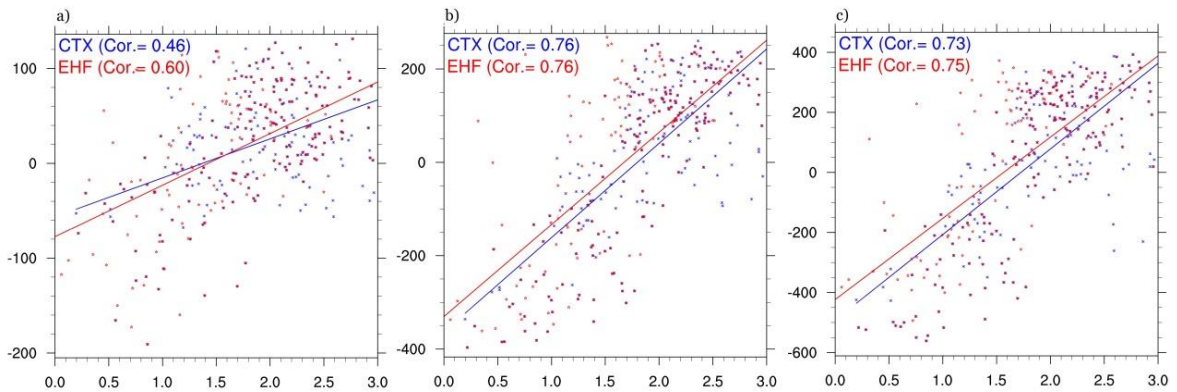


圖 5 台灣發生熱浪時，三個熱浪環流指標與台灣溫度（TCCIP 五公里網格化資料）的離散分析。a 為 Area1 的結果。b 為 Area1+2 的分析結果。c 為 Area1+2+3 的分析結果。線條為回歸線，左上角為環流指標與台灣溫度的相關係數，藍色為 CTX 的結果，紅色為 EHF 的結果。

相關係數約為 0.6。若是分析 Area1+2 與 Area1+2+3 與溫度的關係（如圖 5b、c），可發現顯著的重力位高度波列存在時兩者的相關更好，可以得到 0.73 以上的高相關，點的分布也更接近回歸線。從以上的結果可以發現，台灣地區極端溫度的發生通常伴隨台灣上空有較高的重力位高度正距平，且若是在東北亞有波列的存在，則對台灣地區的極端高溫事件會有更大的影響。

除了探討極端事件下兩者的關係，本研究也希望了解一般狀況下，兩個變數之間的相關，藉此評估 200hPa 重力位高度波列是否能做為將來台灣高溫的發生指標。將觀測與模式中台灣夏季之溫度與三個熱浪環流指標的相關結果呈現在表 4。觀測的結果顯示，台灣地區的溫度與 Area1 的重力位高度正距平之相關性，在 CTX 與 EHF 分別可以得到 0.46 與 0.61 的相關結果，兩者存在顯著的相關性，顯示台灣上空的高壓距平對台灣溫度有很直接的影響，高壓距平愈強台灣出現高溫的機會就越高。若在台灣上空出現高壓距平的同時，該高壓東北方向一帶又有低壓距平(Area1+2)，或者在鄂霍次克海也存在高壓距平(Area1+2+3)，則

這樣的波列對台灣溫度的影響更大，觀測結果呈現 0.73-0.76 的顯著高相關性。觀測上可以發現，從台灣延伸到日本再到鄂霍次克海的重力位波列，與台灣高溫的發生有很高的相關性。模式中也可以看到類似的結果。ACCESS1.0、ACCESS1.3、BCC-CSM1-1-M 在 CTX 的定義下，台灣溫度與 Area1 的高壓距平有很好的相關性，相關係數 0.54-0.64，但在 EHF 的定義下這幾個模式所呈現的兩者的相關性較低，不同的定義對於這 3 個模式的表現有較大的影響。CMCC-CMS、CNRM-CM5、MPI-ESM-LR 及 MPI-ESM-MR，雖然在不同定義下的相關性沒有太大的差異，但是這些模式對於 Area1 高壓距平與台灣溫度之間的相關性掌握稍微弱一些，大概是 0.34-0.55。MIROC5 為所有模式中，兩者相關最差的模式，只有 0.24-0.3。而 CMCC-CM、MRI-CGCM3 則是在 CTX 與 EHF 都呈現出台灣溫度與 Area1 高壓距平有很好的相關性(0.6-0.65)。Area1+2 與台灣溫度的相關性在觀測中顯示比起 Area1 更好，CMCC-CM、CMCC-CMS、CNRM-CM5、MPI-ESM-LR 及 MRI-CGCM3 也呈現類似的結果。而

表 4 1960~2005 年間，台灣 7~9 月溫度與三個熱浪環流指標之相關係數。除了 Area1 的 ACCESS1.3 (EHF) 以外，其他相關結果都通過 90% 顯著性檢定。

1960~2005 年	Area1		Area1+2		Area1+2+3	
	CTX	EHF	CTX	EHF	CTX	EHF
20C V2	0.46	0.61	0.76	0.74	0.73	0.73
ACCESS1.0	0.60	0.21	0.40	0.47	0.33	0.60
ACCESS1.3	0.64	<u>0.08</u>	0.54	0.49	0.57	0.40
BCC-CSM1-1-M	0.54	0.17	0.47	0.49	0.52	0.44
CMCC-CM	0.65	0.62	0.67	0.67	0.68	0.67
CMCC-CMS	0.41	0.55	0.50	0.68	0.53	0.64
CNRM-CM5	0.34	0.50	0.68	0.66	0.63	-
MIROC5	0.30	0.24	0.15	0.13	0.20	0.15
MPI-ESM-LR	0.46	0.53	0.62	0.63	-	0.60
MPI-ESM-MR	0.49	0.49	0.44	0.63	-	-
MRI-CGCM3	0.60	0.60	0.71	0.77	0.77	0.71

MIROC5、MPI-ESM-MR 則是顯示這樣的波列組合與台灣的溫度之間，相關性又更減弱了。以 Area1+2 波列組合與台灣溫度的相關來看，ACCESS1.0、ACCESS1.3、BCC-CSM1-1-M 在這邊比較不受定義差異的影響，在兩種定義下的相關性都不錯。模式在 Area1+2+3 波列組合與台灣溫度相關的結果與 Area1+2 的結果沒有太大的差異。

從以上的相關分析結果可以發現，距平場所觀察到的高層重力位波列，對於台灣溫度有很重要的影響，波列的結構愈明顯，強度愈顯著，則台灣的高溫愈容易出現與維持，不僅在觀測中，模式的模擬結果也能發現波列對台灣溫度的影響力，顯示模式有足夠的能力可以模擬出大尺度環流場對台灣熱浪的貢獻。

#### 四、未來台灣熱浪的變遷推估

過去有許多研究對未來的熱浪變遷進行推估 (Meehl and Tebaldi 2004; Diffenbaugh et al. 2005; Tryhorn and Risbey 2006; Fischer and Schär 2010; Jiang et al. 2012; Guo et al. 2016)。所有的結果都顯示未來熱浪的持續時間以強度都會有變長且加強的趨勢。許等(2012)分析台灣六個測站的高溫日數，並對未來極端溫度進行推估，認為未來平均溫度會逐漸上升，高溫發生的機會會大量增加。本章節利用 CMIP5 這 12 個模式做未來各種 RCP 情境下的熱浪推估 (圖 6)。圖 6a 為各種 RCP 下熱浪發生頻率的分析結果，各 RCP 的熱浪頻率在近未來都有逐年增加的趨勢，不過 RCP2.6 跟 RCP4.5 到大約從 2040 年之後就沒有明顯增加或減少的趨勢，只剩下年際的變化；而 RCP6.0 的熱浪頻率在世紀中也是呈現持平的現

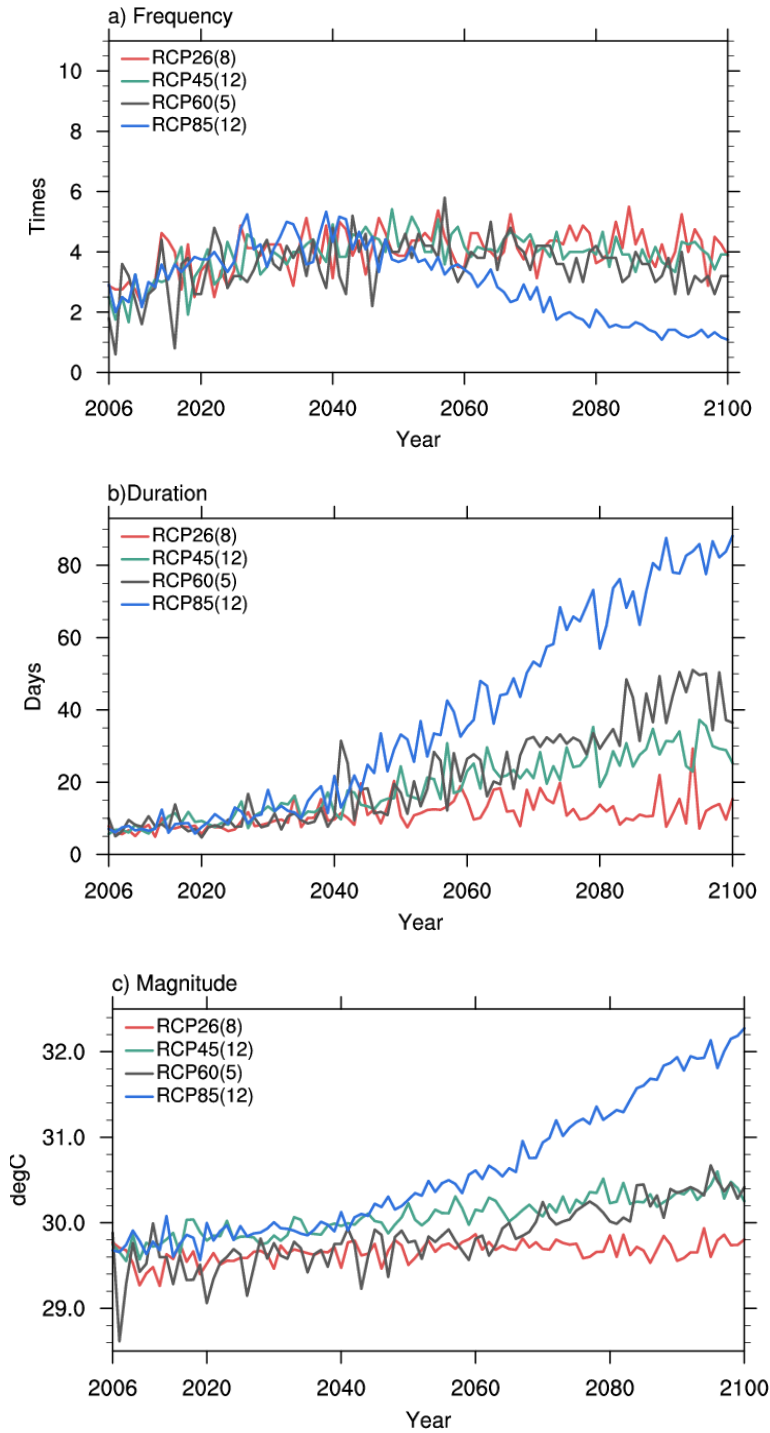


圖 6 2006~2100 年間 7~9 月份，在 RCP2.6 (紅色實線)、RCP4.5 (綠色實線)、RCP6.0 (灰色實線) 和 RCP8.5 (藍色實線) 情境下，12 個 CMIP5 模式的台灣未來 CTX 熱浪(a)發生頻率、(b)持續時間以及(c)強度的分析結果。

象，但到了世紀末有些微減少的趨勢；RCP8.5 的熱浪發生頻率則是在世紀中之後就明顯的減少。

而熱浪頻率與持續時間兩因子是息息相關的，當一個季節中，每一場熱浪的持續時間都拉長的話，頻率自然是減少的。圖 6b 為持續時間的分析結果，若以現在的標準來看未來的熱浪變遷，RCP2.6 在熱浪的持續時間並沒有明顯的趨勢，不過年際之間的差異越來越大；RCP4.5 的結果呈現大約從 2040 開始，每場熱浪的持續時間會逐漸增加；RCP6.0 增加的趨勢更明顯，世紀末平均每場熱浪的持續時間大概是 40~50 天左右；而輻射強迫力最高的 RCP8.5 在熱浪持續時間的推估上呈現很嚴重的結果，從 2040 年開始就有很劇烈的增加，到了世紀末幾乎一次熱浪事件就持續了近整個夏季，相當於每日的溫度都超出現在熱浪的門檻。

接下來看到熱浪強度的部分（如圖 6c）。

RCP2.6 的熱浪強度一直到世紀末都沒有明顯的變化趨勢；RCP4.5 呈現熱浪的強度從世紀初開始就持續穩定的增加，到了世紀末平均上大概增加 0.6°C；RCP6.0 在世紀初到世紀中還沒有明顯的趨勢，但是 2060 年開始，有一個跳躍性的增加；RCP8.5 則是在 2040 年之後突然劇烈的增強，熱浪強度比 21 世紀初要高出 3°C 以上。圖中還可以發現，RCP6.0 的熱浪強度在 2060 年之前比 RCP4.5 的強度還要弱。RCP4.5 與 RCP6.0 的不同變化是因為 RCP4.5 溫室氣體排放先增加然後急速減少，RCP6.0 排放則是在 2060 年前較為緩慢增加然後減少。由於 RCP4.5 的溫室氣體累積量在前期比 RCP6.0 大，因此對熱浪有較為明顯的影響。

以現在的熱浪門檻去看世紀末（2055~2100 年）夏季各模式在 RCP4.5 情境下的熱浪表現（如表 5）。在中等輻射強迫力的影響下，熱浪發生的

表 5 12 個 CMIP5 模式根據現在的熱浪門檻去分析 RCP4.5 情境下的熱浪發生頻率、持續時間以及強度在未來（2055~2100 年間 7~9 月）的表現。

2055~2100	Frequency (Numbers/yr)		Duration (Days/event)		Magnitude (°C/event)	
	CTX	EHF	CTX	EHF	CTX	EHF
ACCESS1.0	3.8	3.1	26.6	35.3	30.1	30.0
ACCESS1.3	4.2	3.7	16.4	20.0	31.4	31.3
BCC-CSM1.1_m	3.0	3.0	30.2	31.0	30.6	30.5
CMCC-CM	5.1	3.8	15.8	23.4	30.6	30.4
CMCC-CMS	3.3	2.5	35.1	48.1	30.6	30.6
CNRM-CM5	4.3	3.5	19.0	26.3	29.3	29.1
IPSL-CM5A-MR	1.3	1.3	80.8	80.9	30.3	30.2
MIROC5	4.8	4.0	15.4	18.4	30.6	30.5
MPI-ESM-LR	4.2	3.5	19.1	22.3	30.0	29.9
MPI-ESM-MR	4.4	3.8	17.7	21.8	30.1	30.1
MRI-CGCM3	6.2	5.4	9.7	13.4	29.3	29.1
NorESM1-M	4.3	3.4	23.5	32.1	29.2	29.1

頻率大概是現在的 3~5 倍，特別是 CTX 定義的熱浪，在頻率上的變化幅度比起 EHF 還要多。大部分模式呈現的未來熱浪頻率都差不多，但是 IPSL-CM5A-MR 的未來熱浪頻率跟現在卻沒有太大差異，平均每年 1.3 場/年，為所有模式中頻率最少的，而 MRI-CGCM3 為頻率最高的（5.4-6.2 場/年）。這兩個模式除了在頻率上明顯與其他模式有較大差異，在持續時間上也是，IPSL-CM5A-MR 在 RCP4.5 的情境下未來熱浪的持續時間可以高達 80.8(CTX)與 80.9(EHF)天/事件，MRI-CGCM3 則只有 9.7(CTX)、13.4 天/事件(EHF)。其他模式推估的世紀末夏季熱浪持續時間大概是 15.4-30.2 天/事件(CTX)與 18.4-48.1 天/事件(EHF)。雖然模式之間在頻率與持續時間的差異到了世紀末又更加放大了，但是每個模式同樣模擬出在未來的夏季幾乎每天都是達到極端高

溫的標準，這部分也與圖 6a、b 的結果一致。在熱浪的強度上，CMIP5 各模式大概為 29.1~31.4°C，溫度的增幅比起現在最多增加 1.1°C。顯示人類即使將輻射強迫力控制在中等影響，對未來的氣候仍有巨大的影響。

在 RCP8.5 這個劇烈輻射強迫力的假設下，IPCC AR5 報告顯示世紀末（2081~2100 年）全球的平均溫度將會比現在（1986~2005 年）增加 2.6~4.8°C。若仍然以現在的標準來看世紀末的熱浪，結果僅是呈現暖化的效應，幾乎整個夏季都是熱浪，這也是為何在 RCP8.5 情境，在世紀末每年幾乎只發生一次熱浪。因此本研究分別去估計每個模式於世紀末（2055~2100 年）氣候下的熱浪門檻，並以此門檻進行世紀末的夏季熱浪分析，探討即使依據暖化後的門檻，熱浪是否仍會加劇。在未來熱浪門檻下（表 6），各模式的熱浪

表 6 12 個 CMIP5 模式以未來的熱浪門檻去分析 RCP8.5 情境下的熱浪發生頻率、持續時間以及強度在未來（2055~2100 年間 7~9 月）的表現。

2055~2100	Frequency (Numbers/yr)		Duration (Days/event)		Magnitude (°C/event)	
	CTX	EHF	CTX	EHF	CTX	EHF
ACCESS1.0	3.1	2.5	32.7	42.7	31.4	31.3
ACCESS1.3	4.2	3.7	14.8	19.2	32.5	32.4
BCC-CSM1.1_m	2.9	2.6	33.1	36.1	31.8	31.8
CMCC-CM	4.5	3.4	21.0	30.5	31.9	31.7
CMCC-CMS	2.8	2.4	44.5	49.5	32.0	31.9
CNRM-CM5	3.8	3.1	26.0	35.3	30.1	30.0
IPSL-CM5A-MR	1.6	1.6	74.4	74.6	31.6	31.6
MIROC5	4.5	3.8	13.4	16.7	31.7	31.6
MPI-ESM-LR	3.7	3.2	32.6	38.2	31.4	31.3
MPI-ESM-MR	3.9	3.6	25.3	29.6	31.2	31.1
MRI-CGCM3	5.1	4.3	16.7	24.9	30.2	30.0
NorESM1-M	3.6	3.0	27.6	34.7	30.3	30.1



頻率大致為 1.6-5.1 天/年，IPSL-CM5A-MR 與 MRI-CGCM3 依然在頻率上分別為偏少與偏多的估計，顯示 IPSL-CM5A-MR 在極端高溫的呈現上較為連續，MRI-CGCM3 雖然對連續高溫的預估較低，但是熱浪事件很緊密的接續。多數模式仍顯示熱浪的持續可以達到近 1 個月或以上。而在熱浪的強度部分，由於是以較高的標準去看世紀末的熱浪，因此各模式呈現的平均每次熱浪事件的溫度也較高，約為 30~32.5°C。

根據模式的分析結果，若未來輻射強迫力增加幅度愈大，即使以暖化後的門檻為依據，熱浪的頻率、持續時間與強度都會明顯增加增強。未來若是能有很好的策略，能將暖化效應控制在最低的影響下（如 RCP2.6），即使以現在的熱浪門檻標準來說，台灣地區的熱浪不管是在頻率、持續時間或者強度上都不會和現在有太大的差異；但若是在暖化最嚴重的 RCP8.5 情境下，則未來很有機會出現整個夏季都超過熱浪標準。即使未來以更高的條件去篩選熱浪的事件，模式仍呈現世紀末的夏季時常有熱浪事件。顯示若是人類對於溫室氣的排放仍不做改善，未來夏季會更不適合讓人從事長時間戶外活動，且供電量也會更吃緊。

## 五、未來大尺度環境場推估

前面章節的分析中，發現東亞與東北亞一帶的高層重力位波列對台灣地區的極端高溫有顯著影響。由此一觀點出發，本研究欲利用 CMIP5 模式了解世紀末熱浪發生時的環境場，但各模式對於現在氣候的模擬結果不盡相同，有些模式對於現在氣候的模擬與實際觀測有顯著差異，因此參考 Reichler and Kim (2008) 所建立的模式表現指數 (Performance index)，該指數可將模式的模擬表現

量化，本研究以 200hPa 重力位高度此變數作為判定模式的基準，計算每個模式的重力位高度與觀測之差距，方程式如下：

$$e_m^2 = \sum_n (W_n (\overline{s_{mn}} - \overline{o_n})^2) / \sigma_n^2 \quad (1)$$

$\overline{s_{mn}}$  為模式(m)中不同網格點(n)的數值； $\overline{o_n}$  則為相對應的觀測數值； $W_n$  為各別網格點的權重指標； $\sigma_n^2$  表觀測資料的變異量。並且將每個模式的  $e_m^2$  以比例的方式呈現，方程式如下：

$$I_m^2 = e_m^2 / \overline{e_m^2} \quad (2)$$

其中  $\overline{e_m^2}$  為所有模式的誤差變異量 (error variance) 平均。最後得到的  $I_m^2$  即為個別模式的 Performance index，其值為正數，值愈小代表該模式的表現與觀測結果愈為接近，本研究將根據此方法去計算 12 個 CMIP5 模式的分數。不過由於不同模式在不同熱浪定義 (CTX 與 EHF) 方法下，200hPa 重力位高度的顯著區域皆有差異（如表 3 與圖 4 所呈現），因此與觀測做比較後，在 CTX 與 EHF 定義下分別可以選出 7 個與 6 個模擬結果與觀測較為相似的模式，CTX 所選出的模式分數由低排到高依序為 MPI-ESM-MR、CNRM-CM5、CMCC-CM、ACCESS1-3、BCC-CSM-1-1-M、CMCC-CMS 和 MRI-CGCM3，EHF 選出的模式為 NorESM1-M、IPSL-CM5A-MR、CMCC-CM、CNRM-CM5、CMCC-CMS 和 ACCESS1-3。對未來氣候的模擬，將會對這些被挑選的模式進行合成分析。圖 7 與圖 8 為 CTX 定義下，被挑選模式的 850hPa 與 200hPa 重力位高度合成分析結果，由於 EHF 的結果與 CTX 結果差不多，因此只呈現 CTX 的結果。世紀末（2055~2100 年）大尺度環流的空間分布特徵與現在氣候（1960~2005 年）沒有太大差異（見圖 7a、7b、8a 及 8b），唯世紀末的高低層重力位高度皆比現在還要高（如

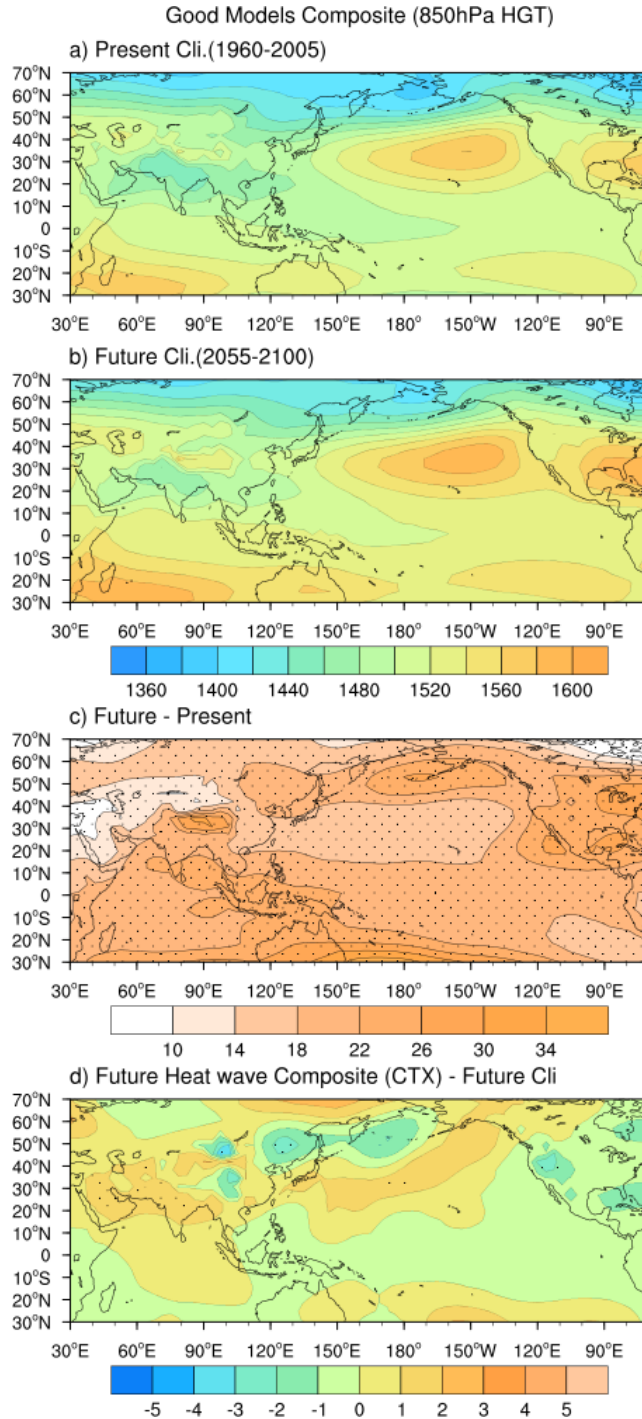


圖 7 為 7 個模擬較好的 CMIP5 模式 (MPI-ESM-MR、CNRM-CM5、CMCC-CM、ACCESS1-3、BCC-CSM-1-1-M、CMCC-CMS 和 MRI-CGCM3) 的 850hPa 重力位高度合成分析結果。a 為 1960-2005 年 7-9 月的氣候平均。b 為 RCP8.5 情境下, 2055~2100 年 7~9 月的氣候平均。c 為未來減掉現在之差。d 為世紀末 RCP8.5 情境中, CTX 定義下的熱浪(以世紀末的熱浪標準所篩選出的熱浪事件)合成與未來氣候值(b)的差異。打點部分表示差異有通過 90%顯著性檢定。

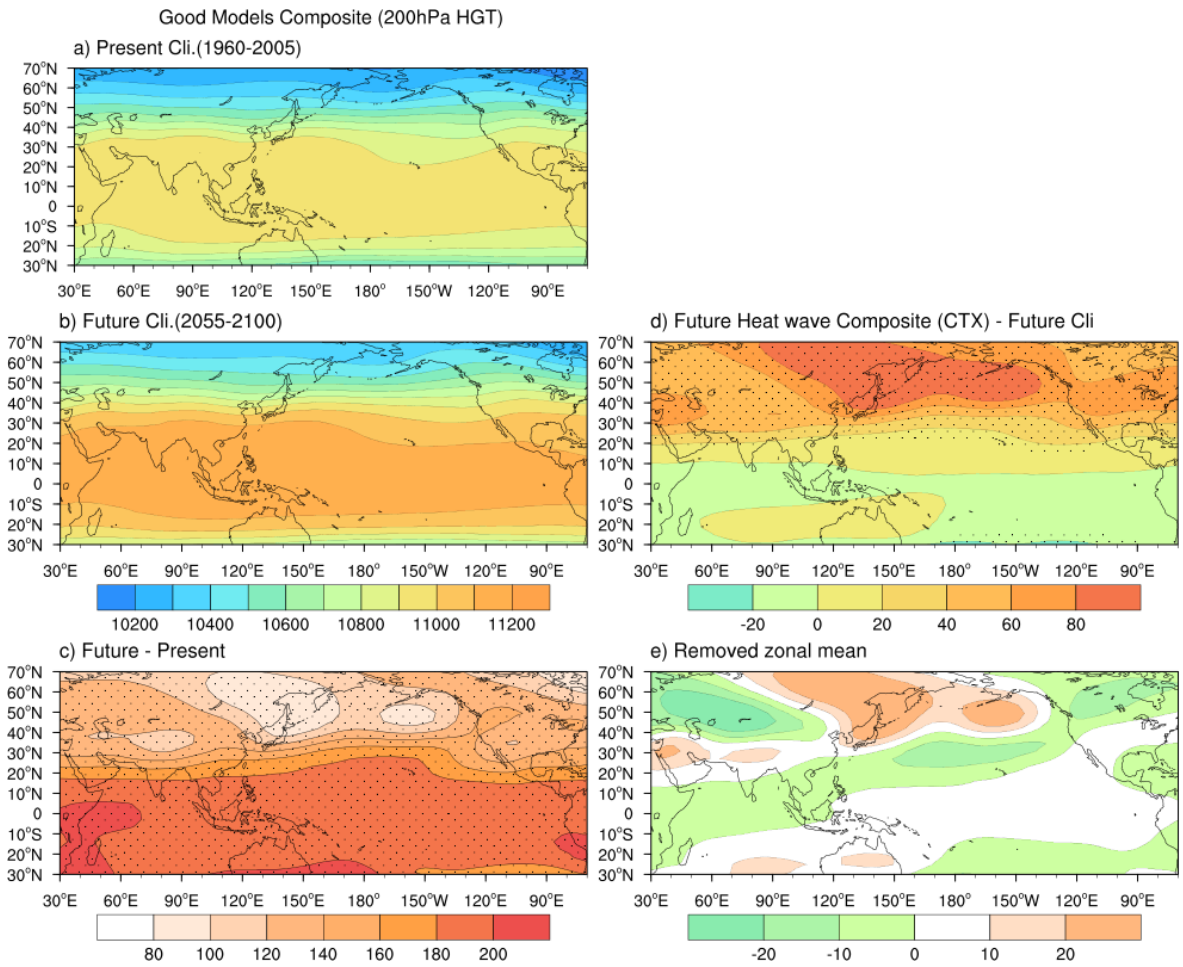


圖 8 為 7 個模擬較好的 CMIP5 模式之 200hPa 重力位高度合成分析結果。a 為 1960~2005 年 7~9 月的氣候平均。b 為 RCP8.5 情境下，2055~2100 年 7~9 月的氣候平均。c 為未來減掉現在之差。d 為世紀末 RCP8.5 情境中，CTX 定義下的熱浪（以世紀末的熱浪標準所篩選出的熱浪事件）合成與未來氣候值(b)的差異。e 為 d 圖移除緯向平均後的結果。打點部分表示差異有通過 90%顯著性檢定。

圖 7c、8c) 顯示在全球暖化的影響下，大氣對流層顯著增厚，且北美洲與北太平洋面高緯度地區在低層都有較大的增加，高層則是在熱帶地區有較大的增幅。而未來熱浪發生時重力位高度的變化呈現在圖 7d、8d，低層的重力位高度雖然顯示台灣在正重力位距平的籠罩（圖 7d），但是未通過 90%顯著性檢定。高層重力位高度的部分（圖 8d），則有顯著變遷，主要特徵為整體北半球中高緯度的重力位高度的顯著增加，在東北亞與北太

平洋尤其明顯。但是現在觀測所看到的波列距平，未來熱浪發生時並沒有類似的結構出現（見圖 8d），顯示影響未來的熱浪事件，並非受到天氣尺度系統的影響，而是受到北半球中高緯整體暖化（但以東亞與北太平洋暖化最明顯）事件的影響。為凸顯區域特徵，圖 8e 為減去緯向平均的結果，顯示中高緯太平洋增溫的程度比亞洲陸地明顯，亦即在 RCP8.5 全球暖化情境下，中高緯北太平洋上空的暖化事件對台灣熱浪的影響將更加明顯。

## 六、結論

本研究使用 TCCIP 所產製之台灣測站網格化資料以及 CMIP5 中 12 個模式的日最高溫資料，分析時間為 1960 至 2005 年間的 7~9 月。參考 Perkins and Alexander (2013) 與 Nairn et al. (2009) 的熱浪定義，分別探討 CTX 與 EHF 方法的熱浪發生頻率、持續天數以及強度。兩種方法各有特色，CTX 方法在頻率上的估計較高，持續時間的估計較低，EHF 與之相反，但兩個方法對於熱浪的特性都有不錯的掌握，以這兩種方法來估計模式的熱浪表現也與觀測有較一致的結果。

觀測結果顯示 1960、1970 年代的熱浪發生頻率較少，並從 1970 年代後期開始，熱浪的發生頻率突然增加許多。雖然模式模擬沒有類似的年代際變化，但是大部分模式有模擬出 1980 年代或 1990 年代之後熱浪發生頻率較高的結果。除此之外，觀測與模式的熱浪頻率都有增加的趨勢。不僅如此，平均每一場熱浪的持續時間與強度，都有逐漸增長、變強的趨勢。

進一步分析熱浪發生時的大尺度環流場狀態，觀測發現當台灣有熱浪發生時，西北太平洋的副熱帶高壓會向西延伸且增強，造成台灣地區有反氣旋式環流距平籠罩，並伴隨有下沉氣流，導致台灣在這段期間降雨減少，高溫可連續持續。近半數的模式對於熱浪發生時的環境場模擬有一致的結果，但也有一些模式與觀測結果的差距較大。儘管如此，觀測與模式結果都有發現到，熱浪事件發生時，200hPa 的重力位高度場，都有顯著的波列距平，從台灣向日本再往鄂霍次克海，呈現正負正排列。並且發現若是從東亞到東北亞一帶有此正負正的波列存在，則對台灣地區的極端高溫事件會有很大的影響，波列的結構愈明顯，強度愈顯著，則台灣的高溫會愈容易出現也較能

夠維持。不僅在觀測中，模式的模擬結果也能發現波列對台灣溫度的影響。

這 12 個 CMIP5 模式不僅在熱浪特性有很好的評估，同時也能模擬出整體大尺度環流場對台灣熱浪事件的影響。因此以此 12 個模式來做未來近 100 年台灣熱浪的變遷。根據模式的分析結果，若未來輻射強迫力增加幅度愈大，熱浪的持續時間與強度都會明顯增加增強。以現在的熱浪門檻標準來說，未來若是能有很好的策略（如 RCP2.6），能將暖化效應控制在最低的影響下，則台灣地區的熱浪不管是在頻率、持續時間或者強度上都不會和現在有太大的差異。但若是人類的活動與行為朝向高度排放溫室氣體的策略，在暖化最嚴重的 RCP8.5 情境假設下，未來很有機會出現整個夏季都超過熱浪標準。即使未來以更高的條件去篩選熱浪的事件，模式仍呈現世紀末的夏季時常為熱浪事件影響。但是模擬結果顯示大尺度的波列系統並非為世紀末熱浪事件的影響因素，而是受到中高緯北太平洋上空暖化事件的影響。若是欲阻止未來極端熱浪事件的衝擊，有效的政策制定與規範，快速降低溫室氣體排放，改善人類活動對環境造成的負擔，仍然是當前最應該努力的方向。

## 致謝

感謝臺灣氣候變遷推估與資訊平台提供網格化資料。本研究在國科會研究計畫編號 NSC98-2625-M-492-011 的資助下完成，特此致謝。

## 參考文獻

方宇凌與簡茂，2011：2003 年夏季華南持續高溫天氣過程及熱力診斷。熱帶海洋學報，30，30-37。

- 王亞偉、翟盤茂、田華，2006：近 40 年南方高溫變化特徵與 2003 年的高溫事件。氣象，32，27-33。
- 朱吟晨，2007：21 世紀的熱浪。臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 翁叔平與楊承道，2012：臺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，40，349-369。
- 許晃雄、周佳、吳宜昭、盧孟明、陳正達、陳永明，2012：台灣氣候變遷的關鍵議題。台灣醫學，16，459-470。
- 楊輝與李崇銀，2005：2003 年夏季中國江南異常高溫的分析研究。氣候與環境研究，10，80-85。
- 盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清騰、林昀靜：2012。臺灣氣候變化：1911~2009 年資料分析。大氣科學，40，297-321。
- 鄧振鏞、張強、徐金芳、陳敏、秦三杰、張樹譽，2009：高溫熱浪與乾熱風的危害特徵比較研究。地球科學進展，24，867-873。
- Alexander, L. V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. M. G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, and J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, DOI:10.1029/2005JD006290.
- \_\_\_\_\_, P. Hope, D. Collins, B. Trewin, A. Lynch, and N. Nicholls, 2007: Trends in Australia's climate means and extremes: A global context. *Aust. Meteor. Mag.*, **56**, 1-18.
- Avila, F. B., A. J. Pitman, M. G. Donat, L. V. Alexander, and G. Abramowitz, 2012: Climate model simulated changes in temperature extremes due to land cover change. *J. Geophys. Res.*, **117**, D04108, DOI:10.1029/2011JD016382.
- Chang, F.-C., and J. M. Wallace, 1987: Meteorological conditions during heat waves and droughts in the United States Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1253-1269.
- Collins, D. A., P. M. Della-Marta, N. Plummer, and B. C. Trewin, 2000: Trends in annual frequencies of extremes temperature events in Australia. *Aust. Meteor. Mag.*, **49**, 277-292.
- Compo, G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff, and S.J. Worley, 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-28, DOI: 10.1002/qj.776 Free and Open Access.
- Della-Marta, P. M., M. R. Haylock, J. Luterbacher and H. Wanner, 2007: Doubled length of

- Western European summer heat waves since 1880. *J. Geophys. Res.*, **112**, D15103.
- Diffenbaugh, N. S., J. S. Pal, R. J. Trapp, and F. Giorgi, 2005: Finescale processes regulate the response of extreme events to global climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **102**, 15774-15778.
- Fischer, E. M., and S. Schär, 2010: Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nat. Geosci.*, **3**, 398-403, DOI:10.1038/ngeo866.
- Fouillet A, Rey G, Laurent F, Pavillon G, Bellec S, Guihenneuc-Jouyaux C, Clavel J, Jouglu E, Hémon D., 2006: Excess mortality related to the August 2003 heat wave in France. *Int. Arch. Occup. Environ. Health*, **80**,16-24.
- Founda, D., K. H. Papadopoulos, M. Petrakis, G. Giannakopoulos, and P. Good, 2004: Analysis of mean, maximum, and minimum temperature in Athens from 1897 to 2001 with emphasis on the last decade: Trends, warm events, and cold events. *Global Planet. Change*, **44**, 27-38.
- Frich P., L. V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. M. G. Klein Tank, and T. Peterson, 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, **19**, 193-212.
- Gaffen, D. J., and R. J. Ross, 1998: Increased summertime heat stress in the US. *Nature*, **396**, 529-530.
- Guo X. J., Huang J. B., Luo Y., Zhao Z. C., Xu Y., 2016: Projection of heat waves over China for eight different global warming targets using 12 CMIP5 models. *Theor. Appl. Climatol.*, **128**, 507-522.
- Hunt, B. G., 2007: A climatology of heat waves from a multimillennial simulation. *J. Climate*, **20**, 3802-3821.
- Huth, R., J. Kysely, and L. Pokorna, 2000: A GCM Simulation of Heat Waves, Dry Spells, and Their Relationships to Circulation. *Climatic Change*, **46**, 29-60.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G. K. Plattner, M. M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Jiang, Z., J. Song, L. Li, W. Chen, Z. Wang, and J. Wang, 2012: Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model evaluation and projection. *Climatic Change*, **110**, 385-401.
- Kunkel, K. E., S. A. Changnon, B. C. Reinke, and R. W. Arritt, 1996: The July 1995 heat wave in the midwest: A climatic perspective and critical weather factors. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1507-1518.
- Lau, N. C., and M. J. Nath, 2012: A Model Study of Heat Waves over North America. Meteorological

- Aspects and Projections for the Twenty-First Century. *J. Climate*, **25**, 4761-4784.
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004: More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**, 994-997.
- Nairn, J., R. Fawcett, and D. Ray, 2009: Defining and predicting excessive heat events: A national system. *CAWCR Tech. Rep.*, **017**, 83-86.
- Naughton M. P., A. Henderson, M. C. Mirabelli, R. Kaiser, J. L. Wilhelm, S. M. Kieszak, Rubin C. H., McGeehin M. A., 2002: Heat-related mortality during a 1999 heat wave in Chicago. *Am J Prev Med*, **22**, 221-227.
- Perkins, S. E., and Alexander, L. V., 2013: On the Measurement of Heat Waves. *J. Climate*, **26**, 4500-4517.
- \_\_\_\_\_, L.V. Alexander, and J. R. Nairn, 2012: Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L20714, doi:10.1029/2012GL053361.
- Reichler, T. and J. Kim, 2008: How well do coupled models simulate today's climate? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303-311.
- Semenza J. C., McCullough J. E., Flanders W. D., McGeehin M. A., Lumpkin J. R., 1999: Excess hospital admissions during the July 1995 heat wave in Chicago. *Am J Prev Med.*, **16(4)**, 269-277.
- Tryhorn, L., and J. Risbey, 2006: On the distribution of heat waves over the Australian region. *Aust. Meteor. Mag.*, **55**, 169-182.
- Zhai P. M., Pan X. H., 2003: Trends in temperature extremes during 1951-1999 in China. *Geophys Res Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003G1018004.

# Characteristics of Taiwan Heat Wave and Future Projection

Ting-Hui Lee Huang-Hsiung Hsu

Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica

(manuscript received 31 October 2017 ; in final form 27 February 2018)

## ABSTRACT

We evaluated the heat waves in Taiwan based on the Taiwan Climate Change Projection and Information Platform (TCCIP) 5km grid data and Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) twelve models in warm season (Jul-Sep) during 1960-2005. Two methods (CTX, EHF), developed by Perkins and Alexander (2013) and Nairn et al. (2009), were applied to detect heat waves. Results indicate the increase and intensification of heat wave frequency, duration, and magnitude in the past few decades and the warming future.

The observation shows that the westward extension and intensification of the western North Pacific subtropical high during heat wave events result in anticyclonic and descending anomalies over Taiwan, which cause persistent warm weathers. Almost half of the CMIP5 models realistically simulate the observed characteristics. Both observation and models detect a significant wave train anomaly in 200hPa geopotential height during heat waves, which emanates from Taiwan, crossing Japan and to the North Pacific. The structure of wave train favors the persistence of high temperature over Taiwan and has a significant impact on the occurrence of heat wave events in Taiwan.

Evaluation the projection of heat waves by CMIP5 models finds the heat wave frequency, duration and magnitude may remain relatively unchanged if the radiative forcing is controlled based on RCP2.6 scenario. However, in the high emission pathway (e.g., RCP8.5 scenario), heat wave will persistently occur in future summer in Taiwan. It is also found that the currently observed wave train will not be the main cause for future heat waves, instead the warming over the whole extratropical North Pacific will become the dominant factor.

**Key Words:** Heat wave, Circulation index of heat waves, Future projection of heat wave, Performance index. doi: 10.3966/025400022017124504001