

臺北都市化對溫度、雨量與GPS可降水量之影響

蘇冠臻¹ 葉大綱^{1,2*} 詹士樑¹ 洪景山³

1 國立臺北大學不動產與城鄉環境學系

2 國防醫學院通識教育中心

3 中央氣象局氣象資訊中心

(中華民國 109 年 3 月 05 日 收稿；中華民國 109 年 8 月 07 日定稿)

摘 要

臺灣在都市高度發展下，高溫於市區集中，產生都市熱島，也使降雨量與雨帶分佈產生變化。GPS氣象學（GPS Meteorology, GPSMet）利用GPS長久發展歷史與高精度訊號，反演出大氣可降水量（Precipitable Water Vapor, PWV），其為產生降雨的先期指標，而溫度變化為影響大氣可降水量高低之因子。故本次研究大臺北地區在都市化影響下，2006年至2015年之夏冬季溫度、大氣可降水與降雨量現象與變化。結果顯示大臺北地區確實存在熱島效應，十年中夏季熱島強度最高達到1.2°C，冬季達到0.8°C，夏季熱島現象較明顯。而大臺北地區十年溫度趨勢夏冬季表現不一，夏季十年間約升溫0.8°C，而冬季大部分區域有低溫趨勢，2006年至2015年約降溫0.5°C。冷熱區十年間皆有擴大現象，熱島強度也隨時間增加。大氣可降水十年內有增加趨勢，約8.8 mm，而暖化與熱島作用影響下，大氣可降水在夏季和市區有較高表現，且十年中在市區有較高增加量。降雨量在可降水整體增加下，夏冬季無論在市郊區也整體增加約50.9 mm，且雨量乾溼區差距隨時間進一步加大。溫度、大氣可降水與降雨量彼此相關係數達0.3以上，而大氣可降水與降雨量相關性呈中度以上相關。面對未來都市地區因氣候變遷造成更多熱浪與水患之可能，施政者需加強留意規劃防、減災軟硬體設施，避免造成無法彌補之災害。

關鍵字：GPS氣象學、可降水量、熱島效應、全球暖化

一、前言

全球暖化已是長久的環境問題，其影響又牽動著其他極端氣候的出現，使得氣候變遷對生態系統的影響更趨明顯。1970年後臺灣工商業快速發展，大量人口湧入都市地區，都市化發展下人口集中、交通擁塞、大氣污染嚴重，大量的冷氣機、車輛…等機械設備釋放熱能，再加上處處是鋼筋水泥的建築物、水泥或柏油地面，導熱率高，熱容量大，都市的高溫化被周邊溫度較低的郊區包圍，猶如一座發熱的島嶼，而有熱島效應(Heat Island)的產生。而環境的改變又造成降雨型態改變等相關氣候問題。臺北基隆都會區，又名大臺北地區、大臺北都會區，為臺灣第一大都會區，以首都臺北市為中心，同時涵蓋新北市、基隆市，其人口成長與環境開發的一舉一動牽連著氣候變化，而鄰近市中心外的郊區部分也隨著逐年發展而氣候有所牽動，故進行觀測與研究並提供警訊十分重要。

就市郊區氣候變化的關係，過去研究顯示都市化和氣溫變化有顯著的影響，都市地區有高溫化的趨勢(Yamashita, 1996；李等，1999；劉與賴，2011；Bai *et al.*, 2011；Hove *et al.*, 2015；Kim and Baik, 2002；Sidiqi *et al.*, 2016)，且都市規模為影響都市熱島強度變化的重要因子(Oke, 1973；Karl *et al.*, 1988；林等，2001；徐等，2007；鄭等，2007)，都會區氣溫確實因為都市化導致市區溫度高於郊區(陳與汪，2000；Oh *et al.*, 2005；鄭等，2007；Lai and Cheng, 2010；何等，2011)。水文變化方面，過去研究顯示都市化的過程的確對降水產生了改變，包括引致午後熱對流之雨帶

開始向都會區移動(Shepherd *et al.*, 2002；Chen *et al.*, 2007；潘等，2015)，改變垂直空氣對流結構，使午後雷暴雨發生機率提高 (Bornstein and Lin., 2000；張等，2010；Huang, 2015)，且降水現象改變與都市高溫化息息相關 (Bornstein and Lin, 2000；Parks, 2002；Lin *et al.*, 2008)，聯合國跨政府氣候變遷小組 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 公布的「第四次氣候變遷評估報告」(IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007)，說明全球暖化已是事實且為持續發生的議題，降雨型態方面全球的水循環也有所變化。其研究也發現隨著全球平均地表溫度的暖化，對流層的大氣可降水(Precipitable Water Vapor, PWV)含量有增加的趨勢，大氣可降水為形成降雨的重要因子，此現象間接意涵著降雨量或降雨強度改變的可能性增加。而臺灣也在此環境變遷潮流中(卓與盧，2014；許，2013)。

回顧過去研究，在討論都市化發展造成之氣候變化，多針對溫度與降雨量資料作為討論。而大氣可降水量為形成降雨的先期參數，本次研究特別納入分析，期望提供更多環境變遷之回饋。目前利用全球衛星定位系統 (Global Positioning System, GPS) 來計算大氣可降水量為最有效率的，GPS氣象學 (GPS Meteorology, GPSMet) 使用來自GPS的訊號，其透過大氣層的路徑反演，配合GPS位置訊息，來改善與拓展關於氣象的資訊與觀測品質。GPSMet數據用於地球大氣研究已經是一個長期且積極的研究領域，它

正迅速被運用在天氣預測和全球與區域模型建立中。在過去的研究中，由於全球衛星定位系統的完備發展與其高精度的訊號，可以發現GPSMet顯著的氣象準確度。從水文學角度切入，可知水循環過程讓地球上的水在陽光熱能照射後進行蒸發作用，轉換成可降水傳送到大氣層中，大氣層中的可降水再經由凝結（雲、霧）與降水（雨、雪）的形式回到地表，可知大氣可降水、溫度與降雨彼此存在某種相關性，溫度改變後的蒸發散對大氣可降水量的增減有直接關係，大氣可降水量又連帶影響降雨量。若能利用GPS氣象學計算出的大氣可降水來回饋氣象偵測，能掌握更多天氣變化條件的重要參數，提升預報精度。

人類活動、都市開發等導致地區增溫，連帶的造成天氣變化，災害事件增加，對自然環境與人類財產都造成威脅，故綜觀討論溫度、大氣可降水量和降雨量的趨勢變化十分重要，可以對氣候更全面的偵測與了解，也能為地區規劃提供警訊與改善方向。又國內在研究同時探討溫度、大氣可降水量與降雨量關係在市郊區的表現較為少數，因此，本研究欲針對整個大臺北地區的郊區與市區進行綜合氣象觀測分析，解釋近幾年氣象如何變化，更加入近年發展的GPS氣象科學發展良好精度的GPSMet數據，目的是從溫度、大氣可降水量與降雨量三個方面，來探討大臺北地區在市郊各自的氣候變化與分布情形。

研究的主要核心議題為：確認大臺北地區是否發生氣候升溫與熱島效應、溫度變化後大臺北地區大氣可降水量與降雨量變化。並探討

溫度、大氣可降水量與降雨量三個方面十年趨勢和相互關係。期望在氣候改變造成更多天氣狀況之前，提供施政者防災與減災之留心方向，也提供民眾相關氣象狀況並提升警戒心。

二、 資料與方法

(一) 資料

本研究地區為大臺北地區，包含新北市、臺北市與基隆市三個位於臺灣北部的縣市，進行2006年至2015年十年內夏季與冬季的氣象資料分析。選由2006年開始原因為臺灣自集集大地震發生後，中央研究院開始積極建置相關監測系統，中央氣象局地震測報中心與中央研究院地球科學研究所於2001至2005年合作，五年期間在臺灣地區新設160個GPS連續觀測站，連同各機構原有約50個測站，形成一個超過200個測站的密集「臺灣GPS連續觀測網」（余等，2008）。由於測站自2005年才始完備，而GPS精密求定大氣可降水及服務網所提供的可降水資料係自2006年開始觀測，為統一資料起始時間，因此本研究之溫度與降雨量資料也從2006年做起始，不納入2005年以前之資料，至2015年止。

依分析方法與呈現，研究結果共可分為兩部分，包含(1)時間上的統計分析與(2)空間分布上的表現。時間序列統計分析首先蒐集來自大臺北地區溫度測站、GPS測站、雨量測站的資料，測站選擇標準為十年皆存續的測站，並剔除不明原因、故障等無效值後，觀測數據缺漏在一年以下之測站。最終選定

溫度測站共25個，GPS測站共11個，雨量測站共40個。溫度與降雨量資料由中央氣象局取得，大氣可降水量資料由GPS精密求定大氣可降水及服務網(<http://gpsmet.no-ip.org/>)所提供。再依測站分布位置及開發程度，各將其分為都市測站及郊區測站，以進行市郊區氣象差異比較，各測站分布如圖1。測站分類參考過去研究，林等(2001)以測站點位環域一公里圓周之範圍討論溫度因子影響空間之大小、翁等(2015)於臺灣氣候變遷推估與資訊平臺以一公里網格建置臺灣地區溫度與降雨資料庫、衛等(2011)以一公里地理網格討論降雨空間分布。參考以上文獻後，本研究以測站點位位置為中心，疊上2015年土地使用現況圖，利用地理資訊系統(Geographic Information System, GIS) 從測站點位中心劃設半徑1公里的環域範圍視為氣象影響範圍，並利用地理資訊系統裁切與運算功能，計算範圍內土地使用狀況，如圖2所示。範圍內土地使用若為分類屬建成環境，則將其區塊標為紅色，若非建成環境，則將其標為白色。建成環境面積占總面積的一半(50%以上)，則分類為都市測站，反之則列為郊區測站，建成環境細節分類參考表1。

另外分析數據部分，因郊區的測站普遍較高，比較時高程不在同一基準上，會有高度造成的溫度誤差。故本研究依據25個溫度測站所在的海拔高度，做垂直溫度梯度的修正。其改正量依據談與曾(2014)研究臺灣全區118個測站資料分析溫度測站與海拔高度的相關性結果，得出測站溫度與海拔高度有顯著負相關，臺灣平地測站(低於400 m)年平均變化率為 $-8.20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ；山地測站(高於400m)年平均變化率為 $-4.77^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。故本研究溫度數據按照測站高度加上溫

度梯度改正數，平地測站海拔每上升1000公尺，平均溫度加 8.2°C ；山地測站海拔每上升1000公尺，平均溫度加 4.77°C (談與曾, 2014)，將25個溫度測站統一化算到一致的高度基準。可降水量值同樣會受到高程影響，GPS可降水測站高度越高，則可降水量含量越低(唐, 2009；Yeh *et al.*, 2016)，測站高度不同造成不同基準的數值誤差。故本研究針對11個GPS可降水測站所在的海拔高度做可降水量的梯度修正，測站海拔每上升100公尺，平均可降水量加上 0.8 mm (Yeh *et al.*, 2018)，將11個GPS可降水測站統一化算到高度為零的大地基準。依各測站資料蒐集分別獲得十年溫度、可降水量與降雨量資料，後續利用後處理的資料，進行綜合分析。

由於溫度、雨量與GPS可降水量測站各點位不同，故本研究利用空間內插(spatial interpolation)進行空間分析，空間內插利用空間中已知值點，推估出空間中其他地方的數值。參考馮與高(1999)、邱與林(2004)、李(2009)、衛等(2011)、談與曾(2012)過去研究對氣象資料分析時所做的模型選擇，本研究利用地理資訊系統，選擇以普通克里金法(Ordinary Kriging)作為本次空間內插模型，展演十年內溫度、大氣可降水量與降雨量的空間分布。再將資料分為前期與後期兩時間段討論，前期為2006至2010年五年平均值，後期為2010年至2015年五年平均值，觀察五年度其分佈變化。

(二) 大氣可降水與溫度、降雨量之關係

大氣可降水量，又稱為水氣，存在於空氣中，含量不定，大部分存在於對流層之下部。大氣中的可降水量可隨著主要條件(包

括一天中的時間，風向和溫度)而顯著變化(Maghrabi and Dajani., 2013)，含量多時可佔整個大氣之 3% 至 4%，含量少時僅佔 0.01%，在一般情況下大氣中平均大氣可降水量約佔1.1%，量雖不多，但其變化直接影響天氣甚鉅(中央氣象局，2017a)，是監測地球氣候變化的重要參數，可用於改進天氣預報。

三者關係可從水文學角度討論，大氣可降水與溫度、降雨量以水循環的形式不停於自然界運動中。陸地或海洋之水因溫度升高，透過蒸散或蒸發作用變成大氣可降水進入大氣層，再以雨水、雪、冰雹等形式降至海洋、陸地。根據中央氣象局(2017a)說明，在一定溫度下，一定量之空氣，所能容納之大氣可降水量有一定之限度。空氣能容納大氣可降水量之多寡與溫度有密切關係，同樣體積之空氣溫度愈高，能容納之大氣可降水量愈多。而IPCC(2007)第四次評估報告指出，隨著全球平均地表溫度的暖化，對流層的可降水含量有增加的趨勢，大氣可降水的增加意涵著降雨量或降雨強度可能性增加。鄭(2004)利用內政部和氣象局2002年至2003年GPS 網形觀測衛星及氣象資料做分析，發現一天之中溫度大約於清晨 6 點開始上升，隨後溫度開始上升，於中午時達到最大值，因此可降水含量在中午和下午最多，夏季時東部沿海及山區測站由於受到局部環流的影響，可降水的日變化較西部及南部測站大。Suparta(2012)也同樣說明此現象，其研究南極四個 GPS站的大氣可降水，發現大氣可降水顯出季節變化：夏天大氣可降水量高，冬天較低，暖空氣可以比冷空氣在大氣中保持更多的可降

水，並且發現可降水與表面溫度有良好的相關。

地球氣候系統暖化造成大氣含可降水能力增加，代表有更多機會凝結致雨。根據 Clausius-Clapeyron 方程式，當地表溫度每增加1°C，全球大氣平均水氣含量大約增加7%(Trenberth *et al.*, 2003)，但其他研究顯示，相同條件下，全球平均降雨量僅增加約1至3% (Allen and Ingram, 2002；Held and Soden, 2006)，顯示降雨對暖化反應除了受熱力效應(溫度、可降水)影響外，也受到動力效應(大氣環流)相當程度影響(劉與余，2016)，呈現較為複雜之區域變化，大氣可降水為形成降雨的重要因子，但並非形成降雨唯一條件。鄭(2004)將可降水和逐時雨量資料比較發現，一天之中水氣較多的時刻也較容易產生降雨，且發生強降雨時，可降水量會在降雨之前持續增加，當降雨發生後，可降水量則會迅速降低。但 Shoji (2013)研究日本的水氣場特徵，發現可降水量與強降水相關性低於其他因子。關於利用大氣可降水偵測降雨，有許多研究著手進行中，大氣可降水為當前掌握降雨條件的重要參數，而其相互關係卻仍在討論中，尚未找出絕對定論。

透過文獻探討可發現(整理於表2)，全球與區域的溫度都有走向極端化的趨勢，降雨型態也隨之有所改變，兩者存在著相關。溫度的上升其蒸發散帶動著大氣可降水量的同步上升，也影響著降雨量的型態，而大氣可降水量的增減也與降雨量存在著相互關係，其三者之關聯情形為本研究核心之探討，

並以大臺北地區作分析區域，希望能發現其關聯提供後續研究做參考，也與相關文獻連結互

相借鏡。

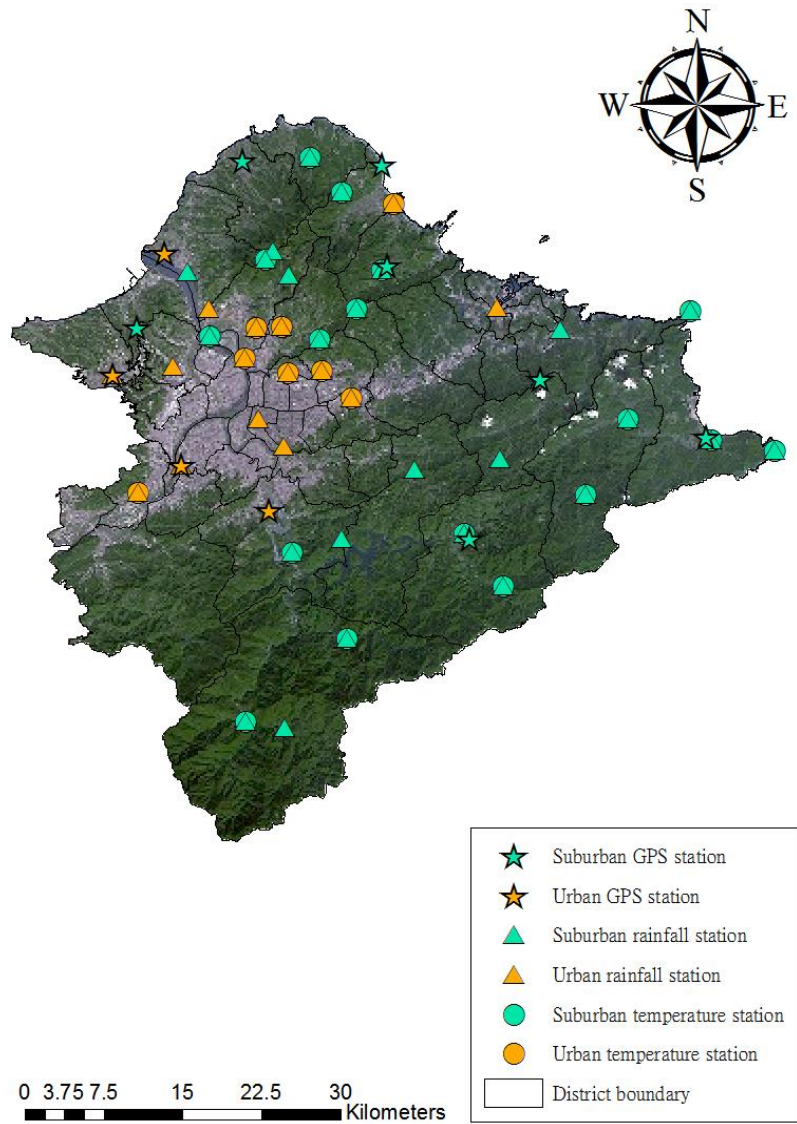


圖1 選定之大臺北地區溫度、GPS 與雨量測站位置圖，底圖為SPOT衛星2011年所攝影像。溫度測站皆以圓點來表示，共25個；GPS 測站以星號來表示，共11個；雨量測站以三角形來表示，共40個。其中橘色為都市測站，綠色為郊區測站。

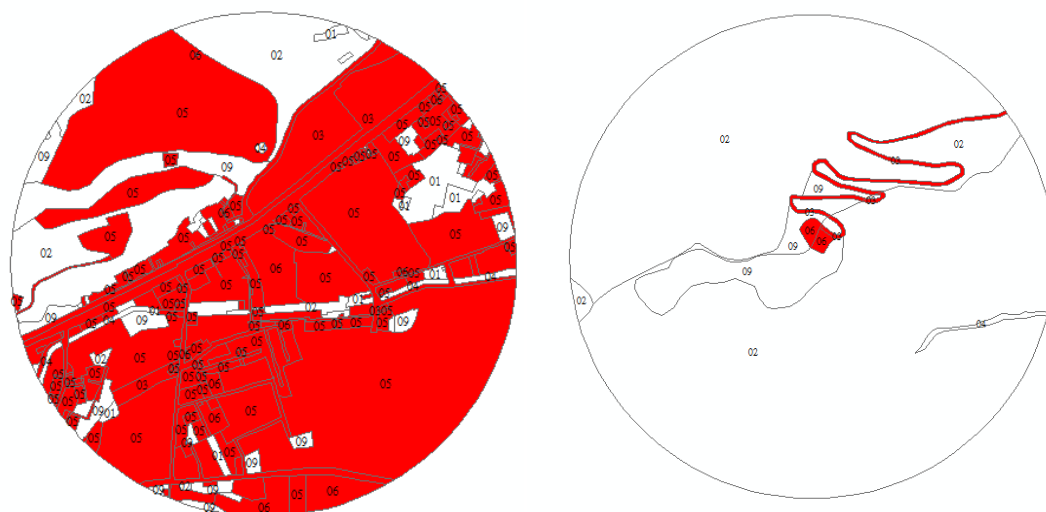


圖2 大臺北地區市郊區測站分類示意圖，紅色部分為建成環境，包括交通使用土地(土地使用分類編碼03)、建築使用土地(編碼05)、公共使用土地(編碼06)與部分遊憩使用土地(編碼07)，反之農業使用土地(編碼01)、森林使用土地(編碼02)、水利使用土地(編碼04)、遊憩使用土地(編碼07)、礦鹽使用土地(編碼08)、其他使用土地(編碼09)，將其列為非建成環境(白色)。另外編碼01、04、07、09依據內政部國土測繪中心土地使用分類進行更細部分類。

表1 土地使用分類表

建成環境	非建成環境
農業使用土地(編碼0103、0104)	農業使用土地(編碼0101、0102)
交通使用土地(編碼03)	森林使用土地(編碼02)
水利使用土地(編碼0405、0406)	水利使用土地 (編碼0401、0402、0403、0404、0407)
建築使用土地(編碼05)	遊憩使用土地(編碼070201、070202)
公共使用土地(編碼06)	礦鹽使用土地(編碼08)
遊憩使用土地(編碼0701、070203)	其他使用土地(編碼0902、0903、0904、0905、0906)
其他使用土地(編碼0901、0907、0908)	

(整理自內政部國土測繪中心土地利用分類，2017)

表2 大氣可降水與溫度、降雨量之關係整理

可降水與溫度	同樣體積之空氣溫度愈高，能容納之大氣可降水量愈多	中央氣象局(2017a)	正相關(理論)
	隨著暖化對流層的可降水含量有增加的趨勢	IPCC (2007)	正相關
	可降水含量在溫度上升的中午和下午最多	鄭(2004)	正相關
	夏季時東部沿海及山區測站由於受到局部環流的影響，可降水的日變化較西部及南部測站大	鄭(2004)	正相關 (受外力影響)
	大氣可降水夏天大氣可降水量含量高，冬天較低	Suparta (2012)	正相關
可降水與降雨	Clausius-Clapeyron方程式：地表溫度每增加1°C全球大氣平均水氣含量大約增加7%，但相同條件下全球平均降雨量僅增加1-3%	Allen and Ingram (2002)； Held and Soden (2006)	正相關(弱)
	一天之中可降水較多的時刻也較容易產生降雨，且發生強降雨時，可降水量會在降雨之前持續增加。	鄭(2004)	正相關(高)
	可降水量與強降水相關性低於其他指數	Shoji (2013)	正相關(弱)

三、 分析結果

(一) 時間序列分析

觀察圖3，可以發現，不論是在夏季或是冬季，都市平均氣溫皆高於郊區，可得知都市熱島效應確實存在於大臺北地區。夏季市郊區的溫度差異達到1.2°C；冬季市郊區的溫度差異為0.8°C，夏季時的市郊區溫差高於冬季時的市郊區溫差，顯示熱島效應之影響夏季較冬季明顯。此結果與相關研究結果相同(Parks, 2002；Hove *et al.*, 2015)。另外由於臺灣夏季溫度較高，空調的使用量尖峰集中在夏季，大量的空調廢熱不易擴散，將使能源供給壓力更為沉重，並形成能量使用的惡性循環。即廢熱排放導致溫度升高，廢熱又因不易擴散導致溫度更為升高，因此空調的使用再增多，如此又導致更多的廢熱排放，進而又增強了夏季市區的熱島現象(Crutzen, 2004)。

而溫度在長時間的表現上，十年來，夏季都市地區升溫了1.2°C，郊區升溫了0.4°C，

都市地區夏季上升幅度高於郊區；冬季都市降溫了 0.3°C，郊區降溫了0.6°C，郊區冬季溫度下降幅度高於都市地區，由數據可推測郊區地區因為較少人為開發，保留較多自然環境生態，確實有抑制溫度成長的效果。以長時間來看，夏季整體溫度上升，冬季整體溫度下降，夏季溫度動盪較冬季緩和，夏季都市與郊區氣溫多在平均溫度左右動盪，反觀冬季時，氣溫起伏大，高低溫差距高。

在溫度變化與熱島效應等作用下，本研究繼續研究十年間大氣可降水量的表現。夏季與冬季可降水量上，夏季因溫度較高，蒸發散較旺盛之下，可降水量明顯皆高於冬季，此研究結果與過去文獻研究相符，鄭(2004)研究全臺衛星與氣象資料發現在升溫時有較高的可降水含量，其研究在一日時間尺度發現在升溫的中午後開始有較高可降水量；Suparta (2012)也在南極的四個GPS測站發現可降水量的季節變化，於夏天含量高，而冬季較低，相關結果與本研

究相符。

可降水量十年期間都市區不管在夏季或冬季可降水量大都高於郊區，冬季時兩兩差異幅度較小(參考圖4)。由於冬季是降溫，溫度低時蒸發散活動較不活躍，因此對於可降水量的影響不強烈，造成都市與郊區可降水量差異不明顯。反觀升溫時使蒸發散旺盛，可降水量變化強烈，故夏季時的市郊區可降水量差異大於冬季時的市郊區可降水量差異，且都市因熱島效應導致溫度又更高影響，暖空氣可比冷空氣在大氣中保持更多可降水(Suparta, 2012；中央氣象局，2017a)，可降水量整體高於郊區。

了解溫度與可降水量十年間市郊區變化後，再整合溫度、可降水量與降雨量資料製作成表3。根據表3可發現全球暖化下，溫度上升的趨勢同步影響可降水量整體上升，且因熱島效應作用下，都市溫度較高，都市可降水量增加又更多，郊區溫度較低，郊區可降水量相對增加較少。從熱力學角度來看，溫度上升導致飽和情形更加明顯，導致可降水量增加，進一步影響到降雨量之表現。

溫度與可降水量的市郊區差異進而影響到雨量在都市與郊區的變化，參考圖4。本研究因聚焦於十年氣象現象的直述，確認溫度、大氣可降水量與降雨之連環影響與否，並聚焦於市郊區之差異，故並無先期濾除颱風與鋒面降雨事件。夏季與冬季降雨量的表現上，夏季降雨量整體高於冬季，可能與夏季臺灣颱風的天氣系統影響，受到較大強降水而帶來較多的降雨量(Chen *et al.*, 2008；Bai *et al.*,

2011；中央氣象局，2017c)。並可以發現近十年溫度較高的夏季在都市化的影響下，有越來越多的雨量落在都市，與郊區雨量差距漸漸縮小。此情形可以呼應 Shepherd *et al.* (2002)、Shepherd (2005)與林(2010)的相關論述，都市的結構讓地表氣流通過都市時減速，提早在都市下風處輻合產生降雨，而使原本要落於郊區集水區的雨帶產生轉變。另外也與都市本身因熱島顯著增溫，影響對流系統有關，如 Lin *et al.*(2008)在研究臺灣西部熱島效應時發現，原應在山區降水之對流系統，因市區增溫比郊區快，進而增強對流系統，使得降水位置改變提早發生於下風處。潘等(2015)也發現臺北都會區熱島效應的存在對都會區的雨量分布造成影響，熱島效應使午後熱對流之雨帶開始向都會區移動。全球暖化造成可降水量整體增加趨勢下，降雨量在市郊區也皆整體增加。特別是在夏季郊區，在升溫帶動可降水量增加情況下，降雨量大幅增加。

本研究繼續將溫度、可降水量與降雨量三變項，採用皮爾森積矩相關係數(Pearson Product Moment correlation coefficient)計算其相關係數進行討論，結果如表4。在討論不同變數時，由於有不同單位和平均值等等差異，討論時難以將之視為同一標準。本研究利用Z-分數(Z-Score)或稱Z值(Z Value)運算，正規化到同一個標準下做評比。Z-Score是運用平均值和標準差做計算，將變數減去其平均值，再除以

其標準差，即可得到標準化後的常態隨機變數(周，2005)。本研究在討論溫度、大氣可降水量與降雨量相關性時，先將各年於郊區與市區夏季與冬季數據正規標準化後，再進行皮爾森積矩相關分析。皮爾森積矩相關係數的定義為： $\gamma_{XY} = s_{XY} / (s_X * s_Y)$ (樣本相關係數=樣本共變異數/(X 的樣本標準差* Y 的樣本標準差))。

根據計算結果，可以發現溫度與可降水量皆呈現正向相關，而都市在夏季時溫度與可降水量呈現中度相關(0.65)，冬季表現低度相關(0.26)，可推論因夏季增溫，溫度會影響可降水量，反之冬季為降溫，蒸發散活動較不旺盛，故在冬季時溫度對可降水量的表現

是較弱相關的。在郊區的夏、冬季溫度與可降水量也有同樣現象(0.27 與 0.17)，但比起都市，郊區因溫度表現較市區低，夏季在溫度與可降水量相關性較小。而可降水量與降雨量也皆呈現正相關，都市與郊區不管在冬季或夏季可降水量與降雨量皆呈現中度以上的相關程度，且在冬季時有較好的相關程度。可推論因臺灣夏天受到颱風系統年際帶來不同雨量多寡的影響，導致降雨量受到其他因子影響較大，與可降水量多寡相關性較低。整體而言可降水量與降雨量的相關性高於溫度與可降水量的相關性，可降水量的增加確實有影響降雨量同步增加的現象。

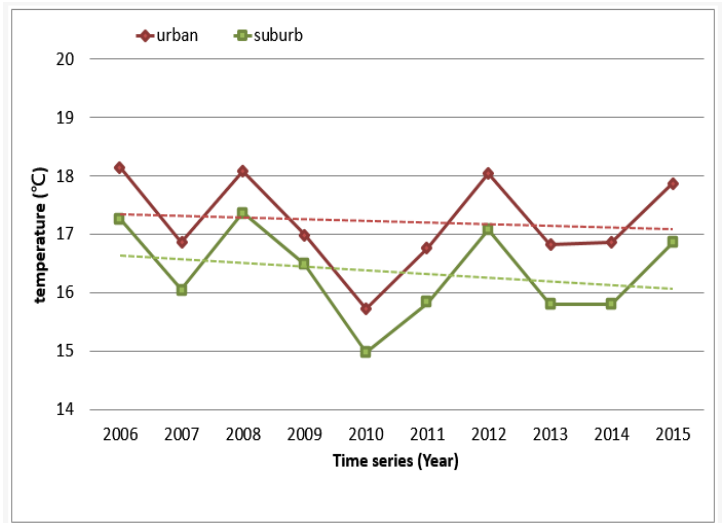
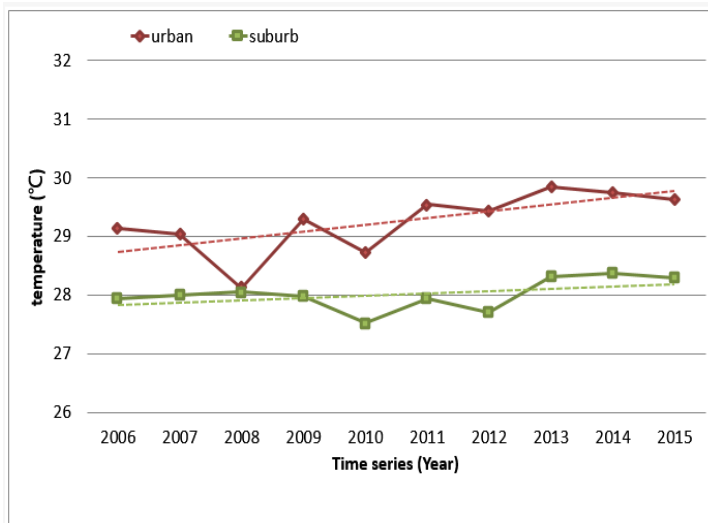


圖3 夏季(左)與冬季(右)平均溫度圖，紅色實線為都市2006至2015年平均溫度變化，綠色實線則為郊區。虛線部分為其趨勢。

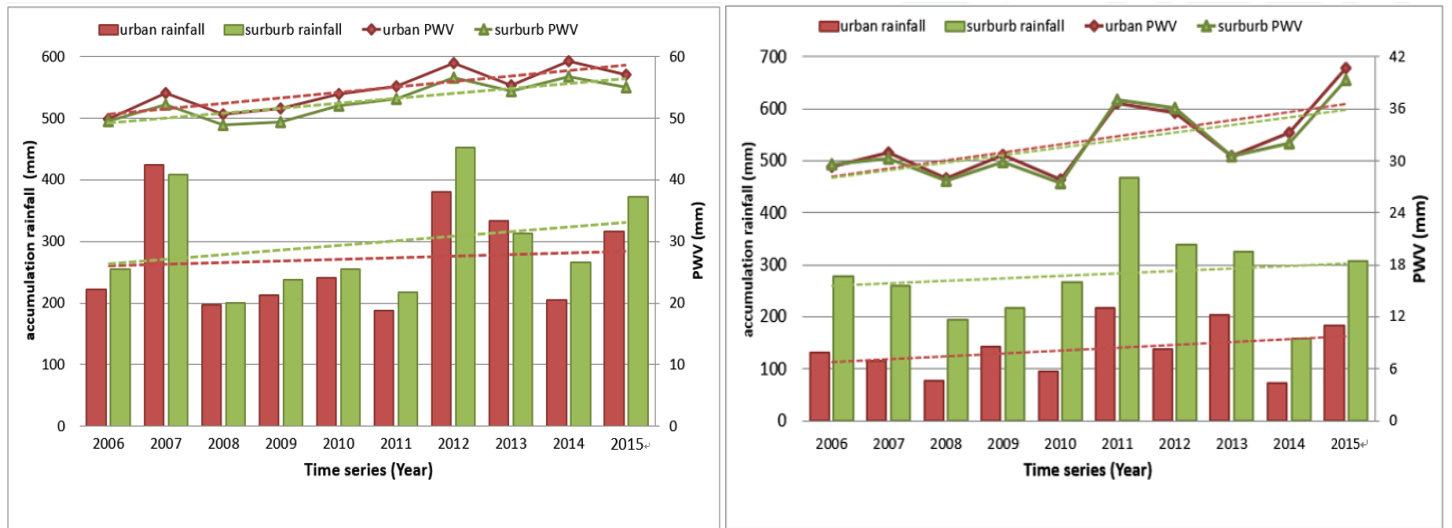


圖4 夏季(左)與冬季(右)歷年大氣可降水量及雨量變化統計圖，紅色實線為都市2006至2015年十年平均大氣可降水量變化，綠色實線則為郊區；紅色柱狀為都市2006至2015年十年平均累積降雨量變化，綠色柱狀則為郊區。虛線部分分別為其趨勢。

表3 大臺北地區十年(2006~2015)氣溫、可降水量、雨量平均值與變化表

分區	氣溫(°C)		可降水量(mm)		雨量(mm)	
	夏季	冬季	夏季	冬季	夏季	冬季
都市	29.3	17.2	54.6	32.3	272.0	137.5
	+1.2	-0.3	+9.0	+9.4	+27.0	+55.8
標準差	0.50	0.75	3.09	3.95	80.47	48.08
趨勢線 R ²	0.45	0.01	0.70	0.46	0.01	0.11
郊區	28.0	16.4	52.8	31.2	297.7	281.2
	+0.4	-0.6	+7.9	+8.7	+74.6	+46.3
標準差	0.25	0.74	2.75	3.91	81.51	82.23
趨勢線 R ²	0.21	0.06	0.69	0.41	0.07	0.02

**虛線上排為氣溫、大氣可降水量、降雨量其十年平均值，虛線下排為十年間其增減量，增減量計算方式為十年數值線性迴歸後趨勢線斜率乘上九倍，得到十年間大臺北地區市郊區氣溫、可降水量、雨量總變化。並註明相對之標準差與R2值。R2解釋線性迴歸模式的適配度，R2值範圍介於0至1，愈靠近1，迴歸方程式的適配度愈高。

表4 溫度、可降水量與降雨量在大臺北市郊區冬夏季之相關係數

相關係數	都市		郊區	
	夏季	冬季	夏季	冬季
溫度與可降水量	0.65	0.26	0.27	0.17
可降水量與降雨量	0.36	0.55	0.59	0.60

(二)空間分布分析

大臺北地區共包含三個縣市，分別為臺北市、新北市與基隆市，而臺北市又包含12個市轄區，新北市29區，基隆市則有7區，共有48個行政區。由於讀圖便捷的需要，本研究按地理位置與行政區發展特性將臺北市分為東、西、南、北、中五區，分別命名為A~E，新北市分為9區，分別命名為F~N，最後基隆市全區命名為O，分類後總共有15區。其中A、B、C、D、I、J為人口集中的區域。了解時間上溫度、大氣可降水量與降雨量的變化之後，在空間上的討論，本研究將2006至2015年選定之25個溫度測站在夏季及冬季平均溫度資料，利用ArcGis10.1軟體內建空間推估模式中普通克利金法來進行溫度的空間分布推估。結果如圖5。

觀察圖5(a)，本研究在資料處理時已把各測站統一化算為高度為零的同高程基準，排除了溫度的高度影響，故可以證實在都市化的開發、建成環境改變、人口集中、綠覆率的減少等等的狀態下，都市與郊區呈現了溫度差異，熱島效應確實存在於大臺北地區，且最大差距至 1.4°C 。

大臺北地區夏季高溫地區在冬季也同為高溫分布地區，低溫區域亦是同步降溫，此結果與中央氣象局(2017b)所繪之溫度分布圖結果互相配合，也與劉小蘭與賴(2011)所繪之北臺灣冷熱區分布互相呼應。可以發現在都市化發展下，不管在夏季或冬季，大臺北地區都存在明顯的熱島現象。

分析溫度資料後，本研究再根據可降水量與降雨量資料，內插推估產製結果如圖6、7。夏、冬季可降水量偏高的地方約聚集於南部

山區與開發區，較有差異的區域為大臺北地區北面區域，其區域夏季時平均可降水量比起其他地區相對高，但在冬季時反而有較低的表現。大氣可降水量高低與分佈區域受到許多因子影響，包含溫度、相對溼度、測站高度影響的大氣厚度、風向、距水域遠近等等(唐，2009；Maghrabi and Dajani, 2013；中央氣象局，2017a)。本研究解算出之可降水量經由高度梯度修正，減少因高程造成的含量多寡，在其他熱力與動力的影響下，於部分沿海、山區與開發區有較高含量的表現。

而降雨量部分，大臺北地區十年夏季平均累積降雨量較高地區分布於中南部，而觀察圖6a與圖7a，可以發現夏季高可降水量的中南部地區，其夏季累積降雨量有同樣較高的表現，可降水量與降雨量展現相關。而大臺北地區於冬季累積降雨量與可降水量分布較無一致，其雨量分布明顯受東北季風風向等外力影響，在東北面有高累積降雨量。

觀察圖7a、b之夏冬季表現可發現，夏季時在大臺北地區西南面與開發區有較高的降雨量，冬季時則是在東北面有較多降雨。本研究結果與中央氣象局(2017c)解析臺灣雨量所繪之空間分布相似，臺灣夏季潮溼的西南氣流常會引起豪大雨，另外因熱島效應而產生高溫化的開發區域，影響了熱對流系統，導致午後雷陣雨的頻率與強度增加(Bornstein and Lin, 2000；Chen *et al.*, 2007；Lin *et al.*, 2008；張等，2010；Huang, 2015；潘等，2015)，也使夏季有更多雨落在開發區。冬季時臺灣降雨的主要原因是

受到東北季風的影響(Chen *et al.*, 2008 ; Hsu *et al.*, 2011 ; Bai *et al.*,2011 ; 中央氣象局, 2017c) , 而在東北部輻合產生較高雨量。

相較於前述溫度與可降水量在夏季與冬季表現相似, 降雨量在夏季與冬季表現大有不同, 且降雨量與溫度、可降水量在分布上也沒有絕對之關係。可以發現降雨量分佈受到季風(夏天吹西南季風, 冬吹東北季風)、氣流、地形、可降水量的聚集輻合等等影響而形成降雨。雖然在時間軸上可降水量與累積降雨量有中度的相關, 但空間上還是須考慮外力系統之影響強度。可以發現形成降雨的因子十分複雜, 大氣可降水為形成降雨的參數之一, 但非一對一關係。雖降雨時必有高度大氣可降水含量出現, 但高大氣可降水量時, 不一定會形成降雨。

(三)時間與空間變化分析

本研究進一步再觀察十年間其溫度、大氣可降水量與降雨量的變化, 將時間分為兩段進行比較, 以2006至2010之五年溫度、大氣可降水量與降雨量各測站數據取平均作為前期資料, 2011至2015之五年各測站數據取平均作為後期, 同樣使用內插分析得到大臺北地區溫度、大氣可降水量與降雨量分布成果圖, 如圖8至13之(a)、(b)圖。再將後期大臺北地區分布之網格資料一對一減去前期分布, 得到五年間變化差距值, 如圖8至13之圖(c), 以剖析五年度間溫度、大氣可降水量與降雨量在各區域的增減值。

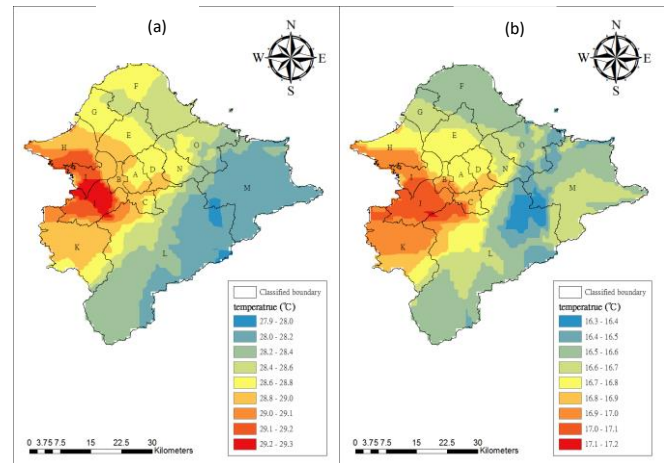


圖5 大臺北地區2006至2015年夏季與冬季平均溫度分布圖, 左方(a)為夏季, 右方(b)為冬季。

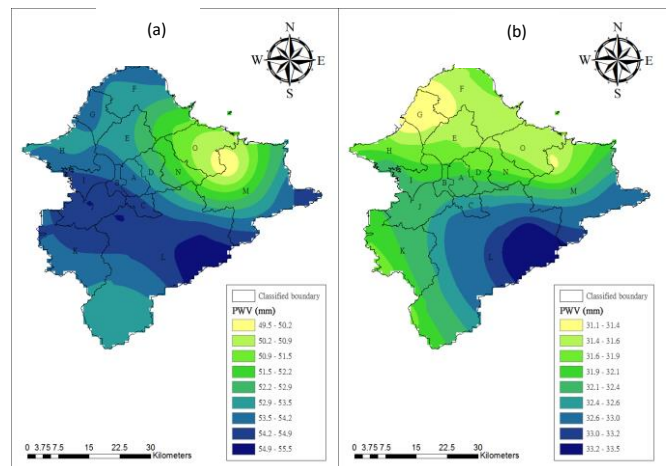


圖6 大臺北地區 2006 至 2015 年夏季與冬季平均可降水量分布圖, 左方(a)圖為夏季, 右方(b)圖為冬季。

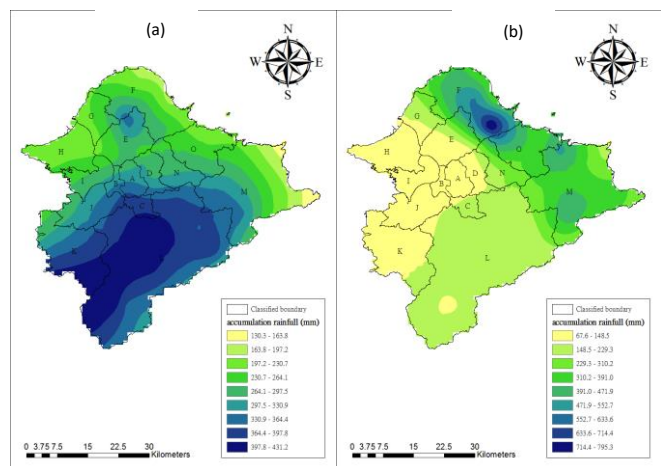


圖7 大臺北地區 2006 至 2015 年夏季平均累積降雨量分布圖, 左方(a)圖為夏季, 右方(b)圖為冬季。

首先針對溫度部分討論，觀察圖8(a)(b)，可以發現大臺北地區夏季五年間冷熱區域越發極端，不僅在空間分布上區域更加集中與擴張，在溫度差距上也越發擴大，熱島效應更加明顯。圖9(a)顯示冬季2006至2015年前期高溫的區域同樣位於大臺北地區西側開發區域，溫度隨距市區遠近而遞減，距離市區越遠的郊區，有越低的溫度表現。而參考圖9(c)，冬季大臺北地區在中部至西部的人口密集與開發區在五年間溫度上升0.1至0.2°C，而在南部郊區，有0.1至0.3°C的降溫。溫度不同於夏季，變化幅度較夏季小，但熱島強度與夏季情況相同，冬季後期大臺北地區熱島現象也有更強烈的情況。

而在大氣可降水量的分布表現，觀察圖10、11(c)可發現，在2006至2015年前後期比較之下，不管在夏季與冬季其含量整體皆明顯上升，又以夏季之西南部增量最大。可降水量的增加可能會導致未來降雨頻率與強度增加。而增量高低值差距在五年間也進一步擴大，導致不同區域降雨多寡差異拉大之可能。

觀察過大氣可降水在大臺北地區五年間的分布變化後，繼續觀察降雨量是否也有所變動。降雨量的分布表現，圖12可發現，夏季大臺北地區在五年間降雨量大部分區域有上

升情形，尤以南區上升量明顯，而在北部與東部降雨量有降低的情形。而圖13大臺北地區冬季五年間降雨量約整體皆上升，以東北部增加更多，在最高與最低降雨量夏季與冬季的表現上，後期的差距皆大於前期表現，可以發現就算在較小尺度的都會區範圍，乾溼區皆隨著時間進一步擴大差距，與相關研究結果相輔相成(Hsu *et al.*, 2011; IPCC, 2013)。而在都市化與熱島效應引起的降雨型態改變方面，過去有研究指出都市建築造成的阻力(Shepherd *et al.*, 2002; Shepherd, 2005; 林, 2010)與熱對流的改變(Bornstein and Lin, 2000; Chen *et al.*, 2007; Lin *et al.*, 2008; 張等, 2010; Huang, 2015; 潘等, 2015)會使雨帶轉移至都市地區，但因本研究時間長度較短或觀察以年為單位尺度較大，降雨分佈無明顯轉移至都市中心之地域改變。大臺北地區在夏季時高雨帶區在五年度間有逐漸包含至都市開發區域，冬季時反而市中心呈現較乾的表現。

在氣候暖化下，整體溫度、可降水量和雨量的增加與溫差、乾溼區逐漸擴大，是迫切需正視的環境改變。

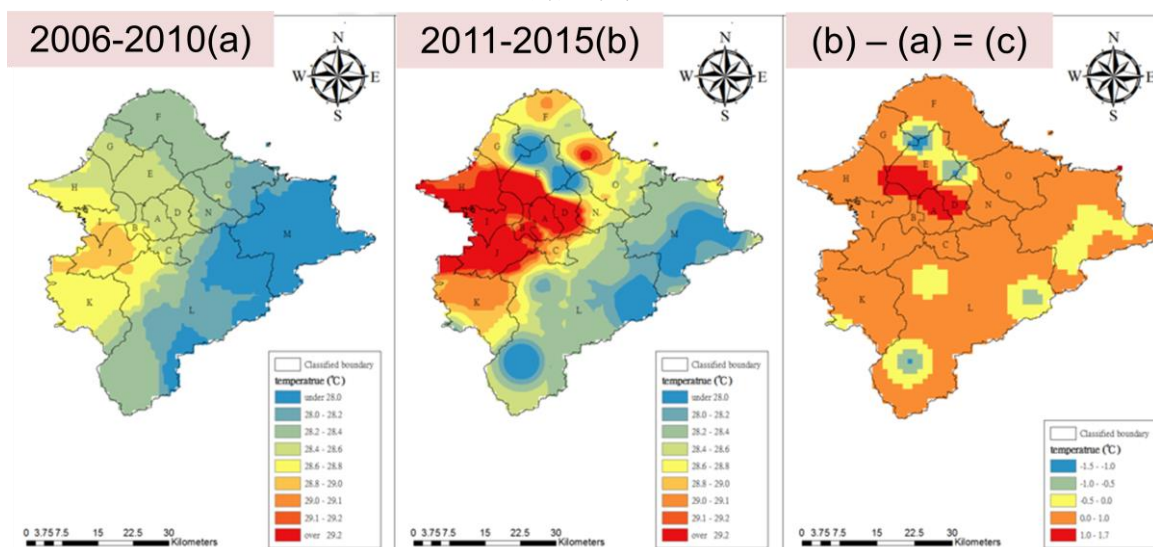


圖8 大臺北地區2006至2015年夏季平均溫度變化分布圖，(a)為2006至2010年平均溫度分布情形，(b)為2011至2015年平均溫度分布情形，(c)為(b)圖減去(a)圖之五年差距值。

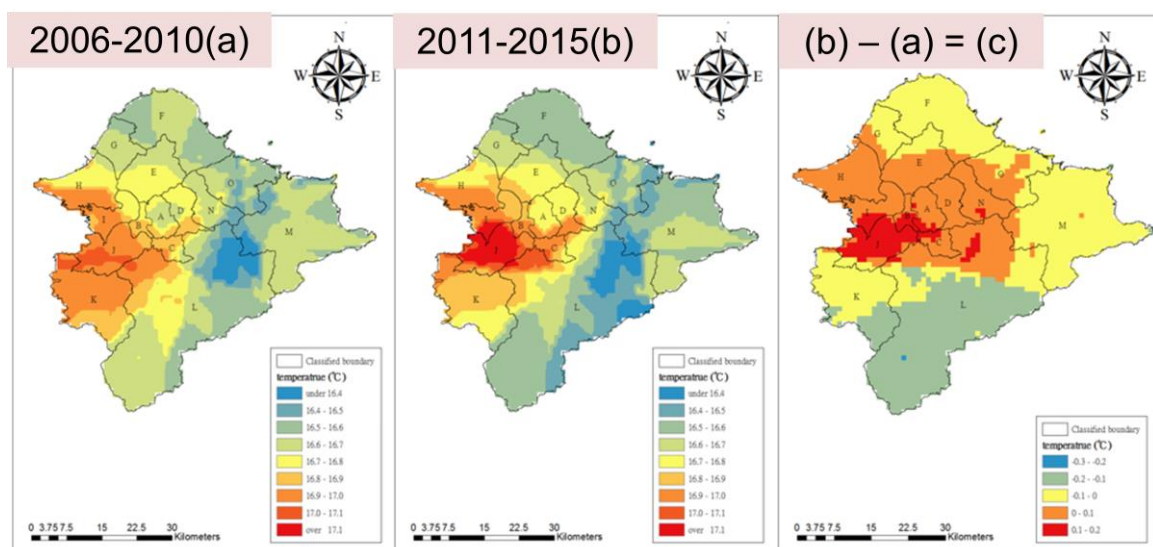


圖9 大臺北地區2006至2015年冬季平均溫度變化分布圖，(a)為2006至2010年平均溫度分布情形，(b)為2011至2015年平均溫度分布情形，(c)為(b)圖減去(a)圖之五年差距值。

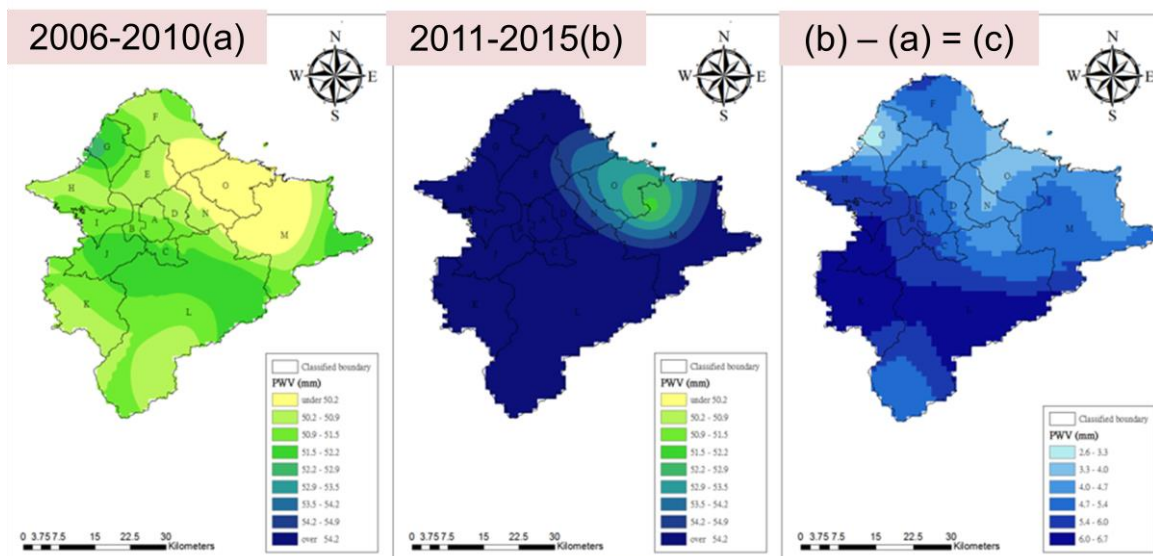


圖10 大臺北地區2006至2015年夏季平均可降水量變化分布圖，(a)為2006至2010年平均可降水量分布情形，(b)為2011至2015年平均可降水量分布情形，(c)為(b)圖減去(a)圖之五年差距值。

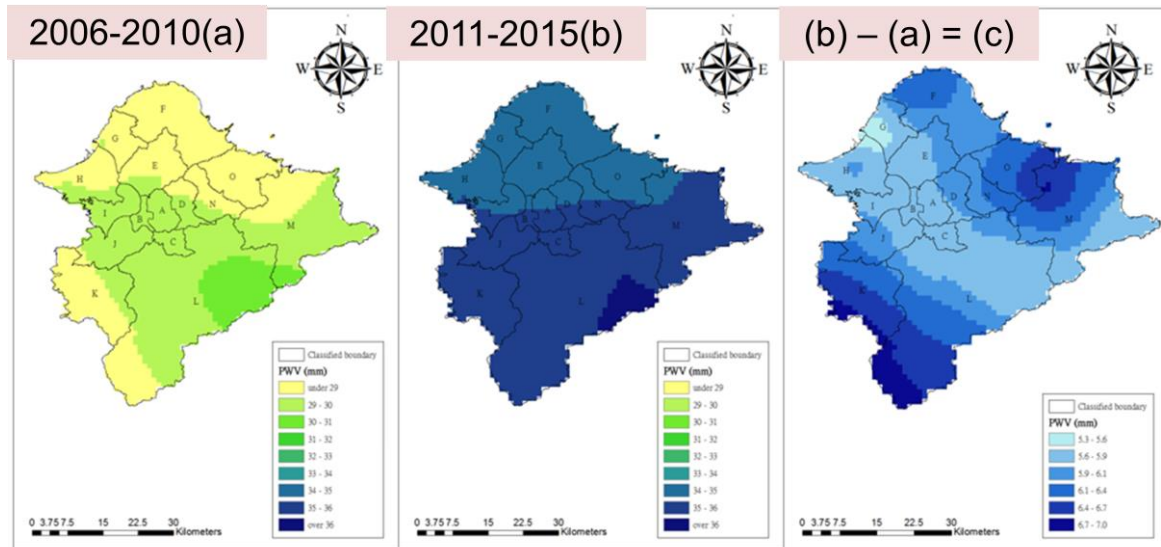


圖11 大臺北地區2006至2015年冬季平均可降水量變化分布圖，(a)為2006至2010年平均可降水量分布情形，(b)為2011至2015年平均可降水量分布情形，(c)為(b)圖減去a圖之五年差距值。

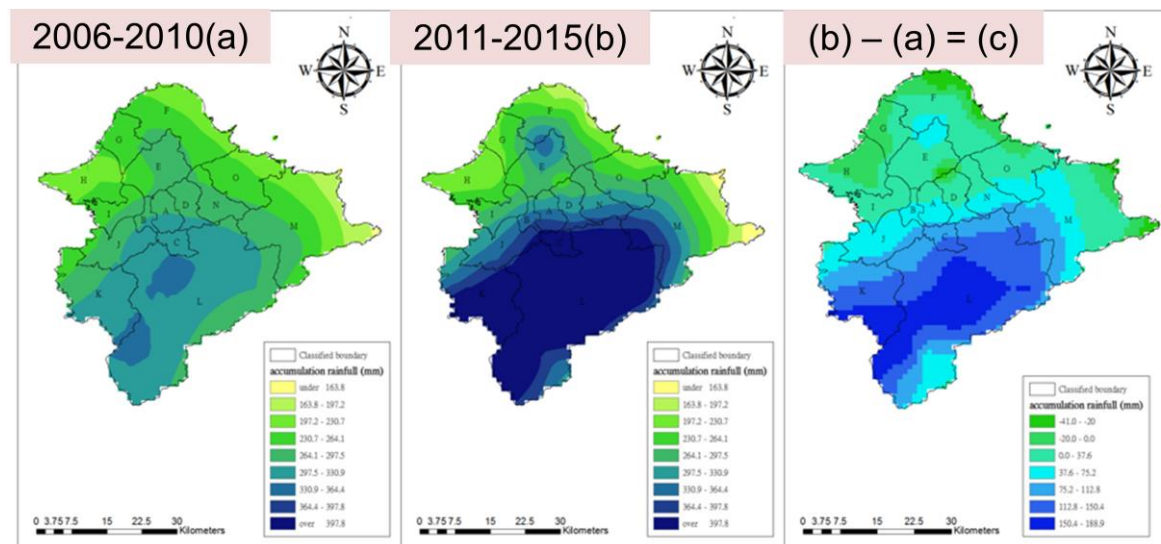


圖12 大臺北地區2006至2015年夏季平均累積降雨量變化分布圖，(a)為2006至2010年平均累積降雨量分布情形，(b)為2011至2015年平均累積降雨量分布情形，(c)為(b)圖減去(a)圖之五年差距值。

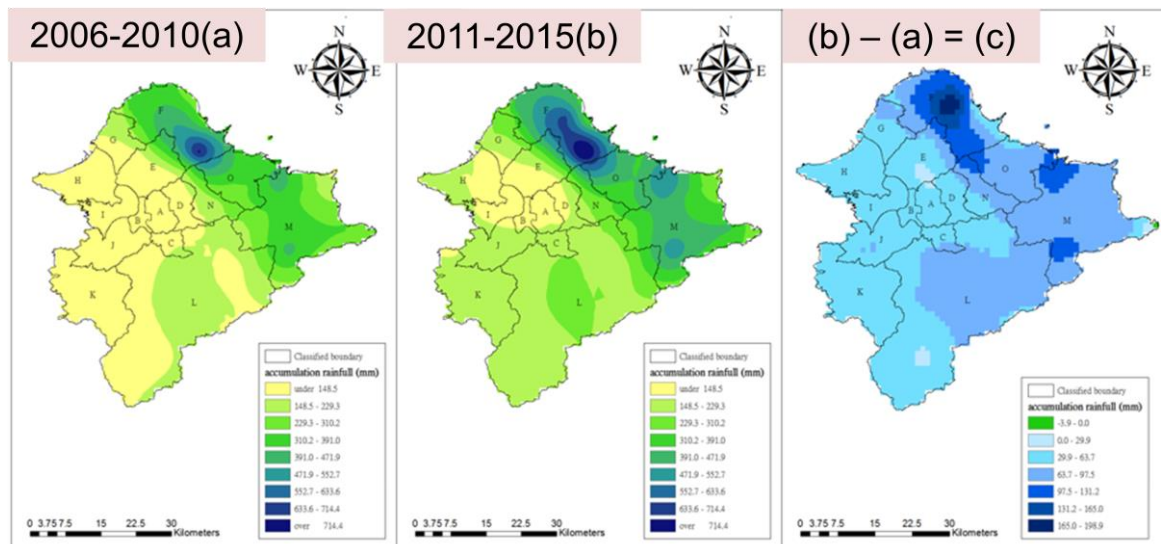


圖13 大臺北地區2006至2015年冬季平均累積降雨量變化分布圖，(a)為2006至2010年平均累積降雨量分布情形，(b)為2011至2015年平均累積降雨量分布情形，(c)為(b)圖減去(a)圖之五年差距值。

四、 結論與討論

一、都市化對溫度、大氣可降水量與雨量之影響

(1) 都市化下大臺北地區確實存在熱島效應，而夏季熱島強度較冬季明顯：夏季都市十年平均氣溫為 29.3°C；郊區為 28.0°C，市郊區的溫度差異達 1.2°C。冬季市區溫度平均為 17.2°C；郊區為 16.4°C，溫度差異為 0.8°C。不論在夏冬季，都市平均氣溫皆高於郊區，而夏季時的市郊區溫差高於冬季，熱島效應於夏季較明顯。從空間分布來看，大臺北地區夏季與冬季溫度高值皆聚集於大臺北地區西部開發區，而低溫區分佈於開發區周邊郊區。高度梯度修正之下，排除了溫度的高度影響，故可證實在都市化發展下人工建物提高蓄熱、綠帶減少，導致熱島效應在大臺北地區的展現。

(2) 熱力影響下，大氣可降水在夏季有較高表現，且因熱島使市區值高於郊區：在夏季，都市可降水量平均為 54.6 mm，郊區平均為 52.8 mm；冬季都市平均可降水量為 32.3 mm，郊區為 32.0 mm。夏季因溫度較高，蒸發散較旺盛之下，可降水量明顯皆高於冬季。可降水量十年期間夏季都市整體高於郊區 1.8 mm；冬季都市整體高於郊區 0.4 mm，都市因熱島作用導致溫度較高，可降水量整體高於郊區。

從內插之空間分布來看，較熱的夏季在熱島效應的作用下，開發地區溫度較高，

蒸發散較旺盛，可降水量在市區有高度含量。但除此之外，也發現可降水量在夏冬季時於大臺北地區南部山區與東部沿海聚集，夏季在西北沿海地區也有高含量表現。

(3) 降雨量夏季大於冬季，郊區雨量高於市區。但隨著都市熱島現象，在夏季近十年市區雨量與郊區同步多：累積降雨量在夏季都市十年平均為 272.0 mm，郊區平均 297.7 mm；冬季都市十年雨量平均為 137.5 mm，郊區平均為 281.2 mm。夏季降雨量整體高於冬季，可能與夏季臺灣受到颱風較大強降水的天氣系統影響，帶來較多的降雨量有關(Chen *et al.*, 2008; Bai *et al.*, 2011; 中央氣象局, 2017c)。郊區的降雨量夏季十年整體高於市區 25.7 mm，冬季郊區的降雨量冬季十年整體高於市區 143.7 mm。郊區因環境特性、地形關係、季風風向等等，雨量至山區輻合，以至於擁有較多的降雨量，整體降雨量大於都市測站。但透過時間序列觀察，可以發現夏季近十年因都市化的影響下，都市與郊區有同步多的雨量，雨量差距小於冬季。從空間分布來看，夏冬季表現可發現，夏季時在大臺北地區西南面郊區與開發區有較高的降雨量，冬季時則是受到東北季風的影響，在東北面有較多雨量。

二、2006 至 2015 年溫度、大氣可降水量與降雨量長時間趨勢與變化

(1) 暖化現象在大臺北地區 2006 至

2015年夏季與冬季表現不一，夏季約整體升溫，而冬季大部分區域有降溫趨勢，且冷熱區皆有擴大現象：十年來，夏季時不管在市區或郊區皆有暖化現象，但冬季整體溫度下降。夏季都市地區升溫了 1.2°C，郊區升溫了 0.4°C，都市地區夏季上升幅度高於郊區；冬季都市降溫了 0.3°C，郊區降溫了 0.6°C，郊區冬季溫度下降幅度高於都市地區，郊區因較少人為開發，保留較多自然環境生態，確實有抑制溫度成長的效果，暖化現象在都市較明顯。十年間本研究分析2006至2015年大臺北地區前後期溫度發現，最高溫度在夏冬季都有上升的趨勢(夏季 28.9°C至30.2°C，冬季17.0°C至17.2°C)，最低溫度都有下降的情形(夏季27.8°C至27.0°C，冬季16.3°C至16.2°C)。從空間分布來看，夏冬兩季前期較熱的區域位於城市開發區，而後期高溫區隨者開發有擴大的情形，從原本熱區擴張至周邊區域，高溫區範圍擴大。而較冷區之溫度約隨市中心遠近遞減，在都市開發區較外圍郊區出現較低溫，但後期低溫地區進一步擴大，夏季在近郊也發現同步低溫，不只高溫區域，冷區也有擴大的現象，可見暖化現象在大臺北地區有更極端化的表現。

(2) 隨著暖化與熱島效應，大氣可降水十年有增加趨勢，而在市區有較高增加量：夏季時，都市地區十年內可降水量增加了 9.0 mm，郊區增加了 7.9 mm；冬季都市地區可降水量增加 9.4 mm，郊區可降水量增加了 8.7 mm，都市地區與郊區十年來可降水量皆有成長趨勢，而都市地

區可降水量增加幅度整體高於郊區可降水量。全球暖化下，溫度上升的趨勢同步影響可降水量整體上升，且因熱島效應作用下，都市溫度較高，暖空氣可以比冷空氣在大氣中保持更多可降水(鄭，2004; Suparta, 2012; 中央氣象局, 2017a)，都市可降水量增加又更多。而在分布變化的表現，2006至2015年大臺北地區前後夏季與冬季全區可降水整體上升，夏季與冬季前期高可降水的區域於後期繼續擴大，不只在中西部開發區有可降水量的增加，南部山區與北部、東部沿岸十年間大氣可降水量增加也十分明顯。對於這些較高可降水增加的區域，未來需增加偵測與關注。

(3) 降雨量在可降水量整體增加趨勢下，在夏季或冬季市郊區也皆整體增加：可降水量整體增加趨勢下，降雨量在市郊區也皆整體增加。夏季十年來年降雨量都市地區增加了 27.0 mm，郊區部分則增加了 74.6 mm；冬季年降雨量都市地區增加了 55.8 mm，郊區增加了 46.3 mm，雨量在都市與郊區都有增加的趨勢。從空間分布觀察，夏季時大臺北地區在南部郊區有最高的增加量，與可降水量增多之空間分布有所配合。而在冬季時全區約整體上升，而在東北部迎風面有較高的增加量，與冬季可降水量增多之地區也部分呼應。

(4) 大臺北地區大臺北地區十年間熱島強度增加且雨量乾溼區差距進一步加大：檢視2006至2015年大臺北地區的前後期溫度、大氣可降水量與降雨量高低值變化，溫度方面夏季前五年最高與最低溫

度差值為 1.1°C，後五年增至3.2°C；冬季前期溫度差值為0.7°C，後期增至1°C。大氣可降水量高低值在夏季十年間前期差 6.1 mm，後期差至6.3 mm；冬季前期差值為2.2 mm，後期減至1.8 mm。降雨量高低值夏季前期差為179.9 mm，後期差距拉至 393.8 mm，冬季前期差為679.4 mm，後期差距增為776.2 mm。在溫度與降雨量部分，可以發現不管在夏季或冬季其高低值差距都增加，熱島強度五年間增強，高溫的市區與低溫郊區溫度差距不管在夏季與冬季都越來越大。而降雨量在夏季與冬季多雨區與低雨量區雨量差值也進一步擴大，導致乾溼區越發極端，多雨區雨量值越來越高，少雨區雨量值越來越小。在氣候暖化下，熱島強度越來越高，整體可降水量和雨量的增加且乾溼區逐漸擴大，須正視其相關防災配套。

三、溫度、大氣可降水與降雨量相關性討論

(1) 溫度、大氣可降水與降雨量存在正相關，且大氣可降水與降雨量相關性較強：近一步利用相關係數討論溫度、大氣可降水與降雨量三者關係。研究結果顯示溫度與可降水量在夏季都市有中度相關，在郊區與冬季相關係數較低，在 0.3 以下，應與夏季都市溫度較高，蒸發散較旺盛表現有關。而可降水與降雨量不管在都市地區與郊區的夏冬季皆有中度相關表現。此結果與在空間方面觀察到結果互相配合，夏季溫度高之地區也有較高可降水量，且累積降雨量也同樣有較

高表現，三者展現相關，但三者分布非完全符合。

(2) 應先濾除研究地區之外在干擾：IPCC (2013)第五次評估報告研究針對極端天氣和氣候事件的變遷指出，隨著全球平均地表溫度的增加，在本世紀末，大部分中緯度陸地和熱帶多雨區域的極端降雨事件“非常可能”呈現更高的強度和頻率。而周(2010)在觀察全球降雨和全球暖化的關係後，也說明降雨不如溫度，幾乎全球每個角落皆為增加，氣候模式所模擬未來的降雨變化，有些地方的降雨可能增加，有些地方卻會減少。降雨變化在空間分佈的不一致性是造成降雨的氣候變遷不易被觀測之原因，也是區域降雨改變不易被預測的重要因素之一。依本研究結果可以發現，大臺北地區降雨分布不只受到溫度高低引起的熱對流、大氣可降水量含量多寡的影響，也須納入許多外力系統。本研究發現大臺北地區降雨量分佈強烈受到季風(夏天之西南季風，冬季之東北季風)、地形效應的聚集輻合與颱風等影響。在全球暖化下，降雨因素非常複雜，準確預報相對困難，其不只受到溫度與大氣可降水量影響，大氣可降水僅為形成降雨的先期參數之一，但非絕對因果關係，降雨時必有高度大氣可降水含量出現，但高大氣可降水量時，不一定會形成降雨，還受到其他天氣系統變化的衝擊。故未來討論兩變數之相關性分析時，應先濾除研究地區之外來降雨系統與年際變化帶來之干擾(如颱風、鋒面降雨等等動力因子)，較

能聚焦並進一步建立觀測模式系統。

致謝

感謝科技部之研究經費支持（計畫編號：MOST 107-2111-M-305-001 及 MOST 108-2111-M-305-001），使本研究得以持續進行。同時感謝中央氣象局氣象資訊中心與大氣水文研究資料庫數據支援，使本研究能順利完成。最後感謝主編、兩位審查委員撥空閱讀，對本文提出許多專業意見。

參考文獻

- 中央氣象局，2017a。氣象常識，取自 http://www.cwb.gov.tw/V7/knowledge/encyclopedia/me_all.htm#，檢索日期：2017/02/20。
- 中央氣象局，2017b。臺灣氣候特徵簡介 - 臺灣的溫度，http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/climate_info/taiwan_climate/taiwan_1/taiwan_1_2.html，檢索日期：2017/05/09。
- 中央氣象局，2017c。臺灣氣候特徵簡介 - 臺灣的雨量，http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/climate_info/taiwan_climate/taiwan_1/taiwan_1_3.html，檢索日期：2017/05/09
- 內政部國土測繪中心，2017。土地利用分類 95~104 年，取自 <http://lui.nlsc.gov.tw/LUWeb/Home/Content.aspx?MUID=3670dcfe-dfea-446d-8afd-ee1ca7abc054>，檢索日期：2017/05/13。
- 何佳薇、周天穎、楊龍士，2011。臺中地區土地利用變化於熱島效應之研究，航測及遙測學刊，第十六卷，第2期，頁139-149。
- 余水倍、蔡旻倩、蔡宜純、許雅儒、蘇宣翰、蔡俊雄、魏碩穎，2008。臺灣地區地殼形變之時空變化研究(I)，中央氣象局地震測報中心。
- 李天浩，2009。應用克利金法建立高解析度網格點氣象數據之研究，交通部中央氣象局研究計畫成果報告 (MOTC-CWB-98-2M-03)，134頁。
- 李魁鵬、林憲德、林立人、郭曉青、陳子謙，1999。臺灣四大都會區都市熱島效應實測解析(二)-夏季都市熱島時空分佈特性之初步解析，建築學報，第31期，頁75-90。
- 卓盈旻、盧孟明，2014。1951-2013 年臺灣氣候變化特徵，中央氣象局科技中心。
- 周文賢，2005。統計學(再版)，智勝文化，臺北市。
- 林炯明，2010。都市熱島效應之影響及其環境意涵，環境與生態學報，第3卷，第1期，頁1-15。
- 林憲德、陳冠廷、郭曉青，2001。臺灣中型都市熱島現象與土地利用之觀測解析，規劃學報，第28期，頁47-64。
- 邱清安、林博雄，2004。由測站資料推估臺灣之氣溫與降水之空間分布。大氣科學，第4卷，第32期，329-350。
- 唐永宗，2009。可降水量在不同GPS測站環境的表現，國立成功大學碩士論文。
- 徐森雄、唐琦、陳品如、黃雅琳，2007。

- 臺中市之都市化對氣溫變化之影響，作物、環境與生物資訊，第4期，頁307-313。
- 翁叔平、洪致文、楊承道、林和駿、陳英婷，2015。臺灣降雨指數與一公里網格化溫度、降雨資料庫，TCCIP臺灣地區氣候資料庫建置計畫報告。
- 張倉榮、蘇紹昆、廖啟勳、王嘉和，2010。熱島效應對臺北都會區午後雷暴雨時空分佈之影響研究－以 2009 年 0812 水災為，農業工程學報，第 3 卷，第 56 期，頁85-101。
- 許世旻，2013。我們的地球真的發燒了嗎？--以臺灣近五十年以來的氣溫脈絡為探究的出發點，史穗，第六期，頁31-60。
- 陳昭銘、汪鳳如，2000。臺灣地區長期暖化現象與太平洋海溫變化之關係，大氣科學，第28期，頁221-242。
- 馮豐隆、高堅泰，1999。應用克利金推估模式於降雨製圖，臺大實驗林研究報告，第 2 卷，第 13 期，頁155-163。
- 劉小蘭、賴玫錡，2011。都市化與氣候暖化關係之研究：以臺北都會區為例，臺灣土地研究，第十四卷，第二期，頁39-66。
- 劉曉薇，余嘉裕，2016。熱帶地區氣柱水汽量與降水強度關係之分析，大氣科學，第44期，第2號，頁135-148。
- 潘宗毅、陳思瑋、廖啟勳、張高華、張倉榮，2015。熱島效應對臺北都會區水文型態之影響評估，農業工程學報，第61卷，第4期，頁23 - 45。
- 衛強、魏聰輝、葉惠中、陳彥璋、江介倫，2011。利用地理統計及離散資訊熵進行雨量站觀測網設計之研究－以臺大實驗林轄區為例，作物、環境與生物資訊，第8期，頁58-74。
- 談珮華、曾雅琪。臺灣局部地區溫度分布的影響因子，地理學報，第73期，頁1-27。
- 鄭祚芳、鄭艷、李青春，2007。近30年來城市化過程對北京區域氣溫的影響，中國生態農業學報，第4卷，第15期，頁26-29。
- 鄭琦翰，2004。GPS信號估算可降水量與降雨關係之研究，國立成功大學碩士論文。
- Allen, M. R., and W. J. Ingram, 2002. Constraints on future changes in the hydrological cycle, *Nature*, 419, 224-228.
- Bai, Y., J. Y. Juang, and A. Kondoh, 2011. Urban Warming and Urban Heat Islands in Taipei Taiwan, *Groundwater and Subsurface Environments*, 231-246. doi: 10.1007/978-4-431-53904-9_12.
- Bornstein, R., and Q. Lin, 2000. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies, *Atmospheric Environment*, 34(3), 507-516.
- Chen, J. M., F. C. Lu, and C. F. Shih, 2008, Decadal Oscillation of Fall Temperature in Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 19(5), 497-504. doi: 10.3319/TAO.2008.19.5. 497(A).

- Chen, T. C., S. Y. Wang, and M. C. Yen, 2007. Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1324-1340, doi: 10.1175/JAM2526.1.
- Crutzen, 2004. New directions: the growing urban heat and pollution island effect-impact on chemistry and climate, *Atmospheric Environment*, 38, 3539-3540.
- Held, I. M., and B. J. Soden, 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *J. Climate*, 19, 5686-5699.
- Hove, L.W.A., C. M. J. Jacobsc, B. G. Heusinkvelda, J. A. Elbersc, B. L. Driela, and A. A. M. Holtslaga, 2015. Temporal and spatial variability of urban heat island and thermal comfort within the Rotterdam agglomeration, *Building and Environment*, 83, 91-103.
- Hsu, H. H., C. Chou, Y. C. Wu, M. M. Lu, C. T. Chen, and Y. M. Chen, 2011. *Climate Change in Taiwan: Scientific Report 2011 (Summary)*, National Science Council, Taipei, Taiwan, ROC, 67pp.
- Huang W. R., H. H. Hsu, S. Y. Wang, and J. P. Chen, 2015. Impact of atmospheric changes on the low-frequency variations of convective afternoon rainfall activity over Taiwan, *journal of geophysical research atmospheres*, 120(17), 8743-8758. doi: 10.1002/2015JD023568
- Intergovernmental Panel on Climate Change[IPCC], 2007. *Climate Change 2007: The Fourth Assessment Report (AR4) of the United Nations Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Intergovernmental Panel on Climate Change[IPCC], 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Karl, T. R., H. F. Diaz, and G. Kukla, 1988. Urbanization: Its Detection and Effect in the United States Climate Record, *Journal of Climate*, 1, 1099-1123.
- Kim, Y. H., and J. J. Baik, 2002. Maximum Urban Heat Island Intensity in Seoul, *Journal of Applied Meteorology*, 41(6), 651-659.
- Lai, L.W., and W. L. Cheng, 2010. Air temperature change due to human activities in Taiwan for the past century, *J. Climatol*, 30, 432-444, doi: 10.1002/joc.1898
- Lin, C.Y., F. Chen, J. C. Huang, W. C. Chen, Y. A. Liou, W. N. Chen, and S. C. Liu, 2008. Urban heat island effect and its impact on boundary layer development and land-sea circulation over northern Taiwan, *Atmospheric Environment*, 42, 5635-5649.
- Maghrabi, A., and H. M. A. Dajani, 2013. Estimation of precipitable water vapour using vapour pressure and air temperature in an arid region in central Saudi Arabia, *Journal of the Association of Arab Universities for Basic and Applied Sciences*, 14(1), 1-8.
- Oh, S. N., Y. H. Kim, and M. S. Hyun,

2005. Impact of urbanization on climate change in Korea, *Geophysical Research Abstracts*, 7, 29-51.
- Oke, T. R., 1973. City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment*, 7(8), 769-779.
- Parks, N., 2002. Jul. 2. City Heat Spurs Summer Rain, Science NEWS, Retrieved from <http://www.sciencemag.org/news/2002/07/city-heat-spurs-summer-rain>. Search time: 2017/05/05.
- Shepherd, J. M., 2005. A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future, *Earth Interaction*, 9 (12), 1-27.
- Shepherd, J. M., H. Pierce, and A. J. Negri, 2002. Rainfall modification by major urban areas: observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite, *Journal of Applied Meteorology*, 41, 689-701.
- Shoji, Y., 2013. Retrieval of Water Vapor Inhomogeneity Using the Japanese Nationwide GPS Array and its Potential for Prediction of Convective Precipitation, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 91(1), 43-62.
- Sidiqui, P., A. Huete, and R. Devadas, 2016. *Spatio-temporal mapping and monitoring of Urban Heat Island patterns over Sydney- Australia using MODIS and Landsat-8*, 2016 Fourth International Workshop on Earth Observation and Remote Sensing Applications, EORSA. doi: 10.1109 / EORSA.2016.7552800
- Suparta, W., 2012. *The use of GPS meteorology for climate change detection*, 2012 International Conference in Green and Ubiquitous Technology, IEEE, doi: 10.1109/GUT.2012.6344191
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003. The changing character of precipitation, *Bull. Am. Met. Soc.*, 84, 1205-1217.
- Yamashita, S., 1996. Detailed Structure of Heat Island Phenomena from Moving Observations from Electric TRAM-CARS in Metropolitan Tokyo. *Atmospheric Environment*, 30(3), 429-435.
- Yeh, T. K., J. S. Hong, C. S. Wang, C. H. Chen, K. H. Chen, C. T. Fong, 2016. Determining the precipitable water vapor with ground-based GPS and comparing its yearly variation to rainfall over Taiwan, *Advances in Space Research*, 57(12), 2496-2507.
- Yeh, T. K., H. C. Shih, C. S. Wang, S. Choy, C. H. Chen, J. S. Hong, 2018. Determining the precipitable water vapor thresholds under different rainfall strengths in Taiwan, *Advances in Space Research*, 61(3), 941-950.

Impact of Taipei urbanization on temperature, rainfall and precipitable water vapor from GPS signal

Kuan-Chan Su¹ Ta-Kang Yeh^{1,2*} Shih-Liang Chan¹ Jing-Shan Hong³

- 1 Department of Real Estate and Built Environment, National Taipei University, New Taipei, Taiwan
- 2 Center of General Education, National Defense Medical Center, Taipei, Taiwan
- 3 Meteorological Information Center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

Abstract

In the process of urbanization in Taiwan, the high temperature in the urban areas has lead to heat island, which changes the rainfall strengths and raining zones. By the high development of GPS system, Precipitable Water Vapor (PWV) can be calculated from the GPS signals. PWV is the early indicator of the rainfall, and affected by the level of the temperature. Therefore, the purpose of this study is to investigate the performance of three orientations - temperature, PWV and rainfall. The above parameters are divided into summer and winter, to obtain the influence of urbanization in Taipei from 2006 to 2015. The results showed that there surely has heat island in Taipei. The phenomenon performed much obvious in summer than that in winter. The former reached 1.2°C and the latter reached only 0.8°C. Nonetheless, the warming phenomenon reflected differently in summer and winter. The former's temperature rose 0.8°C and the latter dropped about 0.5°C. Not only the hot and cold area expanded within ten years, the heat island but also increased as time goes on. The PWV increased within ten years reached about 8.8 mm. Under the influence of heat island and global warming, the PWV performed evidently in summer. With the increments of the PWV, despite the weather and the areas, the rainfall increased 50.9 mm overall. The wet and dry areas also expanded along the time. The correlation coefficient of the temperature, PWV and rainfall achieved larger than 0.3. The correlation coefficient between the

PWV and rainfall was even clearer. To face the heatwave and flooding caused by the climatic change in the future, the government needs to pay more attention on disaster prevention, avoid causing irreparable mistakes and damages.

Key Words: GPS Meteorology, precipitable water vapor, heat island effect, global warming, doi: 10.3966/025400022019064702004