

敏督利颱風登陸後的三個降雨階段

林得恩、戴志輝、顏自雄、任亦偉、鳳錦暉
空軍氣象聯隊

摘要

2004年7月1日台灣受到敏督利(Mindulle)颱風侵襲，颱風北上遠離之後，台灣地區普遍均處於低層西南風環境下，基礎成份指數顯示劇烈地形降水潛勢明顯，西南風隨後為台灣中南部帶來連續數日的豪雨，其中7月2至4日最大日雨量分別達709.5、690.5及839.5毫米。然而根據時雨量、GOES9 IR1亮度溫度及落雷等資料分析顯示，在颱風遠離之後，長時間的西南氣流雖然提供了有利豪雨發生的環境，但個案期間的對流變動性極大，造成豪雨的原因及過程應加以區分。颱風外圍環流雨帶、中尺度對流複合體的發展及西南氣流等不同降雨階段的連續出現，是造成個案豪雨的主要原因。

關鍵詞：降雨階段、亮度溫度、落雷。

一、前言

2004年7月1日敏督利颱風侵襲台灣(圖1)，在其北上遠離台灣之後，為中南部帶來連續豪雨，7月2至4日的日雨量分別高達709.5、690.5及839.5毫米，直到7月5日豪雨才停止。期間大氣環境具有引發劇烈地形降雨(Doswell et al. 1996, Lin et al. 2001)的潛勢(表一)，因此個案的豪雨應與西南氣流密切相關。逐日的日雨量(圖2)顯示三項特徵：(一)內陸較沿海為高；(二)7月5日較前三天明顯減弱；(三)7月2至3日，沿海地區降雨均明顯，但自7月4日起，沿海地區降雨十分微弱。前項(一)是地形作用，(二)則是基礎成份指數逐漸減弱的必然結果，但是(三)卻隱含降雨是有階段性的；基礎成份指數雖能預期西南氣流環境下的劇烈地形降雨趨勢，卻無法說明每一次降雨的變動性。

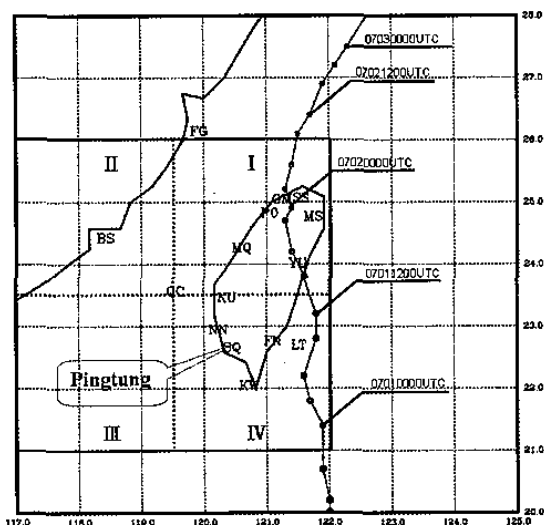


圖1 敏督利侵台路徑(灰色實線)及時間(八碼數字為月、日、時、分)。紅色框為GOES9 IR1頻道亮度溫度分析的四個(I至IV)象限。

表一 7月2至5日屏東探空劇烈地形降水基礎成份及指數

日期(月/日)		7/2		7/3		7/4		7/5
時間(UTC)		0000	1200	0000	1200	0000	1200	0000
Basic ingredients at 925 hPa	Wind speed (ms^{-1})	11.5	24.5	24.5	14.5	17.5	12.5	5.5
	Moisture content (gkg^{-1})	15	17.5	19.5	19	19.5	18.5	18
Common index : $U \cdot \nabla h \cdot q$ ($mgs^{-1}kg^{-1}$)		5.7	14.2	15.8	9.1	11.3	7.6	3.3

二、GOES9 IR1 亮度溫度分析

7月1日0000 UTC至7月4日2300 UTC間的逐時GOES9 IR1資料，以 $23.5^{\circ}N$ 、 $119.5^{\circ}E$ 為原點，計算台灣附近四個(定義為I至IV象限) $2.5^{\circ}N$ 乘以 $2.5^{\circ}E$ 範圍內(圖1)的平均亮度溫度(後續簡稱亮溫，圖3)。亮溫時間序列有以下特徵：(一)各

象限亮溫變化趨勢大致相同，振幅最大為第III象限的75K；(二)第III、IV象限的最低亮溫出現於7月2至3日，I、II象限的最低亮溫則出現於7月4日；(三)除7月2日1200 UTC至7月3日1500 UTC間，以第III象限的205 K為最低外，大部份時段的最低亮溫都出現在第IV象限；(四)7月4日以後，各象限亮溫出現第二次下降，其中最大降幅為第一象限的25K；(五)第II象限亮溫始終最高。

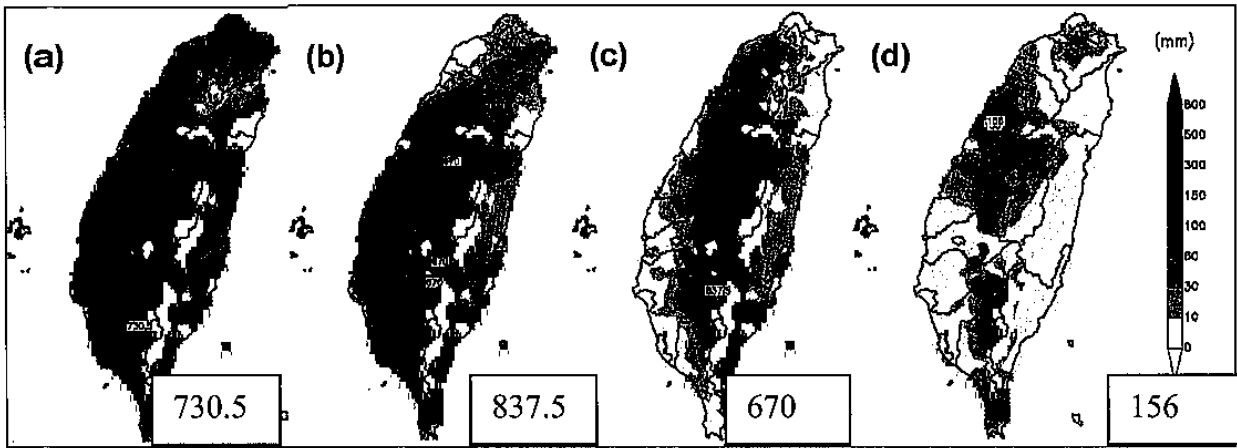


圖 2 7月(a)2、(b)3、(c)4及(d)5日全島日雨量 (mm)。各子圖均註明極大值。

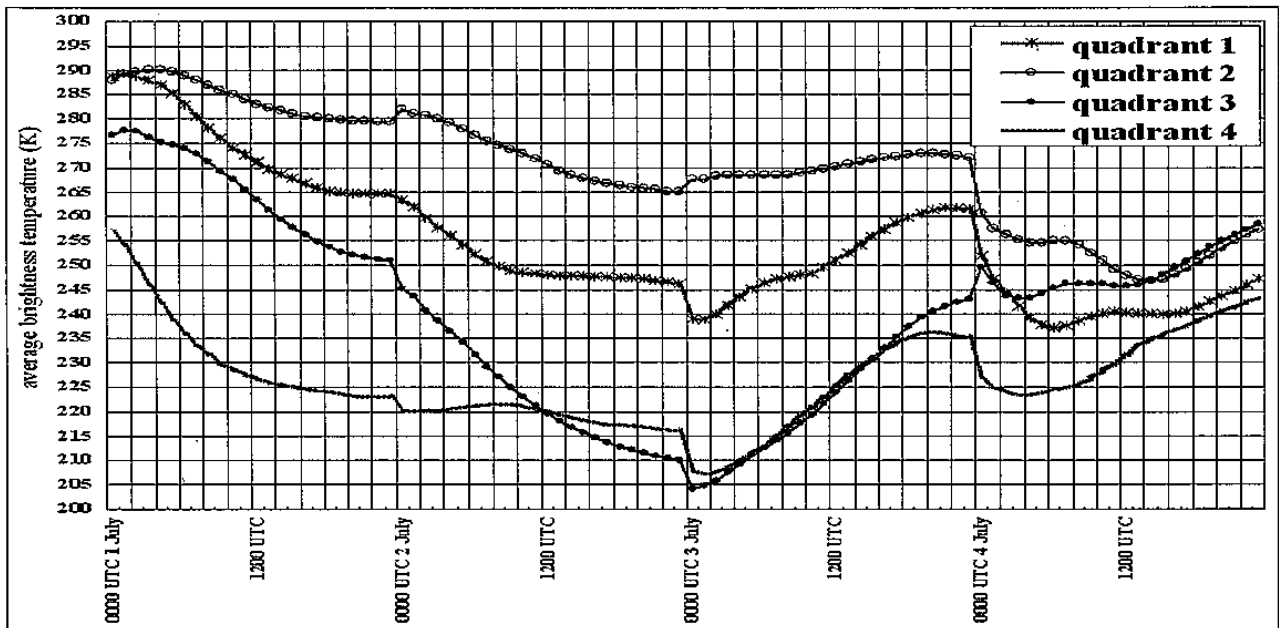


圖 3 7月1日0000 UTC至7月4日2300 UTC，I至IV象限的逐時亮溫 (K)。

對照實際的紅外線影像，則這些特徵所代表的意義更為清楚：(一) 第III象限因 MCC (符合圓形 MCC 定義, Maddox 1980) 發展之故, 7月2日起, 亮溫迅速降低 (圖 4a); 7月3日起 MCC 減弱, 亮溫逐漸升高(圖未附);(二) 第II象限未受颱風環流雲系或 MCC 影響, 亮溫始終偏高 (圖 4a 至 d);(三) 第IV象限初期受颱風接近影響, 亮溫降低最快, 稍後在颱風侵襲到 MCC 發展期間, 亮溫持續偏低, 7月4日後, 受台灣陸地上重新發展的 MCS 影響, 亮溫再度降低 (圖 4g);(四) 第I象限在颱風接近及侵襲期間, 受環流影響程度輕(圖 4a 至 c), 所以亮溫降幅有限; 7月4日以後, 受台灣陸地上所發展的 MCS 影響, 亮溫才開始降低 (圖 4d)。

三、降雨階段

平均亮溫仍無法代表個別對流的強弱, 因此還需分析與中尺度對流系統關係密切的落雷 (Houze, 2004) 資料, 才能了解個案中對流的演化過程。我們分析台灣附近 (21.5 至 25.5°N、119 至 123°E) 四個

經緯度範圍內、自7月1日1200 UTC起落雷資料的時間序列, 並對照累積雨量時空分布的特徵, 以明確區分敏督利颱風登陸後的降雨階段。

由於落雷同時具有時間及空間的延續性, 我們將資料區分為經向一時間序列 (沿各經度的所有緯度落雷總次數時間序列) 及緯向一時間序列 (沿各緯度的所有經度落雷總次數時間序列) 等兩種展示方式。以經向一時間序列為例, 將所選取的空間範圍以每 0.04 個經度 (約 4 至 5 公里) 的寬度切割成 100 個細長矩形, 加總每個矩型一小時內所有落雷次數後, 再以時間序列顯示, 同樣的作法亦應用於緯向一時間序列資料的處理上。

同一個時間若在經向或緯向一時間序列均出現連續的高頻率落雷紀錄, 則代表對流具有足夠的空間尺度, 而若在某個經度或緯度上, 連續幾個時間都出現高頻率的落雷紀錄, 則代表對流可能具有足夠的時間尺度。換言之, 延時夠長、範圍夠大且發展旺盛的對流系統, 在經向或緯向一時間序列上, 將會展現出連續的高頻率落雷紀錄 (圖 9); 至於若在經向或緯向一時間序列出現獨立且頻率偏低的落

雷紀錄，因為在時間及空間上都不具有系統性，伴隨深對流的可能性相對較低。

例如在經向一時間序列中，標示於7月1日1800 UTC、119.3°E附近的A（圖10a），不但在時間上是獨立的，不具有延續性，甚至因為在緯向一時間序

列中也沒有呈現相對應的紀錄，因此在空間上也沒有連續性，且落雷頻率又低（在之前所定義的時空範圍內出現100次以下），故應並非伴隨系統性的深對流而出現。

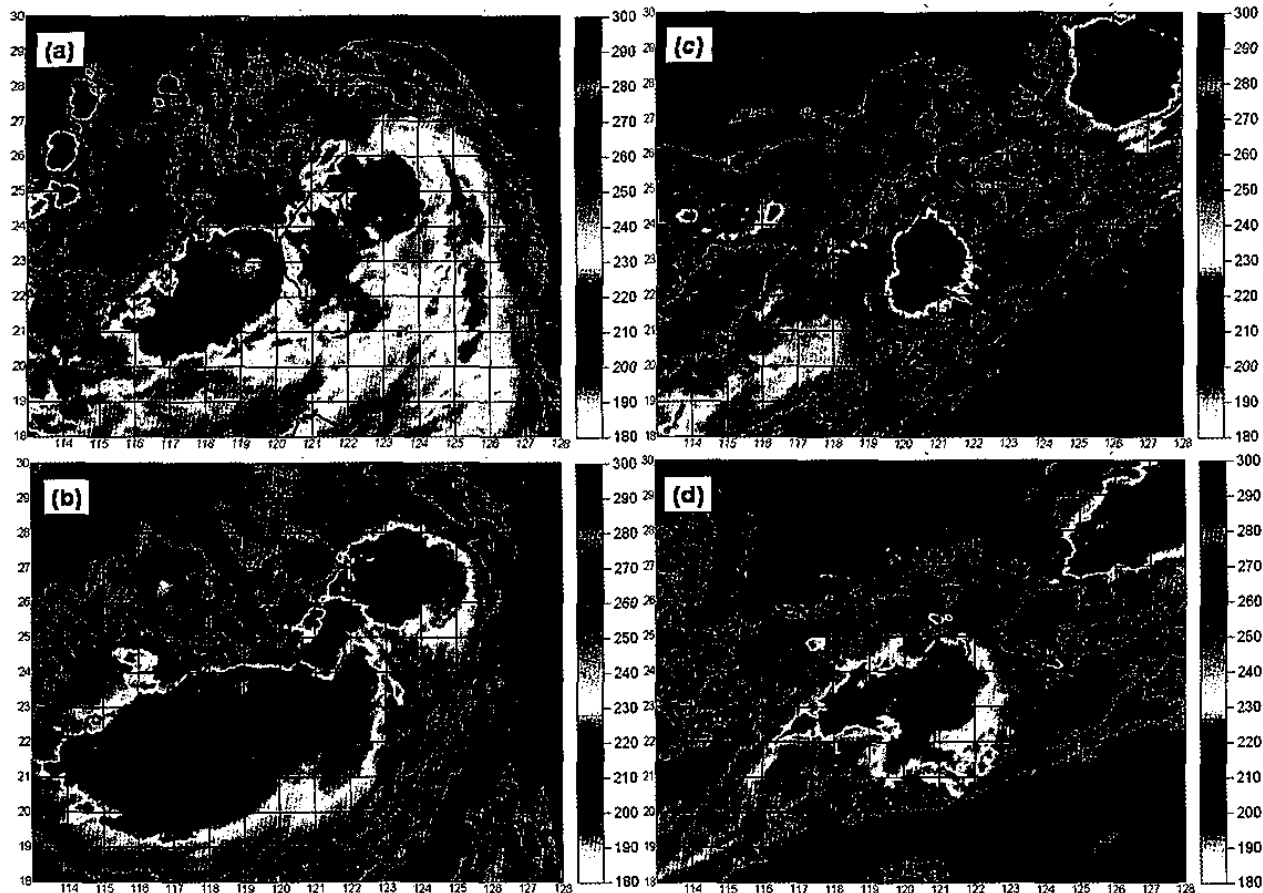


圖4. 7月2日(a) 0923 及(b) 1823 UTC、7月3日(c) 2123 UTC、7月4日(d) 0223 UTC。色階為亮度溫度 (K)。

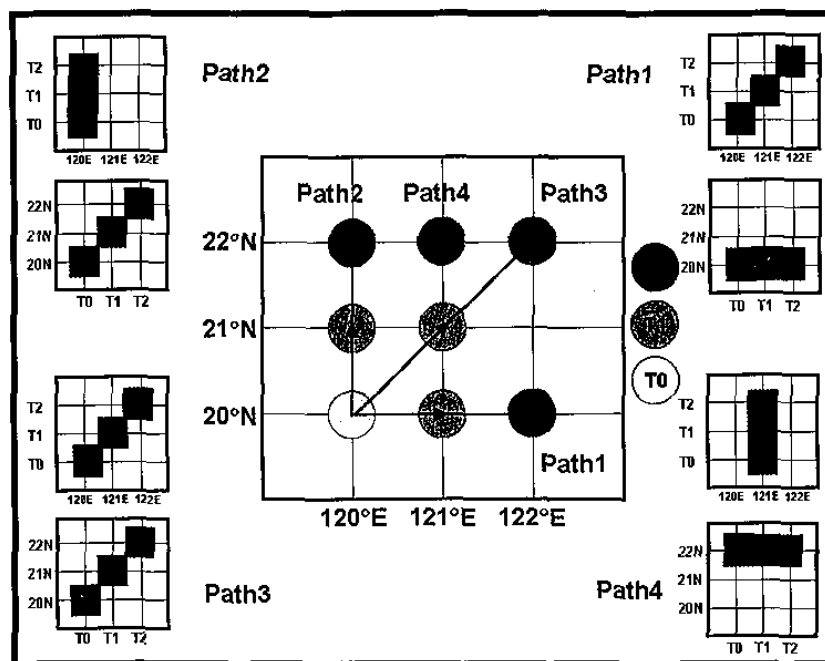


圖5 落雷區域移動路徑，與經向或緯向落雷紀錄時間序列相關性之示意。其中淺藍色為落雷初始(T0)位置，亮綠色為落雷在一時間(T1)之後的位置，暗綠色為落雷在二時間

(T2)之後的位置；箭頭為落雷區域移動方向；Path4 表示落雷區域滯留。

自7月1日1300 UTC至7月2日0600 UTC間，儘管第IV象限亮溫偏低(225K)，但不論在經向(圖 6a)或緯向(圖 6b)一時間序列中，都僅有類似 A 的零星落雷散布於 24°N 以南的各經度上，並無持續性高頻率落雷紀錄，唯一例外是在經向一時間序列中，標

示於7月1日1200至1500 UTC、121.6°E附近的B(圖 6a)，最高頻率達5000次以上，但比對緯向一時間序列，這些落雷分布於東北部(25.2°N，圖 6b)，位置不在本文探討範圍內。

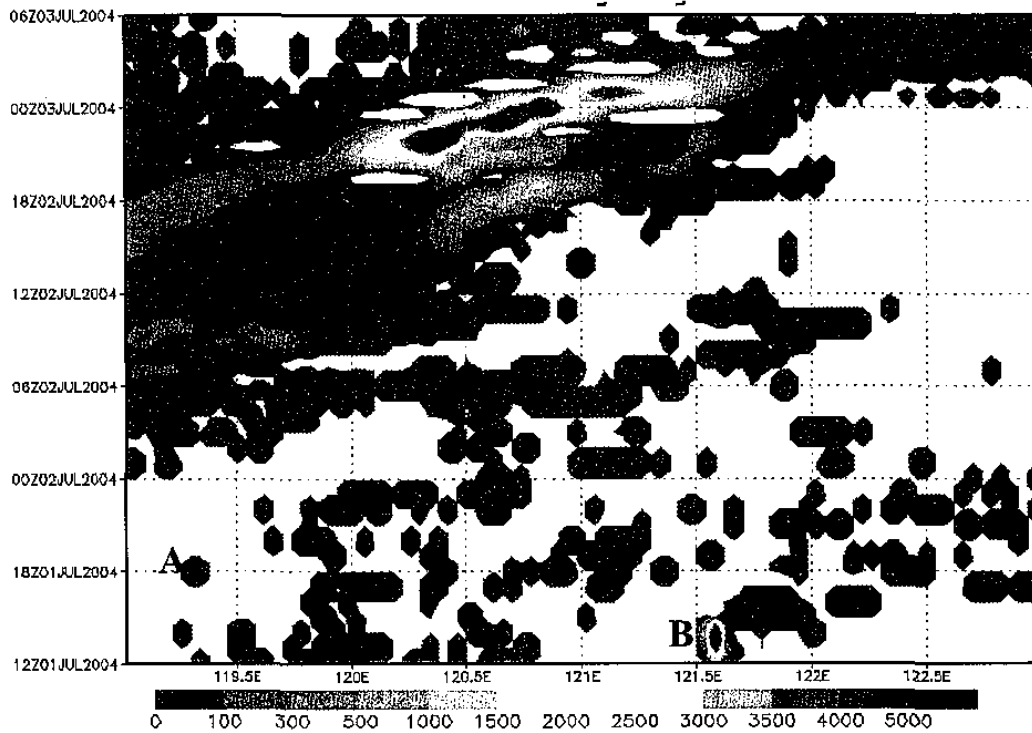


圖 6(a) 7月1日1200 UTC至7月3日0600 UTC，落雷次數之經向一時間序列。色階為次數。

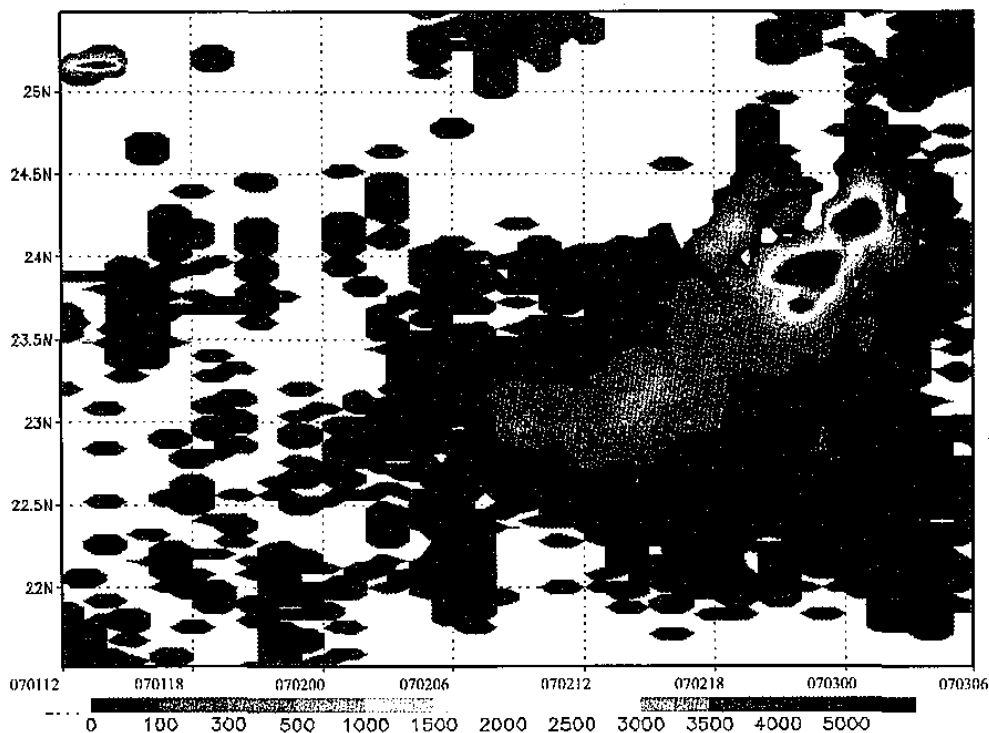


圖 6(b) 同圖 10(a)，但為緯向一時間序列。

事實上，7月2日0000 UTC前後，台灣海峽南部與台灣西南部陸地間，有一帶狀東西向回波(圖 7)以逆時鐘方向移動。而7月1日2000 UTC至7月2

日0600 UTC間的累積雨量，不論在沿海及內陸，南部均較中部為高(圖 8)，正是帶狀回波隨颱風向北推進的結果。因此定義7月1日2000 UTC至7月2

日 0600 UTC，為個案第一個降雨階段，為颱風外圍雨帶的發展與接近所致。

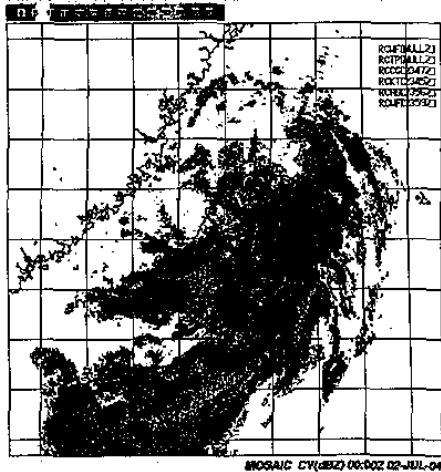


圖 7 7月2日 0000 UTC 雷達回波。其中粉紅、深藍及淺藍色分別代表 10 至 25、25 至 40 及 40dBz 以上之強度。

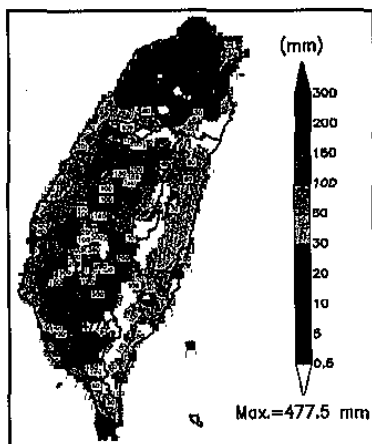


圖 8 7月1日 2000 UTC 至 7月2日 0600 UTC 全島累積雨量。

7月2日 0600 UTC 後，開始出現較頻繁(在定義的時空範圍內出現 100 次以上)的落雷(圖 4a、b)，這些落雷集中分布於海峽南部(23.0°N、119.0°E)且滯留(路徑類似圖 9 的 path 4)；7月2日 0900 UTC 時，第 III 象限亮溫迅速降至 225K，除了雲頂溫度及範圍已滿足 MCC 的定義(圖 4a)外，落雷頻率也增加到 300 至 500 次(圖 6b)；1400 UTC 以後，高頻率落雷(500 至 1000 次)轉向東北方發展(路徑類似圖 9 的 path 3)；7月2日 2100 UTC 至 7月3日 0200 UTC，落雷頻率突然增加到超過 5000 次，並影響中南部陸地(23.5 至 24.5°N、120.0 至 121.5°E)，但並未越過中央山脈。此系統生命期超過十五小時，且由海面上移向陸地，結果造成沿海與內陸雨量相近的重要特徵，除極端值外，沿海與內陸普遍出現二至三百毫米的累積雨量(圖 9)。7月3日 0200 UTC 起，落雷頻率迅速減少，亮溫亦升高，我們定義 7月2日 0900 UTC 至 7月3日 0200 UTC 為第二個降雨階段，是 MCC 自海

面移向陸地並發展之結果。

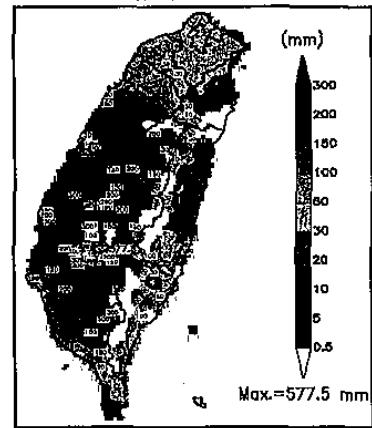


圖 9 7月2日 0900 UTC 至 7月3日 0200 UTC 全島累積雨量。

7月3日 0200 UTC 後，落雷頻率迅速降低，且第 III、IV 象限亮溫升高，表示深對流突然減弱。但 7月3日 1600 UTC 起，較頻繁(100 次以上)的落雷又出現於山脈西側陸地(120.4 至 121.2°E)，並持續至 7月4日 1500 UTC(圖 10a、b)，呈現近似滯留(路徑均類似圖 9 的 path 4)；7月4日 0000 及 0800 UTC 兩次(分別超過 5000 及 3000 次)高頻率落雷之間約有 0.5°N 的差別，顯示對流在中央山脈西側由南向北發展，但第 I、IV 象限亮溫降幅小(分別降至 235 及 225K)，即深對流水平尺度有限。

結果使累積雨量集中於內陸，極端值超過九百毫米，而山脈西側的沿海地區降雨十分不明顯，累積雨量普遍不及 30 毫米(圖 11)，內陸與沿海間的雨量差距幾乎為一個數量級。我們定義自南部陸地有對流迅速發展起，到 7月4日 1500 UTC 止，為第三個降雨階段，其累積雨量的重要特徵，在於內陸與沿海間的懸殊差別，由於期間台灣海峽北部落雷頻率低於 100 次，顯示對流非自海面移入，應是西南氣流受地形舉升所致。

四、結論與未來展望

為什麼區分降雨階段是必要的？我們認為，基礎成份指數固然能幫助預報員直接預期地形降雨「會不會發生」以及「有多強」，但預報的使用者更需要根據「過程」與「形式」來評估風險，進而在適當的時機調整決策。以本個案而言，豪雨雖然果真如預期發生，但在不同階段裡，豪雨的原因與位置迥異。尤其降雨是天氣過程的綜合結果，能預期結果並不代表事前能掌握瞬變的過程。換言之，運用基礎成份指數評估颱風過後西南氣流引發豪雨的潛勢時，建議也要十分留意降雨的變動性。

誌謝

感謝氣象局提供衛星、雨量資料及雷達影像，以及國科會 NSC93-2625-Z-072-002 計畫經費提供。

參考文獻

Doswell, C. A., H. Brooks, and R. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredient - based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.

