

梅雨季台灣中部地區伴隨中尺度低壓 豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候研究

陳泰然¹ 王重傑²

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 私立景文技術學院環境管理系

（中華民國九十二年二月二十一日收稿；中華民國九十三年三月二十六日定稿）

摘 要

本文以中尺度氣候觀點，利用 1993-1998 年 5-6 月地面降雨資料，分析梅雨季西北與中部沿海中尺度低壓旋生前後，中央山脈以西之中部地區（台中至台南縣，即 Post-TAMEX 分區 5-10）各分區之各型豪（大）雨出現頻率、降雨機率、以及降雨強度之氣候特徵。

結果顯示，西北沿海中尺度低壓（共 11 個個案）旋生後，在約 6-7 小時內可使其南側之鄰近分區 5-7（台中、彰化、南投）之豪（大）雨頻率與降雨強度，以及中部山區之降雨機率顯著增大。分區 5-7 的豪（大）雨頻率與降雨強度均在低壓旋生時開始增加，約在 3-4 小時後達最大；豪（大）雨類型以 B 型豪雨為最多，但 A 型豪雨與 C 型大雨亦可在山區出現；最大降雨強度則介於 2.8 與 3.5 mm h⁻¹ 間。低壓旋生前後之降雨機率上升，以分區 6、7、9（嘉義）較大，達 25 % 以上。同時，降雨強度在分區 5-7（即旋生區南側）之增強較旋生區內更大，且以雪山山脈西南側與中央山脈西側迎風面（台中與南投山區）特別明顯。顯然，低壓南側西南氣流之增強，以及山區地形提供舉升條件，可能為導致降雨顯著增大之重要因子。至於分區 8-10（雲林至台南縣），則由於距西北沿海低壓較遠，受旋生之影響較不顯著。

在中部沿海低壓（共 22 個個案）旋生後，一般而言其各項影響均較西北部低壓旋生個案為小，具顯著影響之範圍亦較小，但影響持續時間則較長，可達 12 小時以上。在豪（大）雨方面，對分區 7 之影響遠較其它分區顯著，其 B 型豪雨與 C 型大雨頻率於旋生後 7-8 小時突然急速增大，隨即又迅速下降。在降雨強度方面，影響以多山之分區 5 與 7 較顯著，最大值亦出現在旋生後 7-8 小時，強度則可達 1.5 mm h⁻¹，之後逐漸減弱。旋生前後之降雨機率上升，同樣以山區較大，至少上升 15 % 以上。其餘的分區 8-10，則影響有限。降雨空間分佈顯示，低壓旋生後之降雨增加主要亦在雪山山脈西南側與中央山脈西側迎風面（分區 5 與 7 之山區），以及分區 6 之部份平地。另外，低壓南側降雨之增加亦較旋生區內為大。

關鍵詞：中尺度低壓、豪（大）雨、定量降水預報（QPF）、中尺度氣候、降雨強度、降雨機率

一、前言

豪(大)雨與定量降水預報(quantitative precipitation forecast; QPF)為目前國際氣象界在預報與研究上所面臨的重大挑戰,台灣地區亦不例外,特別是對於每年 5-6 月梅雨季,由伴隨在鋒面雲帶內之中尺度對流系統所導致的豪(大)雨,預報能力更為有限。陳等(1991)評估現階段台灣地區梅雨季豪(大)雨的預報能力,其 TS 技術得分約 0.18(無預報能力為 0,完美預報為 1),且後符(預報中實際發生的比例,57%)高於前估(觀測中事前被預報到的比例,僅 20%)。因此,雖然 1987 年台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX,吳與陳 1987)的實施,使國內氣象界對於梅雨季之中尺度現象與大氣過程增加許多了解(Chen 1992;陳與謝 1993;陳 1994, 2000b),但豪(大)雨之預報能力仍有待進一步提升。此一目標,除有賴不斷的上游基礎研究外,中下游的應用研究與技術發展工作亦不可或缺。

鑑於目前中尺度作業模式對於豪(大)雨與 QPF 的能力仍嫌不足,故藉助其他預報方法或技術,例如中尺度氣候法,在作業上仍然相當重要。所謂中尺度氣候法,即利用雷達、衛星、或地面降水等資料,求取其伴隨於中尺度天氣系統之氣候特徵,並應用於預報。此類方法,在 1992 年 5-6 月的 Post-TAMEX 預報實驗中即曾使用(陳與謝 1992;謝等 1992;1993)。中尺度氣候除可對對流系統與降水之特徵與演變提供重要訊息,有助於吾人對大氣現象的了解外,並可藉以發掘科學問題(例如 Chen 1992;陳 1985;1986)。在短期預報方面,特別是 2-6 小時的預報缺口處,中尺度氣候法亦可提供可

觀之訊息(Doswell 1986)。此外,在其他所有方法均無法掌握中尺度現象的未來演變時,中尺度氣候即成為唯一可據以提供客觀預報指引之方法。

根據過去的文獻研究顯示,台灣梅雨季中與降水/豪雨密切相關之天氣系統,包括梅雨鋒面、中央山脈以西之中尺度低壓、及局部環流等(陳 1994)。國內學者亦曾針對豪雨與對流本身(陳與楊 1988;陳與林 1997;陳等 2002;陳與張 2002),及上述之各種現象進行中尺度氣候研究(陳與吳 1985;陳與俞 1988;陳 1989;1990a,c;陳等 2000),且部份成果已於「Post-TAMEX 預報實驗」中加以應用。其中,位於台灣西側沿岸或近海,水平尺度約 150-200 km 之(移動性、滯留性)中尺度低壓,雖為近地層之淺系統(約 1.5 km 以下),但因與降水量有顯著相關,多年來均為學者興趣之研究對象(例如徐 1971;陳 1978;陳與紀 1980),特別是中南部地區,低壓強度似為決定降雨強度之重要因子,兩者關係最為密切(陳與俞 1988;1990)。陳(1990)選取 18 個同時具有豪雨與中尺度低壓之個案進行合成,發現低壓出現後,其南側之回波強度與雨量均大為增加,可能因該區低對流層水平氣壓梯度增大,而使風速與局部輻合增加所致。陳(1995)使用每 6 h 資料,亦清楚顯示這些低壓個案在生成後至 6 h 內,不論低壓區內或其南側,降雨強度均明顯增大,多數並有最大強度出現。

上述研究均顯示,伴隨西部中尺度低壓之中尺度氣候研究,在梅雨季降水方面,有極高的應用價值與需求。陳與王(2002)曾進行此類低壓(以及鋒面)在台灣中北部地區之豪(大)雨與 QPF 之中尺度氣候研究。但在兩者關係更密切的中南部地區,相似之應用研究則尚嫌不

足。因此，本文利用 1993-1998 年梅雨季逐時自動雨量站資料，進行台灣中部地區豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候特徵研究，並建立可供豪（大）雨預報及 QPF 之降水氣候值圖表，以作為該區梅雨季預報之參考。除此未來應用之目的以外，本文並探討豪（大）雨、降水及中尺度低壓間之關係。至於有關中部地區於鋒面過境前後之中尺度氣候研究，則將由陳與張（2003）另文進行討論。

二、資料與分析方法

本文所用資料，包括 1993-1998 年共 6 個梅雨季（5-6 月）中部地區之逐時自動氣象與雨

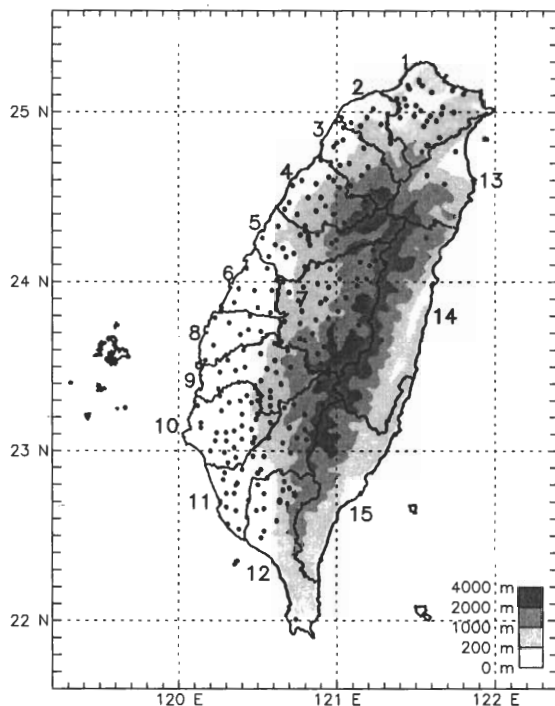


圖 1 台灣地區於 Post-TAMEX 預報實驗定量降水預報的 15 個預報分區，中央氣象局所屬地面逐時雨量站於 1993 年 5 月時之分布，以及經勻滑處理後之地形高度分布（高度對照尺示於右下角）。分區 5-10 為本文之討論範圍。

量站資料，以及同時段之每 3 小時地面天氣圖，所用分析方法則與陳與王（2002）相似。圖 1 顯示 1992 年「Post-TAMEX 預報實驗」所採用之台灣地區 15 個預報分區（謝等 1993）與勻滑地形高度分布，其中分區 5 至 10 依序分別為台中、彰化、南投、雲林、嘉義、以及台南縣，涵蓋整個中央山脈以西之中部地區，為梅雨季盛行西南風之迎風面，亦為本研究之討論範圍。雖陳與王（2002）之分析也包括分區 5 與 6，但該文所用資料為 1991-1996，較本文所用時段略早，故兩者不盡相同。至於觀測網於中部各分區之空間解析度，可由圖 1 所示，1993 年 5 月之自動氣象站與雨量站分布（黑點）獲得了解。分區 5-10 之測站總數如表一所示，依序分別為 17、10、32、13、20 及 14 站，總計 106 站，其中面積最大的分區 7 亦具最多測站（32 站），而較小的分區 6 則僅有 10 站。

本研究首先針對資料期間（1993-1998 年 5-6 月）每 3 小時之地面天氣圖進行再分析，除分析鋒面外，並辨認台灣西部沿岸與鄰近地區（22°-26°N，117°-121°E）之中尺度低壓旋生位置。此處中尺度低壓之認定，係根據陳（1992）之方法，即以 1 hPa 為間距可分析出封閉等壓線者。在資料缺乏地區，例如西部沿海附近與台灣海峽一帶，分析結果具有較大之不確定性，此時則同時佐以氣流場之分析，並考慮周圍陸上氣壓外延至海上之結果，及系統之時間連續性。中尺度低壓認定後，將各低壓個案首次出現在天氣圖上之時間定為旋生時間（ t_0 ），統計每 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度方格內之旋生頻率分布，結果如圖 2 所示。台灣西側之中尺度低壓，其旋生明顯集中於兩個區域，一為 24.5° - 25° N / 120.5° - 121° E 的西北部沿岸，另一則為 23° -

表一 圖 1 所示分區 5-10 於 1998 年 6 月之自動氣象站與雨量站總數，以及平地（測站海拔高度 < 200 m）與山區（≥ 200 m）之測站數，括號內為所佔百分比（%）。

分區	5	6	7	8	9	10
平地測站	7 (41)	8 (80)	3 (9)	11 (85)	12 (60)	11 (79)
山區測站	10 (59)	2 (20)	29 (91)	2 (15)	8 (40)	3 (21)
測站總數	17	10	32	13	20	14

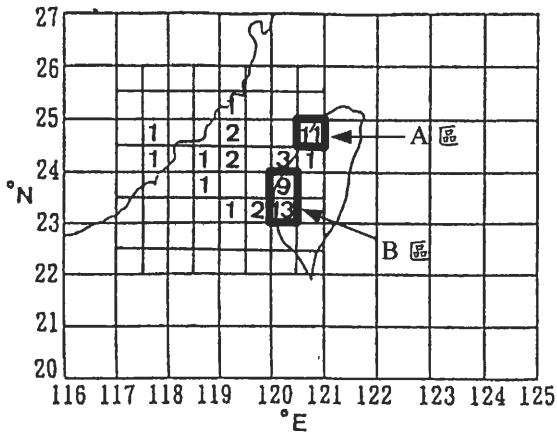


圖 2 1993-1998 年 5-6 月於 22°-26°N, 117°-121°E 範圍內每 0.5° × 0.5° 經緯度方格內之中尺度低壓旋生頻率分布。兩低壓旋生頻率最大區為西北部沿海 (A 區; 24.5°-25°N, 120.5°-121°E) 與中部沿海 (B 區; 23°-24°N, 120°-120.5°E)。

24°N/120°-120.5°E 的中部沿岸地區，由於此兩區大部份均位於（或鄰近）資料較豐之陸上，所得之頻率分布結果可信度較高，同時亦與文獻之西部沿岸旋生分布相近（陳 1978；1990b）。

因此，本文將此兩中尺度低壓旋生頻率最大區分別稱為 A 區（西北部沿岸）與 B 區（中部沿岸；圖 2），並以此兩區之個案為準，求取各項中尺度氣候值。如表二所示，台灣西北部沿岸（A 區）之中尺度低壓個案共 11 個，其中有 9 個於 1100 或 1400 LST 旋生，顯示具有相當明顯的日夜變化（陳 1990b），另外 5 月有 6 次旋生，6 月亦有 5 次，兩者個案數相近。若將表二與陳與王（2002）之表三相較，可發現該文並未包括 1996 年 5 月 5 日之低壓個案，此乃由於在陳與王（2002）之研究進行時，該個案時段之地面天氣圖資料遺漏所致，而本研究則將之重新納入統計。表三為中部沿岸（B 區）旋生的 22 個中尺度低壓個案，其中 t_0 發生於 1100-1700 LST 者亦佔 16 個，5 月共 18 次旋生而 6 月僅有 4 次，頻率明顯不同。在此兩區之中尺度低壓個案選取後，即可根據各個案 t_0 所在之時間，利用地面降水資料進行低壓旋生前後 5-10

表二 1993 至 1998 年 5-6 月發生於台灣西北部沿岸（圖 3 中之 A 區；120.5°-121°E, 24.5°-25°N）共 11 個中尺度低壓個案之旋生時間（定義為 t_0 ）。

編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)
1	1994	5/9	1100	5	1996	5/7	2000	9	1996	6/12	1400
2	1995	6/11	1100	6	1996	5/12	1100	10	1996	6/21	2300
3	1996	5/2	1400	7	1996	5/26	1400	11	1997	6/17	1100
4	1996	5/5	1400	8	1996	6/6	1100				

表三 1993 至 1998 年 5-6 月發生於台灣中部沿岸(圖 3 中之 B 區; 120°-120.5°E, 23°-24°N) 共 22 個中尺度低壓個案之旋生時間 (定義為 t_0)。

編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)
1	1993	5/9	2300	9	1994	5/30	1100	17	1998	5/6	1700
2	1993	5/25	1100	10	1994	6/1	1100	18	1998	5/8	1100
3	1993	6/3	0500	11	1995	5/17	1100	19	1998	5/14	1400
4	1994	5/6	1100	12	1995	6/5	1700	20	1998	5/20	0500
5	1994	5/7	1100	13	1996	5/4	2000	21	1998	5/30	1100
6	1994	5/12	1100	14	1996	5/12	1400	22	1998	6/5	1400
7	1994	5/18	0500	15	1996	5/18	1100				
8	1994	5/22	2300	16	1997	5/20	1100				

各分區相關之統計分析。

本文使用逐時地面自動氣象與雨量站降水資料，針對中尺度低壓共求取 3 個項目之中尺度氣候值，包括各分區於低壓旋生前後各 24 小時內之 (1) 逐時豪 (大) 雨出現頻率、(2) 逐時降雨機率、以及 (3) 逐時降雨強度。本文在豪 (大) 雨的認定標準依照 Post-TAMEX 預報實驗之定義 (陳與謝 1992; 謝等 1993)，當某雨量站某小時之時雨量 ≥ 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，
- (c) ≥ 50 mm/24 h，但 < 130 mm/24 h，定義為大雨 (即 C 型大雨)。

因此，任何豪 (大) 雨的發生，均必須有某站在 24 小時或更短時間內，達到至少 50 mm 之累積雨量，而在豪雨部份，A 型較 B 型者更為持續。此處，由於豪 (大) 雨的發生在各氣象與雨量站間為獨立辨認，因此在分區 5-10 均各有至少 10 站之情況下，同一低壓個案可能造成不止 (甚至遠超過) 一次的豪 (大) 雨紀錄。

另外，為比較地形在降水所扮演之角色，本文亦將各分區測站分為平地與山區測站兩類，並以海拔高度 200 m 做為劃分標準 (表一)。中部各分區中，分區 7 為山區測站所佔比例最高之分區 (達總測站數的 91%)，其次為分區 5 (59%)，再次為分區 9 (40%)，而其餘的分區 6、8 及 10 中均多為平地測站，山區測站不超過 21%。配合圖 1，可知各分區之山區測站比例，主要在反應該區中海拔高度 ≥ 200 m 之山區地形所佔比例。依照上述方法，即可建立梅雨季台灣中部各分區，在西北與中部沿海之中尺度低壓旋生前後，其豪 (大) 雨之發生頻率，以及 QPF 之降雨機率與降雨強度等項目之中尺度氣候值，並探討其時空分布，以及平地與山區之差異。最後，結果將以易於使用之圖表表示，以利未來中尺度預報應用。

三、伴隨西北部低壓旋生之降雨氣候特徵

(一) 豪 (大) 雨發生頻率

圖 3 為發生於西北部沿海 24.5°-25°N / 120.5°-121°E 範圍內 (圖 2 中之 A 區) 的 11 個

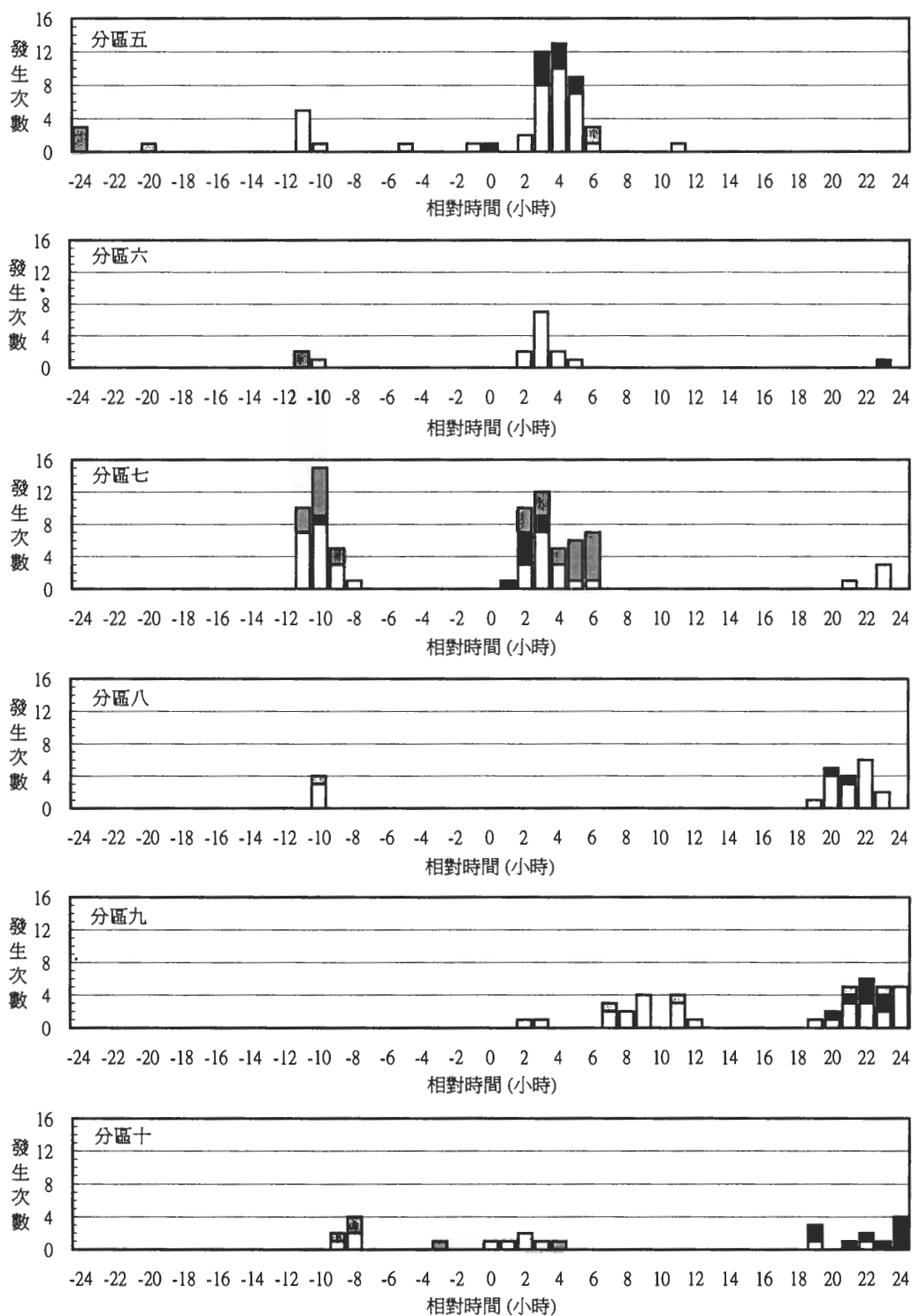


圖 3 1993-1998 年 5-6 月發生於西北沿海 (A 區) 內的 11 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，各型豪 (大) 雨於分區 5-10 之逐時出現次數。A 型、B 型豪雨及 C 型大雨分別以黑色、白色及灰色表示。

中尺度低壓個案（表二）於旋生（定為 t_0 ）前後各 24 小時內，各型豪（大）雨於 5-10 各分區之逐時發生頻率分布。以豪（大）雨在各區雨量站之發生總次數論，在 t_{-24} 至 t_{+24} 間以分區 7 的 76 次最多、其次為分區 5 的 53 次、再次為分區 9 的 40 次，其餘的分區 10、8 及 6，豪（大）雨明顯較少，分別為 24、22 及 16 次。緊鄰在西北部旋生區南側的分區 5、6 及 7，豪（大）雨發生頻率均在低壓旋生後約 1-2 小時開始增加，於旋生後 3-4 小時達最大，並於 5-6 小時後消失，顯示變化相當一致且與中尺度低壓密切關連，但影響時間約在 6 小時以內。分區 5 與 7 此時段之最高頻率分別達 13 次（ t_{+4} ）與 12 次（ t_{+3} ），且此兩區亦具有最多的豪（大）雨總次數，即使考慮分區測站數後，其發生頻率仍明顯較緊鄰的分區 6 者為高。顯然，分區 5 與 7 除鄰近低壓南側外，較多山區之額外地形舉升作用亦有利於豪（大）雨的發生。分區 5-7 除低壓旋生後有較多豪（大）雨外，在旋生前的 10 小時（ t_{-10} ）附近亦均有相對較高頻率，且以分區 7 最為明顯，其最高頻率達 15 次，詳細原因尚待進一步分析，但可能與降雨之日夜變化、或部分個案因梅雨鋒面靠近台灣北部，使盛行西南氣流增強有關。至於其他時段，分區 5-7 之豪（大）雨發生頻率均低。在分區 8-10 方面，分區 9 與 10 的豪（大）雨頻率在 t_0 之後僅稍有增加，而分區 8 在 t_{-9} 至 t_{+18} 間更均無豪（大）雨發生，顯示距西北沿海旋生區約達 100 km 以上的分區 8-10，已超出中尺度低壓之影響範圍。分區 8-10 在旋生後的 t_{+22} 前後，亦均有較高之豪（大）雨頻率，但應與低壓無直接關聯。由於多數個案 t_0 出現在 1100 或 1400 LST，故 t_{+22} 附近亦多接近中午，因此該處之豪（大）雨可能主要在反應弱綜觀條件下由海風環流所驅動

之對流現象（例如：陳等 2002）。另外， t_{-10} 附近之相對較高頻率，在分區 8 與 10 亦可見到，但並不顯著。

若區分不同類型之豪（大）雨，則在 t_{-24} 至 t_{+24} 間所有分區均以 B 型豪雨（白色）佔最多，由分區 5-10 依序約為 65、80、50、85、75、以及 40 %（圖 3）。若將討論限制在低壓旋生前後的 t_{-2} 至 t_{+12} 間，則除分區 8 無豪（大）雨外，B 型豪雨亦為分區 5、6、9、10 的最多數。A 型豪雨（黑色）在低壓旋生前後僅出現於分區 5 與 7（分別約佔所有三型的 24 與 17 %），不但緊隨在旋生後出現，並於 2-3 小時內即達最大頻率（在分區 5 主要出現於 t_{+3} 至 t_{+5} 且於 t_{+3} 達最大；在分區 7 則出現於 t_{+1} 至 t_{+3} 且於 t_{+2} 達最大），再度顯示中尺度低壓與地形在維持豪雨所扮演的重要角色。由於 A 型豪雨之標準較不易滿足，其持續時間僅約 3 小時，較其它豪（大）雨類型者明顯為短。C 型大雨（灰色）為分區 7 的主要的豪（大）雨類型，但在其它分區卻相當少見。顯示分區 7 較高的地勢（圖 1）使其具最多豪（大）雨總次數，亦有利於 C 型大雨的發生。在旋生前後，分區 7 的 C 型大雨主要出現在 t_{+2} 與 t_{+6} 間，且其次數在 A 型豪雨消失後（約 t_{+4} ）的 2 小時間有所增加，顯示此時降雨強度已有所減弱而無法達到豪雨之標準。在旋生前的 t_{-11} 至 t_{-8} 之間，分區 7 亦具有所有分區中最顯著的豪（大）雨相對高頻區，但主要以 B 型豪雨與 C 型大雨為主。最後，圖 3 所見分區 5 與 6 之各類豪（大）雨頻率分布，與陳等（2002）之結果相似。

（二）降雨機率

各分區於中尺度低壓旋生前後 t_{-24} 至 t_{+24} 間，全區、平地、及山區之平均逐時降雨機率

分佈，如圖 4 所示。此處，各分區於各小時內有至少一個雨量站（或平地或山區之雨量站）具有雨量記錄（大於雨跡），該分區（或其平地

或山區）於該個案即視為降雨發生，在所有中尺度低壓個案中降雨發生個案數之比例，即為降雨機率。圖 4 顯示，於 t_{-24} 至 t_{+24} 間之降雨機

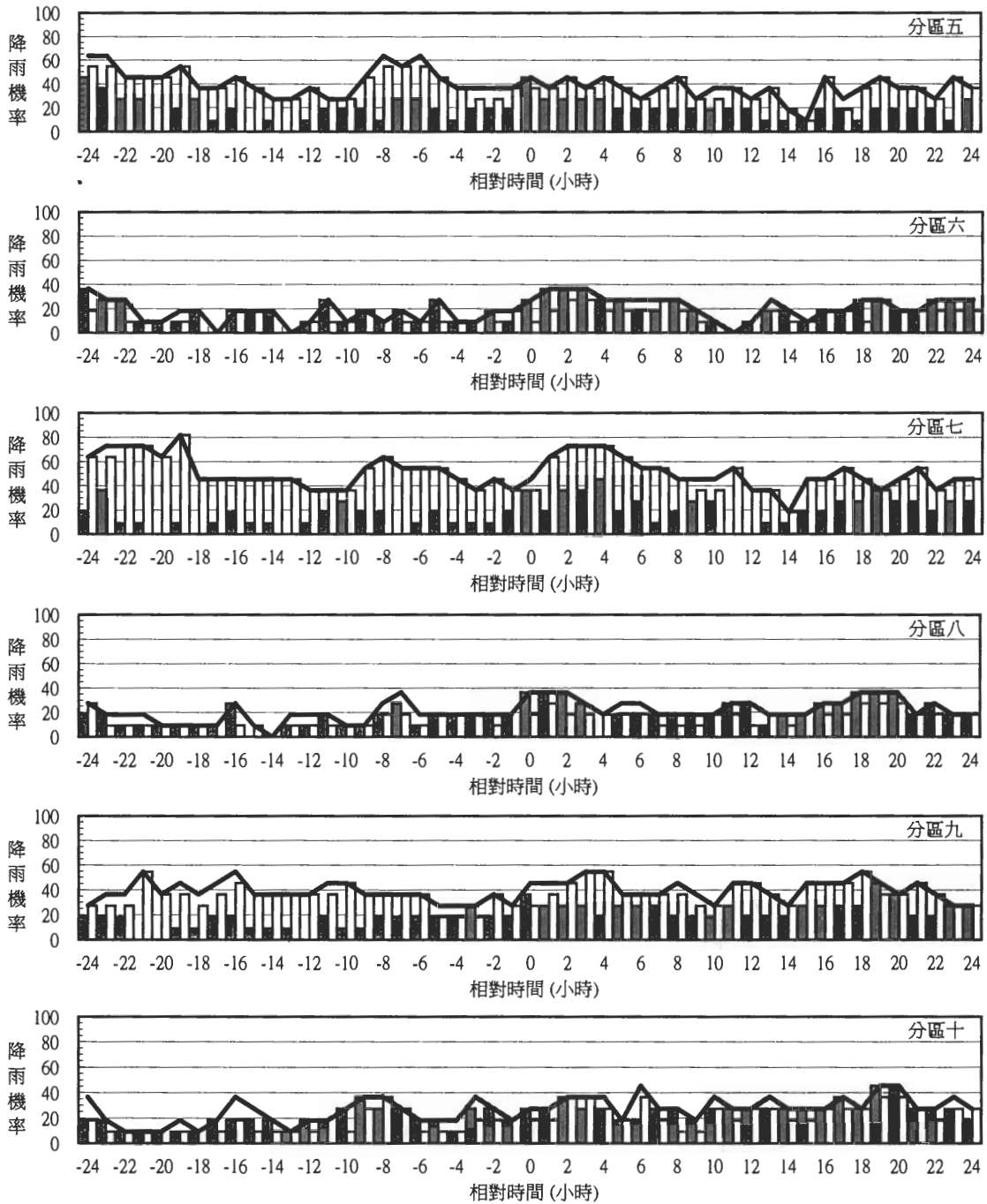


圖 4 1993-1998 年 5-6 月發生於西北沿海 (A 區) 內的 11 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，5-10 各分區之逐時降雨機率 (%) 氣候值。粗實線、灰色 (左側) 與白色 (右側) 長條分別表示各區全區平均、平地測站 (< 200 m) 及山區測站 (≥ 200 m) 之平均。

率以分區 7 最高(粗實線), 平均約 50 %, 多數時間在 40 至 70 %之間; 分區 5 與 9 次之, 平均約 40 %; 其餘的分區 10、8 及 6 降雨機率明顯較低, 平均值依序約為 25、20 及 20 %, 且分區 6 與 8 的所有機率均在 40 %以下。此降雨機率大小順序, 與前述豪(大)雨發生頻率高低者相同。若將圖 4 中分區 5 與 6 之(全區平均)結果與陳與王(2002)之圖 8 相比較, 顯示兩者雖逐時機率值有部分差異, 但變化之趨勢則相近。檢視各分區於西北沿海低壓旋生前後之降雨機率變化, 可知各分區於旋生前的 t_3 至 t_1 間均有一降雨機率相對最小值出現, 且降雨機率於旋生時均有增加, 至 t_2 與 t_4 間達相對最大值, 且此最大值於分區 6-9 亦均為 t_{18} 與 t_{24} 間之絕對最大值(圖 4)。此顯示西北沿海低壓之生成於各分區均有助於提高降雨機率, 且以分區 7、9 及 6 較為明顯, 旋生前後之機率差異分別達 35、25 及 25 %; 分區 8 與 10 之機率上升亦有約 20 %; 分區 5 則最不明顯, 機率僅上升 10 %。多數分區降雨機率於 t_3 附近達最大值後, 均開始逐漸減小, 至 t_{10} 與 t_{14} 間達相對最小值(分區 10 發生於 t_5)。此外, 多數分區在 t_8 間附近有較高之降雨機率(尤其是 5 與 7), 猜測亦可能與日夜變化、或部分個案之鋒前西南氣流增強有關(圖 4)。

圖 4 亦顯示中尺度低壓旋生前後, 各分區平地 (< 200 m) 與山區 (≥ 200 m) 測站之逐時降雨機率分佈, 可比較彼此之異同。各分區平地測站之平均降雨機率(灰色長條)均在 20 %左右, 且各分區相差不多, 少有高於 40 %者。所有分區在西北沿案中尺度低壓旋生時 (t_0) 降雨機率亦均有增加, 較 t_1 時之機率高出 10-25 %不等, 且低壓影響時間亦約 4-5 小時。與圖 3

相似, 各分區在 t_{19} 附近之降雨機率亦相對較高, 但分區 5 者較不明顯。在具有較多陡峭地形之分區 7、9 及 5, 其山區測站之平均降雨機率(白色長條)明顯較平地者為高, 且亦較其它分區之山區降雨機率高(圖 4)。在分區 6 與 8, 其山區降雨機率則甚至較平地者稍低, 分區 10 則山區與平地兩者相近, 雖此三分區之山區測站數較少, 但結果亦有相當的一致性。至於降雨機率在低壓旋生前後之差異, 則以分區 7、9 及 10 較為明顯(上升 35 %), 分區 8 次之(上升 25 %), 而以分區 5 與 6 較小(約 20 %)。在西北沿海低壓旋生前的 t_8 附近, 分區 5、7、9 及 10 之山區均具較高之降雨機率, 且多較平地者顯著, 亦顯示地形在額外增強對流所扮演之角色。

(三) 降雨強度

台灣西北沿海中尺度低壓旋生前後各 24 小時之各分區(及其平地與山區)之逐時降雨強度氣候值如圖 5 所示。圖 5 顯示, 分區 5-7 在低壓旋生後的 3-5 小時內, 全區平均之降雨強度均顯著增大(粗實線), 與陳(1990; 1995)一致。分區 5 由 t_1 的 0.4 mm h^{-1} 增強至 t_5 的 3.2 mm h^{-1} , 而分區 6 與 7 亦同由 t_2 的 0.1 mm h^{-1} 分別增強至 t_3 以及 t_4 的 2.8 mm h^{-1} , 之後減弱, 而在 t_8 左右恢復到低壓旋生前之水準。上述之降雨強度最大值, 亦為所有分區中最大與次大者, 其餘的分區 8-10 雖降雨強度在低壓旋生後亦有增加, 但最大強度僅達 1.2 mm h^{-1} , 明顯較分區 5-7 者為小(圖 5)。各分區在 t_{11} 至 t_8 附近, 亦出現相對較大降雨強度, 且如前述可能為日夜變化、或是鋒前西南氣流增強之反應。另外, 各區於 t_{19} 至 t_{23} 之間, 亦有較大降雨強度出現。在平地與山區差異方面, 圖 5 顯示 A

區之中尺度低壓旋生對分區 5-7 有顯著影響，7 之平地最大降雨強度(灰色長條)均發生於 t_{+3} ，但對分區 8-10 則影響較小。其中分區 5 與分區 較山區者(白色長條)稍早(分別為 t_{+5} 與 t_{+4})

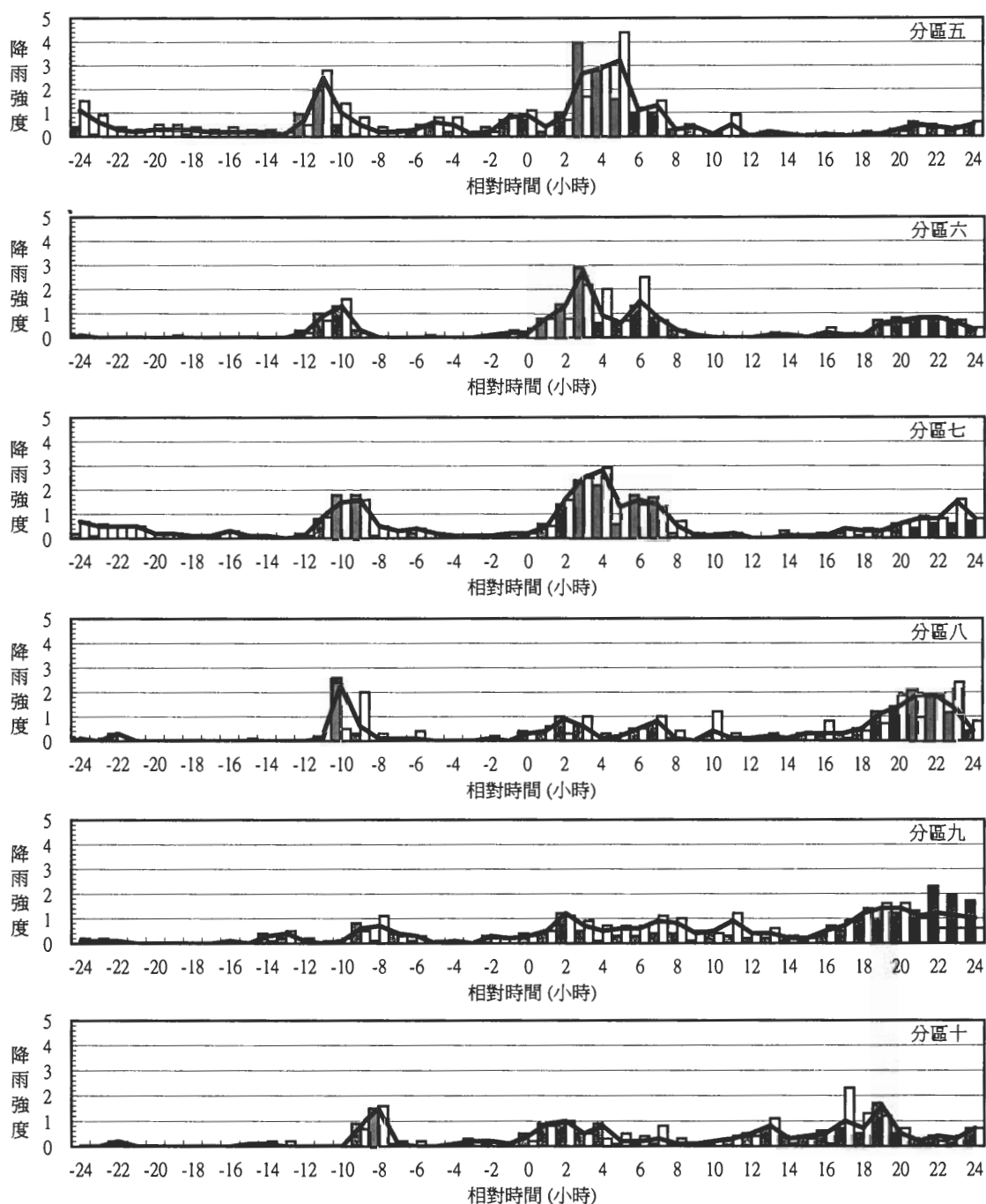


圖 5 1993-1998 年 5-6 月發生於西北沿海 (A 區) 內的 11 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，5-10 各分區之逐時降雨強度 (mm h^{-1}) 氣候值。粗實線、灰色 (左側) 與白色 (右側) 長條分別表示各區全區平均、平地測站 ($< 200 \text{ m}$) 及山區測站 ($\geq 200 \text{ m}$) 之平均。

約 1-2 h，而平地之最大值則均略低於山區者（分區 5 為平地 4.0 與山區 4.4 mm h^{-1} ，分區 7 則分別為 2.4 與 2.9 mm h^{-1} ）。至於分區 6，平地的最大降雨強度（ t_3 時的 2.9 mm h^{-1} ）亦較山區者（ t_6 時的 2.5 mm h^{-1} ）為早，但其值則較大，再度顯示具有與分區 5 與 7 不同之平地／山區降雨特徵。而降雨強度最大值先發生於平地、後發生於山區，則顯示此類降雨系統多由海峽移入。配合降雨機率之氣候值分佈，顯示西北沿海之中尺度低壓旋生後的 6 小時內，使分區 5-7 之降雨強度明顯增大，但降雨機率之增加則以分區 7 最顯著、分區 6 次之、而分區 5 最不顯著。至於分區 8-10，則由於距低壓較遠而影響較小，但降雨機率與強度亦均略有上升。

為檢驗西北沿海（A 區）中尺度低壓旋生前後，旋生區內與其南側降雨強度變化之差異，本文此處將圖 2 中之 A 區定義為旋生區，而將 $24^{\circ}\text{-}24.5^{\circ}\text{N}/120.5^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ 定義為旋生區南側區域。圖 6 即為此兩區域於 A 區 11 個低壓旋生前後，由 t_{-12} 至 t_{+12} 間之每 3 小時平均降雨強度演變，因此亦納入其它預報分區之降雨資料（圖 1）。圖 6 顯示，不論旋生區內或其南側之降雨強度，在 t_0 時均較 t_3 者增加，且於 t_3 達到最大，且旋生區南側（ 1.85 mm h^{-1} ）較旋生區內（ 1.14 mm h^{-1} ）更大，此結果亦與陳與俞（1990）之個案分析相符。兩區之降雨強度在 t_6 時已明顯減小，但仍較 t_0 為大，且旋生區南側之減小亦較緩慢，仍達 1.37 mm h^{-1} 。旋生後的 t_9 時，降雨強度已恢復至旋生前之水準，再度顯示中尺度低壓旋生對降雨的影響約在 6 小時內（陳 1990）。

圖 7 為西北沿海低壓旋生前後，由 t_6 至 t_9 之每 3 小時累積雨量空間分佈。顯示旋生前的 t_6

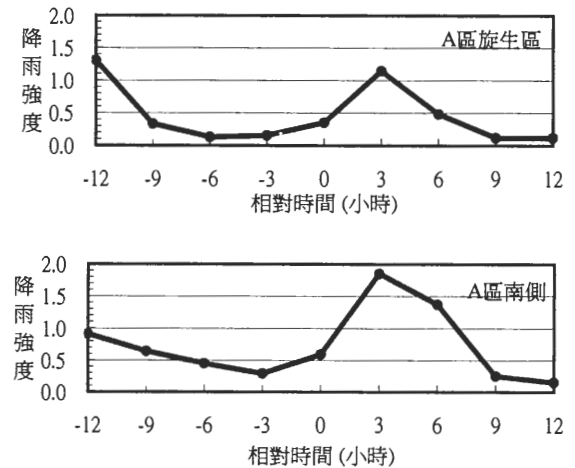


圖 6 1993-1998 年 5-6 月發生於西北沿海（A 區）內的 11 個中尺度低壓個案，於旋生前 12 小時（ t_{-12} ）至後 12 小時（ t_{+12} ）間，(a) 旋生區與 (b) 旋生區南側區域之每 3 h 平均降雨強度（ mm h^{-1} ）分佈。旋生區南側範圍，為 $24^{\circ}\text{-}24.5^{\circ}\text{N}$ ， $120.5^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ 。

與 t_3 ，降雨強度以分區 5、以及分區 7 與 9 的部份山區較大，亦即雪山山脈西南側與中央山脈西側之迎風面、以及阿里山區一帶。局部地區強度雖有變化，但並無明顯趨勢（圖 7a 與 7b）。A 區低壓旋生時，部分地區之降雨強度與範圍出現顯著變化（圖 7c），降雨強度較大區由雪山山脈西南側（分區 5 山區）沿中央山脈西側（分區 7）向南延伸，故旋生區南側降雨明顯增強。在分區 9 與 10，阿里山區與其西南側迎風面之最大中心增至每 3 小時 4.0 mm 以上，沿岸地區亦達到 2.0 mm。中部其餘地區，降雨強度亦普遍增大。此一趨勢至 t_3 時更為明顯（圖 7d），雪山山脈與中央山脈迎風面（分區 5 與 7）此時均有相當範圍區域達到每 3 小時 4.0 mm 以上，分區 9 之阿里山區並可達 8.0 mm。另外，分區 7（南投）之西半部地區雨量增加亦相當迅速。各分區平地之降雨強度在 t_6 時已明顯減弱（圖 7e），但山區之降雨強度仍大略維持，且分

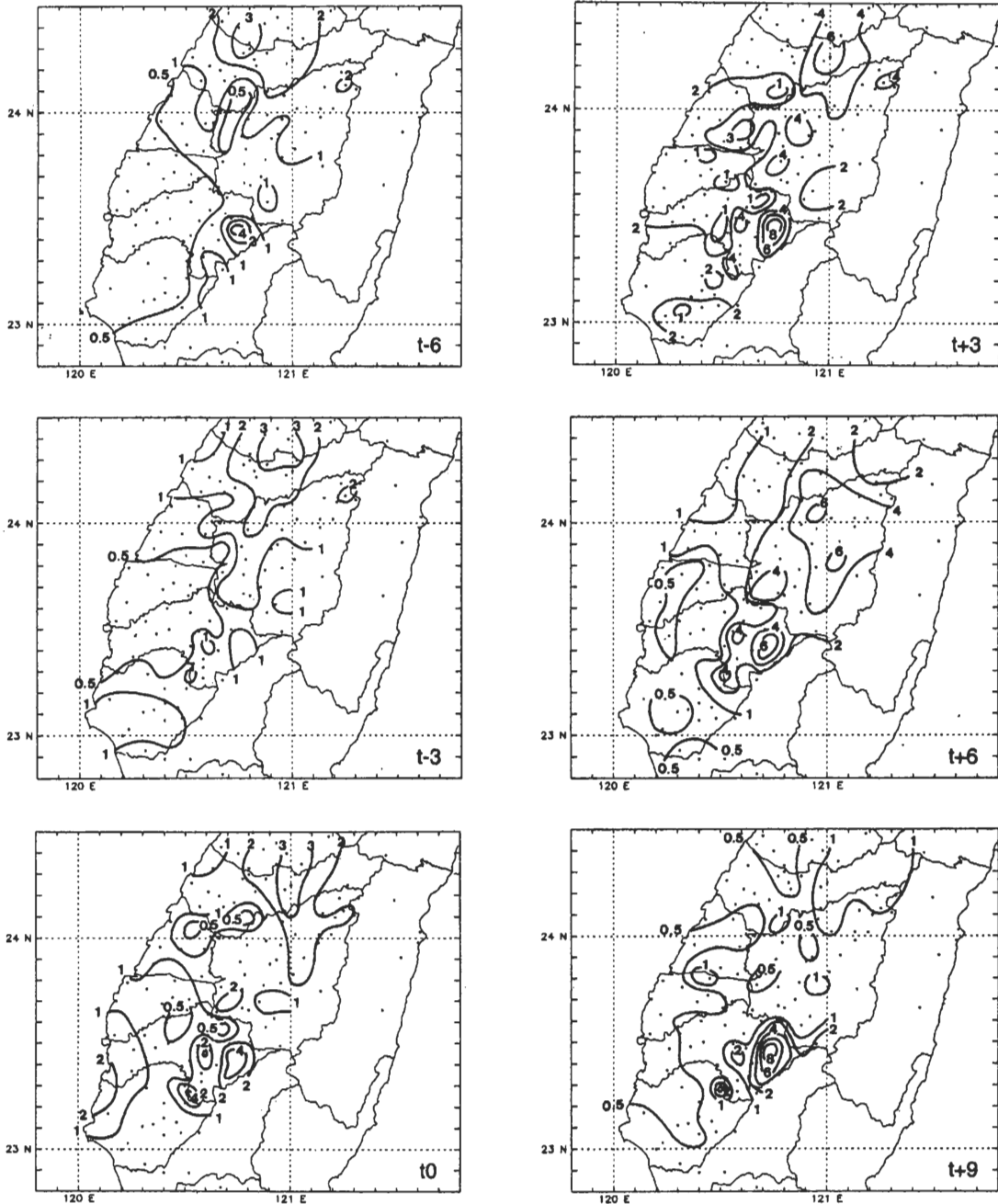


圖 7 1993-1998 年 5-6 月發生於西北沿海 (A 區) 內的 11 個中尺度低壓個案，於旋生前 6 小時 (t_0) 至後 9 小時 (t_9) 之每 3 小時累積雨量 [mm (3 h)^{-1}] 空間分佈。雨量累積時段為所指示時刻與其前後各 1 h，等雨量線分析值依序為 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 及 8.0 mm。

區 7 之中央山脈迎風面最大值仍繼續增加至 6.0 mm，高於 4.0 mm 之範圍亦擴大，直到 t_9 時才減弱消失，但阿里山區仍有最大中心 (圖 7f)。

因此，中尺度低壓的產生，顯然可增強局部地區之低層輻合，以及低壓南側之水平氣壓梯度與西南氣流，若其南側亦有地形提供舉升條件，

則在旋生後約 6 小時內可使降雨顯著增大。

四、伴隨中部低壓旋生之降雨氣候特徵

(一) 豪(大)雨發生頻率

1993-1998 年 5-6 月間發生於中部沿海 23° - 24° N/ 120° - 120.5° E (圖 2 中之 B 區) 的中尺度低壓旋生個案共 22 個(表三), 各分區在其旋生前後, 由 t_{-24} 至 t_{24} 之各型豪(大)雨逐時發生頻率分布示於圖 8。考慮豪(大)雨在旋生前後各 24 小時的發生總次數, 各區差異極大, 以分區 7 最多(138 次), 其後依序為分區 5(95 次)、分區 10(62 次)、9(39 次)、6(19 次), 以及最少的分區 8(僅有 6 次)。在 B 區低壓旋生前後之影響, 亦以分區 7 為最顯著, 該區之豪(大)雨於 t_1 開始即可發生, 但逐時頻率均不超過 3 次(t_5 除外), 直到 t_7 與 t_8 時頻率突然急劇增大, 分別達 19 與 18 次, 隨後再迅速減小至 5 次以下, 至 t_{12} 以後則停止發生。因此, 分區 7 受中部沿海低壓之影響最顯著在旋生後的 7-8 小時, 故影響時間較旋生於西北沿海者為長。分區 5 為影響次大之分區, 豪(大)雨於 t_2 至 t_{10} 左右的大部份時間均有發生, 但最大頻率僅有 5 次(發生於 t_7 與 t_9)。至於其它分區, 豪(大)雨於低壓旋生前後僅零星發生, 最大頻率發生時間在 t_7 至 t_{11} 間, 但均不超過 5 次, 顯示中部沿海低壓對豪(大)雨有較大影響之時間較西北部者為晚, 而影響區域則較小。豪(大)雨除發生於 B 區低壓旋生前後外, 在分區 5、7、9 及 10 中亦發生於 t_{13} 前的數小時內, 並於 t_{20} 與 t_{16} 間達最大頻率。此時段的豪(大)雨在分區 5、9 及 10 均為主要發生時段, 分別佔總次數的 60、75 及 80%,

而較低壓旋生前後之時段更多。由於 t_{18} 附近在多數個案均為午後, 故該時段豪(大)雨可能與熱力驅動之午後對流有關。

圖 8 亦顯示, 除分區 8 無 A 型豪雨外, 各類豪(大)雨在各分區均有出現, 但同樣以 B 型豪雨佔最多, 由分區 5-10 依序約 65、60、60、85、70 及 75%。在低壓旋生前後的 t_2 至 t_{12} 間, 在豪(大)雨發生頻率最高的分區 7, B 型豪雨與 C 型大雨約各佔接近一半, A 型豪雨極少出現, 約僅佔 5%; 豪(大)雨頻率次高的分區 5 則以 B 型豪雨最多, A 型豪雨次之, C 型大雨相對較少。至於分區 5、7、9、10 於 t_{18} 附近的豪(大)雨高頻率區, 亦均以 B 型豪雨為主, 其餘部份在較偏北側的分區 5 與 7, 由 A 型豪雨與 C 型大雨共同組成; 在較南側之分區 9 與 10, 則餘者僅有 A 型豪雨而無 C 型大雨。

(二) 降雨機率

中部低壓(B 區)旋生前後各分區、及各分區之平地與山區之逐時降雨機率分佈示於圖 9。各分區整體之平均降雨機率由高至低依序為分區 7(55%)、分區 5(40%)、分區 9(30%)、分區 6(25%)、分區 10(15%), 最低則為分區 8(約 10%)。因此, 與西北部旋生者相較, 各分區間之高低差異更大, 其中分區 7 與 5 變化不大, 分區 6 略有升高, 而分區 8、9、10 則均下降(粗實線)。各分區旋生時(t_0)或旋生後之降雨機率均有上升, 幅度則以分區 7、9 及 5 較大(依序分別約 25、25 及 20%)且明顯受影響之時間較長(約達 6-7 小時), 此三分區之相對最大降雨機率發生時間則在 t_3 至 t_5 間。其餘的分區 6, 降雨機率在 t_0 即上升 15%, 分區 10 由 t_0 至 t_3 亦逐漸上升 15%, 分區 8 反應最小, 僅於 t_2 時上升 10%。儘管如此, 所有分區

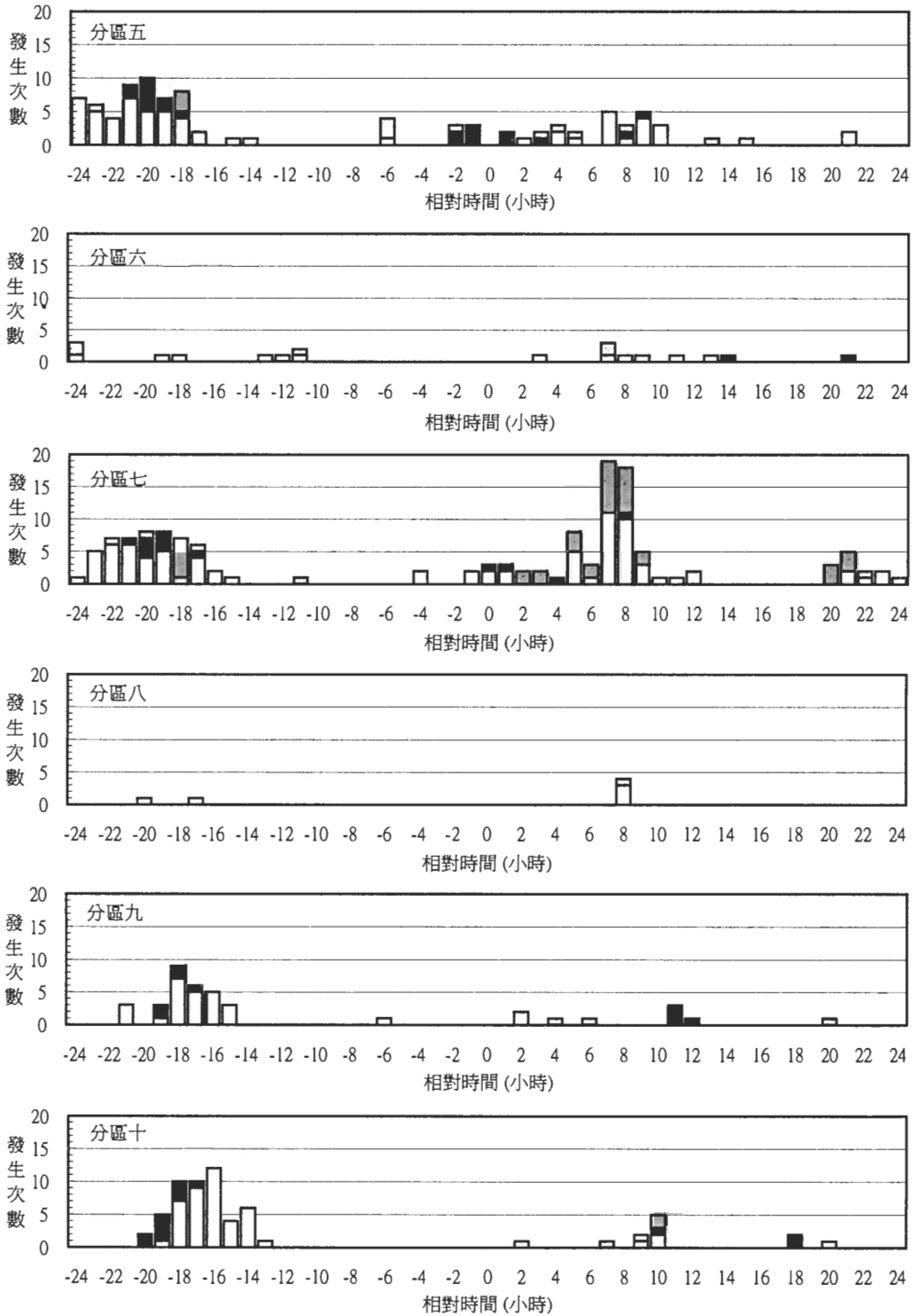


圖 8 1993-1998 年 5-6 月發生於中部沿海 (B 區) 內的 22 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，各型豪 (大) 雨於分區 5-10 之逐時出現次數。A 型、B 型豪雨及 C 型大雨分別以黑色、白色及灰色表示。

在旋生時或旋生後所達之相對機率最大值，亦為 t_{-24} 至 t_{+24} 間之最高機率（圖 9）。顯示中部沿

海之低壓旋生，對 5-10 各分區亦均能提高降雨機率，僅影響程度不同而已。另外，分區 5、7、

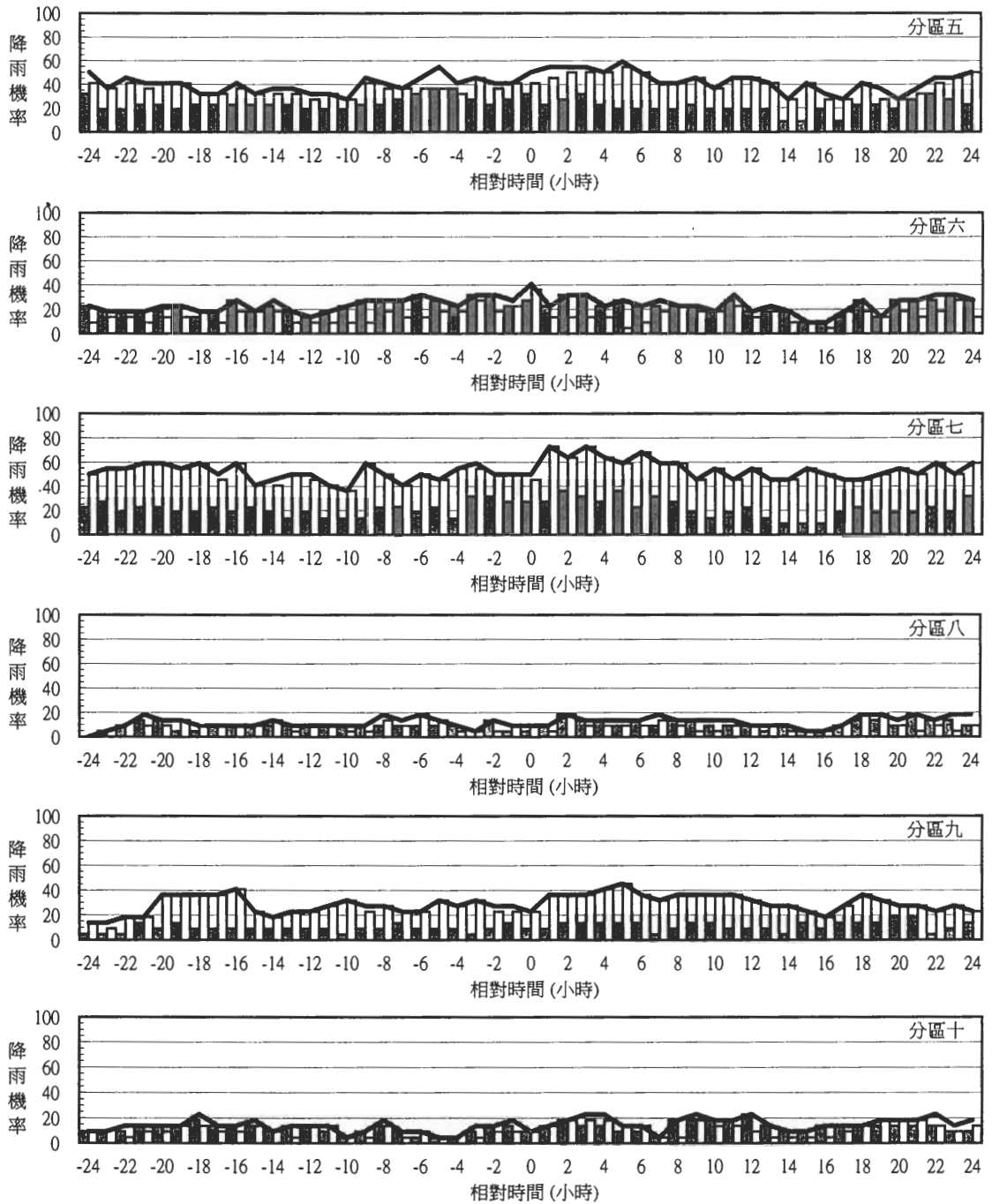


圖 9 1993-1998 年 5-6 月發生於中部沿海 (B 區) 內的 22 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，5-10 各分區之逐時降雨機率 (%) 氣候值。粗實線、灰色 (左側) 與白色 (右側) 長條分別表示各區全區平均、平地測站 (< 200 m) 及山區測站 (>= 200 m) 之平均。

9、10 在 t_{18} 前後時段之降雨機率亦明顯較高，但其最大頻率亦均不高於低壓旋生後出現者。

各分區平地測站 (< 200 m) 於 B 區中尺度低壓旋生前後之逐時降雨機率分佈 (灰色長條) 顯示，所有分區之平地降雨機率均未有超過 40 % 者，其中機率較高的分區 5-7，其 t_{24} 至 t_{24} 之平均值僅 20-25 %，至於分區 8-10 更僅有約 10 %。雖然如此，各分區在 B 區低壓旋生後，降雨機率亦均有上升之現象，但上升幅度僅在 5-15 % 間，因低壓影響使機率上升之時段亦較各區平均者稍短，最明顯的分區 7 約至旋生後 6 小時。各分區山地測站 (≥ 200 m) 之逐時降雨機率 (白色長條) 則顯示與圖 4 相似情況，在 B 區低壓旋生前後各 24 小時之平均機率，分區 7、5、9 明顯高於平地者 (分別約為 55、40、30 %)；分區 8 與 10 山區與平地相近；而分區 6 則山區反而低於平地。在低壓旋生後，分區 7 山區之降雨機率上升最為明顯，達 25 %；分區 5 與 9 亦分別達 20 與 15 %，其餘分區之機率上升亦達 15-20 %，但影響時段較短。若與 A 區旋生時各區之機率上升情形 (圖 4) 比較，可知 B 區旋生時所造成之機率上升，不論山區與平地，幅度一般均較小。另一方面，分區 5、7、9 內的山區地形提供舉升條件，則不論低壓在 A 區或 B 區旋生，均使降雨發生之可能性明顯提高，與前人之研究一致 (例如：陳 1990)。

(三) 降雨強度

圖 10 顯示台灣中部沿海 22 個中尺度低壓個案旋生前後各 24 小時內，各分區、以及其平地與山區之平均逐時降雨強度分佈。分區 7、5 及 6 為受低壓旋生影響時段較長且較明顯者，分區平均降雨強度於低壓旋生後的 t_1 開始逐漸

增大，於 t_{7} 或 t_{8} 達相對最大值，之後逐漸減弱，但分區 6 於 t_{14} 有另一最大強度出現 (粗實線)。其中分區 5 與 7 均由 0.4 增至 1.5 mm h^{-1} ，分區 6 則由 0.2 增至 0.9 mm h^{-1} ，隨後減弱，而分區 6 於 t_{14} 之最大值則達 1.1 mm h^{-1} 。分區 8 與 10 之降雨強度分別於 t_{8} 與 t_{10} 急速增大至 1.2 與 1.0 mm h^{-1} 之最大值，但旋生後的其餘時間降雨強度均低，不超過 0.4 mm h^{-1} 。至於分區 9，其旋生後最大強度僅 0.5 mm h^{-1} ，顯示受低壓影響較小。與 A 區旋生者 (圖 5) 相較，除分區 8 與 10 外，各區於旋生後之降雨強度增加，均較西北部低壓旋生所導致者為弱且較緩慢。與豪 (大) 雨分佈相似，各分區在 t_{18} 前後數小時降雨強度亦相對較大，在此不另贅述，但分區 5-7 在 t_{18} 之後降雨強度亦再度明顯增大，此與圖 5 中所見者相似，可能主要在反應熱力驅動之對流現象。

檢視中部沿海 (B 區) 低壓旋生前後，各分區平地與山區降雨強度之差異，圖 10 亦顯示低壓旋生在分區 5、7、9 之山區影響均較平地顯著，在其它分區則差異較小。其中分區 5 平地與山區之差異最大，相對最大強度分別為 1.0 與 1.8 mm h^{-1} ，且山區強度於 t_6 至 t_{18} 間均明顯大於平地者。分區 7 之平地與山地最大降雨強度亦達 1.1 與 1.5 mm h^{-1} ，且亦有平地最大值較山區者稍早發生的現象，分區 9 則兩者間差異較小。值得一提的是，分區 6 之山區降雨強度分佈與平地相似，但於 t_{13} 時突然增大至 2.1 mm h^{-1} ，由於此分區之山區測站僅有 2 站 (表一)，可能由少數個案造成，因此較不具代表性。但由於此現象在分區 5 與 7 之降雨強度減弱後出現，有可能為該兩分區之對流系統移入所致。綜合降雨機率與強度之變化，顯示中部沿海中

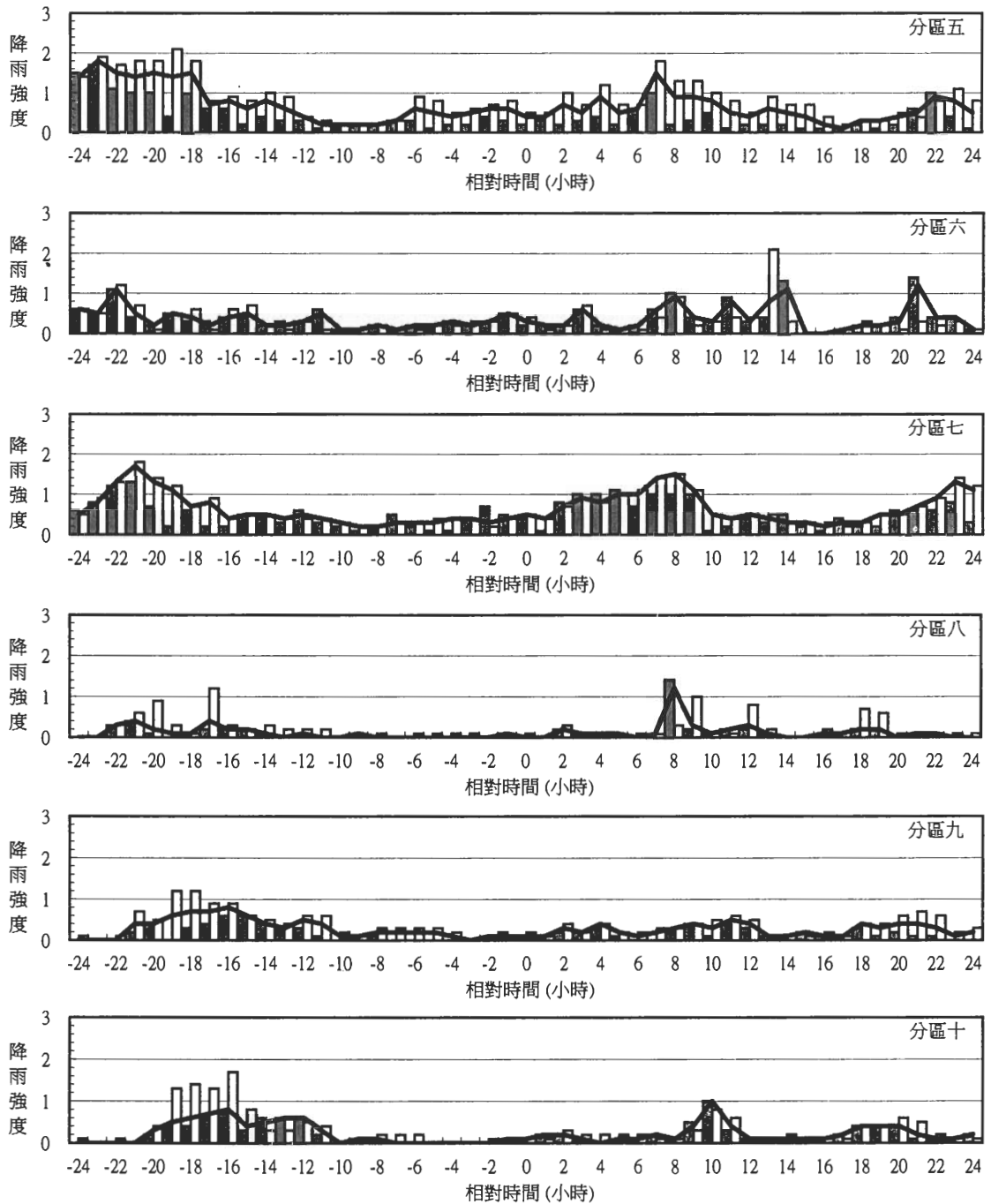


圖 10 1993-1998 年 5-6 月發生於中部沿海 (B 區) 內的 22 個中尺度低壓個案，於旋生前 24 小時 (t_{-24}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，5-10 各分區之逐時降雨強度 (mm h^{-1}) 氣候值。粗實線、灰色 (左側) 與白色 (右側) 長條分別表示各區全區平均、平地測站 (< 200 m) 及山區測站 (≥ 200 m) 之平均。

尺度低壓之整體影響較西北沿海旋生者為小，此與陳與紀（1980）之結果一致。受影響較顯著之分區為 5 與 7，旋生後降雨機率在 6-7 小時內增加，降雨強度亦增大但速率較 A 區旋生者為緩，因此相對最大值於 t_{+7} 或 t_{+8} 始出現，影響時段亦較長。在其餘分區旋生時與旋生後降雨機率與強度亦略上升，但影響較小。

若將圖 2 中之 B 區及其東側 $23^{\circ}\text{-}24^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ 之區域劃分為旋生區，而將 $22.5^{\circ}\text{-}23^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ 定義為旋生區南側，可比較中部低壓旋生區與其南側區域降雨強度演變之異同（圖 11）。結果顯示，旋生區之降雨強度，於旋生前的 t_{-3} 僅 0.18 mm h^{-1} ， t_0 時開始增大，至 t_{+9} 時達 0.63 mm h^{-1} 之最大值，然後開始減弱。在旋生區南側（納入分區 11、12 及 15 之資料），則降雨強度在 t_0 時已明顯由 0.09 增大至 0.69 mm h^{-1} ，並進一步於 t_{+3} 達 0.75 mm h^{-1} 之最大值，

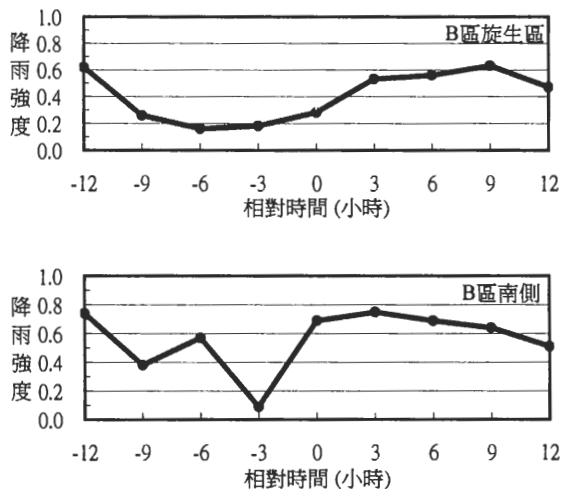


圖 11 1993-1998 年 5-6 月發生於中部沿海 (B 區) 內的 22 個中尺度低壓個案，於旋生前 12 小時 (t_{-12}) 至後 12 小時 (t_{+12}) 間，(a) 旋生區與 (b) 旋生區南側區域之每 3 h 平均降雨強度 (mm h^{-1}) 分佈。旋生區範圍為 $23^{\circ}\text{-}24^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ ，旋生區南側範圍則為 $22.5^{\circ}\text{-}23^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$ 。

之後緩慢減小，至 t_{+12} 仍有 0.51 mm h^{-1} 。因此，中部低壓對旋生區南側之影響亦較旋生區內更大，但其南側已位於分區 10 以南，在本文討論範圍之外。相較於 A 區者，B 區之低壓旋生個案雖最大降雨強度明顯較弱（約僅前者的一半），但其影響較為持續，可達 12 小時以上。陳與俞（1988）亦指出，出現於台灣西北沿岸（新竹附近）之中尺度低壓，與降水及豪雨發生之關係，較出現於其它區域者更為密切。

最後，圖 12 為 22 個中部沿海低壓旋生前後平均之每 3 小時累積雨量空間分佈。顯示低壓旋生前，降雨強度亦以雪山山脈西南側、中央山脈西側及阿里山區（分區 5、7、9 之山區）較大、平地與沿岸地區強度較小（圖 12a 與 12b）。分區 5 與 7 之降雨強度於 t_0 時普遍開始逐漸增大，分區 7 之西南部（南投水里附近）山區並於 t_{+3} 時達到每 3 小時 4.0 mm 之累積雨量。雪山山脈西南側與中央山脈西側（分區 5 與 7 山區）之降雨強度在 t_{+6} 時仍持續增加，至 t_{+9} 時才開始減弱（圖 12c 至 12f）。平地之分區 6，亦在 t_{+6} 時達相對較大值。在 t_0 至 t_{+9} 之間，分區 8-10 之降雨強度變化不大，僅分區 9 之阿里山區在 t_0 至 t_{+3} 時強度較大，但與旋生前相較並無顯著差異（圖 12a 至 12d）。由圖 11 之結果，顯示受 B 區低壓旋生較大影響之區域可能尚在於分區 10 以南。在本文所討論的各分區中，以位於旋生區東北側之分區 5 至 7 影響較大，可能與低層局部輻合增強以及地形舉升均有關連。

五、討論與結論

本文利用 1993 至 1998 年 5-6 月梅雨季中央氣象局地面降雨資料，收集同時段西北與中部沿海之中尺度低壓個案（分別為 11 與 22 個），

分析台灣中央山脈以西之中部地區 (Post-TAMEX 分區 5-10, 即台中縣至台南縣) 各分區在低壓旋生前後之豪(大)雨與降雨氣候特徵。所求取之氣候值項目, 包括各型豪大雨之

逐時出現頻率、逐時降雨機率以及降雨強度, 一方面討論其特徵, 另一方面可供未來台灣中部地區豪(大)雨與定量降水預報參考應用。雖然中尺度低壓的分析與辨認, 在資料較乏地

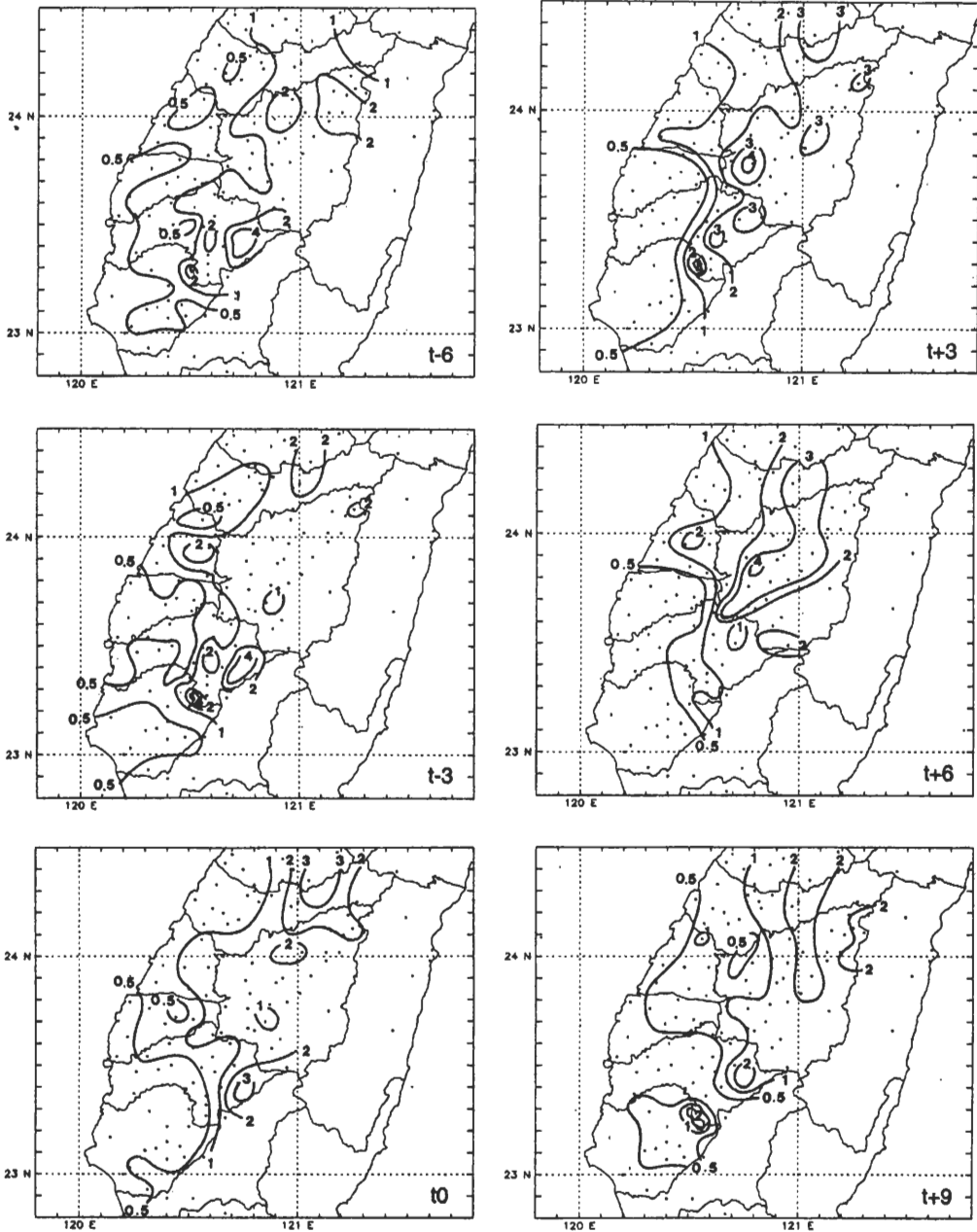


圖 12 1993-1998 年 5-6 月發生於中部沿海 (B 區) 內的 22 個中尺度低壓個案, 於旋生前 6 小時 (t₀) 至後 9 小時 (t₉) 之每 3 小時累積雨量 [mm (3 h)⁻¹] 空間分佈。雨量累積時段與等雨量線分析值均與圖 7 者相同。

區需要適度地藉助主觀判斷而有不確定性，且各個案之間亦有相當程度的差異，部份分區之山區雨量站站數亦偏少，但本文使用 6 年梅雨季個案所求取之結果，已具有參考與應用價值。未來若可納入更多低壓個案（與新增雨量站資料），將能使結果的代表性更為提高。至於中尺度低壓的出現，在實際個案中對台灣中南部地區降水之影響，讀者可參閱陳與俞（1990）針對 1986 年 TAMEX 先驅實驗期間兩個個案之分析研究，此處不另贅述。本文的主要結果，可歸納為下列數點：

- 1) 在西北沿海（A 區）中尺度低壓旋生後，分區 5、6、7（台中、彰化、南投）之豪（大）雨發生頻率明顯上升，並於旋生後 3-4 小時達最大，旋生後 6 小時消失，豪（大）雨類型則以 B 型豪雨為主。分區 5 與 7 受影響最顯著，且有 A 型豪雨出現，分區 7 亦有較高比例之 C 型大雨。A 區低壓旋生亦使分區 9 與 10 之 B 與 C 型豪（大）雨頻率增加，但較不顯著，對分區 8 則無影響。
- 2) A 區中尺度低壓旋生前後之平均降雨機率以較多山區之分區 5、7、9 較高（ $\geq 40\%$ ），而多平地之其餘分區較低（約 $\leq 25\%$ ）。低壓旋生後 3 小時內各分區降雨機率均上升，但以分區 6、7、9 較顯著，旋生前後之機率差異達至少 25%。降雨強度則以分區 5-7 增大最多，在低壓旋生後的 3-5 小時內可達 2.8 mm h^{-1} 以上，之後逐漸減弱，數小時後始回復到低壓旋生前水準。低壓旋生後，分區 8-10 之降雨強度亦均略有上升，但因距離低壓較遠，影響較小。
- 3) A 區低壓旋生後約 6 小時內，旋生區南側（分區 5 與分區 6、7 之部份）降雨強度之增大較旋生區內更大。在空間分佈上，除各分區降雨於旋生後普遍增強外，以分區 5 與 7 之山區特別明顯。顯示低壓的出現，使局部地區之低層輻合、以及低壓南側之西南氣流增強，另外雪山山脈西南側與中央山脈西側之山區地形（分區 5 與 7）提供舉升條件，為使降雨顯著增大之重要因子。
- 4) 中部沿海（B 區）低壓旋生對豪（大）雨之影響，以分區 7 最顯著，主要為旋生後 7-8 小時使該區 B 型豪雨與 C 型大雨之頻率突然增大，隨即又迅速下降。影響次大為分區 5，旋生後各型豪（大）雨雖均可持續出現，但頻率上升已不甚顯著，其它分區則影響更小。
- 5) B 區低壓旋生時或旋生後，各區降雨機率均有上升，幅度亦以較多山之分區 5、7、9 較大（ $\geq 18\%$ ），相對最大降雨機率則約出現在旋生後 3-5 小時。其餘分區則機率上升不超過 15%。降雨強度的上升以分區 5 與 7 較顯著，在旋生後 7-8 小時均達 1.5 mm h^{-1} ，之後逐漸減弱。分區 6 次之，最大強度達 1.1 mm h^{-1} ，其餘分區則僅略有影響。
- 6) 伴隨 B 區低壓旋生，其旋生區南側降雨強度之增加亦較旋生區內為大。旋生區南側於旋生時已明顯增大，至 3 小時後達最大，但此區已位在分區 10 以南，超出本文主要討論範圍；旋生區內降雨強度之增強則較平緩，於旋生後 9 小時始達最大值。不論旋生區內或其南側，B 區低壓旋生之影響可持續 12 小時以上，較 A 區旋生者持續，但最大降雨強度則明顯較弱。在空間分佈方

面，B 區低壓旋生後，降雨增加主要在雪山山脈西南側與中央山脈西側之迎風面（即分區 5 與 7 之山區），以及分區 6 之部份平地，在分區 8-10 則降雨強度並無明顯變化。

- 7) 比較 A 區與 B 區之中尺度低壓，旋生後對豪（大）雨之影響時間以 B 區旋生較長，但影響範圍則較小，僅以分區 7 較顯著。A 區旋生後，在中部山區與平地伴隨的降雨機率上升幅度，均較 B 區旋生者為高，降雨強度的上升亦較大且較早。
- 8) 在平地與山區差異方面，不論 A 區或 B 區旋生後，地形較陡峭之分區 5、7 及 9 之山區平均降雨機率均明顯高於平地者，其餘分區則兩者相近。在降雨強度方面，亦以分區 5 與 7 之山區大於平地，但低壓旋生對分區 8-10 之影響較小。
- 9) 不論 A 區或 B 區旋生，旋生前一日或後一日的日間時段，各分區亦常出現豪（大）雨，並伴有較大降雨強度及較高降雨機率，顯示可能主要在反應由熱力作用或局部環流驅動之對流，而與台灣西部沿海中尺度低壓旋生無直接關連。

誌 謝

本文作者感謝中央氣象局提供降雨資料，吳連育、王子軒、王安翔、楊進賢、周鴻祺等諸位先生，以及陳美蘭小姐在資料收集、整理、分析、以及圖表繪製方面之協助。本計畫在國科會專案計畫 NSC-92-2111-M-002-017 與 NSC-92-2111-M-002-006 支持下完成。

參考文獻

- 吳宗堯與陳泰然，1987：台灣地區中尺度實驗計畫。國科會防災科技研究報告 76-19 號，133 頁加附錄一至五。
- 徐晉淮，1971：台北地區豪雨之研究。氣象學報，17，49-71。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，150-157。
- 陳泰然，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之可行性研究。國科會防災科技研究報告 73-42 號，32 頁。
- 陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX) 之「實驗設計」。國科會防災科技研究報告 75-01 號，93 頁。
- 陳泰然，1989：台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：台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：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73-84。
- 陳泰然，1990c：台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，1992：台灣梅雨季之中尺度現象研究（二）。國立台灣大學大氣科學研究所研究報告 NTUATM-1992-001，185 頁。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22，455-477。
- 陳泰然，1995：台灣梅雨季之中尺度現象：中尺度低壓。大氣科學，23，1-17。
- 陳泰然，2000a：台灣地區梅雨季豪（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，2000b：台灣豪雨研究回顧與展望。科學發展月刊，28，103-106。

- 陳泰然與王重傑，2002：梅雨季台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：梅雨季台灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究。大氣科學，**25**，289-306。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，**7**，39-48。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台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。
- 陳泰然與俞家忠，1990：鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX 第一階段之兩個個案。大氣科學，**18**，129-147。
- 陳泰然與張子琦，2002：梅雨季台灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。大氣科學，**30**，171-186。
- 陳泰然與張子琦，2003：梅雨季台灣中部地區伴隨鋒面豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候研究。（投稿大氣科學）
- 陳泰然與楊進賢，1988：台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：台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規畫與執行計畫：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。
- 陳泰然與謝信良，1993：台灣地區中尺度實驗計畫之整體檢討與評估：計畫辦公室（三）。國科會防災科技研究報告 82-06 號，159 頁。
- 陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：台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、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪（大）雨預報能力。大氣科學，**19**，177-188。
- 陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：台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，1992：台灣地區中尺度預報實驗設計研究（I）。國科會防災科技研究報告 80-30 號，73 頁。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1993：台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, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Doswell, C. A., 1986: Short range forecasting. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Edited by P. S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 689-719.

A Study on the Mesoscale Climatology of Heavy Rainfall and Quantitative Precipitation over Central Taiwan in Association with Mesolows in Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen¹

Chung-Chieh Wang²

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Department of Environmental Management, Jin-Wen Institute of Technology

(Manuscript received 21 February 2003 ; in final form 26 March 2004)

ABSTRACT

From a mesoscale climatology viewpoint, the present study employed hourly surface rainfall data in May-June, 1993-1998 to analyze the characteristics of rainfall over central Taiwan (forecast areas 5-10 in the 1992 Post-TAMEX experiment) in association with mesolow cyclogenesis over northwestern and western Taiwan. The parameters examined were frequency of heavy-rain events, rainfall probability, and rainfall intensity.

For mesolows over northwestern Taiwan (11 cases), results suggest that both frequency of heavy-rain events and rainfall intensity in areas 5-7, as well as rainfall probability in mountainous regions in central Taiwan are elevated over a period of 6-7 h after cyclogenesis. Heavy rain frequency and rainfall intensity reach their peak at 3-4 h after cyclogenesis, with the majority being type B heavy rain events (and some type A and C heavy rain events in mountainous regions) and a peak intensity between 2.8 and 3.5 mm h⁻¹. The increase in rainfall probability associated with mesolow cyclogenesis is greater in areas 6, 7, and 9, all by at least 25 %. To the south of the mesolow (i.e., areas 5-7), the increase in rainfall intensity is greater than within the cyclogenetic region itself, most significantly over mountainous regions in areas 5 and 7. The rainfall amount is raised to the south of the low presumably due to the combined effect of an enhanced southwesterly and topographic uplifting. Effects of mesolows to areas 8-10, on the other hand, are much less significant since these areas are located too far.

The effects of mesolow cyclogenesis over western Taiwan (22 cases) to precipitation are in general weaker with a smaller area of significant influence, but they tend to last longer (for more than 12 h) than those of northwestern mesolows. The influence to heavy-rain events is far more evident in area 7 than all other areas, as frequencies of type B and C heavy rain events increased abruptly at 7-8 h after the cyclogenesis before dropping again. Areas 5 and 7 have the most significant response to mesolows in rainfall intensity, reaching a peak of 1.5 mm h^{-1} also at 7-8 h after cyclogenesis then decreasing gradually. The increase in rainfall probability in association with the mesolow formation is also greater in mountainous areas, by more than 15-20 %. Areas 8-10, again, produce relatively little response. Associated with mesolow cyclogenesis, the rainfall increase is again greater in mountainous regions in areas 5 and 7, as well as some plain regions in area 6. For mesolows to western Taiwan, the increase in rainfall intensity is also greater to the south of the lows, over areas 11 and 12 in southern Taiwan.

Key words: Mesolow, Heavy rain, Quantitative precipitation forecast (QPF), Mesoscale climatology, Rainfall intensity, Rainfall probability.