

# 台灣地區雷雨個案之雷電特性分析

張培臣 曾揚智  
氣象中心  
空軍氣象聯隊

## 摘 要

雷雨及其伴隨天氣現象，均對飛航與一般民眾生命財產明顯威脅；然雷雨系統生命期短暫，大部分氣象觀測系統之時空解析度亦不足以完全解析雷雨現象之即時發展與演進趨勢，遂使雷雨預報與危安因素之及時偵知，成為航空氣象與防災人員之一大挑戰。本文分析2002年12月，及2004年至2005年08月33次雷雨個案，統計分析其放電特性；並以NCEP客觀分析資料、MM5模式輸出分析場、衛星雲圖、雷達回波、地面氣象觀測、逐時降雨資料，探討其環境特徵與應用潛勢。結果發現：1.個案每小時放電次數約3600~22600次；2.雲中放電先於雲對地放電；3.雲對地放電傾向於在雷雨發展成熟期或消散期發生，即雲中放電高峰及稍後；4.雲對地放電佔每次個案總放電次數，全偵測區內約0.14~3.40%，本島點區域內則為5~20%；5.雲對地放電之正、負電比為2.76~33.76%；6.經由放電頻率分析，顯示對雷雨個案之大(豪)與中心有明顯正相關，預報時間尺度約提早1小時；7.雷雨雲發展至-10~-20°C以上高度，方產生放電現象；8.暖雷雨多發生零星雲對地放電，甚至無雲中放電。雷電觀測與其他大氣觀測工具存在時空解析度的差異，惟進一步模式模擬與即時高解析探空剖面分析，乃至建立氣象專業雷電偵測系統，將更有助於釐清雷電偵測資料之及(即)時天氣預報能力，與數值預報應用價值。

關鍵字：雷雨，TLDS，IC，CG

## 一、前言

據統計美國超過50%雷事件(thunder events)導因於雲中(含雲間)放電(Intracloud, IC)；20%(西部)及50%(東南部)雲對地放電(cloud-to-ground, CG)未被地面測站報告；30%~60%雷聲事件因時間短促而未被觀測到；有10%~40%發生於地面測站20公里範圍內的CG未被報告為雷雨發生(Changon, 1993)；可見大氣雷電事件的人工觀測有其明顯的能力限制與作業誤差存在。雷雨系統自肇生至消散生命短暫，一般除非伴隨於暖季鋒面、颱風或旺盛西南氣流等系統，在台灣地區僅得仰賴及時雷達觀測與飛航報告以提供預警。然審視過去學者研究結果，顯示閃電與CAPE、雷達回波強度、雷雨雲發展高度、(氣流)垂直速度、垂直風切、降水與降雨率都有所關聯(Lim and Lee, 2001)；是以藉由雷電偵測系統提供之訊息不僅可提供危害雷區之直接警告，對危及飛安的大氣因子變化趨勢亦能彰顯部分訊息。

陳及曾(1992)分析1981至1990年間松山、中正及小港機場氣象觀測紀錄發現，台灣地區雷雨與落雷多集中於3至9月份，10月至翌年2月則甚少發生。10年間松山、中正及小港機場發生落雷或雷雨總次數分別為463、399、369次；其中每年12月之落雷次數則分

別為3、2、0次；顯見冬季雷雨在台灣地區是極為罕見的。本聯隊於2004年元月開始接收台電公司「整合型閃電落雷偵測系統」(Total Lightning Detection System, TLDS)即時偵測資料；本文試圖利用相關雷電偵測紀錄分析本次個案，以了解雷電觀測資料在即時氣象預報之應用價值。

## 二、研究回顧

觀測與模擬發現，雷雨系統中電荷產生和分離過程與降雨發展關係密切；據近代實驗觀測與數值模擬，大部分證據較接近降水帶電理論。冰相粒子帶電效率優於液態水；如雷暴中電荷分離過程與霰(graupel或軟雹soft hailstone)就關聯密切(程, 1992; 葉等人, 1993; Cotton, 1990; Lang, T.J., et al., 2000)。

Krehbiel et al. (1983)發現CG過程中不論佛羅里達外海暖底積雲、新墨西哥陸地冷底積雲、與日本冬季淺積雲中，與閃電活動相關的負主電荷中心都位在雲中-10~-20°C間區域；即負電荷中心確實出現在雲中過冷卻區(圖1)。Taylor(1980)亦發現閃電活動中心與-5~-20°C間過冷雲層相關。

雷雨雲頂發展至-15 ~ -20°C前並無放電現象；後IC先出現，且高頻放電現象持續數分鐘，尤其雷雨雲及雷達回波均顯示系統仍於成長階段；此階段IC將主負電區負電荷傳至上層正電荷區。延遲IC後約5~10分鐘，較稀疏CG才會開始發生(Williams *et al.*, 1989；Houze, 1993；Lang *et al.*, 2000)。

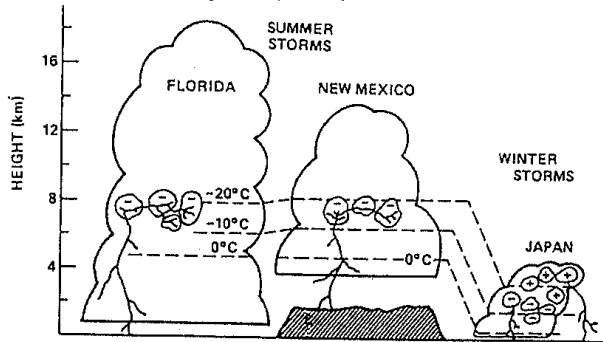


圖 1 佛羅里達、新墨西哥夏季雷雨與日本冬季雷雨之高度—CG 電荷源分佈圖(Krehbiel *et al.*, 1983)。

CG 高峰通常出現在 IC 高峰後，且伴隨雷雨胞主核心開始衰減、下降時(Goodman *et al.*, 1989；MacGorman *et al.*, 1989；Carey and Rutledge, 1996；Lang *et al.*, 2000)。CG 發生時雷達回波垂直剖面顯示一趨於水平，甚至下滑、減弱的發展趨勢(Williams *et al.*, 1989)(圖 2)。冰相降水最盛時，雲帶電機制最活躍；但電荷中心並未與雷達回波最強反射率區及最大降水區吻合(Cotton and Anthes, 1989)。洪(2002)發現 CG 空間分佈和大回波中心一致；CG 放電頻率隨時間變化與 10-40dBZ 回波頂高度關連不大，和 50dBZ 回波頂高度較有關係；CG 放電頻率峰值和最大垂直液態水總含量(vertical integrated liquid, VIL)亦有關。

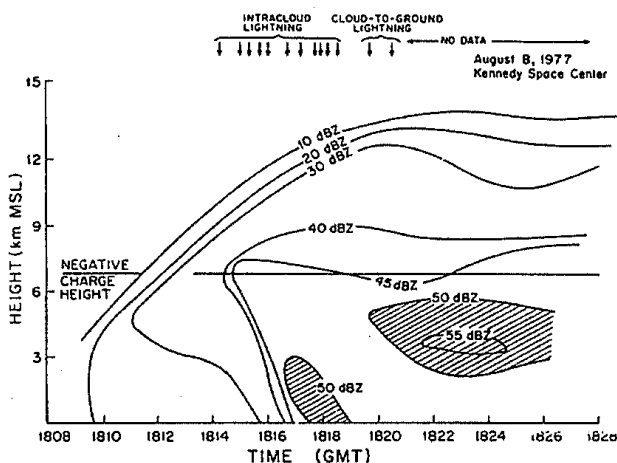


圖 2 1977 年 8 月 8 日美國佛羅里達 Cape Kennedy 一次雷暴雷達回波的時間--高度剖面分析。圖中也顯示 CI 與 CG 發生的時間(Williams *et al.*, 1989)。

林(1999)分析台灣 CG 資料發現，高 CG 密度區必伴隨強對流及降水，但其間相關性變化很大，且 CG 出現並未明顯早於降水。Brook 等(1982)認為垂直風切

會使雲上部正電荷區從雲下部負電荷區平移出，使雲頂與地面發展出較強電位梯度，造成正電荷雲頂對地放電；更推測如缺乏垂直風切，這樣放電過程將只存在於雲間或雲中。洪(2002)分析推斷當 CG 頻率增加(尤其峰值)時，CG 在大、小 VIL 區均增加之原因在於，電荷分佈可能受水平平流作用而離開強上衝流位置。

Fuquay(1982)認為除部分處於消散期放電外，絕大部分非劇烈雷雨CG極性都是負電。林(1999)則推斷，對流成熟及消散期較易發生正CG。然而部分研究也證實，產生大冰雹(直徑≥2毫米)或龍捲的劇烈雷暴中，常常會在成熟期產生持續時間超過30分鐘的正極性CG放電(Carey & Rutledge, 1998；MacGorman and Burgess, 1994)。

據過去相關研究，許多劇烈風暴放電特性是伴隨較高總放電率(>30次/分鐘)。雖放電頻率會因個案不同而有差異，但一般非劇烈雷暴放電頻率IC約為少於10次/分鐘；CG約少於2次/分鐘，少數個案則可達10次/分鐘以上(Williams *et al.*, 1989；Carey and Rutledge, 1996)。Rust *et al.*(1981)研究則顯示雷雨中放電頻率，IC約2~10次/分鐘，CG為1~5次/分鐘；超級胞雷雨放電頻率較高，IC約10~40次/分鐘，CG為5~12次/分鐘。Goodman *et al.*(1988)分析U2機4小時觀測資料結果，IC放電頻率為CG二倍。Boccipio *et al.*(2001)分析結果，美國地區IC與CG比(Z)平均為2.64~2.94，且Z值會因地表高度而有差異(範圍由≤1至9)。

Lang *et al.*(2000)分析發現，CG高峰出現在雷雨發展較不強(由雷達回波反射率尖峰與垂直反射率結構定義)時期，但放電頻率不高(兩個案分別為次/分鐘及5次/分鐘)；雷雨發展最旺盛期則伴隨高頻率而密集IC。高IC與低CG放電率的原因可能與MacGorman *et al.*(1989)推論有關；即若藉增強上昇氣流而縮減正、負主電荷中心距離，將因IC放電增強而限制這些區域中的總電荷量。而高IC放電率將有效中和主負電荷區，進而使CG放電更不易發生。

### 三、研究方法

#### (一)、TLDS 簡介與參數設定

TLDS 係採用 VAISALA 之 SAFIR 3000 型雷電偵測系統，2003 年元月取代「閃電觀測系統」(Lightning Location System, LLS)系統。偵測天線架設在台電台北縣鶯子嶺、宜蘭烏石鼻、花蓮鳳林、新竹吉山、彰化崙尾、小琉球、與日月潭進水口等 7 處微波站台，每偵測點有效偵測半徑約 200 公里(圖 3)。系統混合 VHF 與 LF 偵測技術，可偵知 CG 放電現象，更提供 IC 放電訊息；提供資料內容包括發生時間、經緯度、極性、上升時間、衰減時間、電流峰值等參數；資料傳回中

央處理系統並經演算後，增加顯示參數包括電場強度、電流上升速率、能量、帶電量；系統並可模擬追蹤雷雨胞，以進一步推估系統移動方向與速度。

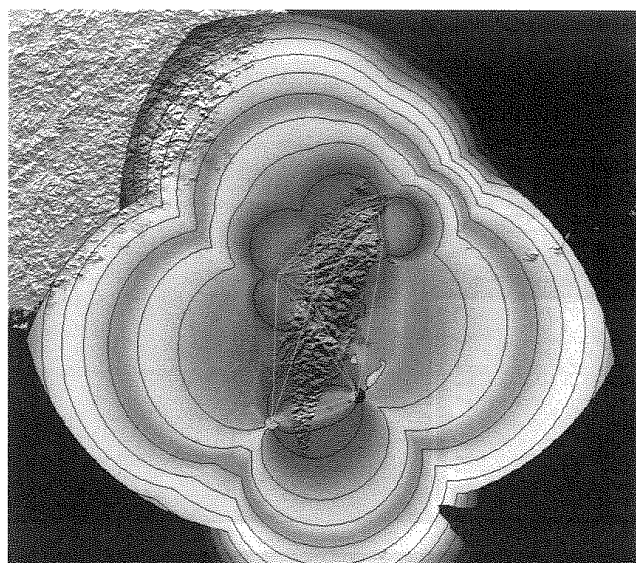


圖 3 整合型閃電落雷偵測系統經調校後之有效偵測範圍(台電公司提供)。

本文放電特性分析之紀錄統計，除系統涵蓋範圍外，另以台灣本島各機場為中心，計算半徑 10 公里內之圓形區域。系統參數設定，於雷電放射密度與雷雨胞模擬之資料取樣時距為 20 分鐘，紀錄更新時間為 1 分鐘，資料篩選尺度為 3 公里×3 公里方格，單位為「放電次數/分鐘·平方公里」。

## (二)、雷電紀錄分析

本中心自 2004 年 01 月開始採用 TLDS；故本研究除 2002 年 12 月 18~19 日冬季雷雨個案由台電提供偵測紀錄外，另因系統數次因為網路中斷、主機故障及不明原因導致無法順利接收，故僅得依資料完整性選取 2004 年 01 月至 2005 年 08 月之 32 個案；包含之降雨天氣系統為春季鋒面、梅雨、夏季午後熱雷雨、海陸風、颱風(外圍環流與地形舉升)、西南氣流、秋季鋒面、與東北季風及地形影響下之冬季雷雨。

### 1.放電次數

過去 LLS 僅能偵測 CG，故統計研究上所得放電數偏少；如陳及曾(1992)。由於 TLDS 偵測資料包含 IC 放電，所得記錄大幅增加。時平均放電次數最少為 2005 年 05 月 05 日 0900UTC~06 日 2100UTC 之梅雨個案，為 3,091.2 次/時；最多則為 2004 年 07 月 19 日 0600~1200UTC 西南氣流影響下之台灣周邊海域及午後西部雷雨個案，為 22,579.8 次/時。雖放電次數與個案類型無直接關連，然綜析除 2002 年冬季雷雨個案外，餘 32 個案顯示每年 05~08 月為台灣雷雨高峰期；

但單一個案之總放電與時平均次數則不一定(表一)。

表一 放電次數統計表

個案時間				-CG	-CG	IC	Z	CG/IC	-CG/-CG	CG-IC	CG+IC/T	DGrCG-IC	-CG/CG
年	月	日	UTC	次	次	次	(CG/IC)	(%)	(%)	次	次	(%)	(%)
2002	12	19	09	31	457	86034	176.299	0.57%	6.75%	86522	12360.3	0.86%	6.35%
2004	5	31	04	49	449	90644	182.016	0.55%	10.91%	91142	13020.3	0.55%	9.84%
2004	7	16	04	33	128	105604	655.925	0.15%	25.78%	105765	17627.5	0.15%	20.50%
2004	7	19	06	4	52	135423	2418.27	0.04%	7.69%	135479	22579.8	0.04%	7.14%
2004	8	1	22	153	2008	139381	59.8709	1.67%	7.62%	131542	2653.9	1.64%	7.08%
2004	8	10	12	65	2461	80188	31.7074	3.15%	2.76%	82717	3759.9	3.06%	2.69%
2004	8	19	04	201	2639	177305	62.4313	1.60%	7.62%	180145	12667.5	1.58%	7.08%
2004	9	12	05	69	1155	65542	53.5482	1.87%	5.97%	66767	4172.9	1.83%	5.64%
2005	5	22	09	185	548	77905	106.255	0.94%	33.76%	78540	4565.9	0.94%	25.24%
2005	5	5	09	342	1225	109718	30.1013	1.43%	23.96%	111283	8091.2	1.41%	21.85%

註：33 個案中，僅節錄每小時放電次數最多與最少前 5 個案，共 10 個案。其中：+CG 表雲對地正電，-CG 表負雲對地放電，IC 表雲中放電，Z 表 IC/CG 比，CG/IC 表雲對地放電與雲中放電比，+CG/-CG 表雲對地放電正、負比，CG+IC 為個案放電總數，CG+IC/T 表每小時放電次數，CG/(CG+IC)表雲對地放電佔總放電數比，+CG/CG 表雲對地正電與總雲對地放電次數比。

### 2.雲系發展與放電過程

分析個案放電類型時間序列，均顯示 IC 先於 CG 發生。以 2002 年 12 月 18~19 日冬季雷雨個案為例，根據逐時雷達回波資料，此波降雨 MCS 影響南部地區時段為 18 日 2000UTC 至 19 日 0100UTC；對流中心(回波強度  $\geq 50$ dBZ)通過高雄地區且發展最強時段為 18 日 2200 至 19 日 0000UTC 間。分析馬公雷達站 19 日清晨觀測紀錄，影響高雄地區之 3 號對流胞於 2238~2244UTC 達第一次高峰(回波頂 42000 呎)後略衰減；依據定位約 2300UTC 於高雄登陸，2314UTC 再度發展至 43000 呎；後再度衰減於 2338UTC 降至 34000 呎。另一於 2336UTC 觀測到之 7 號對流胞回波雲頂為 45000 呎，2344UTC 與 3 號合併後回波雲頂高 43000 呎。由於已深入陸地，對流胞迅速衰減，19 日 0032UTC 回波頂已降至 33000 呎(圖未示)。

根據 2002 年 18 日 2115UTC 至 19 日 0015UTC 岡山 TLDS 每 5 分鐘雷雨雲放電統計紀錄，計偵測出放電 1413 次，IC、CG 分別 1341、72 次。其中 2210~2235UTC 為放電最高峰，25 分鐘內 IC 計 552 次，尖峰放電頻率值為 23 次/分鐘，但無 CG 放電紀錄。2255UTC 開始出現 CG，2340UTC 後 CG 結束，總計對地放電 72 次，平均 1.56 次/分鐘；此期間亦為雷達回波之高峰。同一時間 IC 放電頻率則降至 12.2~2.6 次/分鐘；比對雷達回波分析，顯示雷雨雲放電頻率與雷達回波並不一致。若改以每 30 分鐘為統計區間分析，更清楚顯示 CG 放

電發生在雷雨雲成熟至消散期；亦即與 Goodman 及 MacGorman 等人之研究結果相同。比對其他西部地區機場，亦有 IC 高峰先於 CG 訊號出現之特徵；其時間差約 30~60 分鐘(圖未示)。亦謂 IC 放電訊息及演化趨勢，將有助於對 CG 放電、雷雨發展成熟或衰減(下沉氣流增強)之先期預警。惟若根據 6 分鐘取樣之雷電紀錄，可發現此次雷雨影響過程除突出之主高峰外，於 2145、2310 與 2345UTC 分別出現 3 次小尖峰值；顯示雷電資訊仍需其他氣象觀測資訊(如雷達及地面天氣守視)與熟練之氣象人員判讀，較能分析出真正潛在威脅之所在(圖 4)。

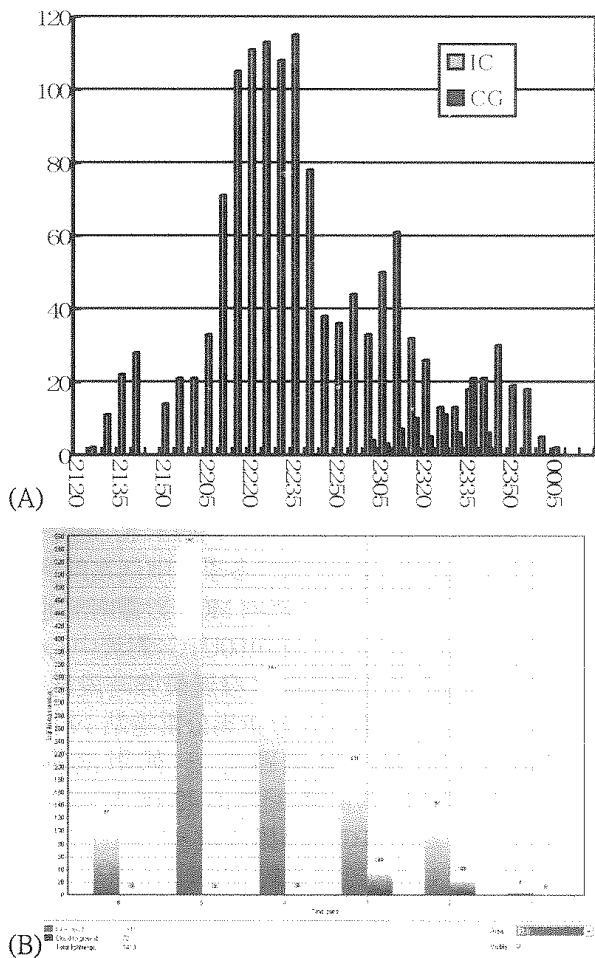


圖 4 2002 年 12 月 18 日 2115UTC 至 19 日 0015UTC(A). 岡山 10 公里半徑內每 6 分鐘；及(B).每 30 分鐘放電紀錄統計；藍色為 IC，紅色為 CG。

另利用民航局委 NCAR 開發之多元氣象顯示系統(MDS)雷達剖面資料與探空分析個案，發現雷雨雲之放電發生，與雲系發展強度較無關係；卻與雲系發展高度(溫度)有關；即與 Krehbiel et al. (1983)與 Taylor(1980)研究結果接近。以 2004 年 04 月 03 日鋒面雷雨為例：0300UTC 雨帶發展旺盛，最強回波出現在台南外海，回波強度超過 50dBZ，但無雷電紀錄，30 dBZ 回波發展高度亦大多在 20,000 呎以下，同時 0000UTC 馬公探空顯示-10°C 即在近 20,000 呎處。至

0520UTC 雲系發展減弱，但花蓮外海出現強回波區(超過 60dBZ)，然附近回波次強區(超過 50dBZ)亦出現放電紀錄；檢視花蓮 0000UTC 探空-10°C 高度約在 19,000 呎。根據兩時段紀錄比較，顯然雲層發展高度(溫度)與雷電發生之關係，確比回波強度密切(圖 5)。

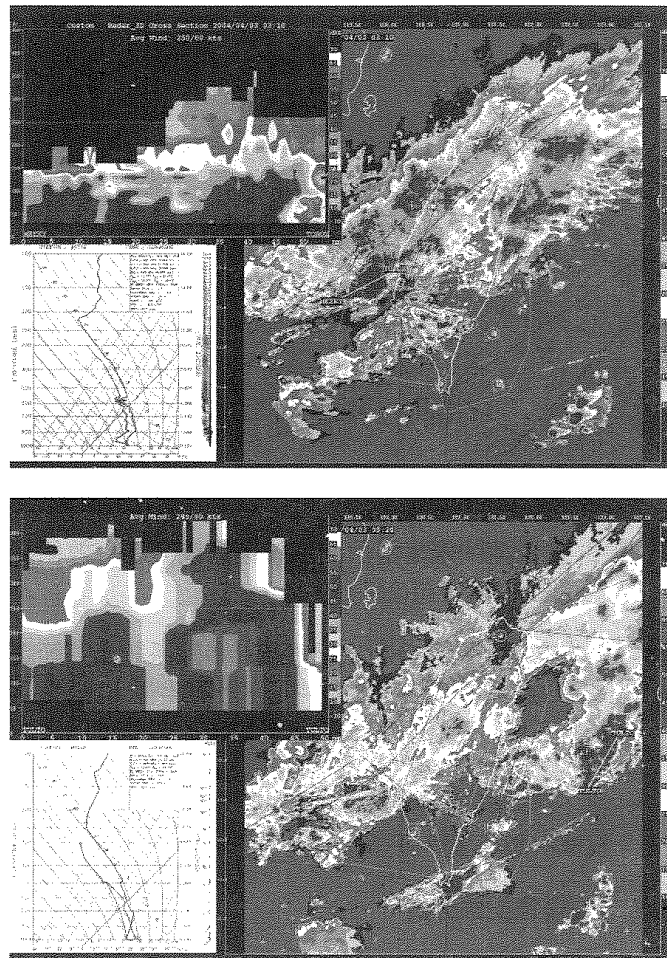


圖 5 民航局 MDS 雷達三維剖面及探空：(上)2004 年 04 月 03 日 0310UTC 雷達回波與馬公 0000UTC 探空；(下)同一日 0520UTC 雷達回波與 0000UTC 花蓮探空。

然個案分析亦顯示，當雲系發展至超過超過-10°C 以上空層時，並非必定產生雷電現象。另未包含於本研究 33 個案中之熱雷雨(對流雲系發展均高於 0°C)個案，仍有部分個案出現放電現象，且多為零星 CG 正放電；IC 反而極罕見(圖未示)。

### 3、地面觀測、降雨分布與放電過程

同樣以 2002 年冬季雷雨期間岡山地面觀測資料為例，伴隨 IC 出現為能見度與雲幕之下降；第一波 IC 結束則伴隨地面風速之增加。IC 放電主高峰出現，則與能見度、雲幕再次下降，與溫度、溼度(溫度露點差)、風速上升；CG 出現除配合最大溼度與另一波風速增強外，溫度、雲幕及能見度則開始回升(圖 6)。

另由於雨量統計之時間尺度為 1 小時，與 TLDS 偵測雷雨雲放電之 1 分鐘資料更新頻率(顯示；觀測紀

根據完整放電紀錄分析(系統所有可偵測之放電紀錄，包含台灣本島及周邊海域，範圍不定；最遠可

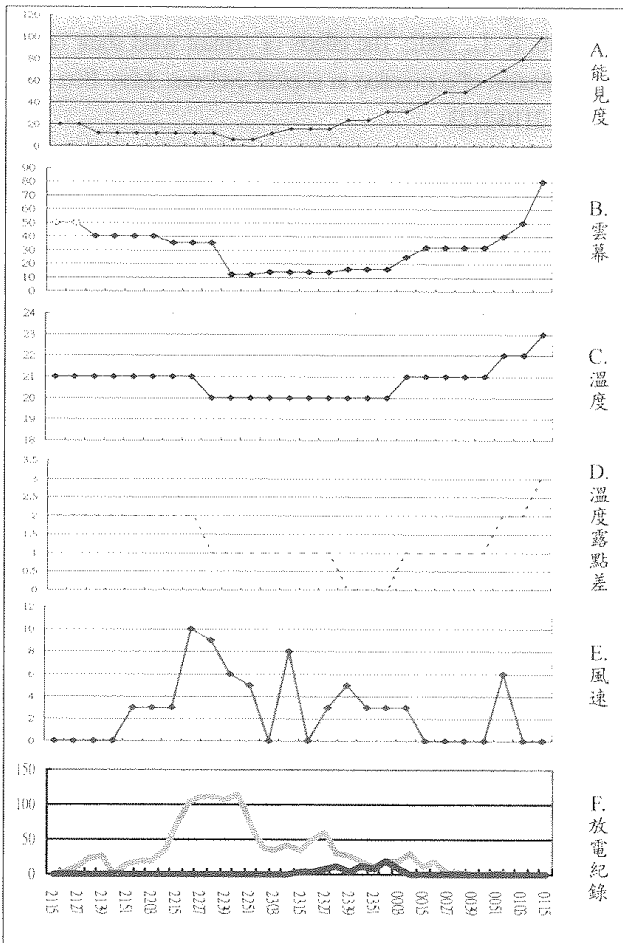


圖 6 2002 年 12 月 18 日 2115UTC 至 19 日 0115UTC 岡山機場地面觀測與雷電紀錄。(A).能見度(單位百呎)；(B).雲幕高(單位百呎)；(C).溫度。(D).溫度路點差；(E).風速(單位 kts)；(F).TLDS 半徑 10 公里內放電紀錄(藍色 IC，紅色 CG)。

錄則以秒為單位)無法直接類比；又如岡山雷雨時間僅約二小時(雷雨由 18 日 2237UTC 至 19 日 0106UTC，陣雨持續至 19 日 0200UTC)故考量單一雷雨胞生命期約 15~30 分鐘，伴隨本次系統之雷雨胞尺度為 2 哩(約 3.7 公里)以上(如表 1)，定義放電資料取樣時距 20 分鐘，取樣範圍 3 公里 x 3 公里，模擬伴隨雷雨之降水系統與時雨量比對分析。根據本次個案台灣地區時雨量分布圖顯示，依據定義設定之模擬雷雨胞中心位置，大致與 30~60 分鐘後之最大時雨量中心非常一致；但對於大雨軸線(時雨量  $\geq 10$  毫米之綠色區)及降雨範圍模擬則顯示有較大差異。亦即若以 TLDS 雷電資訊為豪大雨區預報依據，其誤差預期會隨雨量之降低而增加。此一特徵應為合理結果，因雷雨中之雷電訊息伴隨強烈垂直運動，必然無法提供無雷電層狀雲或淺對流降水預報參考(圖 7)。

#### 4、放電紀錄與比例參數分析

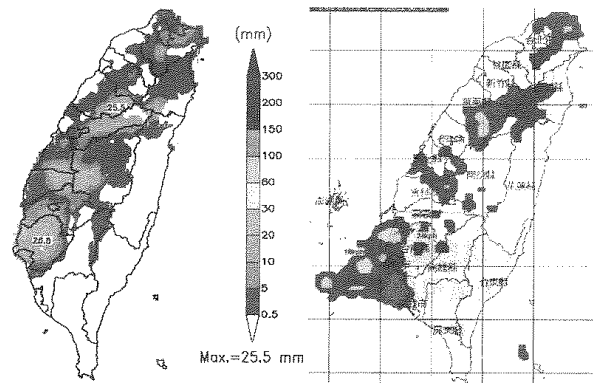


圖 7 2002 年 12 月 18 日(左)2200~2300UTC 台灣地區時雨量分佈，與(右)2215UTC 以 TLDS 模擬之雷雨胞分佈圖(藍色表模擬雷雨胞範圍，綠色表 0.04~0.14 次/km<sup>2</sup>·s，橙色表 0.15~0.19 次/km<sup>2</sup>·s，紅色表  $\geq 0.2$  次/km<sup>2</sup>·s)。

達大陸東南沿海)，CG 佔每次個案總放電次數約 0.14~3.40%；Z 值(IC/CG 比值)約 31.7~2418.3，個案間差距極大。若以本島定點(機場)周邊半徑 10 公里範圍內，則為 5~20%(圖 4)。至於每次個案 CG 放電之正、負電比則差異較大，約為 2.76~33.76%；但都顯示+CG 明顯少於-CG(表一)。推究各項比例參數與國外學者(如 Boccipio et al.,2001)所得之定量差異，除係台灣地形、地理、氣候條件之不同外，本研究限於資料穩定性採個案分析而非長期(如全年)統計及系統偵測不穩定(系統不明原因及未告知之故障，與 IC 與 CG 係獨立偵測及處理)恐亦有所關聯。

#### 5.雷電與颱風

Corbosiero and John(2002)使用美國 NLDN(National Lightning Detection Network；涵蓋至海岸線外 400 公里)分析 1985~99 年西太平洋熱帶氣旋/颶風之垂直風切效應時發現，氣旋環流內部放電分佈與氣旋之轉向密切相關，可作為預報氣旋轉向之重要參考依據(圖未示)。然自 TLDS 作業至今之個案分析顯示，於颱風/熱帶低壓接近台灣地區時，外圍環流遇地形舉升之強對流放電極為明顯，環流內部之放電次數卻不多，故無法檢證雷電資料對颱風/熱帶低壓路徑預報之參考性。究其原因，一則可能肇因於系統本身偵測範圍有限；而颱風多由台灣東部海域侵襲，TLDS 於台灣東部設站涵蓋不足及受電波干擾亦屬可能原因。

### 五、結果與討論

由以上分析可得以下結論：1.個案每小時放電次數約 3,600~22,600 次；2.IC 先於 CG 放電；3.CG 放電傾向於在雷雨發展成熟期或消散期發生，即 IC 放電高

峰及稍後；4.CG 放電佔每次個案總放電次數，全偵測區內約 0.14~3.40%，本島點區域內則為 5~20%，Z 值(IC/CG 比值約 31.7~2418.3；5.CG 放電之正、負電比為 2.76~33.76%；6.經由放電頻率分析，顯示對雷雨個案之大(豪)與中心有明顯正相關，預報時間尺度約提早 1 小時；7.雷雨雲需發展至-10~-20°C 以上高度，方產生放電現象；8.暖雷雨多發生零星 CG 放電，甚至無 IC 放電。

增加 IC 訊息後之雷電偵測資訊，確能提供雷雨系統危害飛安天氣現象之有效預警；並對雷雨系統的發展趨勢顯示重要參考訊息。若能解決系統在時效與偵測範圍之限制，雷電紀錄對降雨(尤其豪大雨區)之可預警性，應可運用於數值預報之資料同化參考。另個案分析也顯示，雷電偵測系統的高時空解析觀測資料，有必要透過其他先進之高解析與即時性氣象觀測設備，及數值模式模擬，方能進行更詳盡之結構特徵診斷分析，並更有助於了解台灣地區大氣雷電現象特性與演進機制。實際作業更發現，無法驗證之晴空放電、雜訊干擾與資料供應不穩定，對相關雷雨天候之研判亦造成不小困擾，仍有待進一步分析、改善與解決。而建立氣象作業/研究單位運作之雷電偵測系統，應係最佳解決之道。

## 六、致謝

本文研究期間幸蒙民航局氣象中心、中央氣象局與本中心賴世運先生提供相關資訊及技術支援，在此一併致謝。

## 參考文獻

- 林熹閔, 1999: 雲羣地閃電與降水關係之研究。《大氣科學》, 27, 75-98。
- 洪景山, 2002: 雲羣地閃電和雷達回波參數之相關：個案研究。《大氣科學》, 30, 1, 21-34。
- 陳文恭、曾憲瑗, 1992: 台灣地區閃電與雷擊之研究(I)。國防科技研究院報告 81-21 號。編號 NSC 81-0414-P047-01B。
- 葉家東、范蓓芬、程麟生、楊長新譯, 1993: 風暴和雲動力學 (Cotton, W.R. and R.A. Anthes, *Storm and cloud dynamic*)。氣象出版社。北京。
- 程箴榮, 1992: 大氣電動力學 (Volland, H., 1984, *Atmospheric Electroynamics*)。氣象出版社。北京。
- 趙樹海編, 1994: 航空氣象學。氣象出版社。北京。
- Boccipio, D.J., K.L. Cummins, H.J. Christian, and S.J. Goodman, 2001: Combined satellite- and surface- based estimation of the intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the Continental United States. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 108-122.
- Brook, M., M. Nakano, P. Krehbiel, and T. Takeuti, 1982: The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorm. *J. Geophys. Res.*, **87**, 1207-1215.

- Carey, L.D., and S.A. Rutledge, 1996: A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storms. *Meteor. Atmos. Phys.*, **59**, 33-64.
- Corbosiero, K. L., 2002: The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2110-2123.
- Cotton, W.R., 1990: Storms. ASTeR Press, Fort Collins, CO., 158pp.
- Fuquay, D.M., 1982: Positive cloud-to-ground lightning in summer thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **87**, 7131-7140.
- Goodman, S.J., and H.J. Christian, 1988: A comparison of the optical pulse characteristics of intracloud and cloud-to-ground lightning as observed above clouds. *J. App. Meteor.*, **27**, 1369-1381.
- Goodman, S.J., D.E. Buechler, P.D. Wright, W.D. Rust, and K.E. Nielsen, 1989: Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms during COHMEX. Preprints, 24<sup>th</sup> Conf. on Radar Meteorology, Tallahassee, FL, Amer. Meteor. Soc., 190-212.
- Houze, R.A. Jr., 1993: Cloud dynamics. Academic Press, Inc., San Diego. International Geophysics Series, **53**, 573pp.
- Krehbiel, P.R., M. Brook, R.L. Lhermitte, and C.L. Lennon, 1983: Lightning charge structure in thunderstorms. *Proceeding in atmospheric electricity* (Ruhnke L.H. and J. Latham). Deepak Publ., Hampton, Virginia, pp408-410.
- Lang, T.J., S.A. Rutledge, J.E. Dye, M. Venticinque, P. Laroche, and E. Defer, 2000: Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 160-173.
- Lim, Eunha, and Tae-Young Lee, 2001: Effect of lightning assimilation on the prediction of precipitation system associated with a cold front. International conference on mesoscale meteorology and East Asia. Taipei, 415-419.
- MacGorman, D.R., K.E. Nielsen, V. Mazur, W.D. Rust, W.L. Talor, and B.C. Johnson, 1989: Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 221-250.
- Williams, E.R., M.E. Weber, and R.E. Orville, 1989: The relationship between lightning type and convective state of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13, 213-220.