

# 臺灣地區未來氣候變遷預估

執行單位：臺灣大學全球變遷研究中心  
補助單位：行政院國家科學研究委員會



發布時間：中華民國九十七年十二月二十五日

## 臺灣地區未來氣候變遷預估

柳中明<sup>1,2</sup>、吳明進<sup>1</sup>、林淑華<sup>1</sup>、  
陳盈蓁<sup>1</sup>、楊胤庭<sup>1</sup>、林瑋翔<sup>1</sup>、  
曾于恆<sup>2</sup>、陳正達<sup>3</sup>

<sup>1</sup> 台灣大學全球變遷研究中心

<sup>2</sup> 台灣大學大氣科學系

<sup>3</sup> 台灣師範大學地球科學系

發布時間：中華民國九十七年十二月二十五日

執行單位：臺灣大學全球變遷研究中心

補助單位：行政院國家科學研究委員會



## 摘要

本報告乃就未來的平均氣候狀態與極端氣候事件的改變可能，進行介紹分析。有興趣使用相關數據者，可與本團隊聯繫，以取得之。

未來，氣溫上升乃是必然的，而其幅度會因未來全球溫室氣體濃度的增加狀況不同而不同。在 A1B 情境下，二十一世紀末的二十年，相對於上個世紀末的二十年，約平均上升  $2.3^{\circ}\text{C}$ ，且是以平地都市地區增溫大，所以西岸增溫又較東岸為顯著。其他情境下的增溫情況類似，但強弱不同，B1:A1B:A2 約等於 0.65:1:1.09。此外，夏季增溫高於冬季，乃因地處副熱帶海陸交界處之故。

降雨的變動呈現於不同地區與不同季節，而總降雨量的變動微弱，在 A1B 情境下，二十一世紀末的二十年，相對於上個世紀末的二十年，約平均增加 5.2%，B1:A1B:A2 約等於 0.60:1:1.08，且呈現西岸少雨，東岸多雨的形勢。主要特徵是：冬季東北季風減弱，北部地區降雨減少，其他地區則受南方暖濕空氣影響，降雨量增加。夏季長江梅雨鋒面因西南季風加強而加強，其前後方之反氣旋加深，所以華南與台灣地區降雨減少。受地形影響與季風變動，各地降雨變化不一。

在極端氣候變遷分析方面，夏季日最高溫與冬季日最低溫的平均值都將上升，而極端高溫或低溫也確實可能發生，並會不斷打破過去記錄，但是其能被成功預報的機率並不高。同時，無雨的早日出現日數將增加，特別是中南部在旱季期間；而大雨日數似乎不會顯著增加，但是破記錄的降雨卻會不斷出現，且被成功預報掌握的機率也不高。

在有關世紀末海水位上升預估方面，建議參考荷蘭策略，取未來將上升一公尺為相關因應之考量基礎。

## 一、引言

聯合國「政府間氣候變遷委員會」(IPCC)藉由大尺度海氣耦合環流模式 (Atmosphere-Ocean Coupled General Circulation Model, AOGCM) 的模擬結果，探討過去與未來的全球大氣環流特徵與氣候變化。第四次評估報告 (IPCC AR4) 指出：過去百年全球平均表面溫度上升  $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$ ，並出現加速增溫的現象。未來百年，則無論人類是否積極進行溫室氣體減量，溫度都將持續上升。所以，愈早進行溫室氣體減量，就可以避免世紀末全球平均氣溫大幅度增加。設若在國際氣候公約順利推動下，比較有可能發生的 A1B 情境，全球平均氣溫在世紀末可能較 20 世紀末增加  $1.7\sim 4.4^{\circ}\text{C}$  之間(平均  $2.8^{\circ}\text{C}$ )。IPCC 另外以各種可能情境之平均模擬結果來考慮，提出本世紀末平均可能上升  $1.8\sim 4^{\circ}\text{C}$  的結論。

但是，迄今為止 AOGCM 的空間分辨率較低，對於具獨特性的區域氣候特徵很難作合理的預測，尤其是對海島型的台灣。台灣區域較小，不僅受到大氣環流影響，還受到季節性與區域性的影響因素，而且橫跨熱帶與亞熱帶之間，中央山脈連貫其中，其降雨的因素複雜。AOGCM 甚至無法區隔台灣的陸地特徵，其模擬之氣候結果更無法滿足台灣區域氣候特徵的描述，因此高解析度氣候資料的研究在台灣氣候變遷議題上有其必須性。目前高解析度的氣候資料來源有三種：高解析度的 GCM、動力降尺度與統計降尺度方法。動力降尺度法的優點是物理意義明確，但是計算量大、所需花費時間較長。而統計方法藉由直接 GCM 與地面觀測資料建立統計關係，其氣候數值模擬結果較能突顯地形的影響，所模擬出的數據也較為符合實際觀測值的氣候資料。

由於國內尚無能力進行全球氣候模擬，與進行百年東亞區域氣候模擬，所以本研究團隊發展統計降尺度方法，使用 IPCC 所提供的多個 AOGCM 模式數據 (表 1)，以預估未來百年逐月的平均氣候特徵改變情形。另外，使用美國國家預報中心 (NCEP) 所發展之區域波譜模式(RSM)，進行動力降尺度的模擬工作。而由於動力降尺度所需之電腦運算時間長，與資料儲存量，所以僅進行 2040 年代與 2090 年代的逐日氣候變化預估。該資料有利於未來極端氣候變遷的預估。

表1：IPCC AR4所提供之GCM模式資料與發展模式之氣象機構。A2、A1B與B1為情境名稱。

模式發展機構	簡稱	模式	A2	A1B	B1
Bjerknes Centre for Climate Research <b>Norway</b>	BCCR	BCM2.0	1	1	1
Canadian Center for Climate Modeling and Analysis <b>Canada</b>	CCCma	CGCM3 (T47 res)	5	5	5
		CGCM3 (T63 res)	-	1	1
Centre National de Recherches Meteorologiques <b>France</b>	CNRM	CM3	1	1	1
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization <b>Australia</b>	CSIRO	Mk3.0	1	1	1
		Mk3.5	1	1	1
Max-Planck-Institut for Meteorology <b>Germany</b>	MPI-M	ECHAM5-OM	4	3	3
Meteorological Institute, University of Bonn, <b>Germany</b> Meteorological Research Institute of KMA, <b>Korea</b> Model and Data Groupe at MPI-M, <b>Germany</b>	MIUB METRI M&D	ECHO-G	3	3	3
Institute of Atmospheric Physics <b>China</b>	LASG	FGOALS-g1.0	-	1	1
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory <b>USA</b>	GFDL	CM2.0	1	1	1
		CM2.1	1	1	1
Goddard Institute for Space Studies <b>USA</b>	GISS	AOM	-	2	2
		E-H	-	2	-
		E-R	-	2	1
Institute for Numerical Mathematics <b>Russia</b>	INM	CM3.0	1	1	1
Institute Pierre Simon Laplace <b>France</b>	IPSL	CM4	1	1	1
Meteorological Research Institute <b>Japan</b>	MRI	CGCM2.3.2	5	5	5
National Centre for Atmospheric Research <b>USA</b>	NCAR	PCM	4	4	4
		CCSM3	7	5	8
UK Met. Office <b>UK</b>	UKMO	HadCM3	1	1	1
		HadGEM1	1	1	-

## 二、東亞氣候變遷

### 2.1 情境設定

要進行未來氣候變遷預估，需先提出未來大氣中溫室氣體濃度變化的預測。IPCC 乃假設未來全球與區域的社會、經濟、科技、環境等變化，由 1992 年發展出的簡單情境 IS92a，到第三次報告（The Third Assessment Report; TAR）和第四次報告（AR4）中，所使用的六種情境。以下簡述常用的六種情境類別。

#### ➤ A1 情境

全球經濟大幅成長，全球人口數在世紀中達到最高而後下降，嶄新和有效率的科技會快速發展。全球化的市場經濟導向，人均所得的差距消失，人類大幅投資教育與提高生活水準，科技的成長與資訊流通順暢。A1 情境群組下，依據其科技發展的能源使用，可包含以下三個次情境：

- A1B：再生能源與化石燃料並用，土地使用變遷速度適中
- A1T：再生能源進展迅速，未來人類不使用化石燃料
- A1F1：人類仍然大幅使用化石燃料

#### ➤ A2 情境

區域性經濟成長且幅度不等，而導致未開發國家與開發國家的收入差異仍大，科技與人口流動較不暢通，強調家庭或族群生產力，A2 的人口成長率是四個情境中最高者，科技和經濟成長是四個情境中較緩慢者。

#### ➤ B1 情境

全球化的世界，人口成長和 A1 情境一樣，但是經濟結構轉變為物料需求量減緩的服務業，和資訊業和清潔與高效率的科技。全球的環境與社會意識高漲，強調以結合全世界的力量來追求經濟、社會和環境的永續發展，當然也包括公平性。經濟發展程度適中，科技快速發展，而且扮演很重要的角色，世界各國的貧富差距縮小。

#### ➤ B2 情境

世界各國的人類對於環境保護與社會的公平性日趨重視，但是以區域

性和地方性的思維為主。政府政策為有環境意識的公民所影響，全球化的腳步減緩，而地域性的決策機制顯的更受重視。全球人口仍持續增加但是低於 A2 情境，經濟發展程度適中，科技發展不如 A1 和 B1 情境快速，但是更多樣性。

IPCC 第四次評估報告中，認為 A1B 是未來最可能發生的情境，也是最主要被闡述的情境。A1B 情境被簡述為，未來是非常快速經濟成長的社會，人口成長趨緩，愈多愈新的有效率的科技很快被使用在這世界。該情境下的世界是經濟和文化會趨近相同，有能力建設一個均富社會，即大幅度減少區域間人均收入的差異。但是在這個世界裡，人們追求個人財富，而不是環境質量。在此情境下，溫室氣體排放比 A1 情境下的排放較為緩和；但是比 B2 情境更為快速增加。

## 2.2 東亞氣候變遷特徵

IPCC 第四次評估報告中，第 11 章節對全球各個區域性氣候變化推估做出描述。台灣位於東亞區域，在此報告中，列出重要資訊。報告中對整個東亞區域推估，於 21 世紀末約增暖  $3.3^{\circ}\text{C}$ ，但是季節間有差異，夏季約  $3.0^{\circ}\text{C}$ ，冬季約  $3.6^{\circ}\text{C}$ 。以冬季的暖化最為顯著，尤其是北方內陸區域。日高溫與日低溫的變化相似，高溫出現機率增加和低溫出現機率減少。

由於陸地增溫較海洋為高，且高緯度增溫較低緯度為高，影響所及：冬季西伯利亞冷氣團減弱，寒流頻率減少，東北季風減弱，台灣附近冷鋒出現機率降低。冬季降雨減少區域帶，從海洋沿著海陸邊緣，擴散到東南亞區域；此減少趨勢與海洋地區海平面氣壓上升有密切的關係。夏季則海陸溫差加強，由南海進入中國的季風加強，沿長江的梅雨降雨增加。

雖然多數模式預估的未來趨勢有很高的一致性，但是模式之間的數值，仍有很大的差異。日本 20 公里 AGCM 的模擬結果，梅雨降雨量增加，從長江流域、中國東海延展到日本西部，但是北邊的降雨減少(Kusunoki et al., 2006)。Kimoto(2005)指出，梅雨活動將增多，導致強化梅雨鋒面南北的反氣旋胞(anticyclone cells)。Kwon (2005)即指出東亞夏季降雨增加，是由於聖嬰現象衰退期的季風環流增強的結果。此外，Kitoh and Uchiyama (2006)發現從台灣到琉球群島，夏天雨季到達延遲；但是在長江流域的雨季提早。

### 三、平均氣候變遷

本節使用統計降尺度法(PMR: Pointwise Multivariate Regression)處理 IPCC 所提供之 AOGCM 資料，以預估未來平均氣候變遷狀態。詳細的研究方法(柳等，2008)，在此不贅重述。IPCC 所提供之 14 個研究中心，21 個 AOGCM 模式，對 SRES A1B、A2、B1 等情境，進行高達 123 組(表 1)的大尺度模擬實驗，通稱為多模組資料(Multiple-Model Datasets, MMD)。此組模式數據，除了包括未來的情境模擬之外，亦對過去 20 世紀的氣候進行模擬，以做為模式驗證和基礎參考之用。

譬如為了檢驗 AOGCM 對台灣區域的降雨量模擬，可將 PMR 模式於 1980-1999 之間二十年的一月到十二月份的平均降雨分佈，與台灣區域觀測平均值相互比較。結果顯示(圖 1)：大多數的 AOGCM 所模擬之降雨量的逐月分佈，可以得出夏季的高雨量特徵；但仍有部分的 AOGCM 會模擬出相反的特徵，如冬季降雨高，夏季降雨低等。英國 UKMO Hadly Center 的兩個模式，即使在模式中沒有考慮到台灣的陸地區域特徵，降雨量的模擬結果仍然與觀測值很接近。

除了檢驗 AOGCM 的表現之外，本計畫更需要檢驗 PMR 的表現。圖 1 顯示，PMR 可以有效的轉換 AOGCM 對台灣降雨量大小的模擬不足，並加強夏季降雨量分布訊號，同時將部份 AOGCM 對冬季的過多降雨模擬，轉換成較低的降雨量。但是對於觀測降雨量在六月和八月有高值，而七月會有相對減少的現象，PMR 似乎仍受 AOGCM 影響，而無法掌握此種特徵。另外在十月的模擬會比觀測值低，此乃由於台灣地區十月內仍可能會受到颱風的影響，因此，十月降雨量和九月的降雨量類似。但是由於 AOGCM 無法掌握颱風影響，所以 PMR 無法掌握到此特徵。不過，在整體降雨量的空間分佈和總量方面，PMR 結果仍和觀測值是相當接近的。本研究最終考量多項因素，僅選擇其中 18 個 AOGCM 的數據使用，並以所有模式經降尺度後的平均結果呈現之。

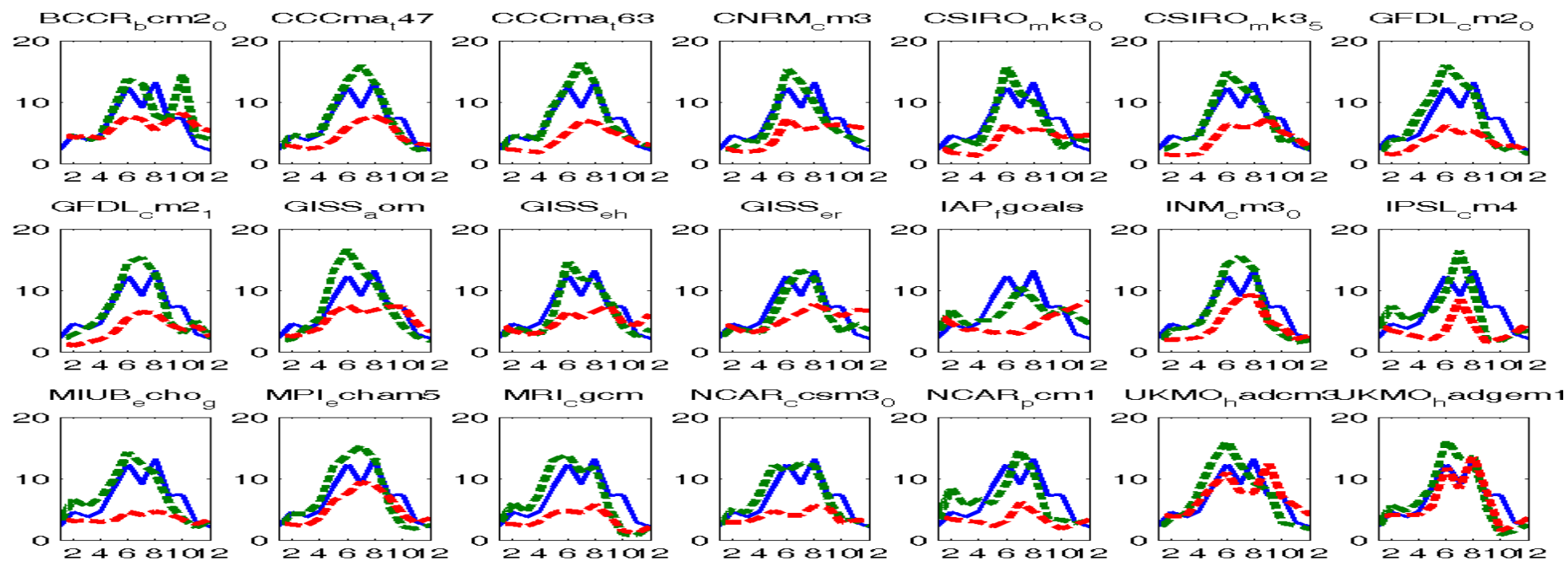


圖1: IPCC AR4 各模式(參考表1)的台灣地區模擬降雨量(紅線)、中央氣象局觀測之全島平均降雨量(藍線:降雨)和 PMR降尺度模擬的降雨量(綠線), 於1980-1999之年間內逐月平均變化比較。

為了更清楚與明瞭氣候變遷對本地的衝擊，以下本報告除了提供台灣區域平均的時間和空間變化預估值，並且考量未來三種情境(A1B、A2、B1)和四個季節(DJF-冬季、MAM-春季、JJA-夏季、SON-秋季)下的溫度和降雨量變化。此外，為了較明確了解降雨變化，除了四季之外，亦加入梅雨季節討論。除此之外，氣候變遷對台灣的區域之間的差異也些許不同，因此，採用台灣習慣用的北、中、南、東四區加以劃分，並且量化出其區域之間的差異性。

### 3.1 情境比較

台灣區域溫度的整體變化，於 2080-99 年間相對於 1980-99 年間，全島平均溫度將會上升。溫度暖化程度，會隨著不同的情境，而有顯著的差異(圖 2)。在較嚴重的 A2 情境下，約平均可增加 2.5°C；在大多數公認最可能發生的 A1B 情境下，約平均上升 2.3°C；而在溫室氣體排放顯著減緩的條件下之 B1 情境，仍可能上升 1.5°C。此結果支持溫室氣體濃度多寡，會影響暖化的速度。在台灣，可能沿岸地區增溫較速(圖 3 上列)。

整體而言，未來台灣的降雨變化，可能會有多雨的趨勢，但是有部分區域，可能也會有缺水的危機。然而，總降雨變化量不大，也並不如溫度變化般的具有空間一致性。於 2080-2099 年間相對於 1980-1999 年間，平均總降雨量，於 A1B 和 A2 情境的預估值是類似的，可能增加 5.2 ~ 5.6%，而 B1 情境可能增加 3.1%(圖 3 中列)。在統計降尺度下，降雨的變化在模式之間也算有一致性(圖 3 下列)。

由於三種情境所造成的氣候變遷的趨勢特徵一致，僅在於強弱變化不同，如本節內已經說明者。因此，本中心參考 IPCC 第四次評估的作法，建議國內未來相關研究，應使用 A1B 情境的氣候變遷推估值即可。而三種情境，依據模式平均溫度的最佳推估變化值的比例關係，B1:A1B:A2 約等於(氣溫：0.65:1:1.09 與降雨：0.60:1:1.08)，此比例值與 IPCC-AR4 中所推得的比例值類似，讀者可依據此比例推估不同情境下的變化值。

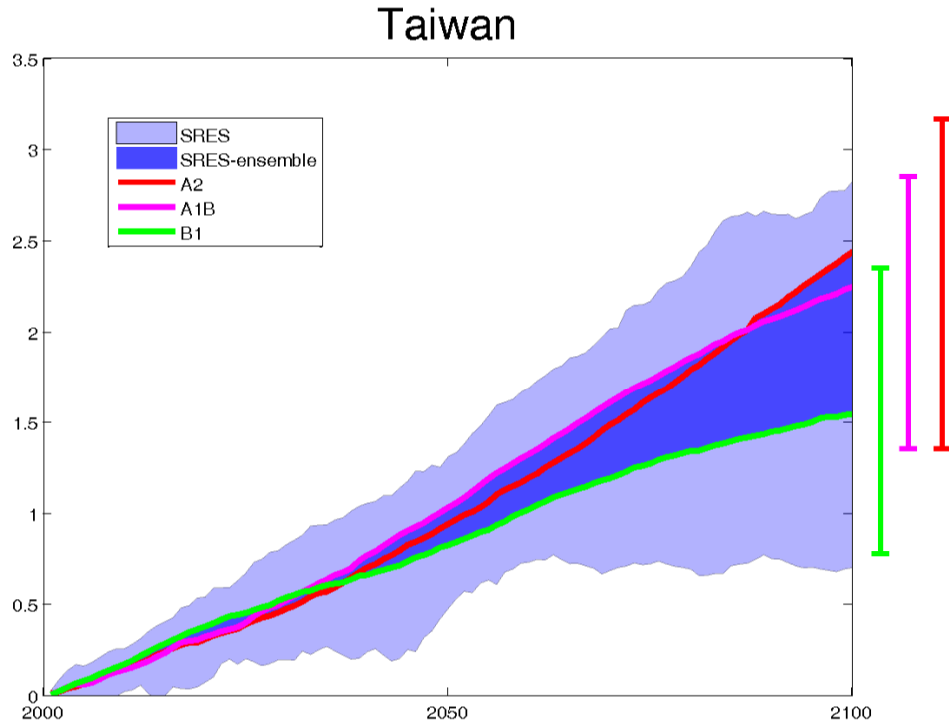


圖 2：台灣區域年平均溫度變化圖。使用 A2、A1B、B1 等三種情境下，14-18 個不等的 AOGCM 模式資料，經過統計降尺度處理後，所得之二十年移動平均溫度變化趨勢圖。淺藍色為所有模式結果，包含三種情境，最高值與最低值的範圍。深藍色是相同情境下，先求出多個模式的平均值(Scenario Ensemble Mean)，再得出情境之間的最高值和最低值的範圍。圖中，以 1980-1999 年氣候平均溫度為基礎值，繪出 2001-2099 年之間的二十年移動平均溫度，相對於基礎值的溫度變化量。圖內對未來三種情境 B1、A1B 和 A2 下的變動，分別是以綠色、粉紅色和紅色曲線代表。右邊的直條線則代表相同情境下，模式之間溫度變化量的變動幅度範圍，直條線的顏色定義和曲線相同。由此圖得知，隨著未來的情境不同，溫度變化也有不同的範圍和趨勢。

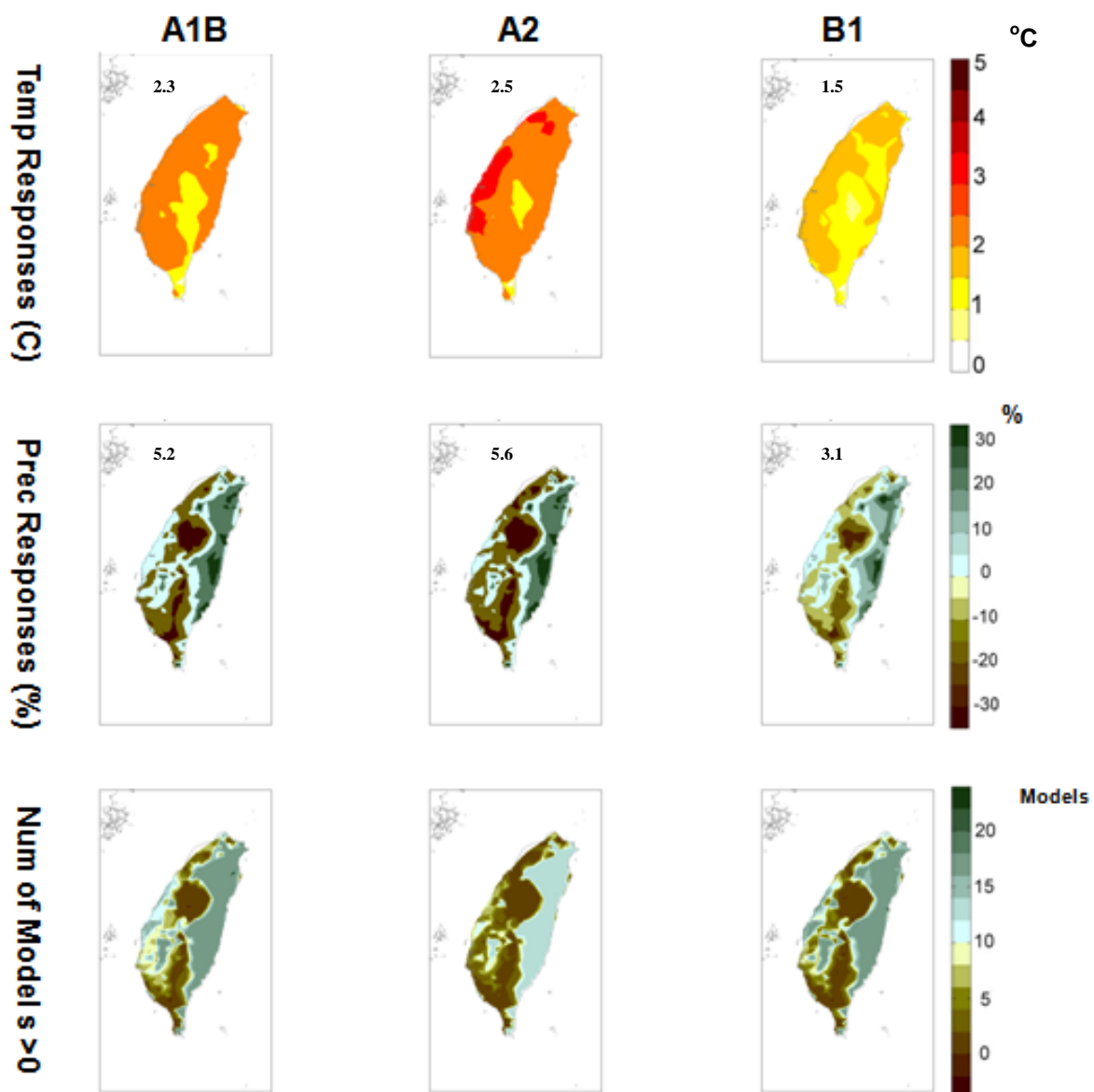


圖 3：台灣區域於 2080-2099 相對於 1980-1999，A1B 情境(左行)、A2 情境(中行)與 B1 情境(右行)之氣溫變化(上列)、降雨變化百分比(中列)與多少模式對降雨分布之共識(下列)情形。

## 3.2 區域性氣候變化

本報告中的結果是由 18 個 AOGCM 數據經降尺度後所推估而成，模式之間必定有些差異性與不確定性。表 2 中，參考 IPCC 的作法，列出於 A1B 情境下，本世紀末的 2080-2099 年間，與上世紀末的 1980-1999 年間，多組模式在溫度和降雨變化的推估方面之統計特徵值。並且，依據五個時段在臺灣全島和四個分區(北部、中部、南部、東部)，於全年和四個季節(春、夏、秋、冬)的數據。其重點是列出所有模式推估結果的最小值、第 25% 分位數、第 50% 分位數、第 75% 分位數和最大值。其中，第 25% 分位數與第 75% 分位數間的差距，可以視之為模式間的偏差範圍。

臺灣的四個分區大略為：北部區域乃代表台灣北部，包括台北縣市、基隆市、桃園縣、新竹縣市和宜蘭縣。中部區域乃代表中央山脈以西的中部縣市，包括苗栗縣、台中縣市、南投縣、彰化縣和雲林縣等。南部區域乃代表台灣南部縣市，包括嘉義縣、台南縣市、高雄縣市、屏東縣等。東部區域乃代表中央山脈以東的縣市，包括花蓮縣、台東縣等。

### ● 溫度

未來的溫度上升變化，在模式之間是具有一致性的，只有程度的差異。台灣區域的四個分區，北部、中部、南部和東部，於 A2、A1B、B1 三種情境下，年平均溫度變化趨勢如圖 4。以 A2 情境溫度上升最快，A1B 情境其次，而 B1 情境最緩慢。台灣溫度在 A1B 情境中，平均上升約  $2.3^{\circ}\text{C}$ (表 2)，遠低於 IPCC 第四次評估報告中對東亞的增溫推估  $3.3^{\circ}\text{C}$ (IPCC, 2007)。最主要的因素是東亞的高緯度區域暖化速度遠高於低緯度區段，台灣區域所在的低緯度區域增溫約  $2.5^{\circ}\text{C}$ ，與台灣全島模擬值類似。台灣區域的陸地暖化效應並不明顯，主要是受海洋調節。氣候變遷模擬中，陸地暖化速度約為全球暖化速度的兩倍，因此海洋的暖化速度遠低於陸地區域，尤其是大陸區域。而台灣四面環海，溫度受到海洋氣候和環流的調節極大。夏季陸地溫度高於海洋溫度，海風可把陸地的熱量帶離台灣，而減低熱浪的壓力；而冬季陸地溫度低於海洋溫度，海洋可以減緩冬季的寒冷。又台灣是一個多山的島嶼，山脈區域約占全島面積的三分之二。山區溫度上升並不如平地明顯，因此台灣的溫度上升並不如東亞區域的暖化速度。

表 2：全球 18 個模式，藉由統計降尺度，於 A1B 情境下，台灣區域性的溫度和降雨變化推估值。各個模式以 1980-1999 年平均值代表過去二十世紀的基值，再計算 2080-2099 年平均值作為本世紀末的推估值。計算兩個世紀的相差值，作為氣候變遷推估值。並且綜合 18 個模式的推估值，列出最高變化、最低變化、中間變化、第 25%和 75%的變化推估值。表格中，降雨變化列，中間一半，即 25%-75% 區間的模式，都具有相同的變化趨勢，多雨(即正號)則以淺藍色作為底色，少雨(即負號)則以淺棕色做為底色。極端事件，包括溫暖、潮溼和乾旱的頻慮變化，亦列於表中。表中如果 18 個模式中，12 個模式以上有變多趨勢則以粗體顯示。(此表格格式乃仿照 IPCC AR4 WGI Table 11.1)

Region	Season	Temperature Response (C)					Precipitation Response (%)					Extreme Seasons (%)		
		MIN	25	50	75	MAX	MIN	25	50	75	MAX	Warm	Wet	Dry
Taiwan	DJF	1.4	1.7	<b>2.0</b>	<b>2.4</b>	3.5	4	<b>7</b>	<b>13</b>	<b>24</b>	66	<b>90</b>		3
	MAM	1.5	<b>2.0</b>	<b>2.3</b>	<b>2.6</b>	3.0	-33	<b>-21</b>	<b>-16</b>	<b>-2</b>	9	<b>97</b>		<b>18</b>
	JJA	1.4	<b>2.2</b>	<b>2.5</b>	<b>2.8</b>	3.2	-25	<b>-19</b>	<b>-11</b>	<b>-1</b>	9	<b>100</b>	3	<b>19</b>
	SON	1.2	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>2.5</b>	2.8	25	<b>42</b>	<b>52</b>	<b>57</b>	96	<b>97</b>	<b>30</b>	1
	Annual	1.4	<b>2.0</b>	<b>2.3</b>	<b>2.5</b>	2.9	-8	<b>4</b>	<b>7</b>	<b>13</b>	22	<b>100</b>		
North	DJF	1.5	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>2.6</b>	3.7	-20	<b>-13</b>	<b>-9</b>	<b>-2</b>	36	<b>92</b>	4	
	MAM	1.6	<b>2.0</b>	<b>2.3</b>	<b>2.5</b>	3.0	-37	<b>-19</b>	<b>-10</b>	<b>-1</b>	12	<b>95</b>		<b>14</b>
	JJA	1.6	<b>2.3</b>	<b>2.6</b>	<b>3.0</b>	3.3	25	<b>36</b>	<b>43</b>	<b>62</b>	81	<b>100</b>	<b>53</b>	0
	SON	1.4	<b>2.4</b>	<b>2.7</b>	<b>3.0</b>	3.4	7	<b>21</b>	<b>29</b>	<b>36</b>	57	<b>97</b>	<b>10</b>	2
	Annual	1.5	<b>2.2</b>	<b>2.5</b>	<b>2.6</b>	3.1	3	<b>14</b>	<b>21</b>	<b>27</b>	36	<b>100</b>	<b>23</b>	0
Center	DJF	1.5	<b>1.7</b>	<b>2.0</b>	<b>2.4</b>	3.3	0	<b>5</b>	<b>13</b>	<b>22</b>	89	<b>87</b>		2
	MAM	1.4	<b>1.7</b>	<b>1.8</b>	<b>2.2</b>	2.7	-45	<b>-38</b>	<b>-30</b>	<b>-19</b>	-12	<b>93</b>	1	<b>39</b>
	JJA	1.4	<b>2.3</b>	<b>2.4</b>	<b>2.8</b>	3.3	-30	<b>-17</b>	<b>-9</b>	<b>5</b>	18	<b>99</b>		<b>17</b>
	SON	1.1	<b>1.7</b>	<b>1.9</b>	<b>2.4</b>	2.6	9	<b>21</b>	<b>32</b>	<b>39</b>	78	<b>98</b>	<b>12</b>	2
	Annual	1.3	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>2.4</b>	2.8	-20	<b>-11</b>	<b>-5</b>	<b>3</b>	9	<b>100</b>		<b>12</b>
South	DJF	1.2	<b>1.6</b>	<b>1.9</b>	<b>2.2</b>	3.3	21	<b>30</b>	<b>40</b>	<b>44</b>	79	<b>92</b>	<b>23</b>	2
	MAM	1.6	<b>2.0</b>	<b>2.5</b>	<b>2.8</b>	3.2	-35	<b>-22</b>	<b>-14</b>	<b>0</b>	21	<b>87</b>		<b>17</b>
	JJA	1.4	<b>2.2</b>	<b>2.5</b>	<b>2.8</b>	3.2	-45	<b>-37</b>	<b>-24</b>	<b>-13</b>	-4	<b>100</b>	2	<b>36</b>
	SON	1.0	<b>1.5</b>	<b>1.7</b>	<b>2.1</b>	2.3	31	<b>42</b>	<b>56</b>	<b>63</b>	104	<b>96</b>	<b>32</b>	0
	Annual	1.3	<b>1.9</b>	<b>2.2</b>	<b>2.4</b>	2.7	-22	<b>-14</b>	<b>-7</b>	<b>3</b>	12	<b>100</b>		<b>16</b>
East	DJF	1.3	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>2.5</b>	3.8	21	<b>26</b>	<b>34</b>	<b>43</b>	80	<b>90</b>	<b>36</b>	0
	MAM	1.6	<b>2.1</b>	<b>2.5</b>	<b>2.8</b>	3.6	-8	<b>-3</b>	<b>4</b>	<b>8</b>	20	<b>95</b>		
	JJA	1.4	<b>2.1</b>	<b>2.4</b>	<b>2.8</b>	3.1	-46	<b>-35</b>	<b>-28</b>	<b>-25</b>	-7	<b>100</b>	0	<b>45</b>
	SON	1.3	<b>2.0</b>	<b>2.3</b>	<b>2.8</b>	3.2	43	<b>66</b>	<b>79</b>	<b>86</b>	138	<b>96</b>	<b>45</b>	1
	Annual	1.4	<b>2.1</b>	<b>2.4</b>	<b>2.6</b>	3.0	9	<b>15</b>	<b>23</b>	<b>27</b>	37	<b>100</b>	<b>27</b>	

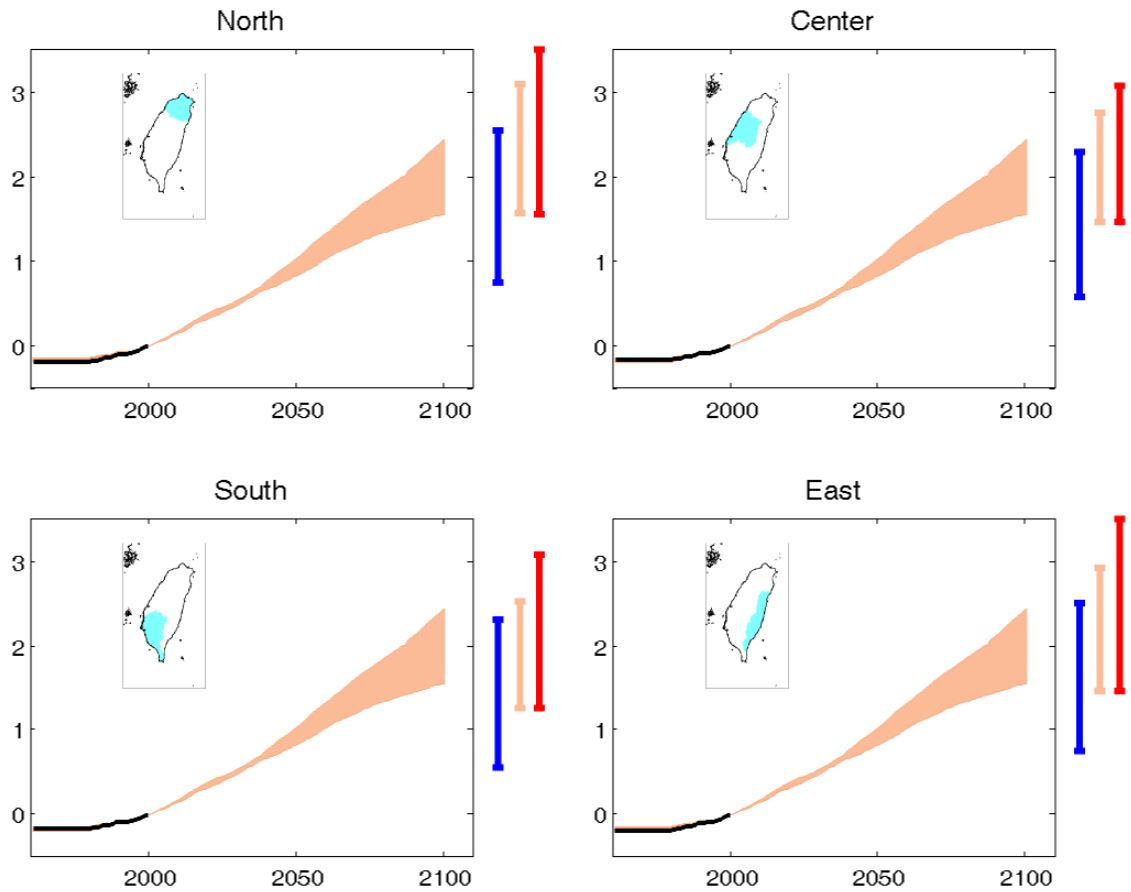


圖 4：台灣北部、中部、南部和東部的年平均溫度變化圖。在 A2、A1B、B1 三種情境下，分別有 14-18 個不等的 AOGCM 模式數據可使用。經統計降尺度後，繪出二十年移動平均溫度變化趨勢。各區域圖的右邊三條直線：藍色、橘色和紅色，即分別代表 B1、A1B 和 A2 情境下，平均溫度變化值推估範圍。由圖而知，隨著未來的情境不同，會有不同的溫度變化結果。

台灣區域全島平均暖化速度，隨著季節性而有所不同，以夏季溫度上升速度較快速，百年約暖化 1.4-3.2°C 之間，中間推估值為 2.5°C；而冬季，則約上升 1.4-3.5°C，中間推估值為 2.0°C，最為緩慢。此結果與 IPCC-AR4 所指出，冬季溫度相對於夏季，上升速度快速，是相反的。其可能原因為未來台灣區域夏季的大氣壓力與溫度相同有增加趨勢，因此，台灣夏季溫度可能受到太平洋副熱帶高壓往西延伸的影響，而強化暖化速度。台灣區域的溫度上升速度，遠比高緯度的大陸區域低。

台灣區域，除了季節性的差異之外，溫度變化亦隨台灣不同的分區而有些差異。溫度暖化的空間差異，以平地城市發展區域的溫度變化，相較於山區的暖化程度，尤其嚴重。此外，於 A1B 情境中，亦可看出台灣東岸的溫度變化不若西部暖化快速，此結果與城市的發展息息相關(圖 5)。此結果亦可提供訊息，雖然溫室氣體排放所產生的影響是全球性，但是區域性的溫室氣體排放，亦可能影響當地的氣候。從過去的觀測資料，已經證實都市化所造成的熱島效應是存在的。台灣的山區和東區都屬於人口較稀少，城市發展較為緩慢的區域。未來溫度的變化，是否也將真的隨著人口與城市發展，而造成台灣東部與西部的差異呢？

### ➤ 北部

北部區域是本世紀末的台灣本島內全年平均溫度變化最高的區域，中間值推估為 2.3°C (表 2)。尤其在夏季和秋季時期，百年溫度變化的中間推估值為 2.6~2.7°C，部分模式的高推估值可到 3.4°C。除了與模式相呼應，高緯度區域暖化速度，相較於低緯度區域為快之外，人為的開發活動亦不容忽略。台灣北部是屬於高發展的都市化區域，除了因為溫室氣體所造成的暖化之外，都市化所造成的熱島效應亦強化其暖化速度。台北測站的歷史資料，即顯現此現象。

### ➤ 中區

中部區域位於北回歸線以北，是位於熱帶和亞熱帶的交界，在台灣是屬於天氣穩定的區域。全年平均溫度上升速度為全島最低的區域，其主要原因是山區面積較多，阿里山、玉山、日月潭都在此區域。溫度上升仍以夏季暖化為最強烈，中間推估值約 2.1°C，而春、秋兩季的暖化程度較緩和，中間推估值約 1.8~1.9°C。

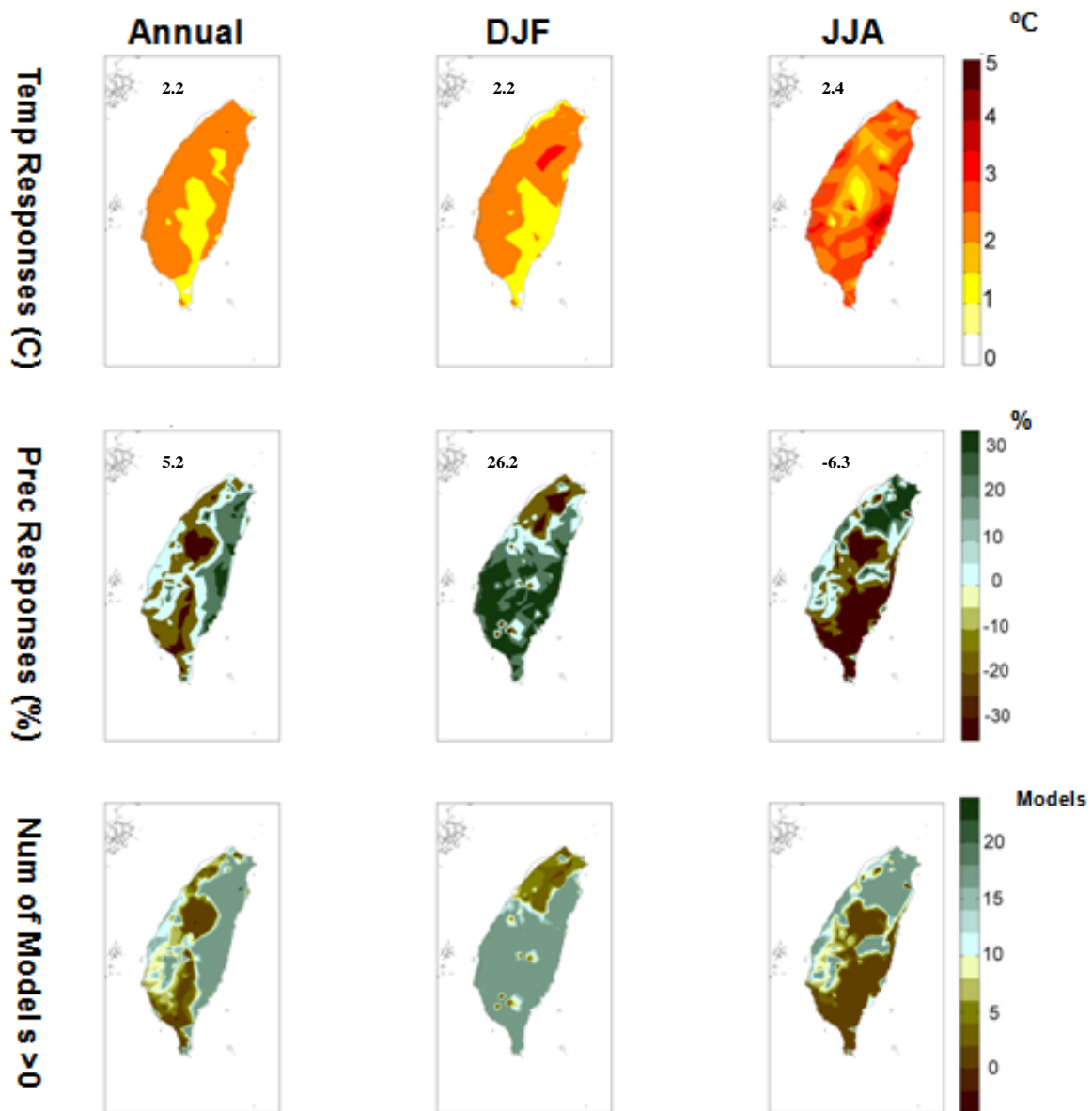


圖 5: 在 A1B 情境下, 台灣區域於 2080-2099 相對於 1980-1999, 全年(左行)、冬季(中行)與夏季(右行)之氣溫變化(上列)、降雨變化百分比(中列)與多少模式對降雨分布之共識(下列)情形。

## ➤ 南區

雖然北回歸線橫貫其中，南部區域大部分位於北回歸線以南，是屬於熱帶氣候，四季溫度變化不若北部區域明顯。溫度上升以春、夏季暖化為最強烈，中間推估值約  $2.5^{\circ}\text{C}$ ，秋、冬兩季的暖化程度較緩和，中間推估值約  $1.7\sim 1.9^{\circ}\text{C}$ 。

## ➤ 東區

東部區域位於中央山脈以東，涵蓋熱帶和副熱帶區域。溫度上升以春、夏季暖化為最強烈，中間推估值約  $2.4\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ ，冬季的暖化程度較緩和，中間推估值約  $2.1^{\circ}\text{C}$ 。

## ● 降雨

台灣的降雨空間分布，受制於中央山脈南北縱貫的影響，造成區域性變化很大。氣候變遷下，也可以看到以中央山脈為分水嶺，降雨的不同空間變化，大致上，山脈以東的北區和東區，多雨趨勢可能性較高；而山脈以西，則不確定性高，部分區域多雨和部分區域有少雨的可能性，但是，總雨量仍舊是增加的。全年總降雨量約有  $-8\%\sim +22\%$  的變化，中間推估值為  $+7\%$ ，但是季節之間的差異頗大。秋季降雨明顯增多，約  $+25\%\sim +96\%$ ，中間推估值為  $+52\%$ 。其次為冬季約增加  $+4\%\sim +66\%$ ，中間推估值為  $+13\%$ 。春季和夏季的降雨會有些許減少，中間推估值分別為  $-16\%$  和  $-11\%$ （範圍約  $-33\%\sim +9\%$ ）。由此結果可推出，春季降雨可能減少，而秋季和冬季的降雨卻可能大幅增加。此變化趨勢，是否代表雨季往後延伸，值得再進一步探討。

從台灣的降雨季節來劃分的話，三、四月是春雨，五、六月是梅雨季節，七至九月為典型夏季，十月、十一月為秋季，一、二和十二月則為冬季。春雨多來自於北方冬季高壓減緩，南方氣流往北方帶來的水氣，多為綿綿細雨型態。梅雨季節則是台灣春、夏交替時期，近似滯留梅雨鋒面伴隨的雲帶所帶來的雨量，是東亞特殊的現象(陳，1994)。夏季的雨量多為南方夏季季風所帶來的雨量。秋季的降雨會隨著東北季風的增強而有所改變。冬季台灣除了東北區域會受到東北季風從海洋帶來的水氣之外，台灣其他區域少有降雨而成為旱季。以降雨季節來分，本世紀末相對降雨變化量的空間分布如圖 6。

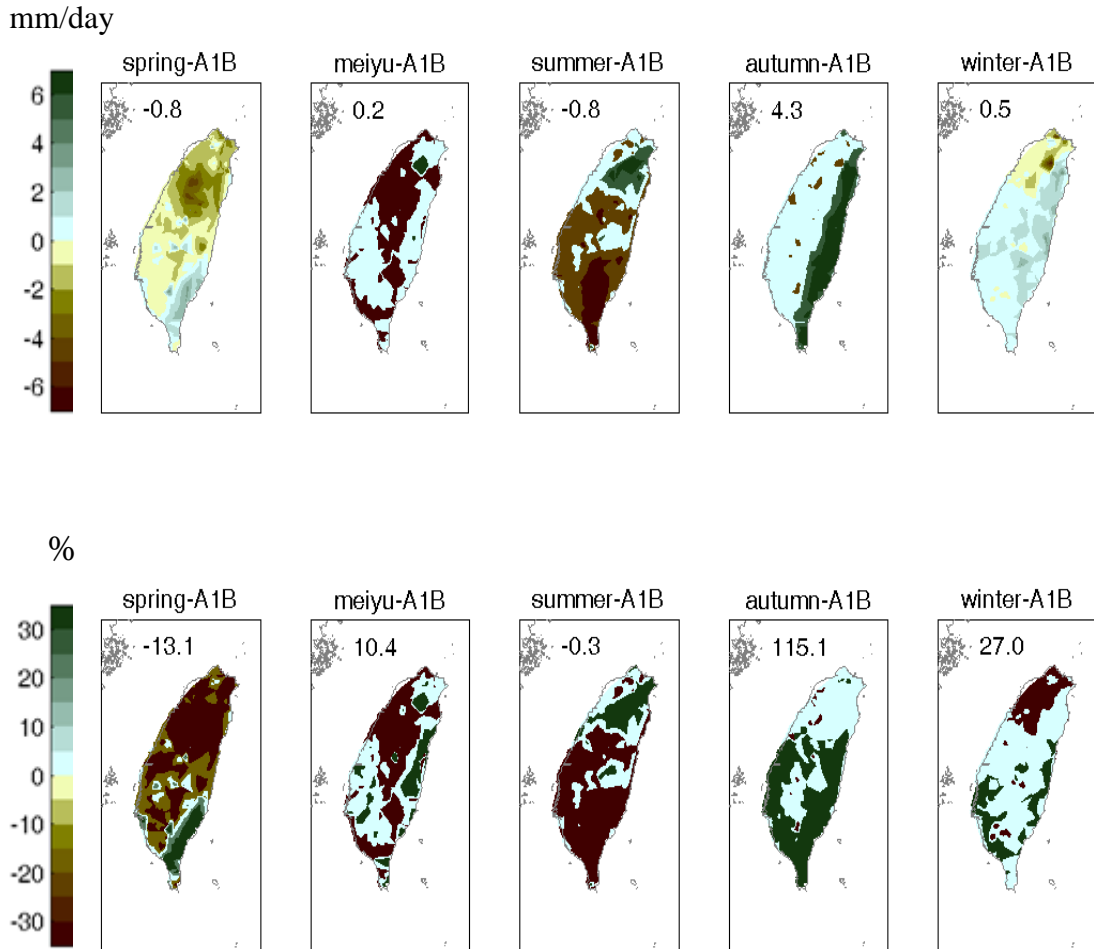


圖 6：台灣區域依據降雨型態，分離出的五個季節，在 A1B 情境下，於 2080-2099 年相對於 1980-1999 年，台灣區域降雨變化趨勢。上列為降雨量變化，單位為 mm/day；下列為比例變化，單位為%。此五個季節和溫度的季節劃分有所差異。春季為三、四月；梅雨季節為五、六月；夏季為七~九月；秋季為十、十一月；冬季為十二~二月。藉由這五個季節的劃分，更容易明瞭台灣區域降雨變化的趨勢。

## ► 北部

北部全年皆有可能下雨，但是四季的降雨受到不同的因素影響。春季有春雨，春夏之間有梅雨，夏天受季風和熱帶氣旋影響，在冬季則受到東北季風的影響，會帶來水氣。北部的降雨變化方面可分為兩部分，推估冬天和春天的降雨量很有可能會減少，中間值推估約減少一成，此現象可能與未來東北季風減弱的趨勢有直接關係。相反的，夏季和秋季的降雨非常可能會有增加的趨勢，中間推估值分別為+43%和+29%。即使冬天和春天的降雨可能會減少，全年的總降雨量還是呈現非常可增加的趨勢，中間值推估約+21%。

## ► 中部

由於中部介於熱帶和副熱帶之間，和北部比較，天氣型態相對穩定。依降雨量不同而定義的乾旱季節和潮濕季節漸漸明顯，以春、冬兩季降雨較少，而夏、秋兩季降雨較多。在未來的降雨趨勢方面，秋天和冬天的降雨非常可能有增加的趨勢，以中間值推估分別為+32%和+13%；春季則非常有可能會減少降雨，中間值推估約-30%，而夏季的降雨可能會減少，中間值推估約-9%。和北部類似，約有兩個季節的降雨有增加的趨勢，兩個季節有減少的趨勢，只是往後延遲一個季節。秋冬的降雨增加趨勢，我們仍研判是東北季風減弱因素。過去冬季東北季風所造成的降雨，往往只有對台灣北部有影響。未來東北季風減弱，而南方的水氣有機會往北邊移動，可能造成中南部的降雨會有增多的趨勢。

## ► 南部

南部的氣候型態和中部類似，但是降雨的季節分明比中部更為明顯。在未來的降雨變化方面，南部和中部的變化趨勢類似，但是變化強度更強。秋、冬兩季的降雨有可能增加，且中間值推估增加的比例可高達+56%和+40%。相反的，春、夏兩季的降雨可能和非常可能會減少，中間值推估分別為-14%和-24%。南部的降雨變化，若以降雨的五個季節來解釋，則依據日本高解析度氣候模式結果指出，本世紀末的梅雨活動會增強，台灣南部於五、六月的梅雨季節可以看到此現象。爾後，梅雨鋒面在七、八月時候到達長江流域，梅雨鋒面的增強，鋒面前後方的反氣旋胞也相對增強，而造成大陸南方和北方的少雨現象(Kimoto, 2005)。因此，可能造成台灣中南部的少雨情形。隨著梅雨鋒面的後退，典型夏季氣候將影響台灣。全球氣候模式，模擬本世紀末東亞夏季季風會有增強的趨勢，此現象可能延續到

秋季，因此秋天的降雨會明顯增加，尤其是南部。

### ➤ 東部

東部的降雨變化趨勢和南部變化類似。秋、冬兩季降雨非常有可能增加，尤其以秋天的增加為最多，中間值推估約+79%；冬天的降雨也非常有可能增加，中間值推估約+34%；而夏季則非常有可能減少，中間值推估約-28%。值得一提的事，過去梅雨季節往往只有影響台灣西岸區域，對東岸影響較小。由圖 6 中指出，東部於梅雨季節的降雨有增加的趨勢。在冬季的降雨，雖然東北季風減弱，似乎對東岸的降雨影響不大，而且還非常有可能和中南部類似受到南方暖濕空氣影響而有增加的趨勢。

## 四、極端氣候變遷

近年國際新聞經常報導全球各地發生自然災變天氣與氣候異常，顯然，全球氣候正在快速改變中。全球平均氣溫及海溫顯著上升，造成包括北極溫度、海冰界線、大範圍的雨量 and 海水鹽度、風場等改變，以及各地區極端災害天氣包括乾旱或豪大雨的頻率、熱浪和熱帶氣旋增強(IPCC 2007)。

對於極端事件的探討，由於使用月平均值資料無法討論極端事件，如豪大雨、乾旱、熱浪等問題，因此必須使用逐日資料。目前有兩個處理選擇：第一個是使用 IPCC 所提供之大尺度模式日資料作統計降尺度至 1 公里解析度。另一個方式是使用動力降尺度結果。

本研究使用 ECHAM4/OPYC 在 A2、B2 情境下，對於未來的全球尺度模擬數據，來作為區域氣候模式 NCEP/RSM 的初始場與邊界場，以取得區域氣候變化的模擬。ECHAM4/OPYC 的網格解析度為約(280km x 280km)，而 NCEP/RSM (Juang and Kanamitsu, 1994; Juang et al., 1997)為(45km x 45km)，後者之模擬結果較前者能掌握區域氣候特徵。模擬時段則為 1990-2000、2040-2050 與 2090-2100。模擬之東亞地區為(96.335°E-144.558°E, 3.951°N-43.322°N)，網格點為 109 x 100，解析度為 45 公里；其次再降尺度到台灣地區(117.899°E-125.003°E, 19.892°N-28.111°N)，網格點為 49 x 62，解析度為 15 公里)。

大致上，NCEP/RSM 的模擬結果能掌握到 ECHAM4/OPYC 相似的東亞氣候變遷特徵，並能更清楚地反映地形、地貌等對區域氣候的影響。相關討論不贅重述。本報告主要使用台灣地區每六小時的高解析度模擬數據，進行極端氣候變遷特徵的分析。

初步結果來看，圖 7 為台北、台中、恆春、台東四個測站之夏季日最高溫之統計盒鬚圖(box plot)，可發現未來四個地區夏季高溫除了有最大值增加外，最小值也有向上提高的情形。其中 32°C 極端高溫標準為依照公共衛生學者建議，當日最高溫大於 32°C 時，老年人死亡率會增加所訂定之標準。台北測站於 1990 年代夏季日最高溫平均在 33.4°C，至 2090 年代，於 A2 情境下增溫 3.2°C、B2 情境下增溫 2.5°C，而第 95 百分位值與最大值間的差距逐漸變大。台中測站部分，於 1990 年代日最高溫平均在 32.5°C，至 2090 年代，於 A2、B2 情境下分別增溫 3.0°C 及 2.4°C。而台東及恆春測站

部分情況相似，至 2090 年代也都上升 2°C 以上。

除了夏季日最高溫上升之外，夏季出現日最高溫 $\geq 32^{\circ}\text{C}$ 的日數，也呈現增加情形(圖 8)。於 1990 年代，以北部及嘉義、台南日數較多，大約都在 60 天以上。未來情形，從相對 1990 年代結果來看，除了高山地區之外，平地地區高溫出現日數皆顯著增加，值得注意的是，台北地區由於本身一直處於高溫狀態下，因此未來高溫日數雖也增加，但與其他區相比則較不顯著。

而冬季日最低溫出現狀況的盒鬚圖，亦呈現向最大值與最小值等兩方向擴展的現象(圖 9)。其乃說明：冬季最低溫會上升，但同時仍會有寒流出現，造成低溫。圖中  $10^{\circ}\text{C}$  的低溫標準，乃為公衛學者所建議。大致上，未來低溫均值呈現往上偏移趨勢，代表未來低溫出現機率有減少的情況，但是並非不會出現。其中以台北、台東測站變化較為顯著，2090 年代於 A2、B2 情境下分別增溫  $2.9^{\circ}\text{C}$  及  $2.1^{\circ}\text{C}$ 。

冬季日最低溫 $\leq 10^{\circ}\text{C}$ 的日數分佈(圖 10)，主要分佈特徵為高山地區低溫日數較多，最高達到 60 天左右。未來情形，從相對 1990 年代結果來看，山區低溫日數變動較小，北部及中南部地區呈現低溫日數增多情形。

降雨方面，圖 11 為月最大日降雨量出現狀況的盒鬚圖，可發現降雨主要分佈為無雨日及小雨日佔大多數，其分佈在未來整體而言呈現增加情形，平均值約落在 60mm 上下。以恆春及台東測站變化最為顯著，最大日降雨量可能超過 1000mm，表示未來豪大雨出現的機率將會增加，但顯然出現機率小於 5%，非常難以預報。

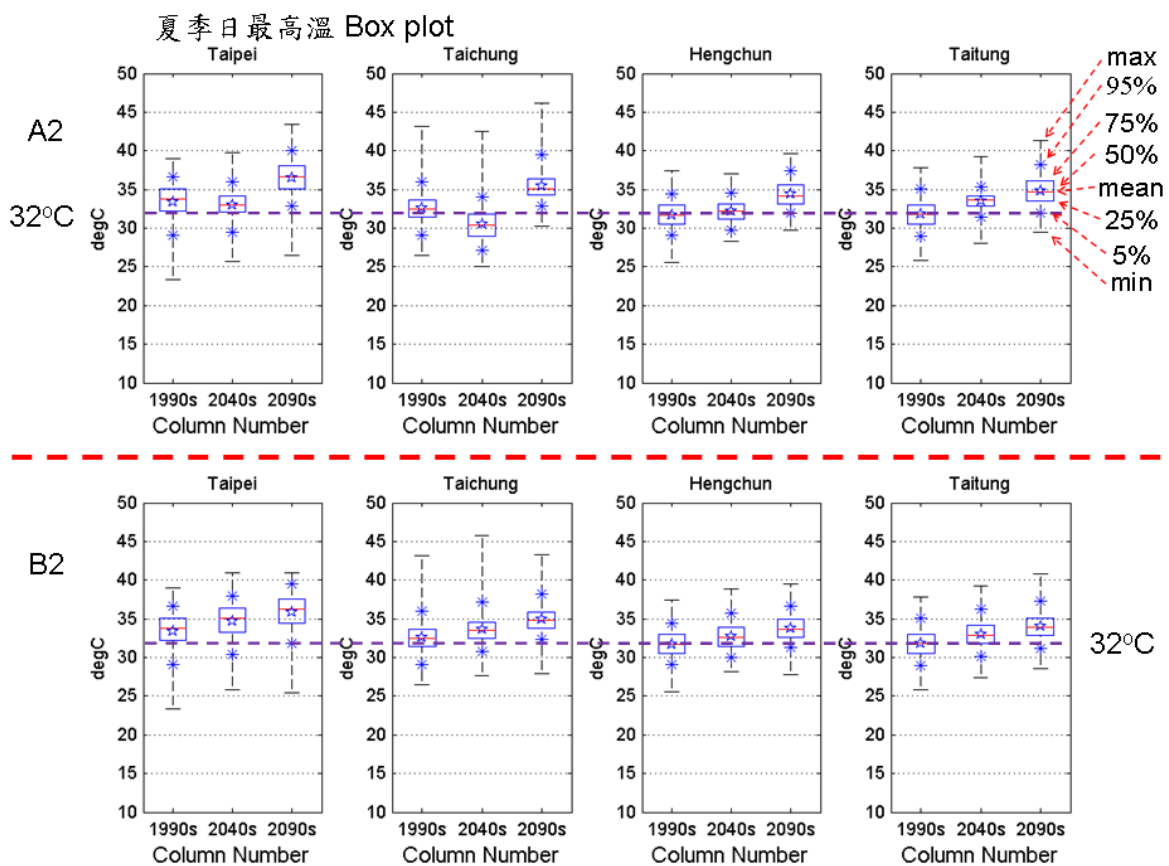


圖 7：為台北、台中、恆春、台東 1990、2040、2090 年代 A2(上)、B2(下) 情境下之夏季日最高溫盒鬚圖(box plot)。

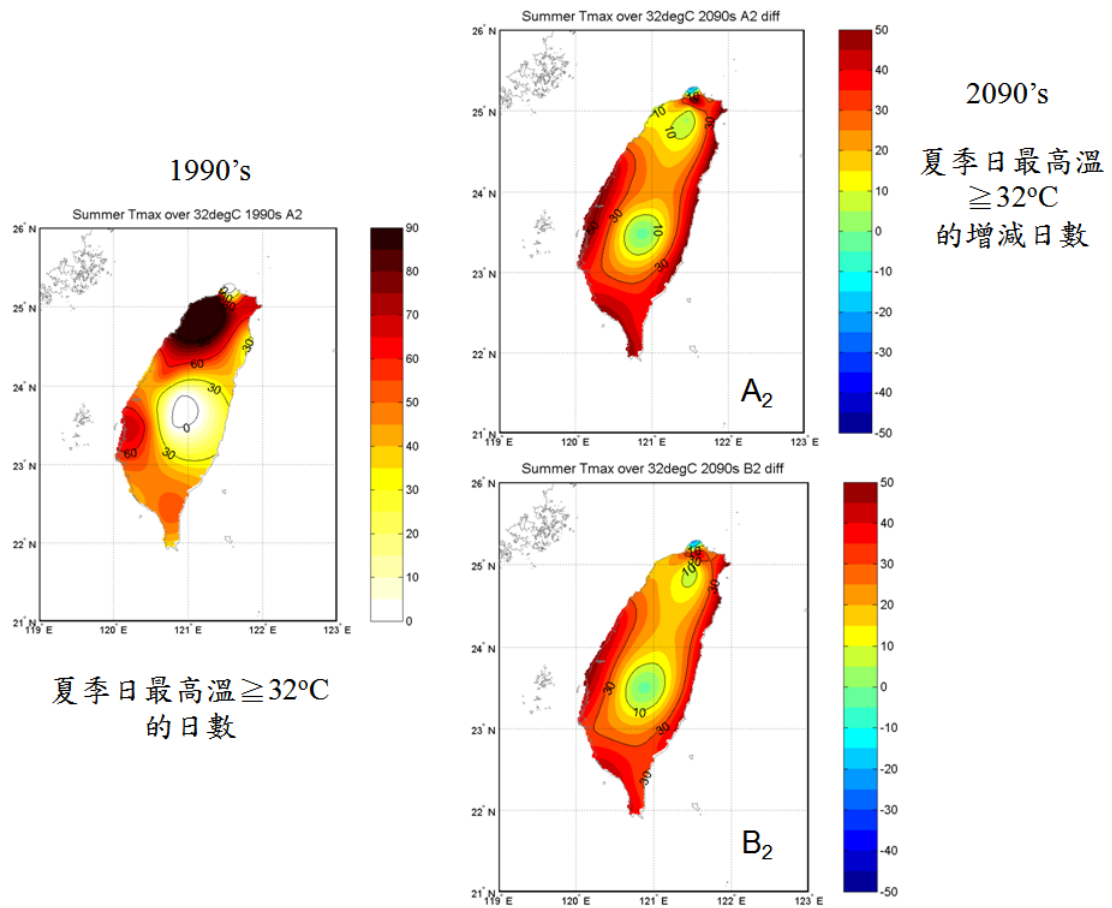


圖 8: 為 1990 年代夏季日最高溫 $\geq 32^{\circ}\text{C}$ 之出現日數(左), 及 2090 年代 A2(右上)、B2(右下) 情境下, 夏季日最高溫 $\geq 32^{\circ}\text{C}$ 之增減日數。

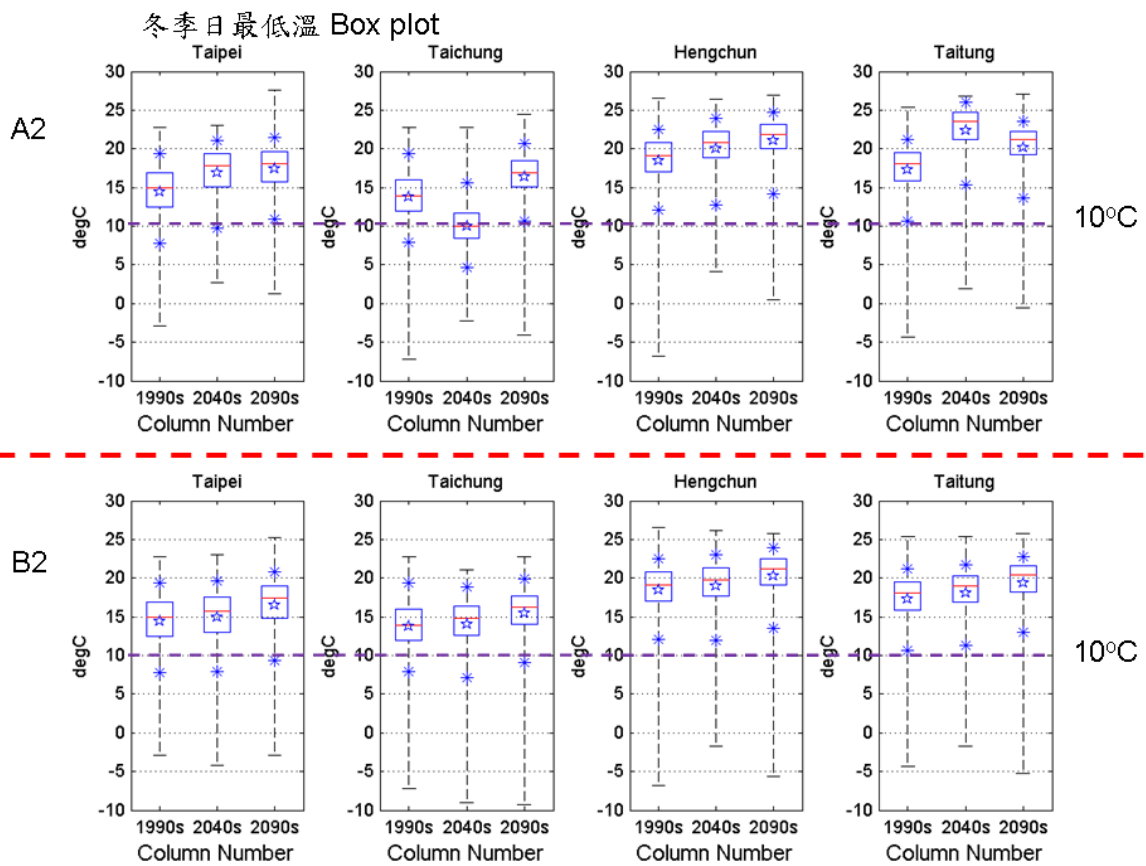


圖 9：為台北、台中、恆春、台東 1990、2040、2090 年代 A2(上)、B2(下) 情境下之冬季日最低溫盒鬚圖(box plot)。

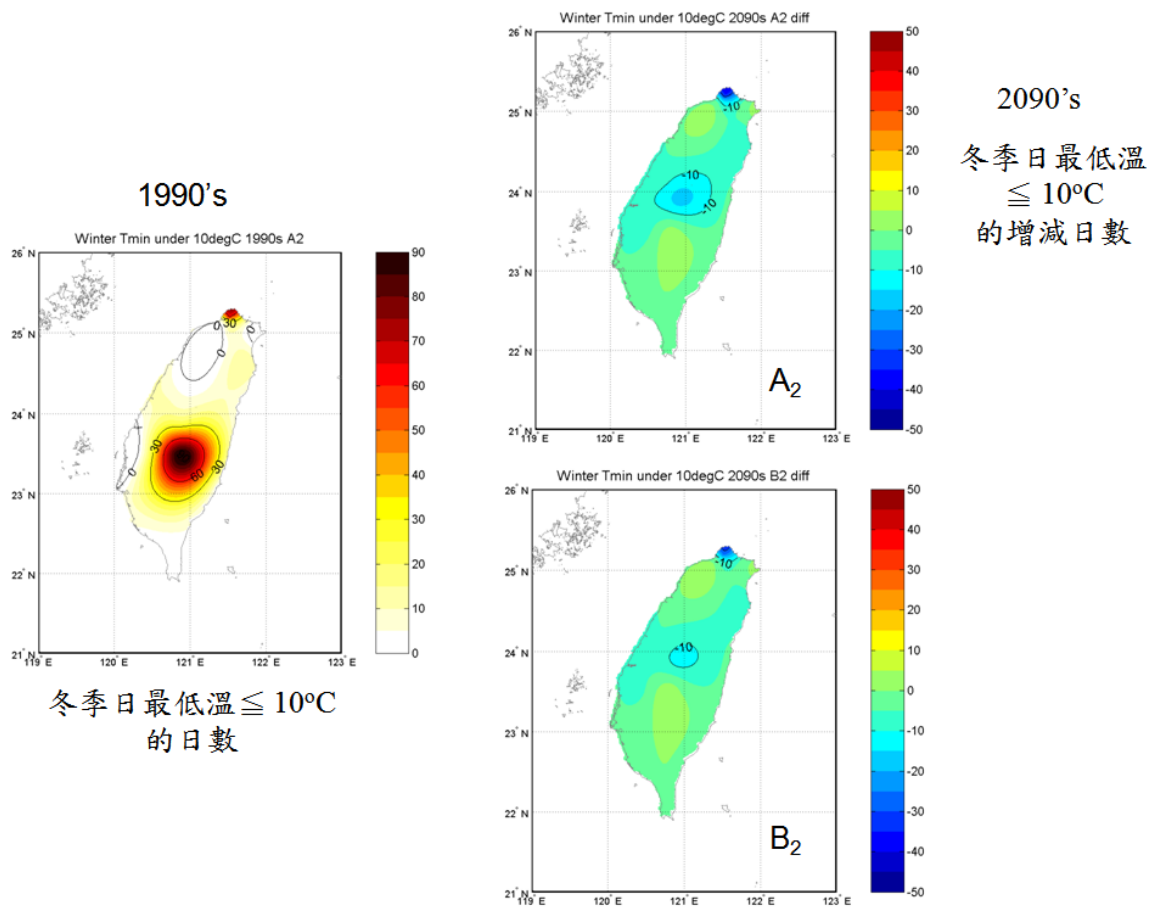


圖 10: 為 1990 年代冬季日最低溫  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  之出現日數(左), 及 2090 年代 A2(右上)、B2(右下) 情境下, 冬季日最低溫  $\leq 10^{\circ}\text{C}$  之增減日數。

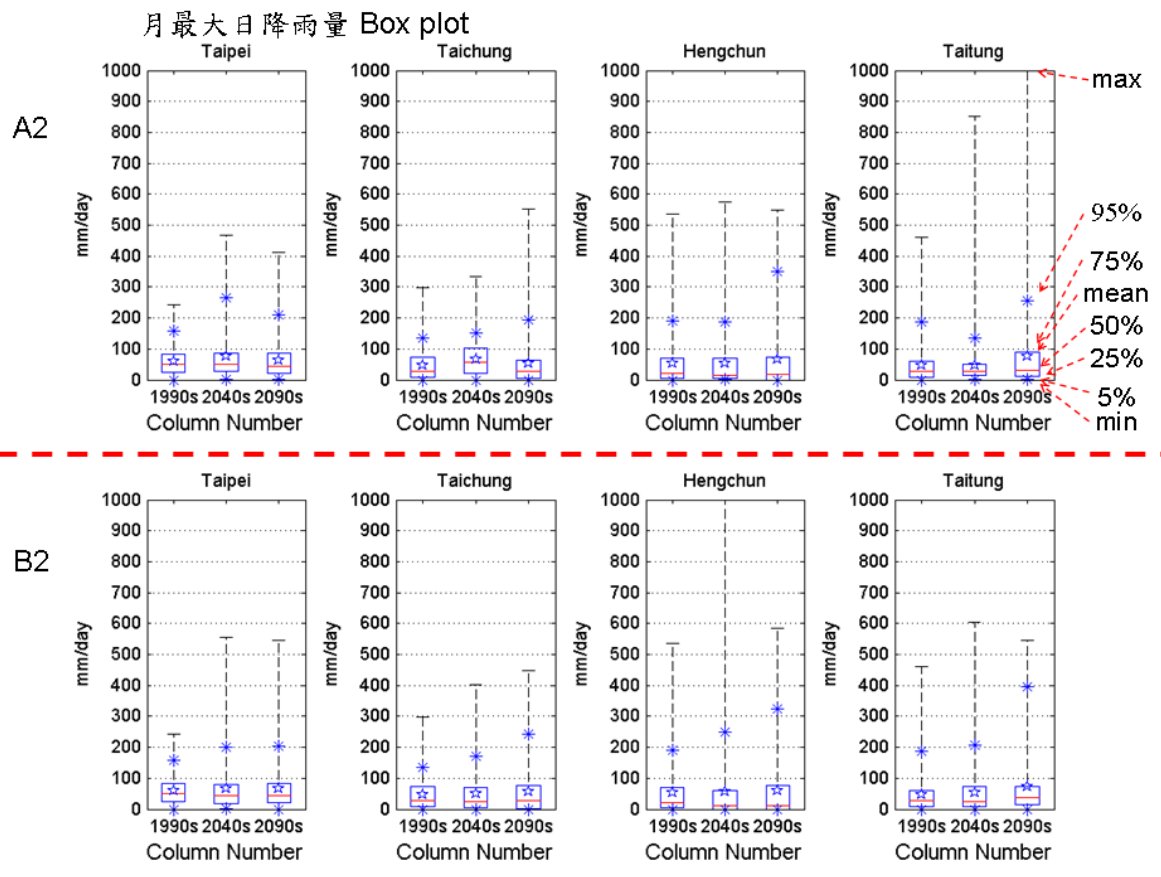


圖 11：為台北、台中、恆春、台東 1990、2040、2090 年代 A2(上)、B2(下) 情境下之月最大日降雨量盒鬚圖(box plot)。

若將降雨量變化分乾、溼季來討論，更能表現出雨季及乾季的未來變動情形。圖 12 分別為 A2 情境下，2090 年代相對於 1990 年代，溼季內日降雨量  $\geq 50\text{mm}$  及  $\leq 0.01\text{mm}$  之日數增減變化，可發現大雨日增多的日數約在 5 日以下。而從相對於 1990 年代的變化比率圖來看，以花蓮及恆春地區變化較為顯著，約增加 20% 左右。而小雨或無雨日的增減分佈來看，約略以中央山脈為分界，以東呈現增加現象，以西則呈現減少情形。從相對於 1990 年代的變化比率圖來看，東部溼季無雨日數增加較為明顯，變動約在 20% 左右。簡言之，大雨日數並非大幅度增加，而其中出現破記錄降雨的機率是存在的(圖 11)，但因為出現機率低，並非能夠輕易預報。

而在旱季情形下(圖 13)，降雨  $\geq 50\text{mm}$  之日數變化分佈，以東部增加較為顯著，約增加 5 日以上，但若從相對比率圖來看，則增加達到 100%，代表未來東部於旱季時期大雨出現的機率，相對於過去，將大幅增加。降雨  $\leq 0.01\text{mm}$  之無雨日數變化分佈方面，則呈現東、西不同分佈，以東呈現無雨日減少現象，約減少 20 日，變動約 20%。以西則呈現增加情形，以高高屏地區增加最為明顯，最大達到 50 日以上，從相對比率圖來看，變動約在 60% 左右，則顯然是不利於中南部旱季時期的水資源調配工作。

本節使用 NCEP-RSM 所模擬得之逐日氣候數據，進行夏季日最高溫、冬季日最低溫、濕季與旱季之大雨日及無雨日等之變化分析，主要想了解極端氣候出現機率的變動可能。所得結果顯示：日最高溫與日最低溫的平均值將會上升，而極端高溫或低溫也確實可能發生，並會不斷打破過去記錄，但是其能被成功預報的機率並不高。同時，無雨的早日出現日數將增加，特別是中南部在旱季期間；而大雨日數似乎不會顯著增加，但是破記錄的降雨卻會不斷出現，且被成功預報掌握的機率也不高。

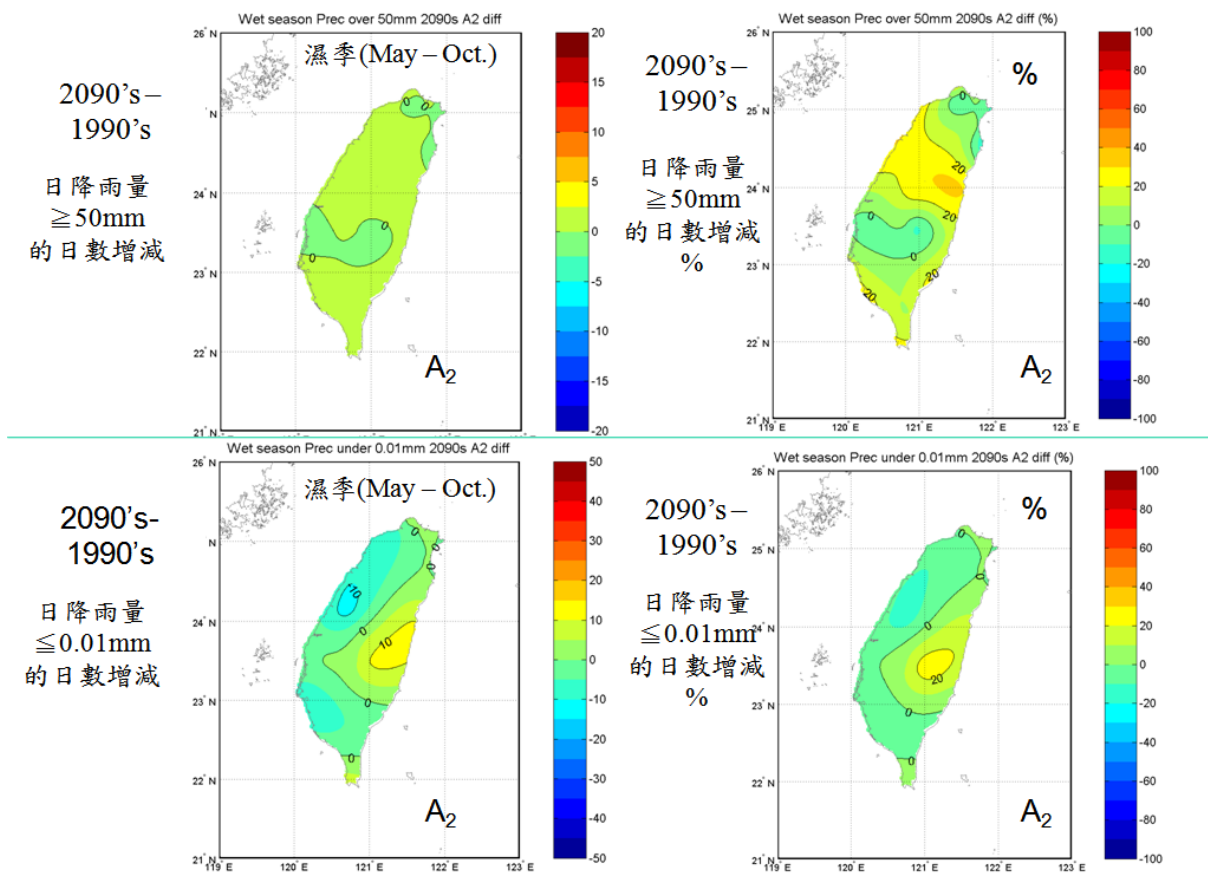


圖 12: 在 A2 情境下, 2090 年代相對於 1990 年代, 濕季內日降雨量  $\geq 50\text{mm}$ (上) 與日降雨量  $\leq 0.01\text{mm}$ (下) 之日數增減情形及日數增減百分比率分佈。

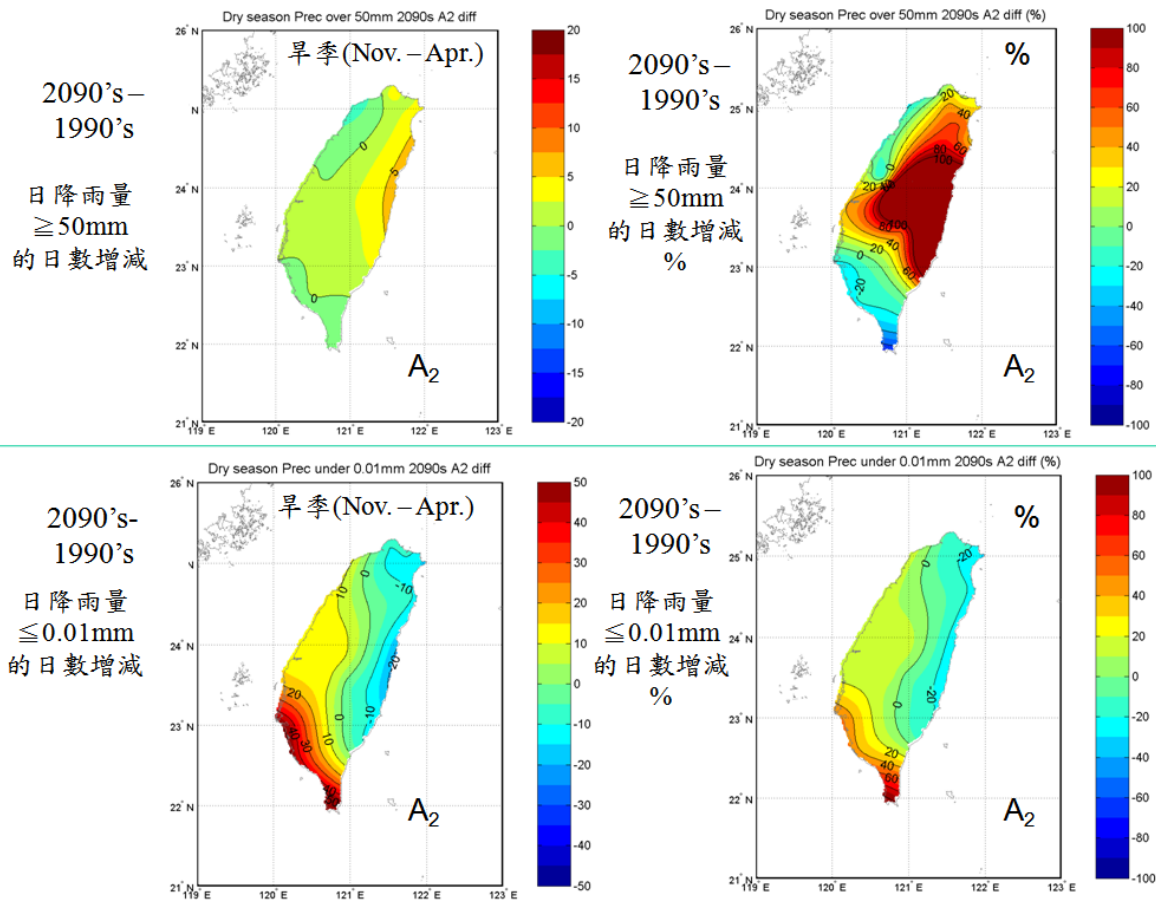


圖 13：在 A2 情境下，2090 年代相對於 1990 年代，旱季內日降雨量  $\geq 50\text{mm}$ (上)與日降雨量  $\leq 0.01\text{mm}$ (下)之日數增減情形及日數增減百分比率分佈。

## 五、結語

本報告並非科學論文，所以不詳細介紹如何獲得最終呈現的台灣氣候變遷預估數據，也未特別強調此預估數據的可信度。這些工作屬於科學論文撰寫的一部份，本報告的工作團隊，正在努力進行中，一般需待通過國際期刊審查與允許發表出刊時，才算通過檢定。但是，論文發表曠日費時，而國內已有許多學者專家及行政或民間單位，急需未來氣候變遷預估數據或概括了解，以作為其評估氣候變遷衝擊與提出因應對策之依據。本研究團隊多年來進行相關工作，但直到 2007 年 IPCC 正式發佈第四次評估報告，以及取得較多與新的全球氣候模擬數據後，才終於在本年度內，對於需進行之統計與動力降尺度工作，獲得較有信心的成果。

本報告乃就未來的平均氣候狀態與極端氣候事件的改變可能，進行介紹分析。有興趣使用相關數據者，均可與本團隊聯繫，以取得之。

在有關世紀末海水位上升預估方面，國內並無適當之預估數據。IPCC 預估約上升 0.6 公尺，普遍認為太過保守。而亦有過分高估到 6 公尺以上的數據。在此建議參考荷蘭策略，取未來將上升一公尺為相關因應之考量基礎，如嘉南平原、台北盆地、蘭陽平原等，都將面臨國土流失的考驗。

最後，設若國內氣候界能獲得支持，以進行高解析度的全球氣候模式發展。則國內學界將可效法英國、日本、德國等，使用本國氣候預估模式數據，作為本國有關氣候變遷衝擊與因應的研究，而不用再猶豫於到底國外那一個模式較為適合台灣氣候變遷研究使用。另外，A1B 情境下的動力降尺度模擬工作必須進行，以提供國際目前廣被接受的情境下的極端氣候可能發生情形之預估分析。

## 致 謝

本研究團隊感謝國科會長期補助研究，計畫編號為 NSC93-2621-Z-002-033、NSC94-2621-Z-002-004、NSC95-2621-Z-002-004、NSC96-2811-Z-002-002、NSC97-2811-M-002-025。更感謝 IPCC Data Center、德國 Max Planck 研究所與我國中央氣象局等提供相關資料，以及王作台、許晃雄、曾仁佑、林沛練等教授的支持與意見諮詢。更感謝台灣大學全球變遷研究中心的研究助理們的協助。

## 參考文獻

- 柳中明、吳明進、曾于恆、林淑華，2008：本地變遷模擬推動與全球變遷研究服務。NSC97-2811-M-002-025。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。《大氣科學》，22(4):455-477。
- Juang, H-M. H. And M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 3-26.
- Juang, H-M. H., S. Hong, and M. Kanamitsu, 1997: The NMC nested regional spectral model. An update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2125-2143.
- Kitoh, A. and T. Uchiyama, 2006: Changes in Onset and Withdrawal of the East Asian Summer Rainy Season by Multi-Model Global Warming Experiments. *Japan Meteor. Society Journal*, Vol. **84**, 247-258. .
- Kimoto, M. (2005) Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.
- Kusunoki S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, A. Noda, K. Oouchi and R. Mizuta, 2006: Change of Baiu Rain Band in Global Warming Projection by an Atmospheric General Circulation Model with a 20-km Grid Size. *Japan Meteor. Society Journal*, Vol. **84**, 581-611. .
- Kwon, M., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between east Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- IPCC, 2001: *Climate change 2001: the Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, [http://www.grida.no/climate/ipcc\\_tar/wg1/index.htm](http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/index.htm).
- IPCC, 2007: *Climate change 2007: The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, [http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/Report/AR4WG1\\_Print\\_FrontMatter.pdf](http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/Report/AR4WG1_Print_FrontMatter.pdf)

