

# 臺灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨 與雷達回波研究

陳泰然

國立臺灣大學  
大氣科學研究所

(中華民國七十九年七月十四日收稿；七十九年九月十六日定稿)

## 摘 要

本文選取1983-1987年台灣梅雨季18個伴隨中央山脈以西中尺度低壓之豪雨個案，利用地面逐時降水資料、每6小時地面天氣圖、每12小時850-500 hPa天氣圖與高雄逐時雷達回波資料，以探討中尺度低壓出現前後之降水強度、回波強度與回波面積改變及低壓出現時之綜觀形勢。

結果顯示，在中尺度低壓區以南發生之豪雨，低壓出現後雨量與回波強度大增，此可能主要因氣壓梯度與風速之增強導致局部輻合之增強而來，而850 hPa低層噴流入區上升運動亦可能有些貢獻。已存之中尺度對流系統潛熱釋放，可能為中南部中尺度低壓形成之重要因子，而低壓形成後降雨與回波強度再被增強。

關鍵詞：梅雨季，中尺度低壓，豪雨，低層噴流

## 一、前 言

陳與紀(1980)研究台灣梅雨季之中尺度低壓與中尺度降水之關係，認為中尺度低壓可能為導致台灣地區豪雨之一個重要因素。陳與吳(1985)利用1965-1984年梅雨季發生在台灣北部地區之35次豪雨個案，發現其中有55%伴隨有移動性/近似滯留之中尺度低壓出現在台灣北部鄰近地區，且這些中尺度低壓亦可在850 hPa上以中尺度氣旋式渦流出現。「台灣地區中尺度實驗計畫」(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)有關中尺度低壓方面之研究，除探討中尺度低壓之結構與形成及演變過程之外，亦興趣於中尺度低壓與中尺度對流系統之關係及其與降水關係之了解(陳, 1986; Kuo and Chen, 1990)。

Lin (1989) 利用非線性半地轉模式，研究台灣地區中尺度低壓之形成機制，發現在考慮中央山脈之非絕熱冷卻(例如夜間輻射冷卻)時，在中低對流層為斜壓西北氣流之情況下，可在台灣西南部形成中尺度低壓，而在中低對流層為正壓西南氣流之情況下，則在台灣西北部形成中尺度低壓。此兩種情況下，均在中央山脈形成高壓，而不論有無非絕熱效應，均在東南側形成中尺度低壓。Kuo and Chen (1990) 與Kuo et al. (1989) 對TAMEX IOP 2發生於台灣東側之中尺度低壓之觀測診斷分析與數值模擬，認為當梅雨鋒面抵達之前低層西南氣流為中央山脈阻擋，故中央山脈東側由中對流層之下沉氣流透過絕熱過程增溫且變乾，透過渦管垂直拉伸過程產生氣旋式渦度，形成背風面之中尺度低壓。Lin (1990) 利用CSU RAMS 雲/中尺度模式模擬台灣東側背風



## 二、資料與分析

本文中尺度低壓之定義與陳(1990)者同，即在地面天氣圖等壓線以1毫巴為間距，可分析出明顯之氣旋式風場，且其中心氣壓較周圍環境為低者；或雖無明顯氣旋式風場，但中心氣壓較四周環境為低，且可以1毫巴間距分析出封閉之等壓線者。豪雨之定義，為配合每6小時之天氣圖以便於資料分析，採用之降水強度為 $\geq 60$ 公厘/6小時(陳與紀，1980；陳與俞，1988)。

所選取之18個伴隨中央山脈以西中尺度低壓之

豪雨個案，其編號日期與所使用之高雄雷達回波觀測時間，如表一所示。1983-1984年係為手繪回波資料，可辨認回波區域及最大強度所在之回波強度db數；1985-1987年為CV (column vector) 照片資料，可由不同顏色辨認不同等級回波強度(表二)及面積。手繪回波圖內回波區域視為表二內之回波層次1(level 1)處理，回波db數則可對應該表內之回波層次。首先去除地面回波，然後分析回波層次1之面積，並以 $0.5 \times 0.5$  經緯度方塊網格為一個單位，不足一個單位時，依其所佔面積百分比估計，分析各區回波面積(圖1)與最大回波強度在中尺度低壓出

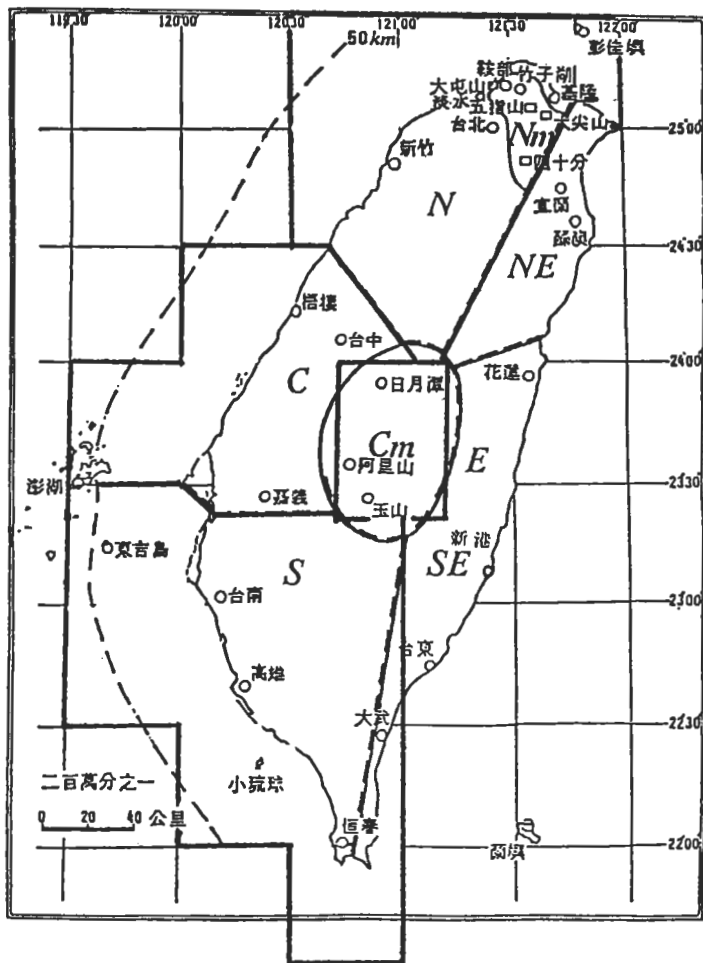


圖1 台灣地區依地理特徵區分為七區，本文雷達回波所分析之北部地區(N)、中部地區(C)、中部山區(Cm)與南部地區(S)範圍為粗實線所示。

表二 高雄WSR-81S雷達CV圖(column vector)回波層次、顏色與降水強度之比較。

回波層次	顏色	回波強度(db)	降水強度(公厘/小時)
6	黃	41-47.5	127
5	青	36-41	51
4	綠	32-36	25
3	紫	20-32	13
2	紅	12-20	2
1	藍	0-12	1

現前後各12小時之變化。如圖1所示，將台灣地區依地理特徵劃分為七區，使用之地面測站亦示於圖內。除雷達回波分析外，亦分析各區豪雨降水之時間變化與伴隨之綜觀形勢。圖2為豪雨發生時之中尺度低壓位置。因中央山脈以西之中尺度低壓水平尺度約150 km (陳與俞, 1990)，本文以此尺度做為量度豪雨發生在中尺度低壓區內或發生在低壓以南之標準。在降水量之時間變化分析裡，6小時降水量係指某特定時間前後各3小時之累積雨量。

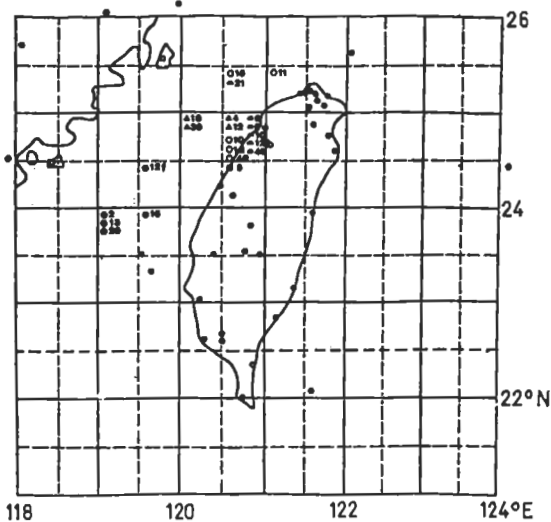


圖2 (a) 豪雨發生在中尺度低壓以南之低壓位置所在網格，數字為陳與俞(1988)編號，數字前符號⊖表示南部地區豪雨/低壓在海峡上，△表南部地區豪雨/低壓在西北部沿海，○表中部山區豪雨，△表中部地區豪雨。

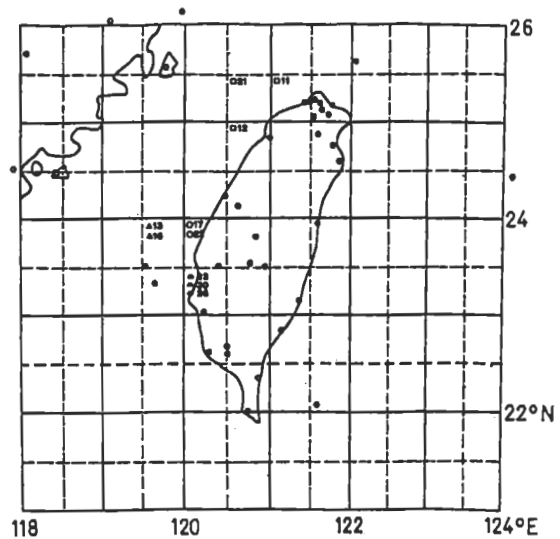


圖2 (b) 豪雨發生在中尺度低壓區，□表北部地區豪雨，△表中部地區豪雨，○表中部山區豪雨，△表南部地區豪雨。

### 三、中尺度低壓以南之豪雨

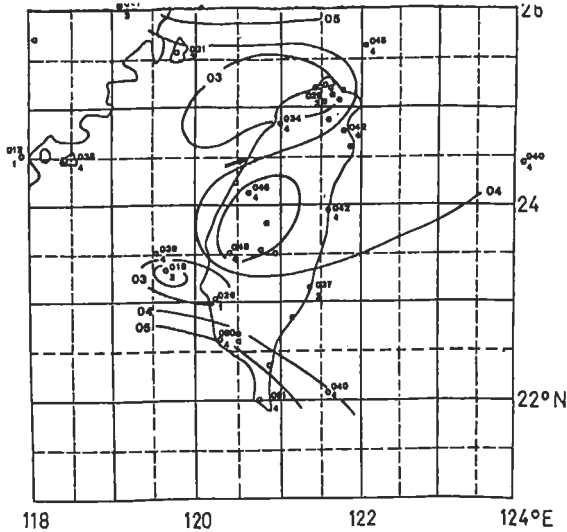
#### (一) 中部地區豪雨

在中部地區發生的豪雨個案中，有四個個案係發生在中尺度低壓環流以南(圖2a)。其中兩個個案屬旋生，另兩個案係已存中尺度低壓移入者；兩個個案之豪雨與中尺度低壓同時發生，另兩個案係豪雨在中尺度低壓出現後6小時發生。合成雨量空間分佈顯示(圖未示)，中尺度低壓出現時，中部地

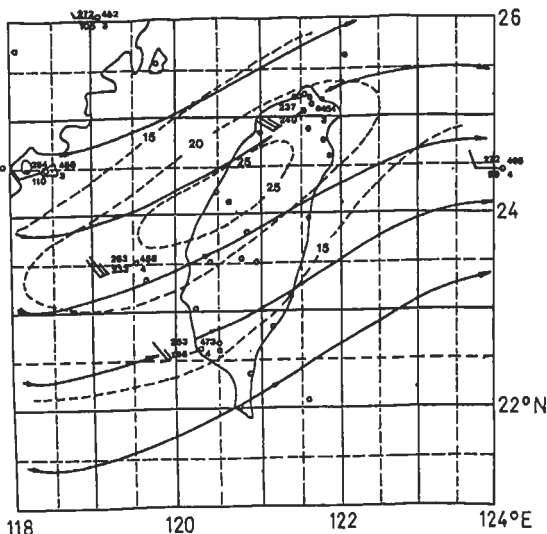
區雨量大增，成爲主要降雨中心，降雨量最大主軸向西北沿海及西南沿海伸展，雨量由沿海向內陸迅速減小。

雖對地面及850、700、500 hPa各層之合成綜觀形勢進行分析並將討論，唯限於篇幅，本文圖示將僅包含地面氣壓與850 hPa之高度場與風場。圖3

爲中尺度低壓出現時之合成地面與850 hPa綜觀形勢。顯見西北部沿海之中尺度低壓出現時，臺灣中部爲相對高壓區，此種“北低中高”之氣壓分佈形式意味着其間之氣壓梯度將因低壓之出現而增強，依序地西南地轉氣流亦將增強，中部地區之豪雨則發生於此低層西南氣流增強區。臺灣地區850-700 hPa

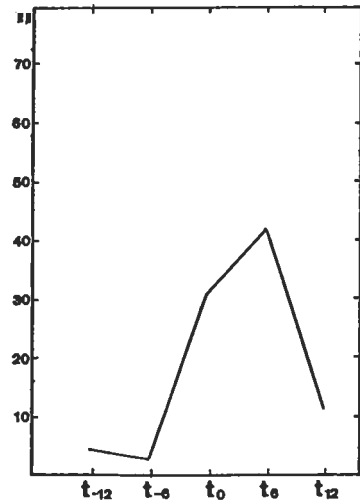


(a)

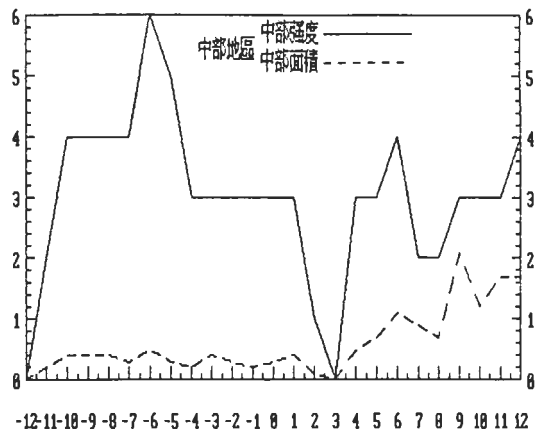


(b)

圖3 中部地區豪雨發生於中尺度低壓以南之4個個案，在低壓出現時之(a)地面氣壓(hPa)與(b)850 hPa氣流線與等風速線(虛線, kt)，測站數字爲高度、風向與風速。圖a內粗箭頭表地轉風向量。



(a)



(b)

圖4 中部地區豪雨發生於中尺度低壓以南之4個個案，在中尺度低壓出現前後各12小時間(X軸)(a)中部地區(梧棲、台中、嘉義)合成降雨量變化與(b)中部地區(圖1所示)Level 1雷達回波面積(0.5×0.5經緯度方塊爲單位)與最大強度(Y軸，參見表二)變化。

盛行西南西風，且均較上下游為強（500 hPa 則無此現象），中部地區 850 hPa 風速最強，低層噴流出現於中部沿海，700 hPa 低層噴流略偏北位於北部地區。中尺度低壓位於 850 hPa 低層噴流之氣旋式風切區，並位於其出區左側。低壓出現後中部地區之豪雨，則發生於 850 hPa 噴流入區右側。

圖 4 為中尺度低壓出現前後降水強度（公厘／6 小時）與雷達回波強度及面積之分佈。降水量於中尺度低壓出現時大增（增大約 10 倍），於出現後 6 小時達最大值。雖最大回波強度之變化在中尺度低壓出現前後並不明顯，但回波面積在低壓出現 3 小時後有顯著增加。

(二) 中部山區豪雨

在中部山區發生的豪雨個案中，有六個個案係發生在中尺度低壓環流以南（圖 2a）。此六個案之中尺度低壓均屬旋生而無已存移入者，其中豪雨發生時間與中尺度旋生同時者有 2 個案，落後旋生 6 小時者有 3 個案，落後旋生 12 小時者有 1 個案。合成雨量空間分佈顯示（圖未示），中部山區雨量於旋生時增大，6 小時後增至最大成主要降雨中心。

圖 5 為中尺度低壓出現時之合成地面與 850 hPa

綜觀形勢。顯見地面氣壓分佈形式類似前述中部地區豪雨之情況，呈現“北低中高”形式，唯東南沿海之中尺度低壓在中部山區豪雨時顯著，而在中部地區豪雨時不顯。850-700 hPa 氣流分佈與中部地區豪雨者亦極相近，台灣地區盛行西南風，且均較上下游為強（500 hPa 無此現象），低層噴流於 850 hPa 出現在西北部沿海，700 hPa 稍偏南出現在中部沿海。中尺度低壓位於低層噴流氣旋式風切區，並位於其出區左側，中部山區之豪雨則發生於 850 hPa 噴流入區右側。

圖 6 為中尺度低壓出現前後降水強度與雷達回波強度及面積之分佈。降雨量在中尺度低壓出現前後各 6 小時之間之變化，與中部地區豪雨者相似，在中尺度低壓出現時迅速增大，於出現後 6 小時達最大值。回波面積於中尺度低壓出現後有略為增大趨勢，回波強度之增大則更明顯。

(三) 南部地區豪雨：低壓在海峡中部

在南部地區發生的豪雨個案中，有五個個案係發生在台灣海峽之中尺度低壓環流以南（圖 2a）。此五個案之中尺度低壓均屬旋生而非已存移入者，其中有 3 個案豪雨與旋生同時發生，另 2 個案則豪雨落

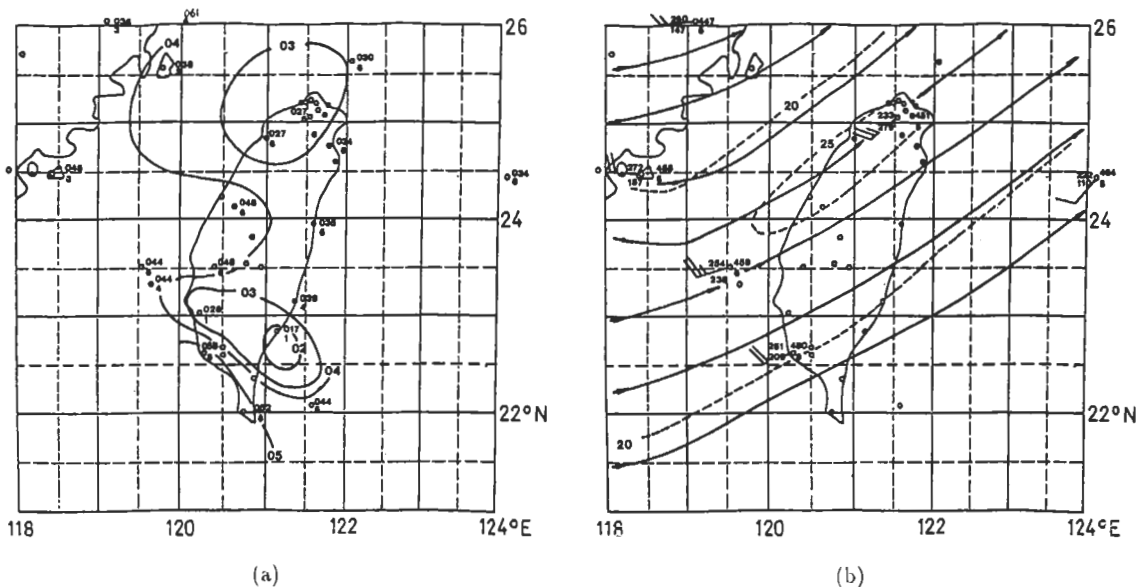
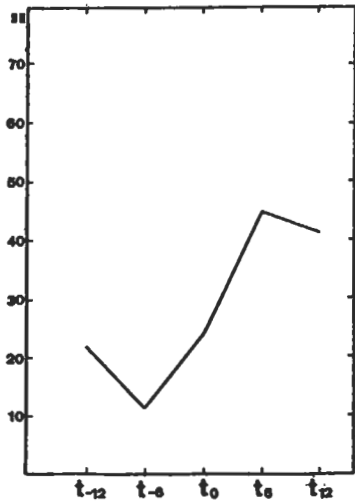
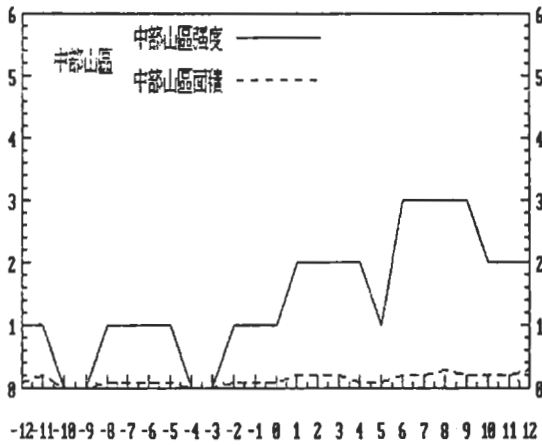


圖 5 中部山區豪雨而發生於中尺度低壓以南之 6 個個案，在低壓出現時之 (a) 地面氣壓 (hPa) 與 (b) 850 hPa 氣流線與等風速線 (虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。



(a)



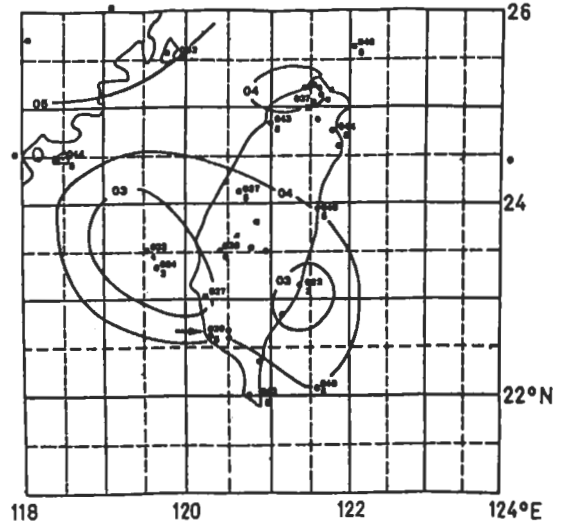
(b)

圖6 中部山區豪雨發生於中尺度低壓以南之6個個案，在中尺度低壓出現前後各12小時間 (a) 中部山區 (日月潭、玉山、阿里山) 合成降雨量變化與 (b) 中部山區 (圖1所示) Level 1 雷達回波面積與最大強度變化，參同圖4。

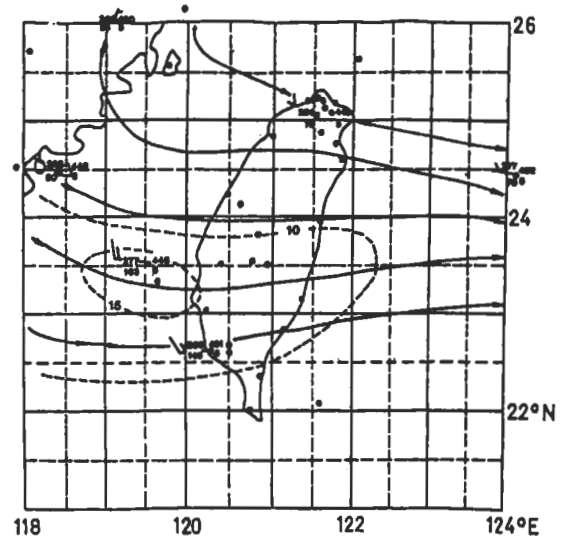
後6小時。合成雨量空間分佈顯示 (圖未示)，中尺度低壓出現時與6小時後，最大降雨中心均出現在南部及西南部沿海，主軸幾沿沿海向北伸展至西北部沿海。

圖7 為中尺度低壓出現時之合成地面與850 hPa 綜觀形勢。顯見低壓位於海峽中部，使其南側之南

部地區地轉西風分量增強，此時東南部沿海亦有中尺度低壓出現。850 hPa 上之台灣中部與北部為西至西北西風，南部為西南西風，且均較上下游為強 (500 hPa 無此現象)，但較前述中部地區與中部山區



(a)

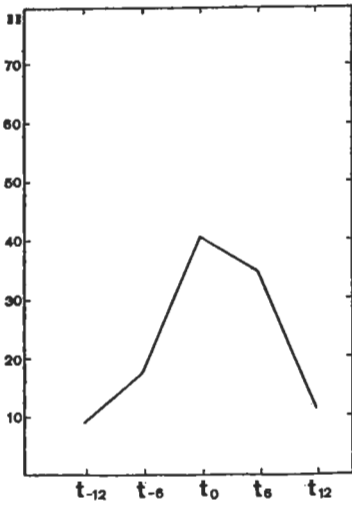


(b)

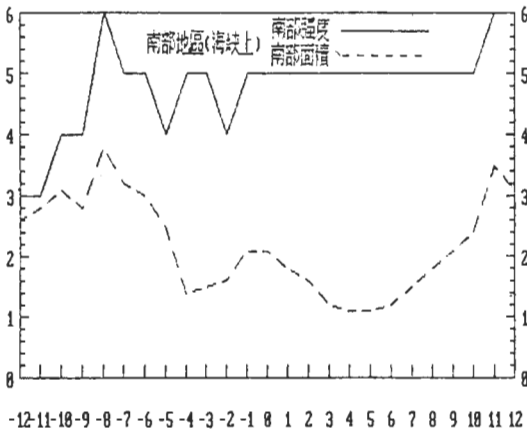
圖7 南部地區豪雨發生於中尺度低壓以南，低壓出現於海峽上之5個個案，在低壓出現時之 (a) 地面氣壓 (hPa) 與 (b) 850 hPa 氣流線與等風速線 (虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。

豪雨者為弱，無低層噴流。700 hPa 上之台灣地區盛行西南西風，且亦均較上下游為強，唯亦無明顯噴流存在。

圖8 為中尺度低壓出現前後降水強度與雷達回波強度及面積之分佈。降雨量在中尺度低壓出現前6小時增大，出現時增至最大值，6小時後稍減，唯仍約為低壓出現前6小時之2倍。雖最大回波強度之



(a)



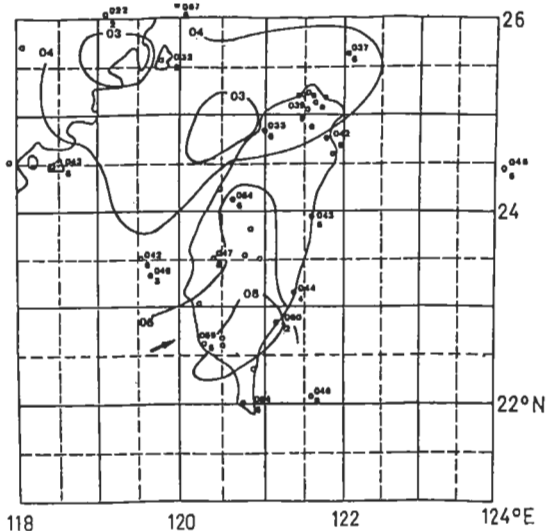
(b)

圖8 南部地區豪雨發生於中尺度低壓以南，低壓出現在海峽上之5個個案，在中尺度低壓出現前後各12小時間(a)南部地區(台南、高雄、恆春)合成降雨量變化與(b)南部地區(圖1所示)Level 1雷達回波面積與最大強度變化，餘同圖4。

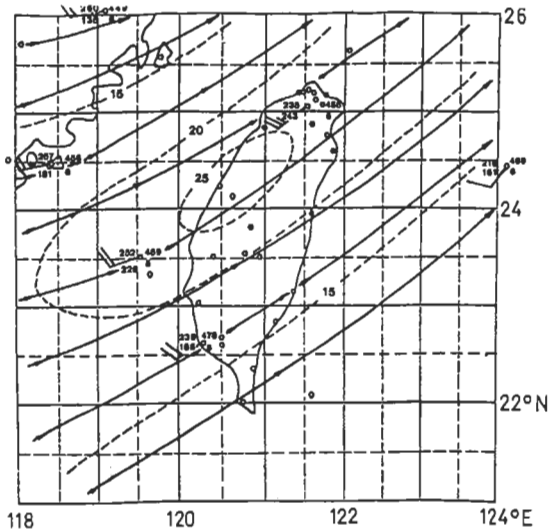
變化在中尺度低壓出現前後並不明顯，但回波面積在低壓出現6小時後有明顯增大之勢。

(四) 南部地區豪雨：低壓在西北沿海

在南部地區發生的豪雨個案中，有六個個案係



(a)

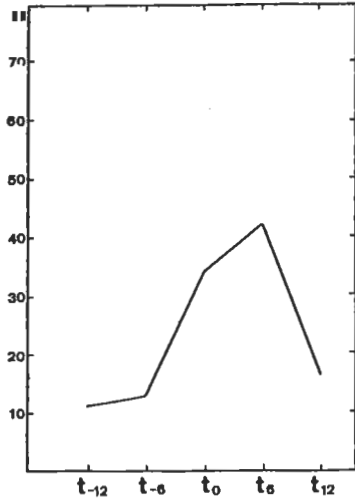


(b)

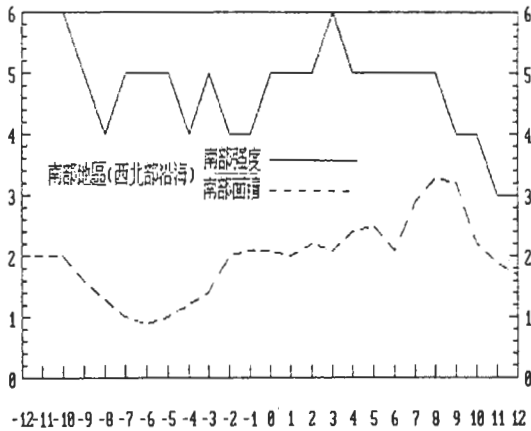
圖9 南部地區豪雨發生於中尺度低壓以南，低壓出現於西北部沿海之6個個案，在低壓出現時之(a)地面氣壓(hPa)與(b)850 hPa氣流線與等風速線(虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。



發生在西北沿海之中尺度低壓環流以南(圖2a)。這些中尺度低壓均屬旋生而非已存移入者,其中有2個案暴雨與中尺度低壓同時發生,有4個案暴雨落後6小時。合成雨量空間分佈顯示(圖未示),中尺度低壓出現時南部地區雨量大增成降雨中心,主軸北伸至阿里山及台中一帶,6小時後西南部沿海



(a)



(b)

圖10 南部地區暴雨發生於中尺度低壓以南,低壓出現在西北部沿海之6個個案,在中尺度低壓出現前後各12小時間(a)南部地區(台南、高雄、恆春)合成降雨量變化與(b)南部地區(圖1所示)Level 1雷達回波面積與最大強度變化,餘同圖4。

雨量繼續增大,主軸呈東北—西南走向伸至阿里山一帶。

圖9為中尺度低壓出現時之合成地面與850 hPa綜觀形勢。顯見氣壓分佈呈“北低南高”形式,低壓出現導致之氣壓梯度增加,將有利於低層西南地轉氣流之增強,南部地區之暴雨則發生於西南氣流增強區。台灣地區850-700 hPa均盛行西南風,且均較上下游為強(500 hPa無此現象)。850 hPa噴流出現在西北沿海,700 hPa無明顯噴流。中尺度低壓位於850 hPa低層噴流氣旋式風切區,並位於其出區左側,南部地區暴雨則發生在入區右側。

圖10為中尺度低壓出現前後降水強度(公厘/6小時)與雷達回波強度及面積之分佈。降雨量之變化與中部地區暴雨者相似,在中尺度低壓出現時迅速增大,於出現後6小時達最大值。雷達回波之變化亦與中部地區暴雨者相近,雖最大回波強度之變化不顯,但回波面積在低壓出現時及之後有增大趨勢。

#### 四、中尺度低壓區內之暴雨

##### (一) 北部地區暴雨

在北部地區發生的暴雨個案中,有三個個案係發生在中尺度低壓環流區內者(圖2b)。這些旋生而非已存移入者,其中有1個案暴雨與中尺度低壓同時發生,有1個案暴雨落後6小時,另1個案落後12小時。合成雨量空間分佈顯示(圖未示),中尺度低壓出現時北部地區降雨顯著增加,特別是西北部沿海地區,6小時後雨量增大成爲降雨中心。

圖11為中尺度低壓出現時之合成地面與850 hPa綜觀形勢。顯見氣壓分佈呈“北低南高”形式,氣壓梯度於北部沿海最大,該區西風地轉氣流亦將因低壓之出現而增大。850-500 hPa台灣中北部地區皆盛行西南風,850-700 hPa低層噴流皆出現在北部地區,中尺度低壓位於低層噴流氣旋式風切區。

圖12為中尺度低壓出現前後降水強度(公厘/6小時)與雷達回波強度及面積之分佈。在中尺度低壓出現12小時前無降水,6小時前僅有少量降水,出現時顯著增加,6小時之後增加更快達最大值。回波面積與強度在中尺度低壓出現前後無明顯變化,部份原因可能該區距高雄雷達站太遠使回波無

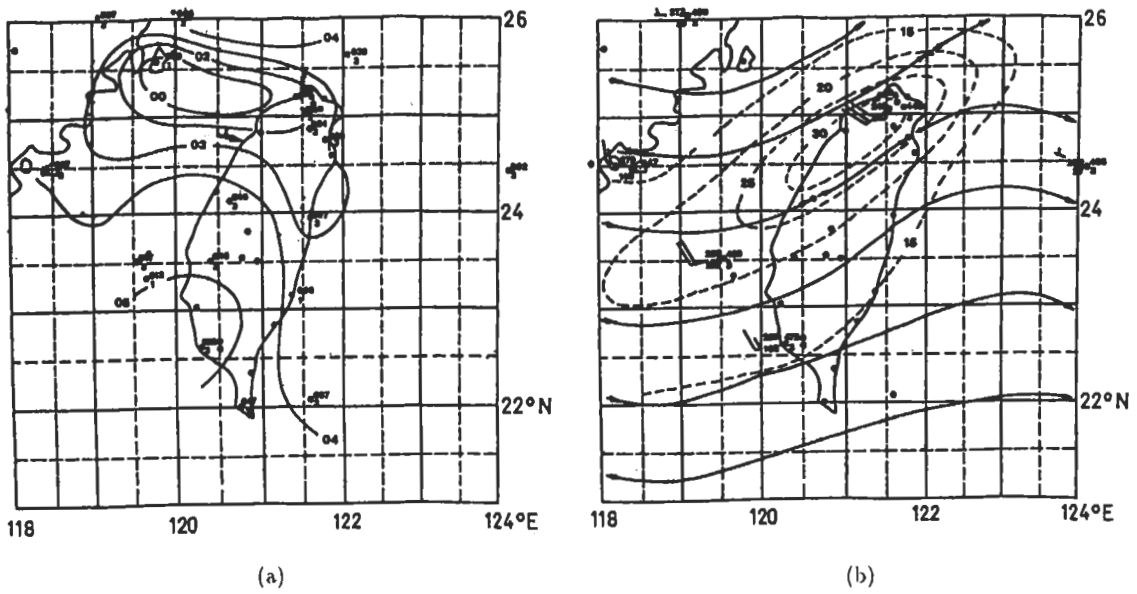


圖 11 北部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之3個案，在低壓出現時之(a)地面氣壓(hPa)與(b)850 hPa 氣流線與等風速線(虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。

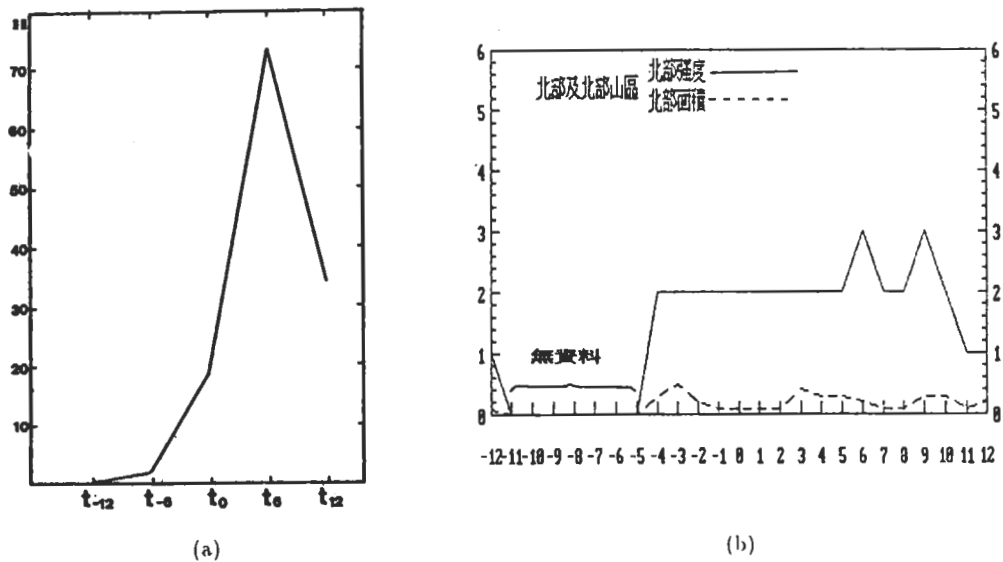


圖 12 北部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之3個案，低壓出現前後各12小時間(a)北部地區(淡水、台北、竹子湖、四十分)合成降雨量變化與(b)北部地區(圖1所示)Level 1 雷達回波面積與最大強度變化，餘同圖4。

法反映對流全貌，且衰減效應亦使回波強度減弱。

(二) 中部地區豪雨

在中部地區發生的豪雨個案中，僅有兩個個案係發生在低壓環流區內者(圖2b)。其中有1個案豪雨與低壓同時發生，另一個案豪雨落後6小時。合成雨量空間分佈顯示(圖未示)，中尺度低壓出現時中部地區雨量大增，6小時後減少。

圖13為中尺度低壓出現時之合成地面與850 hPa綜觀形勢。顯見低壓在中部沿海出現時，東南沿海亦出現中尺度低壓，與南部地區豪雨發生在海峽上之低壓以南情況相近(圖7)。850 hPa槽經過台灣上空，700-500 hPa微弱短波槽位於海峽中部。850 hPa台灣中北部均屬微弱偏北氣流，南部為較強西風，700-500 hPa則台灣地區均屬西至西南西風，無低層噴流出現。

圖14為中尺度低壓出現前後降水強度(公厘/6小時)與雷達回波強度及面積之分佈。在中尺度低壓出現前12小時與前6小時雨量均小，低壓出現時急速增強成最大值，之後迅速減弱。雷達回波強度與面積，在中尺度低壓出現後均有增大，尤以回

波面積之增大更為顯著。降水與回波變化在時間上之差異，部份可能因面積上之差異而來。

(三) 南部地區豪雨

在南部地區豪雨的個案中，有三個個案係發生在中尺度低壓環流區內者(圖2b)。其中2個案屬旋生者，另1個案為已存低壓移入者。有2個案豪雨與中尺度低壓同時發生，另1個案豪雨落後6小時。合成雨量空間分佈顯示(圖未示)，中尺度低壓出現前6小時降雨中心在中部山區，南部地區雨量很少，低壓出現時降雨中心出現在台南，6小時後南移至高雄。

圖15為中尺度低壓出現時之合成地面與850hPa綜觀形勢。顯見氣壓分佈呈“北高南低”形式，亦呈“東高西低”形式，此種中央山脈以東中尺度高壓脊實為冷空氣堆積(cold air damping)之一種靜力反應，在冬季高壓位於台灣以北時為經常觀測到的現象，梅雨季時在類似之綜觀條件下亦可發生。850 hPa台灣中南部盛行西南風，唯無低層噴流，700 hPa順轉為西風，500 hPa更順轉為西北風，顯示中低對流層暖平流之盛行。850 hPa橫槽經海峽中部及

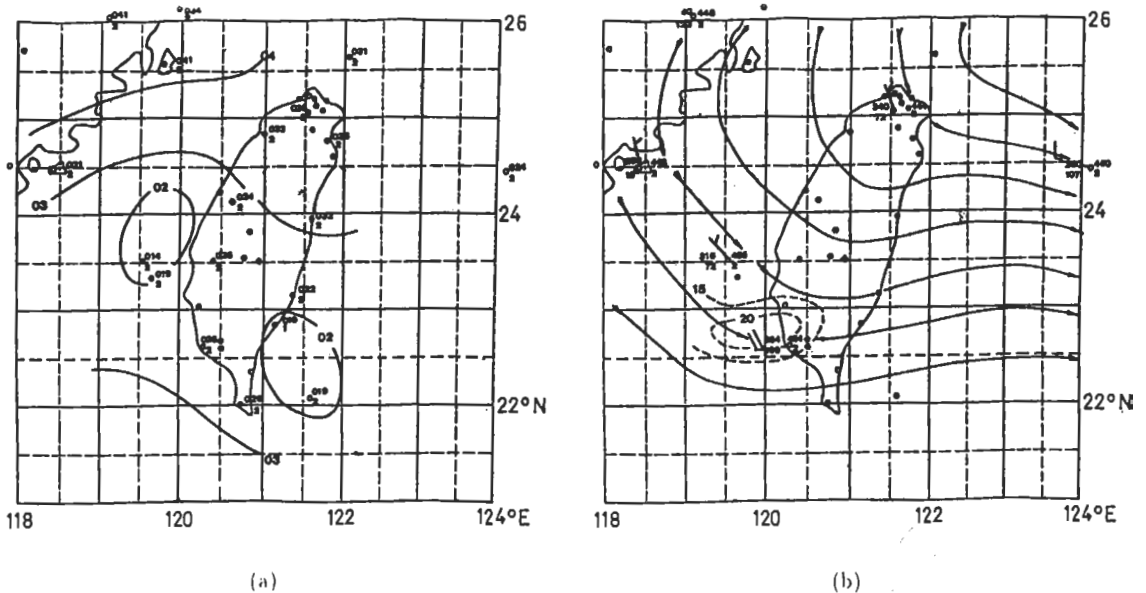
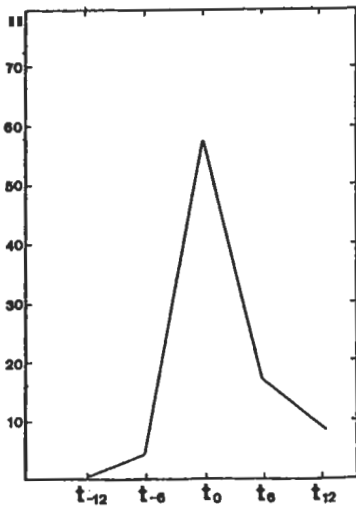
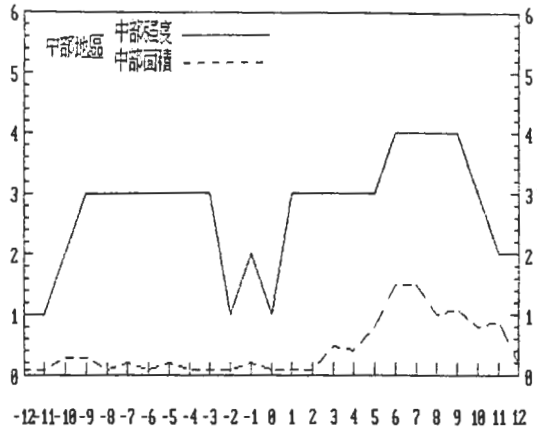


圖13 中部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之2個個案，在低壓出現時之(a)地面氣壓(hPa)與(b)850 hPa氣流線與等風速線(虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。

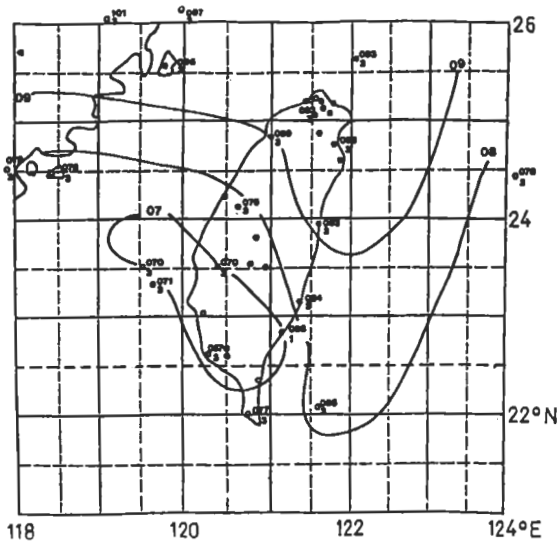


(a)

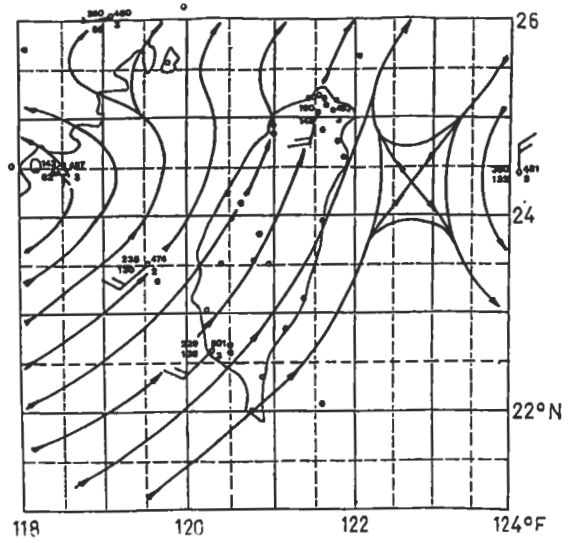


(b)

圖 14 中部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之 2 個個案，低壓出現前後各 12 小時間 (a) 中部地區 (梧棲、台中、嘉義) 合成降雨量變化與 (b) 中部地區 (圖 1 所示) Level 1 雷達回波面積與最大強度變化，餘同圖 4。



(a)



(b)

圖 15 南部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之 3 個個案，在低壓出現時之 (a) 地面氣壓 (hPa) 與 (b) 850 hPa 氣流線與等風速線 (虛線, kt)，測站數字為高度、風向與風速。

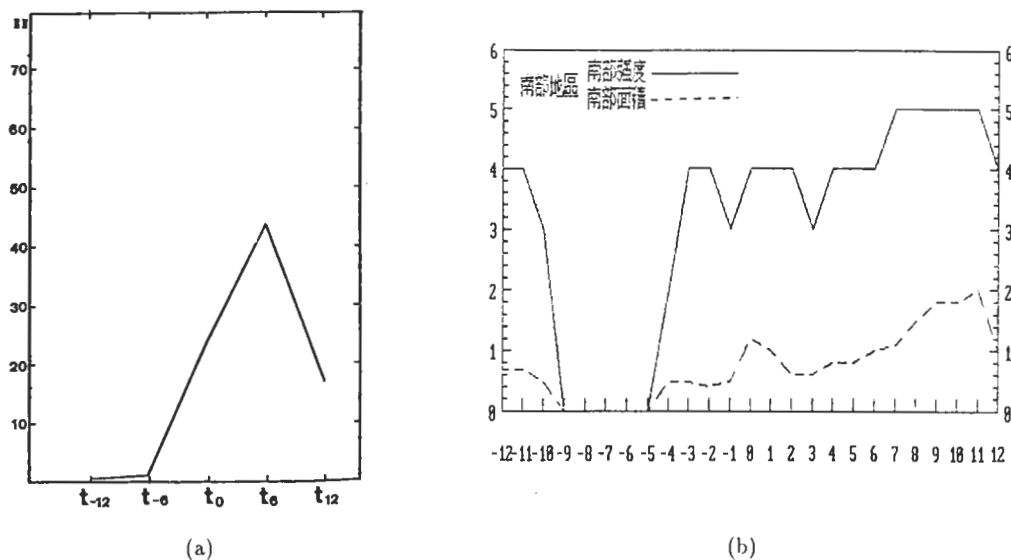


圖 16 南部地區豪雨發生於中尺度低壓區內之 3 個個案，低壓出現前後各 12 小時間 (a) 南部地區 (台南、高雄、恆春) 合成降雨量變化與 (b) 南部地區 (圖 1 所示) Level 1 雷達回波面積與最大強度變化，餘同圖 4。

台灣北部，700–500 hPa 海峽中部則有明顯短波槽。台灣東側中尺度高壓脊上，850 hPa 亦為脊區。

圖 16 為中尺度低壓出現前後降水強度 (公厘/6 小時) 與雷達回波強度及面積之分佈。降雨時間變化與北部地區者相似，在低壓出現前 12 小時與前 6 小時僅有少量降水，低壓出現時雨量大增，在 6 小時後達最大值。在中尺度低壓出現後，雷達回波面積與強度均有增加，尤以前者更為顯著。

## 五、討論與總結

在豪雨發生於中尺度低壓環流 (水平尺度取 150 公里) 以南的個案裡，在中尺度低壓出現前 12 小時及前 6 小時之雨量均小，低壓出現時雨量急速增大為最大值 (南部地區豪雨發生於海峽低壓以南) 或在 6 小時後達最大值 (中部地區豪雨、中部山區豪雨、南部地區豪雨發生於西北部沿海低壓以南)。此種降雨量之時間變化與雷達回波之變化一致，即中尺度低壓出現後，其環流區以南之回波強度增大 (中部地區豪雨、中部山區豪雨) 且回波面積擴大 (中部地區豪雨、南部地區豪雨發生在海峽低壓或

西北部沿海低壓以南)。

地面氣壓分佈顯示，低壓南側之氣壓梯度於低壓出現時增大，導致西—西南地轉氣流增強，此種氣流增強區與上述豪雨發生區及該區雷達回波增強一致發生之事實，顯示在西部沿海該區已存海陸摩擦差異之增強導致之局部輻合增強可能為降雨與雷達回波增強之重要因子。中部山區降水與回波增強，顯示低壓以南迎風面地形舉升效應增強在該區豪雨產生之重要性。

除上述中尺度低壓出現對豪雨產生之可能影響外，豪雨發生區位於 850 hPa 低層直線噴流條 (以 25 kt 定義) 入區右側 (中部地區豪雨、中部山區豪雨、南部地區豪雨發生於西北部沿海低壓以南) 之事實，顯示低層噴流動力與豪雨發生之可能關連。因 850 hPa 低層噴流風速大於噴流條移速，故雖噴流內風速不若一般高層噴流強勁，但在直線噴流條入區之空氣塊加速所需之動能產生仍需由熱力直接環流所伴隨之能量轉換來維持。因此，在入區右側之垂直次環流上升運動，對豪雨之產生當亦有所貢獻。此外，中尺度低壓出現在 850 hPa 噴流氣旋式風切區，此是否意味因中尺度低壓出現增加南側氣壓梯度

而產生局部風場增強及低層噴流，則有待進一步的研究。

在中尺度低壓環流區內發生的暴雨個案裡，中尺度低壓出現前12小時及前6小時之雨量均小，低壓出現時雨量大增為最大值（中部地區暴雨）或在6小時後達最大值（北部地區暴雨及南部地區暴雨）。除北部暴雨因距高雄雷達站較遠，回波變化不顯外，中部地區與南部地區暴雨之回波強度與回波面積，在中尺度低壓出現後均有顯著增加。

北部暴雨之中尺度低壓(1000 hPa)較中部地區(1002 hPa)與南部地區者(1007 hPa)為強，其伴隨之氣壓梯度亦強，致使低壓中心南側地轉西風增強，此種降雨強度增強與西風地轉風增強在時間與空間變化上之一致性，再度顯示海陸摩擦差異增強導致之局部輻合在增強降雨之重要性。中部地區與南部地區暴雨之中尺度低壓氣壓梯度較弱，且中部地區中尺度低壓出現時降雨強度已達最大值，南部地區回波強度與回波面積在低壓出現前即已開始增強。此似意味已存中尺度對流系統之潛熱釋放加熱效應，可能在低層背風區之台灣中央山脈以西氣壓相對較低區內導致地面氣壓下降，產生中尺度低壓，隨後中尺度低壓再導致降雨強度之增加（南部地區暴雨）與雷達回波之增強（中部地區與南部地區暴雨）。陳與俞(1990)對TAMEX第一階段IOP 2, 3之分析，亦認為西南部中尺度低壓之形成，對流潛熱釋放之角色無法排除。

綜合以上討論，本文選取發生在1983-1987年梅雨季的18個伴隨中央山脈以西中尺度低壓之暴雨個案，分析中尺度低壓區內及以南地區暴雨之降水強度與雷達回波強度及面積變化，並分析低壓出現時之綜觀形勢，結果可歸納為以下數點。

1. 在中尺度低壓以南發生之暴雨，不論暴雨發生之區域（中部地區、中部山區、南部地區），在低壓出現時降雨強度均大增，雷達回波變化亦然。此種變化可能歸因於低壓南側氣壓梯度、地轉氣流與海陸摩擦差異等變化產生之局部輻合變化而來。
2. 在中尺度低壓以南發生之暴雨，850 hPa低層噴流入區熱力直接環流上升區之上升運動，對暴雨之產生亦有貢獻。但在低壓區內發生之暴雨，850 hPa低層噴流似無角色。

3. 發生在中尺度低壓區內之北部暴雨，低壓出現時雨量大增，亦可歸因於環流區內氣壓梯度之增大與局部輻合之增強。

4. 發生於中尺度低壓區內之中部地區與南部地區暴雨，已存中尺度對流系統之潛熱釋放似為形成中尺度低壓之因子，中尺度低壓形成後再加強對流系統，導致降雨強度與雷達回波之增強。

本文主要目的，在探討中尺度低壓在暴雨產生之可能角色。雖然850 hPa低層噴流在所選個案之可能角色亦經分析，但對梅雨季暴雨產生之其他可能中尺度激發機制，諸如：中低對流層短波槽、梅雨鋒、中尺度對流之外流邊界、海陸風等局部環流之日夜變化、重力波等，均未涉及。這方面的研究，今後應加強在個案診斷分析及中尺度數值模擬，方可增進對暴雨產生之基本了解，進而發展並改進暴雨預報能力。當然利用衛星觀測資料，以探討中尺度對流與中尺度低壓之關連亦不容忽視，此方面之研究結果當另文發表。

## 誌 謝

感謝吳連育先生、楊進賢先生、李啓昌先生與汪庭安先生在本文稿準備時在各方面之協助，本文部份在國科會專案計畫NSC80-202-M002-19支援下完成。

## 參考文獻

- 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，1990：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73-84。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：「劇烈區域性暴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74-25號，108頁。
- 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。
- Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Kuo, Y. H., J. W. Bao and S. Chen, 1989: Structure and dynamics of the mesolow observed during TAMEX IOP 2. Part II: mesoscale numerical simulations. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 339-342.
- Lin, Y. L., 1989: A study of flow over a mesoscale mountain with diabatic heating. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results. Taipei, June 22-30, 327-333.
- Lin, Y. L., 1990: Formation mechanisms of Taiwan mesolows during the Mei-Yu season. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results. NCAR, September 24-26, 174-181.
- Wang, S. T., and G. T. J. Chen, 1990: On the formation and structure of mesolows in TAMEX. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results. NCAR, September 24-26, 166-173.

**Study of Rainfalls and Radar Echoes  
in the Heavy Rainfall Events  
Accompanied by Mesolow in Mei-Yu Season**

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University  
Taipei, Taiwan, R.O.C.

(manuscript received 14 July 1990; in final form 16 September 1990)

**Abstract**

Eighteen cases of heavy rainfall events, which were accompanied by the mesolow to the west of the Central Mountain Range, observed in 1983-1987 Taiwan Mei-Yu season were selected in this study. The surface hourly rainfall, 6 hourly surface charts, 12 hourly upper-level charts (850, 700, 500 hPa) and hourly radar echoes observed at Kaohsiung station were used in the analysis. The spatial and temporal variations of rainfall and radar echoes were analyzed and discussed with respect to the appearance/formations of mesolow. The synoptic situations were also presented at the time of mesolow appearance.

Results showed that the rainfall rate and radar echo increased substantially when and after the mesolow appeared. The intensity increase perhaps was due to the increase of local convergence which was caused by the increase of pressure gradient and low-level winds to the south of the mesolow. The upward motion associated with the 850 hPa low-level jet over the anticyclonic side of the entrance region also contributed partially to the occurrence of heavy rainfall. Furthermore, the latent heating associated with pre-existing mesoscale convective system might have served as an essential factor for the formation of mesolow over the central and southern Taiwan. The rainfall and radar echo in turn were enhanced by the appearance of mesolow over the same area.

**Key words:** Mei-Yu season, mesolow, heavy rainfall, low-level jet.