

# 應用衛星觀測資料預報颱風降水及閃電落雷之研究

沈蛙 潘大綱 呂貴寶  
空軍氣象聯隊 空軍氣象中心

## 摘要

颱風之環流雲帶內常常包含發展深厚的對流雲系統，並可因台灣之地形作用而加強，在造成局部地區豪雨的同時亦伴隨相當程度的落雷現象，故因颱風環流導致產生的落雷現象與颱風強度、颱風移動路徑、海陸分布、甚至台灣之地形間均有相當密切的相關。

本研究利用 1999 年至 2001 年間影響台灣地區的八個強弱不同的颱風比較分析，發現落雷現象會隨颱風強度之不同而有明顯的差異，而因颱風環流在台灣地區產生的風場亦是影響台灣地區落雷特性的重要因素；大致而言，颱風強度愈強或因颱風環流造成台灣地區愈偏南向之風場，則在台灣地區形成的落雷現象愈明顯，其中正電荷放電之增加尤為顯著，而颱風強度愈弱或因颱風環流造成台灣地區愈偏北向之風場則在台灣地區形成的落雷現象愈不明顯，其中之正電荷放電愈少。

雖然颱風環流雲帶為繞颱風中心呈逆時鐘旋轉，但本研究發現颱風環流中之落雷區域並無明顯之逆時鐘旋轉情形，由此顯示颱風環流結構中深對流系統之生命週期甚短；而落雷為大量能量釋放的現象，颱風應有朝向有利於獲得能量之區域移動，本研究分析顯示颱風有朝向其環流中落雷最密集的區域移動的趨勢，但此現象在強度發展較弱之颱風較為明顯。

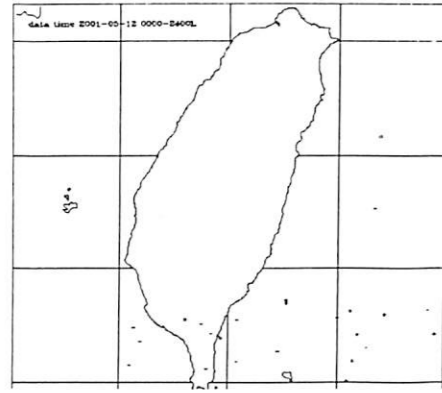
(2002 年 2 月 08 日收稿；2002 年 2 月 20 日定稿)

## 一、前言

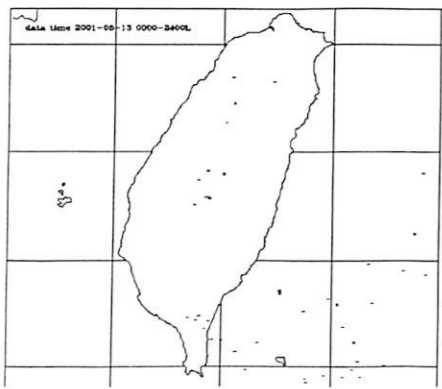
颱風侵襲台灣期間，颱風雲帶中發展深厚的對流雲系統總是造成相當危害的強風豪雨，同時亦常伴隨強弱不一的落雷現象；沈(2000)針對颱風侵襲台灣期間之衛星資料與落雷資料間之相關，發現平均灰度值、最低灰度值、溫度小於或等於 210K 之雲面積及溫度小於或等於 235K 之雲面積等參數，均與颱風對流雲系發展而伴隨之閃電落雷現象成正相關，但其中尤以溫度小於或等於 210K 之雲面積與閃電落雷之負電荷閃電次數間之正相關最明顯，亦即由溫度小於或等於 210K 之雲面積變化觀測颱風之對流雲系之發展較其它衛星影像參數之觀測更敏銳；另亦發現颱風侵襲期間，正電荷閃電之出現頻率在陸地區

域較海洋區域明顯，而負電荷閃電之出現頻率則無明顯差異，而在本研究中相鄰之樣本研究區間，對流雲系均無明顯相關性，顯示導致閃電落雷現象之對流雲系之生命期甚短，且多以侷地之消長為主。台灣地區由於地形特殊，高聳的中央山脈由北向南貫穿台灣全島，故因地形的阻擋以及傾斜山坡的抬升效應，颱風環流雲系在台灣陸地地區的對流發展將被加強，而對流雲系停留於台灣地區的時間亦將延長，這種結果造成颱風雲系在台灣地區所引發的閃電落雷現象將因海陸地形分布的不同而有所差異；此外，颱風侵襲期間之落雷特徵隨颱風發展強度之不同及颱風不同之移動路徑均有明顯差異。

Tsay (1997) 曾分析賀伯 (HERB) 颱風



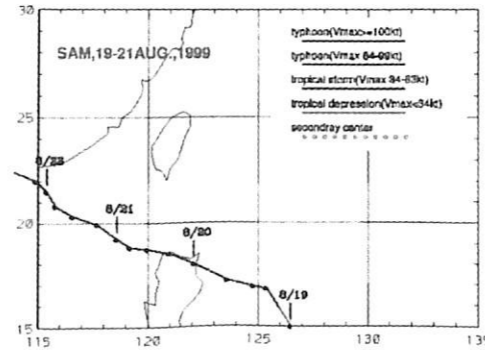
附圖 2-5：2001 年 5 月 12 日 00UTC 之台灣地區全日落雷散佈圖。



附圖 2-6：2001 年 5 月 13 日 00UTC 之台灣地區全日落雷散佈圖。

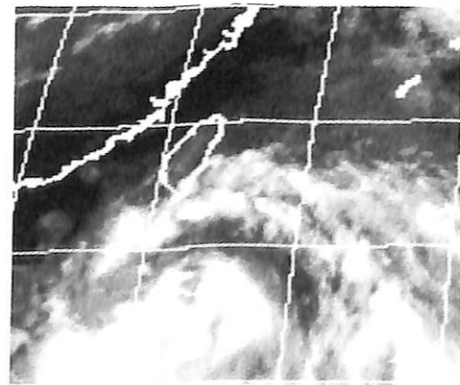
現象顯著，附圖 2-8 為典型之對流雷雨胞內電荷分布情形，由圖中可明顯看出，屬正電荷放電之區域其對流系統發展最為旺盛，而其外圍乃為負電荷放電之範圍，因此，位於台灣東南方海域應為西馬隆颱風環流系統發展最旺盛之區域，由附圖 2-1 可知西馬隆颱風自 12 日至 13 日之移動路徑乃朝其東北方移動，亦即向其環流中落雷現象最密集之區域移動，由附圖 2-6 顯示，至 13 日颱風已移至台灣東南方外海，此時颱風環流雲帶已涵蓋台灣南部、東南部及其海域，因此上述地區之落雷現象已明顯增多，但多以負電荷放電為主，此時中北部山區另出現零星之落雷現象，其參數隨時間之變化如附圖 2-9 所示，顯然此區域中之零星落雷現象乃為颱風外圍偏東氣流受山區抬升作用所致。

附圖 3-1 為山姆颱風之移動路徑圖。附

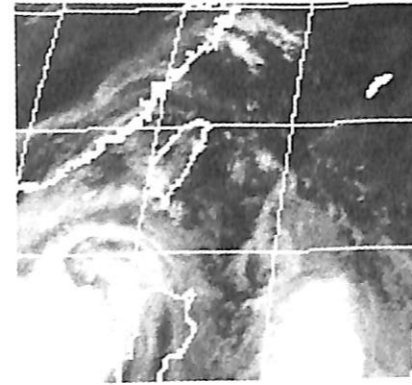


附圖 3-1：山姆颱風之移動路徑圖。

圖 3-2 及 3-3 分別為 8 月 20 日及 21 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖，由圖中顯示於 20 日及

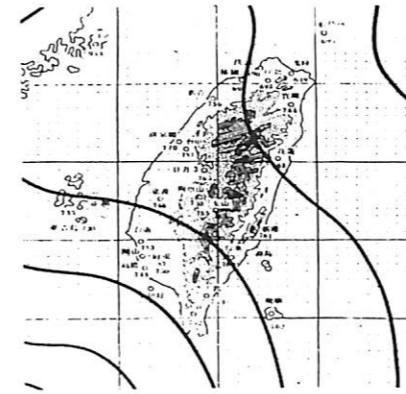


附圖 3-2：1999 年 8 月 20 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖。



附圖 3-3：1999 年 8 月 21 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖。

21 日山姆颱風之環流雲系中，對流雲系統多位於其中心之南側及西南側，而台灣地區僅南部受其環流雲帶影響。附圖 3-4 為 21 日 00UTC 之地面天氣分析圖，由圖中可知台灣



附圖 3-4：1999 年 8 月 21 日 00UTC 之地面天氣分析圖。

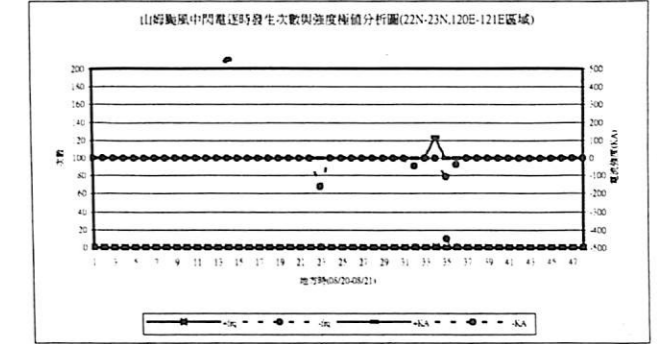
地區受山姆颱風環流雲系影響，各地均為偏東南向之風場。附圖 3-5 為 21 日台灣地區全日落雷散佈圖，由圖中顯示台灣地區僅 21



附圖 3-5：1999 年 8 月 21 日之台灣地區全日落雷散佈圖。

日南部山區受山姆颱風外圍環流雲系影響造成部分之落雷現象，而由附圖 3-6 於 22° N

-23° N, 120° E -121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖中顯示，本區域中之



附圖 3-6：22° N-23° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。

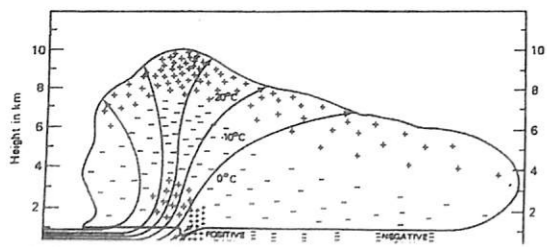
落雷現象共發生兩波，前一波發生於 20 日 22 至 24 時，此時本區域之風場為偏東南風，故雖由雲圖中顯示此區此時直接受颱風外圍環流雲帶之影響，但僅造成偶發性之負電荷落雷現象，顯然偏東南之風場並不於此區域之對流雲發展；反觀 21 日 7 時至 13 時之落雷現象，此六小時中之落雷頻率明顯增加，其中亦出現正電荷落雷現象，而由附圖 3-3 顯示颱風外圍雲帶已遠離此區域，此時本區域已轉為偏南風，故對於台灣南部地區，颱風之風場與地形間之交互作用確實對對流雲系統之發展有絕對之影響，大致而言，偏南向之風場較有利於此地深對流系統之發展，相反地，偏東南向之風場較不利於對流雲系統之發展。

(二) 中度颱風

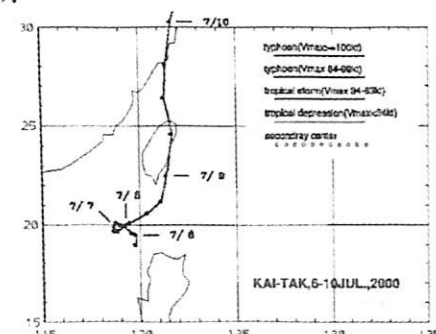
本部分共探討「啟德」及「丹恩」等兩個颱風，其中之啟德颱風是由菲律賓西側外海北上經巴士海峽，由台灣東部沿海北上行進，而丹恩颱風乃是由西太平洋生成後向西行進，直至南海始向北移動

附圖 4-1 為啟德颱風之移動路徑圖。附圖 4-2、4-3 及 4-4 分別為 2000 年 7 月 7 日 02、08 及 14UTC 之紅外線衛星雲圖，由圖中

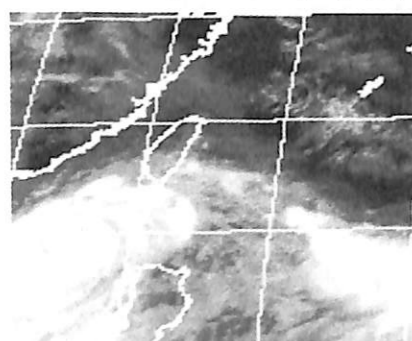
附圖 2-7：21° N-22° N, 121° E-122° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖，其中—x 為正電荷放電次數，...• 為負電荷放電次數，— 為正電荷放電強度最大值，...• 為負電荷放電強度最大值。



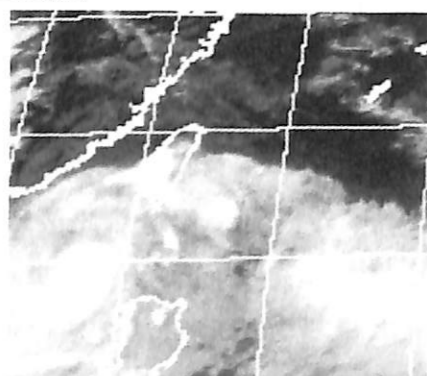
附圖 2-8：典型之對流雷雨胞內電荷分布圖 (摘自 Martin A. Uman, The Lightning Discharge, P, 59)。



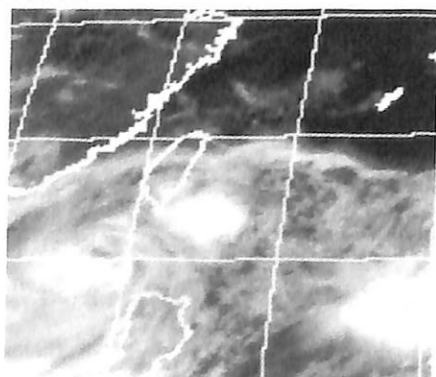
附圖 4-1：啟德颱風之移動路徑圖。



附圖 4-2：2000年7月7日02UTC之紅外線衛星雲圖。



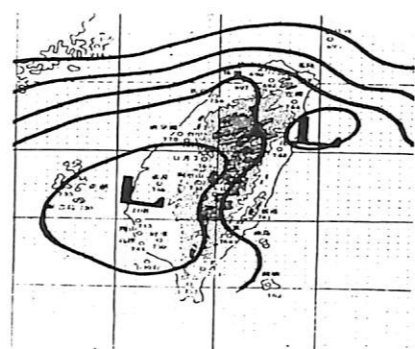
附圖 4-3：2000年7月7日08UTC之紅外線衛星雲圖。



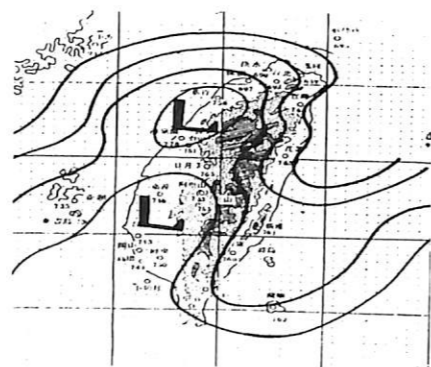
附圖 4-4：2000年7月7日14UTC之紅外線衛星雲圖。

顯示於7日02UTC時，啟德颱風之主要環流雲帶尚未直接影響台灣地區，但其外圍雲帶

卻逐漸向西移進台灣地區，至7日08UTC，在台灣南部地區明顯地激發一深對流雲系之發展，但至14UTC時，上述之對流雲系已完全消散，此時除東南部外海外，台灣各地區均無對流雲系發展。附圖4-5及4-6分別為7日及8日00UTC之地面天氣分析圖，由圖

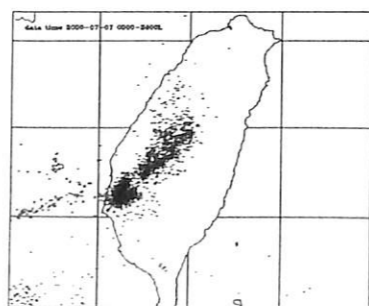


附圖 4-5：2000年7月7日00UTC之地面天氣分析圖。



附圖 4-6：2000年7月8日00UTC之地面天氣分析圖。

中可知7日至8日00UTC，台灣地區受啟德颱風之環流影響，各地區之風場均逐漸由偏南向轉為偏東向之風系。附圖4-7、4-8及4-9分別為7、8及9日之台灣地區全日落雷



附圖 4-7：2000年7月7日之台灣地區全日落雷散佈圖。

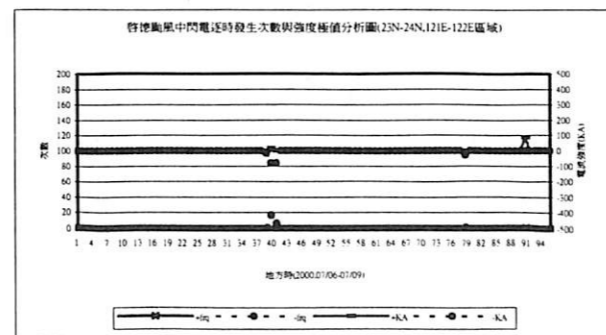


附圖 4-8：2000年7月8日之台灣地區全日落雷散佈圖。



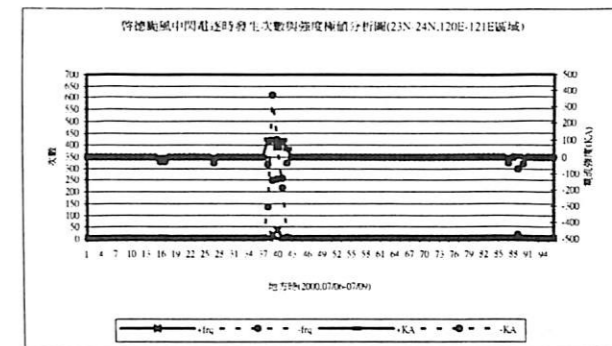
附圖 4-9：2000年7月9日之台灣地區全日落雷散佈圖。

散佈圖，附圖4-10、4-11及4-12分別為23°N-24°N, 121°E-122°E、23°N-24°N, 120°E-121°E、及22°N-23°N, 120°E-121°E之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖，由附圖4-7中可知自7日00

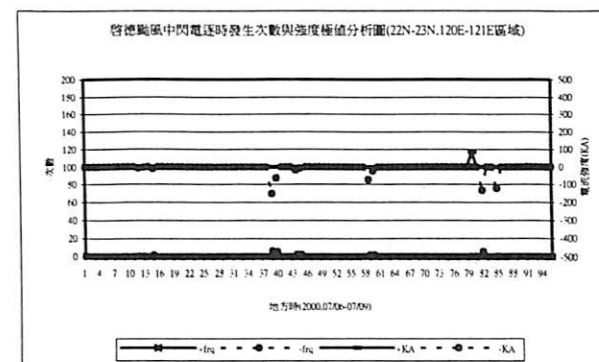


附圖 4-10：23°N-24°N, 121°E-122°E之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖，

時至8日00時，台灣中部地區出現明顯之落雷現象，而由附圖4-11中顯示在此區域中之落雷密集發生於7日13L至19L間，此時之負電荷放電頻率非常大，甚至於16L一個小時內竟出現600次以上之落雷現象，此時段之正電荷落雷亦明顯增多，其放電強度亦可

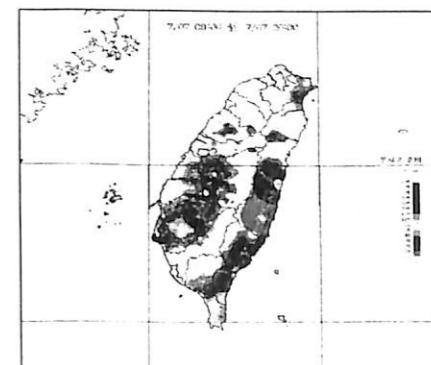


附圖 4-11：23°N-24°N, 120°E-121°E之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 4-12：22°N-23°N, 120°E-121°E之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。

達約130KA，故此時之對流雲系應非常活躍，不過此對流雲系之生命期並不長，僅約六小時左右，附圖4-13為7日08時至20時台灣地區之累積降雨量分布圖，由圖中可

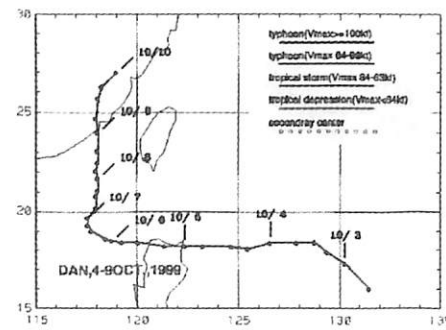


附圖 4-13：2000年7月7日08時至20時台灣地區之12小時累積降雨量分布圖。

知上述區域中之12小時累積降雨量最大可達150-200mm，其中之最大降雨量由附圖4-3及4-11推估應為13時至19時之六小時內，因此本研究區雖然未位於颱風環流雲帶中，但其外圍雲帶仍有可能於短時間內促發深對

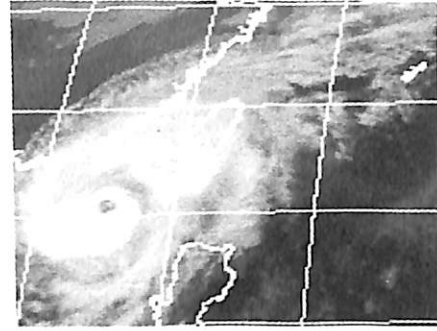
流雲系之發展，而造成豪大雨之發生。由附圖 4-8 中顯示自 8 日 00UTC 至 9 日 00UTC 中，台灣除屏東山區出現些許落雷現象外，其餘地區並無落雷現象發生，而此時台灣地區正為偏東向之風場；故在台灣地區若因颱風環流而造成之偏東向風場時，台灣地區，尤其台灣西部地區之對流雲系統較易受抑制而不易發展。由附圖 4-9 中顯示台灣部分地區又有落雷之出現，此時因颱風已移至台灣東南部沿海，故應為颱風之環流雲帶直接造成之落雷現象，但比較附圖 4-7 及 4-9 中 23° N - 24° N, 120° E - 121° E 區域中之落雷現象，顯然 9 日此區域正位於颱風環流中，但 7 日之落雷遠較 9 日之落雷密集，且因正電荷放電頻率較高，故 7 日之對流雲系發展亦應較 9 日之發展深厚。另由附圖 4-10 及 4-12 可知每一落雷現象之生命期均不長，亦即其相對之對流雲系發展之生命期不長，平均約不超過 5 個小時。

附圖 5-1 為丹恩颱風之移動路徑圖。附圖 5-2 及 5-3 分別為 1999 年 10 月 7 日及 8 日 08UTC 之紅外線衛星雲圖，由圖中顯示 10

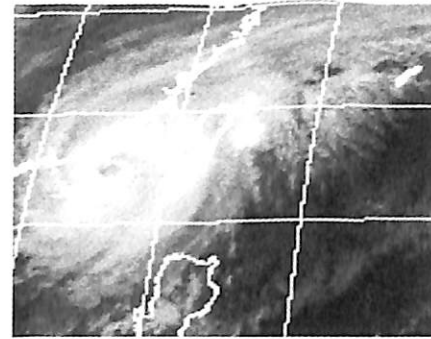


附圖 5-1：丹恩颱風之移動路徑圖。

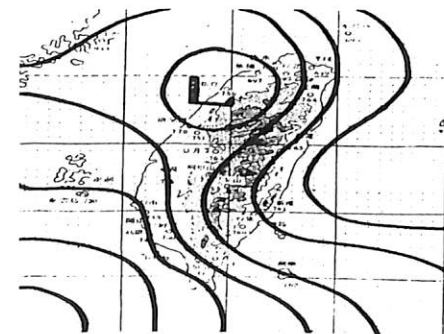
月 7 日於台灣南部及其近海地區有深對流系統被激發出來，而至 8 日時丹恩颱風環流已移至台灣中南部地區，而台灣北部地區另有一深對流系統發展。附圖 5-4 及 5-5 分別為 1999 年 10 月 7 日及 8 日 06UTC 之地面天氣



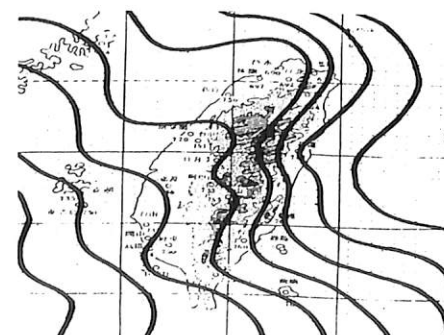
附圖 5-2：1999 年 10 月 7 日 08UTC 之紅外線衛星雲圖。



附圖 5-3：1999 年 10 月 8 日 08UTC 之紅外線衛星雲圖。



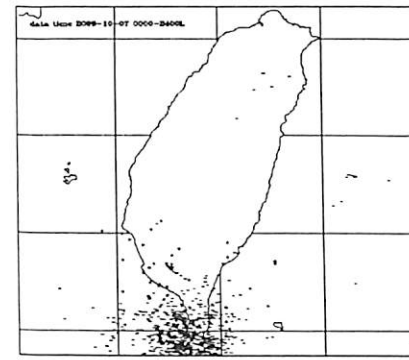
附圖 5-4：1999 年 10 月 7 日 06UTC 之地面天氣分析圖。



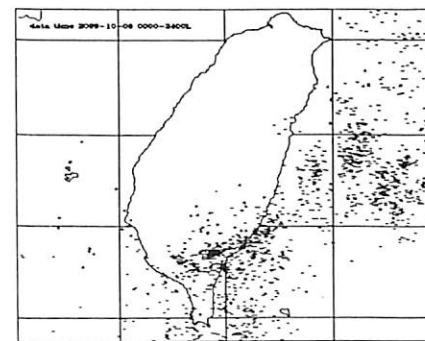
附圖 5-5：1999 年 10 月 8 日 06UTC 之地面天氣分析圖。

分析圖，由圖中可知 7 日至 8 日台灣地區受丹恩颱風環流影響，各地均為偏南向之風

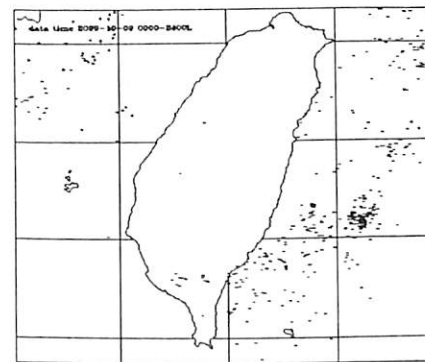
場。附圖 5-6、5-7 及 5-8 分別為 1999 年 10 月 7、8 及 9 日之台灣地區全日落雷散佈圖，



附圖 5-6：1999 年 10 月 7 日之台灣地區全日落雷散佈圖。



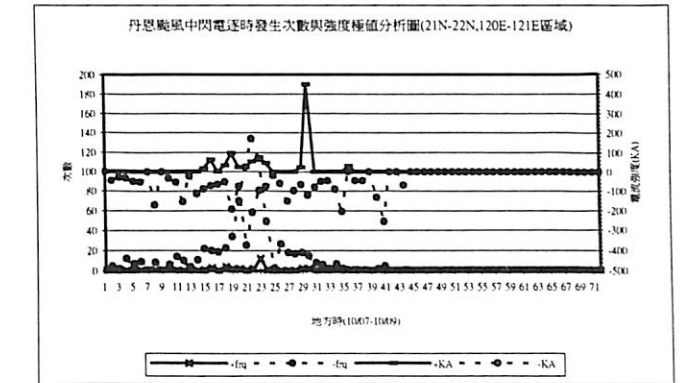
附圖 5-7：1999 年 10 月 8 日之台灣地區全日落雷散佈圖。



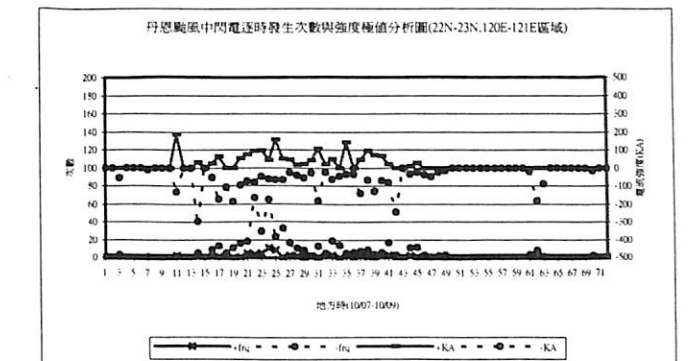
附圖 5-8：1999 年 10 月 9 日之台灣地區全日落雷散佈圖。

由於 7 日及 8 日台灣地區均為偏南向之風場，因此由附圖 5-6 中顯示 7 日之落雷現象密集出現於台灣南端及其海域，隨著颱風之北移，其環流亦隨之北抬，由附圖 5-7 中顯示至 8 日時，落雷現象已向北移至南部山區，其中之正電荷放電現象明顯，同時台灣

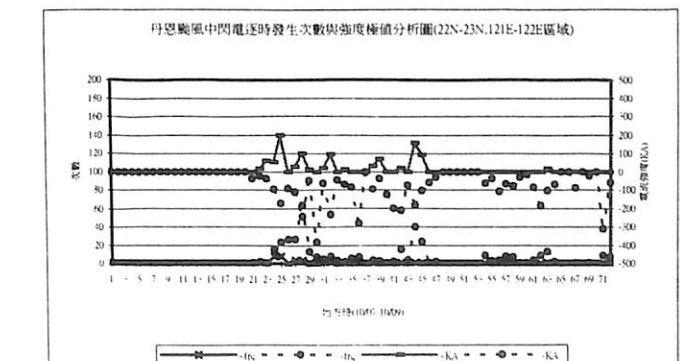
東部外海亦有明顯之落雷密集現象，至 9 日時，丹恩颱風已向北移動至東山島附近，此時台灣地區之南來氣流已大為減弱，故僅台灣南端殘餘些負電荷放電現象，不過此時台灣東部外海之落雷發展仍相當旺盛。附圖 5-9 至 5-14 分別為 21° N 至 24° N、120° E 至 123° E 範圍中之 6 個研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖，由其中可發現隨著颱風



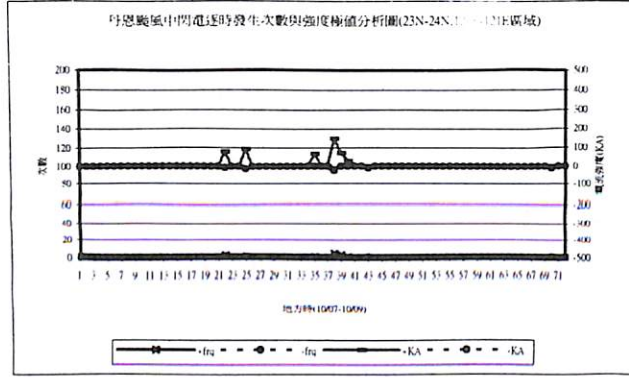
附圖 5-9：21° N-22° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



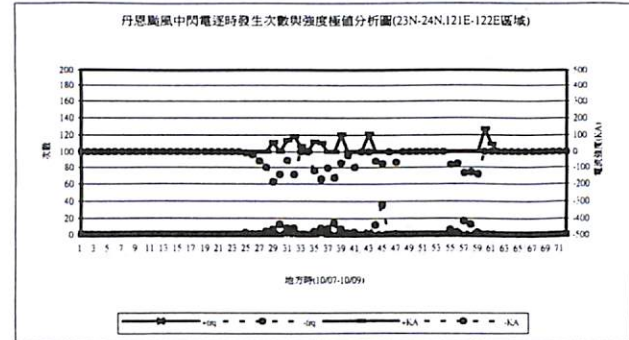
附圖 5-10：22° N-23° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



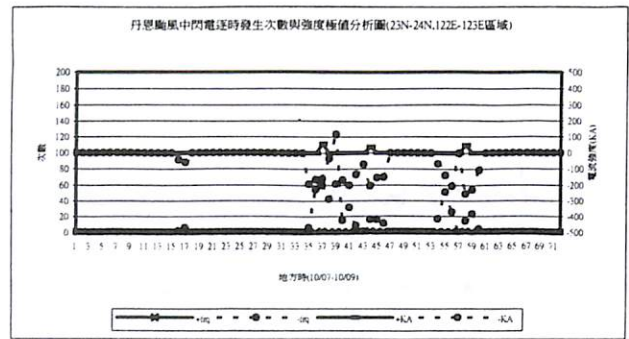
附圖 5-11：22° N-23° N, 121° E-122° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 5-12: 23° N-24° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



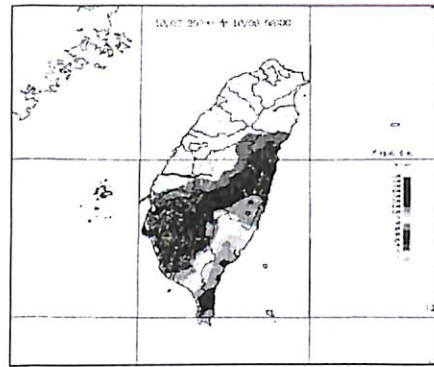
附圖 5-13: 23° N-24° N, 121° E-122° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 5-14: 23° N-24° N, 122° E-123° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。

北移，各研究樣本區中之落雷現象起始時間亦不同，附圖 5-9 之落雷起始時間為 00 時，而附圖 5-10 中之落雷現象起始時間即延後為 10 時左右，而於 23° N-24° N、120° E-121° E 之研究樣本區中，如附圖 5-12，其落雷現象已不明顯了，附圖中僅顯示兩個獨立時段而非有系統持續發生之落雷現象；另由附圖 5-9、5-10、5-12 及 5-14 中顯示陸地區域之落雷現象中之正電荷放電較海洋區域明顯，此亦證明前述台灣地形有助於對流雲系

之發展；另由圖中可發現自 7 日至 8 日止，台灣地區之落雷現象呈一波波不間斷的發展，這顯示在台灣地區造成持續較強偏南氣流之中度以上的颱風，其將在台灣中南部山區造成持續不斷的深對流雲系發展，附圖 5-15 為 10 月 7 日 12 時至 8 日 00 時台灣地區之累積降雨量分布圖，由圖中顯示位於台

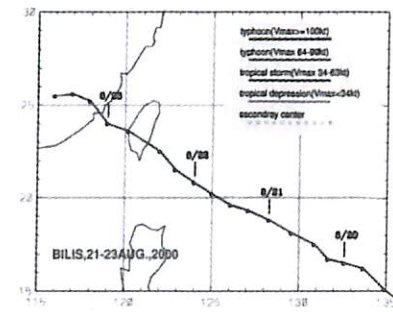


附圖 5-15: 1999 年 10 月 7 日 12 時至 24 時台灣地區之 12 小時累積降雨量分布圖。

灣南部落雷密集之區域亦為累積降雨最大值之區域，12 小時之累積降雨量可達 200-300mm。

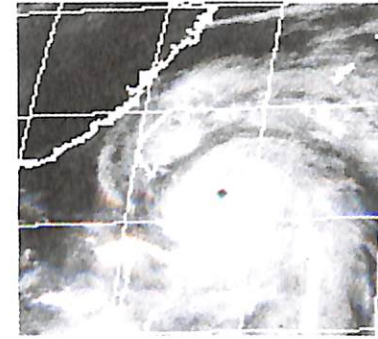
(三) 強烈颱風

本部分僅探討碧利斯一個颱風；附圖 6-1 為碧利斯颱風之移動路徑圖。附圖 6-2 及 6-3 分別為 2000 年 8 月 22 日及 23 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖，由圖中顯示自 22 日起台灣

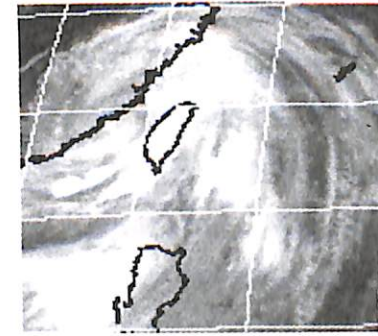


附圖 6-1: 碧利斯颱風之移動路徑圖。

地區已逐漸進入碧利斯颱風之影響範圍，其中位於中南部山區可發現對流雲系發展，至 23 日 00 時碧利斯颱風已移動至福建省沿

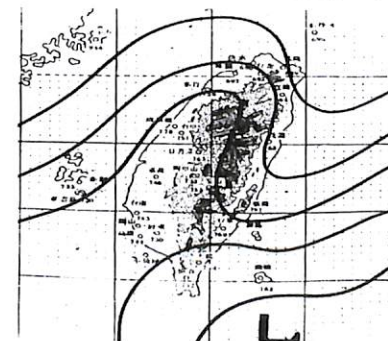


附圖 6-2: 2000 年 8 月 22 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖。

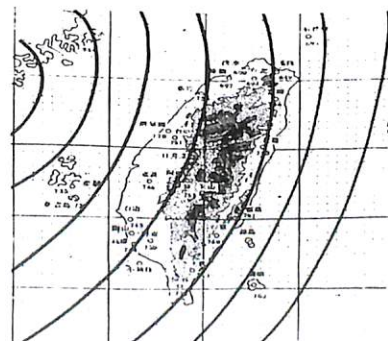


附圖 6-3: 2000 年 8 月 23 日 00UTC 之紅外線衛星雲圖。

海，此時台灣地區明顯地發展出較 22 日更深厚之對流雲系統。附圖 6-4 及 6-5 分別為 2000 年 8 月 22 日及 23 日 00UTC 之地面天氣分析圖，由圖中可知 22 日受碧利斯颱風外圍

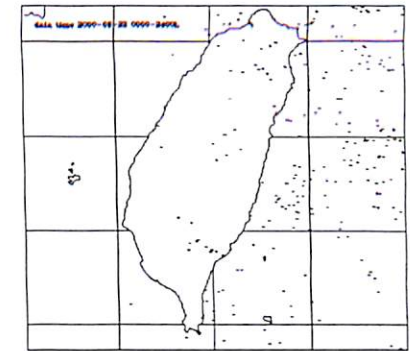


附圖 6-4: 2000 年 8 月 22 日 00UTC 之地面天氣分析圖。

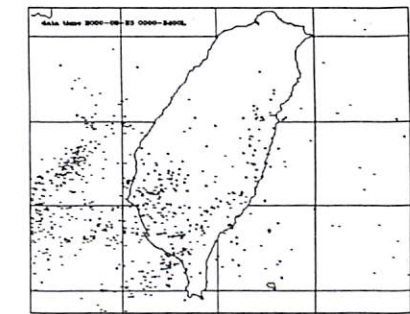


附圖 6-5: 2000 年 8 月 23 日 00UTC 之地面天氣分析圖。

環流影響，台灣東部地區為偏東北向之風場，而西部地區為偏北向之風場，而至 23 日時台灣各地均為偏南向之風場。附圖 6-6 及 6-7 分別為 2000 年 8 月 22 及 23 日之台灣

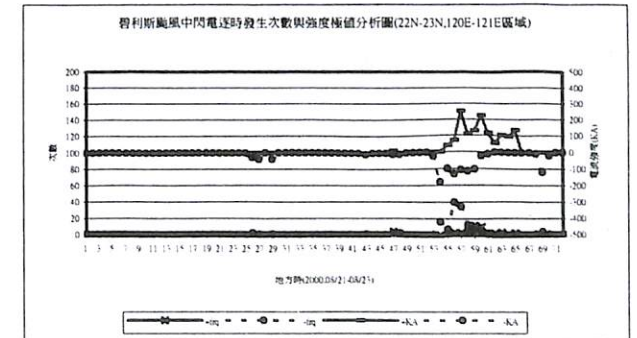


附圖 6-6: 2000 年 8 月 22 日之台灣地區全日落雷散佈圖。



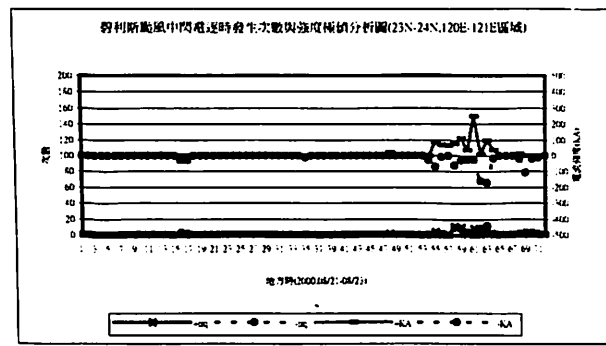
附圖 6-7: 2000 年 8 月 23 日之台灣地區全日落雷散佈圖。

地區全日落雷散佈圖，附圖 6-8、6-9、6-10、6-11 及 6-12 分別為在 22° N 至 25° N、120° E 至 123° E 範圍中之 5 個研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖，由附圖 6-6 中可知

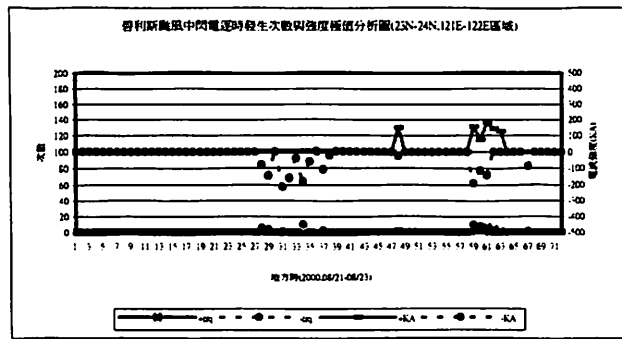


附圖 6-8: 22° N-23° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。

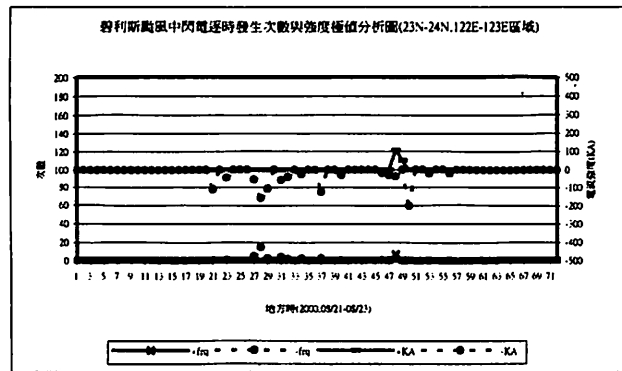
落雷現象均分布於中央山脈以東區域，由附圖 6-8 及 6-9 中可知 22 日內台灣陸地上之落



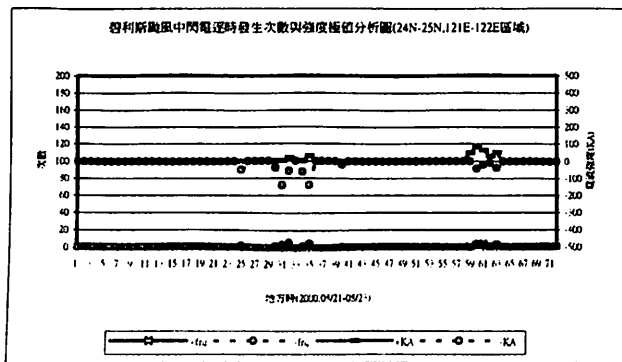
附圖 6-9: 23° N-24° N, 120° E-121° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 6-10: 23° N-24° N, 121° E-122° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 6-11: 23° N-24° N, 122° E-123° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。



附圖 6-12: 24° N-25° N, 121° E-122° E 之研究樣本區內各落雷參數隨時間變化圖。

雷頻率不高，此現象應為颱風外圍環流在台灣地區造成之偏東北風場與中央山脈地形間作用的結果，但由附圖 6-10 及 6-11 中可知，台灣東部外海之高頻率落雷分布大多發生於 22 日，亦即大多應為直接由颱風環流內之對流雲系統造成；比較颱風行經台灣地區之時段，即 22 日 12 至 18 時內，颱風環流卻鮮少在台灣地區造成落雷現象；另比較在台灣地區造成偏東向風場之中度颱風象神與啟德以及輕度颱風西馬隆，由其中可發現因颱風環流在台灣東部外海造成之落雷頻率分布與颱風強度間呈正相關，而在中央山脈以東地區形成之落雷頻率分布，除了與颱風強度有關外，亦與風向關係密切，大致上偏東向之風場最能促發落雷之發生，而偏北向之風場最不能激發落雷現象之發生。附圖 6-7 顯示 23 日落雷出現之頻率極大且均分布於中部以南地區，由附圖 6-8 及 6-9 中可知，此時台灣陸地之落雷現象均為颱風移出後引進之偏南氣流所造成，其特性則與丹恩颱風所造成之落雷現象類似，即落雷為持續較長時間一波接一波不間斷地發展；另由附圖 6-12 中顯示颱風通過後引進之偏南氣流所激發之落雷現象在此區域中已逐漸減弱，其中僅促發一波不強的落雷現象且只維持 5 個小時，由上述之比較另可窺見偏南氣流所促發之正電荷放電較偏東氣流所促發之正電荷放電頻率更大且更強。

#### 四、 結論

- (一)台灣地區因颱風環流導致生成之落雷特徵隨颱風強度及颱風移動路徑均有明顯不同，其中台灣地形對颱風引起之落雷特徵扮演重要的角色。
- (二)颱風強度愈強則其環流雲帶直接造成之

落雷頻率愈高、電流強度亦愈強，其中之正電荷放電愈明顯，亦即對流雲系統之發展愈深厚；颱風強度愈弱則其環流雲帶直接造成之落雷頻率愈小、電流強度亦愈弱，其中之正電荷放電愈不明顯，亦即對流雲系統之發展較不旺盛。

(三)颱風之外圍環流若對台灣地區造成偏北向風場時，其在台灣地區所促發之落雷頻率不大，其落雷亦侷限於中部以北山區，且落雷發展亦不強均以負電荷放電為主，而其落雷發展之生命期亦不長，最多僅 5 個小時；颱風之外圍環流若對台灣地區造成偏南向風場時，其對台灣地區所激發之對流雲系統通常既深且厚，表現在落雷現象上則為放電頻率既高又密集、放電之電流強度強且正電荷放電明顯，若南向風場持續不減，則落雷現象亦一波接一波持續不停，不過此偏南氣流所促發之落雷現象至 24° N 以北地區即明顯減弱；颱風之外圍環流若對台灣地區造成偏東向風場時，颱風強度愈弱則在台灣地區造成之落雷現象愈不明顯，而較強之颱風在台灣地區所造成之落雷現象亦侷限於中央山脈或其東側，不過其中之正電荷放電明顯，而其中之落雷生命期最多僅 6 小時。

(四)颱風環流中落雷集中之較密集區域，顯示為能量釋放較大之區域，而颱風有向此區域移動之趨勢，此現象在發展強度較弱之颱風較明顯。

(五)若颱風環流在台灣地區造成偏東之風場，則在颱風環流移入台灣地區時，易於在其環流範圍內之台灣東部地區造成落雷現象，但僅能維持發展初期之 5 至 6 個小時，亦即在台灣東部地區因颱風環流造成大量降雨之深對流系統，應於颱風環流最初到達後

的 5 至 6 個小時為最高峰，其後即明顯減小。

(六)強烈颱風中心周圍之主環流內，其落雷現象不明顯，初步推論可能由於此區中之風速過大所導致的結果。

(七)台灣地區因颱風環流造成偏南向之風場，其所促發之落雷頻率、電流強度及正電荷放電均較偏東向之風場所促發的落雷現象強。

(八)颱風環流在台灣地區產生之落雷現象，即深對流區域，並不會隨颱風環流移動，本研究發現上述之深對流系統，其生命週期最長僅 5 至 6 個小時。

#### 誌謝

本研究為國科會計畫 NSC90-2625-Z-072-001-AP1 支持之成果，另對呂貴寶先生之意見提供、黃清順先生之圖表繪製、空軍氣象中心、台電及中央氣象局提供各項裝備及資料，在此一併致謝。

#### 參考文獻

王時鼎、謝信良、鄭明典、葉天降、1998：侵台颱風流型與颱風路徑走向間之關係研究，天氣分析與預報研討會論文集編，268-275。

徐天佑、呂貴寶，1994：颱風降水之個案研究，氣象預報與分析 141 期，P23-30。

徐天佑、劉廣英、呂貴寶，1995：利用雷達與衛星資料比較分析台灣地區閃電之研究。八十四年氣象雷達應用與四維資料同化研討會，70-78。

李紀恩、潘大綱、劉崇治、張培臣，1995：台灣地區颱風落雷資料個案分析，八十四年雷達氣象與飛航研討會 25-29。

徐天佑、沈哇、李紀恩，1996：利用衛星觀測資料研判分析台灣及其鄰近區域颱風

特性之研究 (II),

NSC-85-2111-M-072-001-AP1。

徐天佑、張凱軍、呂寶貴、劉廣英 1996: 秋後線狀降水之初步分析。亞太地區航空氣象與飛航服務研討會, 293-307。

徐天佑、劉崇治、李國光, 1997: 利用衛星資料研判颱風變化情形。天氣分析與預報研討會, P311-P312。

徐天佑、沈哇、張凱軍, 1997: 利用衛星觀測資料研判分析台灣及其鄰近區域颱風特性之研究 (III),

NSC-86-2111-M-072-001-AP1。

徐天佑、張凱軍、呂寶貴、劉崇治, 1997: 颱風雲系與結構之探討, 第六屆國防科技與學術研討會, P644-650。

徐天佑、沈哇, 1999: 奧托颱風個案落雷閃電資料分析, 八十八年氣象雷達與飛安研討會, 47-53。

徐天佑、張凱軍、呂寶貴, 1999: 颱風降水與落雷閃電之研究, 第六屆全國大氣科學學術研討會, 543-548。

謝信良、王時鼎、鄭明典、葉天降, 1998: 百年侵台颱風路徑圖集及其應用, 中央氣象局研究報告, CWB86-1M-01 PP497。

劉振榮、呂寶貴、徐天佑, 1992: 應用同步衛星資料估算臺灣地區對流降雨。大氣科學, 第 20 期第 3 號, 233-265。

潘大綱、徐天佑、劉廣英, 1997: 台灣地區之豪雨研究-本省豪雨雲對地雷擊特形研究。國科會研究報告

NSC85-2111-M-072-003-AP6。

Arkin, P.A. (1979). The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the

B-scale array. Mon. Wea. Rev. 107, 1382-1387.

Kuo, Y.H., Wang, 1997: Rainfall precipitation of Typhoon Herb with a mesoscale model. Workshop on Typhoon research in the Taiwan area, p35-45.

Lin, Y. L., D. W. Hamilto and C. Y. Huang, 1977: Orographic influence on propagating tropical cyclones. Preprints, 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. Amer. Meteor. Soc., Fort Collins, Co, 244-245.

Martin A. Uman, 1987: The Lightning Discharge. ACADEMIC PRESS, INC. P58-70.

Ronald, B.S., 1997: The theoretical and observational studies of tropical cyclones. Workshop on Typhoon Research in the Taiwan area. P6-8.

Shiel, S.L., 1996: The integrated study on quantitative forecast of precipitation in Chia-Nan area general project (II), Tech. report, National science Council of Taiwan, 161 pp.

Tsay, C.Y., 1997: Typhoon Herb (1996). Workshop on Typhoon Research in the Taiwan area, p1-5.

Samsory, C.E., Richard, E. 01994: Cloud-to-Ground lighting in tropical cyclones; A study of hurricanes Hugo and Jerry, Mon. Wea. Rev. Vol. 122, 1888-1896.

Vernon F. Dvorak, Frank Smigielsk, 1993: A workbook on tropical cloud systems observed in satellite imagery, 1993, NOAA.

Yeh, T. C., K. N. Huang and D. S. Chen 1977: A numerical study of orography effect on typhoon Herb.

Preprints, 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology. Amer. Meteor. Soc., Fort Collins, Co, 242-243.

## Forecasting of Typhoon precipitation and lightning by Satellite Data

### ( III )

\*Shen Hsi    \*\*Da-Gang Pan    \*\*Kuei-pao Lu

\*Weather Wing Air Force R.O.C

\*\*Weather Center Air Force R.O.C

### ABSTRACT

Deeply convective cloud system in Typhoon's cloud band often brings about heavy rain at local area and a lot of lightning. The lightning results from Typhoon's cloud band are correlative with Typhoon's strength, Typhoon's moving path, the distribution of land and sea, even the terrain in Taiwan. In this research through analysis applying nine Typhoon samples from 1999 to 2001 year, we find out the characteristics of lightning are changeable as the variation of Typhoon's strength or the wind field results from Typhoon's circulation in Taiwan area are appeared. Specifically to say, in Taiwan area, the more strength of Typhoon or the more southly wind field results from Typhoon's circulation, the more lightning frequency.

In this research, we also find that the lightning area in the Typhoon's circulation didn't moved with the Typhoon's cloud band. On the other words, the life cycle of the deeply convective system in the Typhoon's cloud band is short. The lightning is the phenomenon of energy emission, and typhoon usually moving to the area that could get much energy. This research also find out the trend that typhoon moving to the area of largest frequency of lightning, but this result appeared in weaker typhoon in Taiwan area.