

台灣氣候變遷推估研究

陳正達^{1*} 朱容練² 許晃雄^{3,4} 盧孟明⁵ 隋中興³ 周佳⁴
翁叔平⁶ 陳昭銘⁷ 林傳堯⁴ 鄭兆尊² 吳宜昭² 卓盈旻⁵
陳重功⁵ 張雅茹¹ 林士堯¹ 林修立¹ 童裕翔¹ 楊承道⁶

¹ 國立臺灣師範大學地球科學系暨海洋環境科技研究所

² 國家災害防救科技中心

³ 國立臺灣大學大氣科學系

⁴ 中央研究院環境變遷研究中心

⁵ 交通部中央氣象局

⁶ 國立臺灣師範大學地理系

⁷ 國立高雄海洋科技大學航海科技研究所

（中華民國一〇二年二月五日收稿；中華民國一〇三年九月九日定稿）

摘 要

本研究以全球氣候模式模擬的結果為基準，運用統計降尺度技術，分析未來臺灣氣候變遷的可能性機率分布範圍。運用機率方式表示是以科學與客觀的方式呈現上述氣候模式差異、自然氣候變動以及降尺度方法所疊加的不確定範圍，同時區域的氣候變遷推估機率分布特徵也可以用以評估我們對未來臺灣氣候變遷推估的信心度。以 A1B 單一未來發展情境為例，下列是針對 21 世紀末未來臺灣氣候變遷推估的主要發現：

(1) 在近地表氣溫季節及區域平均的變化部份，所有氣候模式所推估中位數大約是介於 2.1°C 至 2.4°C 之

* Corresponding Author: 陳正達，國立臺灣師範大學地球科學系暨海洋環境科技研究所，台北市文山區汀州路四段 88 號，chen@rain.geos.ntnu.edu.tw

間，北臺灣較南臺灣的增溫幅度略高，而秋季較其他季節略低。約有一半的模式顯示未來變化主要是介於 1.8°C 至 2.9°C 之間。90%以上的模式推估區域季節平均變化將在 1.3°C 以上或小於 3.1°C，同樣是北臺灣較南臺灣的增溫幅度略高。

- (2) 在季節及區域平均降水的變化方面，未來冬季雨量有近乎四分之三的模式推估變化都是減少的，約有一半的模式的推估是介於 +0% 至 -23% 之間，只有少數(10%)的模式推估區域冬季雨量減少可能在 -34% 以上或反而可能有 +6% 的增加。而未來夏季雨量變化方面，則有將近 60% 的模式推估降水都是增加，約有一半的模式認為未來夏季變化主要是介於 +15% 至 +45% 之間，雖然只有少數(10%)的模式推估區域夏季雨量增加可能在 +34% 以上。這些推估結果對原本就是夏季多雨、冬季少雨的中南部地區而言，如何調配豐枯水期的水資源，在未來將會是更為嚴峻。

對於未來臺灣近地面氣溫變遷推估而言，無論是月、季或是年平均的氣候平均氣溫變化，在 21 世紀末的變化幅度都遠超過模式所估算的氣候自然變動與統計降尺度方法的誤差範圍。不過，對於未來臺灣降雨變遷推估的應用，必須注意其變化幅度往往未必具有統計上的顯著性，模式推估分布的可能性機率分布範圍或甚至符號都改變，科學上對相關結果可靠性的信心則相對較為不足。

關鍵字：統計降尺度、不確定性、氣候變遷、氣候變遷推估

一、前言

全球氣候變遷的評估報告由跨政府氣候變遷小組（Intergovernmental Panel on Climate Change，簡稱 IPCC）從 1990 年開始，整理已發表的學術論文成果，彙整審閱撰寫為評估報告出版，迄今已經陸續發佈了四份完整評估報告。報告中認為「從 20 世紀中期迄今所觀測到的全球平均溫度上升的絕大部份，非常可能（超過 90% 機率）是由於觀測到的人為排放所造成的溫室氣體增加所造成的」，而且可以預期人為排放所造成的溫室氣體增加在 21 世紀將會持續或甚至加劇，特別是考慮人為 CO₂ 排放後，平均而言停留在地球大氣中的時間超過 50 年（也就是即使我們今天就開始減少排放 CO₂，也要很長時間以後才會逐漸產生效果）(Essenhigh 2009)，同時考慮海洋巨大的熱慣性作用，都會使得氣候變遷的實際發生時間比驅

動氣候變動的溫室氣體排放時間更晚一些。同理，全球人為溫室氣體排放真能開始減量，我們必須還要等數十年或甚至百年後，才能逐漸看到完整效應的呈現。

也因此，即使未來氣候變遷會如何，還有許多不確定性，這些氣候模式所推估的未來氣候變遷將可能對臺灣的自然環境與資源產生巨大的衝擊，公共衛生、基礎建設、災害防救、社會經濟發展、人民生活福祉也都會受到一定程度的影響，必須嚴正以待。然而因應氣候變遷對各政府與民間機構而言都是新的課題，對於臺灣未來可能必須面對的氣候變遷推估狀況與特性的分析結果，則是政策決定者與行動規劃人員能夠有效採取因應措施不可或缺的資訊，IPCC 的評估報告雖然提供部份的東亞區域氣候變遷推估資訊 (Christensen et al. 2007)，但是礙於目前推估所用氣候模式的空間解析度有限，並無法呈現臺灣細

部的各區域變化以及相關的不確定性。

臺灣在氣候變遷的研究人力並不多，過去發表在國際期刊的臺灣區域未來氣候變遷分析與推估的論文有限(Hsu and Chen 2002, Liu et al. 2011)，同時也往往無法即時反應 IPCC 定期更新的評估報告現狀，以及報告所建基的氣候模式推估資料庫。最早，Hsu and Chen (2002)曾經針對東亞以及臺灣鄰近區域的近地面氣溫與降雨變化，以 IPCC 早期評估報告所使用的情境—考慮溫室氣體增加與氣溶膠懸浮微粒變化的直接效應，在輻射驅力相同的情況下，以氣候變遷推估模擬資料長度足夠分析的 5 個主要海氣耦合氣候模式模擬結果，分析東亞地區的未來氣候變遷特徵以及統計的可信賴度。結果顯示所分析的 5 個模式在 CO₂ 濃度增加至接近兩倍時，臺灣附近的氣候狀態均呈現偏暖的趨勢，年平均氣溫增加的範圍介於 0.9°C 至 2.4°C 之間，而且氣溫增加的幅度遠大於模式的自然變動（超過模式年際變化標準差的 3 倍）。另外雖然分析的模式均呈現臺灣附近的氣候狀態有暖化的趨勢，但是在東亞地區氣溫變暖的空間分布上則是存在著明顯差異，而且模式在未來東亞季風系統變化的模擬也並不相同。考慮東亞季風強弱對臺灣氣溫的顯著影響，即使模式中有相似的暖化趨勢，背後的原因也未必相同。

在降水的推估方面，5 個模式在局部地區所顯示出來的未來降水改變幅度分布，在絕大部份地區都小於大氣的自然變異（未通過統計顯著檢定）。相較於降水的年際變化，氣候系統因增加的輻射驅力與氣溫改變情境下所造成之降水變化，並沒有明顯的變遷趨勢，區域年平均降水變化在分析的五個模式資料中顯示，變化的範圍介於 -0.5mm(day)⁻¹ 至 0.6mm(day)⁻¹，只與模式年際變

化的標準差相當，並沒有足夠證據顯示，氣候變遷效應使臺灣附近的降水特性因此而有所改變。

針對後續 IPCC 第三次與第四次評估報告資料的分析應用，臺灣地區未來氣候變遷推估方面主要則是有國科會本地變遷模擬推動與全球變遷研究計畫團隊的研究成果，依據柳中明等學者(2008)以統計方法與動力模式將 IPCC 氣候模式模擬結果進一步推估至臺灣鄰近區域的結果指出，比較本世紀末（2080~2099 年）與上世紀末（1980~1999 年）之間的差異，在 A1B、A2、B1 等未來發展情境下，未來臺灣整體氣候平均不論降雨或溫度皆有增加的趨勢。在未來溫室氣體濃度較高的 A2 情境下，臺灣地區氣候平均氣溫約將增加 2.5°C，全區氣候平均降雨約將增加 6%，雖然山區與西部地區的降雨將減少；而在未來溫室氣體濃度比 A2 情境稍低的 A1B 情境下，臺灣地區平均氣溫約將上升 2.3°C，全區氣候平均降雨約將增加 5%，降雨變化的空間分布結構與 A2 情境下的結果相近；而在溫室氣體排放顯著減緩的 B1 情境下，臺灣地區平均氣溫約將仍可能上升 1.5°C，全區氣候平均降雨約將增加 3%，但山區與西部仍有許多地區未來的降雨將減少。必須注意的是這些細部的降雨變化空間分布與全球模式的結果不盡相同，研究中並未針對造成這些細節差異的部份提出解釋，但基本上應與所用的統計方法以及方法中所使用的氣象變數選擇與組合有關。

本研究主要討論未來臺灣氣候變遷情況的推估，首先是前言，其次為統計降尺度方法與使用資料說明，第三部分則討論氣候變遷推估過程中，不確定性問題的處理方式，第四部份為氣候變遷推估結果分析，最後則為結論。

二、統計降尺度方法與使用資料說明

(一) 統計降尺度方法

對於臺灣區域未來氣候變遷推估的實際需求，特別是高解析度局地細部的現在氣候模擬運用，主要是氣候變遷影響評估與調適研究方面的需要，不管是能源、水資源、公共衛生、農業、旱澇、經濟等影響評估研究，通常都是運用區域細部的相關部門觀測記錄，以及氣候資料與其相關性的分析為基準，也因此高解析度的氣候資料才能滿足應用端的需求。

在 IPCC 全球氣候變遷的研究報告中，Houghton et al. (2001) 提出要提高區域氣候資料時間及空間解析度的方法有三種：(一) 有效提高全球模式的時空間解析度，(二) 研發區域氣候模式，(三) 利用經驗統計與統計動力方法。第一與第二種方法均需要巨大的電腦計算資源方能進行，統計降尺度則是能在相對較短的時間內進行不同模式的降尺度工作。有鑑於此，本研究將利用統計降尺度的方式進行台灣地區氣候變遷的推估與研究。

統計降尺度方法大多是透過大尺度氣候狀態與區域的物理特徵（如地形、海陸分布和地表特徵等，Von Storch et al., 1999）來描述區域氣候的資訊。由此觀點在統計模式開發時，要建立大尺度氣候變數與區域氣象因子間的關連性。藉由氣候模式提供大尺度預報因子進而能得到區域氣候預報資訊。關係建立的方式很多，一般而言可以分成天氣類型法（Weather typing，如 Lorenz 1969、Hughes and Guttorp 1994）、天氣衍生法（Weather generator，如 Richardson 1981, Semenov and Barrow 1997）以及回歸法（Regression method，如 von Storch 1999、Crane and Hewitson

1998、Chu et al. 2008、Wood et al. 2002）。不同的方法各有其適用範圍與優缺點，應視不同目的選擇適合的方法進行。

為了使降尺度過後的台灣區域氣候資料能有降尺度前氣候模式在該區域的氣候特性，本研究將利用 Wood et al. (2002 2004) 與 Maurer (2007) 所發展的誤差校正空間分解法來提高模式模擬結果之解析度，如圖 1 所示，將高解析度觀測月平均資料與氣候模式資料皆先內插轉換至 $2^\circ \times 2^\circ$ 的網格解析度，再運用每個網格點的長期觀測時間累積機率分布(Cumulative Distribution Function, CDF)修正模式的時間累積機率分布，為了避免只是資料互換，以交互驗證(cross-validation)的方式進行，先將要估計的年份排除後，再以其他年份的觀測與模式資料累積機率分布估算該年模式資料的修正值，同時該年實際觀測值可以做為誤差估算的基準，完成所有年份的個別計算後，再進一步分析累計多年份資料後的誤差變化。可以預期的是，單一年份相對於多年累計平均值的誤差大，因為此方法的特性是使模式的機率密度函數分布可以被修正為與觀測的機率密度函數分布的統計性質相似，但是不保證某個特定年份會與實際觀測值有所對應。此外當該年模式模擬值大於其他 39 年時，必須運用累積機率分布外插的方式處理，目前是以最大與最小 5 年分布進行線性外插，並以平均值加 3 個標準差與 0 做為外插值的上下限，由於 3 個標準差以常態分布而言已經是接近 400 年才發生一次的事件，即使做為未來百年氣候變遷的推估基準，也應還不致於過度高估，但還是必須要注意此氣候變數統計模型的適用性。這種方法在資料有顯著的長期趨勢時，必須特別處理其在未來氣候的適用性（亦即多數結果都需要外插決定），此時必須先計算模式資料的

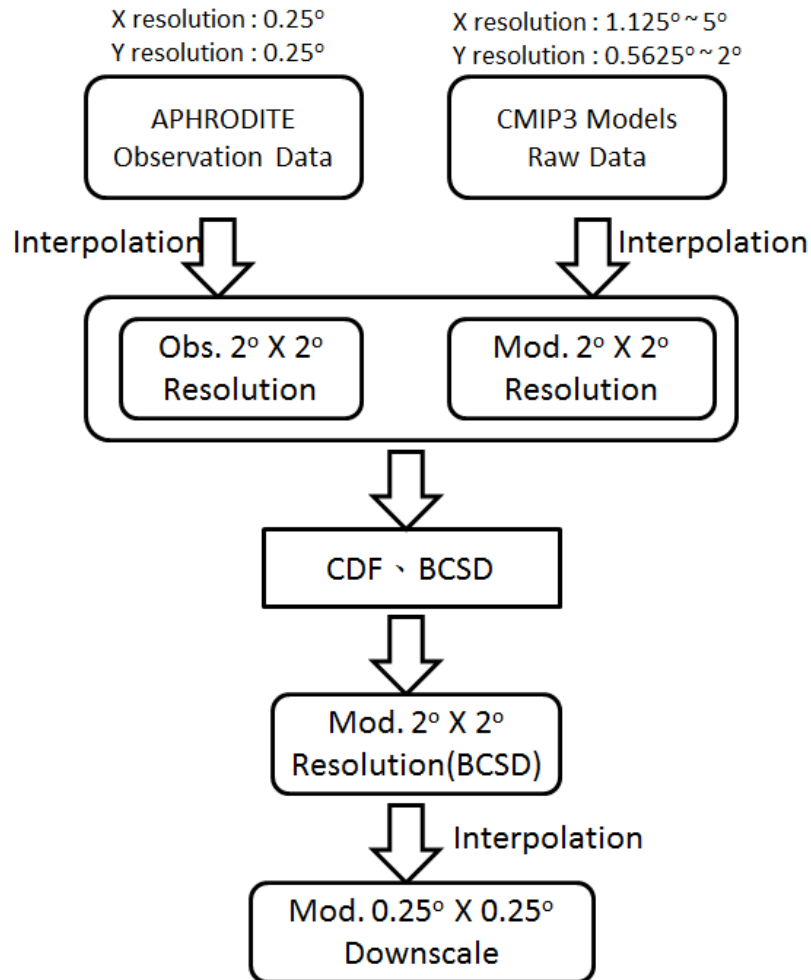


圖 1 統計降尺度流程示意圖。

長期趨勢特性，在模式誤差修正前先將其扣除，修正後再將此長期趨勢特性加回，以保持累積機率分布修正的有效性。藉由兩者累積機率分布關係式進行誤差修正後可以得到 $2^\circ \times 2^\circ$ 誤差修正後的模式平均降雨或溫度。誤差修正後的模式平均資料除以 $2^\circ \times 2^\circ$ 觀測資料氣候值的比值即為修正係數，將此 $2^\circ \times 2^\circ$ 的修正係數以距離權重之空間內插方法內插至高解析度的原始觀測網格上，之後再乘上高解析度觀測資料氣候值，就可以得到某個特定年份的模式模擬資料統計降尺度結果。

限於長期高解析度觀測資料不多，在近地面氣溫資料方面只提高解析度到經緯度 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，臺灣地區共有 24 個網格平均值，降水量的觀測資料解析度較高，為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，臺灣地區共有 75 個網格平均值。

(二) 使用資料說明

氣候模式資料是選取參與 IPCC 第四次評估報告並在模式資料庫中有相關未來情境模擬資料的所有氣候模式推估結果，並非所有的氣候中心

都完成所有的未來情境模擬實驗，以 A1B 情境為例，共有 24 個氣候模式的模擬推估結果，主要處理的是月平均降雨與地表溫度，24 個氣候模式的名稱與主要模式發展中心參見表 1。研究選取模式針對過去 20 世紀歷史模擬實驗以及 A1B 未來發展情境進行分析討論，在模式有多成員系集模擬時只取單一成員進行分析，主要是希望在討論模式結構與敏感度所造成的差異與機率分布範圍時，各模式的權重相同。在降雨方面的觀測資料是使用日本的 APHRODITE (Asia Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of the Water Resources, Yatagai et al. 2012) 計畫所分析的日平均降雨資料為基準，再進一步處理為月平均資料，單位為 $\text{mm}(\text{day})^{-1}$ ，觀測資料範圍為亞洲季風區($60^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\text{S} \sim 55^{\circ}\text{N}$)，資料時間為 1951 ~ 2007 年，網格解析度為 0.25×0.25 。而溫度的觀測資料則是使用英國東安吉利雅大學(University of East Anglia)的氣候研究中心(Climate Research Unit, CRU)的月平均地表溫度(Mitchell and Jones, 2005)，資料範圍為全球陸地，觀測資料時間為 1901 ~ 2002 年，網格解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，單位： $^{\circ}\text{C}$ 。

三、氣候變遷推估之不確定性

自從 IPCC 開始在 1990 年發表第一次評估報告提供政策制定者進行決策參考，過去 20 年來，氣候分析與模擬等研究工作及氣候變遷資訊提供都有長足進展。由於氣候變遷所可能造成的影響重大，政府以及社會已經開始關注相關議題，也希望科學界能加強未來氣候變遷推估的準確度，而儘管氣候變遷模擬與推估工作持續有所進步，還是無法免除科學上的侷限以及其所造成在模擬

推估的不確定性，也說明何以可能性機率分布的推估方式比特定的單一未來氣候變遷推估，在科學上，更符合分析結果的本質，以及我們對問題瞭解的程度。

未來氣候變遷推估不確定性的主要原因有三：

- (1) 自然氣候變動，包含內部動力或外在驅力造成。
- (2) 對於地球氣候系統運作方式瞭解的不足，或是如何將其正確地在氣候模式中表現。
- (3) 對於未來影響氣候的溫室氣體排放量的不確定。

由於模式所使用的數值計算方法與物理參數化架構並不相同，所模擬的氣候特徵也會有些差異，但總的來說，即使伴隨著系統性的誤差，還是可以合理地模擬出地球氣候系統變動的主要特徵。全球平均而言，模式間的差異較小，但區域尺度的模擬差異有時相當顯著。此外，由於這些氣候模式都是大氣海洋耦合模式，可以模擬較長期的氣候變動(例如週期為 3 ~ 7 年的熱帶聖嬰南方振盪，或甚至其他年代際變化)，同時由於模擬時大氣海洋耦合模式並沒有以觀測資料進行初始化，而且各自有其變動的時間，這種模擬氣候的自然變動，也可能導致氣候模式間在特定時段的平均氣候狀態有所差異。因此，必須以可能性機率分布的方式呈現這些未來氣候變遷推估的不確定性。

其次必須強調的是，不同模式所推估的未來氣候變遷的差異，最主要還是來自於氣候模式所產生反饋效應的差異， CO_2 與其他溫室氣體的增加，會造成地表氣溫上升，這部份的直接效應在

表 1 24 個參與 IPCC 第四次評估報告的氣候模式以及所屬的國家與氣候中心列表。

氣候中心	國家	模式名稱
Bjerknes Centre for Climate Research	Norway	bccr_bcm2_0
Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	Canada	cccma_cgcm3_1_t47
Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	Canada	cccma_cgcm3_1_t63
Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques	France	cnrm_cm3
CSIRO Atmospheric Research	Australia	csiro_mk3_0
CSIRO Atmospheric Research	Australia	csiro_mk3_5
NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA	gfdl_cm2_0
NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA	gfdl_cm2_1
NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA	giss_aom
NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA	giss_model_e_h
NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA	giss_model_e_r
LASG / Institute of Atmospheric Physics	China	iap_fggoals1_0_g
Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia	Italy	ingv_echam4
Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japan	miroc3_2_hires
Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japan	miroc3_2_medres
Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group.	Germany / Korea	miub_echo_g
Max Planck Institute for Meteorology	Germany	mpi_echam5
JMA / Meteorological Research Institute	Japan	mri_cgcm2_3_2a
Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UK	ukmo_hadcm3
Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UK	ukmo_hadgem1
Institut Pierre Simon Laplace	France	ipsl_cm4
Institute for Numerical Mathematics / Russian Academy of Science	Russia	inmcm3_0
National Center for Atmospheric Research	USA	ncar_ccsm3_0
National Center for Atmospheric Research	USA	ncar_pcm1

科學上並沒有什麼爭議。但是地球大氣並不是靜態地只讓溫度調節改變，溫度上升後，大氣的環流場、空氣中的水氣含量、雲朵分布、近地表的冰雪狀態、地表植被生態、土壤含水量等等，都會隨著變化，而這些變化也都會反過來影響地表氣溫，而究竟最後複雜的地球氣候系統會怎麼反應與變動，才是造成不同模式差異的關鍵，其中造成目前氣候模式間長期氣候平均變化有所差別，最主要因素是模式中多變的雲在未來世界中究竟如何變動，並進一步影響地表溫度、大氣環流以及水循環（或稱之為雲反饋效應）(Stephens 2005, Clement et al. 2009, Dessler 2010)。

最後是處理不同未來發展與溫室氣體排放情境所造成的可能差異，可以用個別對應的可能性機率分布分別描述。未來二、三十年，由於氣候系統的慣性，這些不同未來發展與溫室氣體排放情境所造成氣候變遷的差異並不大，必須等到本世紀末才能看到比較明顯的不同，屆時情境所造成的不確定性可能大於模式間的差異 (Hawkins and Sutton 2009)，但是目前無法量化評估不同未來發展與溫室氣體排放情境的可能發生機率。

針對上述氣候變遷推估的不確定性，必須以科學方法處理後，呈現其推估範圍與可能性(likelihood)的大小。這固然是客觀的方法，但是還是與推估方法所做的種種假設有關係。此外是對於各項不確定性的定量估計，這對未來氣候變遷推估值的可能範圍評估，以及後續相關應用與影響評估非常重要，估計過程中，必須瞭解科學上的極限並將其忠實地呈現。

A. 多重氣候模式系集的客觀統計估算

未來氣候變遷推估資料的主要來源是氣候模式的模擬，這些不同氣候模式是由世界各國主要

氣候中心所發展，建構氣候模式的主要目的都是希望能正確模擬過去氣候特徵並提供有用的氣候變遷推估資料。但是每個氣候模式即使以相同的外在驅動力（各種溫室氣體與氣溶膠的分布隨時間的變動完全一致），所推估的未來氣候變遷也並不相同，因為不同模式的氣候系統反饋效應有所差異，評估全球平均氣溫變化的氣候敏感度就不一樣，更不用說局部區域的差異。也因此對於未來氣候模擬的推估可以將不同模式的結果，以機率分布的方式呈現，其中最簡單的方式是將所有模式的推估結果，一一累計而成的客觀統計機率密度函數，代表其可能範圍與可能性大小。必須強調的是，由於氣候模式同時包含各個不同的地球氣候子系統（大氣、海洋、陸地等）及其交互作用，且未特別針對數值實驗的初始狀態加以調整，也因此對任意選定的時段平均模式差異，勢必有部份是來自氣候系統自然變動在模式中模擬的差別，不全是氣候模式的模式架構不同或氣候敏感度相異所造成。

B. 統計模型運用

前節所述的模式推估結果的統計機率密度函數並未嘗試以典型統計模型（如常態分配(normal distribution)等）加以估計其分布統計模型參數（如平均值與標準差等），由於我們並不能確定這些模式間的差異是不是一定可以用某個已知典型統計模型加以描述，直接呈現模式推估值的大小與出現次數，是一種減少運用假設的選擇，在過去氣候變遷推估研究中，常態分配的確是常被運用於描述模式間差異分布的統計模型(Räisänen and Palmer 2001, Tebaldi et al. 2005)。

C. 運用觀測資料與模式過去模擬表現的加權推估

本研究並未以模式在過去歷史模擬的表現好壞為依據。過去的氣候變遷推估研究中，在計算統計機率密度函數時，經常透過給予表現較好的模式較高的權重或是只選擇表現好的模式來呈現推估結果(Tebaldi et al. 2005, Greene et al. 2006)。然而本研究中尚未考慮這些進一步的處理。主要原因有二：首先是模式的表現固然有一些客觀且綜觀的評量方法可以被依循，但是只能說某些模式對所選定的某些指標比較好，但也往往不是所有的指標都一致地表現變好，此外，不同季節與地區的變化，也可能造成選擇上的問題。其次是適用性的問題，在此我們有興趣的問題是受溫室氣體增加與其他影響地球氣候系統輻射的因子變化對區域氣候變遷的影響，一個模式即使可以很準確地模擬出區域氣候的季節變化，或甚至如聖嬰現象的自然年際變動，是不是必然意味著可以比較正確地模擬未來氣候的長期變遷？由於主宰氣候系統在不同時間尺度變化的是不一樣的物理過程，未必有直接的連帶關係(Knutti et al. 2010)。

四、推估結果分析

(一) 全球未來變遷推估

以距今較近的未來二、三十年氣候變化而言，IPCC 第四次評估報告顯示最可能的全球平均溫度變化，是持續以 $0.2^{\circ}\text{C} (10\text{yrs})^{-1}$ 的速率持續上升，而且此時的溫度變化與選擇哪一個未來發展情境的關係不大，不同模式的差異也比較小。此外如果讓所有溫室氣體的濃度保持在 2000 年的水準不變，模式所推估的全球平均溫度還是會以 $0.1^{\circ}\text{C} (10\text{yrs})^{-1}$ 的速率上升，這是由於海洋的反應

較為緩慢的緣故。

如果溫室氣體的排放量維持在現在的水準或甚至更高，那麼在 21 世紀的全球溫度增溫以及其所伴隨的氣候系統變化，非常可能比過去 20 世紀中所觀測到的變動還要大得多。在全球平均近地表氣溫變暖方面，如果對於未來的發展情境是選擇溫室氣體排放量較低的 B1 情境（未來更注重環境保護、發展更乾淨與低耗能的產業，以全球更均衡發展的方式找尋社會、經濟與環境的永續發展），在本世紀末（2090～2099 年）相對於上個世紀末（1980～1999 年）的增溫最佳推估是 1.8°C 。如果選擇的是溫室氣體排放量最高的 A1FI 情境（未來更注重經濟的快速發展，並且產業依舊是運用大量的石化燃料，同時在全球化影響下，區域的差異逐步縮小），則同時段的增溫最佳推估是 4.0°C 。而種種不確定因素所造成的可能範圍，考慮不同氣候模式，也同時探索其受模擬參數的影響情形，並以簡化模式測試增加可能的碳循環反饋作用以及運用過去觀測氣候反應特徵加以制約其範圍。最後 IPCC 第四次評估報告所決定的可能範圍是最佳推估的 -40%至+60%之間（如圖 2）。

對於同時段的全球平均海平面上升，綜觀不同的未來發展情境，最可能的變化範圍是上升 30cm 至 40cm，而且最主要的貢獻是來自於伴隨著海水溫度變暖時的膨脹，海冰與陸地冰川、冰帽的融化變動的影響有限，南極大陸上的冰雪累積甚至可能導致海平面下降。格陵蘭的陸冰大量融化固然可以造成海平面的巨幅上升，不過以所推估的全球氣候變遷下，如此大規模融化發生在本世紀末的可能性微乎其微，除非是現階段的極區冰雪動力模式還不成熟，忽略了重要的物理過程，致使推估量不足。由於海平面上升的主要原

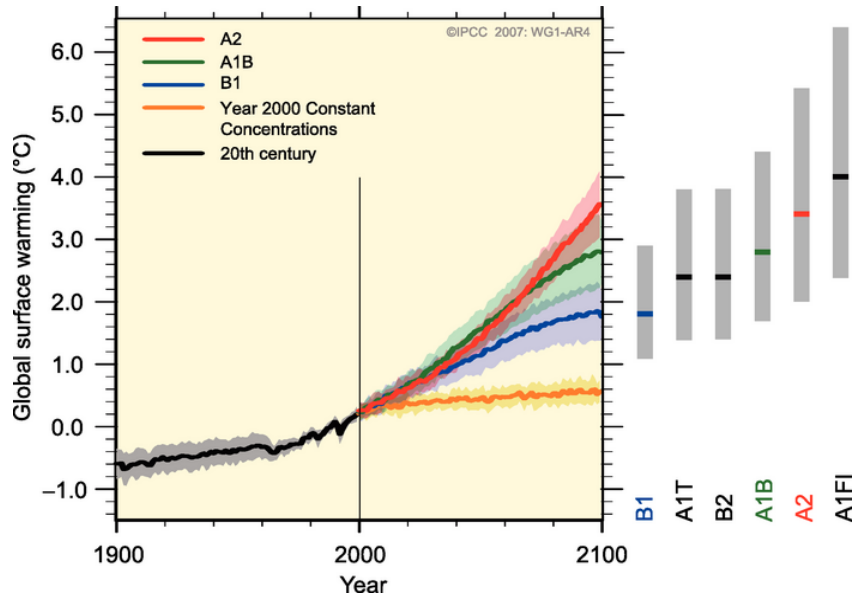


圖2 全球平均近地表氣溫隨時間變化的情形，粗實線為多模式的系集平均結果，黑色是針對20世紀的模擬，其他不同顏色代表未來發展情境的推估模擬，實線上下的陰影區代表模式間差異的正負一個標準差。右側的灰色區塊是各個未來發展情境所對應的可能範圍，而區塊內的黑線則是該情境氣溫上升量的最佳估計（摘自 IPCC WG1 Fourth Assessment Report, Figure SPM.5）。

因是海水變暖而膨脹，而海洋深層對氣候的緩慢反應，估計即使溫室氣體含量在大氣中穩定後，海平面依舊會持續緩慢上升達數百年以上。

全球平均降水量幾乎在所有不同未來發展情境下，在21世紀都呈現隨時間增加的趨勢，意味著全球水循環的加強，變化的幅度大約是每 1.0°C 的暖化伴隨1%至2%的降水量增加，相對於大氣中水氣量6%至7%的增加，降水的增加量較小，顯然必須同時預期大氣環流系統的變化，特別是主宰熱帶地區降雨的哈得里環流與沃克環流。熱帶地區的降雨變化，也是不同模式推估結果差異最大的地方，增加了上述推估結果的不確定性。

近地表氣溫變暖的空間分布特性方面，氣候模式推估在本世紀末時，陸地與北半球的極區溫度上升較顯著，相對地在南冰洋與部份北大西洋

的表面溫度增暖較小（圖3）。極區的溫度上升以冬季較大，夏季較小；夏季極區溫度上升到冰點以上，而促使覆蓋格陵蘭的冰帽迅速融化的可能性並不高。但是全球積雪面積預期會縮小，南北極的海冰量也將減少，還是有若干模式推估，在21世紀末，北極海上的海冰在晚夏時，有可能完全融化。另一個全球氣溫因應溫室氣體增加的變化空間分布特徵是，對流層的增溫與平流層的冷卻；而透過熱帶地區的對流傳送，熱帶上對流層的增溫又略高於近地表的暖化。

在降水變化的空間分布特性方面，高緯度的降水量非常可能增加，且冬季的增加比夏季略高；而多數副熱帶的陸地則有降水變少的可能性，鄰近赤道的模式系集平均降雨也有增加的趨勢，但是模式間的差異比較大（圖4）。北大西洋的降雨增加與溫度上升造成海水密度減小，從氣

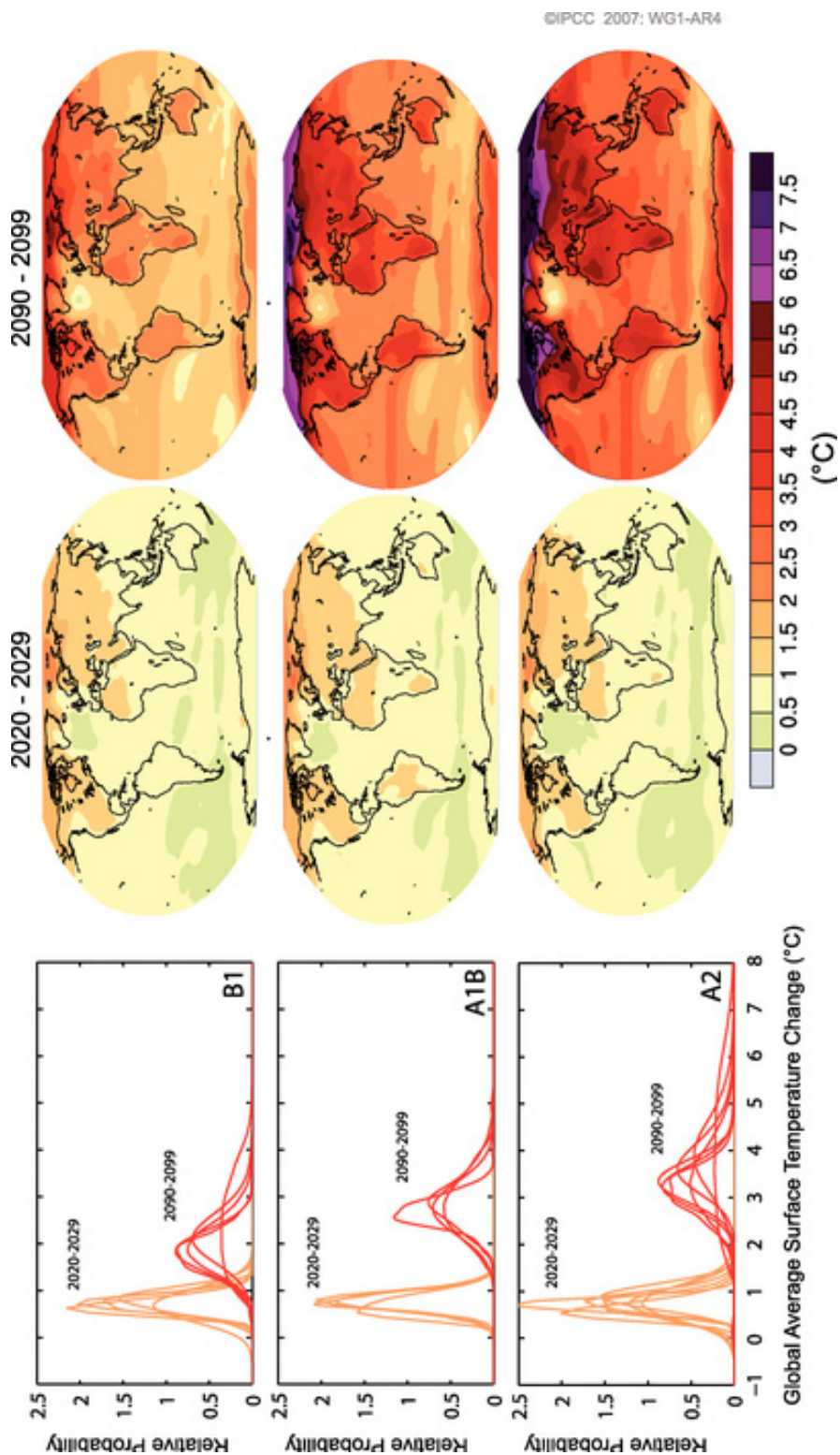


圖 3 21 世紀早期與晚期的近地表氣溫上升的分布圖，中間與右側分別代表 2020~2029 年與 2090~2099 年的模式系集平均結果，而上中下圖則分別代表 B1、A1B、A2 的未來發展情境。左側代表的是相對應的兩個時期與不同情境，透過不同複雜程度的氣候模式所估計的不確定性的機率分布（摘自 IPCC WG1 Fourth Assessment Report，Figure SPM.6）。

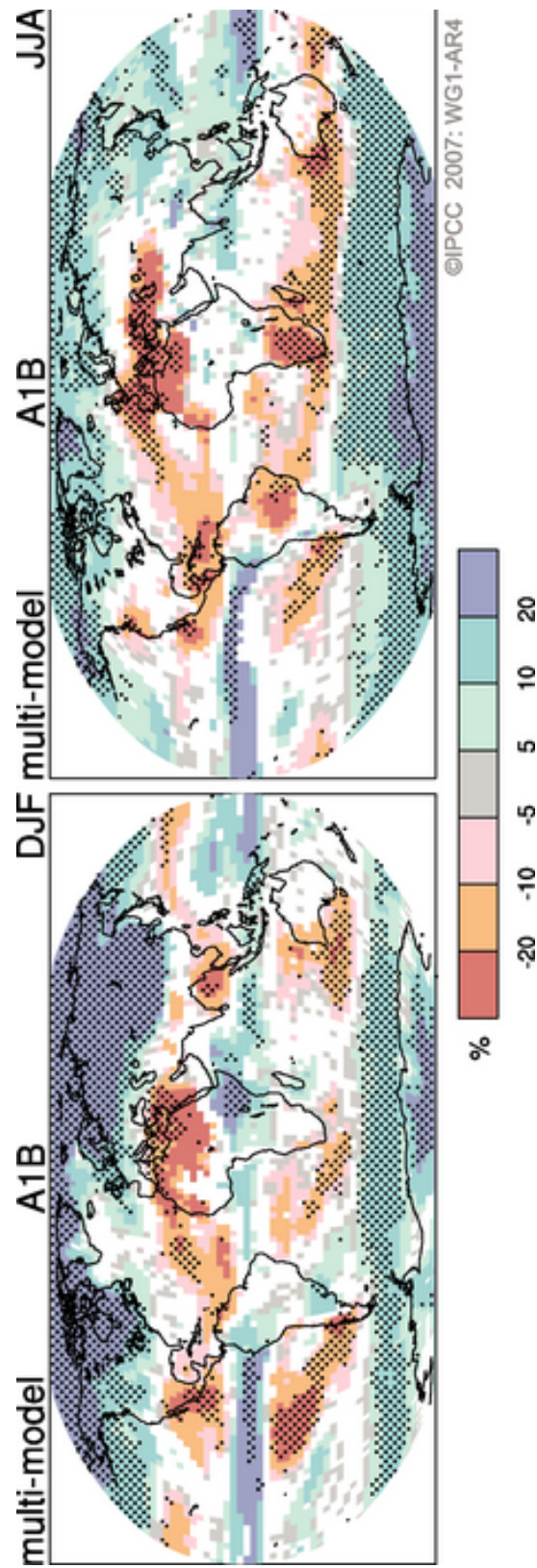


圖 4 在 A1B 的未來發展情境下，2090 年~2099 年模式系集平均降水量相對於 1980 年~1999 年的百分比變化，左側與右側分別代表北半球的冬季與夏季。白色區域是少於 66% 的模式有相同的變化符號，加註點區則是 90% 以上的模式至少變化的符號相同（摘自 IPCC WG1 Fourth Assessment Report，Figure SPM.7）。

候模式的計算推估結果顯示，非常可能會導致大西洋的南北向環轉洋流(Meridional Overturning Circulation, MOC)減弱，也就是溫鹽環流中深層水的形成受阻，連帶使表層向北的溫暖灣流減弱，不過，此降溫的效果小於上述的增暖效應，所以多數模式還是幾乎都推估北大西洋的溫度在本世紀末仍是變暖的。上述的南北向環轉洋流減弱在本世紀末平均大約是 25%，短時間內幾乎完全停滯的機會非常小。此外，平均而言，中緯度的主要風暴路徑有北移的情形，哈得里環流下沉區的往北擴張，則是對應上述降雨區域變化的主要大氣環流變動，這些變動的後續效應不容小看，例如哈得里環流下沉區的變動將造成有些區域的沙漠化。

在影響人類生活與社會經濟更顯著的極端天氣方面，模式則是推估在未來氣候變遷的影響下，非常可能有更多而且更劇烈的熱浪與豪雨事件發生，而同時連續不降雨日的平均時間也會拉長，造成降雨在時間分布的變異量更大，許多地方可能需要更積極的水資源管理。極端日降雨量根據模式的推估，在本世紀末，除了在副熱帶的少雨區外，幾乎所有的地區都是增加的，中高緯度的增加平均為 10~20%，赤道鄰近則可以超過 30%以上，不同氣候模式間的變化在中高緯度較為相似。如果以現今氣候的百年重現日豪雨量作為指標，同樣強度的日降雨事件在本世紀末的重現期，在許多區域都下降至少於 50 年就會發生。在颱風的發生個數與強度方面，目前多數的模式模擬實驗的共同特徵是，在全球暖化影響下，未來颱風生成的個數，整個熱帶的靜穩定度因為暖化後的溫度剖面改變而增加，因此生成數目有減少的趨勢，不過在強度方面，不管是中心最低氣壓或最大風速都在暖化環境中都有加強的趨勢，6

小時的累積颱風降雨量也有顯著的增加。

(二) 東亞未來變遷推估

IPCC 第四次評估報告對於區域氣候未來變遷推估的討論，仍是以 Giorgi and Francesco (2000) 所劃分的 30 個次大陸區域為分析的基準，其中臺灣是位於亞洲 6 個次大陸區之一的東亞區域(East Asia, EAS; 20°N~50°N, 100°E~145°E)中，以全球氣候模式而言，空間尺度在數千公里的次大陸區已經可以被合理地模擬，儘管高解析度的細節只能透過降尺度方法進一步推估。東亞區域平均氣候變化固然是可以簡化為單一的數字指標，但是必須小心可能有正負變化抵消的狀況，因此往往必須輔以空間分布特性補充。在溫度變化方面，多數區域平均隨時間的暖化特徵與全球平均相似，以 A1B 情境為例，在 21 世紀末東亞區域，年平均多模式系集的近地面氣溫的中位數(median)為 3.3°C，系集分布範圍是介於 2.3°C~4.9°C 之間。個別季節的系集分布機率密度範圍與主要百分位值大小，可參考表 2 中 EAS 區域的相關資料，冬季增溫的模式分布中值較夏季略微明顯，以區域氣候模式進行動力降尺度後的區域未來近地面氣溫變遷推估與全球模式的區域平均值相似(Gao et al. 2002, Kwon et al. 2003, Jiang 2005, Kurihara et al. 2005)，進一步分析系集平均未來增溫的空間分布(圖 5)，東亞地區西北側陸地區域的增溫幅度比西南側海面大，不過必須注意的是，不同氣候模式間，增暖的幅度還是有相當的差異，空間的分布也未必完全一致。在日最高溫與最低溫部分，東亞地區亦非常可能(以多模式系集分布分析，機率超過 90%) 在未來呈現上升趨勢，意味著極端高溫的情形會較為嚴重，反之，低溫事件的發生情形則是相對減少(Gao et al. 2002, Mizuta et al. 2005, Xu et al. 2005, Boo et

表2 A1B 未來發展情境所對應的可能未來氣候變遷範圍在東亞區域平均近地表氣溫變化（2080~2099 年減去 1980~1999 年平均），摘自 IPCC WG1 Fourth Assessment Report，Table 11.1。

		Temperature Response (°C)						Precipitation Response (%)						Extreme Seasons (%)		
Region ^a	Season	Min	25	50	75	Max	T yrs	Min	25	50	75	Max	T yrs	Warm	Wet	Dry
ASIA																
EAS 20N,100E to 50N,145E	DJF	2.1	3.1	3.6	4.4	5.4	20	-4	6	10	17	42	>100	96	18	2
	MAM	2.1	2.6	3.3	3.8	4.6	15	0	7	11	14	20	55	98	35	2
	JJA	1.9	2.5	3.0	3.9	5.0	10	-2	5	9	11	17	45	100	32	1
	SON	2.2	2.7	3.3	4.2	5.0	15	-13	-1	9	15	29		100	20	3
	Annual	2.3	2.8	3.3	4.1	4.9	10	2	4	9	14	20	40	100	47	1

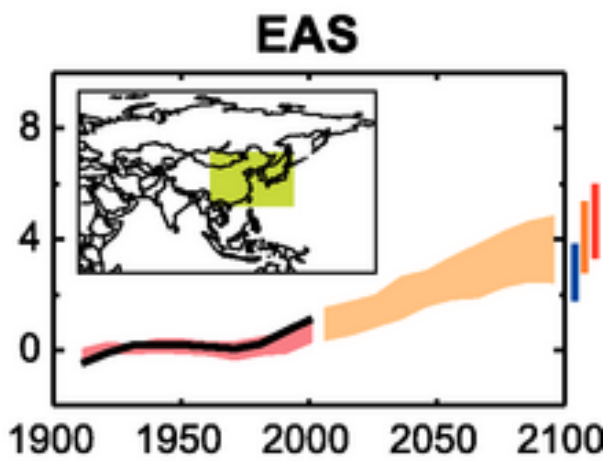


圖5 東亞平均近地表氣溫隨時間變化的情形，粗黑實線為 20 世紀的觀測值，多模式系集分布在 20 世紀的模擬是以粉紅色區間代表，A1B 未來發展情境所對應的可能未來氣候變遷範圍則是以橘色區間表示。東亞區域的範圍為圖中黃色區塊（摘自 IPCC WG1 Fourth Assessment Report，Chapter 11, Fig.11.8）。

al. 2006)。另一方面，IPCC 第四次評估報告中也指出，東亞地區在夏季熱浪發生的頻率與強度上，增大的可能性非常高，而且每起事件持續的時間也會變長。

在未來降水變化推估部分，季節平均降雨部份，根據 IPCC 第四次評估報告 A1B 情境推估的結果，東亞地區整體平均季節（冬、夏季）降雨在多半的氣候模式均呈現上升的趨勢，21 世紀末的年平均降水變化量大約在 9%左右（如表 3），不同模式對冬季降水變化推估的差異較大。進一步分析系集平均未來降水變化的空間分布（圖

6），雖然多數的局部地區降水變化的符號與整個東亞區域相同，但是在夏季中亞地區，多數氣候模式的未來降水推估是減少的；在冬季，雖然亞洲地區的高緯度降水量增加的幅度相當大，但是從西太平洋經過臺灣到南海、中南半島、孟加拉灣以至阿拉伯半島等地區，在多數氣候模式模擬推估的未來降水量卻是降低的，且與區域平均海平面氣壓增加的分布有很好的對應。這也是先前強調即使東亞區域平均降雨增加（如表 2），但空間結構中的確隱含不同變化間彼此的相互抵消，而且此空間結構在不同氣候模式間也有頗高的一

表3 A1B 未來發展情境所對應的可能未來氣候變遷範圍在臺灣四個分區的季節氣候平均變化(2080~2099年減去1980~1999年平均),表中標題列中的10、25、50、75、90分別代表該區該季節平均值統計機率密度分布的不同百分位值。降水量變化部分有標記顏色的表示其將近有3/4以上的模式都有相同的符號,橘色為降水量減少。

區域	季節	近地表氣溫平均變化 (°C)							降水量平均百分比變化 (%)						
		最小	10	25	50	75	90	最大	最小	10	25	50	75	90	最大
北臺灣	冬(DJF)	1.1	1.4	1.9	2.4	2.9	3	3.7	-39	-34	-21	-13	0	6	30
	春(MAM)	1.6	1.7	1.9	2.3	2.6	2.7	3.5	-24	-23	-15	-3	8	13	20
	夏(JJA)	1.2	1.4	1.9	2.3	2.6	3	3.6	-12	-10	-3	13	26	36	43
	秋(SON)	1.3	1.4	2	2.2	2.7	3	3.5	-25	-23	-12	-3	11	14	38
中臺灣	冬(DJF)	1.1	1.3	1.8	2.3	2.7	3.1	3.4	-41	-38	-22	-15	0	6	34
	春(MAM)	1.6	1.6	1.9	2.3	2.6	2.8	3.5	-27	-26	-18	-3	8	11	29
	夏(JJA)	1.2	1.4	1.9	2.2	2.6	3	3.6	-9	-8	-4	15	28	34	47
	秋(SON)	1.3	1.4	2	2.2	2.7	2.9	3.4	-26	-20	-11	-2	14	18	47
南臺灣	冬(DJF)	1	1.4	1.8	2.2	2.5	2.9	3.2	-37	-35	-23	-16	-2	6	35
	春(MAM)	1.5	1.6	1.8	2.2	2.4	2.7	3.3	-31	-29	-22	-7	4	10	35
	夏(JJA)	1.2	1.3	1.9	2.1	2.5	2.9	3.7	-16	-14	-3	19	28	34	52
	秋(SON)	1.2	1.4	1.9	2.1	2.6	2.8	3.4	-25	-20	-9	-1	15	22	55
東臺灣	冬(DJF)	1	1.3	1.9	2.3	2.7	2.9	3.5	-37	-34	-20	-15	-1	6	26
	春(MAM)	1.6	1.6	1.8	2.2	2.6	2.7	3.5	-27	-26	-19	-4	6	10	28
	夏(JJA)	1.2	1.3	1.9	2.2	2.6	2.9	3.7	-14	-12	-3	16	28	33	43
	秋(SON)	1.2	1.4	2	2.2	2.7	2.9	3.5	-24	-21	-11	-3	13	18	48

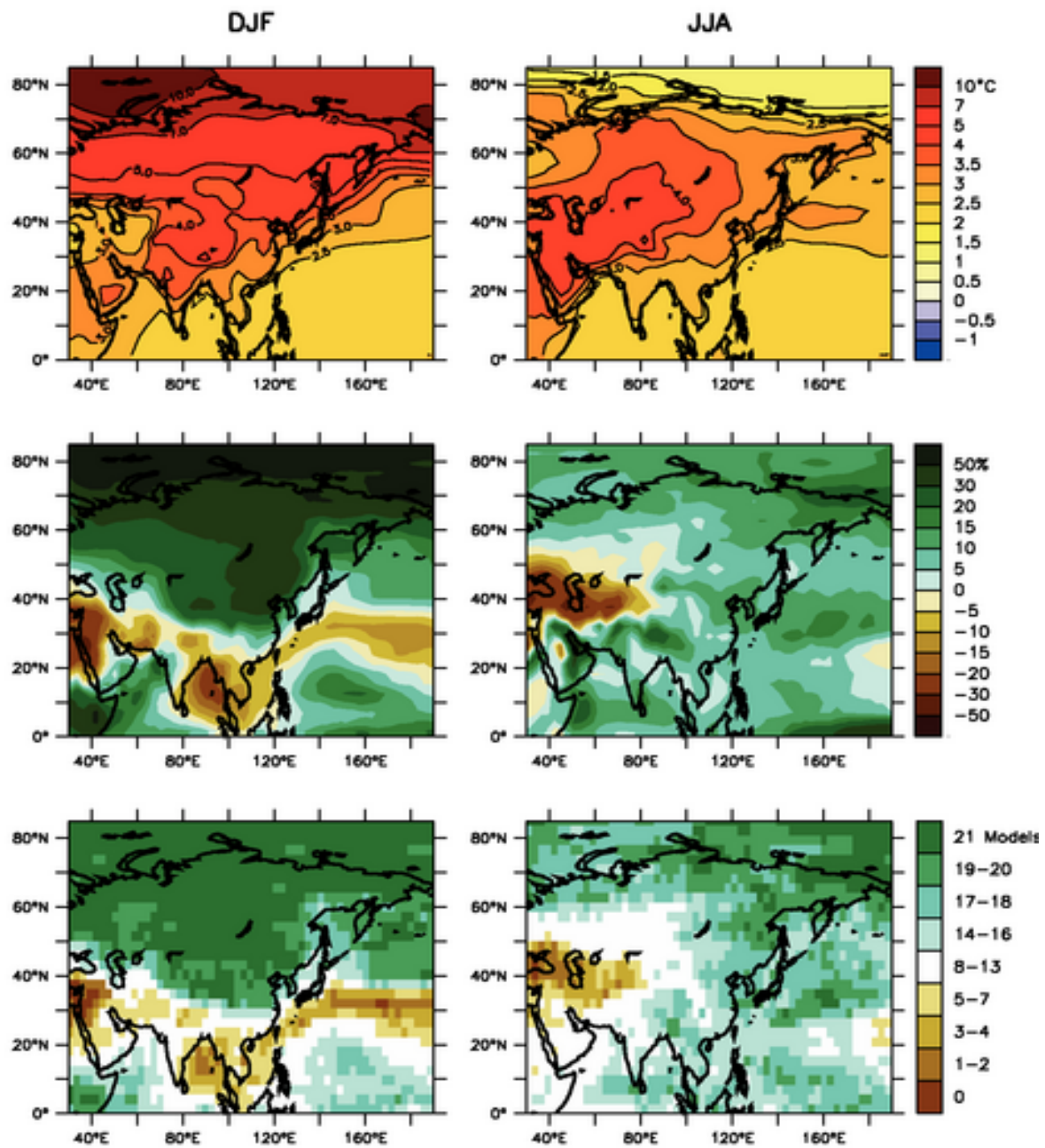


圖6 在A1B的未來發展情境下，氣候模式系集平均的近地表氣溫與降水量的變化（2080~2099年減去1980~1999年平均），左、右側分別代表北半球的冬季與夏季。由上而下分別是近地表氣溫改變(°C)、降水量變化百分比(%)、以及未來降水量增加的模式個數（分析所使用的模式總數為21，只有在2/3的模式改變符號相同才標注顏色）（摘自IPCC WG1 Fourth Assessment Report, Chapter 11, Fig.11.9）。

致性。圖 7 是處理所有 24 個參與 IPCC 模擬實驗的氣候模式，在 A1B 未來情境下，亞洲冬季平均氣候降水量的變化百分比，由於參與 IPCC 主導的氣候模式數值實驗的模式數目眾多，因此在第四次評估報告中，多半的模式推估結果都是以所有模式系集平均的空間分布為主要的討論對象，也就是較為重視眾多模式所獲得的共同特徵。雖然不確定性與機率分布的概念也在報告中有所強調，但是不同模式間的差異特性還是必須注意 (e.g., Giorgi et al. 2001a, Hu et al. 2003, Min et al. 2004)。例如系集平均也可能隱含不同模式推估結果相互間的抵消，有可能降低原本個別模式局部地區的變異量幅度。因此，以整體氣候模式推估的可能性機率分布，提供其完整的變化範圍與或然率，對於下游的影響、衝擊、調適應用評估研究而言，非常重要。現有氣候模式資料的豐富性，已經可以用機率分布的觀點去描述區域變化的不確定性，不過還是必須注意目前的氣候模式的降雨模擬，在小區域還是有很大的誤差。

在強降雨發生次數部分，多數模式（超過總數 90% 以上）推估東亞地區未來發生強降雨次數將會增加，在過去歷史觀測資料也可見端倪 (Fujibe et al. 2005, Zhai et al. 2005)。針對日本地區的模擬資料分析，Kimoto et al (2005) 認為該區域的強降雨事件（大於 $30 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ ）與不降雨日（小於 $1 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ ）在未來將增加，同時伴隨著小雨日數的減少。不同高解析度全球與區域氣候模式對未來的模擬推估，也多認為東亞許多不同區域的強降雨事件發生的頻率在未來會增加，而且強度也會加強 (Kanada et al. 2005, Boo et al. 2006, Gao et al. 2002, Kitoh et al 2005)。除此之外，熱帶氣旋所引起的劇烈降雨在未來變強的可能性大（超過總數 2/3 以上）(Hasegawa and Emori

2005)。雖然，全球平均於言，熱帶氣旋總數在多半的模式未來氣候變遷推估都是減少的，但是個別區域則可能受到海溫分布特徵與其他影響氣旋生成的因素的作用，未必與全球平均相同 (Knutson et al. 2010)·Oouchi et al. (2006) 與 Sugi et al. (2009) 以日本 JMA/MRI 20km 高解析度全球模式的模擬分析，以 MRI 氣候模式所推估的未來海溫分布驅動高解析度全球模式所得到的西北太平洋颱風數目在未來可能減少 30% 至 40%，但是如果以高解析度 MIROC 氣候模式所推估的未來海溫分布驅動，西北太平洋颱風數目在未來卻可能增加 30% 以上。Murakami et al (2011) 以新版的日本 MRI 20km 高解析度全球模式，以及 IPCC 氣候模式平均推估的未來海溫分布驅動模式，整個西北太平洋的颱風生成數目與通過機率將減少（約 23%），而且主要是發生在 9 月至 12 月期間。主要颱風季朝北轉向的颱風路徑位置在未來將會有東移的現象，此外，東南亞沿岸地區颱風發生的機率在未來會有更明顯的下降趨勢（約 44%）。不過還是必須注意上述只是少數模式模擬推估的結果，其受模式架構與參數不確定的影響還無法詳細做更完整的評估。

除了上述的溫度與降水變化之外，環流與其他重要氣候特徵在未來氣候的變遷情形，也在此簡要整理。季風可以說是東亞地區最主要的氣候特徵之一，季風強度的變化，往往左右了當地氣候的變化狀態。舉例來說，東亞地區的降雨，主要受到季風環流以及水氣傳送量多寡的影響，從氣候模式的模擬結果顯示，熱帶大尺度環流與亞洲季風環流在暖化的情境下，似乎都有減弱的趨勢 (Hu et al. 2000, Kimoto 2005, Hori and Ueda 2006)，因此提高了東亞地區氣候環境偏乾的可能性 (Betts 1998)。然而，另一看法則是認為，在弱

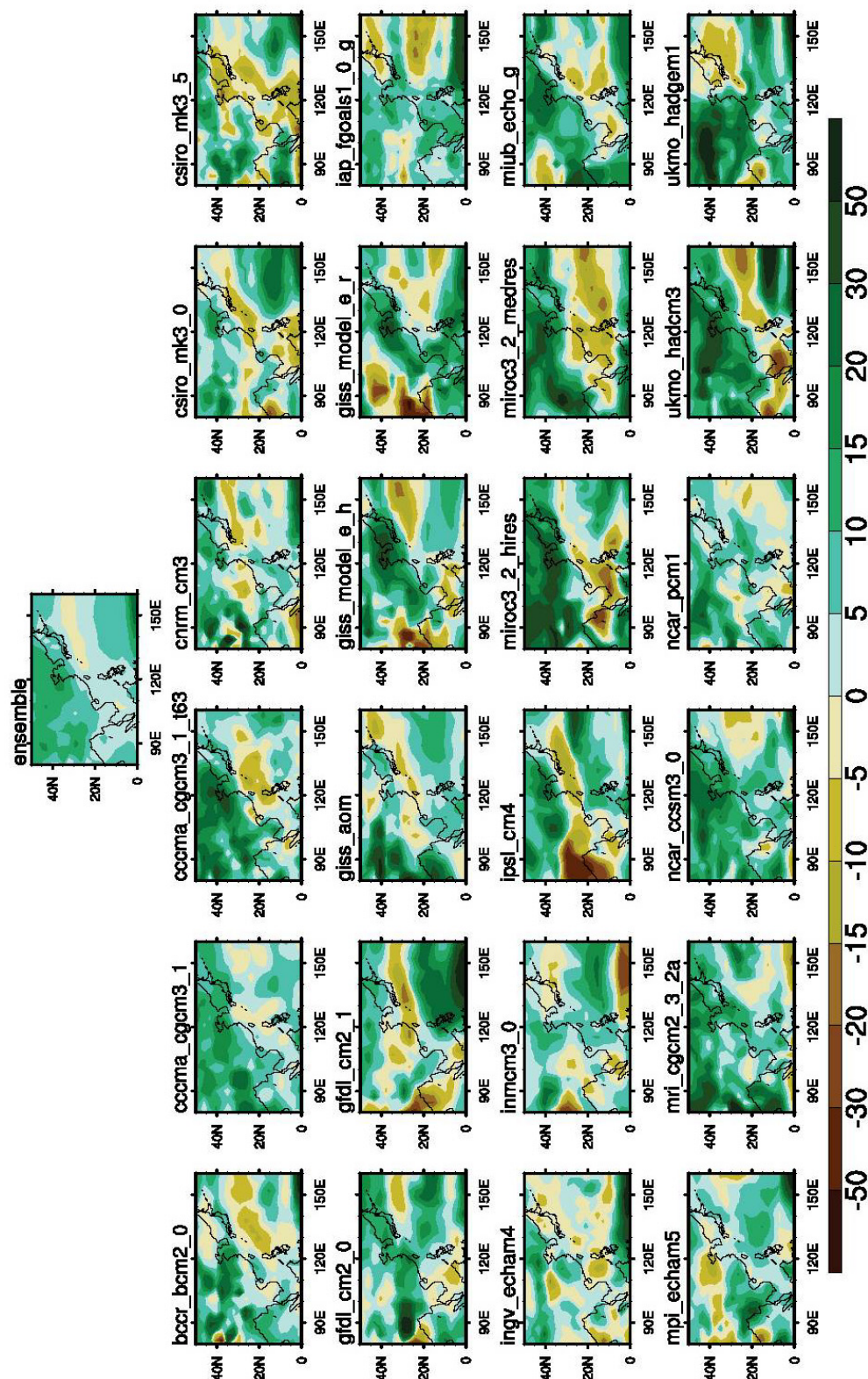


圖 7 在 A1B 的未來發展情境下，IPCC 模式資料庫中所有 24 個氣候模式未來降水量變化百分比(2080 年~2099 年減去 1980 年~1999 年平均變化百分比)在東亞地區的分布，單位：%。

的大尺度環流背景場下，有利水氣於暖、濕大氣環境中進行輻合作用，使季風降水增加（如 Douville et al. 2000, Giorgi et al. 2001a, 2001b, Stephenson et al. 2001, Dairaku and Emori 2006, Ueda et al. 2006）。另外受到溫帶氣旋於青康藏高原背風面提供能量以及沿岸地區溫度梯度明顯的影響，東亞地區的季風環流強度在未來有增強的趨勢(Kimoto 2005)，Kitoh and Uchiyama (2006) 從 15 組氣候模式 A1B 情境推估資料中發現，世紀末（2080~2100 年）時，於臺灣往北延伸至日本南部一帶之東亞夏季季風降雨有延遲退卻(Withdrawal)的趨勢；長江流域附近則是有提前退卻的情形。至於亞洲夏季季風肇始(onset)時間，世紀末與現今之時間點差異不大。另一方面，Lee and Wang (2014)則發現，在暖化情境下，模式未來推估資料顯示東亞地區五月~九月的降雨有增加的趨勢，這部分的推估結果，與北半球季風肇始時間提前以及退卻時間延後（意即夏季季風影響時間增長）有關，而這樣的現象又以亞洲季風區最為顯著。

(三) 台灣未來推估

上述已針對 IPCC 第四次評估報告在全球與東亞區域氣候變遷推估的主要發現加以整理，但是臺灣局部地區未來的氣候可能會如何變化，則是臺灣評估未來氣候變遷對社會、環境、經濟的影響最為關鍵的資訊，政府也才能較合適地制定政策方向以調適與因應未來可能的氣候變遷。本節主要是說明本研究中處理臺灣區域未來氣候變遷推估與表現的方式，也談到一些處理過程的相關問題。必須再次強調的是，可能性機率分布的概念是伴隨著氣候變遷推估值，也就是科學地處理客觀推估所無可避免的不確定性，不應將臺灣局部地區未來氣候變遷的推估簡化為單一數值。

透過統計誤差校正空間分解法所得到的高解析度臺灣區域未來氣候變遷推估，是此研究所採用的降尺度方法。雖然國際間在區域未來氣候變遷推估細節方面，積極推動大型計畫，主要潮流是以區域氣候模式進行未來氣候變遷的動力降尺度（如 NARCCAP, ENSEMBLES, CORDEX 等），但是所需人力與計算資源相當龐大，特別是如果希望涵蓋先前提及的不確定性來源（如自然變動、模式結構與參數、未來情境等），只能透過參與國際研究計畫的方式進行，由於未能涵蓋完整的可能性機率分布，在這裡先不討論。

在未來發展情境部份，IPCC 模式資料庫中較完整的三種情境為 A1B、B1 與 A2，限於篇幅，在此將以 A1B 未來發展情境的推估為例說明主要的結果。研究所用的 A1B 情境資料模式共 24 個（如表 1）。由於統計誤差校正空間分解法，已經在運用高解析度觀測資料提高模式資料解析度前，以機率分布特性修正模式系統性誤差，可以說是相當程度確保模擬氣候資料的正確性，只是並不能確定這些在現今氣候所觀測的網格與次網格的統計關係，是否在氣候變遷影響下，也會發生改變，但在無法估計其如何變化的情形下，只能假設統計關係維持不變，這是統計降尺度方法在應用上的侷限。不過由於相同的誤差修正與內插方法被同時運用在現今氣候與未來氣候的推估上，可以預期在模式原始空間尺度的變化量，並不會被統計降尺度方法改變太多。這一點通常與其他較複雜的統計降尺度方法不一樣，取決於所使用的變數，一般多變數線性迴歸方法(multiple-linear regression) 所求得的降尺度結果，有可能與原始的結果迥異，變異量也可能不足；如果是類似法(Analog)則可能要先進行模擬結果的分類比較，而延伸求出的降尺度資料，仍可能有較大的

差異。也因此，研究中的變遷推估結果與過去國內的研究結果（如，柳中明等 2008）不同。

表 3 是在 A1B 未來發展情境下，臺灣的四個主要分區在不同季節所對應的可能未來氣候變遷範圍，在此所謂未來氣候變化是指 2080~2099 年的平均值減去 1980~1999 年的平均值，亦即每 100 年的變化幅度，如果轉換為線性變化趨勢。表中也標出氣候變化可能性累積機率分布的主要分布點（從最小到最大，以及中間的 10 百分位、25 百分位、50 百分位、75 百分位、90 百分位所對應的變化值）。在近地表氣溫變化部份，所有氣候模式所推估的區域季節平均變化中位數大約是介於 2.1°C 至 2.4°C 之間，北臺灣較南臺灣的增溫幅度略高，而秋季較其他季節略低。約有一半的模式認為未來臺灣各區域季節平均變化主要是介於 1.8°C 與 2.9°C 之間。90% 以上的模式推估區域季節平均變化將在 1.3°C 以上或小於 3.1°C，同樣是北臺灣較南臺灣的增溫幅度略高。在降水量平均百分比變化方面，依多氣候模式系集分布情形推估，有接近四分之三的模式模擬推估臺灣四個主要分區未來的冬季平均雨量都會減少，約有一半的模式推估變化是介於 0% 至 -23% 之間，南臺灣春季未來的平均雨量百分比變化四分差 (Interquartile Range, IQR) 與冬季類似，同時往較為增加的方向偏移。而未來臺灣各區域的夏季平均雨量百分比變化，將近 60% 的模式推估降水都是增加，約有一半的模式認為未來夏季平均變化主要是介於 +15% 至 +45% 之間，這些推估結果對原本就是夏季多雨、冬季少雨的中南部地區而言，未來如何調配水資源的豐枯期，將會是更大的議題。

A. 全臺灣平均特性的時間序列變動（近地面氣溫與降雨）

表 3 是分析臺灣四個主要分區季節平均氣候改變量可能性機率的評估範圍，涉及部份網格資料的空間平均與長期氣候時間的平均，模式間的差異則是組成可能性機率分布，且由於 IPCC 氣候模擬皆為自由積分，上述差異不只是模式本身造成的，也包含模式中的自然變動。接下來是逐步捨棄平均過程，檢視個別的細節，首先做空間平均，可以進一步呈現其隨時間變化的序列，但可以分別計算年平均、季節平均或甚至個別月份平均。圖 8 是全臺灣區域平均（共 24 個網格點資料）年平均近地面氣溫的時間序列，時間範圍是從 1960 年至 2100 年。因為降尺度方法是用觀測與模式資料的累積機率分布進行誤差修正，所以觀測資料的年際變動性越大，則模式統計降尺度結果的年際變動性也較大。所有模式的系集平均（粗紅線）年際變動較小是因為取 24 個模式平均時，會有額外平滑的效果，以個別模式而言，年際變化的特性就與單一的觀測資料相近。

全臺灣區域平均年平均近地面氣溫的模式系集平均模擬推估值，大約是從 1960 年代的 20.0°C 上下逐漸持續上升到 2100 年時約為 22.7°C，將 24 個個別氣候模式推估結果的時間序列加入其中，以及模式間標準差的範圍的標注，都是希望將未來氣候變遷推估在科學上的不確定性同時傳達。從平均氣候的模式統計分布而言，21 世紀末的氣溫分布狀態，可分辨初期與 20 世紀的統計分布範圍有很大的不同（即可以通過統計 95% 顯著的檢定），模式間的差異 (spread) 也有隨時間略微加大的趨勢。不過必須注意的是，在誤差修正與降尺度前，對近地面氣溫這種趨勢變化明顯的變數，須先移除線性變動的部份，才能以累積機率

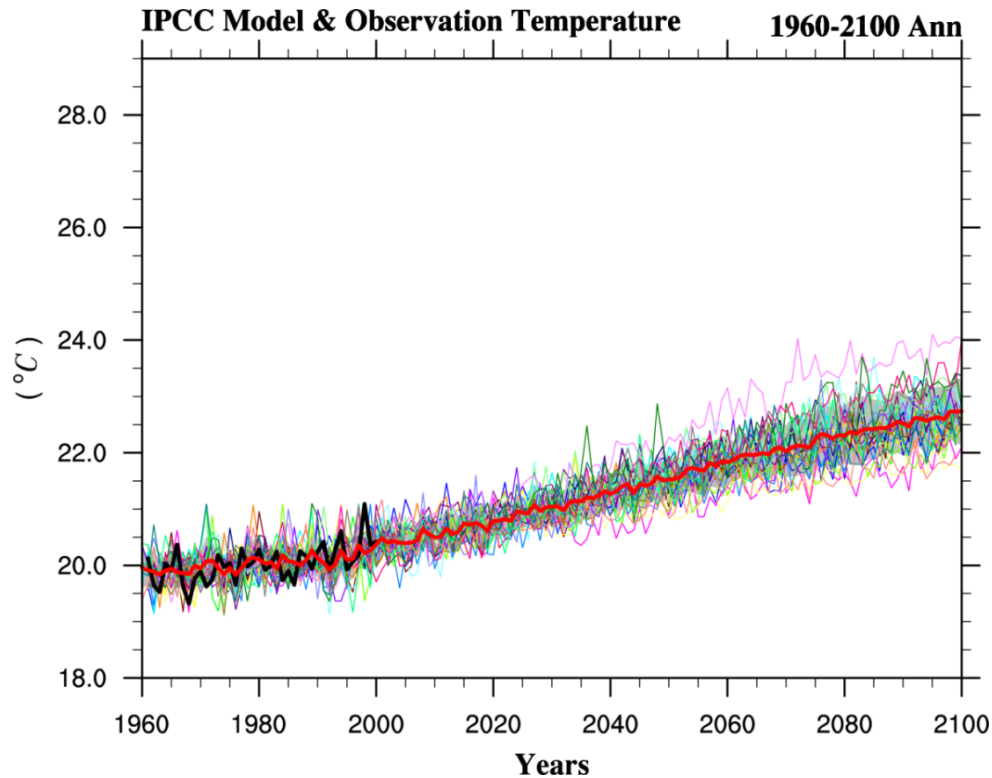


圖 8 全臺灣區域平均年平均近地面氣溫的時間序列，圖中黑粗線是 CRU 觀測資料結果、紅粗線為 24 個氣候模式的系集平均值、細線為個別氣候模式的模擬推估結果，陰影區為用 24 個氣候模式間在每一年的上下一個標準差範圍。(A1B 為未來情境)

分布修正模式誤差，之後再將線性變動的部份加回，因此，主要的長期變化是以線性增加估算。

圖 9 與圖 8 一樣是全臺灣區域平均近地面氣溫的時間序列，只是分別就夏季與冬季平均的推估結果，而非全年平均。就夏季而言，溫度約從 1960 年代的 24.5°C 上下逐漸持續上升到 2100 年時約為 27.4°C，增溫的幅度比全年平均略高，單一模式的年際變化幅度與年平均相似，模式間的差異以及其隨時間變化的趨勢也與全年平均雷同，只是溫度值較高。在冬季部份（圖 9b），近地面氣溫約從 1960 年代的 14.5°C 逐漸持續上升到 2100 年時約為 17.4°C，與先前的時間序列最大的不同點在於冬季溫度的年際變化幅度較大

（圖 8 與圖 9 中的 Y 軸間距的溫差相同，雖然溫度範圍不同），氣候變遷的訊號監測較難，不過在討論未來氣候變遷時，報告中用 20 年的平均值代表氣候（1980~1999 年與 2080~2099 年），其變動的幅度遠小於個別年份，還是可以通過平均值有顯著變化的統計檢定。

圖 10 是全臺灣區域平均（共 75 個網格點資料）年平均降水的時間序列，時間範圍是從 1960 年至 2100 年。由於臺灣區域降水的模擬推估並沒有明顯的長期趨勢，因此可以直接運用觀測的累積機率分布修正誤差，同樣地所有模式的系集平均（粗紅線）年際變動較小，是由於 24 個模式平均時的額外平滑效果，並非模式無法正確模擬過

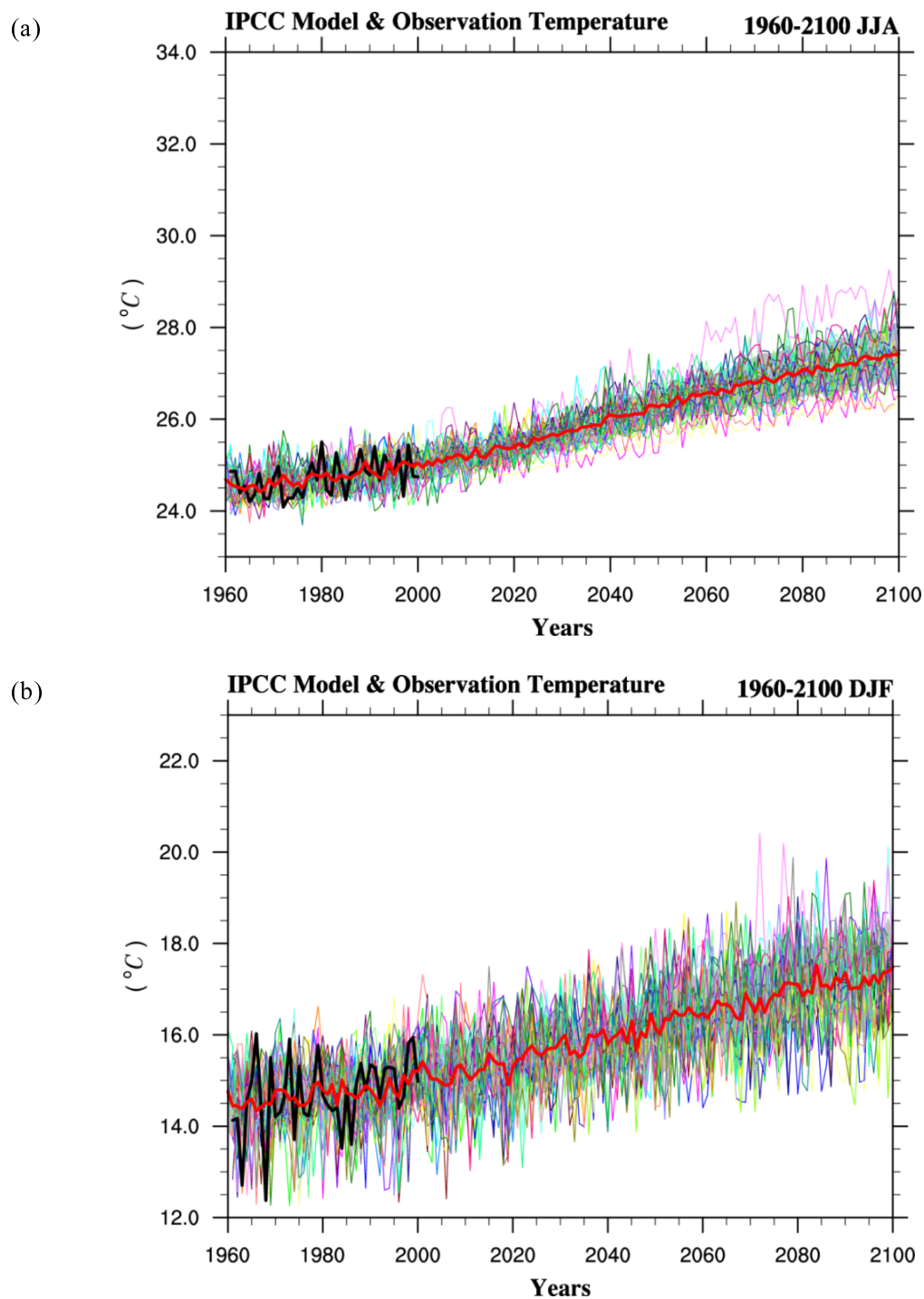


圖9 與圖8一樣，除了(a)與(b)分別代表夏季平均和冬季平均，而非年平均近地面氣溫。

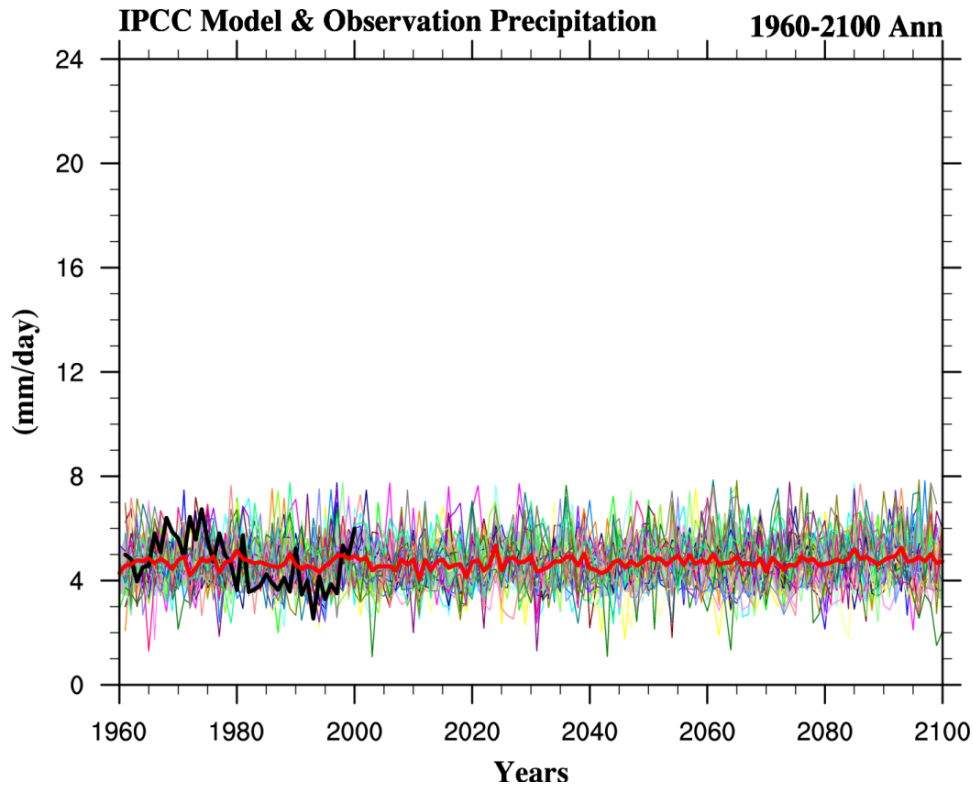


圖 10 全臺灣區域平均年平均降水的時間序列，圖中黑粗線是 APHRODITE 計畫觀測資料結果、紅粗線為 24 個氣候模式的系集平均值、細線為個別氣候模式的模擬推估結果，陰影區為 24 個氣候模式間在每一年的上下一個標準差範圍。A1B 為模式所用的未來情境，降水的單位： $\text{mm}(\text{day})^{-1}$ 。

去降雨的年際變化特徵，由於所有的氣候模式都未針對積分進行初始資料的觀測同化，且耦合氣候模式有各自的自然變動與時程（幾乎每個模式都有大氣海洋交互作用所產生的聖嬰－南方振盪現象或更長期的年代際變化，但是所發生的時間不見得與實際有所對應，每個模式中自然變動所發生的時間也不同），所以無法要求模式可以模擬出過去觀測的變動，除非過去觀測的變動是由於外在驅力造成的（例如，1991 年的 Pinatubo 火山爆發所產生氣溶膠的作用），並非自然變動所引發的局地氣候變化。

全臺灣區域平均年平均降水的模式系集平均

模擬推估值，大約是從 1960 年代到 2010 年幾乎都是維持在 $5 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ 左右，並沒有明顯的長期變動趨勢，20 年氣候平均值變化（2080～2099 年平均減去 1980～1999 年平均）的百分比亦小於 5%，圖中 24 個個別氣候模式推估結果的時間序列以及模式間標準差。模式間降水的差異並沒有如氣溫般隨時間略微增加的趨勢。

圖 11 是進一步分別就夏季與冬季平均的全臺灣區域平均降水模擬推估所分析的時間序列，就夏季而言，區域平均降水約從 1960 年代的 $8 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ 上下，到 2100 年時似乎有微幅增加至略大於 $8.5 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ ，不同於氣溫的是，夏季降

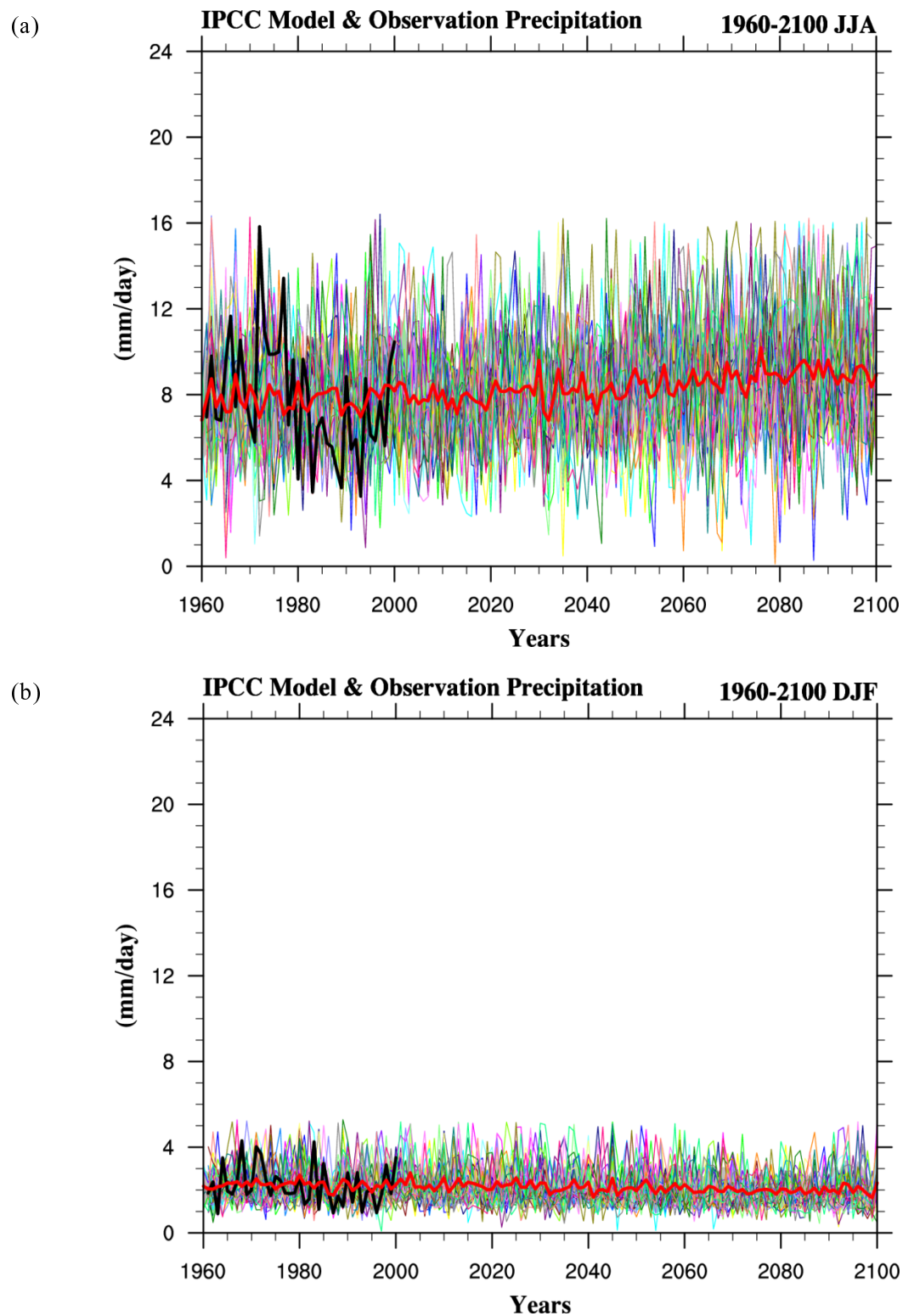


圖 11 與圖 6 一樣，除了(a)與(b)分別代表夏季平均和冬季平均，而非年平均降水。

水的年際變化幅度較大，模式間的差異也比全年平均明顯。固然部份差異是由於臺灣區域夏季降水量原本就比較大，但即使考慮此差異，夏季降水的變異量的相對幅度還是比較大。冬季部份(圖 11b)，降水約從 1960 年代的略大於 $2 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ ，微幅下降至 2100 年時略小於 $2 \text{ mm}(\text{day})^{-1}$ ，相對而言，冬季降水的年際變化幅度甚至比全年平均小，模式間的差異也比全年平均更為侷限。儘管降水的時間序列長期變動的趨勢有限，不過在討論未來氣候變遷時，使用 20 年氣候平均改變百分比，其變動的幅度雖遠小於個別年份，但是在統計分析上仍有其參考價值。

B. 區域網格氣候變化的加總機率密度函數分布(氣溫與降雨)

前一節主要是描述區域平均氣候的時間序列，比起表 3 區域平均氣候改變量可能性機率的評估範圍，提供了較詳細的隨時間演變的訊息，同時也粗略地涵蓋所有模式的分布，不只有特定的百分位值。這一節所呈現的氣候變遷推估重點回到 20 年氣候平均值變化(2080~2099 年平均減去 1980~1999 年平均)，但是在此並不先計算區域平均，也不只提供特定百分位值，而是將所有不同氣候模式的推估與所有區域內個別網格點的資料整合在一起，建構整個區域氣候變遷推估的可能性機率密度函數分布(Probability density function)，由於不先計算區域平均，個別模式氣候空間細部變異量的狀態可以被保存(一般而言，空間尺度越小，氣候變數的變異量越大)，完整的機率密度函數分布也提供比特定的百分位值更豐富的訊息。

圖 12 是全臺灣區域(共 24 個網格點資料的個別加總)所有個別模式(共 24 個氣候模式分別累計)年平均近地面氣溫平均值變化的機率密度

函數分布，其中發生機率最高的變化區段為 $2^{\circ}\text{C} \sim 2.25^{\circ}\text{C}$ ，機率分布的偏度(skewness)略微偏正，主要是由於其中單一氣候模式在多數臺灣區域網格點的氣溫變遷推估量超過 3.5°C ，遠高於其他模式。圖 13 與圖 12 相似，只是進一步呈現春、夏、秋、冬四季的個別季節平均氣溫變遷，個別季節平均氣溫變化的模式推估結果分散度(spread)比年平均變化的模式差別略微增加(年平均值較集中在 $2^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ 的區間)，單一模式的推估與其他氣候模式有較大差異的情形，在冬、夏季尤其明顯。未來臺灣春季平均氣溫變遷推估發生機率最高的變化區段為 $2^{\circ}\text{C} \sim 2.25^{\circ}\text{C}$ ，但是增溫介於 $2.25^{\circ}\text{C} \sim 2.5^{\circ}\text{C}$ 以及 $2.5^{\circ}\text{C} \sim 2.75^{\circ}\text{C}$ 區段的機率亦相似，小於 1.5°C 的可能性微乎其微。夏季平均氣溫變遷推估發生機率最高的變化區段同樣為 $2^{\circ}\text{C} \sim 2.25^{\circ}\text{C}$ ，不過模式間的差異較春季明顯，單一模式的增暖推估超過 3.5°C ，秋季氣溫變化機率分布整體而言與年平均分布相似，推估發生機率最高的變化區段還是 $2^{\circ}\text{C} \sim 2.25^{\circ}\text{C}$ ，惟增暖 $2.75^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ 區段的機率較其它季節高。冬季未來臺灣氣溫變遷的模式推估結果分散度也比年平均高，模式推估未來將暖化 $1.75^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$ 與 $2.25^{\circ}\text{C} \sim 2.5^{\circ}\text{C}$ 區段的機率較高。在這些可能性機率分布圖中，可以很明顯地知道，單一模式季節平均氣溫變遷推估在臺灣地區的空間差異遠小於不同模式間的差距，甚至不同季節的增暖幅度差別，對同一氣候模式而言也相當有限。

在降水變化方面，圖 14 是全臺灣區域(共 75 個網格點資料的個別加總)所有個別模式(共 24 個氣候模式分別累計)年平均降水氣候變化的機率密度函數分布。以年平均而言，如果個別月份的氣候變遷符號不同，年平均的變動容易偏小。在未來氣候變遷推估中，降水的變化不像近

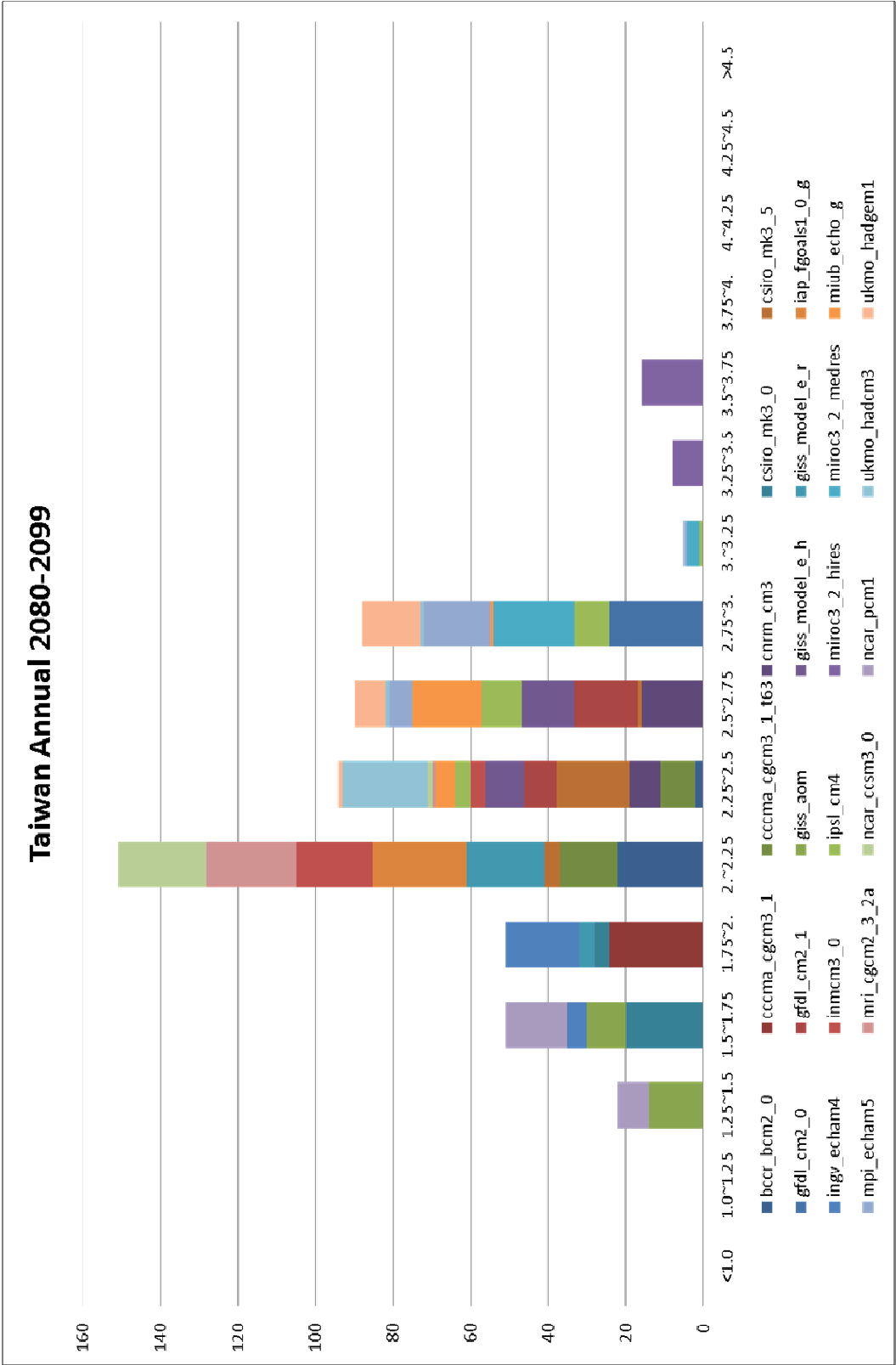


圖 12 臺灣區域（共 24 個網格點資料的個別加總）所有個別模式（共 24 個氣候模式分別累計）年平均近地面氣溫平均值變化的機率密度函數分布。不同顏色代表不同氣候模式的結果，A1B 為模式所用的未來情境，氣溫變化單位：°C。

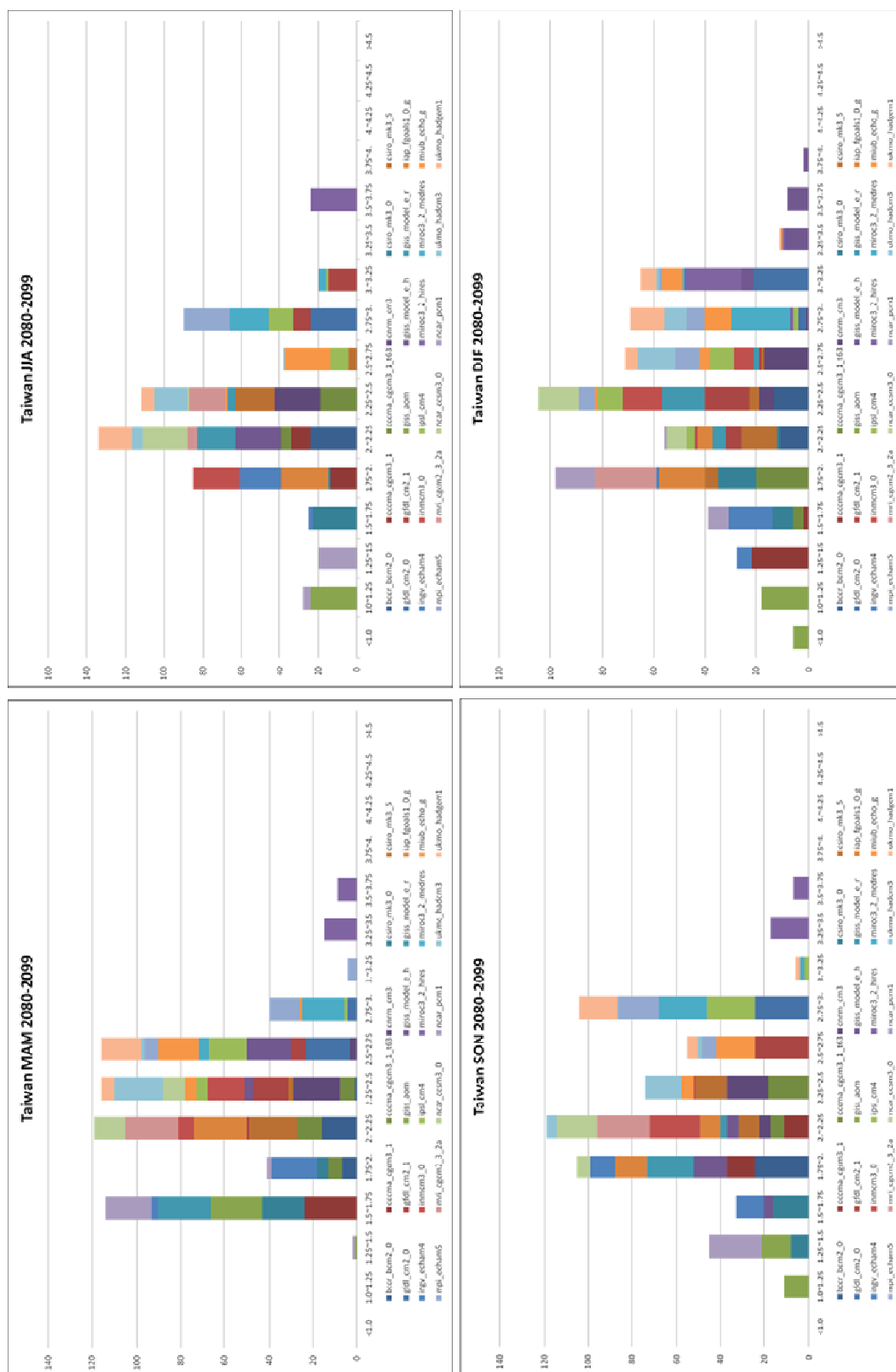


圖 13 臺灣區域（共 24 個網格點資料的個別加總）所有氣候模式分別累計（共 24 個氣候模式分別累計）四個季節平均近地面氣溫平均值變化的機率密度函數分布。不同顏色代表不同氣候模式的結果，AIB 為模式所用的未來情境，氣溫變化單位：°C。

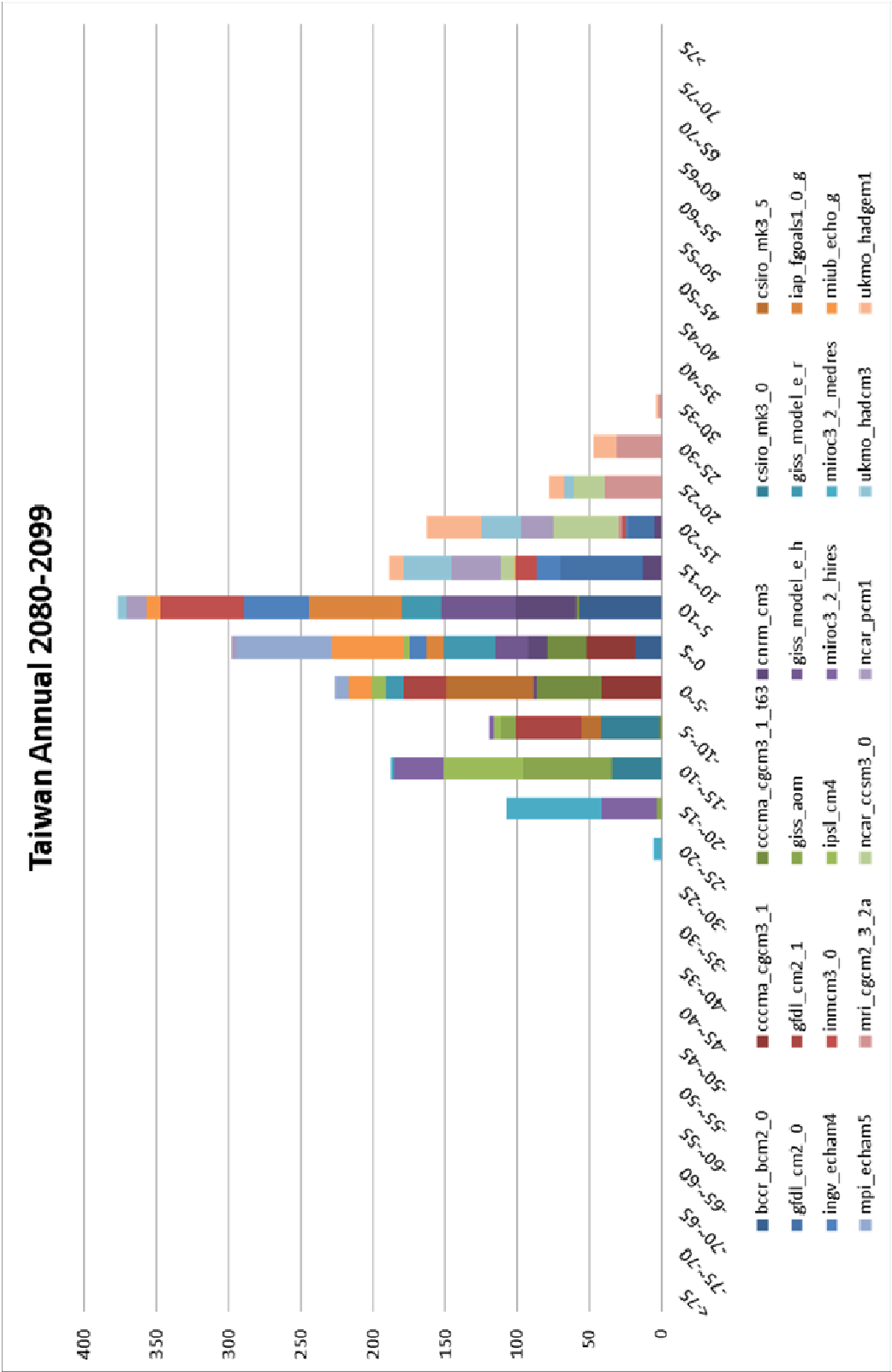


圖 14 臺灣區域（共 75 個網格點資料的個別加總）所有個別模式（共 24 個氣候模式分別累計）年平均降水氣候百分比變化的機率密度函數分布。不同顏色代表不同氣候模式的結果，A1B 為模式所用的未來情境，降水百分比變化單位：%。

地面氣溫，幾乎所有的模式與所有地區在 21 世紀末期的溫度都是上升的，只是上升的幅度大小不同，降雨的變化有明顯得區域差異（參見圖 4），有些地方降雨增加、有些減少，模式間的分歧在局部地區或不同季節也非常顯著（參見圖 7），比較可能在平均的過程發生變化相抵的狀況。累計臺灣區域所有模式與所有網格點，發生機率最高的變化區段為+5%~+10%，有不少模式的推估是介於-5%~+5%之間，整體的機率密度函數分布還算近似高斯分布。推估未來將有較大區域降雨增加的模式推估範圍是介於+15%~+35%，未來將有較大區域降雨減少的模式推估範圍是介於-10%~-25%。

圖 15 也是進一步呈現春、夏、秋、冬四季的個別季節平均降水變遷分布特性，個別季節平均降水變化的模式推估結果分散度比年平均變化的模式差別來得大。未來臺灣春季平均降水變遷推估發生機率最高的變化區段為-25%至+15%之間，雖然模式推估未來春季會增加介於+5%~+10%區段的機率比其他區段高，但是還是有比較多的模式模擬未來春季降水會減少。夏季平均降水變遷推估發生機率分布呈雙峰形態，雖然較多數的模式推估認為未來變化範圍將以為+10%至+45%之間為主，不過有少數模式模擬在臺灣區域的夏季降水將略微減少（-10%至+0%）。秋季降水變化百分比的機率分布也是呈現雙峰特性，增加與減少的機率相當，有些模式推估未來秋季降雨會增加+5%~+20%，有些模式則認為會減少，推估範圍介於 0%~-20%之間，但也有模式推估在臺灣區域的秋季降水將增加超過+40%，增加的幅度與其他模式有較明顯的差異。冬季未來臺灣降水變化推估發生機率最高的變化區段為-25%至-15%之間，整體而言，有近四分之三的模式

模擬未來冬季降水會減少，雖然也有少數模式推估在臺灣區域冬季降水增加將超過+15%。同樣地，單一模式季節平均降水變遷推估在臺灣地區的空間差異還是小於不同模式間的差距，但是對降水而言，同一氣候模式在不同季節的平均降水變化差別較氣溫變化明顯。後續臺灣區域氣候變遷的資料應用，必須特別注意降水變化百分比的季節變化或甚至逐月的變化，因為時間平均所造成變化量相抵的狀況，遠較空間平均可能發生，如果上述的細節時間變化對於氣候變遷的影響、衝擊、調適評估是重要的，就不應化約。雖然有人可能認為模式正確模擬逐月平均氣候的能力比季節平均差，不過我們已經用可能性機率分布的方式，客觀地評估不同模式間較為共同的特徵。

C. 逐月氣候變遷的空間分布圖（近地面氣溫與降雨）

前幾節的討論方式，對於空間分布的訊息，已經被平均或累加的方式所淡化，但是對於氣候變遷影響與衝擊評估的相關研究，有時需要更詳細的空間分布資料。若仍希望同時呈現不同模式的可能發生機率，又同時提供科學推估本身的不確定性，很難在圖中一起呈現，因為每一個空間的網格點都有自己的機率密度函數。一種可以描述主要機率分布特徵的空間分布的方式，是選擇特定百分位值的分布情形，此時雖然無法完整代表機率密度函數，但是可以點出較具參考價值的特徵。必須再次強調，在此並未以統計模型估算取代原始資料分布，許多網格點上的機率密度函數近似高斯分布，但在此先不做額外統計模型的選取與假設，同時，受限於研究所使用的觀測資料解析度，近地面氣溫的空間降尺度結果的解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，臺灣地區共只有 24 個網格值，並無法充分滿足氣候變遷影響的需求，不過氣溫

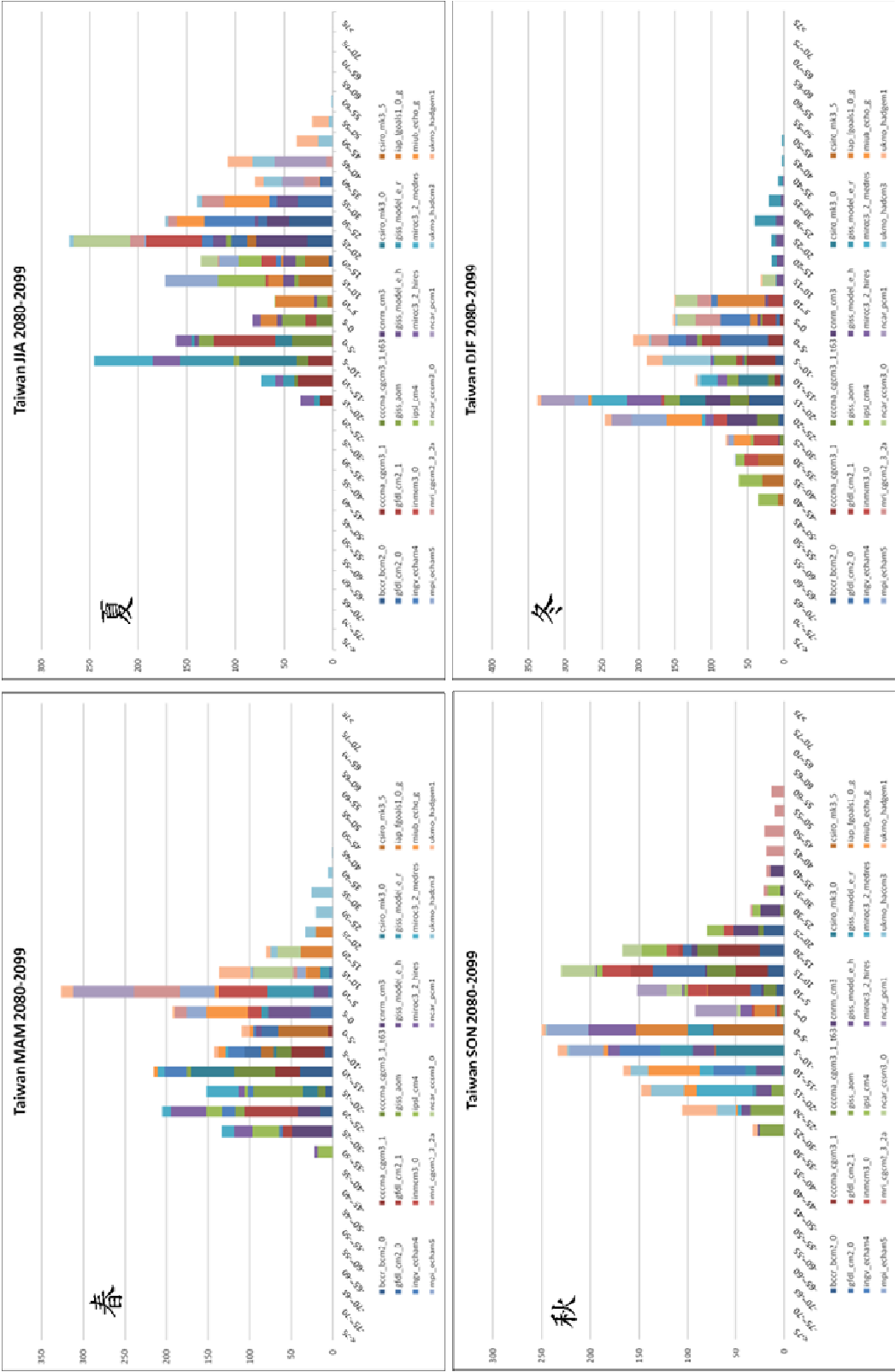


圖 15 與圖 13 相似，但是分別為 4 個不同季節平均降雨百分位變化的機率密度函數分布。

變化在空間上的變化較小，影響有限，如果需要高解析度的誤差修正後模式模擬氣候與未來推估，就需要引進高解析度的長期觀測資料。圖 16 是在 A1B 未來發展情境下，氣候模式所推估臺灣地區近地面氣溫氣候平均變化可能機率分布的中位數，選擇中位數而非平均數是因為其對變化量與其他模式較不同的模式結果(outliers)較不敏感，中位數雖然不盡然是發生機率最高的推估狀況，但仍是整個機率分布範圍的代表位置。即使考慮不同月份與個別網格點，在 A1B 未來發展情境下，未來氣候平均近地面氣溫增加的模式分布中位數約在 $2^{\circ}\text{C}\sim 3^{\circ}\text{C}$ 之間，其中二月份的推估值最高，特別是在臺灣北部地區，4、7 月的推估值最低，幾乎全臺灣都介於 $2^{\circ}\text{C}\sim 2.25^{\circ}\text{C}$ 之間。

除了整個機率分布範圍的位置參數之外，可能性機率分布的範圍也相當重要，常用的參數之一是四分差，表示有 50% 的模式推估值落在這個範圍之間，同時有四分之三的模式推估小於 75 百分位值或大於 25 百分位值。但在此為了節省篇幅，我們只說明未來氣候變遷推估的模式分布 90 百分位值與 10 百分位值，主要是為了突顯較極端的可能狀態，至於四分差部份的資訊，可以在臺灣區域未來氣候變遷推估資訊平台網站 (<http://tccip.ncdr.nat.gov.tw>) 查閱。90 百分位值與 10 百分位值固然是強調較極端部份的可能性機率分布，但是還是去除了最極端的模式，以避免特定模式的奇特現象所可能帶來的影響。圖 17 是模式未來氣溫推估分布 90 百分位值逐月變化，主要是介於 $2.75^{\circ}\text{C}\sim 3.75^{\circ}\text{C}$ 之間，臺灣西北部的推估變化往往比東南部更大，其中 12 月份的 90 百分位值最高，臺灣北部地區都超過 3.25°C ，比模式增溫的中位數更高 1°C ，儘管模式模擬的發生機率並不高。臺灣南部地區在許多月份的 90

百分位值也只介於 $2.5^{\circ}\text{C}\sim 2.75^{\circ}\text{C}$ ，未來增溫的衝擊較小，從影響評估應用方面的角度考慮，90 百分位值已經是較極端的推估上限。圖 18 是模式未來氣溫推估分布 10 百分位值逐月變化，主要是介於 $1^{\circ}\text{C}\sim 1.75^{\circ}\text{C}$ 之間，其中春季北部介於 $1.5^{\circ}\text{C}\sim 1.75^{\circ}\text{C}$ 之間最高，冬季南部介於 $1^{\circ}\text{C}\sim 1.25^{\circ}\text{C}$ 之間最低，絕大多數的模式模擬未來氣溫上升幅度都比 10 百分位值高，可以視為較為保守的未來氣候變遷推估，影響評估或調適策略應該至少足以解決此增溫所可能衍生的問題。

上述從特定機率分布百分位值檢視未來氣候變遷推估，由於空間分布圖中的同一百分位值的鄰近網格推估結果，事實上可能來自不同模式；所呈現的固然是模式分布的機率特徵，但是相對於個別模式可能隨不同月份的氣候變動幅度較大的特性而言，模式分布的特定機率分布百分位值也通常會比單一模式在不同月份的變化幅度小，在實際應用時必須注意其與逐一使用個別模式氣候變遷時的差異。

相對於近地面氣溫變化，模式推估降水變化百分比的空間分布更為多元，模式間降水模擬的逐月空間分布變化的差別本來就比溫度模擬大。統計降尺度所使用的觀測降雨資料的解析度較高 ($0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$)，也因此推估結果在臺灣地區的網格點數較多 (75 點)，更有利於氣候影響評估方面的應用研究，但是降水模擬是由模式的參數化方法產生，由模式結構所造成的不確定也高於氣溫模擬。圖 19 是在 A1B 未來發展情境下，氣候模式所推估臺灣地區降水氣候平均變化百分比可能機率分布的中位數，先前已經說明選擇討論中位數的原因，但仍必須注意整體模式機率分布特定百分位，相較於個別模式所產生的隨時空變異量，亦即不再重視個別模式的特性，而只注重考

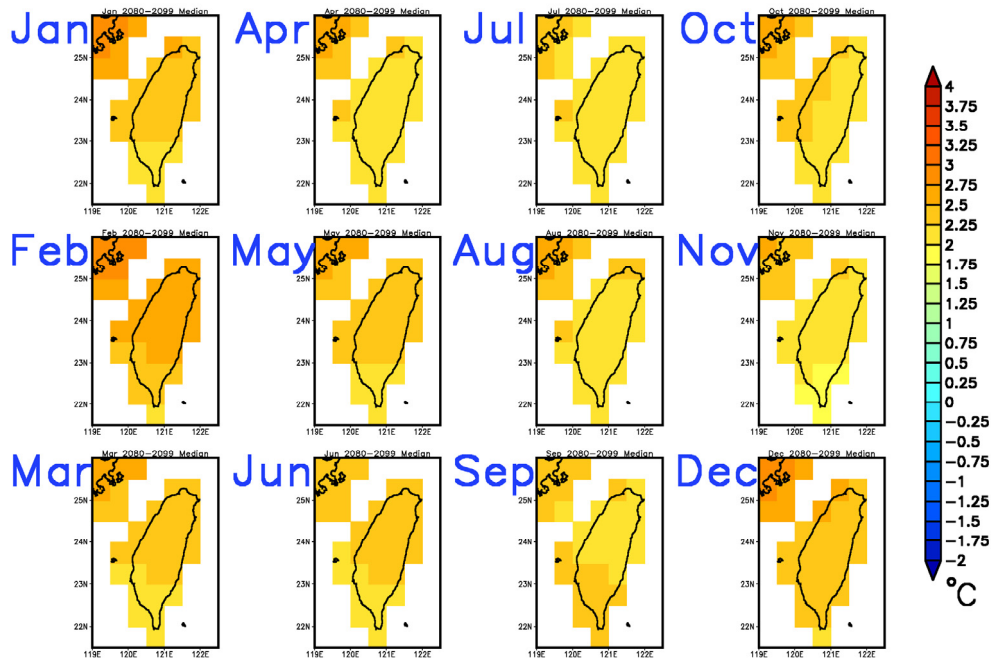


圖 16 在 A1B 的未來發展情境下，依據所有 24 個 IPCC 氣候模式所推估臺灣地區近地面氣溫氣候平均變化（2080～2099 年減去 1980～1999 年平均變化）的模式間中位數值。由左上到右下逐列各圖分別代表 1 月至 12 月逐月的氣溫變化，單位：°C。

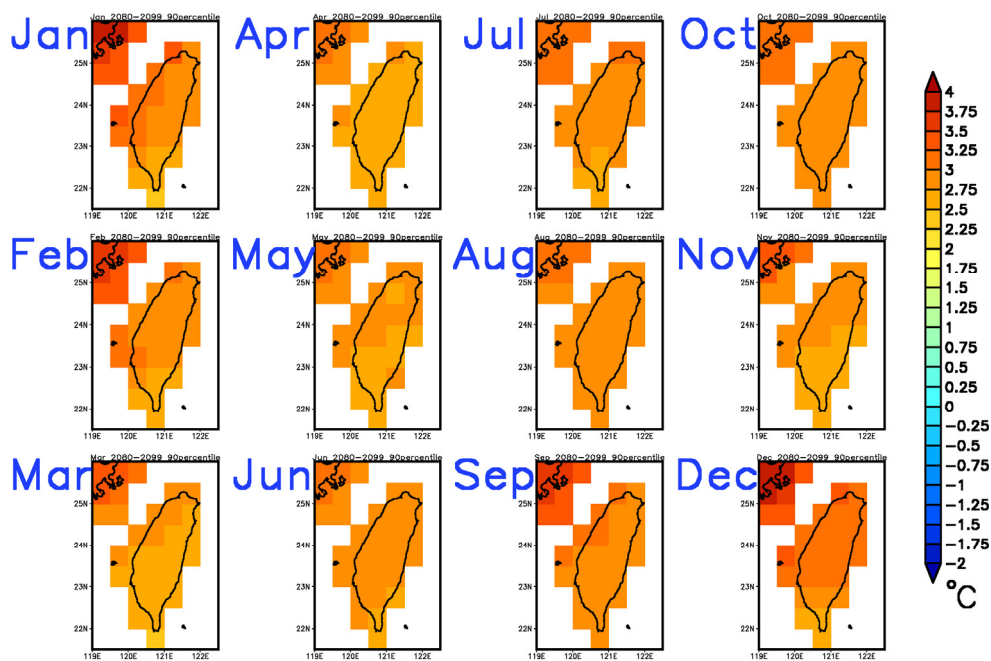


圖 17 與圖 16 相同，但是為模式分布的 90 百分位值。單位：°C。

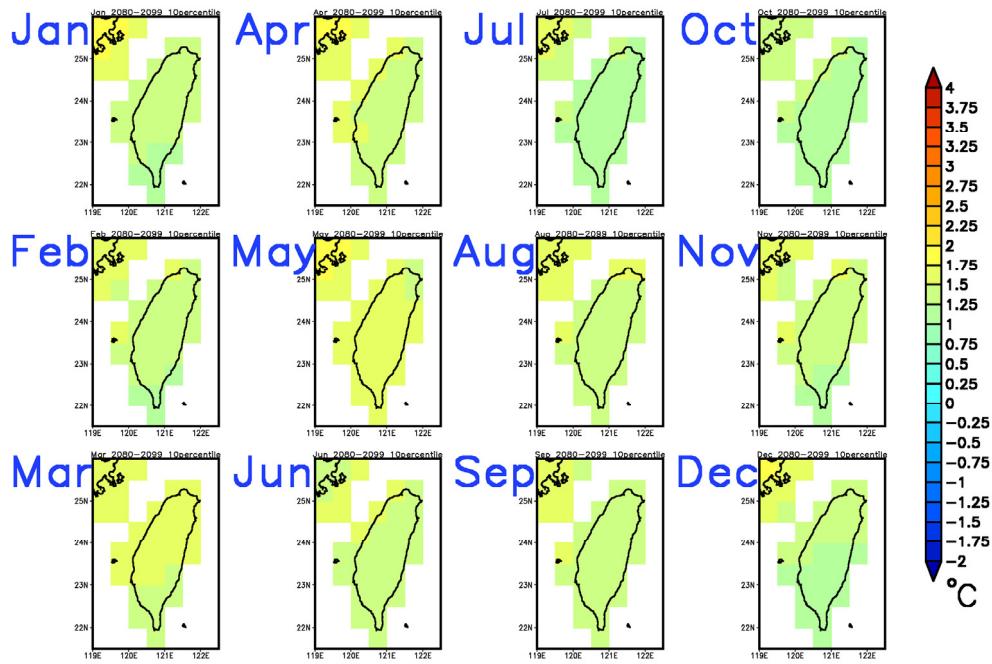


圖 18 與圖 16 相同，但是為模式分布的 10 百分位值。單位：°C。

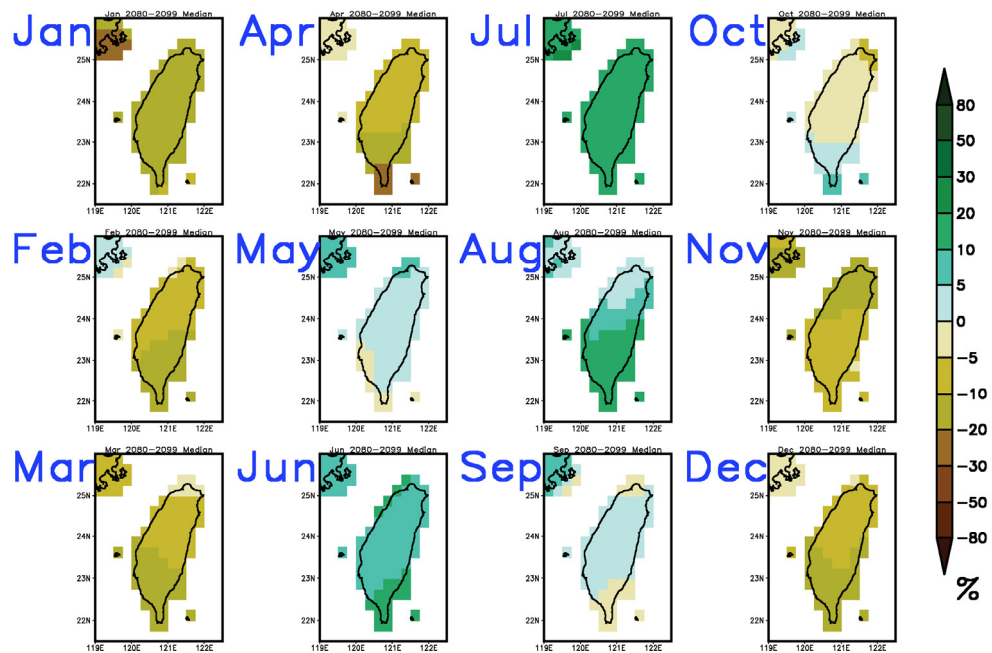


圖 19 在 A1B 的未來發展情境下，依據所有 24 個 IPCC 氣候模式所推估臺灣地區降水氣候平均變化百分比（2080 年～2099 年減去 1980 年～1999 年平均變化）的模式分布中位數。由左上到右下逐列各圖分別代表 1 月至 12 月逐月的未來降水變化百分比，單位：%。

慮所有模式時的機率分布特徵。基本上從 10 月到 4 月，有相對較多的氣候模式推估未來臺灣區域降水會變少；而從 5 月到 9 月，相對多數的氣候模式模擬未來會變得更多雨，相較於先前只針對季節平均氣候變化的分析，這裡提供更細部的逐月變化與空間分布狀態。其中 7 月份臺灣全區降水氣候平均變化百分比的模式分布中位數都介於 +10% 與 +20% 之間，是個別月份增加百分比值最高的，8 月份臺灣南部地區降水增幅中位數比北部大，在 5、9、10 月份多數地區的降雨變化介於 -5% 與 +5% 之間，幾乎各有一半的模式推估為增加，另一半減少。相對地在未來雨量推估將減少的月份，全臺各地在 1 月份降水變化的模式分布中位數都介於 -10% 至 -20% 之間，是個別月份降水減少百分比值最多的。2 至 4 月份臺灣南部地區降水減少較其他地區更顯著，未來春季耕作農業用水的供給可能更加困難。不過變化較大的部份原因是南部地區除了夏季以外，多數的月份氣候平均的降水量就比臺灣其他區域少，容易造成較高的百分比變化，即使改變量的絕對值相似。

在突顯未來氣候變遷推估較為極端狀態的方面，依舊以 24 個氣候模式分布的 90 百分位值與 10 百分位值（圖 20 與圖 21）加以呈現，模式未來降水變化推估分布 90 百分位值逐月變化中，以 2 月與 3 月的變化幅度較小，介於 -5% ~ +20% 之間，絕大多數的模式未來降水變化推估都不會超過上述的幅度，甚至多數的模式模擬未來降水變化將減少，但也不能完全排除未來降水增加的可能性。從 6 月到 8 月，多數氣候模式推估臺灣地區未來降雨將增加的月份，其中夏季 7 月份的未來降水變化推估 90 百分位值，在臺灣許多區域都超過 +50%，是後續應用研究必須考慮未來降水增加的可能極端範圍，雖然多數模式的變化並沒有

這麼大。6 月份與 8 月份的增加幅度較小，但也都在 +30% ~ +50% 之間，這些都意味著模式模擬未來夏季降雨變化超過這些範圍的機率不大。在偏少的極端範圍部份，模式未來降水變化推估分布 10 百分位值逐月變化（圖 21），從 11 月到 4 月，當多數氣候模式推估臺灣地區未來降雨將減少的期間，其中各月份模式減少機率分布 10 百分位值在臺灣多數地區的變化都在 -30% ~ -50% 之間，也就是幾乎所有的氣候模式所模擬的未來降雨減少百分比都不超過 -50%，其中 3 月份，臺灣南部降雨減少機率分布的 10 百分位值較其他區域更極端（-50% ~ -80%），儘管模擬發生的機率不大。此外，仍應注意的是在多數氣候模式推估未來降水會增加的 6 月到 8 月，還是有出現模式模擬的未來月平均會減少至 -20% ~ -30% 以上的可能。

最後，再次強調以可能性機率密度分布方式評估未來氣候變遷推估的重要性，以多模式系集平均的方式呈現未來氣候變遷推估的「最佳估算」，忽略了氣候變遷推估的不確定性，考慮這些源自自然氣候變動以及模式結構與參數差異等伴隨氣候變遷模擬本質，才是表示未來氣候變遷推估的科學與客觀方式，雖然不能排除模式模擬能力與誤差的影響。

D. 逐月、季氣候自然變動變遷幅度的估計

前述伴隨氣候模式模擬的氣候系統自然變動，無法從個別模式的氣候變遷數值實驗結果分離出來，其中包含年際或甚至年代際的變化，不過，有一些不同的方法可用以估計氣候自然變動對未來氣候變遷推估的影響。從統計的角度而言，只有當未來氣候變遷推估的變化幅度大於這些氣候自然變動，後續的討論才更具意義。

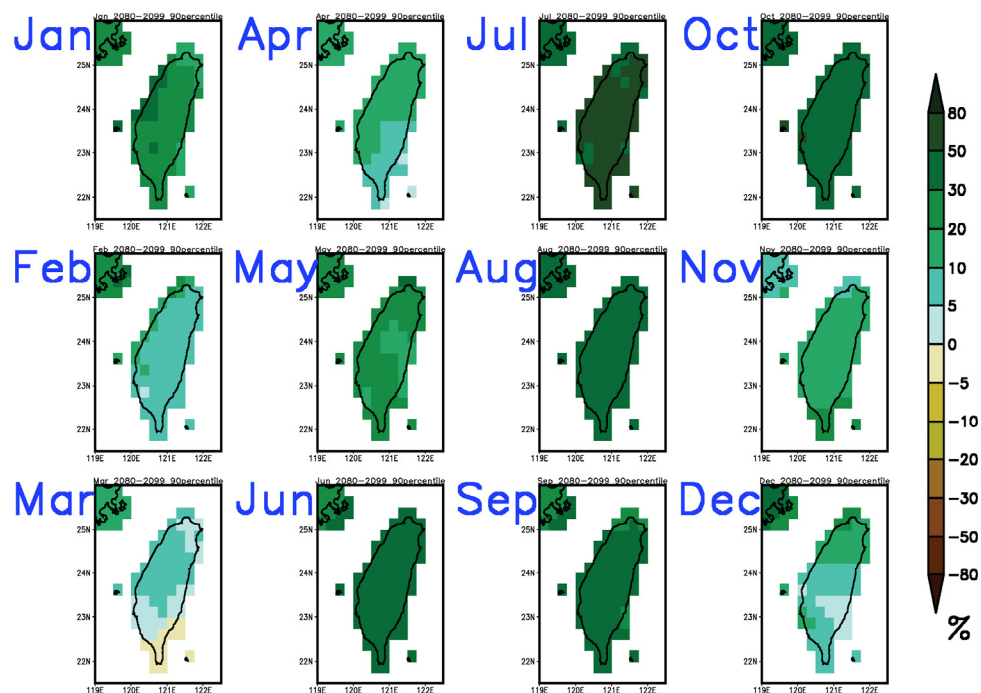


圖 20 與圖 19 相同，除了是模式分布的 90 百分位值，而非中位數值。單位：％。

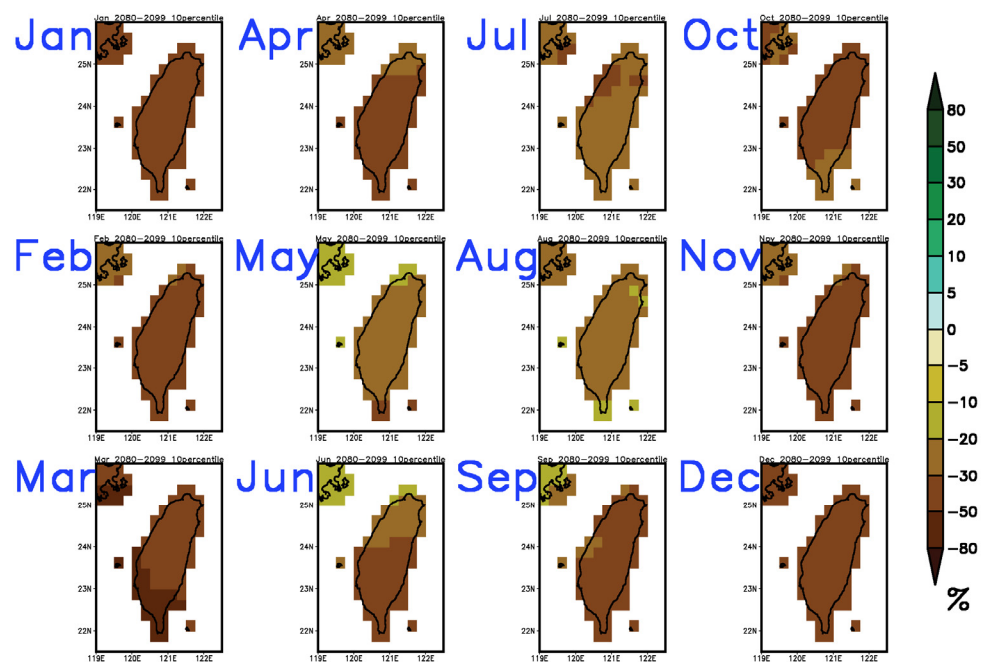


圖 21 與圖 19 相同，但是為模式分布的 10 百分位值。單位：％。

在氣候變遷推估問題中，估計氣候系統自然變動沒有標準的方法，而且往往必須借助於數值模式，因為實際觀測資料同時包含外在輻射驅力造成的長期氣候變遷，以及與外在輻射驅力無關的氣候系統的自然變動，而且兩者無法被分離。過去觀測的氣候變化是否主要由溫室氣體造成的，也是透過氣候模式在只加入自然驅力（太陽輻射量變動、火山爆發所產生的氣溶膠等）時，無法重現過去百年的長期氣候變遷趨勢，做為偵測與歸因(detection and attribution)的主要依據。但是對未來氣候變遷，無法估計自然驅力的變動，只能假設其不變，而以未來發展情境所估算的溫室氣體與氣溶膠排放量為輻射驅力變化的基準，再檢視未來長期氣候變遷的狀態是否已與現在的氣候平均狀態不同。

以模式估計氣候系統自然變動的第一種方式是系集模擬，在同樣的氣候模式與外在輻射驅力下，只要初始條件稍有不同，幾天以後模式中所產生的天氣系統就不相同，這是大氣的混沌特性，常以「蝴蝶效應」描述，是非線性動力系統的特徵。雖然模式中個別的天氣系統位置不同，但天氣系統整體統計特性隨季節的變動還是相似的，因為主宰季節變動的太陽輻射隨季節與緯度的變化在模式中是相同的，對於包含大氣與海洋過程的氣候模式而言，「蝴蝶效應」影響的不只是時間尺度比較短的個別天氣系統演變的差異，也可能是造成年際變化的聖嬰—南方振盪事件演變的差異，或者更長時間尺度的年代際變動，因為對於氣候系統中的重要子系統—海洋而言，這些都是無需外力驅動，只透過與大氣的交互作用就可以產生的自然變動。因此，同一模式系集成員之間的差距，就是氣候系統自然變動可能造成的差別；不過，系集成員必須越多才越能更精準地

估計差別的機率分布。由於參與 IPCC 評估報告的氣候模式並非所有的模式都有多成員的系集模擬結果，即使有，系集成員的數目也多半有限，不見得是最好的估計方式。

第二種估計氣候系統自然變動的方式是運用氣候模式的控制實驗，一般氣候模擬的控制實驗是指固定模式中溫室氣體與氣溶膠含量，以氣候模式進行長時間（有時超過千年以上）模擬的結果，由於並沒有造成氣候變遷的外在輻射驅力作用，分析控制實驗的變動特性，也可以估計模式中氣候系統自然變動的幅度（取任意 20 年氣候平均的差值），未來氣候變遷推估值也就必須大過模式自然變動的幅度，統計上才比較有意義。另一種相似的估計方式，是從模式對現在氣候模擬的時段中以自助抽樣(bootstrap)的方式處理，固然氣候模式並非如控制實驗，沒有加入外在輻射驅力，而是有部份過去歷史觀測到並加入模式中的輻射驅力，但是如果現在氣候模擬所可以取樣的時段，比我們用來評估氣候變遷的 20 年氣候平均更長，就可以用自助抽樣的方式估計模式中氣候系統自然變動的幅度，這是報告中所採用的估計方式，我們所用的抽樣次數為 500 次，後續將以單一模式為例，說明 500 個樣本與實際代表現在氣候的 20 年平均（1980~1999 年）的差值機率分布比較，並取其累積機率分布的 95 百分位值，作為檢定未來氣候變遷推估是否具統計顯著性的標準，必須注意的是，這些運用模式所估計的氣候系統自然變動幅度與統計顯著性都可能隨模式的不同而有所差異，因此不同氣候模式必須分別評估。

圖 22 是以德國馬克斯普朗克研究院氣象研究所氣候模式(ECHAM5/MPIOM)為例，所估計的模式氣候系統 7 月份近地表氣溫平均氣候，自然

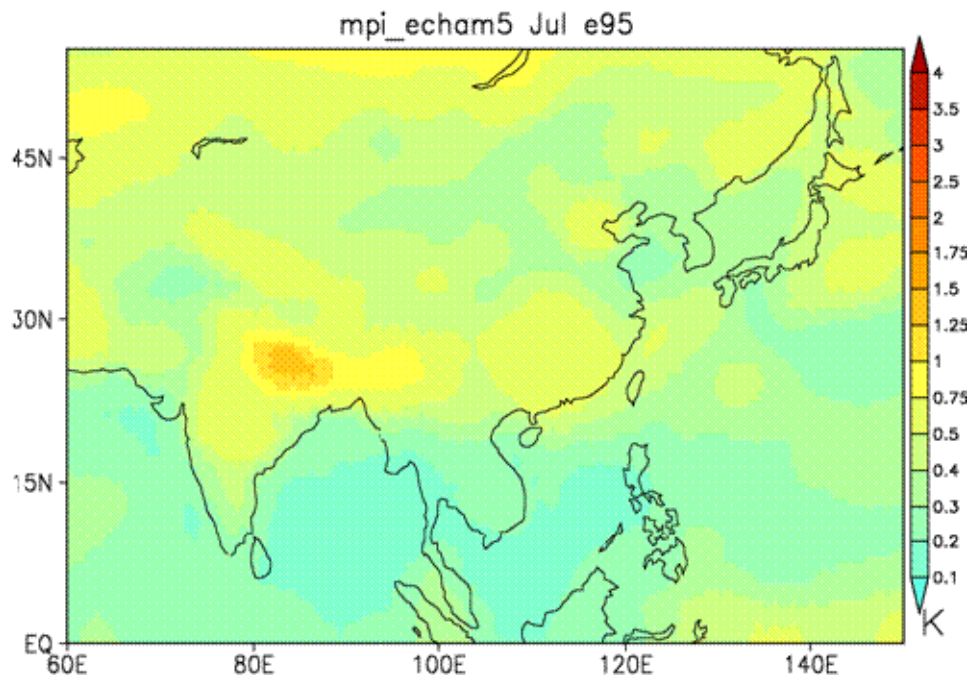


圖 22 以德國馬克斯普朗克研究院氣象研究所氣候模式 ECHAM5/MPIOM 的 20 世紀現今氣候模擬資料，透過自助抽樣法，以 1960~1999 年資料為基準任意抽取 20 年 7 月份近地面氣溫氣候平均值與研究所採用的現今氣候基準（1980~1990 年平均）差值絕對值的累積機率分布 95 百分位值分布，單位：°C。

變動幅度機率分布 95 百分位值，估計的方式如先前的敘述，現今氣候自助抽樣的時段為 1960 年至 1999 年，總採樣數為 500 次，並與實際代表模式現在氣候的 20 年平均（1980~1999 年）相減，再取差異絕對值的累積機率分布 95 百分位值，該值在臺灣附近約介於 0.4°C 與 0.5°C 之間，先前所討論臺灣區域各網格點的未來近地表氣溫氣候平均變化的幅度，即使是模式機率分布的 10 百分位值都遠大於上述的自然氣候變動的估計，說明臺灣地區未來近地表氣溫變遷的推估在統計上是可以通過 95% 信心檢定。以 1 月份模擬氣溫分析，臺灣附近的自然氣候變動幅度也還是與 7 月類似（圖 23）。

其次是針對降水量自然氣候變動的部份估

計，以同一模式所估計的抽樣與實際 7 月份降水氣候平均差距絕對值的累積機率分布 95 百分位值，該值在臺灣附近約介於 20% 至 30% 之間（圖未示），1 月份降水氣候平均在臺灣南部甚至超過 30%。必須注意的是，先前所討論臺灣區域各網格點的未來降水氣候平均變化幅度，即使是模式機率分布的中位數，往往都比上述自然氣候變動的估計值更小，說明臺灣地區未來降水氣候變遷的推估，往往是較為極端的模式機率分布，在統計上才能通過 95% 顯著性檢定。當然，儘管有完整的可能性(likelihood)評估，如果模式所推估的未來氣候變遷幅度不大，本來就不容易通過統計檢定，雖然科學上的信心(confidence level)較為不足，但也未必意味推估結果沒有意義。

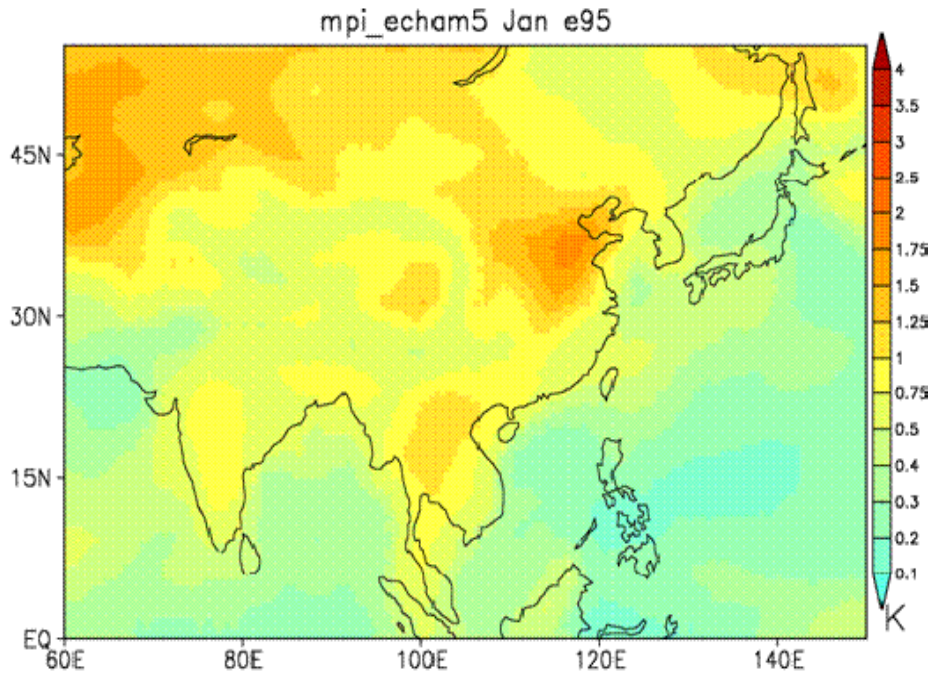


圖 23 與圖 22 相同，但是為 1 月份的 95 百分位值分布。單位： $^{\circ}\text{C}$ 。

五、結論

本研究運用國際現有的氣候變遷模式模擬推估資料庫，以科學客觀的方法，將氣候模式對未來氣候變遷模擬推估的結果，進一步轉換為臺灣地區未來氣候變遷的區域細部特性與分布推估，同時將推估過程中的相關問題、科學本質以及所伴隨的不確定性加以分析說明。結果顯示，以全台而言，氣候模式推估台灣地區未來呈現豐水期降雨增加，而枯水期降雨減少趨勢的可能性較高。這部分的推估結果，可能與未來氣候變遷情境下，北半球夏季在歐亞大陸之海平面氣壓減弱，伴隨低層氣旋式環流場，將暖濕的西風與西南風往東亞季風區傳送，增強了東亞季風。另一方面，可能也與太平洋副熱帶高壓西移，增強了東亞地區的水氣輸送過程有關(Lee and Wang, 2014)。溫度部分則是呈現普遍增溫的態勢，平均

增溫幅度在 $2^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ 左右的機率最大。

臺灣未來氣候變遷推估的主要依據，來自不同全球氣候模式所模擬的氣候變遷經過統計降尺度後在臺灣地區附近的結果，處理的方式則是客觀地將推估結果以機率密度函數方式呈現其可能發生的氣溫與降雨變化大小與機率分布，必須注意的是這種表示方式所含的不只是模式間的結構與參數差異，也同時隱含個別模式模擬過程中的自然氣候變動的影響，以及統計降尺度方法在誤差修正與空間細部化過程所衍生的不確定性。雖然在分析過程中並未特別分離上述的個別作用，但是可以估算個別作用對推估結果可能的影響。

即使可以客觀推估臺灣未來氣候變遷發生的大小與可能發生機率，並不表示對結果的機率分布有充分的信心。現階段對氣候變遷推估的信心主要是源自不同氣候模式模擬推估的一致性，以

及對導致其變化的物理過程的了解與確認，這些都還不能完全適用在對臺灣未來氣候變遷的推估上，也因此在此進一步運用這些推估結果時，必須格外小心，並瞭解其特性與限制。此外還必須注意的是，統計降尺度的方法相當多樣，臺灣未來氣候變遷推估與資訊平台建置計畫與此科學報告並未針對不同統計降尺度方法所可能帶來的不確定性加以評估。建構機率密度函數時並未使用已知的統計分布模型。目前尚未依據全球氣候模式對過去氣候的模擬表現，在推估時加以濾除或委以權重；也未討論以動力區域氣候模式模擬臺灣未來氣候變遷與統計方法降尺度，在方法上與結果可能面臨的差異。這種種都是未來將陸續研究與補充的方向。

誌謝

本研究在科技部計畫 MOST 103-2621-M-865-001、NSC 99-2621-M-492-001 及 NSC100-2621-M-492-001 支助下完成，特此致謝。

參考文獻

柳中明、吳明進、林淑華、陳盈蓁、楊胤庭、林瑋翔、曾于恆、陳正達，2008：臺灣地區未來氣候變遷預估。台大全球變遷研究中心，31 頁。

Betts, A. K., 1998: Climate-convection feedbacks: Some further issues. *Clim. Dyn.*, 39(1), 35-38.

Boo, K.-O., W.-T. Kwon, and H.-J. Baek, 2006: Change of extreme events of temperature and precipitation over Korea using regional projection of future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 33(1), L01701, doi: 10.1029/2005 GL023378.

Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Chu, J.-L., H. Kang, C.-Y. Tam, C.-K. Park, and C.-T. Chen, 2008, Seasonal forecast for local precipitation over northern Taiwan using statistical downscaling, *J. Geophys. Res.*, **113**, D12118, doi: 10.1029/2007JD009424.

Clement, A. C., R. Burgman, and J. R. Norris, 2009: Observational and Model Evidence for Positive Low-Level Cloud Feedback. *Science* 325, 460 (2009); DOI: 10.1126/science.1171255

Crane, R.G and Hewitson, B.C., 1998, Doubled CO₂ precipitation in Portugal and implications for climate change simulated by the second Hadley Centre GCM. *Clim. Dynamics*, **15**, 921-935.

Dairaku, K., and S. Emori, 2006: Dynamic and thermodynamic influences on intensified daily rainfall during the Asian summer monsoon under doubled atmospheric CO₂ conditions. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01704, doi: 10.1029/2005GL024754.

- Dessler, A. E., 2010: A Determination of the Cloud Feedback from Climate Variations over the Past Decade, *Science* **330**, 1523; DOI: 10.1126/science.1192546.
- Douville, H., et al., 2000: Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon: Robust versus model dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **78**, 1-19.
- Essenhigh, R. H., 2009: Potential Dependence of Global Warming on the Residence Time (RT) in the Atmosphere of Anthropogenically Sourced Carbon Dioxide, *Energy & Fuels*, **23** (5), 2773-2784.
- Fujibe, F., N. Yamazaki, M. Katsuyama, and K. Kobayashi (2005), The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundreds years, *SOLA*, **1**, 41-44.
- Gao, X. J., Z. C. Zhao, and F. Giorgi, 2002: Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv. Atmos. Sci.*, **19**, 927-942.
- Giorgi, F., and R. Francisco (2000), Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change, *Geophys. Res. Lett.*, **27**(9), 1295-1298, doi: 10.1029/1999GL011016.
- Giorgi, F., Christensen, J., Hulme, M., von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L., Fu, C., Arritt, R., Bates, B., Benestad, R., Boer, G., Buishand, A., Castro, M., Chen, D., Cramer, W., Crane, R., Crossly, J., Dehn, M., Dethloff, K., Dippner, J., Emori, S., Francisco, R., Fyfe, J., Gerstengarbe, F., Gutowski, W., Gyalistras, D., Hanssen-Bauer, I., Hantel, M., Hassell, D., Heimann, D., Jack, C., Jacobeit, J., Kato, H., Katz, R., Kauker, F., Knutson, T., Lal, M., Landsea, C., Laprise, R., Leung, L., Lynch, A., May, W., McGregor, J., Miller, N., Murphy, J., Ribalaygua, J., Rinke, A., Rummukainen, M., Semazzi, F., Walsh, K., Werner, P., Widmann, M., Wilby, R., Wild, M. and Xue, Y., 2001a: Regional Climate Information-Evaluation and Projections, *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T. et al. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, US, 881 p., ISBN: 0521 01495 6.
- Giorgi, F., P. H. Whetton, R. G. Jones, J. H. Christensen, L. O. Mearns, B. Hewitson, H. von Storch, R. Francisco, and C. Jack, 2001b: Emerging patterns of simulated regional climatic changes for the 21st century due to anthropogenic forcings, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(17), 3317-3320, doi: 10.1029/2001GL013150.
- Greene, Arthur M., Lisa Goddard, Upmanu Lall, 2006: Probabilistic Multimodel Regional Temperature Change Projections. *J. Climate*, **19**, 4326-4343.
- Hasegawa, A., and S. Emori, 2005: Tropical cyclones and associated precipitation over the Western North Pacific: T106 atmospheric

- GCM simulation for present-day and doubled CO₂ climates. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 145-148.
- Hawkins, Ed, Rowan Sutton, 2009: The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 10950-1107.
- Hori, M. E., and H. Ueda, 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03713, doi:10.1029/2005GL024961.
- Hsu, H.-H. and C-T Chen, 2002: Observed and projected climate change in Taiwan, *Meteor. And Atmos. Physics*, **79**, 87-104.
- Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Mankell, C.A. Johnson, 2001: *Climate Change 2001: The scientific Basis*. 881 pp.
- Hughes, J.P. and Guttorp, P., 1994, A class of stochastic models for relating synoptic atmospheric patterns to regional hydrologic phenomena. *Water Resources Research*, **30**, 1535-1546.
- Hu, Z.Z., S. Yang, and R. Wu, 2003: Long-term climate variations in China and global warming signals. *J. Geophys. Res.*, **108**(D19), 4614, doi:10.1029/2003JD003651.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jiang, Y. D., 2005: The Northward Shift of Climatic Belts in China during the Last 50 Years, and the Possible Future Changes. PhD Thesis, Institute of Atmospheric Physics, China Academy of Science, Beijing, 137 pp.
- Kanada, S., C. Muroi, Y. Wakazuki, K. Yasunaga, A. Hashimoto, T. Kato, K. Kurihara, M. Yoshizaki and A. Noda., 2005: Structure of mesoscale convective systems during the late Baiu season in the global warming climate simulated by a nonhydrostatic regional model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **1**, 117-120.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16701, doi:10.1029/2005GRL023383.
- Kitoh, A., M. Hosaka, Y. Adachi and K. Kamiguchi, 2005: Future projections of precipitation characteristics in East Asia simulated by the MRI CGCM2. *Adv. Atmos. Sci.*, **22**(4), 467-478.
- Kitoh, A., and T. Uchiyama, 2006: Changes in onset and withdrawal of the East Asian summer rainy season by multi-model global warming experiments. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 247-258.

- Knutson T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava, and M. Sugi. 2010: Tropical cyclone and climate change. *Nature Geoscience* **3**, 157-163. doi:10.1038/ngeo779.
- Knutti, R., R. Furrer, C. Tebaldi, J. Cermak, and G. A. Meehl, 2010: Challenges in combining projections from multiple models. *J. Climate*, **23**, 2739-2756, doi: 10.1175/2009JCLI3361.1.
- Kurihara, K., et al., 2005: Projection of climatic change over Japan due to global warming by high-resolution regional climate model in MRI. Scientific Online Letters on the Atmosphere, 1, 97-100.
- Kwon, W.-T., I.-C. Shin, H.-J. Baek, Y. Choi, K. O. Boo, E. S. Im, J. H. Oh, and S. H. Lee, 2003: *The Development of Regional Climate Change Scenario for the National Climate Change Report (II)*. METRI Technical Report MR030CR09, Meteorological Research Institute, Seoul, Korea, 502 pp (in Korean).
- Lee, June-Yi, and Bin Wang 2014: Future change of global monsoon in the CMIP5, *Clim. Dyn.*, 42, 10.1007/s00382-012-1564-0.
- Liu, C.-M., M.-C. Wu, S. Paul, Y.-C. Chen, S.-H. Lin, W.-S. Lin, Y.-C. Lee, H.-H. Hsu, R.-Y. Tseng, C.-T. Chen 2011: Super-ensemble of three RCMs for climate projection over East Asia and Taiwan, *Theoretical and Applied Climatology*, Volume 103, Issue 1-2, pp. 265-278.
- Lorenz, E. N. 1969, Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 636-646.
- Maurer, E.P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios, *Climatic Change*, 82, 10.1007/s10584-006-9180-9
- Min, S. K., E. H. Park, and W. T. Kwon, 2004: Future projections of East Asian climate change from Multi-AOGCM ensembles of IPCC SRES scenario simulations. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **82**(4), 1187-1211.
- Mitchell, T.D and P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Climatology*, **25**, 693-712, DOI:10.1002/joc.1181.
- Mizuta, R., et al., 2005: Changes in extremes indices over Japan due to global warming projected by a global 20-km-mesh atmospheric model. Scientific Online Letters on the Atmosphere, 1 153-156.
- Murakami, H., B. Wang, and A. Kitoh, 2011: Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, in press.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global

- atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 259-276.
- Räisänen, Jouni, T. N. Palmer, 2001: A Probability and Decision-Model Analysis of a Multimodel Ensemble of Climate Change Simulations. *J. Climate*, **14**, 3212-3226.
- Richarson, C. W., 1981: Stochastic Simulation of Daily Precipitation, Temperature, and Solar Radiation. *Water Resources Research*, **17**, 182-190.
- Semenov, M.A. and E. M. Barrow (1997): Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change* **35**, 397-414.
- Stephens, G. L. 2005: Could feedbacks in the climate system. *J. Climate*. **18**, 237-273.
- Stephenson, D. B., H. Douville, and K. Rupa Kumar, 2001: Searching for a fingerprint of global warming in the Asian summer monsoon. *Mausam*, **52**, 213-220.
- Sugi, M., H. Murakami, and J. Yoshimura, 2009: A reduction in global tropical cyclone frequency due to global warming. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **5**, 164-167.
- Tebaldi, C., Smith, R., Nychka, D. & Mearns, L. 2005 Quantifying uncertainty in projections of regional climate change: a Bayesian approach to the analysis of multi-model ensembles. *J. Climate*, **18**, 1524-1540.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, and M. E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- von Storch, H., 1999: On the use of "inflation" in downscaling. *J. Climate*, **12**, 3505-3506.
- Wood, A. W., E. P. Maurer, A. Kumar, and D. P. Lettenmaier, 2002: Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophysical Research-Atmospheres* **107**(D20), 4429.
- Wood, A. W., L. R. Leung, V. Sridhar, and D. P. Lettenmaier, 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change*, **62**, 189-216.
- Xu, Y. L., et al., 2005: Statistical analyses of climate change scenario over China in the 21st century. *Adv. Clim. Change Res.*, **1**, 80-83.
- Yatagai, A., K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Hamada, N. Yasutomi and A. Kitoh 2012: APHRODITE: Constructing a Long-term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia based on a Dense Network of Rain Gauges, *Bulletin of American Meteorological Society* (in press), doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.
- Zhai P. M. et al, 2005: Trends in Total Precipitation and Frequency of Daily Precipitation Extremes over China, *J. Climat.*, **18**:1096-1108.

Projection of Climate Change Over Taiwan Using Statistical Downscaling Scheme

**Cheng-Ta Chen¹ Chu, Jung-Lien² Huang-Hsiung Hsu^{3,4}
Mong-Ming Lu⁵ Chung-Hsiung Sui³ Chia Chou⁴ Shu-Ping Weng⁶
Jau-Ming Chen⁷ Chuan-Yao Lin⁴ Chao-Tzuen Cheng² Yi-Chao Wu²
Yin-Min Cho⁵ Jonq-Gong Chen⁵ Ya-Ju Chang¹ Shi-Yao Lin¹
Shiou-Li Lin¹ Yu-Shiang Tung¹ Cheng-Dao Yang⁶**

¹ **Department of Earth Science and Institute of Marine Environmental Science
and Technology, National Taiwan Normal University**

² **National Science and Technology Center for Disaster Reduction**

³ **Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

⁴ **Research Center for Environmental Changes, Academia Sinica**

⁵ **Central Weather Bureau, Taipei Taiwan**

⁶ **Department of Geography, National Taiwan Normal University**

⁷ **Institute of Navigation Science and Technology, National Kaohsiung Marine University**

(manuscript received 5 February 2013 ; in final form 9 September 2014)

ABSTRACT

In this study, statistical downscaling method is applied to the climate projections simulated by 24 General Circulation Models (GCMs) to investigate the climate change in Taiwan in the end of 21st century. The probabilities of changes in temperature and precipitation are calculated and used to objectively present the uncertainty caused by the differences between models, natural variability, and downscaling methods. Meanwhile, the characteristics of natural variability are also used to evaluate reliability of climate change projection in Taiwan. Based on the climate projections of A1B scenario of 24 GCMs, the primary findings are:

1. For the seasonal and regional mean surface air temperature, the median of temperature increases are between 2.1°C to 2.4°C, larger over northern Taiwan, smaller over southern Taiwan, and smaller in

autumn. Half of projections indicate the temperature increases are between 1.8°C to 2.9°C; 90% of projections show the temperature increases are larger than 1.3°C; and 90% of projections show the temperature increases are smaller than 3.1°C.

2. For the seasonal and regional precipitation, winter precipitation in 75% of projections decreases and the decreases range from +0% to -23% in half of projections. Only less than 10% of model projected future winter precipitation reduction exceeded -34% or even increase rainfall by +6%. The summer precipitation in nearly 60% of projections increases. There are about half of model projected summer precipitation increases with range from +15% to +45%. Only less than 10% of model projected future summer rainfall change exceeded +34%. These results implied that the issue of water resources allocation for central and southern Taiwan, where winter is the dry period and summer is the wet period, would become more challenging in the future.

Moreover, the warming signal in surface air temperature, which is much larger than the natural variability of temperature and the error caused by statistical downscaling methods, is significant and should be seriously considered. On the other hand, it should be noted that the changes in precipitation may not be statistically significant in many occasions.

Key Words: Statistical Downscaling, Uncertainty, Climate Change, Projection

