

臺灣東部地區梅雨季降水與豪雨之氣候特徵

陳泰然 王子軒 黃心怡

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國一〇一年九月四日收稿；中華民國一〇二年二月七日定稿)

摘 要

本文利用中央氣象局東部地區 1997~2006 年 5-6 月梅雨季高時空解析度之氣象站/自動雨量站觀測資料，探討 Post-TAMEX 13-15 預報分區，即宜蘭縣、花蓮縣及台東縣，與依地理位置/地形高度之自然分區之降雨強度、降雨機率、豪雨發生頻率之日夜變化，並探討豪雨發生頻率與降雨強度之時間和地形關連。

結果顯示，不論各預報分區或自然分區，在 5 月、6 月或 5-6 月梅雨季，降雨強度、降雨機率及豪雨發生頻率最大值皆出現在午後，顯示太陽輻射加熱驅動局部環流在激發午後對流發展扮演重要角色。梅雨季貫穿各高度之豪雨發生頻率最大主軸一個出現在午後 1400-1600 LST，反映太陽輻射加熱驅動之局部環流在激發豪雨之關鍵角色；另一個在入夜 1800-2000 LST，反映除局部環流與地形效應外，綜觀尺度強迫在東部地區梅雨季之豪雨產生亦扮演重要角色。此外，花東縱谷區午後降雨強度與其增強速率較花東山區與花東濱海區為大之現象，由過去研究結果顯示部分可能乃因濱海區之海風可跨越花東山脈進入縱谷區，且海風可由花東縱谷北側與南側入侵之故。

關鍵字：梅雨季、降雨強度、豪雨發生頻率、午後對流、太陽輻射加熱、局部環流

一、前言

過去臺灣地區之梅雨研究，不論是在降雨、對流、豪（大）雨或局部環流方面，主要均注重發生在中央山脈以西地區者，這方面之研究可參閱陳(1988、1994、2007)與 Chen (2004、2009)之回顧性論文，亦可參閱一些個案之診斷分析研究（例如：林與郭 1996；陳、陳及林 1999；Johnson and Bresch 1991；Li et al. 1997；Lin and Chen 2002）。有關東部地區之梅雨研究相對較少（例如 Chen et al. 2007；Chen and Liang 1992；Chen et al. 1999；Kerns et al. 2010；Yeh and Chen 1998，2004；Yu and Lin 2008），期刊文獻上亦無相關之回顧性論文。陳(2005)與陳等(2006)曾探討綜觀尺度環流與局部環流對東部地區豪雨個案發生過程之影響，Chen and Chen (2007)以數值模擬研究 Chen and Liang (1992)所探討 1987 年 6 月 7 日 5 之 TAMEX 個案，Yeh and Chen (1998)利用 1987 年 5 月 10 日-6 月 27 日 TAMEX 資料，探討東部地區降雨量日夜變化及其與環流系統之關連，而最近陳與王（2010）亦曾探討梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之關係，然而對於該地區降水之氣候特徵，包括降雨強度、降雨機率以及豪雨發生頻率等之日夜分布及其與地形之關連，截至目前為止未見有期刊論文探討，主要可能乃因該地區過去測站較少空間解析度不足，且地形複雜同時經濟發展較西部遲緩，故較少受到專家學者們之關注。

陳與吳(1985)為協助 TAMEX 實驗之設計與規劃，曾進行臺灣梅雨季各類中尺度現象之中尺度氣候研究。此後，國內多位學者亦先後針對與降水密切相關之現象進行此類研究，包括鋒面(陳與王 2002；陳與張 2000；陳與張 2001)、中尺度

低壓(陳 1989，1990 a,b；陳與王 2002；陳與俞 1988)、低層噴流(Chen and Yu 1988；Chen et al. 2005)、以及局部環流(陳等 2000)等。這些研究探討相關現象所伴隨降水之時空分布特徵與中尺度氣候值，部分成果亦已於 1992 年的 Post-TAMEX 預報實驗以及隨後中央氣象局之梅雨季預報實驗中使用，以提供 0-24 h 中尺度預報之參考。

有關中央山脈以西地區梅雨季內對流降水與豪雨之一般中尺度氣候特徵研究方面，陳與楊(1988)曾利用 1975~1984 年 5~6 月氣象局所屬地面測站(與民航局機場)資料，分析臺灣地區豪雨之時空分布特徵，陳等(2002)研究對流降水之分布特徵，探討其日夜變化，陳與張(2002)使用 1991~1996 年梅雨季自動雨量站資料，研究臺灣中北部地區豪(大)雨之氣候特徵，Chen and Chen (2003)則討論臺灣地區降水分布之一般特性。陳與林(1997)使用 1987~1995 年資料，進行梅雨季定量降水之中尺度氣候研究，完成 Post-TAMEX 預報實驗預報分區 7-11(參見圖 1)之定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast; QPF)與豪(大)雨中尺度氣候預報法之建立，陳等(1998; 1996)與陳(2000)則使用 1991~1996 年資料，建立臺灣北部地區(預報分區 1-6)相似之中尺度氣候預報值。

然而，東部地區之相關研究目前仍付闕如，雖然最近陳與王(2010)曾針對梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之關係進行中尺度氣候分析研究，但是該研究主要注重在探討氣候上局部降雨與局部環流之關連，並未探討降水與豪雨之氣候特徵，包括降雨強度、降雨機率、豪雨發生頻率等之日夜變化及其與地形高度之關連。本文即針對東部地區 13-15 預報分區進行之中尺度氣候研

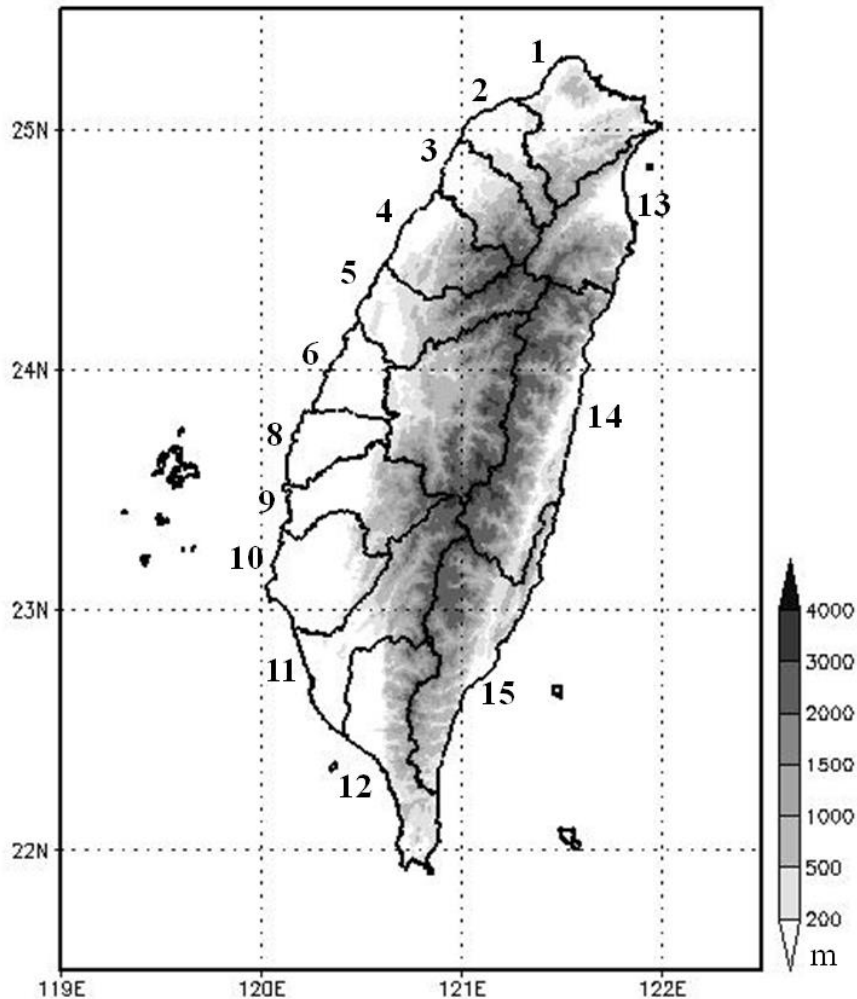


圖 1 臺灣地區 Post-TAMEX 預報實驗分區與 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 解析度之地形高度分布(m)。灰階之高度示於右下角。

究。由於中央氣象局之地面局屬氣象站與自動雨量站網自 1997 年起陸續完成建置，雨量資料之解析度，特別是空間解析度，較之前大幅提高，因此使用 1997 年及以後之資料，可獲得更完整與更準確之中尺度氣候特徵。本文主要目的，即在探討臺灣東部地區各預報分區(13-15)與在複雜地形下依地理位置與地形高度分布之自然分區，於 1997~2006 年梅雨季(5~6 月)降水與豪雨之中尺度氣候特徵。

二、資料與分析

圖 1 為 1992 年 5~6 月「Post-TAMEX 預報實驗」臺灣地區 0-3 h 定量降水預報所採用的 15 個預報分區(謝等 1993)與地形高度分佈，本文研究範圍為中央山脈以東之東部地區，涵蓋預報分區 13-15，即依序包括宜蘭、花蓮及台東等縣。由地形高度分佈可知，雪山山脈呈東北-西南走向，中央山脈幾呈南北走向，預報分區 13-15 則

位於此兩山脈的東側，在梅雨季中位於盛行西南風之背風面。本文所用資料，為 1997~2006 年共 10 個梅雨季（5~6 月）位於預報分區 13-15 內之所有局屬地面氣象站與自動雨量站之逐時雨量資料，其資料準確度為 0.1 mmh^{-1} 。由圖 2 可了解上述這些測站在各分區與地理位置/地形高度分布自然分區（粗線）之分佈狀況，在大部份區域雨量站分佈相當平均（尤指海拔高度低於 2 km 之部分），雨量站間之平均距離約為 10 km。

圖 2 依地理位置與地形高度之分區將東部地區分為六類，即宜蘭縣平地、宜蘭縣山地、花東山區、花東山坡、花東縱谷區及花東濱海區等。宜蘭縣包含蘭陽平原和山區，而山區主要為蘭陽溪兩側之雪山山脈與中央山脈，故以高度區分宜蘭縣平地與宜蘭縣山區兩分區。花蓮縣與台東縣因有海岸山脈、花東縱谷及中央山脈貫穿南北，故依地理位置和地形高度區分為四個自然分區。表一則列出各預報分區與各自然分區之測站總數

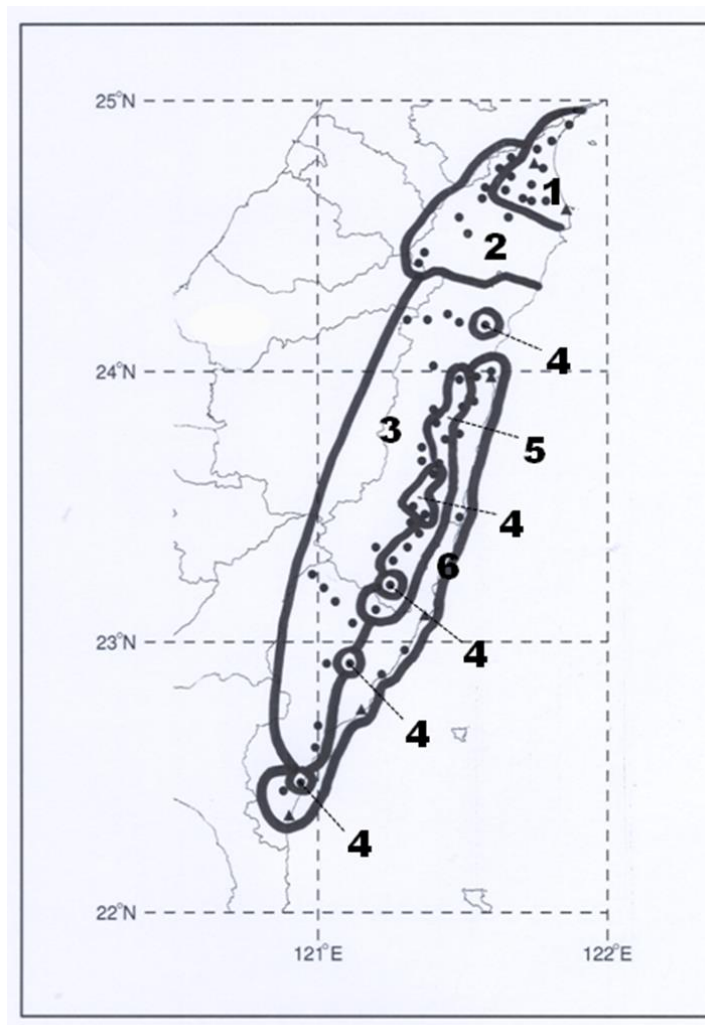


圖 2 臺灣東部地區依地理位置與地形分布分類為 6 個類別（如表一所示）。測站位置與類別（阿拉伯數字）亦示於圖內。實心三角形為中央氣象局屬測站，實心圓點為自動雨量站。

與測站海拔高度範圍。自然分區係以地理位置和地形高度做為分區之參酌，故如圖 2 與表一所示，各分區之測站高度有其範圍並無絕對高度之單一考量。預報分區 13-15 之測站數依序分別為 22、32 及 19 站，總計共 73 站，其中面積最大的預報分區 14（花蓮）亦有最多測站（32 站），而較小的預報分區 13（宜蘭）有 22 站，台東測站最少亦有 19 站。自然分區情況如表一所示，各類測站數雖各異，但至少亦有 7 站（花東山坡）。表二為不同高度範疇之自動雨量站個數，在合計 73 站中不同範疇之測站數分布相當均勻，除 > 1500m 範疇為 9 站外，其餘範疇皆為 8 站，故在分析不同高度豪雨頻率與降雨強度分布上應具相當代表性。

本研究首先分析平均逐時降雨強度（或時累積雨量）、降雨機率及豪雨發生頻率，在東部地區各預報分區與自然分區之日夜分布，以了解其日夜變化特徵。在此逐時降雨強度與降雨機率之平均值，係以分析區內所有測站與各該時間之平均求取，豪雨頻率則以分析區內各測站各該時間發生豪雨總次數求取。隨後，分析豪雨發生頻率與降雨強度隨高度之變化，及其在不同高度之日夜變化，以探討地形在降水所扮演之角色。本文對於豪雨的認定，其標準係依 Post-TAMEX 預報實驗之定義（陳與謝 1992；謝等 1993），即當某小時之時雨量 ≥ 15 mm，且累積雨量：

(a) ≥ 130 mm/24 h，定義為 A 型豪雨

(b) ≥ 50 mm/12 h 但 < 130 mm/24 h，定義為 B 型豪雨

三、各預報分區之日夜變化

各預報分區之平均降雨強度、降雨機率及豪雨頻率之日夜分布，如圖 3 所示。降雨強度顯示，

宜蘭縣（13 預報分區）與花蓮縣（14 預報分區）之分布相似，均顯示午前較小且無太多變化，正午 12 時後急速增大，且均至午後達最大值，宜蘭縣之最大值更較花蓮縣者為大，出現在 1700 LST，花蓮縣之最大值則出現在 1600 LST，這兩分區在出現最大值之前均急速增大，之後均急速減小，至深夜後平穩。午後之最大值與降雨強度急速增大後在急速減小之現象，反映太陽輻射加熱效應產生局部環流在激發午後對流之角色與對流降水強度變化之特徵。台東縣之降雨強度與宜蘭縣、花蓮縣有所不同，呈現雙高峰分布，主高峰仍出現在午後 1700 LST，但有午前次高峰出現在 0800 LST，並呈現降雨強度午前較宜蘭縣/花蓮縣為大而午後較小之分布。此午後最大值出現在 1600-1700 LST 之現象，與 Yeh and Chen(1998) 對 TAMEX 期間降雨特徵研究以及 Kerns et al. (2010) 梅雨季降雨量日夜變化的結果一致。台東縣午後最大降雨強度較宜蘭縣/花蓮縣者為小，雖台東縣位置偏南，太陽輻射應較宜蘭縣與花蓮縣為大，但可能乃因地處盛行西南風背風面，且位於中央山脈地形高度較小之南段東側，太陽輻射加熱驅動之局部環流上坡風/海風較前兩分區為弱之故，而 0800 LST 之次大值是否亦因局部環流而來，值得進一步探討。

降雨機率因測站多寡將影響其數值大小，例如花蓮縣測站數最多，故各時段之降雨機率亦較大恰如預期，唯其相對大小之分布與降雨強度分布相似，亦均呈現午後最大值，花蓮縣出現在 1700 LST，宜蘭縣與台東縣出現在 1600 LST，反映太陽輻射加熱產生局部環流以激發午後對流發展之特性。豪雨發生頻率分布顯示，各分區均有顯著之午後最大值，宜蘭縣出現在 1500LST，花蓮縣與台東縣分別在 1800 LST 與 1600 LST，反

表一 臺灣東部（分區 13-15）測站依地理位置與地形所做之 6 個分類。

類別	區域	測站數	海拔高度 (m)
分區 13	宜蘭	22	X
分區 14	花蓮	32	
分區 15	台東	19	
分類 1	• 宜蘭縣平地	13	6~147
分類 2	宜蘭縣山地	8	268~2036
分類 3	花東山區	18	434~2565
分類 4	花東山坡	7	200~375
分類 5	* 花東縱谷區	10	22~511
分類 6	△ 花東濱海區	12	8~288

• 龜山島因屬離島，不列入宜蘭縣平地或山區之統計。

* 月眉山位於海岸山脈西坡，不列入縱谷區之統計。

△ 長濱位於海岸山脈內之河谷區，蘭嶼與綠島因屬離島，此三站均不列入花東濱海區之統計。

表二 臺灣東部（分區 13-15）位於不同高度範疇之局屬氣象站、自動雨量站及總測站個數，個數合計 73 個。

高度範疇 (m)	氣象站	雨量站	測站個數
0~20	4	4	8
21~35	2	6	8
36~120	0	8	8
121~140	0	8	8
141~270	0	8	8
271~400	1	7	8
401~550	0	8	8
551~1500	0	8	8
1501~2600	0	9	9

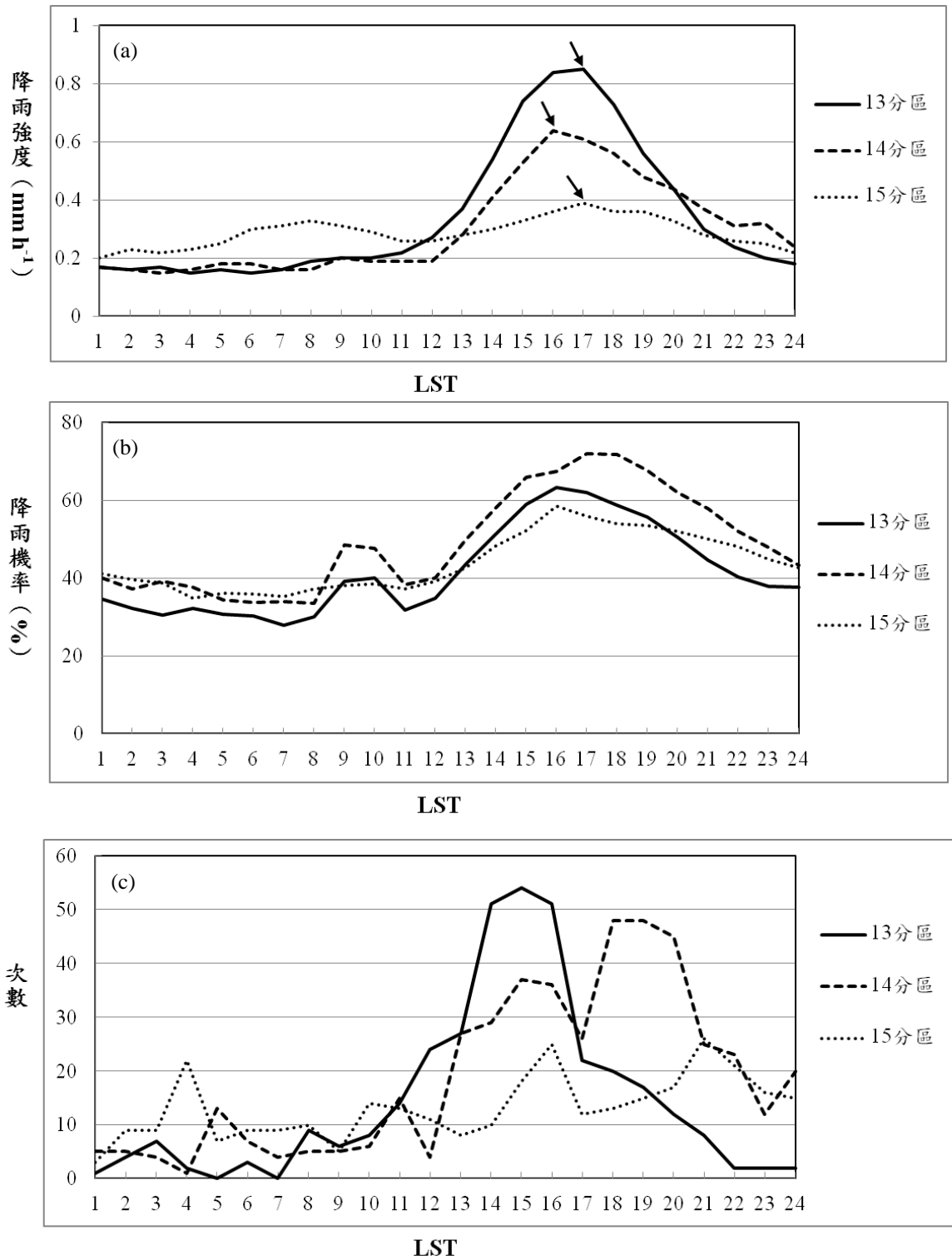


圖3 1997~2006年5~6月東部地區13-15預報分區之(a)平均降雨強度(mm h⁻¹)、(b)平均降雨機率及(c)A+B型豪雨次數日夜變化。↓為最大值。

映太陽輻射加熱產生局部環流在激發豪雨發生上扮演重要角色。唯豪雨發生頻率日夜分布不若降雨強度有較為規則之變化，此反映除局部環流之外，地形效應與綜觀尺度強迫（synoptic-scale forcing）在豪雨之產生亦扮演重要角色。臺灣東北部與東部地區梅雨季豪雨之研究結果（例如：Kerns et al. 2010；Li et al. 1997；Yeh and Chen 2004）顯示，該區豪雨亦可能發生於梅雨鋒面過境後，因局部環流和地形與環境氣流之交互作用而來。

四、各自然分區之日夜變化

各自然分區 5 月、6 月及 5-6 月之平均降雨強度，如圖 4 所示。5 月各分區均呈現午前較小，午後急速增大且達最大值後亦急速減小之分布，各分區之最大值均出現在 1600-1700 LST，並以宜蘭縣山地與宜蘭縣平地為各分區之最大者。花東濱海區 1100-1800 LST 期間均較其他各分區為小，而同期間宜蘭縣平地僅較宜蘭縣山地為小，但幾較其餘各分區為大之現象十分有趣。因為花東濱海區與宜蘭縣平地均屬濱海平地區域（參見表一），此種午後對流降雨強度之差異，顯示其鄰近山脈地形在局部環流發展強弱影響之差異，亦顯示局部環流在激發午後對流發展強弱之差異。花東山區、花東山坡及花東縱谷區之日夜變化分布頗為相似，花東山坡之測站如圖 2 所示，皆位於花東縱谷西側山坡，而花東縱谷區午後降雨強度與其增大速率較花東山坡與花東山區為大，此現象之部分原因可能乃因花東濱海地區之海風發展可跨越花東山脈進入縱谷區，而海風亦可經由縱谷區南北側入侵之故（陳與王 2010）。

6 月各分區分布與 5 月分相似，均呈現午前較小，午後急速增大且達最大值後急速減小趨

勢，除花東縱谷區最大值發生在 1700 LST 與花東濱海區在 2000 LST 外，其餘各分區皆出現在 1600 LST，且此最大值之大小依序為宜蘭縣山地 > 宜蘭縣平地 > 花東山區 > 花東山坡。花東縱谷區與花東山坡、花東濱海區之午後降雨強度與其增大速率，亦似前述 5 月份者，除 1500-1600 LST 較花東山坡稍小外，其餘各時間皆為此三分區最大者，此事亦如前述反映海風可能跨越花東山脈並可從花東縱谷南北側侵入縱谷區之現象。5~6 月梅雨季之分布與 5 月或 6 月各月分布相似，亦與前章討論之各分區分布相似，顯示梅雨季臺灣東部地區太陽輻射加熱產生之局部環流，在激發午後對流發展扮演關鍵角色。午後對流降雨強度最大值出現在宜蘭縣山地，其次為宜蘭縣平地，再次為花東山區，而花東濱海地區海風可能跨越花東山脈並可由花東縱谷區南北側入侵縱谷區之效應，亦反映在午後較強之對流降雨強度與其增大速率。

圖 5 為 5 月、6 月及 5~6 月平均降雨機率分布，如前所述各自然分區因測站數差異（表一）將影響降雨機率絕對值，例如花東山區測站數最多，故各時段之機率亦最大恰如預期；唯仍可顯示降雨機率相對大小與日夜變化特徵。5 月降雨機率分布與降雨強度分布相似，均呈現午前較小午後較大且於 1600-1900 LST 達最大值之現象，反映太陽輻射加熱激發之午後對流特徵。6 月或 5~6 月梅雨季之分布與 5 月份相似，均在午後急速增大並於 1600-1900 LST 達最大值。另一有趣現象為各分區均於午前 1000 LST 出現相對最大值，此是否與海風／上坡風此時已發展並可激發對流活動有關，值得進一步探討。

各分區 5 月、6 月及 5~6 月豪雨發生頻率之日夜分布，如圖 6 所示。一般而言，各分區豪雨

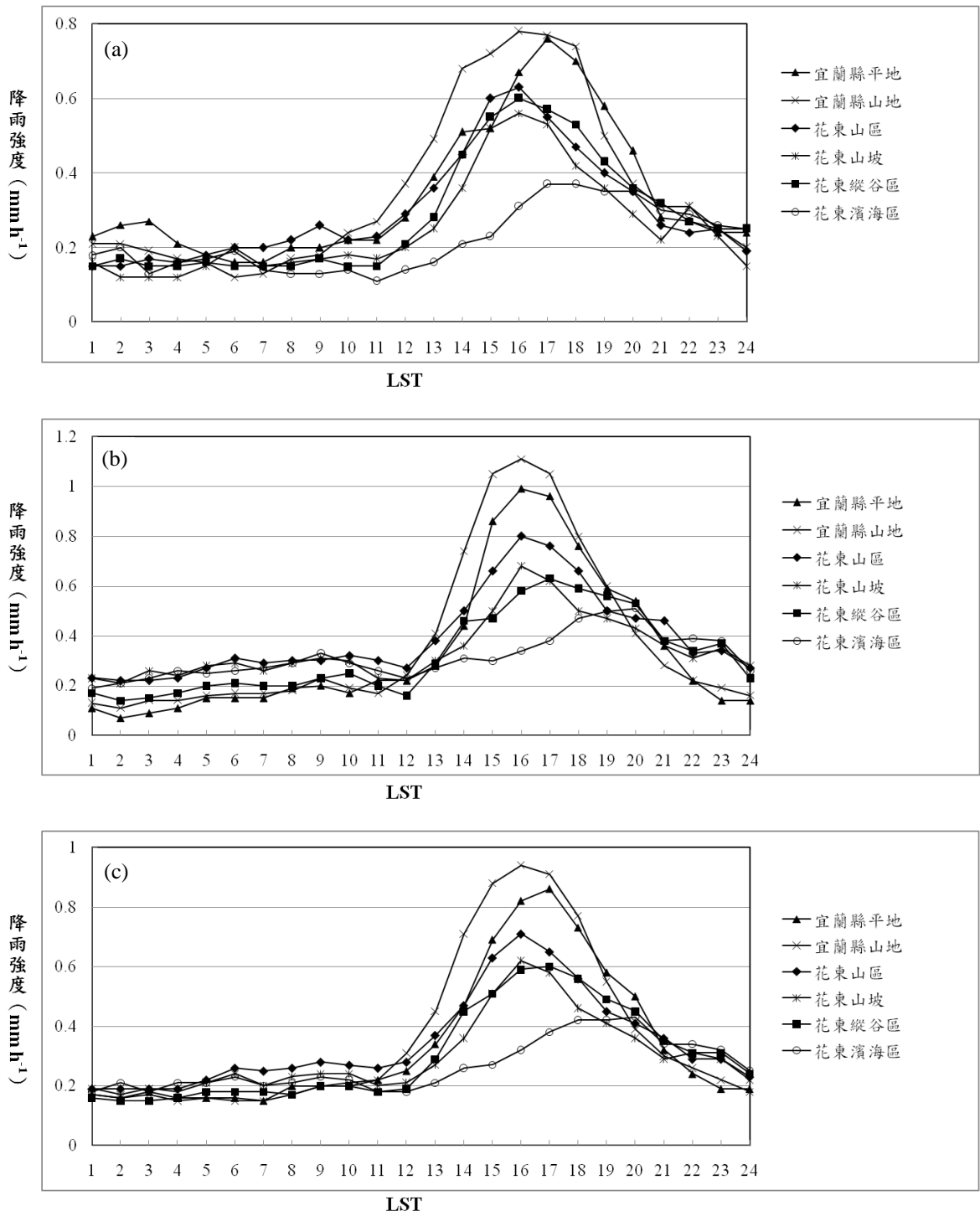


圖 4 1997~2006 年依地理位置與地形分類之(a)5 月、(b)6 月及(c)5~6 月平均降雨強度(mm h^{-1})日夜變化。

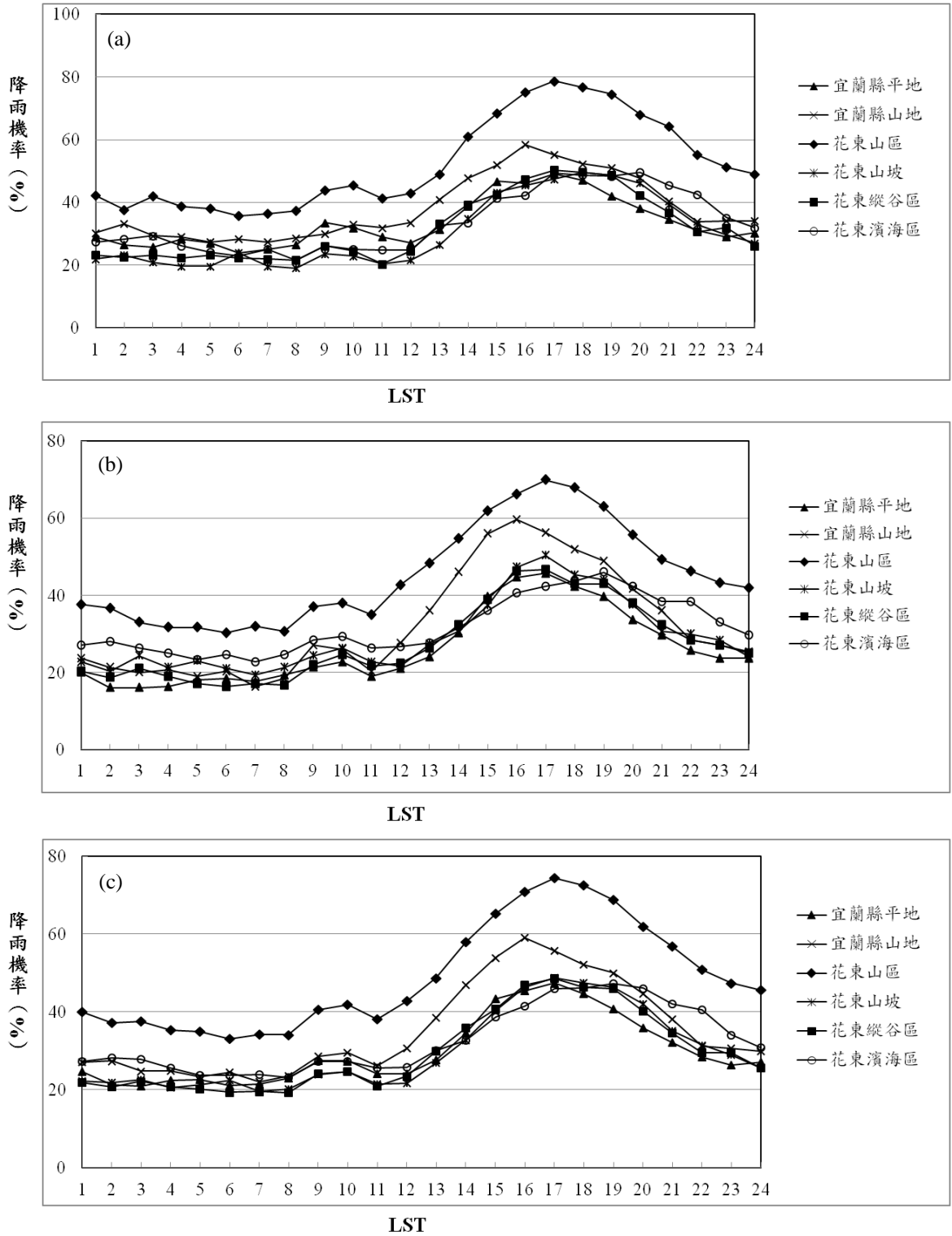


圖 5 1997~2006 年依地理位置與地形分類之(a) 5 月、(b) 6 月及(c) 5~6 月平均降雨強度(mm h^{-1})日夜變化。

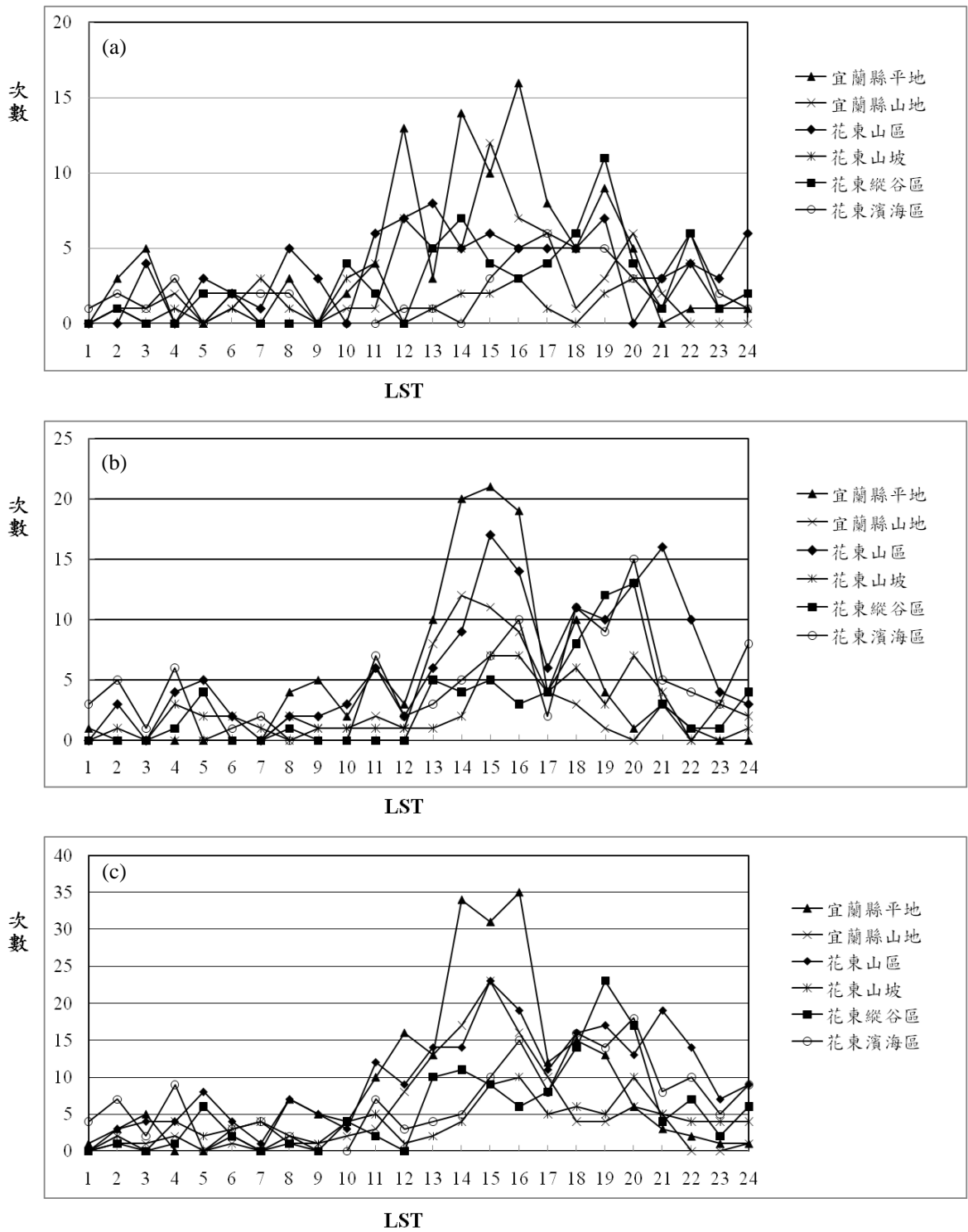


圖 6 1997~2006 年依地理位置與地形分類測站之(a) 5 月、(b) 6 月及(c) 5~6 月 A+B 型豪雨次數日夜變化。

頻率分布不若前述降雨強度或降雨機率呈現較為規則之日夜變化，唯各分區仍出現午後最大值，此現象反映太陽輻射加熱產生局部環流在激發豪雨發生扮演重要角色，唯其相對頻率最大值在各分區發生時間各異，亦反映除局部環流外，綜觀尺度強迫在決定豪雨發生亦扮演重要角色。5月宜蘭縣平地在 1600 LST 為最大值，1200 與 1400 LST 為次大值，以及宜蘭縣山地 1500 LST 為第三大值，似均在反映局部環流在激發午後對流並導致豪雨所扮演之重要角色，而 1900 LST 於花東縱谷區、宜蘭縣平地及花東山區之相對最大值，似為反映除局部環流外，綜觀尺度強迫在產生這些豪雨之重要性。6月豪雨頻率於各分區 1300-1600 LST 間之最大值與 5月者相似，在反映局部環流在激發午後對流並導致豪雨所扮演之重要角色，而出現在 1800-2100 LST 間各分區之絕對或相對最大值，亦與 5月者相似在反映綜觀尺度強迫在產生豪雨之重要性。對於 5~6月梅雨季而言，豪雨頻率分布除反映太陽輻射加熱產生之局部環流在激發午後對流導致豪雨扮演重要角色外，亦反映綜觀尺度強迫在入夜後豪雨產生之重要性。

五、時空剖面分析

5月、6月及 5~6月臺灣東部地區各不同高度範疇（參見表二）豪雨發生頻率之日夜分布，如圖 7 所示。5月雖各時間各高度均有豪雨發生，但主要集中於午後，反映太陽輻射加熱驅動之局部環流，在不同地形高度激發對流導致豪雨發生之重要角色。午後並出現兩大頻率主軸貫穿不同高度，一在 1200-1500 LST 期間（前者），另一約在 1900 LST（後者）。前者最大值與次大值均出現在 1500 LST，分別位於 140-270 m 與 400-550 m

高度，此與圖 6a 所示宜蘭縣山地與宜蘭縣平地總和於 1500 LST 達最大者一致。後者 3 個 1900 LST 之最大值分別出現在 0-20 m、120-140 m 及 1500-2600 m 高度，此與圖 6a 1900 LST 花東縱谷區、宜蘭縣平地及花東山區總和達最大值者一致。值得注意的是，不論發生於 1500 LST 與 1900 LST 之最大值所在高度，主要均集中在 550 m 以下。圖 6a 宜蘭縣平地 1600 LST 最大值，則反映在 0-35 m 高度之兩個相對最大值區。

6月豪雨出現頻率較 5月者大增，唯兩者分布相似，均有午後兩大頻率主軸，一在 1500-1600 LST，另一在 1800-2100 LST，此與圖 6b 所示不同分區最大頻率出現時間一致。1500-1600 LST 最大頻率主軸上之最大值與次大值分別出現在 1500 LST 之 140-270 m 與 20-35 m 高度以及 1600 LST 之 0-20 m 與 1500-2600 m 高度，此與圖 6b 所示除花東縱谷區外，其餘各分區於該時段有最大值或相對最大值之分布一致，而圖 6b 所示宜蘭縣平地 1500-1600 LST 之最大與相對最大值，更反映在前 3 個最大值區。1800-2100 LST 最大頻率主軸上之最大值與次大值分別出現在 2000 LST 之 120-140 m 與 1800 LST 之 0-20 m 高度。發生於 1500 LST 或 2000 LST 之最大值其所在高度比 5月份者更低，主要集中在 270 m 以下。值得注意的是不論 5月或 6月最大值均出現在 1500 LST 之 140-270 m，且 6月較 5月更大，而出現在 120 m 以下之頻率 6月更較 5月大增。

5~6月梅雨季反映 5月與 6月共同特徵，各高度午後頻率皆比午前為大，除前述 5月與 6月之兩大主軸外，另有一次大主軸出現在 1100-1300 LST 之 120 m 以上高度。值得注意的是，梅雨季午後第一個出現在 1400-1600 LST 之最大主軸時空分布顯示，豪雨先出現在 120-140 m 的高度，

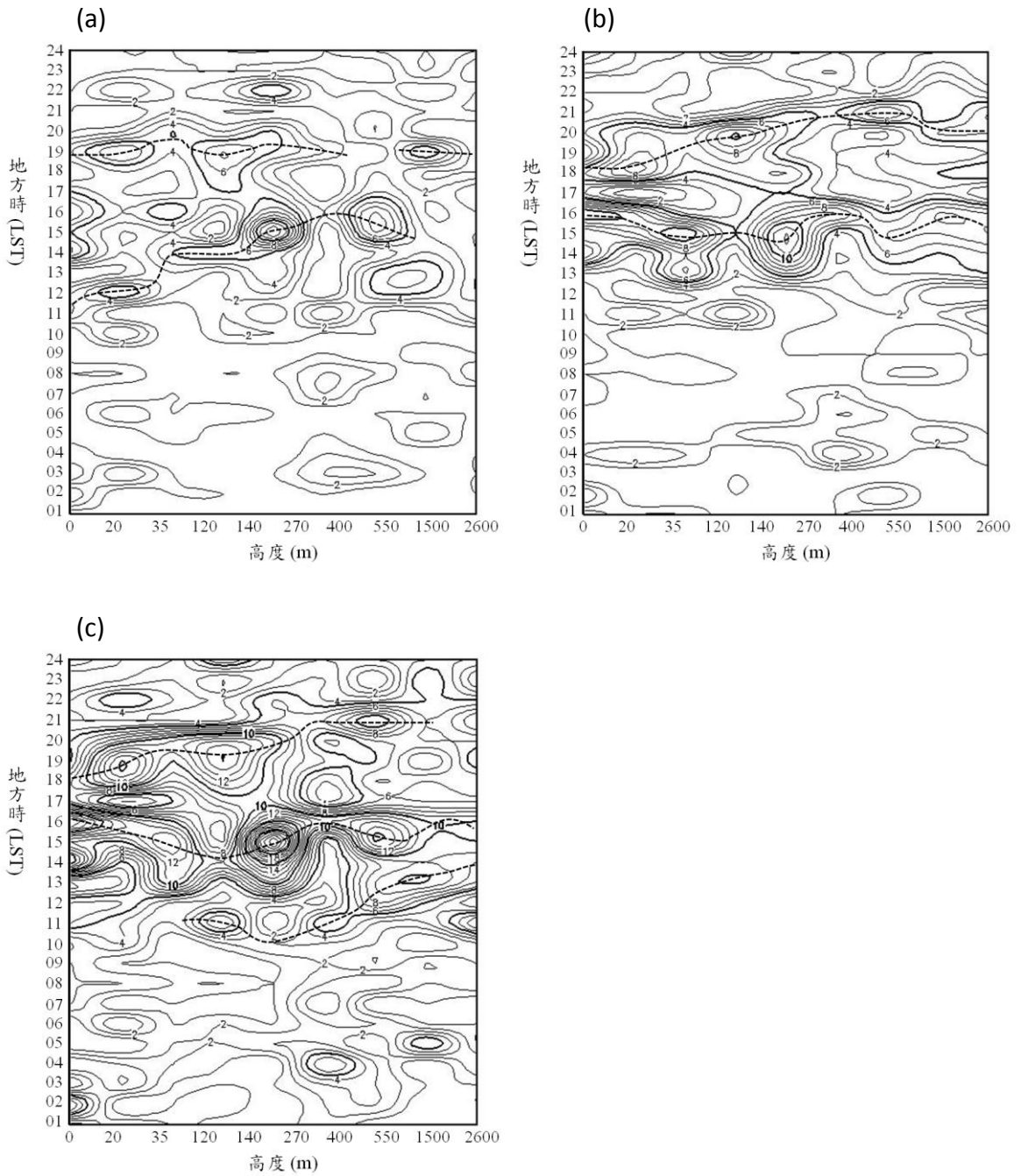


圖 7 1997~2006 年(a) 5 月、(b) 6 月及(c) 5~6 月，預報分區 13-15 測站之 A+B 型豪雨發生次數之時間—地形高度分布。等值線間距為 1 次，粗實線為 5 次或 10 次等值線，粗虛線為最大主軸。橫軸為地形高度(m)，縱軸為地方時(LST)。

之後向平地和山坡移動及/或發展，使最大頻率出現在 140-270 m 之山坡與 120 m 以下之平地。而第二個出現在 1800-1900 LST 之最大主軸時空分布顯示，豪雨最大頻率先出現在平地後出現在 120 m 以下之山坡，至於 120 m 以上高度之最大頻率，則有隨時間出現在高度越高趨勢，這些現象之原因值得進一步探討。另一值得注意的是，在 1100-1300 LST 另有一頻率次大主軸位於 120 m 以上高度，此與圖 6c 所示各分區在該時段呈現之相對最大值一致，此現象之原因亦值得進一步探討。

圖 8 為 5 月、6 月及 5~6 月各高度平均降雨強度之日夜分布。5 月各高度午後皆大於午前，特別是最大強度主軸貫穿各高度並出現在午後 1600-1700 LST，反映太陽輻射加熱驅動局部環流在激發午後對流發展所扮演之關鍵角色，最大降雨強度中心出現在 1600 LST 之 270-400 m 高度。6 月與 5 月分布相近，但午後降雨強度更大，最大強度主軸仍出現在 1600-1700 LST，且最大降雨強度中心仍出現在 1600 LST 之 270-400 m 高度。5~6 月梅雨季反映 5 月與 6 月之特徵，最大降雨強度主軸貫穿各高度出現在 1600-1700 LST，與圖 3、圖 4 各分區最大強度出現時間一致，突顯太陽輻射加熱驅動之局部環流在激發梅雨季午後對流發展之關鍵性。

六、討論與總結

近年來梅雨研究普受國內外學者之重視，不論是天氣或氣候現象方面之研究皆然，特別是梅雨季之豪雨，因其可導致重大災情，更是專家學者熱衷的研究課題。然而，不論是降雨/對流之氣候特徵、豪雨或局部環流之研究，主要均注重發生在中央山脈以西地區者，東部地區之梅雨研究

相對較少，而在學術期刊發表之論文更少，氣候特徵之研究更付闕如。部分可能乃因過去東部地區測站稀疏不易進行較深入研究，且地形複雜同時經濟發展較為遲緩，故較少受到專家學者們的關注。近年來因在中央氣象局觀測現代化政策推動下，自 1997 年起於東部地區陸續完成局屬氣象站與自動雨量站網建置，致使東部地區梅雨研究資料之時空間解析度大為改善。本文即在利用 1997~2006 年 5~6 月梅雨季觀測資料，進行東部地區 Post-TAMEX 各預報分區，即宜蘭縣、花蓮縣及台東縣，以及依地理位置/地形高度之自然分區之降雨強度、降雨機率、豪雨發生頻率日夜變化分析，並探討豪雨發生頻率與降雨強度隨時間和地形之關連，結果可歸納為以下六點。

1. 不論各預報分區或自然分區，亦不論 5 月、6 月或 5~6 月梅雨季，降雨強度日夜分布均呈現，午前較小午後急速增大至 1600-1700 LST 達最大值隨後急速減小之現象，降雨機率亦有相似分布，顯示太陽輻射加熱驅動局部環流在激發午後對流發展之關鍵性。
2. 不論各預報分區或自然分區，亦不論 5 月、6 月或 5~6 月梅雨季，均有午後 1400-1600 LST 之豪雨發生頻率最大值，顯示太陽輻射加熱驅動之局部環流，以激發對流導致豪雨扮演重要角色。
3. 花蓮縣 14 分區、花東縱谷區、花東山區及花東濱海區於入夜後 1800-2100 LST 出現豪雨發生頻率相對最大值，可能除局部環流與地形效應外，綜觀尺度強迫在東部地區梅雨季之豪雨產生亦扮演重要角色。
4. 花東縱谷區之午後對流降雨強度與其增大速率較花東山坡與花東濱海區為大，部分可能乃

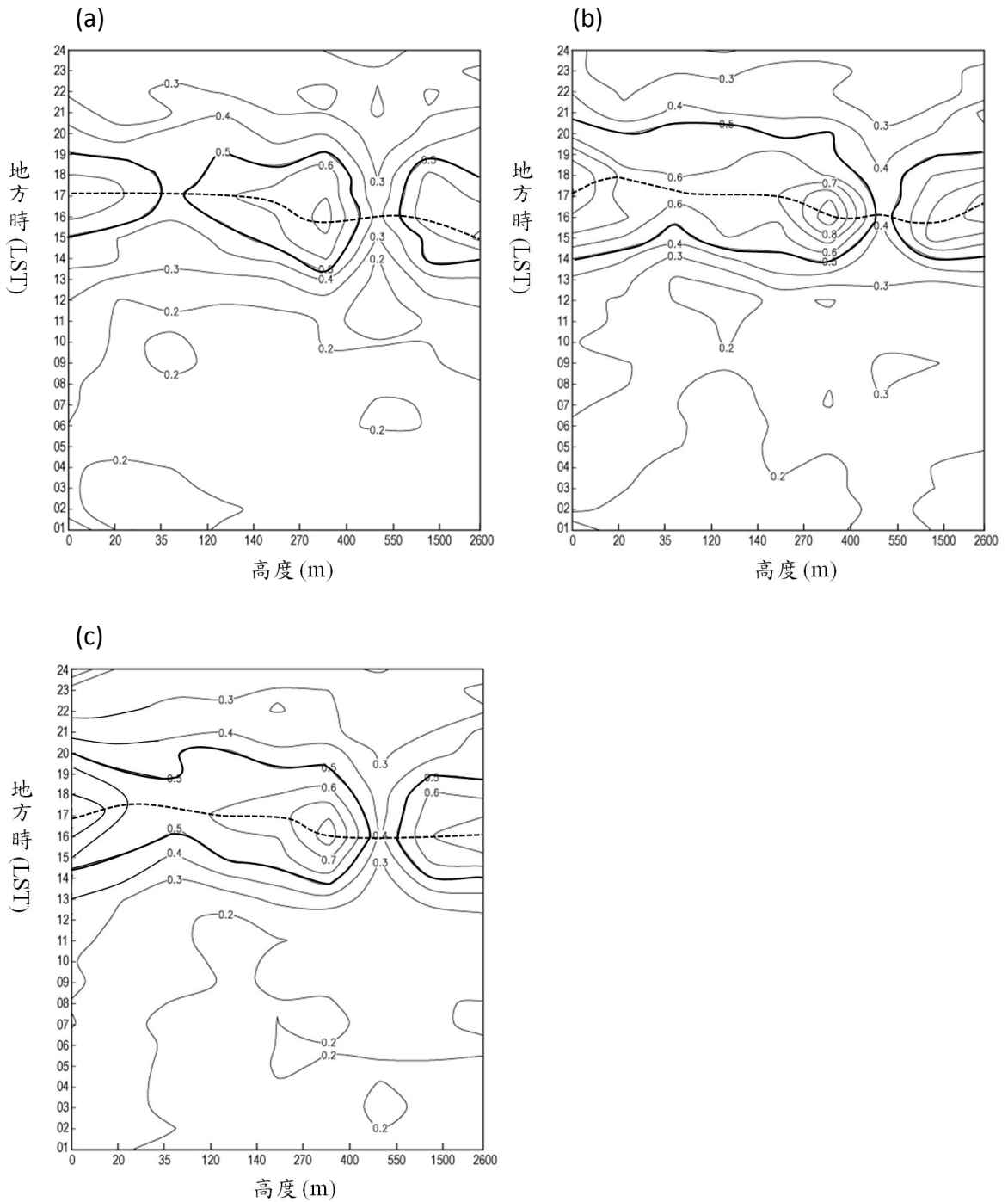


圖 8 1997~2006 年(a) 5 月、(b) 6 月及(c) 5~6 月預報分區 13-15 測站降雨強度(mm h^{-1})之時間-地形高度分布。等值線間距為 0.1 mm h^{-1} ，粗實線為 0.5 mm h^{-1} ，粗虛線為最大主軸。橫軸為地形高度(m)，縱軸為地方時 (LST)。

因白天花東濱海區之海風可跨越花東山脈進入縱谷區，並可能由花東縱谷北側與南側入侵之故。

5. 梅雨季貫穿各高度之豪雨發生頻率最大主軸主要出現在午後，一在 1400-1600 LST，另一在 1800-2000 LST；最大頻率中心出現在 1500 LST 之 140-270 m 高度。
6. 梅雨季平均降雨強度最大主軸貫穿各高度並出現在 1600-1700 LST，顯示太陽輻射加熱驅動之局部環流，在梅雨季各不同高度地區午後對流發展之關鍵性。

致謝

感謝邱嫚君小姐與吳連育先生之協助，本研究在國科會專案計畫 NSC 101-2111-M-002-007 與 NSC 101-2625-M-002-009 支助下完成。

參考文獻

- 林熹閔與郭鴻基，1996：1994 年南臺灣夏季午後對流之研究。*大氣科學*，**24**，249-280。
- 陳泰然，1988：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。*大氣科學*，**16**，435-446。
- 陳泰然，1989：臺灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（二）。國科會防災科技研究報告 78-06 號，89 頁。
- 陳泰然，1990a：臺灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（三）。國科會防災科技研究報告 79-23 號，131 頁。
- 陳泰然，1990b：臺灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。*大氣科學*，**18**，213-228。
- 陳泰然，1994：臺灣梅雨季之豪雨研究。*大氣科學*，**22**，455-477。
- 陳泰然，2000：臺灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（III）。國科會防災科技研究報告 NSC 89-2625-Z-002-010，189 頁。
- 陳泰然，2005：發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）—子計畫：豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 93-2625-Z-002-007，140 頁。
- 陳泰然，2007：最近之梅雨研究回顧。*大氣科學*，**35**，261-286。
- 陳泰然與王子軒，2010：梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究。*大氣科學*，**38**，165-184。
- 陳泰然與王重傑，2002：梅雨季臺灣中北部地區伴隨鋒面與中尺度低壓豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候研究。*大氣科學*，**30**，61-82。
- 陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：臺灣梅雨期對流降水之時空分佈特徵。*大氣科學*，**30**，83-98。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究。國科會防災科技研究報告 73-25 號，108 頁。
- 陳泰然與林宗嵩，1997：梅雨季臺灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究。*大氣科學*，**25**，289-306。

- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩及楊進賢，1996：臺灣海峽北部及鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。 *大氣科學*，**24**，145-163。
- 陳泰然與俞家忠，1988：臺灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（一）。國科會防災科技研究報告 77-30 號，130 頁。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1998：華南與臺灣地區之梅雨與西南季風研究（二）。台大大氣科學研究所，研究報告 NTUATM-1998-01，125 頁。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1999：臺灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（II）。國科會防災科技研究報告，NSC 88-2625-Z-002-026，97 頁。
- 陳泰然與張子琦，2001：臺灣中北部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報研究。 *大氣科學*，**29**，361-378。
- 陳泰然與張子琦，2002：梅雨季臺灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。 *大氣科學*，**30**，171-186。
- 陳泰然與張智昇，2000：中南部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報校驗。 *大氣科學*，**28**，205-220。
- 陳泰然、張智昇及王子軒，2006：豪（大）雨與定量降水預報之中尺度過程研究（II）。台大大氣科學系，防災科技研究報告 NSC 94-2625-Z-002-013，117 頁。
- 陳泰然與楊進賢，1988：臺灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。 *大氣科學*，**16**，151-162。
- 陳泰然與謝信良，1992：臺灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規劃與執行計畫：預報實驗計畫辦公室（二）。國科會防災科技研究報告 81-12 號，60 頁。
- 陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：臺灣北部地區五~七月雷達回波特徵與局部環流探討。 *大氣科學*，**28**，73-90。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1993：臺灣地區中尺度預報實驗設計研究（II）。國科會防災科技研究報告 81-40 號，93 頁。
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Chen, C.-S., C.-H. Lu, and W.-C. Chen, 2007: Numerical experiments investigating the mechanisms of a heavy rainfall event over northeastern Taiwan and a mesovortex during TAMEX. *Meteor. Atmos. Phys.*, **95**,155-177.
- Chen, G. T. J., 2004: Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview. World Scientific Series for Meteorology of East Asia Vol. 2, East Asian Monsoon, C. P. Chang, Ed., World Scientific Publishing Co., 357-403.
- Chen, G. T. J., 2009: The role of cumulus heating in the development and evolution of Meiyu frontal systems. NTUAS 50-year Anniversary Book, World Scientific Publishing Co., 117-135.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 25-41.

- Chen, G. T.-J., and C.-C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and D. T.-W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2299-2312.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991 : Diagnosed characteristic of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX . *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540-2557.
- Kerns, J., B. Wesley, Y.L. Chen, and M.Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of winds, rain, and clouds over Taiwan during the Mei-yu, summer, and autumn rainfall regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 497-516.
- Li, J., Y.L. Chen, W.C. Lee, 1997: Analysis of a Heavy Rainfall Event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060-1082.
- Lin, C. Y., and C. S. Chen, 2002 : A study of orographic effects on mountain- generated precipitation systems under weak synoptic forcing. *Meteor. Atmos. Phys.*, **81**, 1-26.
- Yeh, H. C., and G. T. J. Chen, 2004: Case study of an unusual heavy rain event over eastern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 320-337.
- Yeh, H. C., and Y. L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributeons over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457-1469.
- Yu, C.K., and C.Y. Lin, 2008: Statistical location and timing of the convective lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan from long-term radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5077-5094.

Climatological Characteristics of the Precipitation and Heavy Rainfall over Eastern Taiwan in Mei-yu Seasons

George Tai-Jen Chen, Tzy-Shyuan Wang and Shin-Yi Huang

Department of Atmospheric Sciences National Taiwan University

(manuscript received 4 September 2012 ; in final form 7 February 2013)

ABSTRACT

Observational data with high spatial and temporal resolutions from the Central Weather Bureau meteorological stations and automatic rainfall stations in eastern Taiwan in May–June Mei-yu seasons in 1997–2006 were used to study the diurnal changes of the intensity and probability of precipitation, and the frequency of heavy rainfall occurrence. The relationship between the temporal and spatial distribution of the frequency of heavy rainfall occurrence and the intensity of precipitation were also investigated.

The results showed that no matter for either subdivisions or natural regions, in May / June / May–June Mei-yu seasons, the maximums for the intensity and the probability of precipitation, and the frequency of heavy rainfall occurrence all appeared in the afternoon. It suggested that the solar radiation heating, which drove the local circulations, played an important role in activating the development of afternoon convection. There were two maximums in the axis of maximum frequency of heavy rainfall occurrence for overall heights. One appeared in the afternoon hours of 1400–1600 LST, reflecting that the solar radiation heating, which drove the local circulation, played an important role in triggering the heavy rainfall; while the other was in the evening hours of 1800–2000 LST, reflecting that besides local circulations and topographic effects, synoptic-scale forcing also played an important role in the occurrence of heavy rainfall in eastern Taiwan during Mei-yu season. Besides, the intensity of precipitation and its rate of increase in the afternoon hours in the region of Hua-Dong Vertical Valley were both larger than those in the regions of Hua-Dong mountain and Hua-Dong seaside. These features as suggested by the previous research results were perhaps partially due to the sea breeze of the seaside region could cross over the Hua-Dong mountain range into the Hua-Dong Vertical Valley and could also invade via the northern end and southern end.

Key Words: Mei-yu season, Intensity of precipitation, Frequency of heavy rainfall occurrence, Afternoon convection, Solar radiation heating, Local circulation

