

# 台灣極端降雨氣候事件判定方法

陳佳正 盧孟明

中央氣象局氣象科技中心

(中華民國九十五年六月六日收稿；中華民國九十六年四月十九日定稿)

## 摘 要

本文提出了一個以時雨量資料機率分佈為基礎的氣候極端降雨事件判別方法。根據台北、台中、台南、台東、花蓮五個測站 1951-2005 年的時雨量資料，先把原始資料以箱型計數(box-counting)方式組合為 1hr、3hr、6hr、12hr、24hr、48hr 及 72hr 七種延時的降雨事件，然後根據線性動差方法(L-Moments)的推估結果採用皮爾森第三類(Pearson type III)模擬降雨事件雨量的母體機率分佈，並據此計算超越機率為 1%、5%、10% 的雨量閾值，作為判斷氣候極端降雨事件的標準。

本研究的結果可用在建立氣候極端事件監測系統以分析每一個颱風帶來的豪大雨的氣候極端程度；不同延時事件的分析結果可以透露颱風雨受到大尺度環境背景場的影響程度。另外，本文提出的分析方法也可用於製作即時氣候監測作業的年度分析報告。以 2005 年為例，西部的三個測站的極端降雨事件發生頻率明顯高於氣候平均值；而東部的兩站並沒有頻率偏多現象，台東的事件甚至偏少。這些氣候現象的特徵值得即時記錄。

本文提出的機率法可克服百分位判定法必須每年更新閾值並且對資料長度相當敏感的缺點。在即時氣候監測分析方面，未來只需要每五年更新一次各測站極端降雨事件閾值標準即可。

關鍵詞：極端降雨、水文氣候、氣候統計分析

## 一、前言

氣候變遷對極端降雨事件的強度與發生頻率有何影響？是一個近年來受到全球廣大重視的問題。在回答這個問題之先，需決定極端降雨事件的定義。百分排序法因為簡單而且不受資料長度的限制，已經廣泛地被使用於極端氣候事件的辨識。例如，Manton et al. (2001)分析東南亞和南太平洋的極端溫度與降雨變化趨勢時，即由百分排序的 99<sup>th</sup> 百分位值決定極端雨量分級的閾值，這個研究的降雨事件是以日雨量為基礎。Zhai et al. (2005)則是對於中國 740 個測站作了總體降雨以及極端日降雨發生頻率的趨勢分析，所謂的極端降雨是指在 95<sup>th</sup> 百分位值以上的日降雨量。Kunkel et al. (1999)根據日雨量資料統計延時為 3 日與 7 日的降雨事件分析了美加地區極端降雨的長期趨勢，然後以 1931-96 年共 66 年的歷年最大值決定 1 年與 5 年重現期距的分級閾值並以此為極端降雨的判定標準，事實上重現期距分級基本上也是一種排序。排序法的序位每增一筆資料後需重新計算，若資料長度不長，單一資料就可以明顯地影響序位；既使換算成百分序位，若資料母體的機率分布並非常態分布也無法代表實際的氣候特性。為避免這些問題，利用統計擬合方法分析降雨資料再按事件發生機率決定何為氣候上的極端事件是一種理想的做法。

有關台灣地區的極端降雨事件長期變化的研究至今仍顯不足。水文學界雖然早有一套針對降雨頻率分析方法(王與易, 1999), 但由於以工程需求考慮為主, 統計計算理論內涵方面以經驗式化或簡化處理, 沒有仔細探究設計事件的發生機率與實際現象的一致性。另外, 有別於國外著重於大區域的氣候變化, 台灣因為雨量測站密度高品質好, 應當多多利用時雨量資料分析極端降雨

事件, 更直接地探討降雨強度與極端降雨事件發生頻率的長期變化問題, 這也是本文的研究動機與目的。

本文將以時雨量資料最完整的五個台灣測站建立極端降雨事件判定方法, 在另一篇論文(盧等, 2007)將討論依本文所述做法分析極端降雨事件之強度與發生頻率的長期變化。每一個降雨事件由降雨延時(duration, 以 D 表示)和累積雨量(amount, 以 R 表示)兩個參數決定, 是否屬於氣候上的「極端降雨事件」則是由統計模擬推估所得的發生機率判斷。不同延時的事件隱含的意義不同。延時 1 小時的極端事件受到局地或中尺度系統動力結構的影響多於大尺度環境, 而延時大於 24 小時的極端事件的發生則需大尺度環境的支持。因此, 分析不同延時的極端降雨事件有助於釐清氣候變異和強降雨的關係。

本研究利用 1951-2005 年的時雨量資料, 以箱型計數方法來組合成各延時降雨事件, 並以皮爾森第三類分佈進行降雨量統計模擬以推估七種延時的極端降雨事件分級閾值(threshold value)。本文採用機率分布方法而不用百分法主要基於機率分布法有比較完整的學理基礎和比較高的應用潛力。若把百分排序的結果直接轉換成發生機率其實是隱藏了誤差的估算, 也就是運用機率分布估計發生機率的計算步驟。因此, 若欲以發生機率來界定氣候上的極端現象, 機率分布法是必要的選擇。許多防災、工程、保險 等方面的應用方法需要事件發生機率的資料, 因此以機率分布法分析氣候上的極端現象有利於結果的應用。

第二章將說明本研究使用的資料; 第三章將說明極端降雨的判定方法與流程, 包含如何將原始的時雨量資料有系統地轉換成各不同延時的降

雨事件，以及極端降雨的分級方法和閾值計算過程；第四章呈現了五個測站的極端降雨事件判定標準、發生機率的計算以及在颱風個案分析和即時氣候監測方面的應用；第五章為結論與建議。

## 二、資料

中央氣象局所屬的氣象站共有 26 站,本研究根據各測站時雨量資料的長度和完整性挑選出台北,台中,台南,花蓮以及台東五個氣象站(圖 1)作為代表,使用的資料長度有 55 年(1951-2005)年。盧與陳(2005)曾對這五個測站的時雨量資料品質做過詳細的說明,其中花蓮測站的資料在近 55 年來完全沒有缺漏,而台北、台中與台東的缺漏時數都是個位數,缺漏最嚴重的台南測站於 1957 年 11 月 15 日起連續 16 天沒有紀錄,但因為資料遺漏的時段在乾季,不會影響到極端降雨事件的判定。五測站的資料缺漏比例平均而言不到 0.02%,因此本研究可完全排除資料缺漏對分析結果的可能影響。另外,為避免小雨事件污染

對超越機率閾值的估算,本研究完全濾除了時雨量小於 5 mm/hour 的事件不列入計算。

## 三、極端降雨判定方法

### (一) 不同延時降雨事件之建立

因為資料的前置處理過程會直接影響分析結果,此節說明本文的降雨事件的判定方法。每一個降雨事件由降雨延時和累積雨量兩個參數決定,用以擷取及組合不同延時的降雨事件的方法甚多,其中以箱型計數(box counting, Olsson et al., 1992; Lovejoy et al., 1987)最簡單直觀。根據 Olsson et al. (1992)引用的 Lovejoy et al. (1987)箱型計數法,時雨量時間序列的不同延時組合程序可用圖 2 表示。首先需主觀決定一個累積雨量的閾值來過濾過低的雨量,這個過濾的步驟也可以濾除可能因紀錄或儀器而造成的誤差。圖 2 所顯示的計數流程,在最上層排列的是一組假設的原始雨量序列,第二層排列的「+」、「-」符號中「+」號表示大於閾值的雨量而「-」號表示雨量未達閾值,第二層的 r 符號代表箱型容納值,即計算多少單一降雨紀錄可納入其中, N(r) 代表真實事件的個數。如圖 2 的 Step 4 所示,去除箱型內低於閾值(5 mm/hour)的紀錄不計,每個箱型以單一降雨紀錄(r=1)計算時得到的事件個數為 3,亦即  $N(r)=3$ 。

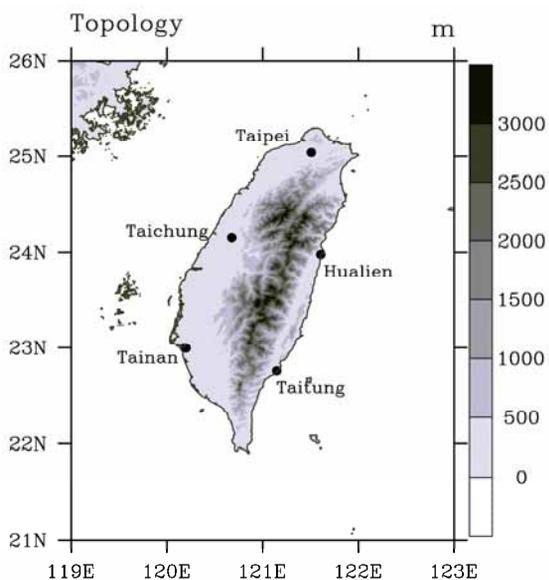


圖 1 台灣地區五研究氣象站地理位置示意圖

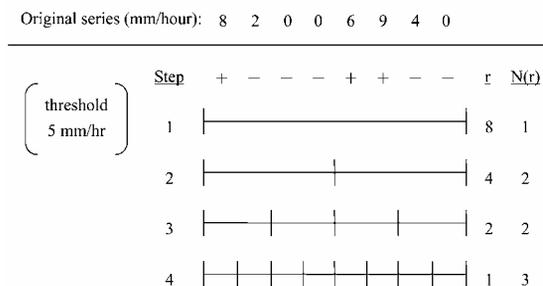


圖 2 箱型計數主要原則示意圖,設降雨序列為八小時而強度閾值為 5 mm/hr。

本研究採用此法來整理不同延時的降雨事件，原始序列是 55 年的時雨量紀錄，最低強度閾值採 5 mm/hour，而箱型容納值有 1hr、3hr、6hr、12hr、24hr、48hr 及 72hr 七種不同的延時。

## (二) 分級閾值估計

經過箱型計數處理後，原始時雨量資料被組合成不同延時的降雨事件。每一個降雨事件乃由降雨延時和累積雨量兩個參數所決定。根據不同延時降雨事件的雨量統計特性，即可以判斷屬於氣候「極端」事件的雨量閾值。

氣候研究的雨量分級閾值判定方法大致有兩種(Zhang et al., 2005)。一種是以經驗等分位值(empirical quantiles)或稱百分位值(percentile)界定閾值，即以 90<sup>th</sup> 百分位值、95<sup>th</sup> 百分位值或 99<sup>th</sup> 百分位值作為極端事件之分級閾值(Manton et al. 2001)，或是將資料序列的算數排序換算為百分排序，都是根據歷史資料的排序原則來決定閾值大小，計算簡單是這個方法的最大優點。世界氣象組織(WMO, World Meteorological Organization)支助成立的氣候變異偵測專家小組(ETCCCD, Expert Team on Climate Change Detection)即用百分位法建立氣候極端事件的指標，亞太網路小組(APN, Asia Pacific Network)也以此法計算世界各區極端氣候分級閾值。缺點是除了缺乏統計意義之外，計算結果對資料的極端值相當敏感，並且若計算基期(base period)選定不佳也會造成將結果應用於監測未來事件的困難(Zhang et al, 2005)。

第二種判定方法是以統計機率分佈模擬為基礎，以事件發生機率界定閾值。Folland et al. (1999) 用三參數伽瑪機率分佈(Gamma distribution)來處理溫度資料，並提出了一套建立分級閾值的標準步驟。Zhang et al. (2005)比較了以高斯分佈

(Gaussian distribution)與百分位法判定閾值的差異，認為當資料長度不足時機率分佈法較為合理。但機率分佈法的計算較為複雜，如何依據樣本資料的統計特性決定其母體分佈也沒有一種完美的做法。

本研究利用 Hosking(1990)提出之線性動差(L-Moments)方法來推估母體的機率分佈型態。線性動差法以樣本順序統計量之線性組合為基礎，改良了傳統動差法無法有效推估變異過大的樣本之機率分佈參數的缺點。並且 Hosking(1997)已完成了多種機率分佈參數線性動差公式的推導，大大地簡化了使用者統計分佈參數的分析步驟。近年來線性動差法已被廣泛應用在許多氣候與水文的研究(Guttman 1993, von Storch 與 Zwiers 1999, Kharin 與 Zwiers 2000, 2005, 盧與陳 2005)，其計算步驟簡述如下。

無偏差(unbiased)樣本的線性動差計算公式為

$$\hat{\lambda}_r = n^{-1} \binom{n-1}{r}^{-1} \sum_{j=r+1}^n \binom{j-1}{r} x_{j:n} \quad (1)$$

其中  $x_{j:n}$  為樣本順序統計量，意即  $n$  個隨機變數中第  $j$  個排序大小的樣本值，而  $r$  即表示欲計算線性動差的第幾位。根據 Hosking(1997)以線性動差比例  $\tau_r = \frac{\lambda_r}{\lambda_2}$  繪製的比例圖(L-Moment ratio diagram)，即可判斷樣本資料的機率分佈型態。以本研究使用的五個測站資料為例，圖 3 顯示根據 5 個測站 7 種延時(5×7 組雨量資料)計算的線性動差比例以及平均值，都落在對數常態分佈(lognormal, LN)與皮爾森第三類(Pearson type III, PE3)分佈曲線之間。因王與易(1999)指出皮爾森第三類分佈可適當模擬台灣降雨資料分佈型態，本研究決定選用皮爾森第三類分佈作為決定分級

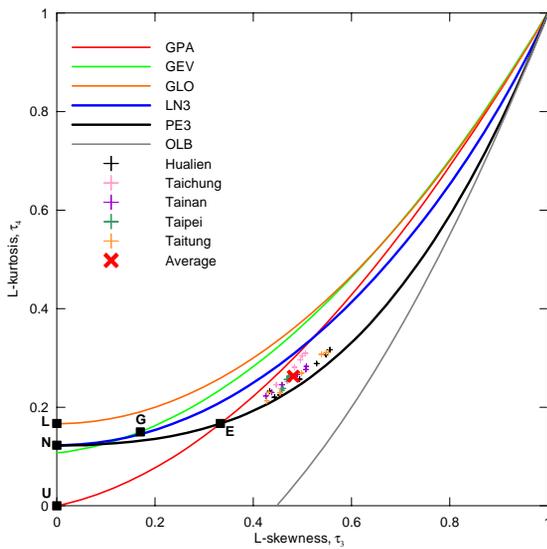


圖 3 L-moment ratio 示意圖；圖中標示字母分別為各種類分佈：E-exponential，G-Gumbel，L-logistic，N-Normal，U-uniform，GLO-generalized logistic，GEV-generalized extreme-value，GPA-generalized Pareto，LN3-lognormal，以及 PE3-Pearson type III。OLB 為  $\tau_4$  與  $\tau_3$  方程式關係之整體下限。而 + 標記為五測站七種延時資料計算結果，x 標記即為此些結果之平均值。

閾值計算之雨量母體分佈以方便與水文領域交流。

皮爾森第三類分佈是由三個分佈參數 ( $\mu$ : location,  $\sigma$ : scale,  $\gamma$ : shape) 決定，當  $\gamma=0$  與常態分佈相同，當  $\gamma=2$  與指數分佈相同，而當  $\gamma \neq 0$  的機率密度與累積機率公式如下：

$$f(x) = \frac{(x-\xi)^{\alpha-1} e^{-(x-\xi)/\beta}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)}, \quad (2)$$

$$F(x) = G\left(\alpha, \frac{x-\xi}{\beta}\right) / \Gamma(\alpha), \quad (3)$$

其中  $\alpha = 4/\gamma^2$ ,  $\beta = \frac{1}{2} \sigma |\gamma|$ ,  $\xi = \mu - 2\sigma/\gamma$  為三參數的轉換， $\Gamma(\cdot)$  與  $G(\cdot, \cdot)$  為伽瑪函數與非完全伽瑪函數。因缺乏對應的顯性解析式，皮爾森第三類分

佈的等分位函數無法直接計算，也不能由樣本資料推估的分佈參數來計算，本研究乃是根據 Hosking(1997)提供他所推導的逼近數值解法與計算程式(<http://lib.stat.cmu.edu/general/lmoments>)，推估 35 組(5 個測站、7 種延時)資料的皮爾森第三類分佈參數組，並可藉此反推計算降雨分級閾值。按三分法概念的多雨事件的閾值應以 33% 的超越機率(Exceedance Probability, 簡稱 EP)的雨量來代表；然而，對「極端」氣候事件而言，相當於 90<sup>th</sup>、95<sup>th</sup>、99<sup>th</sup> 百分位的閾值須由 EP=10%、5%、1%的雨量閾值代表。若超越機率 (EP=p)的閾值是  $R_0$ ，意指統計上雨量大於  $R_0$  的事件發生的機率小於 p，p 值愈小表示事件愈難發生，氣候上的「極端」現象即屬於 p 值極小類型的現象。

綜合以上的討論，極端降雨氣候事件判定流程如圖 4。極端降雨的分析分為五大步驟，分別

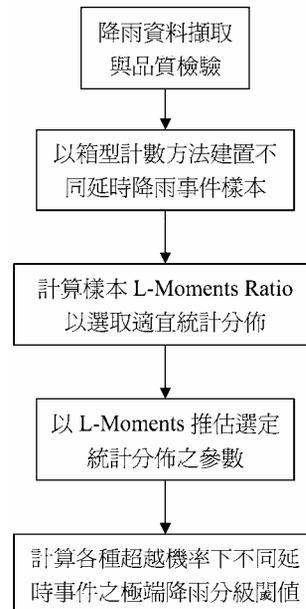


圖 4 以箱型計數與 L-Moments 方法為主之極端降雨判定流程簡圖

是資料擷取與檢驗、按不同延時重整、利用 L-Moments 方法選取適宜的統計分佈、選取完成後還要利用 L-Moments 方法推估統計參數、然後計算對應於不同超越機率的雨量閾值。

## 四、結果與應用

### (一) 皮爾森第三類分佈

選用皮爾森第三類分佈模擬不同延時降雨事件雨量機率分佈的適當性可藉機率點繪圖呈現，機率點繪圖的橫軸為從超越機率推算出的重現期距，縱軸為雨量。將超越機率轉換為重現期距除了可以將較為抽象的機率概念賦予時間意義以外，也有為了繪圖方便實際上的需要。

接下來說明超越機率和重現期距的關係。重現期距(T)，以常用的威伯法(王與易, 1999)表示  $T = \frac{N+1}{m}$ ，N 為記錄年數，m 為事件大小順序 (m=1 為最大)。重現期距與超越機率的近似關係為  $F = \frac{1}{T \times L}$ ，L 為該種延時資料的長度(以年為單位)，由此近似機率帶入分佈可計算出等分位理論值，對應於分位理論值點繪實際資料製圖即可得到機率點繪圖。

圖 5 顯示了五測站的七種延時的降雨事件樣本與皮爾森第三類分佈的超越機率點繪圖。雖然所有的樣本資料經計算最靠近皮爾森第三類分佈，但由於第三線性動差比即 L-偏度(L-Skewness)幾乎都大於 0.5，顯示樣本資料的偏度仍高，反映低估了大雨事件的發生頻率，也表示以一種機率分佈模擬全部降雨事件的困難(盧與陳 2005)。整體而言，皮爾森第三類分佈對台南站(圖 5c)的降雨事件模擬得最好，大雨低估情況不如其他測站明顯。台北、台中、花蓮、台東測站的模擬

結果雖然略遜於台南，但在趨勢與值域上都在可接受的標準偏差範圍(圖略)以內。各個測站雨量模擬結果的差異與雨季長短及雨季的明顯程度有關，五個測站當中以台南的雨季與乾季的分際最明顯，大雨和小雨事件發生頻率相差懸殊，以致難以用單一分佈來模擬全體事件。濾除小雨(R<5mm/hr)資料可減輕因資料往乾溼兩端集中而產生擬合的困難。另外，台中測站的 48 小時延時觀測資料顯示的最大降雨事件雨量值竟高於 72 小時延時的最大降雨事件雨量值，這是因為 72 並非 48 的倍數所致，也是箱型計數方法的一個缺點，但是對於機率分佈模擬影響不大。

### (二) 極端降雨分級閾值

五個測站的七種延時降雨事件的三種極端降雨分級閾值的推估結果整理在表一，超越機率 1%、5%、10%的閾值差別明顯，33%的 24 小時累積雨量除了台南以外均未達 10mm，顯示 33% 超越機率僅能反映普通的中小雨事件。就各測站互相比較而言，花蓮站所推得的各機率分級閾值都比較大，顯示花蓮發生強降雨比其他測站頻繁。台北站在超越機率越小(越極端)的情況下所推得的分級閾值與其他測站的差異越大，閾值明顯低於其他測站，顯示台北的強降雨在強度上不如其他測站。

### (三) 極端降雨分級之應用 - 颱風個案分析

本研究提出的極端降雨判定方法與結果可應用在分析伴隨每一個颱風的降雨事件在氣候上的「極端」程度。以 1996 年賀伯(HERB)、2001 年納莉(NARI)、2004 年敏督利(MINDULLE)為例，我們分別擷取了各個颱風累積雨量最大的三天資料(1996/07/31-08/02、2001/09/16-09/18、2004/07/02-07/04)進行分析，結果呈現在圖 6。圖 6 的背

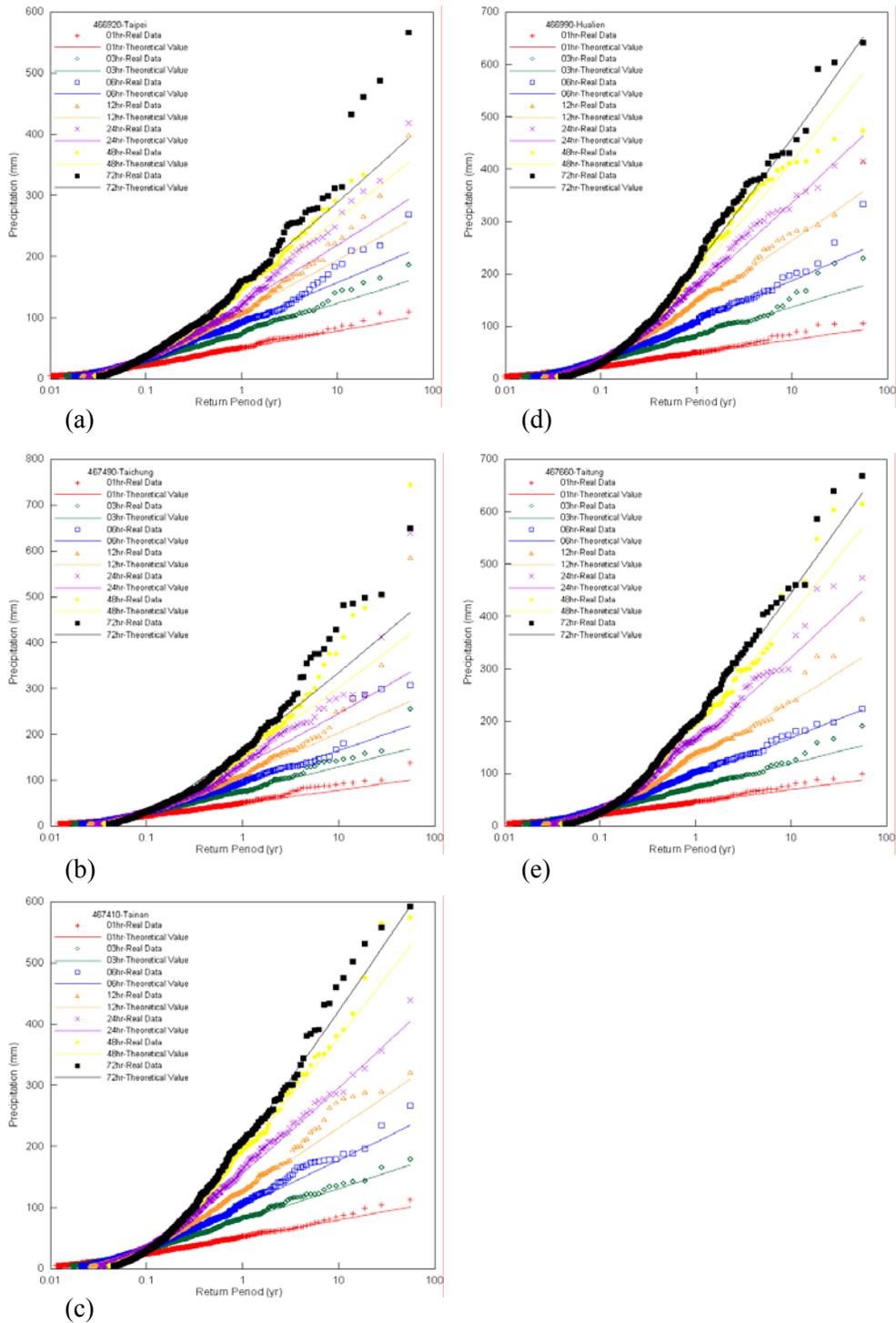


圖 5 皮爾森第三類分佈與實際七種延時資料機率點繪圖，分別為台北(a)、台中(b)、台南(c)、花蓮(d)及台東(e)各站。

表一 五測站七延時不同超越機率下降雨分級閾值(mm)。

Station Name		Duration						
		1hr	3hr	6hr	12hr	24hr	48hr	72hr
Taipei	EP=1%	49.51	82.49	108.70	136.74	158.31	195.22	221.78
	EP=5%	30.64	50.17	65.34	80.80	93.42	114.42	130.50
	EP=10%	23.00	37.00	47.68	58.16	67.13	81.74	93.44
	EP=33%	11.33	16.51	20.28	23.50	26.80	31.72	36.33
Taichung	EP=1%	51.99	89.13	116.57	147.33	183.18	233.97	266.99
	EP=5%	32.80	54.24	69.58	86.43	105.88	133.50	152.88
	EP=10%	24.94	40.00	50.51	61.89	74.91	93.44	107.24
	EP=33%	12.59	17.82	21.17	24.65	28.46	33.99	39.03
Tainan	EP=1%	52.85	90.66	125.76	168.50	225.09	299.81	343.38
	EP=5%	33.80	55.98	75.57	99.07	130.10	169.80	194.17
	EP=10%	25.92	41.70	55.11	70.99	91.92	118.01	134.70
	EP=33%	13.31	19.09	23.30	28.03	34.27	41.25	46.50
Hualien	EP=1%	48.16	92.92	131.34	189.68	245.69	312.81	353.66
	EP=5%	30.79	56.91	78.82	109.15	136.41	169.96	190.42
	EP=10%	23.64	42.13	57.36	76.86	93.33	114.20	126.98
	EP=33%	12.26	18.84	23.89	28.35	30.91	35.13	37.86
Taitung	EP=1%	45.71	82.19	118.93	170.91	238.69	311.60	352.64
	EP=5%	29.37	51.21	71.60	98.33	131.57	169.37	190.54
	EP=10%	22.62	38.40	52.27	69.29	89.56	113.87	127.42
	EP=33%	11.87	17.93	22.12	25.83	29.34	35.19	38.43

景底圖是根據表一所繪超越機率(EP)為 1%、5%、10%、33%的氣候統計值，折線顯示各個颱風在各測站的雨量記錄。若以 EP=1%作為氣候極端值的門檻，結果顯示三個颱風為台中帶來的 48 和 72 小時累積雨量都超過了極端氣候事件的門檻。對台北而言，納莉和賀伯帶來的 24、48 與 72 小時最大累積雨量均明顯高於極端氣候事件門檻；但是對台東來說，伴隨三個颱風延時在 72 小時以內的降雨事件都沒有達到氣候極端值的標準。

2004 年的敏督利颱風為花蓮帶來的 1 至 12 小時的雨量相當異常，圖 6d 呈現 1 小時事件異常

程度達到了 EP=1%而 3-12 小時的事件也都達到 EP=5%的程度，顯示雨量確實強勁，無怪乎土石流災情異常慘重。從圖 6 還可看到敏督利為花蓮帶來的降雨長延時(72 小時)事件的極端性不如短延時(1 小時)，但是為台中帶來的長延時雨量極端性明顯高過短延時，實因敏督利離台之後仍有罕見的強勁西南氣流持續帶來豐沛雨量，使得台中的 72 小時累積雨超過了氣候極端值門檻，台南的 24 與 48 小時累積雨也達到 EP=1%的門檻。由以上結果可見，監測不同延時的極端降雨事件之氣候異常程度可增加事件記錄的內涵，並對進一步分析極端事件發生過程也有幫助。

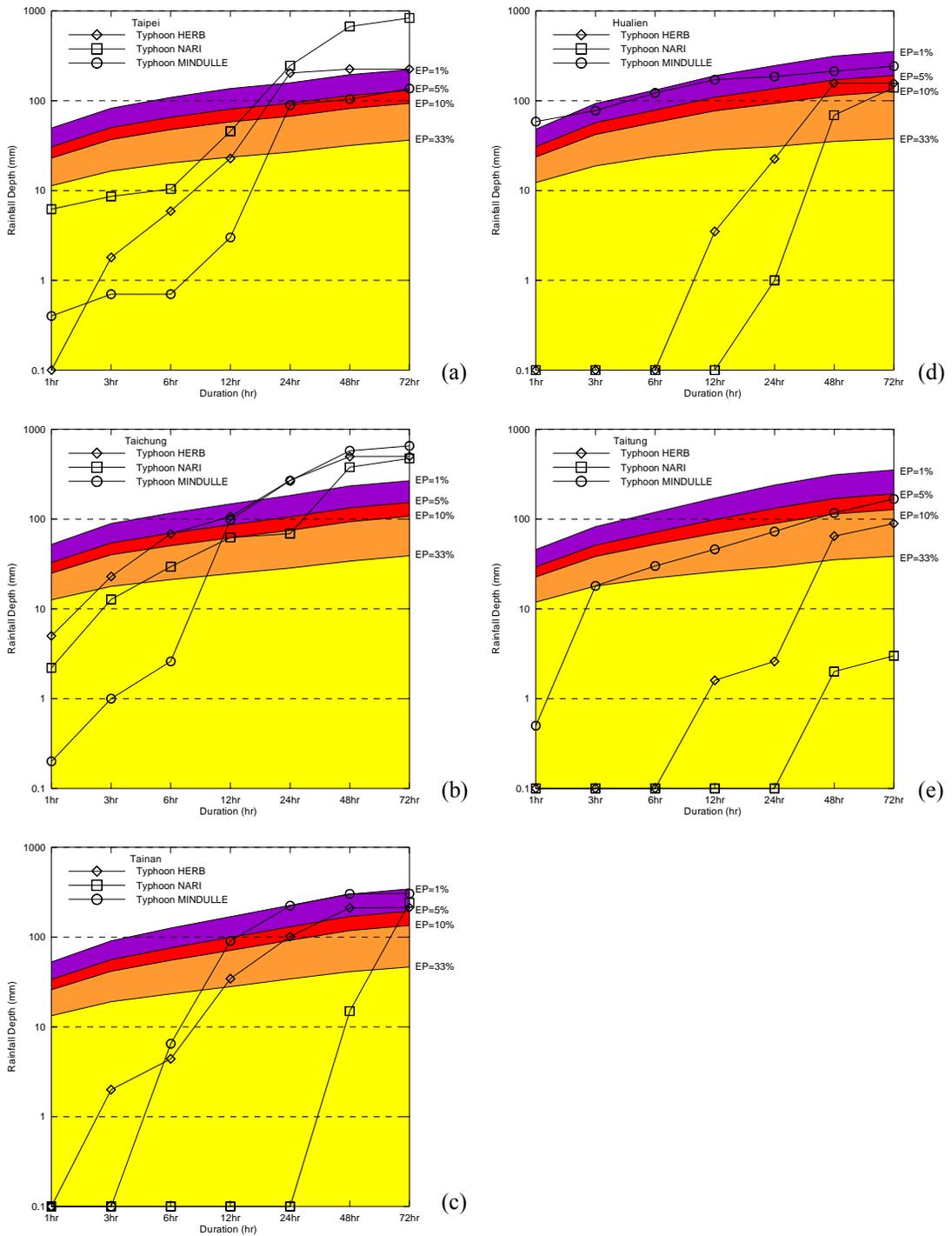


圖 6 以 HERB, NARI, MINDULLE 三颱風事件降雨量對應於各測站極端降雨分級閾值, 分別為台北(a)、台中(b)、台南(c)、花蓮(d)及台東(e)各站。(註: 部分測站延時降雨紀錄實等於 0, 但因圖示座標採對數紀錄故無法表示。)

## (四)極端降雨分級之應用 - 即時氣候監測

本研究結果除了可應用到伴隨颱風的極端降雨個案監測分析以外，還可以應用到分析全島測站歷年時雨量資料以整體評估台灣的極端降雨的

氣候特徵，同時也可用以建立氣候監測系統，即時掌握氣候極端事件的發生過程。以 2005 年為例，表二顯示利用 EP=1%，5%以及 10%所決定的分級閾值來觀察大於此門檻的降雨事件數量及

表二 2005 年級端降雨事件發生次數統計與事件記要，事件摘錄以延時為 24~72hr 的事件為主並參考氣象局長期預報課重要天氣摘要。發生次數超過平均值達一個標準差以上者以黑粗字體表示。

Station Name		Duration						
		1hr	3hr	6hr	12hr	24hr	48hr	72hr
Taipei	No. > EP=1%	30 (16±9)*	17 (8±5)	12 (5±3)	8 (3±2)	4 (2±2)	3 (1±1)	3 (1±1)
	No. > EP=5%	80 (48±17)	41 (25±9)	30 (16±7)	20 (12±5)	17 (8±4)	12 (5±3)	9 (4±3)
	No. > EP=10%	147 (91±28)	73 (47±14)	46 (32±10)	30 (22±7)	24 (15±6)	20 (11±4)	13 (8±4)
	事件摘錄	05/15 梅雨鋒面 三重新莊五股等地皆有積水 07/16~07/20 海棠颱風過境 全台列車停駛各地有積淹水 08/03~08/06 馬莎颱風過境 東北部豪雨						
Taichung	No. > EP=1%	11 (8±4)	9 (4±3)	5 (3±2)	3 (2±1)	3 (1±1)	3 (1±1)	3 (1±1)
	No. > EP=5%	59 (30±11)	28 (15±6)	21 (11±4)	12 (7±3)	10 (5±3)	6 (4±2)	6 (3±2)
	No. > EP=10%	89 (56±17)	44 (29±8)	34 (20±7)	22 (14±5)	19 (11±4)	12 (7±3)	8 (6±2)
	事件摘錄	05/12 梅雨鋒面 台中登山隊 34 人南投登山山難 06/14~06/16 尼沙颱風帶來西南氣流 中南部多處淹水 07/16~07/20 海棠颱風過境 全台列車停駛各地有積淹水						
Tainan	No. > EP=1%	13 (6±4)	7 (3±3)	8 (2±2)	7 (2±2)	5 (1±1)	4 (1±1)	2 (1±1)
	No. > EP=5%	67 (25±12)	36 (13±6)	22 (9±5)	16 (7±4)	10 (5±3)	7 (3±2)	7 (3±2)
	No. > EP=10%	102 (47±19)	53 (25±11)	38 (18±7)	27 (12±5)	16 (9±4)	10 (6±3)	8 (5±2)
	事件摘錄	06/12~06/16 尼沙颱風帶來西南氣流 中南部多處淹水 07/16~07/20 海棠颱風過境 全台列車停駛各地有積淹水 08/30~09/01 泰利颱風過境 南台灣多處鄉鎮淹水						
Hualien	No. > EP=1%	27 (13±6)	15 (7±4)	11 (5±3)	7 (3±2)	5 (2±2)	3 (2±1)	4 (1±1)
	No. > EP=5%	67 (46±16)	30 (24±9)	21 (16±6)	16 (11±4)	11 (8±3)	6 (5±2)	6 (4±2)
	No. > EP=10%	113 (86±27)	52 (42±13)	38 (29±9)	23 (20±6)	15 (14±4)	10 (9±3)	8 (7±3)
	事件摘錄	07/16~07/20 海棠颱風過境 全台列車停駛各地有積淹水 08/11~08/13 珊瑚颱風外圍環流 東部南部有大雨 08/30~09/01 泰利颱風過境 南台灣多處鄉鎮淹水 09/21~09/23 丹瑞颱風外圍環流 花蓮台東豪雨淹水 09/30~10/03 龍王颱風過境 豪雨與花蓮破紀錄強風						
Taitung	No. > EP=1%	5 (10±5)	2 (5±3)	2 (3±2)	2 (2±1)	1 (2±1)	1 (1±1)	0 (1±1)
	No. > EP=5%	26 (34±12)	16 (18±7)	10 (12±5)	8 (9±3)	6 (6±3)	4 (4±2)	4 (4±2)
	No. > EP=10%	60 (65±20)	37 (35±12)	23 (24±7)	13 (16±5)	8 (11±4)	7 (8±3)	5 (7±2)
	事件摘錄	07/16~07/20 海棠颱風過境 全台列車停駛各地有積淹水 08/11~08/13 珊瑚颱風外圍環流 東部南部有大雨 09/21~09/23 丹瑞颱風外圍環流 花蓮台東豪雨淹水						

\*:氣候平均值與標準差

發生時間與原因，1951-2005 年的每年事件次數的氣候平均值與標準差也一同列出，比較當年的極端降雨事件頻率和氣候平均值與標準差即可確定當年的極端事件屬於偏多或偏少。因受多個颱風的影響，2005 年西部三個站的極端降雨事件異常頻繁，但東部尤其是台東的氣候極端降雨事件發生頻率並沒有偏多。造成極端降雨事件的原因有：

- 5 月中的梅雨鋒面則在台北與台中測站造成極端降雨事件
- 6 月中尼沙颱風引進的西南氣流在台中與台南造成極端降雨事件
- 7 月中旬的海棠颱風使五個測站的發生極端降雨事件
- 8 月初馬莎颱風造成台北的極端降雨事件
- 8 月中旬珊瑚颱風造成花東地區的極端降雨事件
- 8 月底 9 月初的泰利颱風造成台南與花蓮的極端降雨事件
- 9 月下旬的丹瑞颱風造成花東地區的極端降雨事件
- 9 月底至 10 月初的龍王颱風造成花蓮的極端降雨事件

綜觀以上因素，2005 年 5 月的活躍梅雨鋒面和 6 月的強勁的西南氣流加強西半部的降雨是這一年西半部極端降雨事件偏多但東部卻沒有偏多的現象的主要因素。

## 五、結論與建議

本文提出了一個以時雨量資料機率分佈為基礎的氣候極端降雨事件判別方法。用台北、台中、台南、台東、花蓮五個測站 1951-2005 年的時雨

量資料，發現皮爾森第三類分佈可以合理模擬各站七種延時(1hr, 3hr, 6hr, 12hr, 24hr, 48hr, 72hr)降雨事件的雨量母體機率分佈，據此提出以根據皮爾森第三類分佈計算而得的超越機率 1%、5%、10%雨量閾值作為判斷極端降雨氣候事件的標準。並進而具體建議如何在此基礎上從氣候的角度分析颱風降雨是否符合極端事件的特徵，以及如何在年度氣候分析報告加入極端降雨事件的雨量和頻率分析，以豐富即時氣候監測的內容。

雖然百分位判定法不失其簡單易懂的優點，但因閾值需要每年更新並且數值對於資料長度相當敏感，故不宜用於作業性的氣候監測工作。若以推估統計分佈參數後按超越機率估計閾值，雨量分級的閾值可每五年更新一次。機率法的計算過程雖然較為繁瑣，但對於越極端的降雨越不會有誤判的危險，少數的偏誤值對推估結果的影響也不大。另外，從應用面來看，許多防災、工程、保險 等等方面的應用方法需要事件發生機率的資料，而不是排序。

各種延時的極端降雨事件發生頻率的線性變化趨勢和轉換點偵測將在與本文密切相關的另一篇論文(盧等, 2007)中討論。該文的結果顯示極端降雨事件頻率有明顯的年代際變化特徵，未來需要繼續分析極端降雨事件的區域性差異以及造成年代際變化的大尺度環流特徵。這兩篇論文的研究結果都有助於回答氣候變遷對極端降雨事件的強度與發生頻率有何影響的一些問題。

## 致 謝

本研究是在中央氣象局「氣候變異與劇烈天氣監測預報系統發展計畫」與國科會 NSC 93-2625-Z-052-010 計畫的支持下完成。

## 參考文獻

- 王如意、易任, 1999, 應用水文學(下冊), 國立編譯館出版, 543 頁。
- 陳昭銘, 汪鳳如, 2000: 台灣地區降雨之長期變化特性-秋雨之準二十年振盪。大氣科學, 28(4), 343-362。
- 盧孟明, 陳佳正, 2005: 豪大雨之頻率分析方法。氣象學報, 46(1), 45-60。
- , 陳佳正, 林昀靜, 2007: 1951-2005 年台灣極端降雨事件發生頻率之變化, 大氣科學, 35, 87-104。
- Folland, C.K., C. Miller, D. Bader, M. Crowe, P. Jones, N. Plummer, M. Richman, D.E. Parker, J. Rogers, and P. Scholefield, 1999: Workshop on indices and indicators for climate extremes, Asheville, NC, USA, 3-6 June 1997, breakout group c: temperature indices for climate extremes. *Climatic Change*, 42, 31-43.
- Guttman, N.B., 1993: The use of L-Moments in the determination of regional precipitation climates. *J. Climate*, 6, 2309-2325.
- Hosking, J.R.M., 1990: L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. Roy. Statist. Soc. Series B*, 52, 105-124.
- , and J.R. Wallis, 1997: *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. University of Cambridge, 224pp.
- Kharin, V.V. and F.W. Zwiers, 2000: Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere – ocean GCM. *J. Climate*, 13, 3760-3788.
- , and F.W. Zwiers, 2005: Estimating extremes in transient climate change simulations. Submitted to *J. Climate*, 18, 1156-1173.
- Kunkel, K. E., K. Andsager, and D. R. Easterling, 1999: Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *J. Climate*, 12, 2515-2527.
- Lovejoy, S., D. Schertzer, and A.A. Tsonis, 1987: Functional box-counting and multiple elliptical dimensions of rain. *Science*, 235: 1036-1038.
- Manton, M.J., P.M. Della-Marta, M.R. Haylock, K.J. Hennessy, N. Nicholls, L.E. Chambers, D.A. Collins, G. Daw, A. Finet, D. Gunawan, K. Inape, H. Isobe, T.S. Kestin, P. Lefale, C.H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C.M. Page, J. Pahalad, N. Plummer, M.J. Salinger, R. Suppiah, V.L. Tran, B. Trewin, I. Tibig, and D. Yee, 2001: Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the south Pacific: 1961-1998. *Int. J. Climatol.* 21, 269-284.
- Olsson, J., J. Niemczynowicz, R. Berndtsson, and M. Larson, 1992: An analysis of the rainfall time structure by box counting- some practical implication. *J. Hydro.* 137, 261-277.
- von Storch, H. and F.W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University, 484pp.
- Zhai, P., X. Zhang, H. Wan, and X. Pan, 2005: Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J. Climate*, 18, 1096-1108.
- Zhang, X., W.D. Hogg, and É. Mekis, 2001: Spatial and temporal characteristics of heavy precipitation events over Canada. *J. Climate*, 14, 1923-1936.
- , G. Hegerl, F.W. Zwiers, and J. Kenyon, 2005: Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. *J. Climate*, 18, 1641-165.

# Detection of the Climatic Extreme Rainfall Events in Taiwan

**Chia-Jeng Chen   Mong-Ming Lu**

**Research & Development Center, Central Weather Bureau**

(Manuscript received 06 June 2006; in final form 19 April 2007)

## **ABSTRACT**

This paper documents a procedure used for detecting the climatic extreme rainfall events. The hourly rainfall data during 1951-2005 at five Taiwan stations, namely, Taipei, Taichung, Tainan, Taitung and Hualien is analyzed. The hourly series are rearranged using the box-counting method into seven types of rainfall events, with the durations of 1, 3, 6, 12, 24, 48 and 72 hour, respectively. Pearson type III distribution is chosen to simulate the rainfall events based on the L-Moments method. The threshold values corresponding to the exceedance probability of 1%, 5% and 10% are selected as the criteria for determining the climatic extreme rainfall events.

We demonstrate two areas that the analysis method described in this paper can be applied. One is to establish a typhoon rainfall analysis system for monitoring the extremity of rainfall events from the climate and statistical point of view. The shorter duration of an extreme event implies more intense rainfall and probably relatively less influence from large-scale flow patterns compared with local random processes. Another application area is to be used for documenting the annual frequency of extreme rainfall events in a real-time manner. The rainfall statistics provide background climate information for quantifying the extremity of the current climate. The background information is recommended to be updated in every five years.

**Key words:** Climate and Rainfall extremes, Hydro-climatology, Statistical Climatology

