

國立臺灣大學生物資源暨農學院生物環境系統工程研究所

碩士論文

**Department of Bioenvironmental Systems Engineering**

**College of BioResources and Agriculture**

**National Taiwan University**

**Master Thesis**

全球暖化對臺灣極端降雨量影響之評估

Assessing the Effect of Global Warming on

Rainfall Extremes in Taiwan



Jen-Hao Chang

指導教授：鄭克聲 博士

Advisor: Ke-Sheng Cheng, Ph.D.

中華民國 100 年 6 月

June, 2011

## 誌謝

在學校的日子總是匆匆即過，研究所兩年能重回學校念書讓人覺得幸福。96年於臺大生工系大學畢業後隨即坐上飛機，那是我的人生第一次出國，為臺大國發所贊助舉辦的京晉寧之旅。短短 15 天的旅程對自小住在臺中市的我有很大的衝擊。回國後立即投入軍戎，於燕巢鄉工兵學校受訓，下部隊後於海軍陸戰隊六六旅工兵連擔任排長一職，於軍中的一切訓練與自我紀律的培養，這是讓人精神獨立的過程。

退伍後於家裡蹲並準備生工所考試。幸運地，結果讓人振奮與珍惜能重回 RSLAB 的懷抱。最令我感念的為我的老師鄭克聲老師，為人正直、親切又有學者的風範氣息。深湛的學術素養與豐富的著作與貢獻，是晚輩所不能及的。鄭老師於研究討論、生活幫助皆對我有很大的幫助。99 年 9 月初之暑假老師帶以婷、弦韋與我共赴天津，為第九屆水文資訊科學研討會(Hydroinformatics)，這趟旅程認識許多國外研究學者，也是第一次覺得自己能為社會做點貢獻，實屬不易，在此謝謝鄭老師的恩情。

RSLAB 的得天獨厚之處在於老師能就近關心學生學習情形以及討論學術問題，這是其他間研究室所沒有之優勢，希望能繼續維持。研究所期間為很好的訓練養成環境，又有好吃的男七迦南餐廳，我真的很幸運。

100 年 6 月畢業之際將離開學校投入職場，又是另一個新的階段。希望待過 RSLAB 所有的成員都能身體健康，最後祝我自己畢業快樂。

## 摘要

近年來，氣候變遷議題已為世界重視並關注。極端降雨事件之頻率增加、強度增強可視為氣候變遷之警訊。本研究探討全球暖化對極端降雨量影響之評估。研究於空間尺度為臺灣全域平均及雨量單站之日雨量，以累積雨量方式決定日雨量門檻值，極端降雨由日雨量門檻值訂定，由此決定出年極端降雨百分率為大於門檻值的累積雨量占年總雨量的比率。本研究蒐集近 50 年(1961-2010 年)臺灣雨量站之雨量，評估全球暖化對臺灣極端降雨量影響。

研究指出溫度與極端降雨百分率變化，具雙變數常態分布關係。因此，條件常態分布下，序率方式評估全球暖化對極端降雨百分率影響。並以機率方式評估全球暖化，極端降雨百分率超過 Clausius-Clapeyron 增加之 1.07 倍速率。

結果指出當全球平均溫度升高 1K，臺灣全域之極端降雨百分率，其超越機率為 0.82。使用雨量站之日雨量亦指出類似之結果，除了臺灣中部與中央山脈西側之雨量站，大部分之雨量站亦有可能超越 Clausius-Clapeyron 速率。研究評估之結果可提供決策者因應氣候變遷制定調適策略與衝擊評估之依據。

**關鍵字:**氣候變遷、極端降雨、Clausius-Clapeyron 方程式、雙變數常態分布

# Abstract

The effects of global warming on frequency and intensities of extreme storm events have been demonstrated by many catastrophic events in recent years. This study aims to assess the effect of global warming on rainfall extremes in Taiwan using fifty years (1961 – 2010) of daily rainfall data collected at 15 rainfall stations around Taiwan.

Rainfall extremes, or the top 10% bin rainfalls, of islandwide-average and station-specific daily rainfalls were defined by threshold daily rainfalls which were determined by a cumulative rainfall approach. Yearly top 10% rainfall percentages were then calculated based on yearly rainfall extremes.

In this study, changes in the top 10% rainfall percentages and changes in the global mean temperatures were found to be characterized by a bivariate normal distribution. Thus, the effect of global warming on changes in the top 10% rainfall percentages can be stochastically assessed based on the conditional normal distribution. It was found that, under one degree increase of global mean temperature, the probability of having a super Clausius-Clapeyron rate of change in the top 10% rainfall percentage for the islandwide-average daily rainfalls equals 0.82. Similar analyses using station-specific daily rainfalls also showed that most stations are likely to experience super Clausius-Clapeyron rate of change in the top 10% rainfall percentages, except those stations located in central Taiwan and west of the Central Mountain Range.

**key words:** Climate change 、Clausius-Clapeyron equation 、Rainfall extreme 、Bivariate normal distribution

# 目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	VIII
第一章 緒論.....	1
1.1 前言.....	1
1.2 研究動機與目的.....	1
1.3 研究流程.....	2
第二章 文獻回顧.....	4
2.1 全球暖化.....	4
2.2 Clausius-Clapeyron 方程式.....	6
2.3 極端降雨.....	7
2.4 氣候變遷與極端降雨.....	9
第三章 研究區域與研究方法.....	12
3.1 研究區域.....	12
3.2 研究資料.....	13
3.2.1 臺灣各雨量站.....	13
3.2.2 臺灣地區全域.....	14
3.2.3 全球熱帶區域.....	15
3.2.4 全球平均溫度.....	16
3.3 研究方法.....	17
3.3.1 10%雨量區間之訂定.....	18
3.3.2 極端降雨與極端降雨百分率之定義.....	21

3.3.3 評估全球暖化對極端降雨百分率之影響.....	22
第四章 分析結果與討論.....	25
4.1 雨量資料.....	25
4.2 10%雨量區間.....	31
4.3 極端降雨百分率.....	33
4.4 評估全球暖化 1K 對極端降雨百分率影響.....	39
第五章 結論與建議.....	43
5.1 結論.....	43
5.2 建議.....	45
參考文獻.....	46
附錄一.....	48



## 圖目錄

圖 1.1 研究架構.....	3
圖 2.1 全球和大陸地表溫度之變化.....	4
圖 2.2 低緯度地區之全球均溫.....	6
圖 2.3 1850-2010 年全球溫度變化圖.....	6
圖 2.4 東京地區八月份四小時降雨強度區間.....	9
圖 2.5 SRES 之 A1B 情境之第 99.9 百分位數極端降雨於各緯度之變化.....	10
圖 2.6 臺灣之 $\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$ v.s. $\Delta T$ .....	11
圖 3.1 臺灣 15 個雨量站地理位置.....	13
圖 3.2 臺灣地區全域各年之平均日雨量示意圖.....	15
圖 3.3 1961-2010 年全球平均溫度.....	16
圖 3.4 臺灣地區全域 1961-2010 年各年平均雨量的累積雨量占年總雨量百分率與 跨年平均雨量之 ECDF 圖.....	17
圖 3.5 臺灣地區全域訂定 10% 雨量區間示意圖.....	19
圖 3.6 各雨量站訂定 10% 雨量區間示意圖.....	20
圖 3.7 臺灣全域 $\Delta p$ 、 $\Delta T$ 散布圖與其直方圖.....	22
圖 3.8 各等分之 $S\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$ 對 $\Delta T$ 關係.....	23
圖 3.9 評估 $\Delta T=1K$ 時，極端降雨百分率增加為 C-C 方程式理論值之超越機率...24	
圖 4.1 淡水歷年年總雨量.....	28
圖 4.2 基隆歷年年總雨量.....	28
圖 4.3 臺北歷年年總雨量.....	28
圖 4.4 新竹歷年年總雨量.....	28
圖 4.5 宜蘭歷年年總雨量.....	28
圖 4.6 臺中歷年年總雨量.....	28
圖 4.7 花蓮歷年年總雨量.....	29

圖 4.8 日月潭歷年年總雨量.....	29
圖 4.9 阿里山歷年年總雨量.....	29
圖 4.10 玉山歷年年總雨量.....	29
圖 4.11 臺東歷年年總雨量.....	29
圖 4.12 臺南歷年年總雨量.....	29
圖 4.13 成功歷年年總雨量.....	30
圖 4.14 大武歷年年總雨量.....	30
圖 4.15 恆春歷年年總雨量.....	30
圖 4.16 臺灣全域歷年年總雨量.....	30
圖 4.17 全球熱帶區域歷年年總雨量.....	30
圖 4.18 淡水歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.19 基隆歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.20 臺北歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.21 新竹歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.22 宜蘭歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.23 臺中歷年極端降雨百分率趨勢.....	36
圖 4.24 花蓮歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.25 日月潭歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.26 阿里山歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.27 玉山歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.28 臺東歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.29 臺南歷年極端降雨百分率趨勢.....	37
圖 4.30 成功歷年極端降雨百分率趨勢.....	38
圖 4.31 大武歷年極端降雨百分率趨勢.....	38
圖 4.32 恆春歷年極端降雨百分率趨勢.....	38
圖 4.33 臺灣歷年極端降雨百分率趨勢.....	38



圖 4.34 全球歷年極端降雨百分率趨勢.....	38
圖 4.35 臺灣全域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$ 散布圖.....	40
圖 4.36 全球熱帶區域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$ 散布圖.....	40
圖 4.37 全球溫度增加一度時測站的極端降雨百分率變化期望值.....	42



## 表目錄

表 3.1 各雨量站資訊.....	14
表 4.1 各站、臺灣與全球熱帶區域的日雨量分析.....	26
表 4.2 各站、臺灣與全球熱帶區域的年總雨量分析.....	27
表 4.3 各站、臺灣全域與全球熱帶區域的 10%雨量區間界限.....	32
表 4.4 臺灣地區各站、臺灣全域與全球熱帶區域的極端降雨百分率.....	34
表 4.5 臺灣地區各站、臺灣全域與全球熱帶區域極端降雨百分率趨勢之迴歸分析 .....	35
表 4.6 各站、臺灣全域與全球的雨量參數分析與評估.....	41
表 4.7 臺灣地區各站極端降雨百分率變化期望值.....	42



# 第一章 緒論

## 1.1 前言

二十世紀以來世界各地的工業發展、經濟建設及日常行為使大氣中溫室氣體如二氧化碳、氧化亞氮、甲烷、氟氯碳化物等大量增加，加上人類的活動對生態環境的影響不斷加速並且擴大影響範圍，未來人類必須面對森林縮小、土壤流失、水污染、空氣污染、降低生物的多樣性、沙漠化等一系列的全球環境改變。其中溫室氣體確實造成全球暖化速度加劇(Allen and Ingram, 2002)，當中二氧化碳濃度在過去半個世紀中增加了 1/5 以上，大幅提高了全球暖化的可能性，全球氣候變遷現象都讓人類警覺到人們生活的世界正在改變。

## 1.2 研究動機與目的

自然界之現象中，降水為提供人類日常生活正常運作所不可或缺之資源。水文現象極為複雜且難以預測，但現今 21 世紀科技的進步，使觀測氣象之工具得以突破，加上電腦軟硬體的蓬勃發展，使人類得以對氣候進一步蒐集資訊與研究。近年來，世界先進的國家發展氣候模式，於氣候變遷情境假設下，未來世界可能遭遇到的衝擊評估與因應之調適策略。

然而，氣候模式模擬結果必具有不確定性，不確定性為關於某一變量(如未來氣候系統的狀態)未知程度之表述。不確定性可源於缺乏有關已知或可知事物的信息或對其知識缺乏一致性。不確定性主要來源有許多，如從資料的可量化誤差到概念或術語定義的含糊。因此，不確定性能夠用量化的度量表示(如不同模式計算值的一個變動範圍)或進行定性描述。

近年來全球氣候變遷造成世界各地旱澇頻仍，臺灣地區亦發生乾旱或特大豪雨事件。探討氣候變遷對降雨特性影響之相關研究，多以年降雨量及季節降雨量為研究對象。水資源工程規劃設計、防洪工程與排水設計、水庫規線操作等工程

皆與降雨特性緊密結合，其中，極端降雨為本研究欲探討之對象。探討於氣候變遷(全球平均溫度上升 1K)對極端降雨特性之影響。

極端降雨事件過去多以雨量機率分布(Manton 等人, 2000)或累積雨量方式訂定(Fujibe 等人, 2005)，探討極端降雨的趨勢分析。Liu 等人(2009)分析 1961-2005 年臺灣地區全域的雨量，研究依累積雨量方式訂定極端降雨，指出當全球平均溫度增加 1K 時，極端降雨百分率將增加 140%。極端降雨百分率為極端降雨事件累積雨量占年降雨量之百分率，極端降雨百分率其值範圍介於 0-100(%)。然而，Liu 等人(2009)在評估氣候變遷對極端降雨百分率影響時，並未考慮變數之不確定性。

因此，本研究探討全球平均溫度上升 1K 時，對臺灣極端降雨百分率之影響評估。以機率方式評估 Clausius-Clapeyron 方程式理論值之超越機率。訂定超越機率門檻值，提供未來氣候變遷對臺灣極端降雨影響之調適策略與衝擊評估的依據。

### 1.3 研究流程

本研究流程為日雨量蒐集(臺灣地區各雨量站的日雨量、臺灣地區全域的平均日雨量與全球熱帶區域的平均日雨量)，接著將雨量資料分為臺灣地區各雨量站、臺灣地區全域、全球熱帶區域三部份。由於臺灣地區位於太平洋熱帶地區，研究考慮加入全球雨量氣候研究(GPCP)日雨量資料，與臺灣地區分析結果做對照組。研究方法為 10%雨量區間之訂定、極端降雨與極端降雨百分率之定義、以及評估全球暖化對極端降雨百分率之影響，本研究流程如圖 1.1 所示。

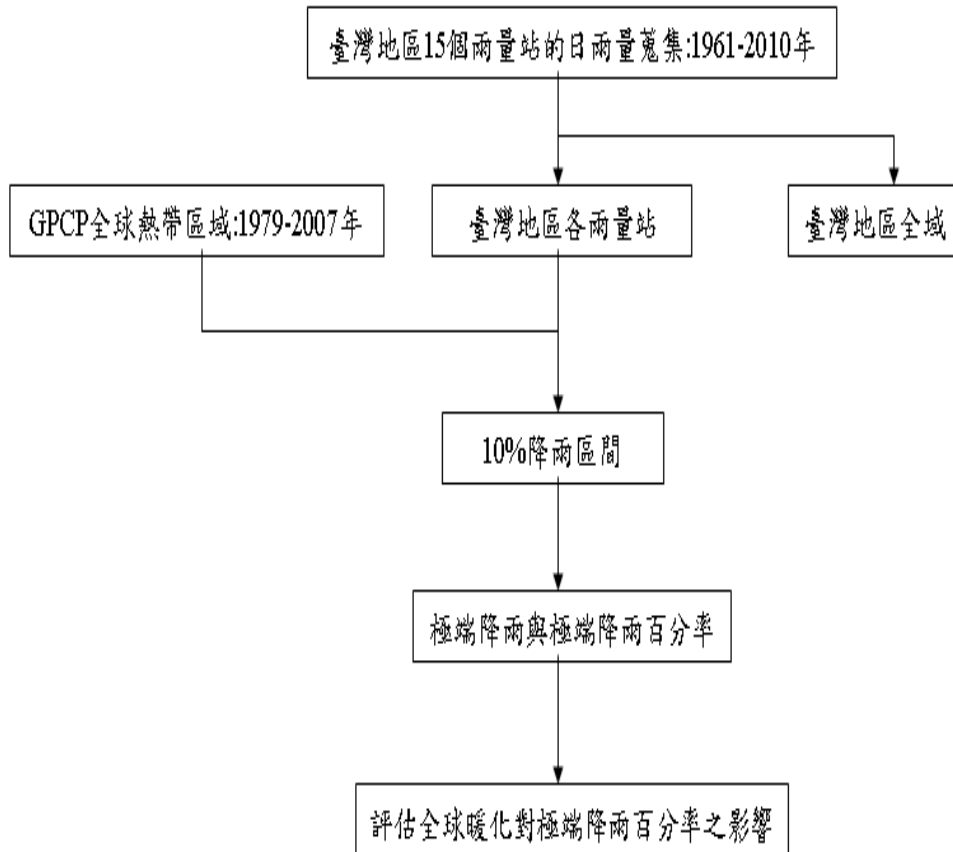


圖 1.1 研究流程



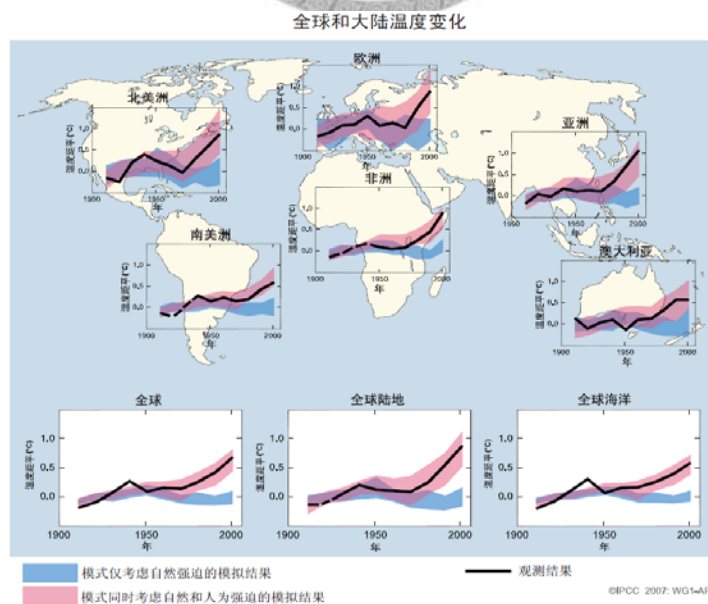
## 第二章 文獻回顧

近年來，由於氣候變遷於國際間受到許多重視，相關的研究也不斷地持續進行。本章節旨在對於欲探討之現象有一定程度的了解，介紹國內外相關之研究報告與論文。將這些文獻歸納如下：全球暖化、Clausius-Clapeyron 方程式、極端降雨、氣候變遷與極端降雨。

### 2.1 全球暖化

聯合國氣候變遷小組(Intergovernment Panel on Climate Change, IPCC)於 2007 年所作的綜合性報告(Synthesis Report)，指出縱使由 2000 年開始將溫室氣體濃度維持固定，全球氣溫仍會持續上昇。整體而言，陸地溫度上升大於海洋，北半球高於南半球且高緯度大於低緯度。

圖 2.1 引用自 IPCC 之綜合性報告，為全球和大陸地表溫度之變化，紅色陰影為使用 14 個氣候模式考慮人為活動影響的系集模擬結果 95% 可信度範圍；藍色陰影為 5 個氣候模式不考慮人為活動影響的系集模擬結果範圍，可知紅色陰影增加速率大於藍色陰影，表示未來氣候變遷由於人為活動的影響將更為劇烈。



圖SPM-4. 观测到的大陆与全球尺度地表温度变化与使用自然强迫和人为强迫的气候模式模拟结果的比较。相对1901至1950年相应平均值。图中给出了1906至2005年观测到的十年平均值(黑线)，对应于该十年的中心绘制。虚线部分表示空间覆盖率低于50%。蓝色阴影表示仅使用太阳活动和火山自然强迫的5个气候模式19个模拟试验结果的5%至95%可信度范围。红色阴影表示同时使用自然强迫和人为强迫的14个气候模式58个模拟试验结果的5%至95%可信度范围。(图2.5)

圖 2.1 全球和大陸地表溫度之變化(引自:IPCC 之 AR4 之綜合性報告)

Kaufman 等人(2002)指出由人為活動而增加的溫室氣體所帶來的衝擊應該被重視，二氧化碳氣體被視為氣候變遷之主因，人為活動產生的其他氣體如膠懸粒子亦可能對水文圈的循環有顯著的衝擊。

Allen and Ingram(2002)指出全球能量守恆方程式之限制式代表二氧化碳於大氣中造成的全球平均溫度增加主要由下列三個基本特性控制：(1)大氣與地表面的回饋強度，也常稱為氣候敏感度；(2)海洋部分有效熱容量與大氣間作用；(3)地表的熱能改變如何傳輸到海洋。

近年來，Smiths and Reynolds(2004)結合海平面溫度與陸域表面溫度研究全球平均溫度結果指出，在南北半球與太平洋低緯度地區，近十年中有顯著增加之趨勢。英國氣候研究單位(Climatic Research Unit, CRU)1961 年至 2010 年的全球年平均溫度資料，結合全球陸地與海域之地表溫度觀測紀錄。結果指出 2010 年及 2003 年為繼 1998 年與 2005 年之後第三溫暖的年份。圖 2.2 為 Smith 等人研究在亞熱帶地區結合海平面與陸域表面的溫度，虛線為 95%信賴區間範圍，黑色實線為 CRU 之結果，寬黑色實線為 Smith 等人之結果。

1961-1990 年全球的平均溫度為基準值，研究指出在 2001 年至 2010 年十年期間的平均溫度相較於基準年(1961-1990)增加  $0.44^{\circ}\text{C}$ ，而 1991 年至 2000 年期間的平均溫度相較於基準年(1961-1990)增加  $0.24^{\circ}\text{C}$ ，前者較後者高出  $0.2^{\circ}\text{C}$ ；最溫暖之年份為 1998 年，較基準年的平均溫度高  $0.55^{\circ}\text{C}$ ，在 1998 年之後，次溫暖之九個年份皆在 2001 年至 2010 年期間，只有 2008 年並不在此期間中；僅管如此，21 世紀最冷之年份 2008 年仍是過去歷史紀錄的第 12 高之年份。

圖 2.3 為 1850-2010 年全球平均溫度變化圖，此全球溫度資料由 CRU 與 Hadley Center 共同提供。Allen and Ingram(2002)並指出 20 世紀之暖化可能原因為人類之活動造成大氣層中溫室氣體濃度之增加，溫度之年際變化皆強烈地受該年太平洋熱帶地區之聖嬰與反聖嬰現象影響。

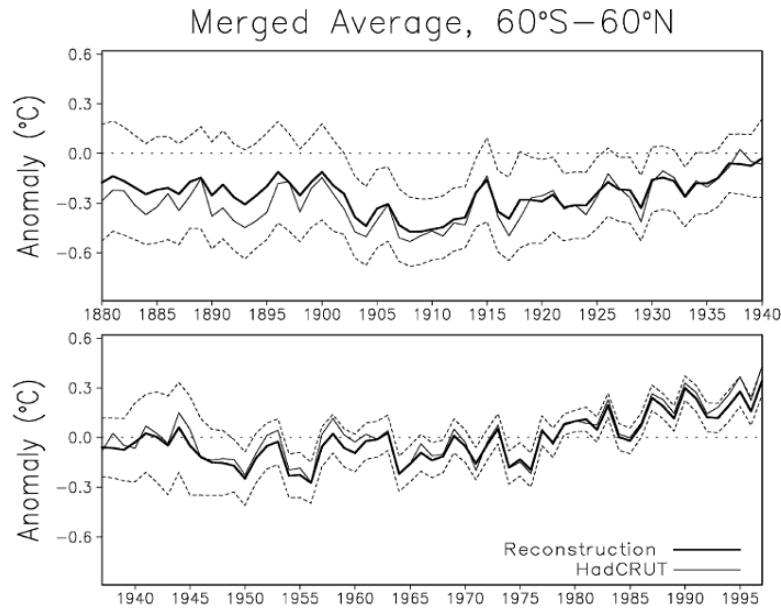


圖 2.2 低緯度地區之全球均溫(引自 :Smiths 等人, 2005)

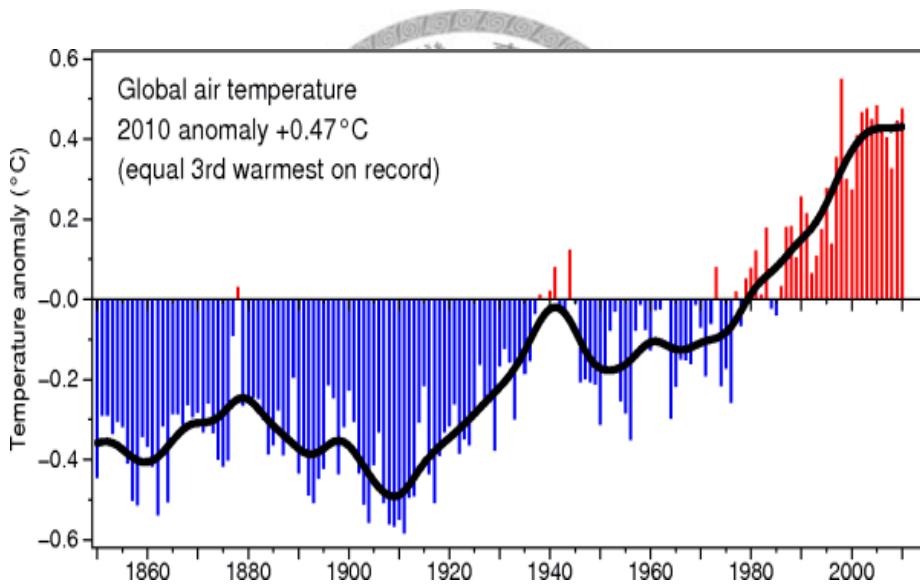


圖 2.3 1850-2010 年全球年平均溫度變化圖

(引自 : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/>)

## 2.2 Clausius-Clapeyron 方程式

Betts (1998)、Trenberth (1998)、Allen and Ingram (2002)均指出 Clausius-Clapeyron 方程式，推導如(2.1)、(2.2)與(2.3)式。其物理意義為當近地表溫度升高 1K 時，飽和蒸氣壓對初始蒸氣壓的比值將增加 7%的百分率，大氣中水氣含量增加為 1.07



倍。因此地表的水蒸氣增加，科學家可預期極端降雨量增加為 1.07 倍。Allan and Soden(2008)指出 C-C 方程式提供研究雨量變遷的理論基礎。

$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L}{RT^2} \equiv \alpha(T) \quad (2.1)$$

$$\int_{e_0}^{e_s} d \ln e = \frac{L}{R} \int_{T_1}^{T_2} \frac{dT}{T^2} \Rightarrow \ln\left(\frac{e_s}{e_0}\right) = \frac{40800}{8.314} \times -\frac{1}{T} \Big|_{287}^{288} \quad (2.2)$$

$$\ln\left(\frac{e_s}{e_0}\right) \approx 0.063 \Rightarrow \frac{e_s}{e_0} = 1.065 \approx 1.07 \quad (2.3)$$

式中  $e_s$  為飽和蒸氣壓、 $L$  為水蒸氣之潛熱、 $R$  為氣體常數、在近地表高度時， $\alpha$  約  $0.07 \text{ K}^{-1}$ 。

Emori and Brown(2005)指出大氣環流模式結果在亞熱帶區域的平均雨量強度為小幅度地改變，但是極端降雨強度的增加則由於大氣中蒸氣壓之增加所致。

Paul 等人(2009)指出此大氣中伴隨溫度增加之飽和蒸氣壓表示氣候變遷與水文循環主要改變有關。氣候是指氣象要素或天氣現象之長期平均狀態，包括溫度、雨量、風向、風速、日照時數等變數皆為氣象要素。Held 等人(2006)、Lorenz and De Weaver(2007)均指出此情形亦表示水平之水分通量增加導致降雨性之地理分布變化。Held and Soden(2006)指出對於由水平之水分通量差異所造成之洪水與乾旱強度，同樣當氣候暖化時其強度增加為可被預期的。

## 2.3 極端降雨

Wilby 等人(2008)研究過去在偵測或評估是否有氣候變遷的效應，時間序列分析法廣為採用。然而時間序列分析常受限於歷史資料年限較短的問題。為了克服此困難，Emori and Brown (2005)、Lau and Wu (2007)、Allan and Soden (2008)等人均提出極端值分布(high-tail)的方法，此法假設極端降雨改變量相較於雨量平均值的改變量來得大，使極端降雨變遷易被偵測到。

Manton 等人(2000)以降雨量機率分布的百分位數來定義極端降雨事件，其將

某地區的所有降雨歷史資料由小到大排序，取第 90、第 95、第 99 或第 99.99 百分位數定義為極端降雨事件。第 90 百分位數表示極端值的下限門檻值，雨量百分位數表示其發生頻率的大小，如(2.4)式，愈大的百分位數表示其週期愈大，頻率愈小， $x_p$  表示第  $100 \cdot p\%$  之百分位數。

$$P(X \geq x_p) = 1 - p, \quad 0 < p \leq 1 \quad (2.4)$$

Groisman 等人(1999)以各年的日降雨量超過門檻值 25.4mm/day 或 50.8mm/day 分析極端雨量；Manton 等人(2000)指出上述情形適用於氣候於空間變異度較小之區域，但單一門檻值於空間範圍廣大之區域如澳洲則不適用。Plummer 等人(1999)對整體區域使用之極端降雨指標如第 90 百分位數，但在不同測站的指標值則改變。Hennessy(1999)研究指出澳洲東北第 99 百分位數極端降雨於夏季與秋季為日雨量 100mm/day，但於澳洲南部極端降雨門檻值為 30mm/day。

Fujibe 等人(2005)以百年四小時雨量記錄，依累積雨量分為 10 個相等累積雨量的區間，累積雨量方式決定之雨量區間表示如(2.5)式， $x_{bi}$  表示第  $i$  個 10% 雨量區間的較低門檻值。

$$\int_0^{x_{bi}} x dx \bigg/ \int_0^{+\infty} x dx = 0.1(i-1), \quad i = 1, 2, \dots, 10. \quad (2.5)$$

雨量區間的訂定會因為不同的測站及分析月份而不同，例如東京 8 月份 10% 雨量區間的四小時降雨強度分別為  $<0.3\text{mm}/4\text{hr}$ ,  $3.0\text{--}5.8\text{mm}/4\text{hr}$ ,  $\dots$ ,  $\geq 61.1\text{mm}/4\text{hr}$ ；並評估日本 100 年的各個雨量區間趨勢，結果指出極端降雨在冬季增加之趨勢相較於其他季節為較低之情形，而日本北部地區的極端降雨增加趨勢較日本其他地區為低。圖 2.4 為東京地區八月份四小時降雨強度區間，其中，上圖為日本百年之八月份平均雨量，下圖為 4 小時雨量之累積雨量。

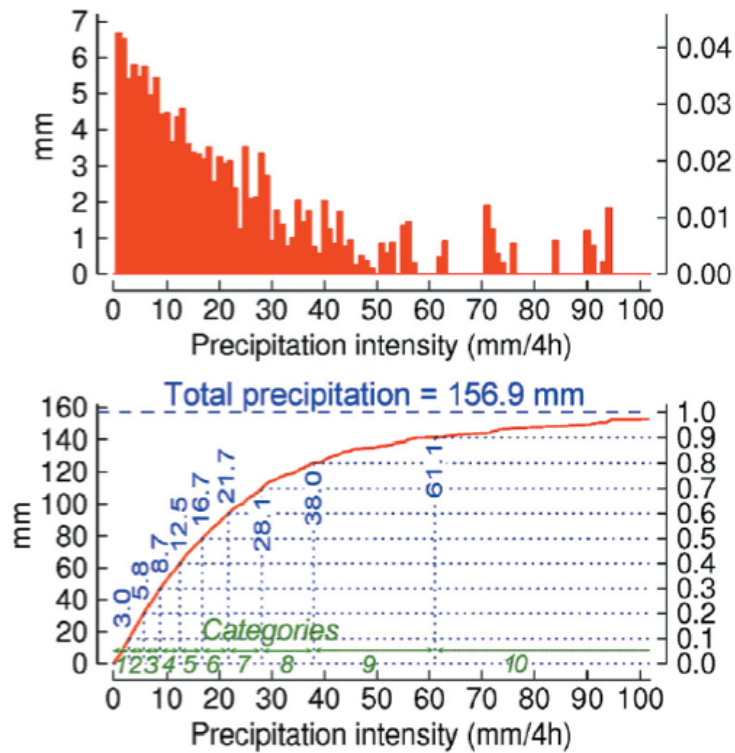


圖 2.4 東京地區八月份四小時降雨強度區間(引自:Fujibe 等人, 2005)

Lau and Wu (2007)以類似的方法偵測低緯度地區雨量的特性，結果指出極端降雨與低強度的降雨事件有增加的趨勢，而中強度降雨的事件則有減少的趨勢。

Trenberth 等人(2003)根據涵蓋海洋觀測之衛星數據分析指出，1979-2003 年間低緯度海洋地區之極端降雨顯著增加與中小降雨強度的事件逐漸減少之變化情形，全球暖化效應不僅造成降雨強度增強並廣泛發生於各地。

## 2.4 氣候變遷與極端降雨

探討極端氣候之研究主要有四個步驟：一、長時間且穩定之觀測資料，二、使用合理之統計方法建立事件極端性判定準則，三、探討極端事件之平均值變異度極端性是否隨時間有線性趨勢或週期性之變化，四、分析氣候模式之模擬結果以推估評鑑未來極端氣候之發展(盧孟明, 2010)。

研究學者著重於氣候變遷對氣候與水文變數的衝擊評估，目標變數(溫度或雨量)在時間與空間尺度的分析下，未來氣候變遷與現今氣候狀態的目標變數存在顯著的差異。一般來說，溫度的特性在時間尺度為單月以及空間尺度為幾百公里以

上的變遷差異相對更為顯著；相反地，雨量特性則較不顯著。此乃由於雨量在時間與空間的變異與暴雨事件在氣候模式模擬結果為較差的。

Allen and Ingram (2002)分析極端降雨於氣候變遷的變遷(二氧化碳濃度提高至2.7 倍)，結果指出第 90 與第 99.99 百分位數分別增加 5%與 22%。O’Gorman and Schneider (2009)評估不同氣候模式的極端降雨，指出第 99.9 百分位數極端降雨改變範圍在  $1.3\% K^{-1}$  到  $30\% K^{-1}$ 。

圖 2.5 為 O’Gorman and Schneider (2009)分析 14 種模式輸出資料，配合 SRES 溫室氣體排放情境的 A1B 情境之極端降雨於各緯度之變化。其中，藍線為 A1B 情境 1981-2000 年之極端降雨、紅線為 A1B 情境 2081-2100 年之極端降雨，黑線為全球雨量氣候研究(GPCP)1997-2006 年之極端降雨，由圖可知熱帶地區之極端降雨較其他地區來得高許多。

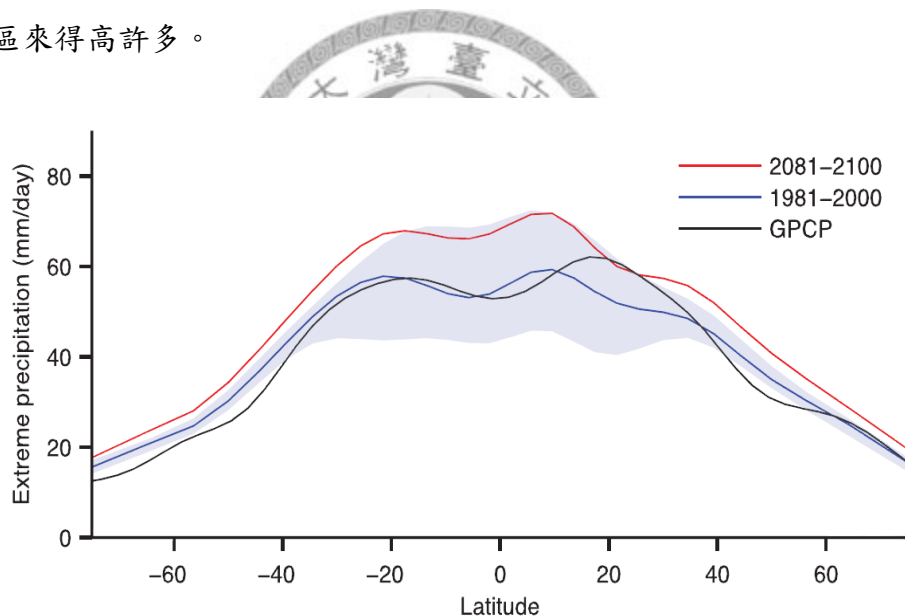


圖 2.5 SRES 之 A1B 情境之第 99.9 百分位數極端降雨於各緯度之變化

(引自：O’Gorman and Schneider, 2009)

Allan and Soden(2008)使用衛星 SSM/I 的雨量資料在熱帶地區海洋發現極端降雨與聖嬰現象的變異性有一致性。

Lenderink and van Meijgaard (2008)分析荷蘭地區的 99 年時雨量，發現極端降雨於全球平均溫度超過攝氏 12 度時為 Clausius-Clapeyron 方程式理論值之兩倍，指出短延時之極端降雨可能遠大於其推估之結果。

Liu 等人(2009)以年與年之間雨量差方法取代以往時間序列方式，分析全球降雨氣候研究(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)於 1979-2007 年之全球雨量資料，討論全球暖化時對極端降雨百分率之影響。結果指出當全球溫度每升高 1K 時，全球的極端降雨百分率約增加 95%，代表極端降雨占年總雨量的 95%，如圖 2.3；至於 30%-60% 中低強度降雨則減少約 20% K<sup>-1</sup>；全球平均降雨強度增加約 23% K<sup>-1</sup>，遠大於 Clausius-Clapeyron 方程式大氣中水氣含量增加為 1.07 倍，然而目前 17 個氣候模式系集模擬指出全球之降雨強度增加量僅約 2% K<sup>-1</sup> (Sun *et al.*, 2007)。研究指出當全球平均溫度上升 1K 之際，臺灣地區全域的極端降雨百分率將增加 140%。

圖 2.6 為 Liu 等人(2009)臺灣地區全域的  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$  對  $\Delta T$  關係圖，其中， $\Delta P$ 、 $\Delta T$  分別為 1961-2005 年任兩年極端降雨百分率與全球平均溫度差值，水平線為每組 40 個  $\Delta T$  值之範圍，垂直線為各組  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$  值之標準偏差，隨各組  $\Delta T$  的平均(圖中圓點)增加而減少。

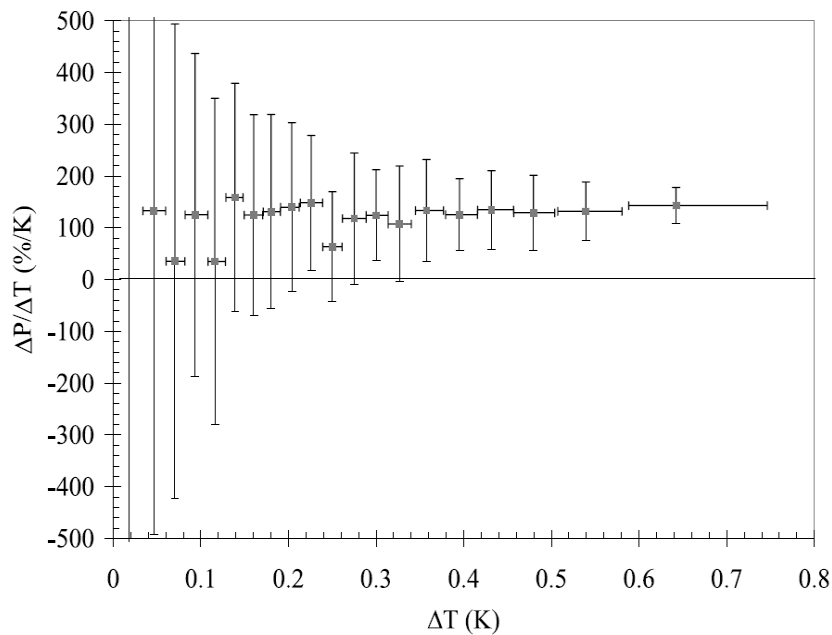


圖 2.6 臺灣地區全域之  $\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$  v.s.  $\Delta T$  (引自: Liu 等人, 2009)

## 第三章 研究方法與資料處理

### 3.1 研究區域

本研究之研究區域為臺灣地區全域，臺灣地區的地理位置與降水特性可歸納如下。臺灣位於東經 120 度-東經 122 度，北緯 22 度-北緯 25 度間，位處亞熱帶地區，北迴歸線經過臺灣本島，氣候溫暖潮濕，並為歐亞大陸板塊與菲律賓海洋板塊推擠而成，東部海岸多岩岸，多為火成岩與變質岩，西部海岸多砂岸，多屬沉積岩為主，中央山脈縱貫全島中央，其中玉山海拔高度為 3952 公尺，為全島第一高峰。

臺灣一年四季分明，降雨多延時短、降雨強度大之特性，年雨量平均約 2500 mm(經濟部水利署)，約為世界平均降雨量的 2.6 倍，但每人分配到平均降雨量卻只有世界平均的 1/7。臺灣受地理環境所限，具有降雨強度強、集流時間短的特性，落於地表上的雨水部分滲透於地表下、部份於地表形成逕流。此外因為河流短、地勢陡，降雨量大都直接奔流入海，可利用水量僅約占降雨量的 20%(經濟部水利署)，使得每人分配的可利用水量更形稀少，因此臺灣乃屬於水資源貧乏地區，水資源調配更顯困難。

另外，降雨量分布不均，約 80% 集中於 5-10 月豐水期，且大部分為颱風暴雨，當豪大雨發生時，上游山坡地區的土石挾帶著大量水分經重力作用易引發土石流，造成下游地區居民的人身財產安全問題或沿海地區的洪災問題。而極端降雨事件往往為引起災害的關鍵，如 2009 年 8 月莫拉克颱風帶來的八八水災，此為臺灣氣象史上傷亡最慘重的侵臺颱風，造成全臺 600 多人死亡，引發多處水患甚至土石流，致使甲仙鄉小林村地區遭掩埋，而且農業損失超過新台幣 164 億元。

## 3.2 研究資料

研究資料分為三部份:第一部分為臺灣各雨量站，雨量資料來源為中央氣象局專業測站。第二部份為空間尺度臺灣地區全域。第三部份為全球熱帶地區，雨量資料來源為全球雨量氣候研究(GPCP)。

### 3.2.1 臺灣各雨量站

本研究蒐集臺灣 15 個雨量站的雨量資料。記錄年限為 1961-2010 年共 50 年，時間解析度為日，雨量站數共 15 個，分別為淡水、基隆、臺北、新竹、宜蘭、臺中、花蓮、日月潭、阿里山、玉山、臺東、臺南、成功、大武、恆春站。各雨量站歷年之缺測資料，本研究皆以無下雨情形取代，將低估後續分析之結果。圖 3.1 為臺灣各雨量站地理位置，表 3.1 為臺灣各雨量站對應的資訊。

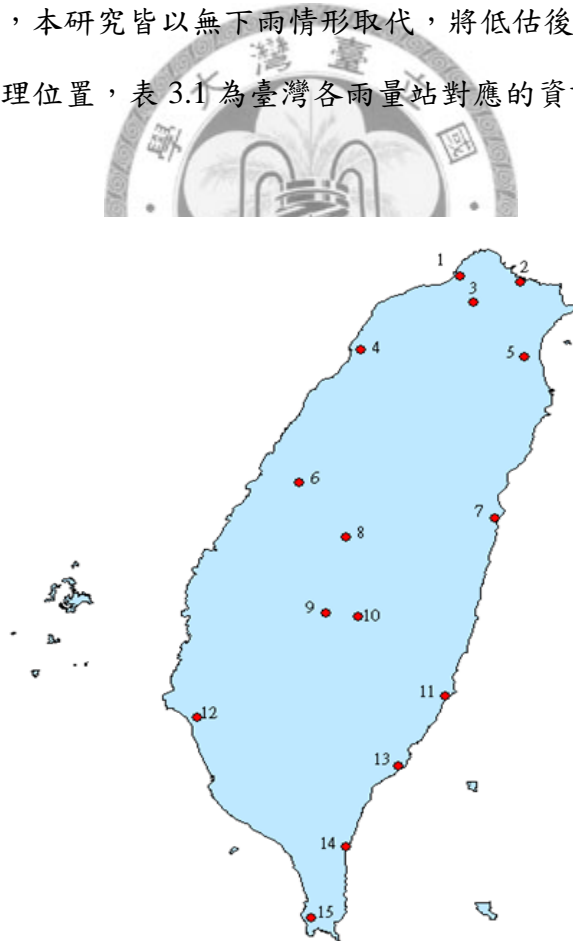


圖 3.1 臺灣 15 個雨量站地理位置。

表 3.1 各雨量站資訊

代號	測站	高程(公尺)	經度	緯度	資料年份	統計年份
1	淡水	19	121°26' 24" E	25°09' 56" N	1930-2010	81
2	基隆	26.7	121°43'55" E	25°08' 05" N	1960-2010	51
3	臺北	5.3	121°30' 24" E	25°02' 22" N	1897-2010	114
4	新竹	34	120°58' 10" E	24°48' 07" N	1960-2010	51
5	宜蘭	7.2	121°44' 52" E	24°45' 56" N	1960-2010	51
6	臺中	34	120°40' 33" E	24°08' 50" N	1954-2010	57
7	花蓮	16	121°36' 17" E	23°58' 37" N	1951-2010	60
8	日月潭	2413.4	120°53' 59" E	23°52' 58" N	1960-2010	51
9	阿里山	3844.8	120°48' 18" E	23°30' 37" N	1951-2010	60
10	玉山	1014.8	120°57' 06" E	23°29' 21" N	1960-2010	51
11	臺東	9	121°08' 47" E	22°45' 14" N	1951-2010	60
12	臺南	13.8	120°11' 49" E	22°59' 42" N	1954-2010	57
13	成功	33.5	121°21' 55" E	23°05' 57" N	1960-2010	51
14	大武	8.1	120°53' 44" E	22°21' 27" N	1960-2010	51
15	恆春	22.1	120°44' 16" E	22°00' 19" N	1960-2010	51

### 3.2.2 臺灣地區全域

臺灣地區全域的平均日雨量，為臺灣各雨量站共 15 站日雨量之算術平均，

如(3.1)式。

$$\bar{R}_{i,k} = \frac{1}{N_s} \sum_{j=1}^{N_s} R_{i,j,k}, \quad k = 1, 2, \dots, 365, i = 1, 2, \dots, 50 \quad (3.1)$$

式中  $R_{i,j,k}$  代表第  $i$  年  $j$  測站的第  $k$  日雨量， $N_s$  為雨量站總數， $\bar{R}_{i,k}$  為臺灣地區全域的各年平均日雨量。圖 3.2 為計算臺灣地區全域之各年平均日雨量示意圖，平均日雨量為各雨量站日雨量之算術平均。



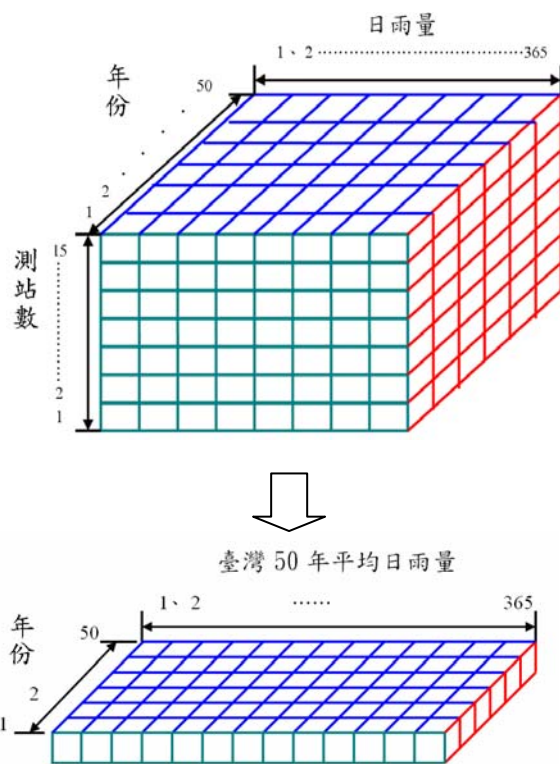


圖 3.2 臺灣地區全域各年之平均日雨量示意圖

### 3.2.3 全球熱帶區域

本研究蒐集全球雨量氣候研究計畫(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)分析全球範圍之日降雨量。全球日雨量分析數種觀測資料集，包括全球通信系統(Global Telecommunication System, GTS)測站資料與衛星觀測之光譜推估而得。日雨量模擬為三步驟之演算法，分為三個步驟；第一步為減少各資料來源之隨機誤差，衛星推估值結合了統計之最大概似法，此法推估之權重係數與其誤差之變異數呈反比關係。第二步驟為移除誤差項，為將第一步驟之推估值與雨量站資料透過 Reynolds(1988)之方法結合。第三步驟為經前兩步驟之分析調整使日降雨量(pentad analysis)與月尺度之降雨量資料分析之參數相符。

全球熱帶區域範圍為南北緯 30 度附近( $28.75^{\circ}$  S- $28.75^{\circ}$  N)，記錄年限為 1979-2007 年共 29 年，時間解析度為五日，空間解析度為 2.5 度\*2.5 度(約 250 公里乘以 250 公里)，全球熱帶區域各年的平均雨量計算如(3.2)式。

$$\bar{R}_{l,k} = \frac{1}{144 * 24} \sum_{i=1}^{144} \sum_{j=1}^{24} R_{i,j,,l,k}; k = 1, \dots, 73 . l = 1, 2, \dots, 29 \quad (3.2)$$

式中  $l$  為年數， $k$  為日數， $i$ 、 $j$  分別為空間之經度、緯度方向的網格， $\bar{R}_{l,k}$  為全球熱帶區域的各年平均日雨量。

### 3.2.4 全球平均溫度

本研究的全球平均溫度資料來源使用英國氣候研究單位(Climatic Research Unit, CRU)模擬的 1961 年至 2010 年全球平均溫度資料，如圖 3.3。2010 年及 2003 年為繼 1998 年與 2005 年之後第三溫暖的年份。模擬結合全球陸地與海域之地表溫度觀測紀錄，結果顯示最溫暖之年份為 1998 年，較基準年(1961-1990 年)高  $0.55^{\circ}\text{C}$ ，在 2001 年至 2010 年十年期間較基準年(1961-1990 年)高  $0.44^{\circ}\text{C}$ ，1991 年至 2000 年期間較基準年高  $0.24^{\circ}\text{C}$ ，兩者相差  $0.2^{\circ}\text{C}$ 。在 1998 年之後，次溫暖之九個年份皆在 2001 年至 2010 年期間，只有 2008 年並不在此期間中；儘管如此，21 世紀最冷之年份 2008 年仍是過去歷史紀錄的第十二高之年份，溫度資料與補充說明附於附錄一。

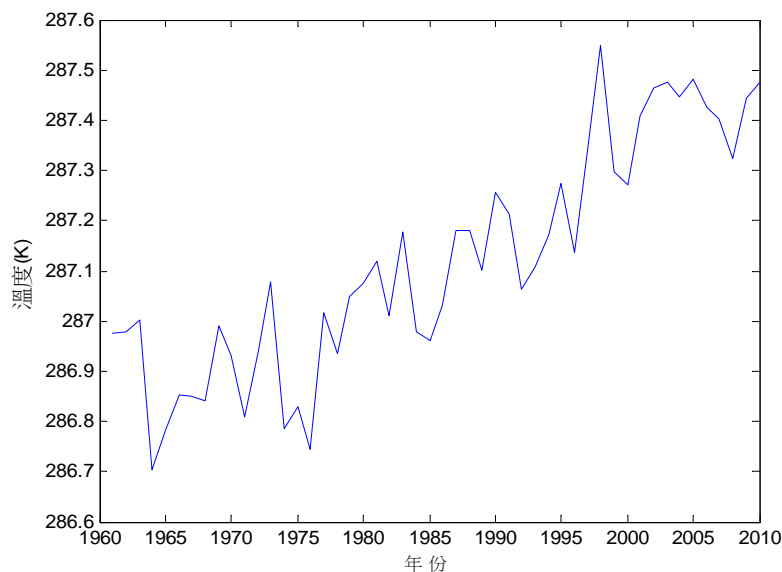


圖 3.3 1961-2010 年全球平均溫度

### 3.3 研究方法

本研究方法分為 10% 降雨區間訂定、極端降雨與極端降雨百分率定義、評估全球暖化對極端降雨百分率之影響，分別敘述如 3.3.1、3.3.2、3.3.3 節。

由第二章蒐集前人研究文獻之極端降雨定義，分別以(2.4)、(2.5)式計算空間尺度為臺灣地區全域的極端降雨，結果指出臺灣地區全域的跨年平均日雨量以雨量機率分布方式訂定之極端降雨門檻值(第 90 百分位數)僅約 17mm/day。臺灣地區全域跨年平均日雨量依累積雨量方式訂定之極端降雨門檻值(累積雨量達總雨量之 90%)約 90 mm/day，以及計算之極端降雨百分率較接近 10%。因此，本研究選擇累積雨量方式，如(2.5)式訂定 10% 降雨區間。

圖 3.4 為臺灣地區全域 1961-2010 年各年平均雨量的累積雨量占年總雨量百分率(水藍色線)與跨年平均雨量之 ECDF(紅色線)圖。其中，深藍線為臺灣地區全域 50 年跨年之雨量平均所對應的累積雨量百分率。極端降雨門檻值為累積雨量百分率為 0.9 所對應之平均日雨量，臺灣地區全域的極端降雨門檻值為 90 mm/day。

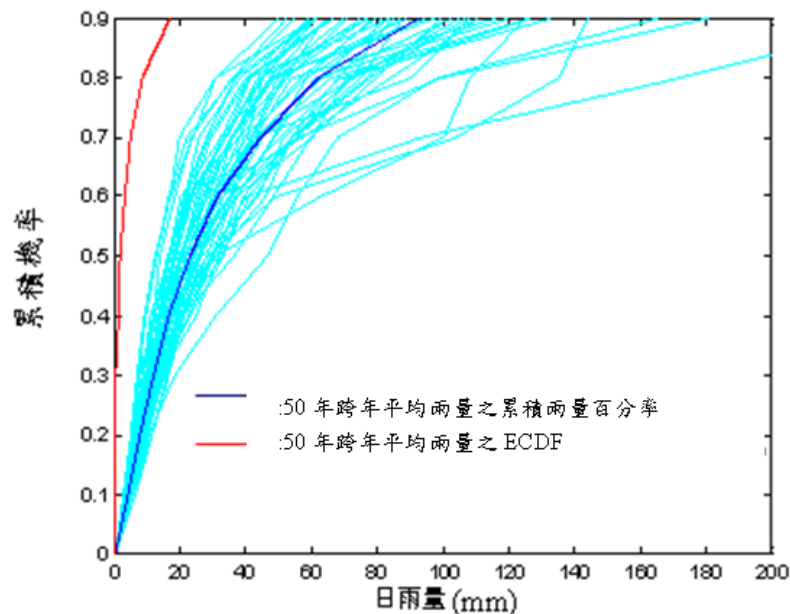


圖 3.4 臺灣地區全域 1961-2010 年各年平均雨量的累積雨量占年總雨量百分率(水藍色線)與跨年平均雨量之 ECDF(紅色線)。

### 3.3.1 10%雨量區間之訂定

本研究以累積雨量方式訂定 10%雨量區間，累積雨量表示如(3.3)式，式中  $x_{bi}$  表示第  $i$  個雨量區間之較低門檻值。

$$\int_0^{x_{bi}} x dx / \int_0^{+\infty} x dx = 0.1 \times (i - 1), i = 1, 2, \dots, 10. \quad (3.3)$$

10%雨量區間為年雨量每 10% 等分為一個區間，各區間的累積雨量為年雨量的 10%，極端降雨區間為第 10 個 10% 雨量區間。因此每年可訂定一組 10% 雨量區間，再將跨年的 10% 雨量區間界限平均後，對應之極端降雨門檻值將固定用於後續分析極端降雨與極端降雨百分率。

以臺北雨量站為例，雨量站記錄年限從 1961-2010 年共 50 年，可決定 50 組 10% 雨量區間，再平均該 50 組 10% 雨量區間為臺北站之 10% 雨量區間，此 10% 雨量區間界限將用於後續分析極端降雨百分率。

圖 3.5、圖 3.6 分別為臺灣地區全域與臺灣各雨量站訂定 10% 雨量區間示意圖。圖中，累積雨量(黃線)即為排序雨量(藍線)累加值、累積雨量百分率為雨量之累積雨量占年總雨量的百分率。

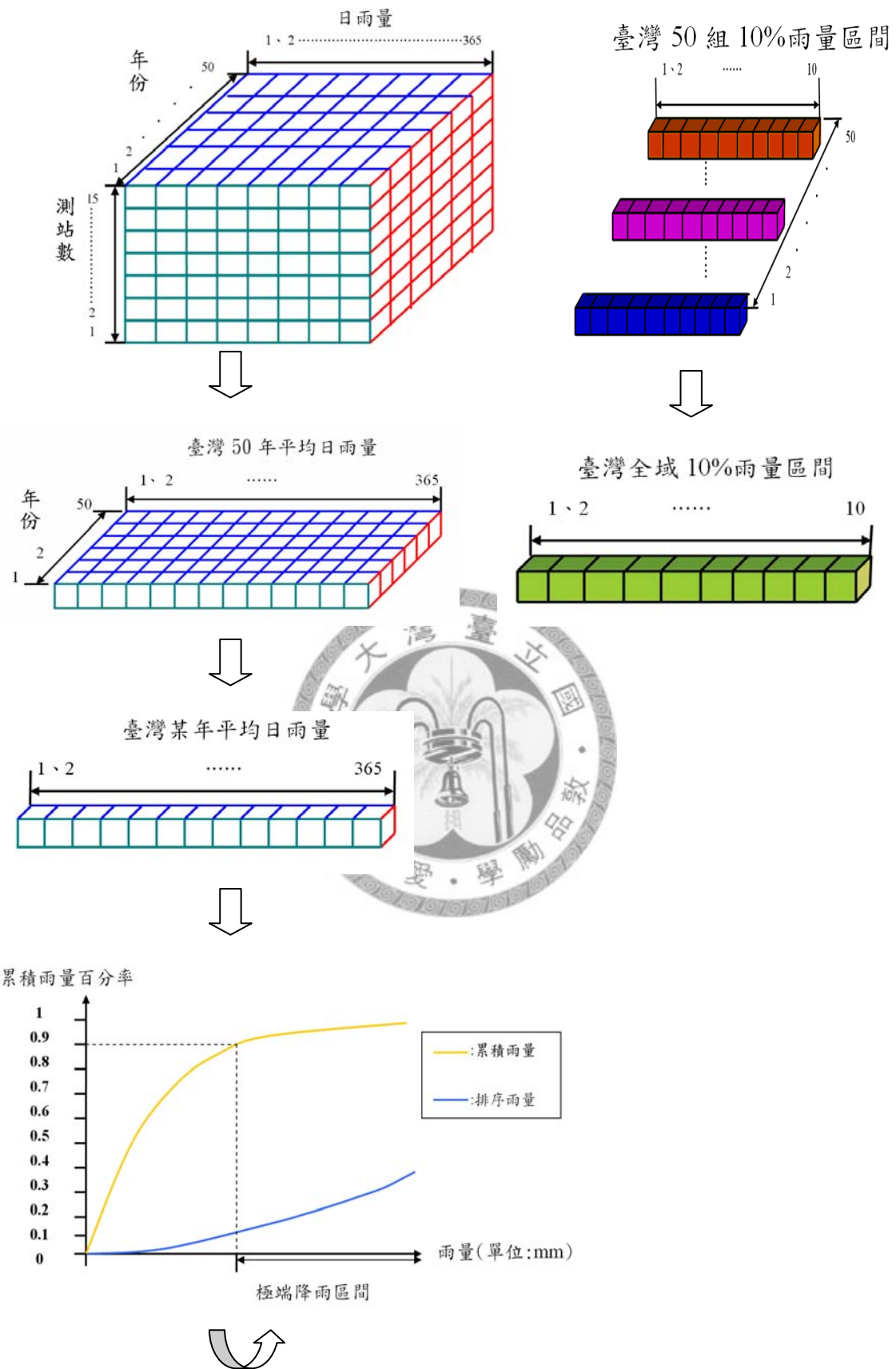


圖 3.5 臺灣地區全域訂定 10% 雨量區間示意圖

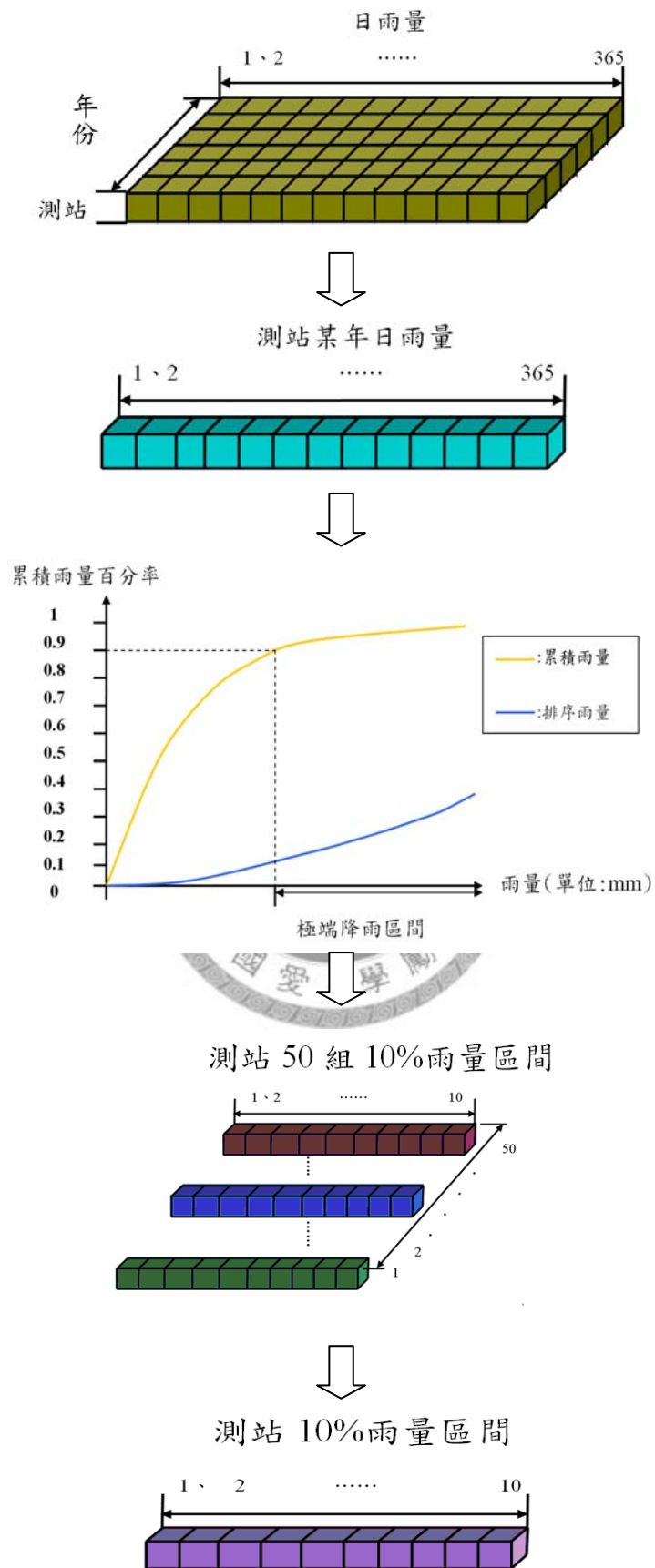


圖 3.6 各雨量站訂定 10% 雨量區間示意圖

### 3.3.2 極端降雨與極端降雨百分率之定義

本節介紹極端降雨與極端降雨百分率定義，極端降雨為日雨量大於 10% 雨量區間的第 10 個區間門檻值，該門檻值也就是極端降雨門檻值。極端降雨百分率為極端降雨的累積雨量占年總雨量的百分率，極端降雨百分率以  $p_{B10}$  (%) 表示。

由於研究欲探討全球暖化與極端降雨百分率的關係。全球平均溫度上升利用 1961-2010 年 50 年中以較後年份減去較前年份的全球溫度，為每兩年的溫度差值 ( $\Delta T$ )。此做法可使  $\Delta T$  的平均值為正值，表示溫度相對於過去年份為增加的情形。溫度資料記錄年限共 50 年可計算 1225 個差值 ( $50 \times 49 / 2$ )，如(3.4)式，式中  $i$ 、 $j$  分別代表較前年份與較後年份。

$$\Delta T(i, j) = T_j - T_i; 1961 \leq i < j \leq 2010 \quad (3.4)$$

於雨量資料 1961-2010 年各年的極端降雨百分率，將 50 年中以較後年份減去較前年份的極端降雨百分率，為每兩年之極端降雨百分率差值 ( $\Delta P$ )。因此，亦可計算 1225 個差值 ( $50 \times 49 / 2$ )，如(3.5)式，式中  $i$ 、 $j$  分別代表較前年份與較後年份。

$$\Delta P(i, j) = P_j - P_i; 1961 \leq i < j \leq 2010 \quad (3.5)$$

圖 3.7 為臺灣地區全域變數  $\Delta P$ 、 $\Delta T$  之直方圖，可知變數分布幾乎對稱且近似常態分布，各雨量站  $\Delta P$ 、 $\Delta T$  之直方圖亦為如此。因此，本研究雖無對變數  $\Delta P$ 、 $\Delta T$  進行多變量常態分布檢定， $\Delta P$ 、 $\Delta T$  的聯合機率分布為滿足雙變數常態分布的關係，細節可參考劉等人(2007)。

令隨機變數  $\Delta P$ 、 $\Delta T$  之聯合機率分布為雙變數常態分布，則  $\Delta P$  給定  $\Delta T$  之條件機率分布亦為常態分布。條件機率分布的變數期望值與標準偏差分別滿足(3.6)、(3.7)式，式中  $(\mu_{\Delta P}, \mu_{\Delta T})$  與  $(\sigma_{\Delta P}, \sigma_{\Delta T})$  分別表示變數之期望值與標準偏差， $\rho$  為兩變數之相關係數，期望值則隨  $\Delta T$  值改變、標準偏差則為常數。

$$E(\Delta P | \Delta T = t) = \mu_{\Delta P} + \rho \frac{\sigma_{\Delta P}}{\sigma_{\Delta T}} (t - \mu_{\Delta T}) \quad (3.6)$$



$$S(\Delta P | \Delta T = t) = \sigma_{\Delta P} \sqrt{1 - \rho^2} \quad (3.7)$$

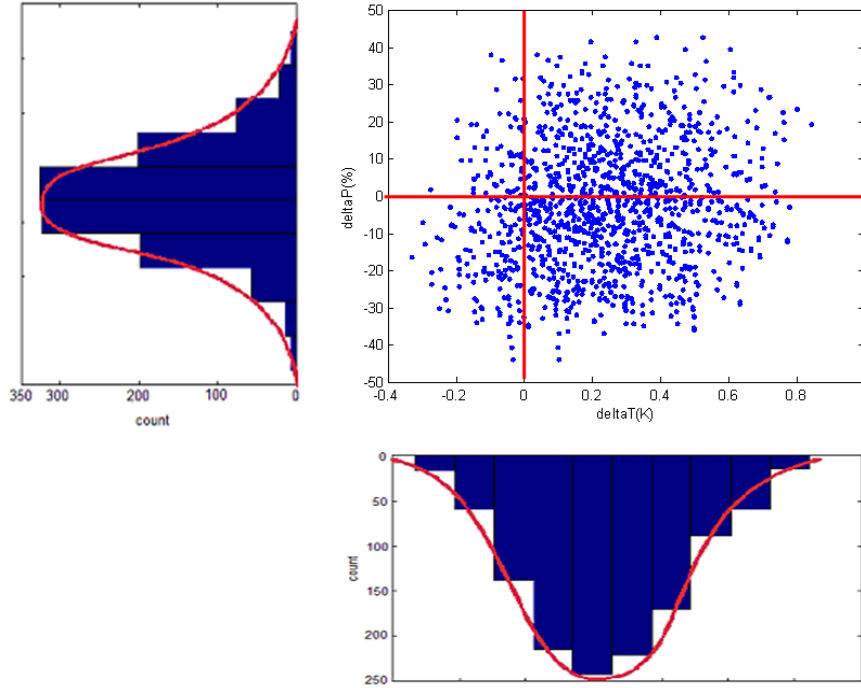


圖 3.7 臺灣地區全域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$  散布圖與其直方圖

### 3.3.3 評估全球暖化對極端降雨百分率之影響

本節介紹評估全球暖化 1K 時，對極端降雨百分率之影響，包含 Liu 等人(2009) 評估之方法與本研究為何建議以機率方式評估全球暖化對極端降雨百分率之影響。本研究以臺灣地區全域為例，依 Liu 等人(2009)介紹之方法，將 3.3.2 節之差值 $\Delta T$  與對應的 $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  由小到大排序，依相等個數取十等分，各等分的 $\Delta T$ 、 $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  數量相等，再計算各等分的 $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$ 、 $\Delta T$  之平均值與 $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  之標準偏差，以 $S\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  表示。各等分之 $S\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  於給定溫度下其關係滿足(3.8)、(3.9)與(3.10)式。而各等分之 $S\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$ 、 $\Delta T$  關係繪製如圖 3.8，由圖可知 $\Delta T$  小於 0.2 度時， $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  大幅減少。 $\Delta T$  大於 0.2 度時， $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  減少幅度降低並收斂於定值(約 17%)。研究指出 $\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  必隨 $\Delta T$



增加而減少，且各等分之  $S\left(\frac{\Delta P}{\Delta T}\right)$  於給定溫度下其關係滿足(3.8)、(3.9)與(3.10)式。

然而，Liu 等人(2009)指出當全球平均溫度增加 1K 時，臺灣地區全域的極端降雨百分率將增加 140%。極端降雨百分率應介於 0-100%，此結果為不合理以及並無考慮不確定性。

$$\text{Var}\left(\frac{\Delta p}{\Delta T} \mid \Delta T\right) \xrightarrow{\Delta T \rightarrow \infty} 0 \quad (3.8)$$

$$\text{Var}\left(\frac{\Delta p}{\Delta T} \mid \Delta T\right) = \frac{1}{(\Delta T)^2} \text{Var}(\Delta p) \xrightarrow{\Delta T \rightarrow \infty} 0 \quad (3.9)$$

$$S\left(\frac{\Delta p}{\Delta T} \mid \Delta T\right) = \frac{1}{\Delta T} S(\Delta p) \xrightarrow{\Delta T \rightarrow \infty} 0 \quad (3.10)$$

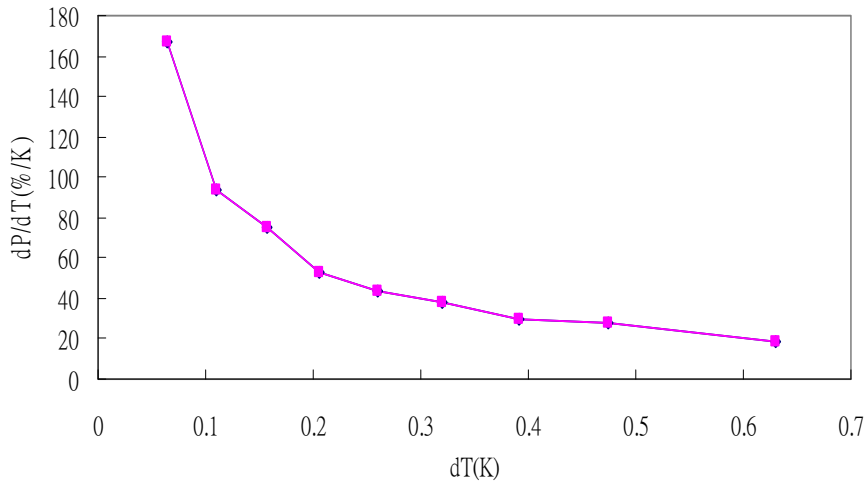


圖 3.8 各等分之  $S\left(\frac{\Delta p}{\Delta T}\right)$  對  $\Delta T$  關係

因此本研究評估全球暖化對極端降雨的影響考慮不確定性，以機率方式評估全球平均溫度升高 1K，極端降雨百分率增加為 C-C 方程式的 1.07 倍(理論值)之超越機率，超越機率表示如(3.11)式。

$$\text{Prob} \left[ p_{B10} > (1 + \alpha) * \bar{p}_{B10} \mid \Delta T = 1K \right] \equiv v_c \quad (3.11)$$

式中超越機率以  $v_c$  表示、 $p_{B10}$  為當  $\Delta T = 1K$  時的極端降雨百分率、 $\bar{p}_{B10}$  為基期(1961-2010 年)極端降雨百分率的平均、 $\bar{p}_{B10} * (1 + \alpha)$  為  $\Delta T = 1K$  時，C-C 方程式之

理論值，其中  $\alpha$  為 0.07 (Allen and Ingram, 2002; Held and Soden, 2006; Pall *et al.*, 2007)。

圖 3.9 為評估當  $\Delta T = 1\text{K}$  時，極端降雨百分率增加為 C-C 方程式的理論值之超越機率示意圖。由  $\bar{p}_{B10}$ 、 $E(\Delta P | \Delta T = 1\text{K})$  之比較可知，當  $E(\Delta P | \Delta T = 1\text{K})$  與  $\bar{p}_{B10}$  很接近時，表示極端降雨百分率之分布整個往右移，則極端降雨百分率增加至 C-C 方程式理論值 ( $\bar{p}_{B10}$  之 1.07 倍) 之超越機率增加， $v_c$  為水藍色線面積除以分布總面積。 $E(\Delta P | \Delta T = 1\text{K})$ 、 $S(\Delta P | \Delta T = 1\text{K})$  可由 (3.6)、(3.7) 式求得。

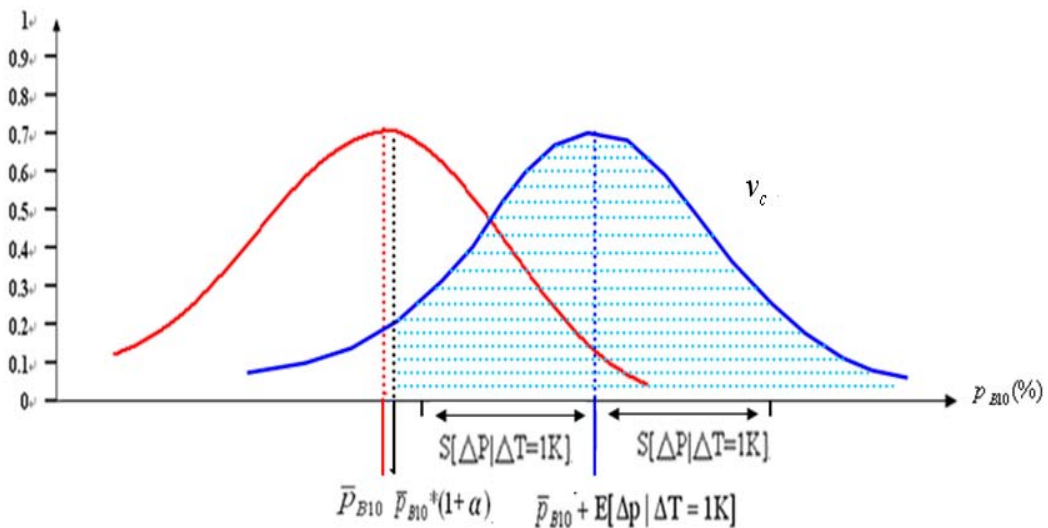


圖 3.9 評估  $\Delta T = 1\text{K}$  時，極端降雨百分率增加為 C-C 方程式理論值之超越機率  $v_c$ 。

## 第四章 分析結果

本章為本研究之分析結果與討論，結果分為雨量資料、10%雨量區間、極端降雨百分率之分析與評估全球暖化 1K 時對雨量資料之影響。

### 4.1 雨量資料

雨量資料分為臺灣地區各雨量站日雨量、臺灣地區全域與全球熱帶區域 (28.75°N-28.75°S) 的平均日雨量。分析 1961-2010 年各雨量站與臺灣全域與全球熱帶區域的平均日雨量，平均值約在 2.9-11 mm/day，其標準偏差範圍約在 15-28 mm/day。

表 4.1 分析最大日雨量，結果在基隆站之 350 mm/day 至阿里山站之 1165 mm/day 之間變動，其中臺灣地區全域為 279.64 mm/day，全球熱帶區域為 3.6mm/day。

表 4.2 分析歷年年總雨量，年總雨量為日雨量的累積雨量，結果於臺灣各雨量站與臺灣地區全域，1961-2010 年歷年臺灣各雨量站為 1600-4000 mm，臺灣地區全域約 1500-3300 mm。臺灣地區全域 50 年的年雨量平均為 2379 mm，全球熱帶區域 29 年的年雨量平均為 210 mm。

圖 4.1 -4.17 為臺灣各雨量站、臺灣全域與全球熱帶區域的歷年年雨量圖。其中，1980 年與 2003 年於臺灣各雨量站與臺灣地區全域之年雨量皆偏低，而 1991 年全球熱帶區域年雨量為歷年最少，約 199 mm。

表 4.1 臺灣地區各站、臺灣地區全域與全球熱帶區域的日雨量分析(單位:mm/day)

測站	高程(公尺)	平均值	最大值	標準偏差
淡水	19	5.8	389.5	17.6
基隆	26.7	10.0	351.3	22.2
臺北	5.3	6.2	425.2	18.0
新竹	34	4.8	397.0	16.9
宜蘭	7.2	7.6	460.5	21.6
臺中	34	4.6	476.9	17.7
花蓮	16	5.9	428.5	21.7
日月潭	2413.4	6.5	471.5	21.1
阿里山	3844.8	10.9	1165.5	41.2
玉山	1014.8	8.5	709.2	27.7
臺東	9	4.9	484.0	20.2
臺南	13.8	4.5	523.5	19.4
成功	33.5	6.0	591.0	22.4
大武	8.1	6.4	808.5	23.8
恆春	22.1	5.4	430.5	21.2
臺灣	---	6.5	279.6	14.5
全球熱帶區域	---	2.9	3.6	0.2

表 4.2 臺灣各站、臺灣地區全域與全球熱帶區域的年總雨量分析(單位:mm)

測站	最大年雨量	最小年雨量	平均年雨量
淡水	3313	967	2114
基隆	5438	1944	3638
臺北	4405	1193	2258
新竹	2428	878	1749
宜蘭	4945	1413	2756
臺中	2575	931	1685
花蓮	3558	989	2149
日月潭	3851	1456	2356
阿里山	5887	2197	3966
玉山	4697	1703	3094
臺東	3202	818	1803
臺南	3149	531	1613
成功	3324	1037	2195
大武	3846	1073	2325
恆春	3440	755	1983
臺灣	3278	1529	2379
全球熱帶區域	217	200	210

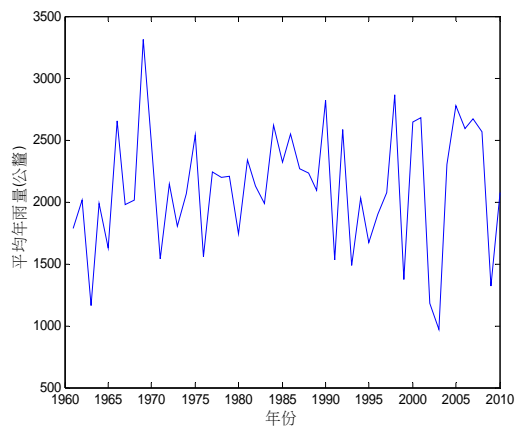


圖 4.1 淡水歷年年雨量

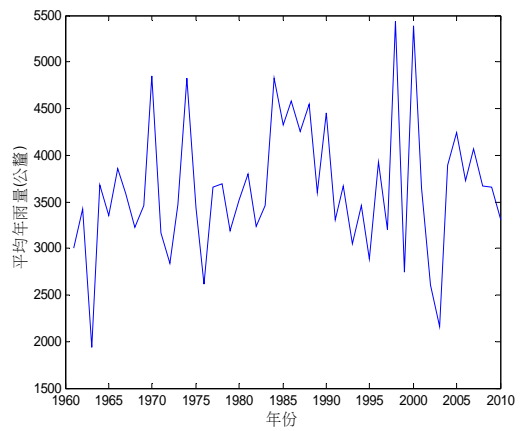


圖 4.2 基隆歷年年雨量

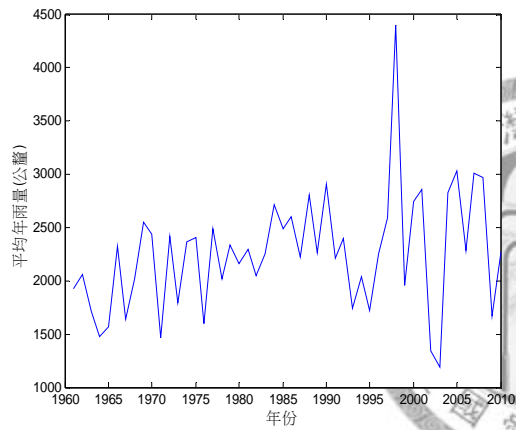


圖 4.3 臺北歷年年雨量

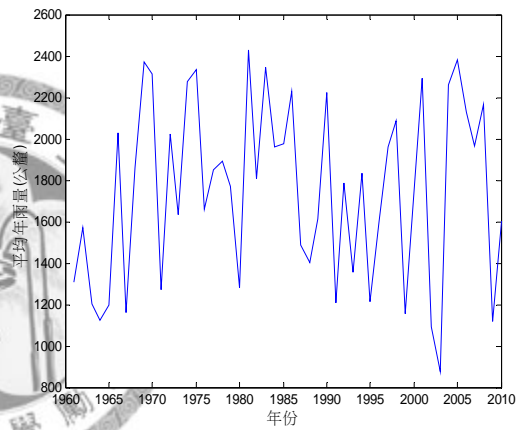


圖 4.4 新竹歷年年雨量

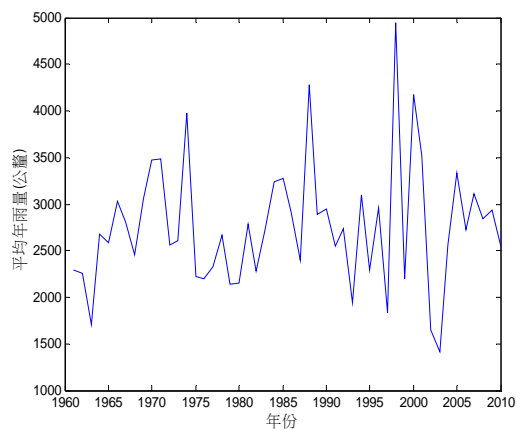


圖 4.5 宜蘭歷年年雨量

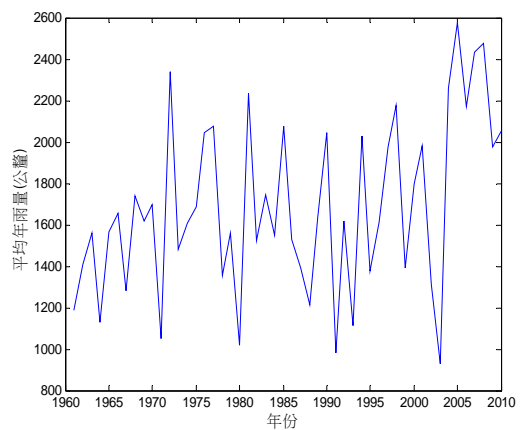


圖 4.6 臺中歷年年雨量

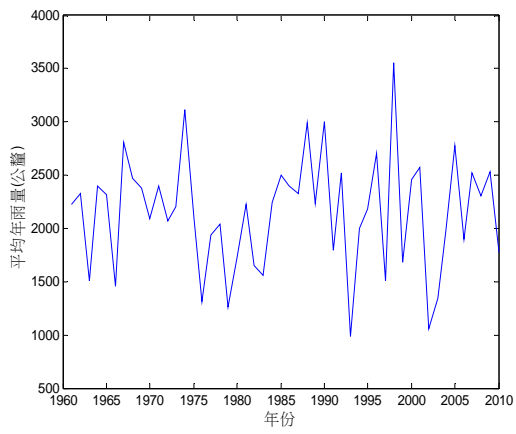


圖 4.7 花蓮歷年年雨量

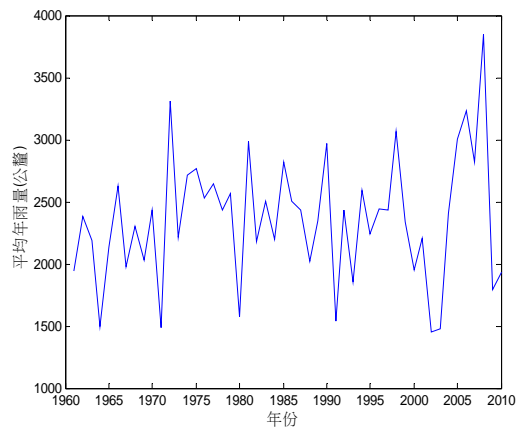


圖 4.8 日月潭歷年年雨量

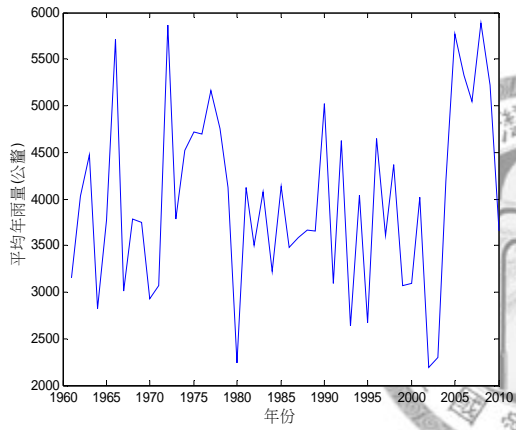


圖 4.9 阿里山歷年年雨量

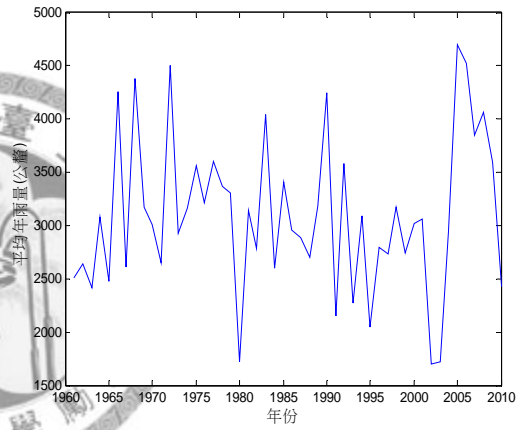


圖 4.10 玉山歷年年雨量

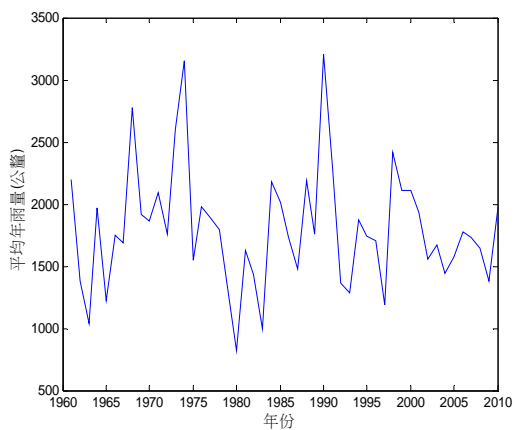


圖 4.11 臺東歷年年雨量

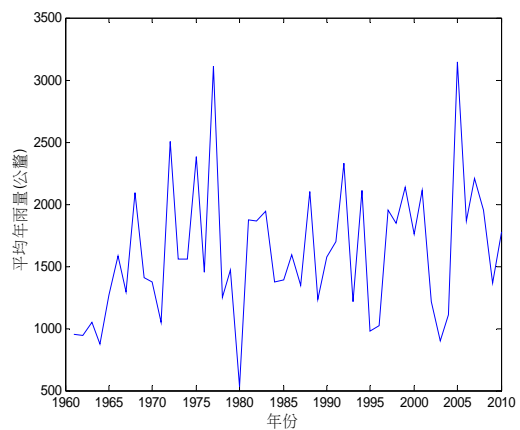


圖 4.12 臺南歷年年雨量

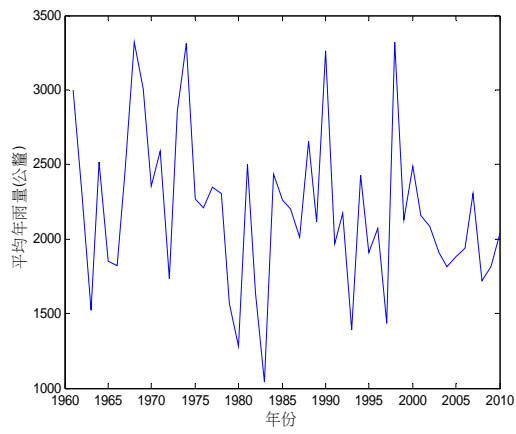


圖 4.13 成功歷年年雨量

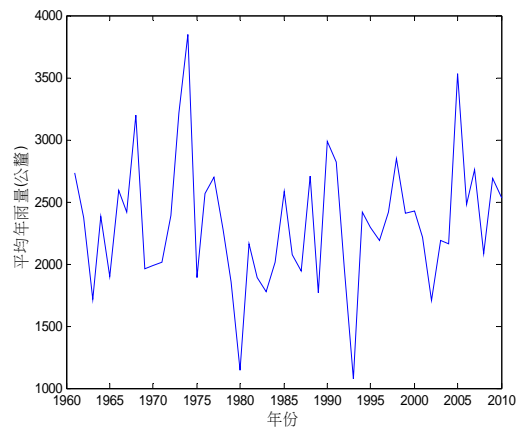


圖 4.14 大武歷年年雨量

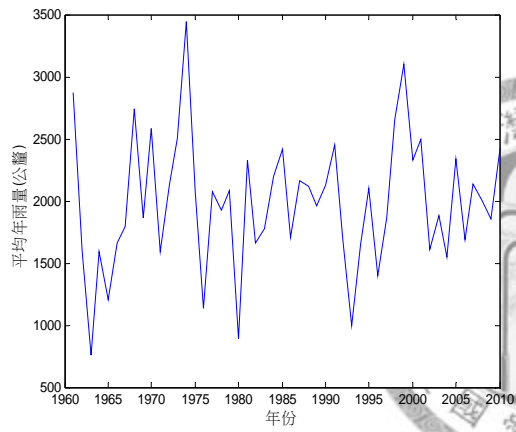


圖 4.15 恆春歷年年雨量

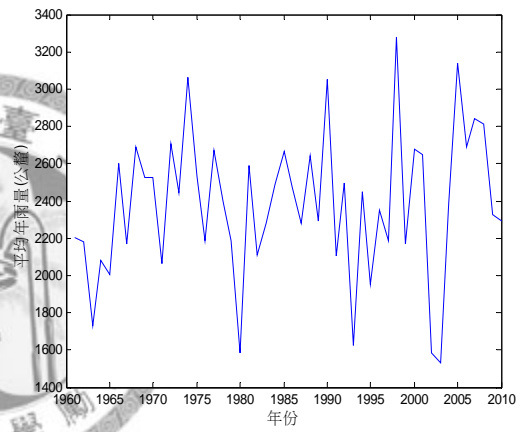


圖 4.16 臺灣全域歷年年雨量

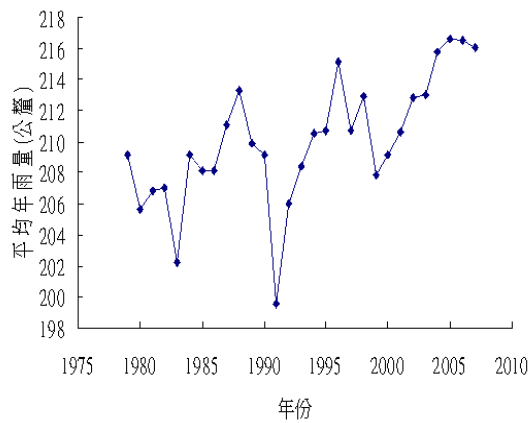


圖 4.17 全球熱帶區域歷年年雨量



## 4.2 10%雨量區間

依第 3.3.1 節介紹之 10%雨量區間訂定，雨量資料以臺北站為例，臺北站 10%雨量區間界限為臺北站 50 年跨年之 10%雨量區間界限之平均。

研究分析臺灣地區各雨量站、臺灣地區全域與全球熱帶區域之 10%雨量區間，10%雨量區間界限如表 4.3 所示。其中，極端降雨門檻值依第 3.3.2 節定義為 10%雨量區間之第十個區間較低門檻值。

10%雨量區間界限結果於累積雨量愈大時(第 1 個區間至第 10 個區間)，門檻值變動愈大。研究推論由於降雨事件強度愈強，事件發生頻率愈低。

分析極端降雨門檻值於臺北站為 125 mm/day，於阿里山站為 368 mm/day，臺灣地區全域的極端降雨門檻值約 93 mm/day，全球熱帶區域的極端降雨門檻值約 3 mm/day。臺灣地區全域之極端降雨門檻值較各雨量站偏低，研究推論為當空間尺度為臺灣地區全域之平均日雨量，氣候變異較各雨量站小，因此訂定之極端降雨門檻值偏低。

阿里山站因為位於山地，雨量本屬偏多，訂定的極端降雨門檻值較各雨量站偏高，表示阿里山地區單日降雨大於 368 mm/day 才為極端降雨。臺北站的極端降雨門檻值為 125 mm/day，與中央氣象局的豪雨事件門檻值為 130 mm/day 相當接近，本研究訂定之 10%雨量區間界限滿足不同地區具有不同極端降雨門檻值的特性。

表 4.3 測站、臺灣全域與全球熱帶區域的 10%雨量區間界限(單位:mm/day)

區間	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
淡水	0-7.39	7.39-13.61	13.61-19.38	19.38-26.84	26.84-35.53	35.53-45.76	45.76-60	60-87.29	87.29-132.05	>132.05
基隆	0-10.53	10.53-18.35	18.35-25.66	25.66-32.72	32.72-41.93	41.93-52.65	52.65-65.54	65.54-84.37	84.37-126.34	>126.34
臺北	0-7.87	7.87-14.48	14.48-21.58	21.58-28.93	28.93-38.86	38.86-49.58	49.58-62.88	62.88-87.53	87.53-125.03	>125.03
新竹	0-7.99	7.99-14.90	14.90-22.35	22.35-30.57	30.57-41.14	41.14-54.45	54.45-72.64	72.64-97.09	97.09-135.34	>135.34
宜蘭	0-7.62	7.62-13.96	13.96-21.35	21.35-29.63	29.63-39.82	39.82-54.54	54.54-77.49	77.49-106.37	106.37-159.07	>159.07
臺中	0-8.96	8.96-16.78	16.78-25.05	25.05-35.21	35.21-48.72	48.72-61.16	61.16-83.93	83.93-108.53	108.53-151.16	>151.16
花蓮	0-6.66	6.66-13.84	13.84-22.41	22.41-34.89	34.89-52.24	52.24-73.18	73.18-95.79	95.79-133.88	133.88-190.30	>190.30
日月	0-8.53	8.53-15.84	15.84-23.50	23.50-31.72	31.72-41.85	41.85-58.06	58.06-81.05	81.05-117.61	117.61-167.58	>167.58
阿里	0-12.50	12.50-22.50	22.50-33.63	33.63-50.52	50.52-83.83	83.83-130.78	130.78-174.37	174.37-250.27	250.27-368.29	>368.29
玉山	0-9.85	9.85-17.84	17.84-28.60	28.60-41.56	41.56-64.01	64.01-86.84	86.84-118.94	118.94-154.62	154.62-209.59	>209.59
臺東	0-7.46	7.46-15.73	15.73-25.50	25.50-39.84	39.84-55.23	55.23-74.74	74.74-101.10	101.10-129.94	129.94-186.19	>186.19
臺南	0-10.65	10.65-19.75	19.75-31.95	31.95-47.18	47.18-63.03	63.03-81.22	81.22-106.34	106.34-132.21	132.21-165.33	>165.33
成功	0-6.37	6.37-13.18	13.18-21.75	21.75-33.85	33.85-51.13	51.13-75.15	75.15-100.75	100.75-142.79	142.79-196.08	>196.08
大武	0-8.28	8.28-18.15	18.15-30.34	30.34-45.96	45.96-60.57	60.57-82.59	82.59-115.02	115.02-145.90	145.90-194.38	>194.38
恆春	0-9.84	9.84-19.18	19.18-31.49	31.49-42.79	42.79-57.17	57.17-74.77	74.77-99.87	99.87-135.23	135.23-177.13	>177.13
臺灣	0-3.94	3.94-7.48	7.48-11.53	11.53-16.40	16.40-22.96	22.96-31.25	31.25-44.33	44.33-61.97	61.97-92.57	>92.57
全球	0-2.67	2.67-2.74	2.74-2.79	2.79-2.84	2.84-2.88	2.88-2.92	2.92-2.97	2.97-3.03	3.03-3.11	>3.11

### 4.3 極端降雨百分率

依第 3.3.2 節介紹，極端降雨百分率為極端降雨占年雨量之百分率。極端降雨為大於極端降雨門檻值之降雨，門檻值為雨量資料跨年的極端降雨門檻值平均。以臺北站為例，門檻值為 125 mm/day，臺北站記錄 1980 年單日降雨量如未達 125 mm/day，則 1980 年臺北站之極端降百分率為零。

表 4.4 分析臺灣地區各站、臺灣地區全域與全球熱帶區域之極端降雨百分率  $p_{B10}$  (%) 分析。其中，各雨量站的最大極端降雨百分率範圍為 26-53%，於臺灣地區全域極端降雨百分率最大值出現在 2004 年的 35%。全球熱帶區域極端降雨百分率最大值約 24%。

分析臺灣地區各雨量站極端降雨百分率之平均  $\bar{p}_{B10}$  (%)，範圍為 9.51-13.65%。其中，臺灣地區全域極端降雨百分率之平均為 11.24%，全球熱帶區域極端降雨百分率之平均為 10.94%，皆相當接近 10%。

圖 4.18-4.34 為雨量資料歷年極端降雨百分率線性趨勢圖。其中，各雨量站歷年極端降雨百分率趨勢於新竹與成功兩站為減少之趨勢，宜蘭站的趨勢幾乎不變之外，其餘各雨量站呈增加之趨勢。臺灣地區全域之歷年極端降雨百分率趨勢亦為增加之情形。全球熱帶區域歷年極端降雨百分率為明顯地遞增的趨勢，增加的趨勢更為明顯。表 4.5 為雨量資料歷年極端降雨百分率線性趨勢分析結果，臺灣地區全域明顯地增加， $R^2$  約 0.09。全球熱帶區域之  $R^2$  約 0.17，代表極端降雨百分率整體有增加之情形。

表 4.4 臺灣地區各站、臺灣地區全域與全球熱帶區域的極端降雨百分率(單位:%)

測站	最大極端降雨百分率	最小極端降雨百分率	極端降雨百分率之平均
淡水	34.31	0	10.4
基隆	26.21	0	9.51
臺北	29.16	0	9.87
新竹	40.89	0	11.56
宜蘭	34.07	0	10.53
臺中	41.95	0	12.97
花蓮	33.78	0	12.14
日月潭	45.38	0	10.95
阿里山	52.6	0	12.79
玉山	53.32	0	12.42
臺東	35.17	0	12.33
臺南	43.95	0	13.65
成功	42.78	0	11.79
大武	49.09	0	11.18
恆春	39.14	0	11.72
臺灣	34.87	0	11.24
全球熱帶	23.87	0	10.94

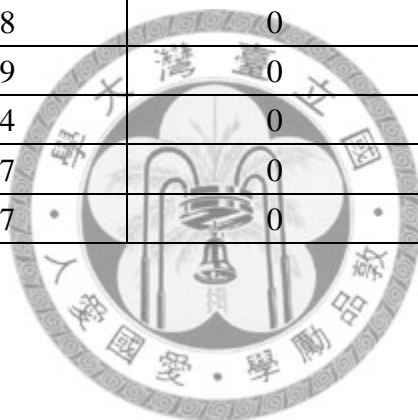


表 4.5 臺灣地區各站、臺灣全域與全球熱帶區域極端降雨百分率趨勢之迴歸分析

極端降雨百分率	p=a + b x , p:極端降雨百分率 x:年份(1961 年時 x=1)		
	a	b	R <sup>2</sup>
淡水	7.5	0.0902	0.0193
基隆	5.5	0.1204	0.0752
臺北	8.0	0.0241	0.0016
新竹	13.5	-0.0458	0.0047
宜蘭	14.0	-0.0024	0.00001
臺中	14.0	0.0447	0.0025
花蓮	15.0	0.1798	0.039
日月潭	11.5	0.116	0.0169
阿里山	26.5	0.2165	0.0461
玉山	15.5	0.2763	0.082
臺東	20.0	0.0975	0.0131
臺南	17.5	0.1245	0.0191
成功	25.0	-0.1361	0.0273
大武	13.0	0.273	0.0877
恆春	13.0	0.2231	0.0675
臺灣	6.0	0.1731	0.0883
全球熱帶	5.5	0.2871	0.168

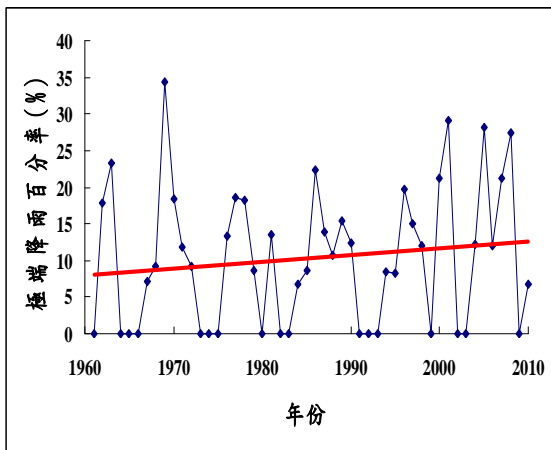


圖 4.18 淡水歷年極端降雨百分率趨勢

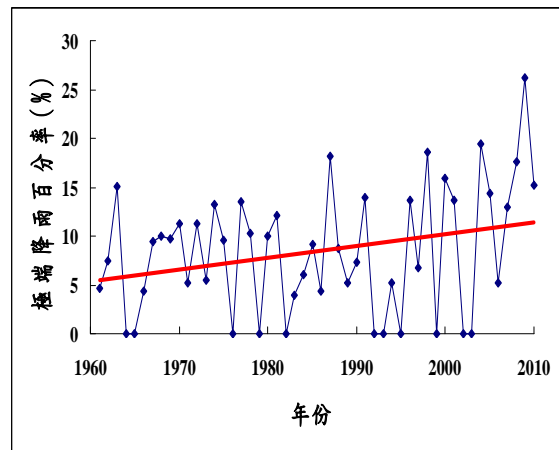


圖 4.19 基隆歷年極端降雨百分率趨勢

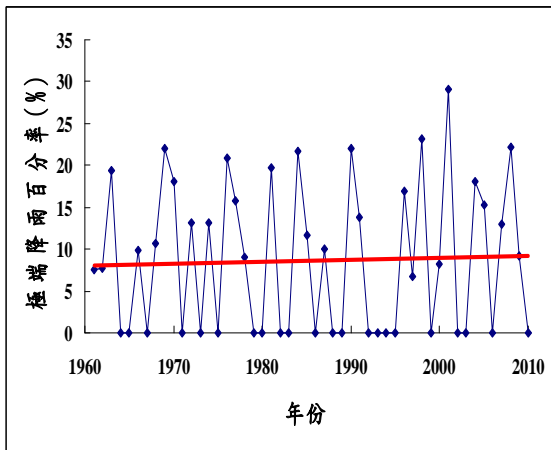


圖 4.20 臺北歷年極端降雨百分率趨勢

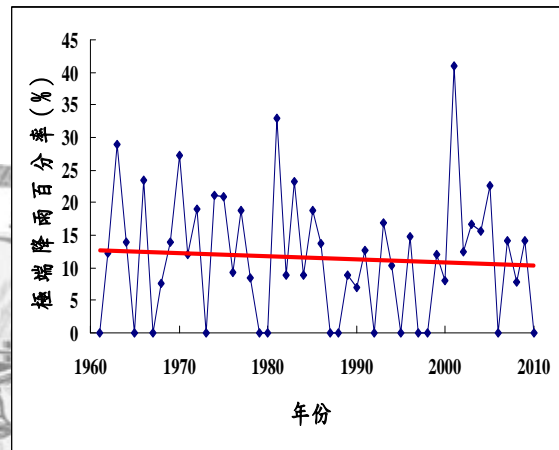


圖 4.21 新竹歷年極端降雨百分率趨勢

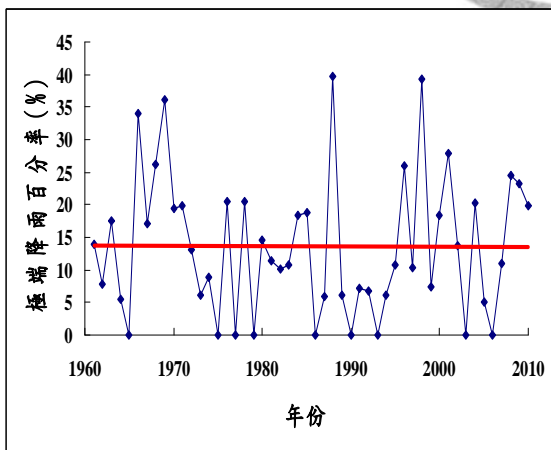


圖 4.22 宜蘭歷年極端降雨百分率趨勢

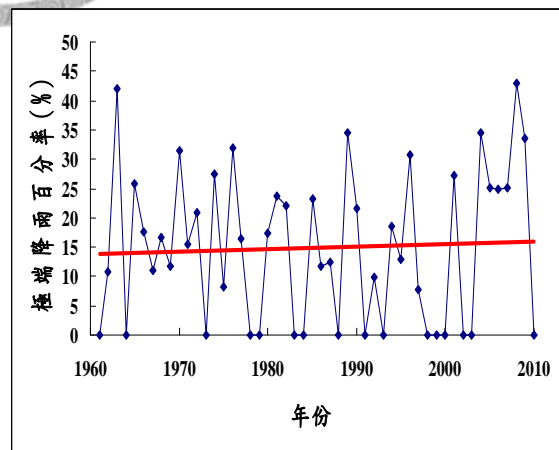


圖 4.23 臺中歷年極端降雨百分率趨勢

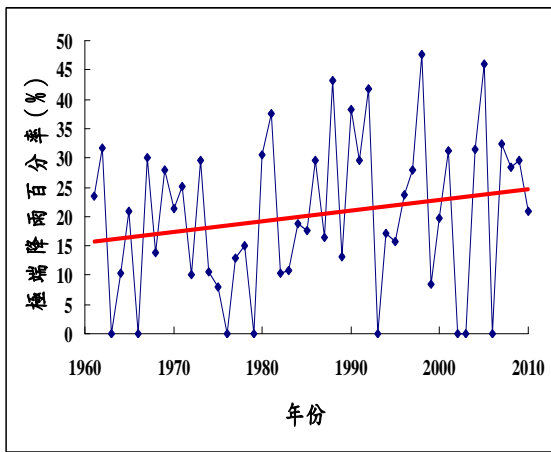


圖 4.24 花蓮歷年極端降雨百分率趨勢

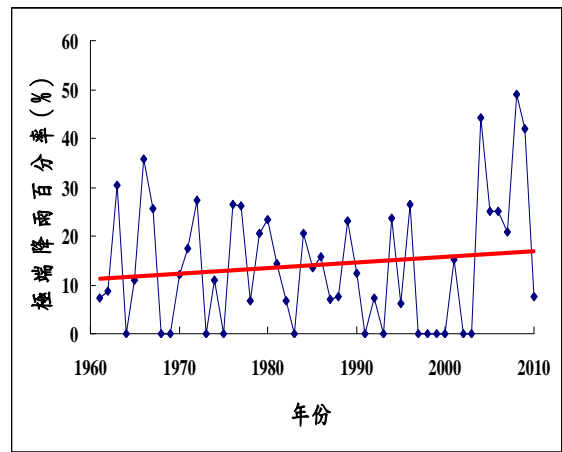


圖 4.25 日月潭歷年極端降雨百分率趨勢

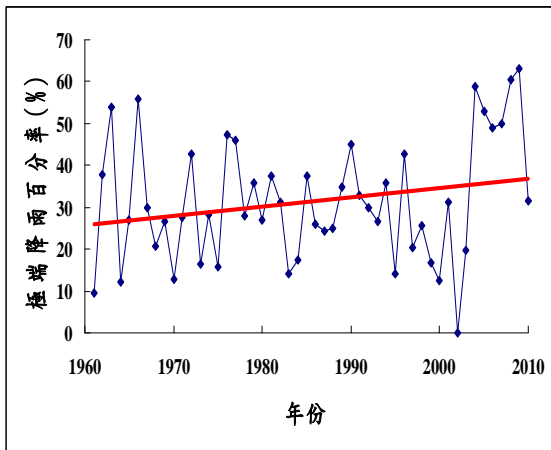


圖 4.26 阿里山歷年極端降雨百分率趨勢

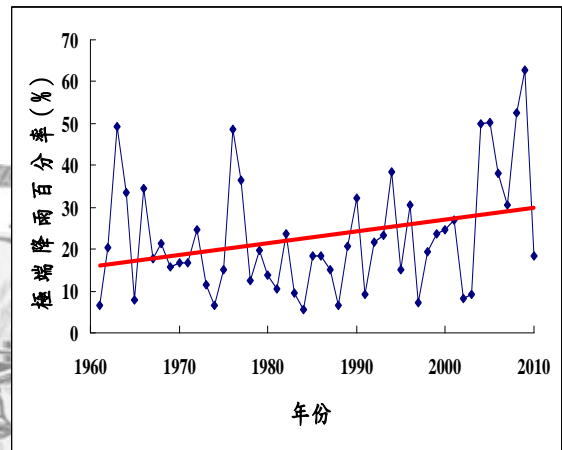


圖 4.27 玉山歷年極端降雨百分率趨勢

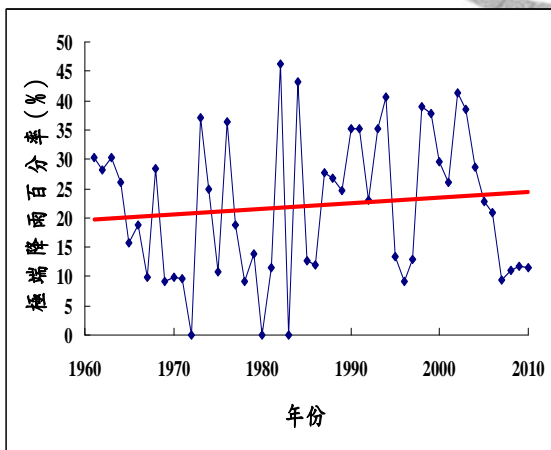


圖 4.28 臺東歷年極端降雨百分率趨勢

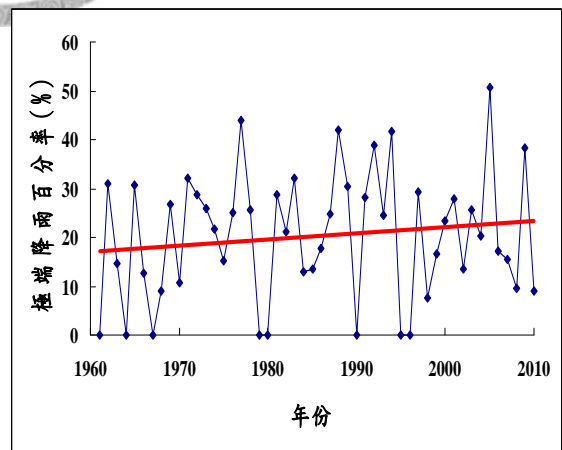


圖 4.29 臺南歷年極端降雨百分率趨勢

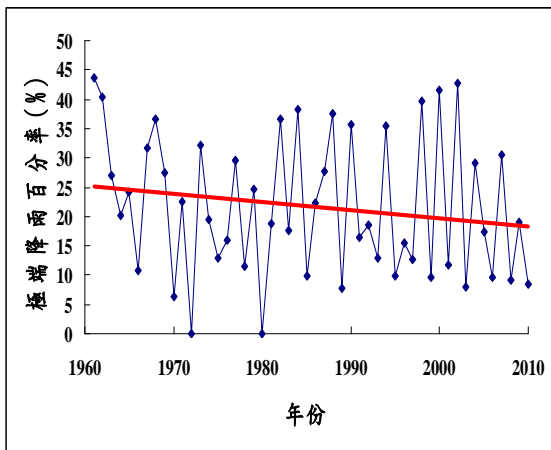


圖 4.30 成功歷年極端降雨百分率趨勢

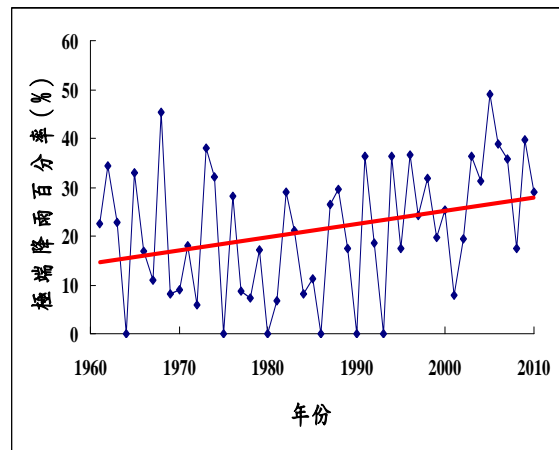


圖 4.31 大武歷年極端降雨百分率趨勢

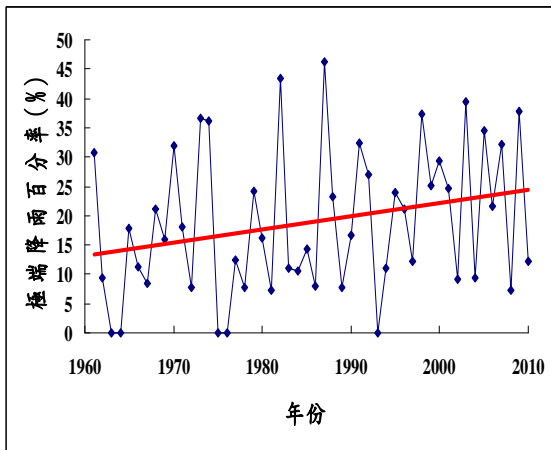


圖 4.32 恆春歷年極端降雨百分率趨勢

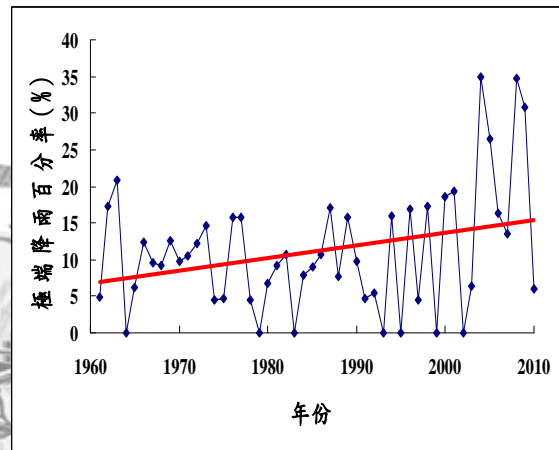


圖 4.33 臺灣歷年極端降雨百分率趨勢

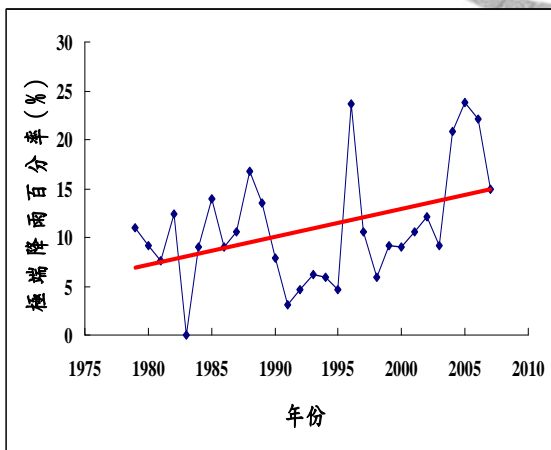


圖 4.34 全球歷年極端降雨百分率趨勢



## 4.4 評估全球暖化 1K 對極端降雨百分率影響

依第 3.3.2 節介紹全球平均溫度上升與極端降百分率之關係，將 $\Delta P$ 、 $\Delta T$ 繪製散布圖如圖 4.35、4.36。分別為臺灣全域與全球熱帶區域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$ 散布圖，相關係數為 0.214 與 0.012。本研究以雙變數常態分布描述 $\Delta P$ 、 $\Delta T$ 並以機率方式評估全球暖化對極端降百分率之影響。

依第 3.3.3 節介紹評估當全球平均溫度增加 1K 時，極端降雨百分率增加為 C-C 方程式的 1.07 倍之超越機率  $v_c$ 。臺灣各站、臺灣地區全域與全球熱帶區域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$  參數分析與超越機率  $v_c$  如表 4.6，表中紅字之超越機率為大於 0.8 之結果。研究推論這些雨量站或地區，需特別注意氣候變遷對極端降雨百分率之影響，以提供決策者於水資源調適策略之依據。

研究結果指出當全球平均溫度增加 1K，雨量站於宜蘭、臺中、日月潭與成功站之極端降雨百分率增加為 C-C 方程式的 1.07 倍之超越機率約為 0.5。新竹站為最低的 0.43；其餘各站則有可能超越 C-C 方程式之理論值，最高的超越機率出現在基隆站，高達 0.87。

評估臺灣地區全域結果為很有可能超越 C-C 方程式之理論值，超越機率為 0.82。評估全球熱帶區域結果指出其超越機率約 0.6，表示臺灣地區受氣候變遷的影響較為劇烈。

本研究考慮不確定性並以機率方式評估全球暖化 1K 時，對臺灣地區極端降雨百分率的影響，提供決策者因應未來氣候變遷制定調適策略與衝擊評估之依據。

圖 4.37 為全球平均溫度增加 1K 時，各雨量站的極端降雨百分率變化的期望值  $E(\Delta P | \Delta T = 1K)$ ，如表 4.7。由圖 4.38 可知臺灣由北到南除了中部地區外，極端降雨百分率可預期為增加之情形，而造成此現象可能與臺灣很大一部分的雨量為颱風事件所造成有關，侵臺颱風的路徑多由臺灣東面的太平洋登陸。

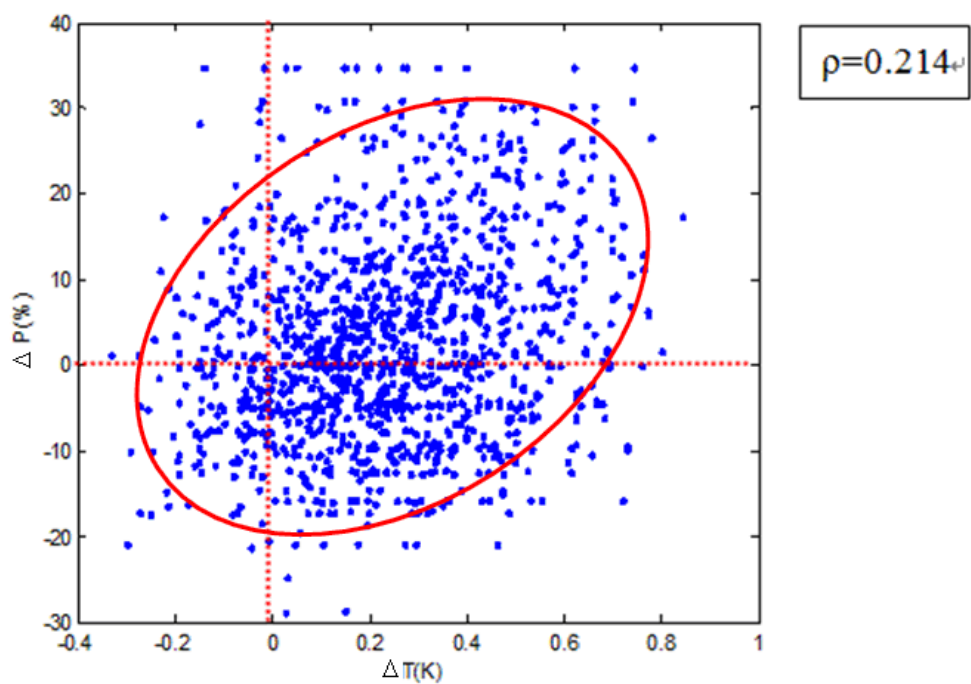


圖 4.35 臺灣全域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$  散布圖

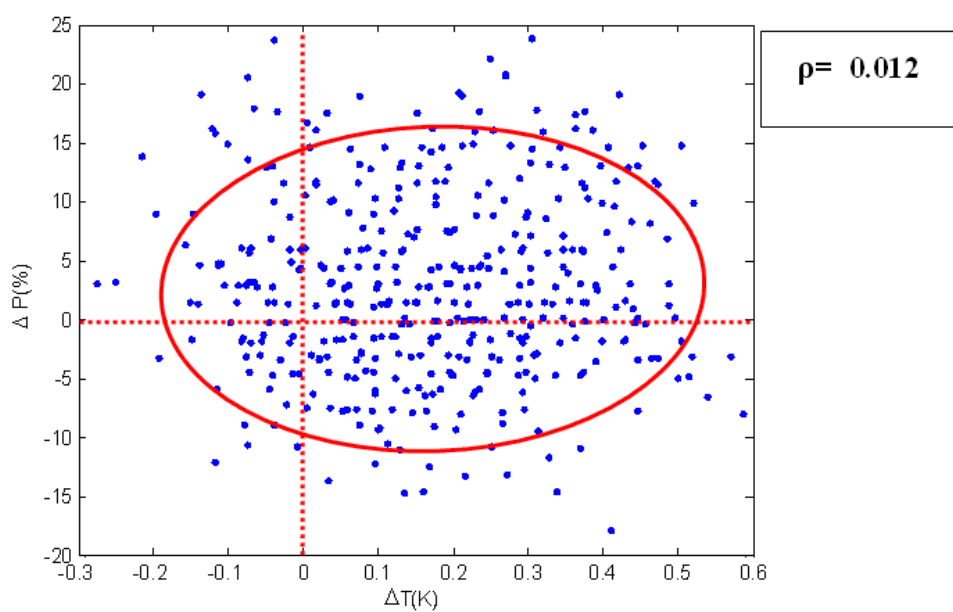


圖 4.36 全球熱帶區域的 $\Delta P$ 、 $\Delta T$  散布圖

表 4.6 臺灣各站、臺灣全域與全球熱帶區域的參數分析與評估

測站	$\mu_{\Delta p}$ (%)	$\sigma_{\Delta p}$ (%)	$\rho$	$\bar{p}_{B10}$ (%)	$E(\Delta P   \Delta T = 1)$ (%)	$S(\Delta P   \Delta T = 1)$ (%)	$v_c$
淡水	1.71	13.35	0.15	10.40	8.76	13.19	0.71
基隆	2.38	9.56	0.26	9.51	10.80	9.24	0.87
臺北	0.59	13.37	0.15	9.87	7.51	13.21	0.68
新竹	-0.78	13.82	-0.03	11.56	-2.16	13.81	0.43
宜蘭	-0.72	13.17	0.07	10.53	2.60	13.13	0.55
臺中	1.71	18.15	0.00	12.97	1.60	18.15	0.51
花蓮	2.66	14.94	0.23	12.14	14.42	14.54	0.82
日月潭	1.83	17.29	-0.03	10.95	0.32	17.28	0.49
阿里山	3.76	18.61	0.07	12.79	8.47	18.56	0.64
玉山	4.28	18.68	0.09	12.42	9.89	18.61	0.67
臺東	2.10	15.67	0.10	12.33	7.35	15.60	0.64
臺南	1.93	17.07	0.08	13.65	6.37	17.02	0.61
成功	-2.64	17.07	0.10	11.79	3.49	16.98	0.55
大武	1.99	18.24	0.26	11.18	18.06	17.64	0.83
恆春	2.99	16.18	0.22	11.72	15.48	15.77	0.82
臺灣	2.94	11.65	0.21	11.24	11.54	11.37	0.82
全球	2.87	7.94	0.012	10.94	3.33	7.94	0.61

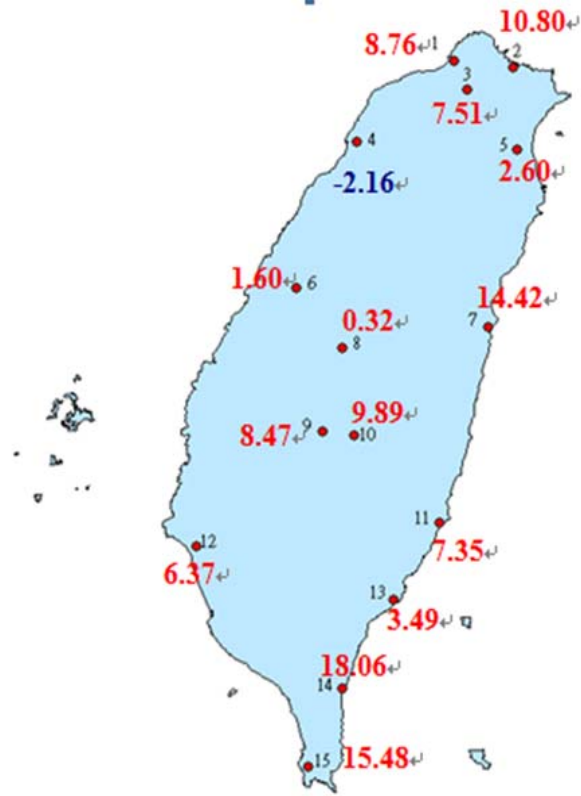


圖 4.37 全球平均溫度增加 1K 時各站的極端降雨百分率之改變期望值

表 4.7 臺灣各站極端降雨百分率之改變期望值(單位: %)

代號	測站	高程(公尺)	$E[\Delta P   \Delta T = 1K](\%)$
1	淡水	19	8.76
2	基隆	26.7	10.80
3	臺北	5.3	7.51
4	新竹	34	-2.16
5	宜蘭	7.2	2.60
6	臺中	34	1.60
7	花蓮	16	14.42
8	日月潭	2413.4	0.32
9	阿里山	3844.8	8.47
10	玉山	1014.8	9.89
11	臺東	9	7.35
12	臺南	13.8	6.37
13	成功	33.5	3.49
14	大武	8.1	18.06
15	恆春	22.1	15.48

## 第五章 結論與建議

### 5.1 結論

本研究蒐集臺灣地區各雨量站日雨量，記錄年限為 1961-2010 年共 50 年，並評估全球暖化 1K 對臺灣各站、臺灣地區全域之極端降雨百分率影響。分析全球雨量氣候研究(GPCP)的全球熱帶區域的平均日雨量作對照組。本研究重點為訂定臺灣各站與臺灣地區全域的 10% 雨量區間與極端降雨門檻值並以機率方式評估氣候變遷對臺灣極端降雨百分率之影響。

過去 Manton 等人(2000)以雨量機率分布界定極端降雨門檻值，本研究若以此方式訂定臺灣地區全域的極端降雨門檻值為 17 mm/day，此門檻值無法合理地反應極端降雨的低頻率特性、臺灣各地的雨量特性與其對應的極端降雨百分率明顯地過高的缺點。

故本研究以累積雨量方式訂定 10% 雨量區間，10% 雨量區間為年雨量每 10% 等分為一個區間，各區間的累積雨量為年雨量的 10%，極端降雨區間為第 10 個 10% 雨量區間。因此每年可訂定一組 10% 雨量區間，再將跨年的 10% 雨量區間界限平均後，對應之極端降雨門檻值將固定用於後續分析極端降雨與極端降雨百分率。

研究指出極端降雨門檻值在阿里山站為 368 mm/day，代表阿里山地區日雨量超過 368 mm/day 即為極端降雨，因山地雨量本屬偏高，故此值合理，因此依極端降雨門檻值訂定之極端降雨百分率始符合極端降雨的地理分布與低頻率特性。本研究訂定的極端降雨門檻值於臺灣地區全域為 92 mm/day，各雨量站的極端降雨門檻值範圍在 125-368 mm/day，全球熱帶區域的極端降雨門檻值為 3.11 mm/day。

本研究極端降雨百分率分析結果歸納結論如下：

1.各站的歷年極端降雨百分率趨勢結果指出除了新竹、成功兩站為減少的趨勢，宜蘭站則為不變的趨勢之外，其餘各站為遞增之趨勢；臺灣地區全域歷年之極端降雨百分率為遞增之趨勢；全球熱帶區域亦為增加之趨勢。

- 2.本研究指出極端降雨百分率於溫度增加時呈遞增之正比關係，其散布關係滿足雙變數常態分布，因此以雙變數常態分布描述兩者之關係。並且研究評估全球暖化 1K 時以  $S\left(\frac{\Delta P}{\Delta T} \mid \Delta T\right)$  評估，並以機率方式評估 C-C 方程式理論值的超越機率。
- 3.本研究指出於新竹、宜蘭、臺中、日月潭與成功站五站的極端降雨百分率變化期望值相較於其餘雨量站皆來的小，範圍在-2.16-3.49(%)，此五個雨量站之歷年極端降雨百分率線性趨勢分析並無明顯地改變，推論本研究之方法可以使用。
- 4.全球平均溫度增加 1K，評估各雨量站，宜蘭、臺中、日月潭與成功測站的極端降雨百分率增為 C-C 方程式的 1.07 倍之超越機率約為 0.6，新竹站之超越機率為 0.43，其餘雨量站則有可能超越 C-C 方程式增加的 1.07 倍。評估臺灣地區全域的極端降雨百分率增為 C-C 方程式的理論值之超越機率為 0.82，表示極端降雨百分率很有可能增加為 1.07 倍以上。評估全球熱帶區域的極端降雨百分率增為 C-C 方程式理論值之超越機率約 0.6。
- 5.臺灣東部、北部以及山區雨量站之極端降雨百分率變化期望值  $E[\Delta P \mid \Delta T = 1K]$  較其他各站高，研究推論此現象可能與侵臺颱風路徑有關。
- 6.本研究考慮不確定性並以機率方式評估全球暖化 1K 時對臺灣地區極端降雨百分率的影響，提供決策者因應未來氣候變遷制定調適策略與衝擊評估之依據。

## 5.2 建議

1. 雨量觀測資料若能完整的記錄與維護 提供更可靠且長期的紀錄可減少分析結果的不確定性。
2. 將雨量資料分為乾、濕兩季，分析極端降雨百分率與溫度之關係。
3. 空間尺度為各站之極端降雨門檻值皆不同，建議地區能按各地雨量特性訂定其調適策略。
4. 由於臺灣降雨量於颱風季有很大部分之比率為颱風事件所帶來，建議可將颱風事件之資料納入分析。
5. 溫度資料可考慮分析臺灣地區之平均溫度與臺灣地區之極端降雨百分率關係，結果應較佳。
6. 全球雨量氣候研究(GPCP)雨量資料考慮空間尺度為臺灣地區之網格，符合研究地區所需，結果應較佳。



## 參考文獻

1. 盧孟明(2010),「極端氣候—臺灣面臨的新挑戰」,臺大校友雙月刊,第46期, pp.43-46。
2. 盧孟明、陳佳正(2007),「臺灣極端降雨氣候事件判定方法」,大氣科學,35, 05-118。
3. 鄭克聲、吳宜珍(2006),「序率模擬應用於水文分布檢定信賴區間之建立」,農業工程學報,第52卷第4期, pp.71-79。
4. 劉俊志、吳宜珍、江介倫、鄭克聲(2007),「線性動差比適合度檢定之檢定力測試」,農業工程學報,第53卷第4期, pp.80-91。
5. Allen, M.R., Ingram, W.J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419:224-232.
6. Allen, M.R., Stainforth D.A., 2002. Towards objective probabilistic climate forecasting. *Nature*, 419:228.
7. Allen, R.P., Soden, B.J., 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, 321:1481-1484.
8. Emori, S., Brown, S. J., 2005. Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
9. Frei, C., Schär, C., Lüthi, D., Davies, H., 1998. Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 25:1431-1434.
10. Fujibe, F., Yamazaki, N., Katsuyama, M., Kobayashi, K., 2005. The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1:41-44.
11. Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Stott, P.A., Kharin, V.V., 2004. Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *Journal of Climate*, 17: 3683-3700.
12. Held, I.M., Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19:5686-5699.
13. Klein Tank, A.M.G., Konnen, G.P., 2003. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-99. American Meteorological Society.
14. Knutson, T., Tuleya, R., Shen, W., Ginis, I., 2001. Impact of CO<sub>2</sub> induced warming on hurricane intensities as simulated in a hurricane model with ocean coupling. *J of Climate*, 14:2458-2468.
15. Lau, K.M., Wu, H.T., 2007. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003. *International Journal of Climatology*, 27:979-998.
16. Lenderink, G., van Meijgaard, E., 2008. Increase in hourly precipitation extreme beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1:511-514.
17. Liu, S.C., Fu, C., Shiu, C.J., Chen, J.P., Wu, F., 2009. Temperature dependence of



- global precipitation extremes. *Geophysical Research Letters*, 36, L17702, doi:10.1029/2009GL040218.
18. Liou, J.J., Wu, Y.C., Cheng, K.S., 2008. Establishing acceptance regions for L-moments-based goodness-of-fit test by stochastic simulation. *Journal of Hydrology*, 355(1-4):49-62.
  19. Manton, M.J., Della-Marta, P.M., Haylock, M.R., 2000. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific:1961-1998. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.610.
  20. Mardia, K.V., 1970. Measures of multivariate skewness and kurtosis with applications. *Biometrika*, 57(3):519–530.
  21. O’Gorman, P.A., Schneider, T., 2009. The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35):14773-14777.
  22. O’Gorman, P.A., Schneider, T., 2009. Scaling of precipitation extremes over a wide range of climates simulated with an idealized GCM. *Journal of Climate*, Volume:22.
  23. Pall, P., Allen, M.R., Stone, D.A., 2007. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO2 warming. *Climate Dynamics*, 28:351-363.
  24. Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2005. A global merged land-air-sea surface temperature reconstruction based on historical observations(1880-1997). *American Meteorology Society*.
  25. Sun, Y., Solomon, S., Dai, A., Portman, R.W., 2007. How often will it rain? *Journal of Climate*, Volume:20
  26. Karl, T.R., Knight, R.W., 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *American Meteorological Society*, Vol.79, No.2.
  27. Wilby, R.L., Beven, K.J., Reynard, N.S., 2008. Climate change and fluvial flood risk in the UK: more of the same? *Hydrological Processes*, 22, 2511–2523.

## 附錄一

### Climatic Research Unit, CRU

CRU 模擬全球溫度，空間範圍為 5 度\*5 度之網格資料(36\*72 網格)，於世界陸域使用超過 3000 個測站之月平均溫度資料，包括美國、加拿大南部、歐洲與日本為測站最密集地區，而在南美洲內地、非洲大陸與南極洲測站分部為最稀疏之地區；在 1850 年之前測站資料相當少，但在 1951-1990 年期間增加。關於海域之海表面溫度資料使用貨船與一些艦艇測量，大部分皆為自願當觀測之艦艇。

將陸域與海域資料結合，兩部份皆空間內插至 5 度\*5 度網格，並考慮海岸線與島嶼之空間權重，此方法於 Jones 等人(2001)有詳細介紹。

溫度資料皆以距平值(anomaly)之分析結果表示，原因為陸域測站都在不同高程且不同國家使用不同方法推估月平均資料，為了避免誤差月平均資料改以相對基準年(1961-1990)之距平值表示，而且許多測站在基準年並無完整之記錄，改用鄰近點之資料或其他來源資料推估；就海洋上，觀測值常由行動裝置量測，因此不可能在同一點蒐集長期之實際溫度資料，但是可以將過去歷史資料經內插法至空間上的點資料，使基準年之資料完備。

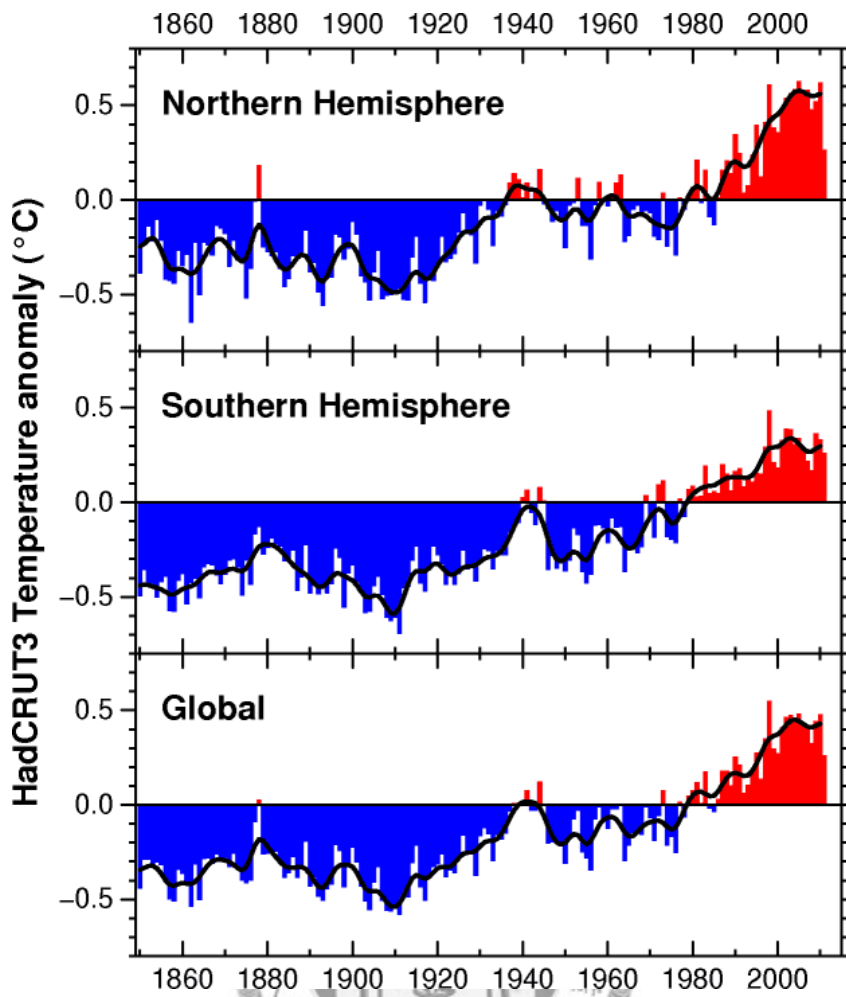
此距平值(anomaly)皆相對於一基準年(1961-1990 年之平均溫度為基準點攝氏 0 度)之結果，單位皆以攝氏溫度表示，因此於 CRU 提供之全球平均溫度之表格有兩組 1850 年-2010 年之距平值溫度與趨勢化後之溫度。

另外，若將附表一之 1961 年-1990 年三十年溫度取一平均後並不等於零是因為在計算 1961 年-1990 年期間之溫度時同時考慮了陸域與海域範圍之模擬，但因全部範圍並無 30 年完整之記錄，因此基準年(1961-1990)之 anomaly 之平均不為零，此情況亦適用於全球與半球溫度之分析，附圖一為來源資料提供之全球平均溫度變化圖。

附表一 1961 年-2010 年 CRU 之全球平均溫度

年份	溫度(K)	年份	溫度(K)
1961	286.976	1986	287.03
1962	286.978	1987	287.179
1963	287.001	1988	287.18
1964	286.704	1989	287.102
1965	286.784	1990	287.255
1966	286.852	1991	287.213
1967	286.851	1992	287.062
1968	286.841	1993	287.106
1969	286.989	1994	287.172
1970	286.932	1995	287.275
1971	286.81	1996	287.137
1972	286.942	1997	287.352
1973	287.077	1998	287.548
1974	286.785	1999	287.297
1975	286.83	2000	287.271
1976	286.745	2001	287.408
1977	287.017	2002	287.465
1978	286.935	2003	287.475
1979	287.049	2004	287.447
1980	287.076	2005	287.482
1981	287.12	2006	287.425
1982	287.01	2007	287.402
1983	287.177	2008	287.325
1984	286.979	2009	287.443
1985	286.962	2010	287.475

(引自: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/>)



附圖一 CRU 之全球平均溫度變化圖

(引自: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/#sciref>)