

# 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

翁叔平\* 楊承道

國立臺灣師範大學地理系

(中華民國一〇一年七月三十日收稿；中華民國一〇一年十二月七日定稿)

## 摘 要

蒐集散置於不同單位、時空分佈上不均勻的測站月降雨量暨月溫度資料，本研究利用測站的地理資訊，對缺失資料進行補遺，先產生時間上完整的測站資料後，再利用空間內插方法，獲得一組針對臺灣本島的高空間解析度（1 公里）、長期的(1960/1~2009/12)網格化降雨和溫度資料庫。利用 jackknife procedure，我們分析了源自補遺方法所導致的誤差大小。我們也檢驗了資料庫所呈現的降雨和溫度的季節循環和以恩索(El Nino-Southern Oscillation; ENSO)為目標的年際變異，並分別與較粗糙的 APHRODITE (Asian Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Toward Evaluation of Water Resources)網格化(0.25×0.25 度)降雨資料以及 CRU(Climatic Research Unit)的網格化(0.5×0.5 度)溫度資料，進行比較。使用日本 MRI/JMA (Japan Meteorological Research Institute/Meteorological Agency)解析度 20 公里的區域氣候模式所模擬的歷史(1979~2003)，以及推估的近未來(2015~2039)模式資料庫，本研究進一步應用 BCSD (bias-correction and spatial disaggregation)統計降尺度方法到產製的高解析度資料庫，針對臺灣本島在近未來(2015~2039)的雨量及溫度（包含均溫、最高溫與最低溫）的可能變化進行推估。結果顯示：(1)近未來北台灣春季（4 月）的降水有減少的趨勢；南部地區的夏季（7 月）雨量則大增；(2)溫度在近未來的變化，則呈現普遍增溫的趨勢；但是，夏季（7 月）溫度增加的幅度則小於其他季節。

關鍵字：資料補遺、空間內插、統計降尺度、區域氣候模式、氣候變遷推估

---

\*通訊作者：翁叔平，台北市大安區和平東路一段 162 號 Tel: 02-77341633，Email: znspw302@ntnu.edu.tw

## 一、前言

測站觀測資料常常因為人為或自然災害因素甚或是發生戰爭，導致觀測資料遺失和損毀。殘缺不全的記錄對我們研究區域氣候的長期變遷，將造成很大的影響。早期的測站又常設立在交通方便、人跡可達的平原地帶。吾人研究氣候暖化下，對於強化的水文循環敏感度高的山地地區資料的需求，因此通常是付諸闕如。空間解析度不足又有漏失的觀測資料，對於像臺灣這樣地形起伏多變而又位處季風環境的地區，欲研究其水文循環變化，無寧是一大挑戰。蒐集散落在各單位的測站資料，本文的研究目標在於應用補遺(imputation)和空間推估方法，產生一組無缺失，水平解析度 1 公里，月時間解析度的 50 年(1960~2009)降雨和溫度資料，以滿足研究臺灣氣候的強烈需求。

過往學者曾提出一些關於處理遺失觀測資料的研究，如 Cressman (1959)、Shepard (1968)提出利用權重和距離成反比的方法去做資料補遺的動作。此外，有學者的研究發現，利用指數函數加上權重和距離成反比的方法，可取代單純使用權重和距離成反比的方法 (Teegavarapu and Chandramouli 2005; Garcia et al. 2008)。也有學者提出加入地形的參數後，對觀測資料的補遺有很大的幫助(Lloyd 2005)。本研究參考 Simolo et al. (2010)最近提出的方法，利用測站地理資訊（即緯度、經度、高度、測站間夾角）來做月降雨、溫度觀測資料的補遺，先得到完整的測站資料，再利用空間內插，得到一組高空間解析度的網格化降雨和溫度資料。

過往學者在進行臺灣區域氣候變遷以及未來推估的相關研究時，通常是以測站本身記錄作為

研究對象。這樣的點源式研究雖然有其自身價值（例如，研究都市變遷下的熱島效應），但是因缺乏點到點之間的連結，這對探查時空連續的大氣過程如何影響區域氣象氣候，無疑是不足的。本文所建置的 1km 網格化降雨和溫度資料，可視之為研究臺灣歷史氣候變化的基礎資料庫。特別是雨量資料庫所擁有的高空間解析度，也有利於探討像不同路徑的侵臺颱風的降水分佈等和防救災直接相關的課題。另一方面，這一組基礎資料庫也是吾人利用動力模式推估區域氣候變遷時的參考資料庫。當今模式模擬的氣候或多或少總有系統性偏差，必須先與觀測的氣候場進行動力或統計訂正，也就是降尺度操作。模擬的未來氣候再去系統性偏差後，才能被用於未來推估。雖然因補遺暨空間推估技術本身也會產生誤差，導致現實上並不存在所謂的觀測氣候場；但是本文所建置的基礎資料庫無疑地提供模式未臻成熟時，對模式資料進行分析時的重要根據。

## 二、資料來源與處理

本研究使用中央氣象局(Central Weather Bureau)的局屬測站與自動站之降雨、溫度觀測資料，以及經濟部水利署(Water Resources Agency, Ministry of Economic Affairs)、農田水利會(Irrigation Association)、台灣電力公司(Taiwan Power Company)等單位的測站資料。透過國家防救災中心(National Science and Technology Center for Disaster Reduction)取得的經濟部水利署測站資料，只有降雨紀錄。另外，從中央氣象局取得臺灣省農田水利會測站資料以及台灣電力公司早期在山區探堪、開發電力時，留下的降雨與溫度資料。凍省後匯整到氣象局的上述資料，本文統稱為農業測站資料。除此之外，還使用了民航局

(Civil Aeronautics Administration) 和空軍 (Air Force, R.O.C.)測站的降雨與溫度觀測資料。

圖 1a、b 分別是本研究使用之降雨測站和溫度測站的分佈圖，從圖中可知山區測站分佈較缺乏，尤其是溫度測站的部分，在海拔高度 2000 公尺以上的測站資料十分稀少。

為評估本研究所得到的高解析度(1km × 1km)月網格化資料品質，我們也利用日本針對東亞季風區所發展的高解析度網格化觀測降雨資料 (APHRODITE Water Resources, 0.25×0.25 度, V1003R1 版; 參考 Yatagai *et al.* 2008)，以及東英格蘭大學(University of East Anglia) 的 CRU 網格化觀測溫度資料(CRU\_TS\_3.1 版, 0.5×0.5 度; 參考 Mitchell and Jones 2005)，就氣候平均場以及年

際變異，進行分析與比較。

由於本研究偏重於月資料的使用 (包括降雨、溫度)，因此將測站資料不論是時資料或是日資料，都計算成月資料來使用。另外，本研究的測站選取標準如下：從 1960 年 1 月到 2009 年 12 月共 50 年的資料中，若在每個月份 (1 月, 2 月, …, 12 月)，只要原本該有的 50 筆當月的年資料中，至少有 2 年 (含) 資料的話，那麼該測站就納入當月進行補遺時的測站 (作為目標或參考測站)。採納這麼寬鬆的標準，主要是考量山區資料相當寶貴，得來不易。因此，必須就其做最大限度的利用。我們發現，若稍微提高標準的話，許多來自台電的資料就用不到了，有點可惜。又由於我們以下將介紹的補遺方法是在距平場上操

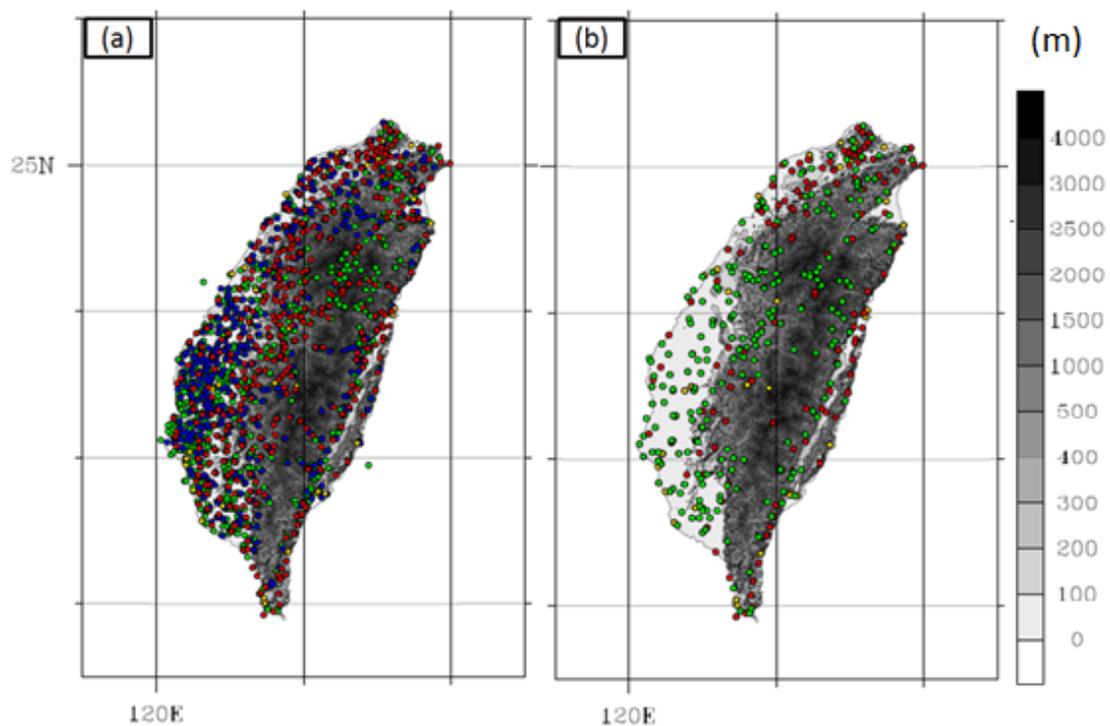


圖 1 1960~2009 年所有測站的位置分佈，圖 a、圖 b 分別是降雨和溫度測站的空間分佈。(紅色圓點：氣象局自動站、綠色圓點：農業測站、金色圓點：氣象局局屬測站+空軍測站+航局測站、藍色圓點：經濟部水利署所屬測站。)

作，因此純粹的單筆資料是無效的（因其距平為 0）。本文並以月降雨資料開根號後去算不同測站在不同月份的氣候值，隨後求出不同測站的月降雨資料距平值（分別減去不同測站所屬月份最多 50 年(1960~2009)的氣候平均值），接下來的研究，就是用此降雨距平值資料去補月降雨資料缺失的部份，當缺失的月降雨資料估計出來後，再加上當月的氣候值並開平方還原成實際降雨量 (mm/day)。對降水資料作開根號的處理方式可降低其偏態(skewness)，令資料較接近常態分佈 (Stephenson *et al.* 1999)。這有利於本文所採用的補遺技術，避免權重過度被單一極端值影響。已相當近似常態分佈的溫度資料，也使用相似的資料處理方法，只是不需做開根號的動作。

由國科會規劃，國家災害防救災中心執行的臺灣氣候變遷推估與資訊平臺(Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, TCCIP)計畫，透過資料交流計畫，我們取得由日本氣象協會／氣象研究所(Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute, JMA/MRI)所發展的超高解析度全球氣候模式(Global Climate Model, GCM)模擬的未來氣候推估資料庫。MRI-GCM 提供 TCCIP 範圍涵蓋東亞，水平解析度 20 公里，於現今(1979~2003)和近未來(2015~2039)的模式模擬表面氣溫和降水資料庫。MRI-GCM 模式設定的未來場景(scenario)乃根據 IPCC 特別報告所規範的 A1B 排放場景（參見 Solomon *et al.* 2007）。MRI-GCM 模式資訊可參考 Kusunoki *et al.* (2008)，MRI-20km 資料庫的相關資訊可參考 TCCIP 網頁(<http://tccip.ncdr.nat.gov.tw/NCDR/main/index.aspx>)。

### 三、研究方法

#### (一) 資料補遺技術

本文利用緯度、經度、高度、彼此間之夾角等測站地理資訊，估算距離目標測站一定範圍內，若干參考測站的距離、高度、方位角等 3 個權重參數，對目標測站的缺失資料進行補遺 (Shepard 1968, 1984; Willmott *et al.* 1985; Simolo *et al.* 2010)。

#### (二) 測站權重的計算方法

[步驟 1] 決定參考測站。先計算目標測站與其它測站的距離，並訂下在不同時間點下，目標測站之搜尋半徑內至少要有 20 個測站有資料(即同一目標測站在不同時間點會有不同的搜尋半徑)，這些搜尋半徑內的測站稱為目標測站周圍的參考測站。

[步驟 2] 計算距離、高度、方位角等 3 個權重參數。我們先利用公式(a)-(c)算出各個參考測站的 3 個權重參數。

$$w_i^d(x, y) = \exp\left(-\frac{d_i^2(x, y)}{c_d}\right) \quad (\text{a})$$

其中  $c_d = \frac{\overline{d^2}}{\ln 2}$ 。  $w_i^d(x, y)$  代表參考測站  $i$  的距離權重參數；  $d_i(x, y)$  為參考測站  $i$  與目標測站的距離；  $c_d$  為常數（隨搜尋半徑  $d$  不同而不同）；  $\overline{d^2}$  為目標測站在不同時間點的搜尋半徑開平方。式 (a) 的物理意義為：參考測站離目標測站的距離愈遠，距離權重參數就愈小。

$$w_i^h(x, y) = \exp\left(-\frac{\Delta h_i^2(x, y)}{c_h}\right) \quad (\text{b})$$

其中  $c_h = \frac{\overline{h^2}}{\ln 2}$ 。  $w_i^h(x, y)$  代表參考測站  $i$  的高度權重參數；  $\Delta h_i(x, y)$  為參考測站  $i$  與目標測站的高度差(km)；  $c_h$  為常數；  $\overline{h^2}$  為常數 0.35(km)開平方 (cf. Simolo *et al.* 2010)。式(b)的物理意義為：參考測站離目標測站的高度差愈大，高度權重參數就愈小。

$$w_i^{ang}(x, y) = \frac{\sum_{j \neq i} w_j^d(x, y) w_j^h(x, y) (1 - \cos \theta_{(x,y)}(j, i))}{1 + \sum_{j \neq i} w_j^d(x, y) w_j^h(x, y)} \quad (c)$$

式(c)內的  $i$  和  $j$  皆代表參考測站；  $w_i^{ang}(x, y)$  是參考測站  $i$  相對於目標測站的方位角權重參數；而  $\sum_{j \neq i} w_j^d(x, y) w_j^h(x, y) (1 - \cos \theta_{(x,y)}(j, i))$  代表除參考測站  $i$  以外，其餘參考測站  $j$  的距離權重參數、高度權重參數以及參考測站  $j$  與參考測站  $i$  之間夾角的乘積去做累加。至於  $\sum_{j \neq i} w_j^d(x, y) w_j^h(x, y)$  則表示除參考測站  $i$  以外，其餘參考測站  $j$  的距離權重參數和高度權重參數的乘積做累加。式(c)的物理意義為：參考測站間的方位角愈小，代表性質越相近，方位角權重參數就愈小。

[步驟 3] 利用式(d)獲得參考測站的乘積權重。

$$w_i(x, y) = w_i^d(x, y) w_i^h(x, y) w_i^{ang}(x, y) \quad (d)$$

[步驟 4] 從這 20 幾站的參考測站中，挑出乘積權重最大的前 10 站，再從這 10 站中，按其所占比率，重新分配權重。

[步驟 5] 有了 10 個參考測站的乘積權重後，個別參考測站的降雨或溫度距平值，先乘以該站的乘積權重，而後累加之。累加後的總值再加回目標測站當月的氣候平均值，結果就是目標測站缺

失資料的補遺值。

### (三) 資料網格化

降雨資料網格化的部分，本研究參考 Watson (1992)的專書，採用網格權重與距離成反比的內插方法(inverse distance weighted interpolation)，並配合權重平均法(weighted average method)去分配不同網格的權重值，將位置分佈不均勻的測站資料內插到網格上。為了配合地形資料的解析度，內插後的網格資料解析度約為一公里(1kmx1km)左右。

至於溫度資料網格化的部分，考慮到高度變化對溫度的影響。則是以資料補遺的方法為基礎，將網格點資料視為缺失的資料(相當於目標測站)，將資料補遺後的月溫度測站資料(相當於參考測站)，補遺到網格點上(月溫度氣候值與月溫度距平值分開來做，再相加起來)，最後得到 1km 解析度的網格化月溫度資料。

本研究最後得到的資料，包含有 1960~2009 年期間，1km、5km 解析度的月平均溫度、月平均最高、最低溫度網格資料以及月降雨網格資料的網格化資料庫。下面的分析將以 1km 網格化資料做討論。

### (四) 應用 BCSD 方法推估近未來氣候

有了 1km 高解析度的網格化降雨和溫度歷史資料庫後，本研究利用 Wood *et al.* (2004)發展出的偏差訂正空間分解法(bias-correction and spatial disaggregation, BCSD)，透過改變解析度、修正模式偏差、獲取模擬因子等步驟，將日本氣象廳—氣象研究所 (Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute, JMA/MRI) 的 MRI-20km 模式資料，降尺度到 1km 解析度的網

格，得到于現今(1979~2003)、模式模擬的降雨和溫度網格資料。林(2010)最近也應用 BCSD 方法推估台灣地區的未來氣候變化；但使用的是參與 IPCC AR4，較粗解析度的 25 個 AGCM 氣候模式輸出資料。MRI-20km 模式資料先與歷史資料(1979~2003)進行模式系統誤差修正後，再將修正值應用到模擬的(2015~2039)資料，推估近未來的降雨和溫度變化。修正時，必須以交叉驗證(cross-validation)的方式進行：先排除要校正的特定年份，再以其他 24 年的觀測與模擬資料的時間累積密度函數 (Time Cumulative Density Function, TCDF)，估算模擬資料在該特定年的修正值。這避免只是觀測與模擬資料互換的問題。上述動作重覆用到每一年後，再進一步分析累計 25 年後的誤差變化，作為推估未來期時，誤差估算的基準。這裏需提醒的是，雖然 TCDF 法可以修正模擬資料的機率密度函數 (Probability Density Function, PDF) 分佈，使其和觀測的 PDF 相似；但是不保證在特定年的模擬值會與觀測值對應。換言之，TCDF 方法企圖使模擬資料在訓練期 (即 1979~2003) 的統計特性 (例如，平均值和變異) 和觀測的一致；但是，它不必然存在時間的記憶。因此，Wood *et al.* (2004) 建議，經過 BCSD 修正後的模式模擬資料只能用來推估未來的總體趨勢，而不是推估未來在某一特定年份的變化。

#### 四、誤差分析與網格化資料的初步評估

##### (一) 資料補遺技術的誤差分析

為評估因所使用的補遺方法所造成的誤差 (以下本文中所謂的誤差，專指源自補遺方法所造成與觀測值之間的差異)，本研究採用類似 jackknife 的 take-one-out 作法，將每一個測站的每

一筆有月觀測值的資料，假設它是在該時空下，資料缺失的目標測站。然後用第三節描述的補遺方法，計算出其估計值。上述過程被重覆用到所有測站，50 年期間所有具觀測的時間點後，所得到的大量估計值樣本再和實際的觀測值進行比較驗證。我們檢視過的統計量有平均絕對誤差 (Mean Absolute Error, MAE)，時間序列相關係數 (Temporal Correlation Coefficient, TCC)，以及方均根誤差 (Root Mean Squared Error, RMSE)。基本上，它們都提供類似以下將述及的訊息，所以這裏只討論，以 RMSE 所代表的前述補遺方法造成的誤差。

我們先討論降雨的誤差。分析 RMSE 在不同的時段 (1960~2009 年，每 10 年一個時段) 和不同雨季 (春雨 3~4 月、梅雨 5~6 月、颱風雨 7~10 月、冬雨 11~2 月) 經過空間內插處理後的資料，從中挑出較好與較差的 2 張圖來做分析 (圖 2a、b)。由圖 2a、b 的空間分佈與誤差量變化的特徵可知，隨著時間的增加，測站密度漸增，RMSE 的誤差量有逐漸減小的情況，尤其是山區的部分。此外，分析也發現，在梅雨和颱風雨季的統計誤差量會比春雨和冬雨季的誤差量大，這可能和降雨的特性有關 (圖略)。

接下來看溫度的誤差。比較 RMSE 在不同的時段 (1960~2009 年，每 10 年一個時段) 和不同季節下，經過空間內插處理後，較好與較差的 2 個時段之空間分佈 (圖 2c、d)。可同樣發現隨著時間的增加，測站密度增加，RMSE 的誤差量有減小的情況，特別是高海拔的地區，還發現平地的 RMSE 大都在 1 度以內，而山區的誤差量有較大的趨勢，這主要和測站在山區的密度不足有關。另外，月平均最高 (低) 溫度網格資料部分也有相同的特徵 (圖略)。

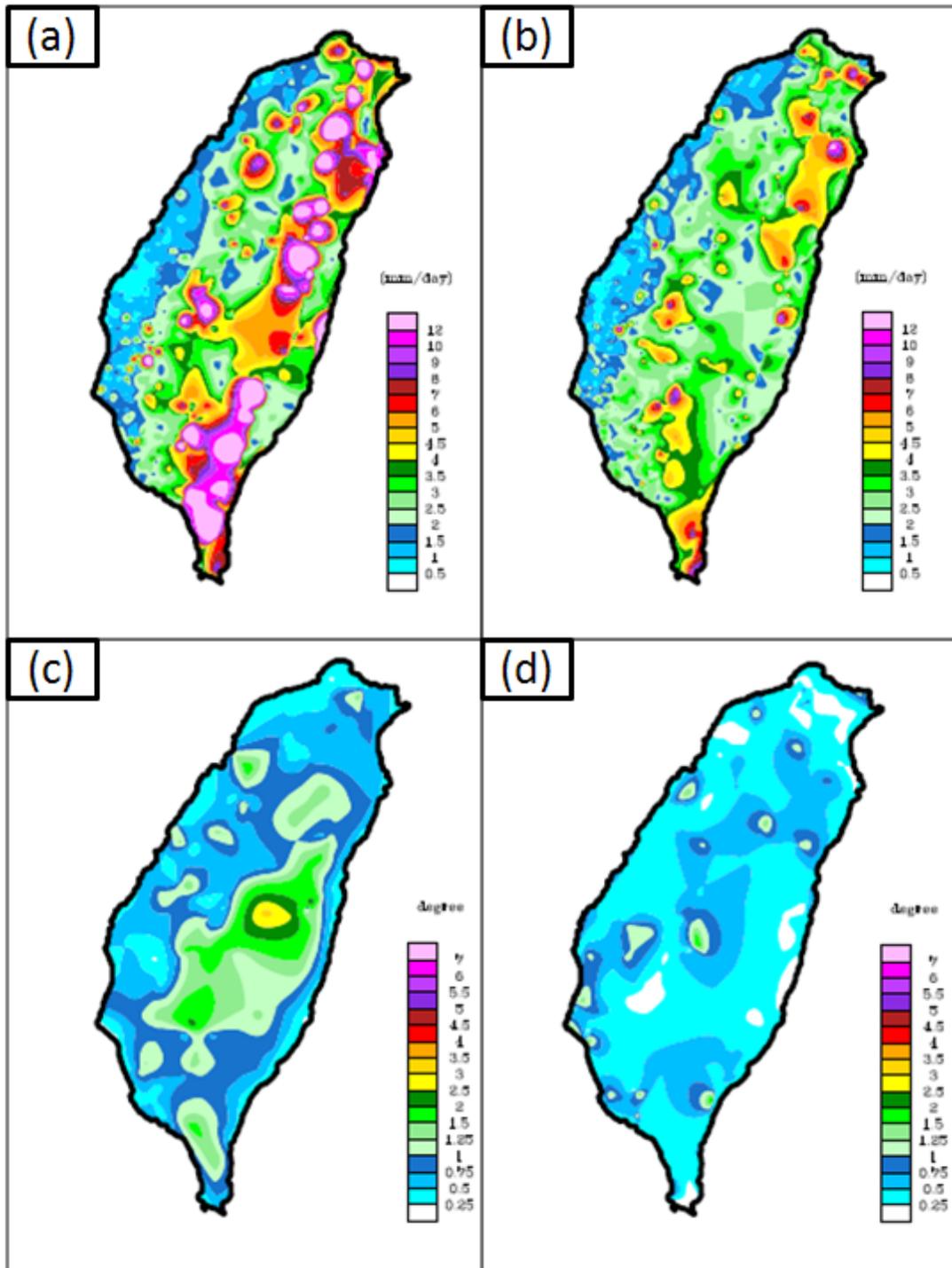


圖2 (a) 1970~1979年及(b) 1990~1999年，月降雨資料的方均根誤差(RMSE)在颱風雨季的空間分佈(單位：mm/day)。 (c) 1960~1969年及(d) 2000~2009年，月平均溫度資料的方均根誤差在夏季的空間分佈(單位：°C)。

## (二) 網格化降雨和溫度資料庫之初步分析和比較

圖 3 比較了日本 APHRODITE-0.25 度網格資料和本研究產製的一公里解析度的降雨資料，在不同季節的氣候平均場。拿兩組資料的相同季節比較可以發現，兩組資料的降雨分佈皆很相似，但對於局部地區的降雨分佈描述還是有些許不同，尤其是夏、秋兩季時的氣候場。整體來說高解析度資料更能夠凸顯出局部地區降雨空間分佈上的差異。

圖 4 是日本 APHRODITE 降雨資料和高解析度降雨網格化資料，在恩索(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)的冷暖相位時，不同季節的降雨距平場。這裏，決定是否屬於恩索冷(反聖嬰)暖(聖嬰)相位的月份(參見表 1)，乃根據以該月為中心的 3 個月的滑動平均 SST 距平(根據 ERSST.v3b 資料庫)在 Niño 3.4 區域( $5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$ ,  $120^{\circ}\sim 170^{\circ}\text{W}$ )是否小於(大於)  $0.5^{\circ}\text{C}$  而定。拿兩組資料的相同季節相比可以發現，兩組資料的降雨分佈大致相符；但對於局部地區降雨距平分佈的描述還是有些許的不同之處，尤其是冷、暖相位時的夏季。

我們接著計算兩組月降雨資料距平在每一格點，於個別季節(平均月距平後)，50 年期間的線性趨勢(單位： $\text{mm}/100\text{yr}$ )，藉以比較兩者在長期變化上的異同。其結果如圖 5 所示。比較後可發現，在春季、夏季和秋季時的空間分佈，除了花、東地區、宜蘭地區以及西部部分地區(桃園、新竹、苗栗)有較大的差異外，兩組資料的降雨變化趨勢大致上是相近的。部份東部和北部地區的冬季降雨，兩者則展現不同的趨勢。我們檢查了鄰近的測站實際距平的時間序列後發現，

本研究產製的 1 公里網格資料庫比 APHRODITE 資料庫更能夠忠實反應臺灣測站降雨的長期變化(圖略)。

就月平均溫度網格化資料的應用部分而言，本研究使用 CRU 的溫度網格資料( $0.5^{\circ}\text{度}\times 0.5^{\circ}\text{度}$ )和高解析度月溫度網格化資料( $1\text{km}\times 1\text{km}$ )做比較。首先，比較溫度氣候場的部分，圖 6 分別是兩組溫度資料在四季的氣候場，由圖發現 CRU 的溫度氣候場，溫度只隨粗糙的地形有所變化，四季的空間分佈都是類似的，只有數值高低上的差異而已。高解析度資料除了忠實反應局部地形的影響因素之外，西部主要都會區的熱點也相當明顯。

最後看到兩組資料的月平均溫度在不同季節之長期線性趨勢分析(圖 7)。CRU 資料表現出，四季皆增溫，但以秋季的增幅最大。高解析度資料的分析結果則發現，在平原地區，相當類似 CRU 資料的結果，在四季幾都是增溫的；但是，部分山區反而呈現降溫的趨勢。由於山區的測站數量相當稀少(圖 1b)，幾乎完全仰賴補遺和空間內插方法，誤差相當大。上述偏差在臺灣東南、全無測站的高山地區，更加明顯。之所以呈現降溫趨勢，很大可能是反應，前期因資料稀疏，補遺時納入了在較低海拔的參考測站；後期在資料豐富度有所增加下，存有局地的高海拔低溫資料(參考圖 2c、d)。所以計算其線性趨勢時，反而導致了可疑的降溫。

## 五、臺灣區域氣候變遷推估 (2015~2039)

利用動力氣候模式模擬未來氣候，目前是使我們能進行氣候變遷推估的唯一辦法。但是，模

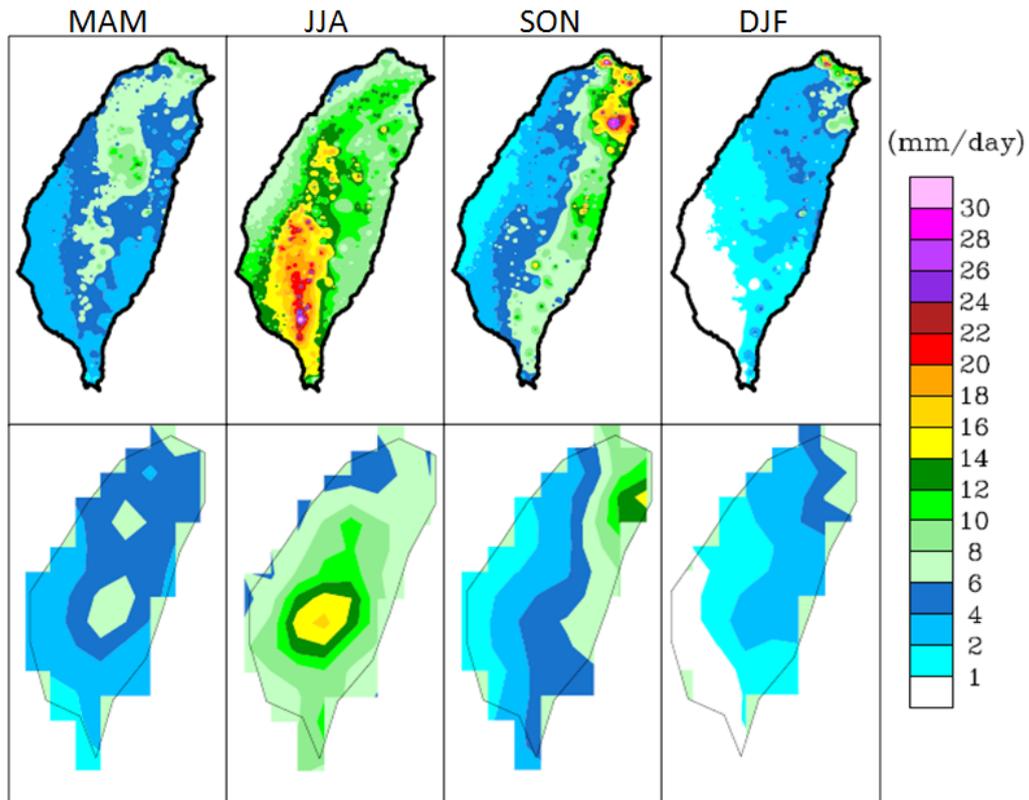


圖 3 本研究得到的高解析度月降雨網格資料(1km) (上列 4 張圖) 和日本 APHRODITE 降雨資料 (0.25×0.25 度, V1003R1 版) (下列 4 張圖), 在不同季節的氣候場 (單位: mm/day)。

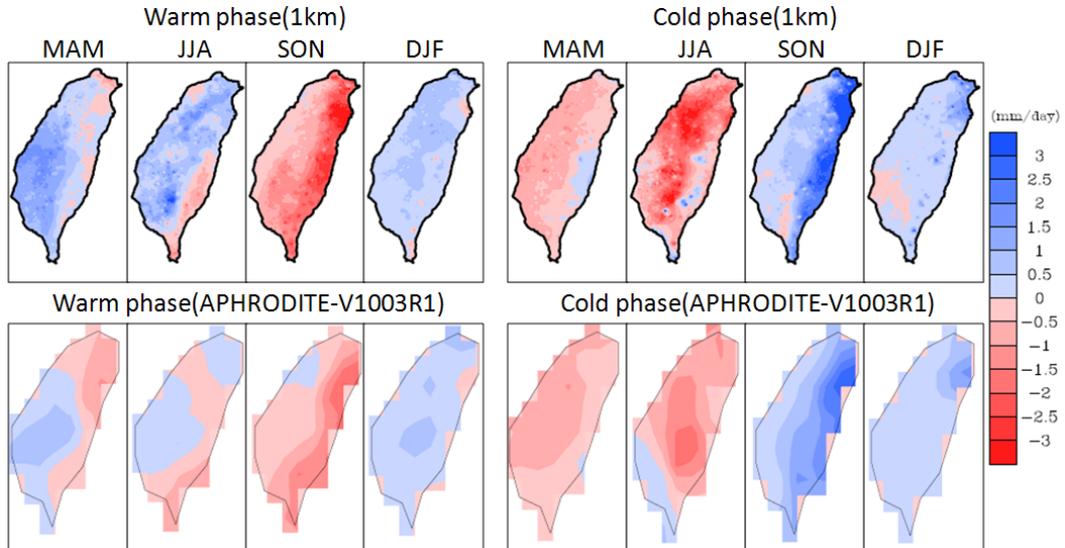


圖 4 本研究得到的高解析度月降雨網格資料(1km) (上列 8 張圖) 和日本 APHRODITE 降雨資料 (0.25×0.25 度, V1003R1 版) (下列 8 張圖), 在 ENSO 冷暖相位 (參見表 1), 於四季(MAM, JJA, SON, DJF)的距平場 (單位: mm/day)。

表 1 屬於恩索冷暖相位的年月分季表示。符號●(○)：該月份是(不是)事件月份。

暖相位 (聖嬰)				冷相位 (反聖嬰)			
MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON	DJF
1966 ●●○	1963 ○●●	1963 ●●●	1963 ●●○	1964 ○●●	1964 ●●●	1962 ●●●	1962 ●●○
1969 ●●●	1965 ●●●	1965 ●●●	1965 ●●●	1968 ●●○	1970 ○●●	1964 ●●●	1964 ●●○
1972 ○○●	1969 ●○○	1968 ○○●	1968 ●●●	1971 ●●●	1971 ●●●	1970 ●●●	1967 ●●●
1973 ●○○	1972 ●●●	1969 ●●●	1969 ●●○	1973 ○○●	1973 ●●●	1971 ●●●	1970 ●●●
1982 ○○●	1982 ●●●	1972 ●●●	1972 ●●●	1975 ●●●	1975 ●●●	1973 ●●●	1971 ●●○
1983 ●●●	1983 ●○○	1976 ●●●	1976 ●●●	1976 ●●●	1985 ●●●	1975 ●●●	1974 ●●●
1987 ●●●	1986 ○○●	1977 ●●●	1977 ●●○	1985 ●●●	1988 ●●●	1984 ○○●	1975 ●●●
1991 ○○●	1987 ●●●	1982 ●●●	1982 ●●●	1988 ○○●	1998 ○○●	1985 ●○○	1984 ●●●
1992 ●●●	1991 ●●●	1986 ●●●	1986 ●●●	1989 ●●●	1999 ●●●	1988 ●●●	1988 ●●●
1994 ○○●	1992 ●●○	1987 ●●●	1987 ●●●	1996 ●○○	2000 ●○○	1995 ●●●	1995 ●●●
1995 ●○○	1994 ●●●	1991 ●●●	1991 ●●●	1999 ●●		1998 ●●●	1998 ●●●
1997 ○○●	1997 ●●●	1994 ●●●	1994 ●●●	2000 ●●		1999 ●●●	1999 ●●●
1998 ●●●	2002 ●●●	1997 ●●●	1997 ●●●	2008 ●●●		2000 ○○●	2000 ●●●
2002 ○○●	2004 ●●●	2002 ●●●	2002 ●●●			2007 ●●●	2007 ●●●
2003 ●○○	2006 ○○●	2004 ●●●	2004 ●●●				
	2009 ●●●	2006 ●●●	2006 ●●○				
		2009 ●●●	2009 ●○○				

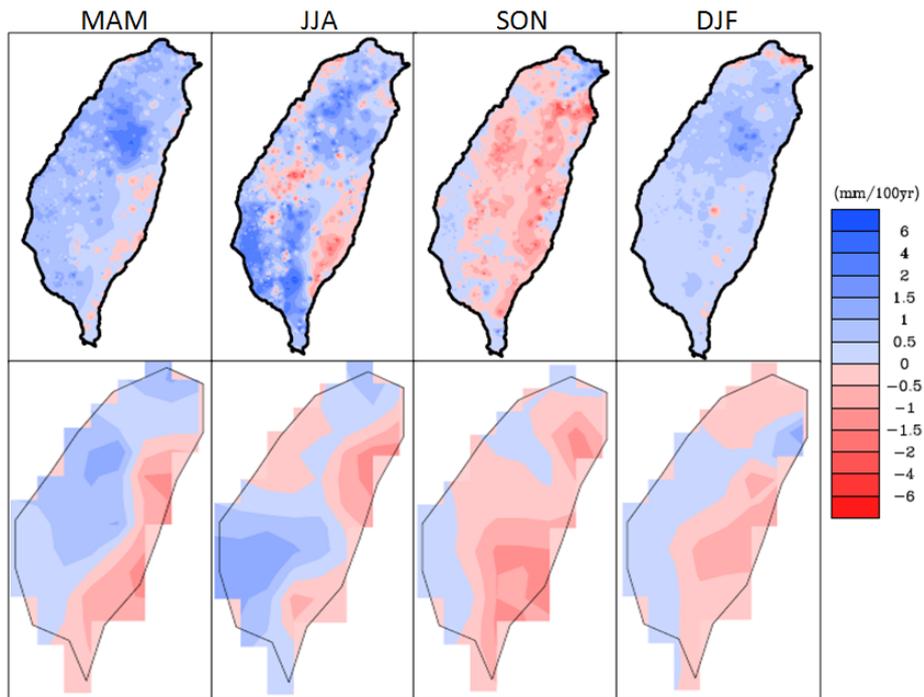


圖 5 本研究得到的高解析度月降雨網格資料(1km) (上列 4 張圖) 和日本 APHRODITE 降雨資料 (0.25×0.25 度，V1003R1 版) (下列 4 張圖)，在不同季節的長期線性趨勢 (單位：mm/100yr)。

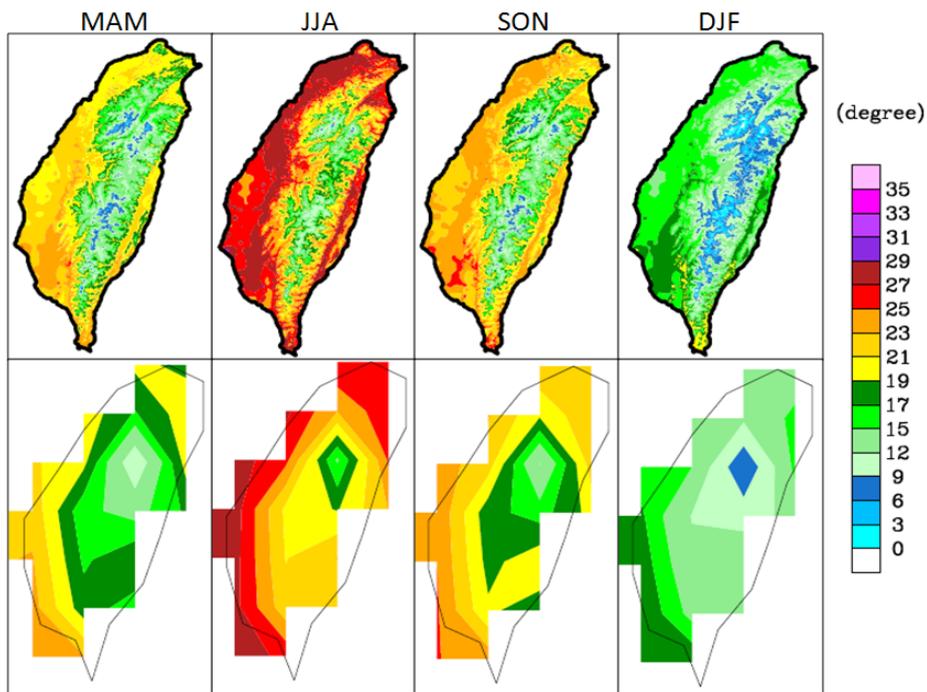


圖 6 本研究得到的高解析度月平均溫度網格資料(1km) (上列 4 張圖) 和東英格蘭大學 CRU 之月平均溫度網格資料 (CRU\_ts\_3.1 版) (0.5×0.5 度) (下列 4 張圖)，在不同季節的氣候場 (單位：°C)。

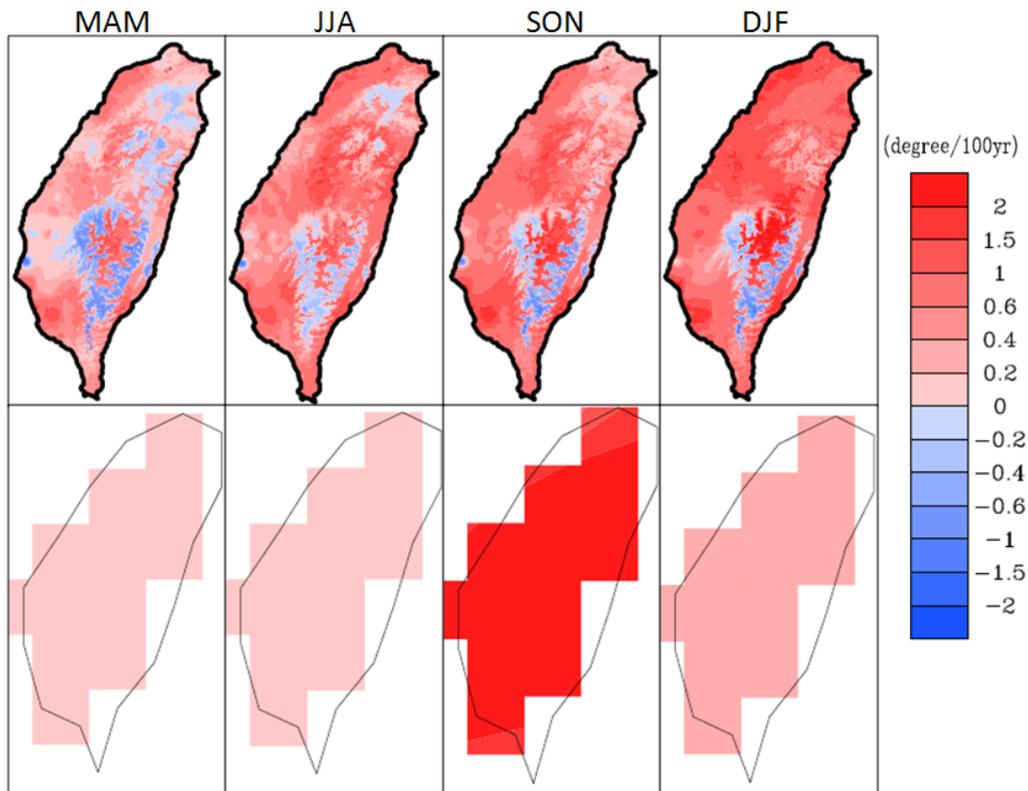


圖 7 本研究得到的高解析度月平均溫度網格資料(1km) (上列 4 張圖) 和東英格蘭大學 CRU 之溫度網格資料 (CRU\_ts\_3.1 版) (下列 4 張圖), 在不同季節的線性變化趨勢 (單位:  $^{\circ}\text{C}/100\text{yr}$ )。

式本身並不完美, 有各種缺陷, 產出的資料有偏差 (bias; 本文所謂的偏差, 專指模式模擬值與觀測值之間的差異), 並且當時空越小時, 需要考慮的過程愈多, 偏差將愈是放大。因此, 模擬資料一般無法被直接應用到區域氣候變遷推估, 必須先用更高解析度的區域模式, 進行動力降尺度 (這是 TCCIP 的中心任務之一。有興趣的讀者可參考 TCCIP 的網站: <http://tccip.ncdr.nat.gov.tw/NCDR/main/index.aspx>); 或者利用所耗費資源相對“便宜”的統計方法, 進行統計降尺度, 修正模式偏差(bias)後, 才能被用到區域氣候變遷推估。前人已發展出非常多的統計降尺度方法 (參考 Wilby *et al.* 2004 的回顧論文)。本文之所以採用相對簡單的 TCDF 調整方法 (見前述第三章),

而不用太複雜的方法 (例如, 天氣衍生器 – Weather generators) 的原因是, 我們認為動力模式較能掌握的東亞季風環流和影響局部地區降雨和溫度變異所依附的天氣系統之間的統計迴歸關係, 一方面它本身就是一個尚待釐清的研究議題, 另一方面勉強套用的話, 往往不理想, 也未必能移除模式的系統性偏差 (Wood *et al.* 2004; Maurer 2007)。

圖 8 比較了未經訂正的原始 MRI-20km 模擬降雨, 經 BCSD 統計降尺度後的 1km 模擬降雨資料, 以及本研究所產製, 解析度 1km 的所謂「觀測」降雨場之間, 在四季 (以 1、4、7、10 月作代表) 氣候平均場的差異。從春季到冬季, 觀測

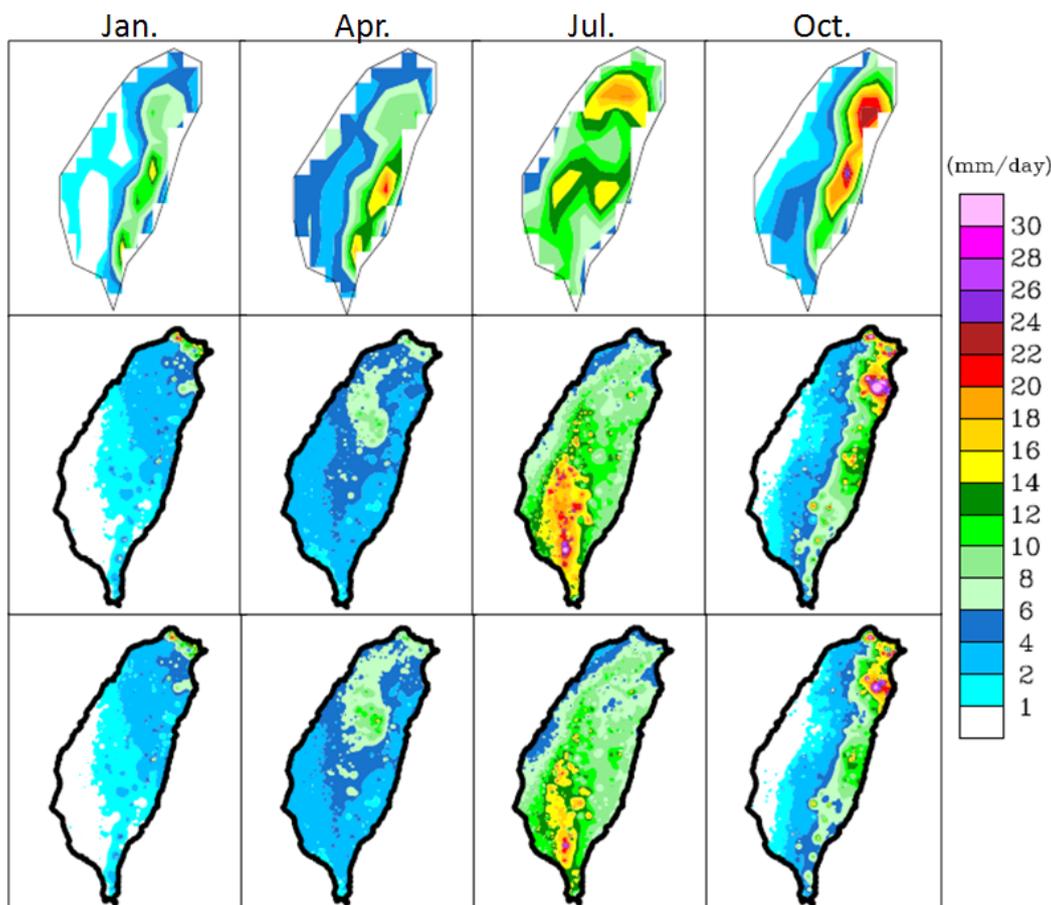


圖 8 上列 4 張圖為 MRI-20km 解析度的降雨資料；中間列 4 張圖為經過統計降尺度後的 1km 解析度的降雨資料；最下列 4 張圖為 1km 解析度的降雨網格化觀測資料；由左至右則分別為 1、4、7、10 月的氣候平均場（單位：mm/day）。

的降雨分佈有從西北到西南，再從東部轉到北部，形似逆時鐘的季節遷移。相當明顯地，未經訂正的降雨場，不管在那一季節，其傾向高估中央山脈以東的降雨量，空間分佈上都和觀測的氣候場有所差異。四季中又以夏季（7 月）偏差最大；模式完全無法掌握到觀測的西南部夏季多雨的空間分佈；反而呈現出，降雨集中在中部和北部山區的偏差。我們也發現，雖然 BCSD 的方法可以相當程度地訂正模式在冬、春、秋季的季節平均降雨偏差，但是夏季平均降雨的偏差，仍然相當大，表現出了高估的傾向。因此，縱使 BCSD

理論上應能使模擬資料完全重現觀測場在訓練期（即校驗期）間，諸如氣候平均等的統計特性；但是，實務上顯然有其他的限制面向要額外考量（討論於第六章）。

我們再用圖 9，比較了 MRI 模式模擬的臺灣四季月均溫，在訂正前後的情況。訂正前（為 20km 解析度）的溫度場雖然展現出隨季節遷移的高低氣溫起伏；但是空間上只隨地形高度變化而改變，完全無法分辨局部地區在觀測上所存在的細膩溫度差異。經過 BCSD 訂正後的溫度場（1km 解析度），其時空分佈則非常接近我們的「觀測」

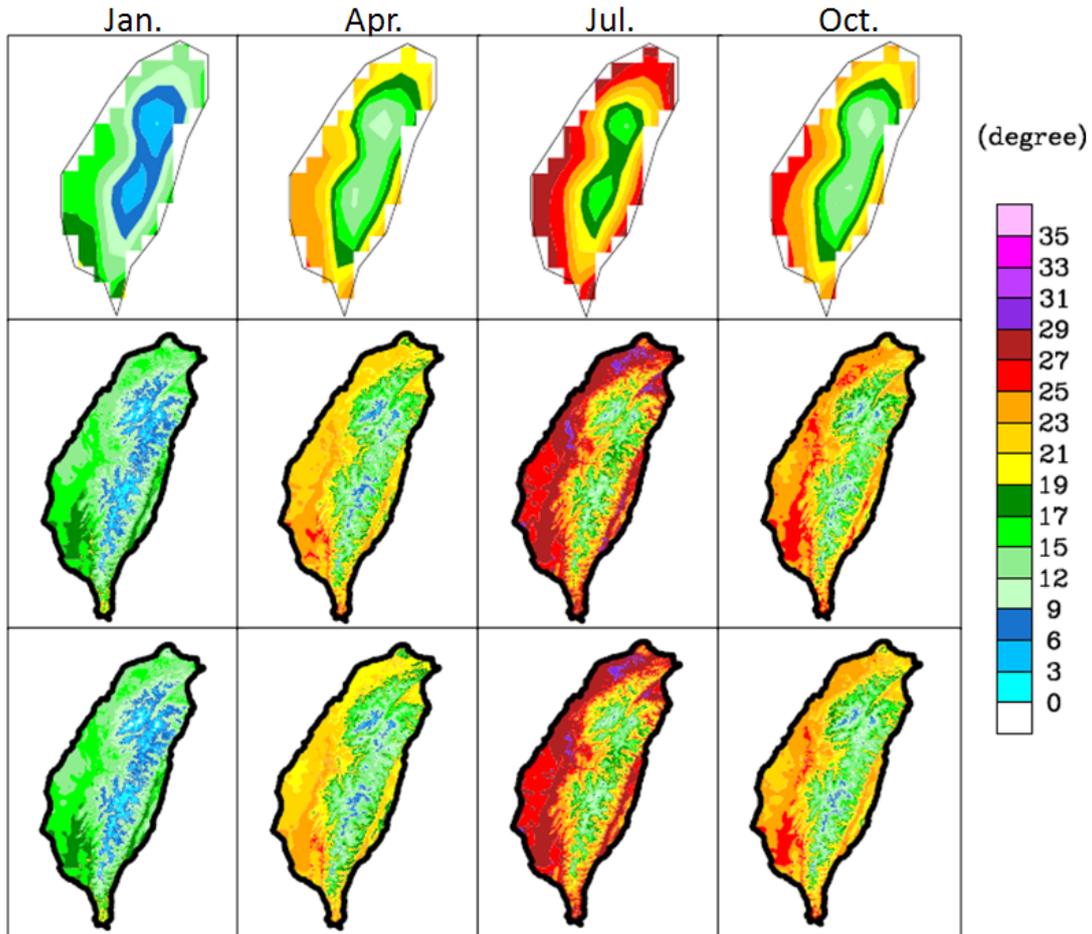


圖9 配置同圖8，但為月平均溫度資料（單位： $^{\circ}\text{C}$ ）。

場。上述結果顯示，BCSD 對溫度場的訂正效應顯然比對降雨場好得多。

圖 10 和圖 11 分別檢驗了降雨和溫度距平在 1999 年夏季於觀測的 APHRODITE/CRU 資料，本文產製的 1km 網格，以及訂正前和經 BCSD 訂正後的 MRI 模擬資料在臺灣的空間分佈。雖然存在局地差異，兩個粗和細的觀測場大致均呈現了偏西南（西北）的正（負）降水距平（圖 10a、c），以及中央山脈以西平原地帶，負溫度距平（圖 11a、c）的空間分佈。原 MRI-20km 模式高（低）佔北（南）部地區的負（正）降水，並且在中部

平原呈現出與觀測不符的負降水偏差（圖 10(b)）。模式雖然大致捕捉到觀測的負溫度距平，但負距平中心從觀測的西部平原，偏離到中央高地地區（圖 11b）。在不悖離原模式模擬的上述總體特徵下，BCSD 雖然企圖修正模擬的偏差並且確實有所改善，但是其效果仍相當有限（圖 10d 和圖 11d）。這樣的結果是可以被理解的，因為 BCSD 原來的設計目的是在調整模式資料的統計分佈使其和觀測的統計分佈儘量一致，而非針對分佈上的特定變異事件進行調整。換言之，模式必須先具備一定程度的模擬能力，統計訂正方

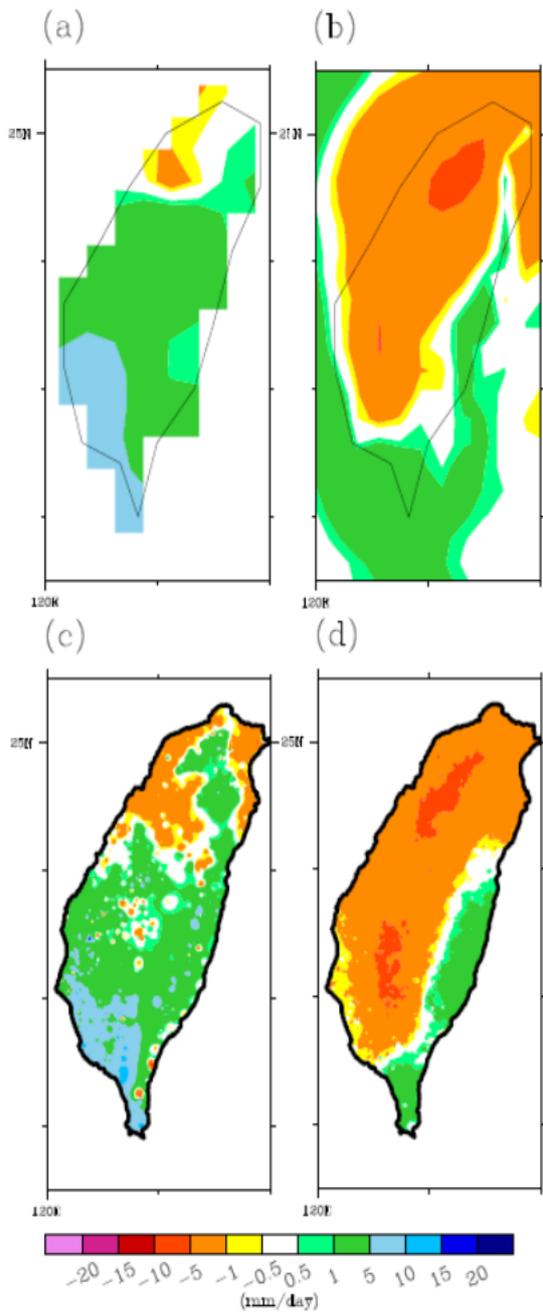


圖 10 (a) APHRODITE，(b)訂正前 MRI-20km，(c)本研究產製的 1km，(d)經 BCSD 訂正後的 MRI-1km 降雨距平（去掉 1979~2003 氣候平均）在 1999 夏季(JJA)的空間分佈。

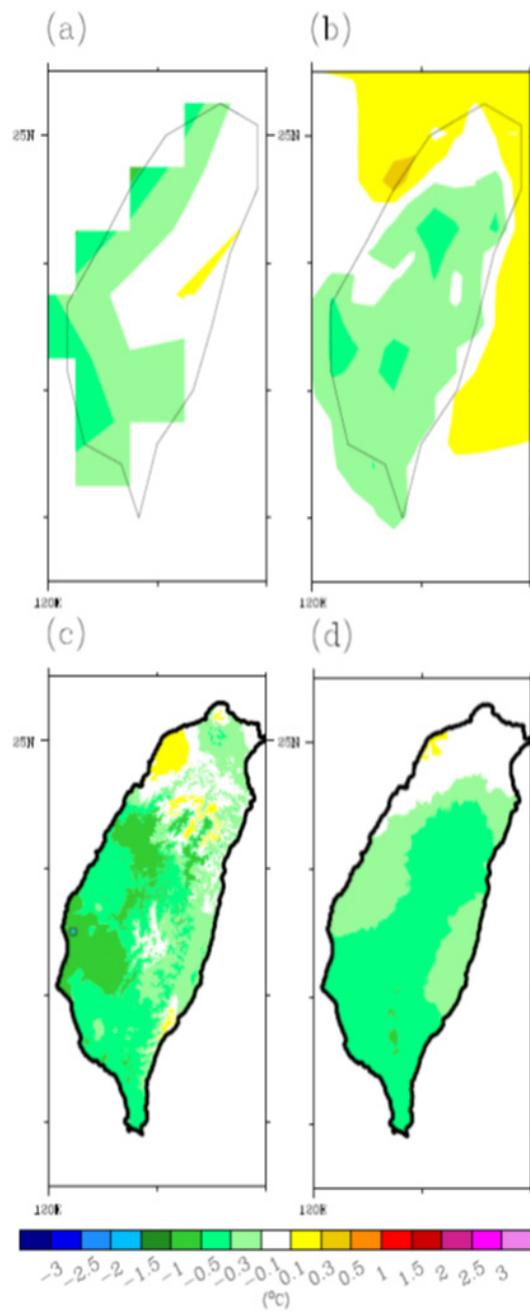


圖 11 配置與圖 10 相同，只是變作溫度距平場在 1999 夏季的分佈。

法才能發揮效用。

利用本文產製的 1km 網格化資料庫和第三章描述的 BCSD 方法，修正 MRI 模式偏差後，我們所得到的模式模擬近未來（2015~2039 年）的降雨和溫度資料，其統計分佈將與觀測場在校驗期（也就是 1979~2003 年）的統計分佈趨於一致。在近未來的降水和溫度的統計性質（即平均值和標準差）沒有改變的假設下，減去其在校驗期的氣候平均後所得到距平場，可以用來推估未來的變遷。由於已經歷過 BCSD 訂正，得到的隨時間演變的距平場，並不必然與原模式輸出的距平場時間序列有一對一的關係。然而，若模式模擬氣候確實有變遷的訊號，例如在特定區域的溫度持續上升（或降雨持續減少），那麼在推估期（即 2015~2039 年）後期的溫度（降雨）應傾向落在 TCDF 的高（低）百分位(percentile)區間。我們可以利用 Monte-Carlo 的方法，在預設的可信度下，例如我們分別用 90% (10%)和 95% (5%)信賴水平到下述的降水和溫度場推估，把變遷的訊號從雜訊地板(noise floor)過濾出來。假設訂正後的距平場不存在時間上的偏好（也就是白色雜訊），我們對特定網格點處的距平時間序列進行隨機取樣，產生代理的(surrogate)時間序列，再計算其線性趨勢。重覆上述隨機取樣步驟 10,000 次，產生 10,000 個線性趨勢數值後，再取其第 90%或 95%（10%或 5%）的百分位數值作為可信度的閾值。若實際的正（負）趨勢值大（小）於該閾值，那麼該趨勢就被認為是可信度較高的訊號。重覆上述流程到每一格點，每一個月後，即可進行區域氣候變遷推估。

圖 12 呈現近未來臺灣地區降雨和均溫(Tavg)的可能趨勢。我們分別用 1、4、7、10 月代表四季的變化。MRI 模式推估，在即將來到的 25 年

期間(2015-2039)，明顯的降雨特徵包括：位處冬季（1 月）季風迎風面的東北部，降雨將增加；但北部春季（4 月）降水有減少的趨勢；東部/東南部和西南部則分別在夏季（7 月）和秋季（10 月）呈現降雨增加的趨勢。至於平均溫度在近未來的變化，有全島四季普遍增溫的態勢；但夏季（7 月）的增幅相對較小且偏好在東北部和東南部。總體特徵有往較高緯度集中的現象，並以春、秋兩季最明顯。與春雨減少一起考量，台灣北部未來春季有發生乾旱的潛在風險。

圖 13 呈現近未來臺灣地區最高溫(Tmax)和最低溫(Tmin)的可能趨勢。注意 趨勢不明（留白部份）的地區通常吻合缺乏測站的山區（比較圖 1b）。可發現 Tmax 和 Tmin 都呈現出全島普遍上升的趨勢。冬季（1 月）Tmax (Tmin)的最大增幅出現在東北部（西南部）；春季（4 月）時，兩者的最大增幅集中在北部；到了夏季（7 月），兩者的最大增幅則移往東部；至於秋季（10 月），則偏好發生在西部和西北部。上述 Tmax 和 Tmin 趨勢在四季的特徵，大略吻合前述 Tav<sub>g</sub> 的分佈情況。

## 六、結論與建議

本研究主要是參考 Simolo *et al.* (2010)的研究方法，利用測站地理資訊（即緯度、經度、高度、測站間夾角）來做月降雨觀測資料補遺技術的發展。提供一組時間較長且沒有資料缺漏的測站資料，再將測站資料網格化，得到一組高空間解析度網格資料，提供給使用者做進一步的分析與研究。

我們利用方均根誤差(root mean squared error, RMSE)的統計量，評估補遺技術所估計出的月降

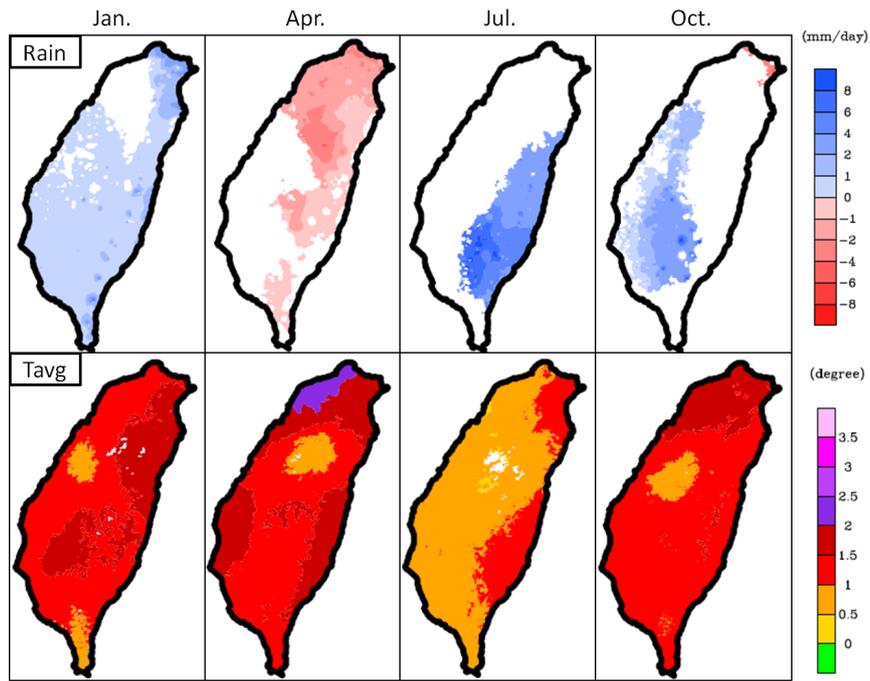


圖 12 上列 4 張圖為近未來 (2015~2039 年) 月降雨趨勢 (通過 90%信賴水平; 單位: mm/100yr), 下列 4 張圖是月均溫趨勢 (通過 95%信賴水平; 單位: °C/100yr)。沒有通過檢定的地區留白。由左至右分別為 1、4、7、10 月。

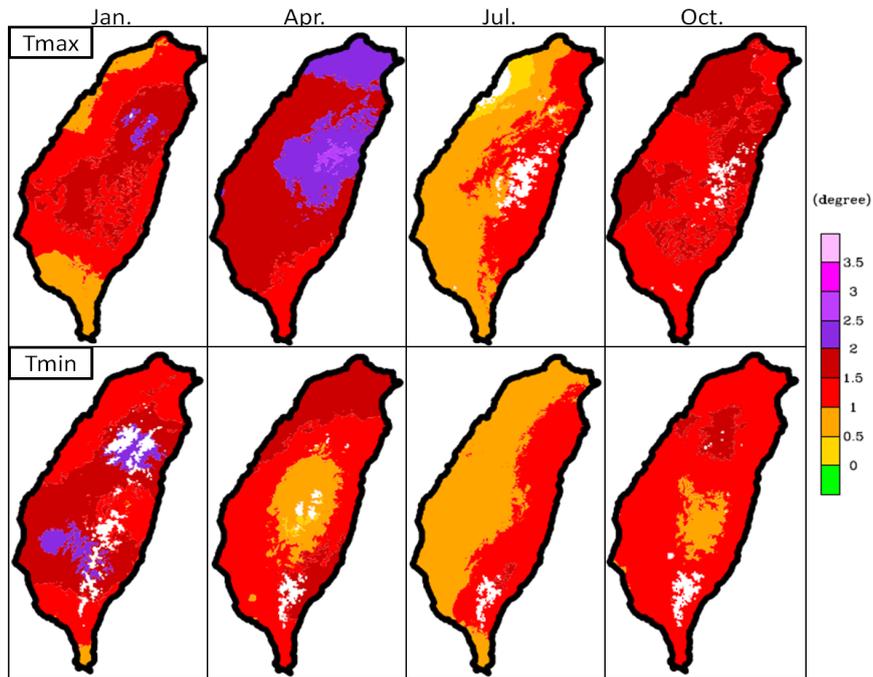


圖 13 近未來 (2015~2039 年) 月均最高溫度 (上列 4 張圖) 和月均最低溫度 (下列 4 張圖) 的趨勢分佈 (通過 95%信賴水平; 單位: °C/100yr)。沒有通過檢定的地區留白。

雨、溫度資料與測站觀測資料的誤差量。我們利用空間內插法，將 RMSE 內插到網格上，且將 RMSE 區分不同的時段（每 10 年一個時段）和不同的雨季，挑出較差和較好的兩張圖比較空間分佈上的差異。結果發現測站密度隨時間增加，會使統計參數的誤差量有減少的趨勢，尤其是山區特別明顯。分析溫度資料後也發現，山區誤差有比平地大的趨勢。但是，隨著時間的增加，測站密度增加，RMSE 的誤差量有減小的情況，特別是山區的部分最明顯。

我們也比較了本文所產製的 1km 網格化降雨和溫度資料庫和日本 APHRODITE 降雨資料（0.25×0.25 度，V1003R1 版）以及英國 CRU 溫度資料（0.5×0.5 度，CRU\_ts\_3.1 版）。針對季節平均和聖嬰年際變異所做的分析都顯示，本文生產的 1km 網格降雨和較粗糙的 APHRODITE 相較，不只總體特徵相近，而且更能凸顯出隨著季節循環，迎風面地區降雨的細緻變化。另一方面，降雨的長期趨勢則顯示，冬季時兩者間，存有符號上的差異：APHRODITE 所顯示，降雨在中央山脈以東鄰花東縱谷一帶的明顯減少趨勢，並未重現於我們的高解析度資料。注意，上述地區也正是資料密度最低之所在（見圖 1a），因此使用時必須小心。比較 CRU 和 1km 網格化溫度資料發現，前者的氣候平均場強烈反應出海拔高度變化，而高解析度資料除了忠實反應局部地形的影響因素之外，主要都會區的熱點也相當明顯。另一方面，分析溫度的長期趨勢則顯示，CRU 資料偵測到全島都普遍增溫，並且以秋季時最明顯。但是，高解析度資料反而在部分山區呈現降溫趨勢。由於山區的測站數目明顯不足（見圖 1b），詮釋上必須謹慎。

應用本文產製的 1km 網格化降雨和溫度歷史

資料庫，我們對 MRI 模式提供的 20km 解析度於現今和近未來的模擬的降雨和溫度資料進行 BCSD 後，推估臺灣地區未來可能的變遷。在資料豐富的地區，使用 BCSD 法可以有效修正模式的系統性偏差，令模式模擬資料在校驗期的統計分佈趨近於 1km 網格化資料。然而當資料豐富不高時，則其修正效果將不如預期。在其背後，至少存在以下三個可能原因。首先，只有 25 年的校驗期可能不足以完整描述局地氣候的統計分佈。其次，這樣的不完整性可能來自「觀測場」在升尺度階段與原模式所模擬的統計分佈差距過大，硬是調整（透過 TCDF），再降尺度回到原來 1km 解析度的效果不見得理想。然而兩者間過大的差距，一方面可能來自模式的 20km 解析度，仍不足以解析局地降水的統計特徵；另一方面則反而可能是我們的「觀測」場，其實是經補遺和空間推估得到的分析場，背離了可能為真的原模式輸出。如上推論，也指出了吾人利用動力模式輸出，推估區域氣候變遷的未來努力方向：延長模式模擬，提高解析度，以及強化「觀測」網格的真實性。不可諱言的，這些都是挑戰性相當高的，推估區域氣候變遷時的研究議題。

假設近未來的降雨和溫度的統計特性不變的前提下，我們利用 Monte-Carlo 方法，製造代理的降雨和溫度時間序列。與實際的趨勢比較，在預設的可信度下，得到模擬降雨和溫度的未來變化趨勢。分析的主要發現有，臺灣北部近未來春雨有減少的趨勢。配合上升的溫度，北部存在發生春季乾旱的潛在風險。其它季節則大致呈現區域降雨增加的趨勢：東部/東南部和西南部分別發生在夏季和秋季。溫度的分析結果顯示出全島四季增溫的態勢；但夏溫的增幅相對較小且偏好東北部和東南部。總體特徵有往較高緯度集中的現

象，並以春、秋兩季最明顯，因此暗示了夏季延長。

最後，要特別注意的是，由於本研究所使用的測站觀測資料在山區還不是很完整，會視測站觀測資料的更新情況，透過補遺技術更新資料，並重新將更新過的測站資料網格化，持續得到新版的網格化資料庫。本文產製的 1km 網格化降雨和溫度歷史資料庫可以透過 TCCIP 的網站取得使用權限。然而，使用者必須參考本文，了解該資料庫的誤差特性以便參酌其可應用的層面。

## 致謝

作者感謝兩位匿名審查者對本文初稿的建議和批評。本研究是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。作者也感謝國家防救災中心提供測站資料，使得本研究能順利完成。

## 參考文獻

林士堯，2010：氣候變遷推估的統計降尺度研究，台灣師範大學地球科學研究所碩士論文。

Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review*, **87**, 367-374.

Garcia, M., C. D. Peters-Lidard, and D. C. Goodrich, 2008: Spatial interpolation in a dense gauge network for monsoon storm events in the southwestern United States. *Water Resources Research*, **44**, W05S13, DOI: 10.1029/2006WR005788.

Kusunoki S., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, K. Oouchi, and A. Noda, 2008: Global

warming projection by an atmospheric global model with 20-km grid. *Journal of Disaster Research*, **3**, 4-14.

Lloyd, C. D., 2005: Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, **308**, 128-150.

Maurer, E. P., 2007: Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California under two emissions scenarios. *Climatic Change* **82**, 309-325.

Mitchell, T. D., and P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolutions grids. *International Journal of Climatology*, **25**, 693-712.

Shepard, D., 1968: A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data. *Proceeding of the Twenty-Third National Conference of the Association for Computing Machinery*, Washington, D. C., 517-524.

Shepard, D., 1984: In *Computer Mapping: The SYMAP Interpolation Algorithm*, in *Spatial Statistics and Models*, Gaile GL, Willmott CJ (ed). Springer: New York, 133-145.

Simolo, C., M. Brunetti, M. Maugeri, and T. Nanni, 2010: Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach. *International Journal of Climatology*, **30**, 1564-1576.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, ed., 2007. *Climate Change: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. London: Cambridge University Press.
- Stephenson, D. B., K. Rupa Kumar, F. J. Doblas-Reyes, J-F. Royer, F. Chauvin, and S. Pezzulli, 1999: Extreme Daily Rainfall Events and Their Impact on Ensemble Forecasts of the Indian Monsoon. *Monthly Weather Review*, **127**, 1954-1966.
- Teegavarapu, R. S. V., and V. Chandramouli, 2005: Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology*, **312**, 191-206.
- Watson D. F., 1992 *Contouring: A Guide to the Analysis and Display of Spatial Data*, Pergamon, Oxford.
- Wilby, R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L. O. Mearns, 2004: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. *Technical Report. Data Distribution Center, IPCC Norwich, U. K.*
- Willmott, C. J., C. M. Rowe, and W. D. Philpot, 1985: Small-scale climate maps: a sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *The American Cartographer*, **12**, 5-16.
- 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. *Climate Change*, **62**, 189-216.
- Yatagai, A, O. Arakawa, K. Kamiguchi, H. K. Kawamoto, M. I. Nodzu, and A. Hamada, 2008: A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Scientific online letters on the Atmosphere*, **5**, 137-140.

# **The Construction of Monthly Rainfall and Temperature Datasets with 1km Gridded Resolution over Taiwan Area (1960-2009) and Its Application to Climate Projection in the Near Future (2015-2039)**

**Shu-Ping Weng and Cheng-Tao Yang**

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

(manuscript received 30 July 2012 ; in final form 7 December 2012)

## **ABSTRACT**

After collecting station rainfall and temperature data from various sources, which are spatiotemporally inhomogeneous in nature, this study first performs the missing data imputation by utilizing the station geographical information to create a complete time series at each station. Long-term (January 1960 – December 2009) monthly rainfall and temperature datasets with a 1km horizontal resolution are then constructed in terms of a conventional spatial interpolation technique. Adopting the Jackknife's take-one-out procedure, we also analyze and illustrate the data uncertainty in a gridded manner. Meanwhile, the depicted highly resolved seasonal climatology is analyzed and compared with the coarser APHRODITE (Asian Precipitation Highly-Resolved Observational Data Integration Toward Evaluation of Water Resources) rainfall (0.25° by 0.25°) and CRU (Climatic Research Unit) temperature (0.5° by 0.5°) datasets. Using the historical (1979-2003) and projected (2015-2039) products simulated by the Japanese MRI/JMA regional climate model (with a 20km resolution), this study is further applied with a BCSD (bias-correction and spatial disaggregation) statistical downscaling method to our high resolution datasets to project the possible rainfall and temperature (including the mean, maximum, and minimum values) changes over Taiwan in the near future of 2015-2039. The results show that (1) there exists a significant decreasing (increasing) trend in the springtime (summertime) rainfall over northern (southern) Taiwan, and (2) universally temperature-related change has an increasing trend across this island, though the increased amplitude is smaller in summer as compared to other seasons.

**Key Words: Data Imputation, Spatial Interpolation, Statistical Downscaling, Regional Climate Model, Climate Change Projection**

