

雲對地閃電和雷達回波參數之相關： 個案研究

洪景山

中央氣象局資訊中心

(中華民國九十年八月三十日收稿；中華民國九十年十一月二十六日定稿)

摘 要

本研究是針對 1999 年 8 月 27 至 29 日連續三日發生於北部山區之午後對流個案，分析其所伴隨之雲對地閃電行為以及探討閃電活動和雷達回波參數之相關。分析結果顯示三個個案中正閃電和負閃電的比率分別為 13.82%、13.25%和 2.53%，最大的閃電頻率分別為 64、72 以及 83 (6 min)⁻¹。個案中閃電的空間分佈範圍和大回波中心所在的位置一致，這意味著閃電活動和對流發展的強度有密切的關係。閃電頻率隨時間的變化和 10~40 dBZ 回波頂高度並沒有太大的相關，而和 50 dBZ 之回波頂高度較有關係。然而閃電頻率的峰值和回波頂高度之間並沒有顯著的對應關係，反倒是和最大垂直液態水總含量 (vertical integrated liquid, VIL) 有較好的相關，二者相關係數可達 0.8 以上。

當閃電頻率增加時，大部分的閃電均發生在大回波區中。閃電位置所在的 3 公里高度回波強度在 40~50 dBZ 之間有一個閃電總量的峰值，但是在小於 10 dBZ 的回波範圍中亦有一個閃電總量的峰值，而此一閃電頻率峰值主要是發生在回波為 40~50 dBZ 之閃電頻率峰值剛開始建立之時。此外，大部分閃電發生位置所在的 VIL 值均在 10 Kg m⁻² 以下，但是當閃電頻率增加，特別是閃電頻率達到峰值時，閃電發生的位置不僅在大的 VIL 區間 (大於 15 Kg m⁻²) 有增加的趨勢，在較小的 VIL 區間也有增加的趨勢。這有可能是：1、大 VIL 區域或大回波區域和強上衝流的所在不一致；2、電荷分佈可能受水平平流作用而離開強上衝流的所在的位置，因此在小 VIL 區域亦有大的閃電頻率出現。

關鍵詞：雲對地閃電，回波頂高度，垂直液態水總含量

一、前言

閃電的發生意義著大氣中有電荷分離的現象，也就是正電和負電被分離至不同的區域。閃電即是這些被分離的電荷從一個地方被傳送到另一個地方的過程。閃電發生時會在一個很窄的區域中瞬間加熱大氣到 30000 K，由於閃電的時間太短暫，因此大氣沒有時間膨脹，故而在局部產生高壓，隨後這個局部高壓區快速膨脹而激發大氣中的震波 (shock wave) 和聲波，後者則形成了雷 (Houze 1993, 271 頁)。在此我們所感興趣的是對流系統所伴隨的閃電現象；有許多機制可以用來說明對流雲內電荷被分離的過程，但是越來越多的證據顯示，對流雲中冰雹的存在和雲內電荷的分離似乎有密切的關連；對流雲內的冰雹在強上衝流中不斷和冰粒子碰撞的結果導致雲中電荷的分離。在實驗室中可證明碰撞過程中電荷分離的極性取決於溫度和液態水含量 (Williams 1988)，當溫度低於-10 至-20 °C 時負電被傳至冰雹上，反之，較溫暖時則是正電被傳至冰雹上。因此冰雹自高層下落的過程中攜帶負電，而使得環境中懸浮的冰粒子攜帶正電，當冰雹下降至-15 °C 左右高度時，雲內的電性則由攜帶負電的冰雹所主宰，而當冰雹下落到雲底附近時則因較高的環境溫度而轉為攜帶正電。這可以說明為何一般積雲的電荷分佈通常在雲底和雲頂是正電，而雲中則是負電區域。由以上的說明可以歸納出一個重要的結論，也就是說對流雲中電荷的分離和冰雹、冰粒子有關，也就是和冷雲過程有密切的關係，通常單純的暖雲過程是很少機會發生閃電的，而這也意味著對流雲的閃電行為和雲物理過程應該具有某種程度的關連。一般來說，對流雲雲頂溫度至少要超過-

15 至-20 °C 才會有較活躍的閃電發生，雲內的閃電 (Intracloud lightning, IC) 通常先發生，幾分鐘後則發生雲對地閃電 (Cloud-to-Ground lightning, CG)，如果同時存在許多雲，則可能有雲間閃電 (Cloud-to-Cloud lightning)。CG 往往發生在對流發展成熟之時，且大部分均為負電，只有少部分是正電。對流進入消散階段而形成較廣泛的層狀降水區時則有較多的機會產生正 CG。閃電的頻率因個案和不同的對流型態而有很大的差異，但總的來說，對流越劇烈閃電的頻率越高。一個極端的例子是 Goodman and MacGorman (1986) 分析一個發生於美國中西部的中尺度對流複合體 (mesoscale convective complex) 的 CG 活動，該個案中的 CG 頻率達每分鐘 60 次。既然閃電和對流雲中的降水過程有關，而後者是雷達觀測所擅長的領域，因此，有關閃電行為的分析及其與雷達回波參數之間的相關就成為一個重要的研究課題 (Shafer et al. 2000, Lang et al. 2000, Watson et al. 1995, Toracinta et al. 1996, Gremillion and Orville 1999, Knupp et al. 1998)。

Gremillion and Orville (1999) 分析美國佛羅里達州甘乃迪太空中心附近 58 個氣團雷雨的閃電資料指出，-10 °C 高度觀測到 40 dBZ 回波強度的時間領先第一個 CG 發生的時間約 7.5 分鐘，因此回波頂的發展高度可作為 CG 的預報指標。Toracinta et al. (1996) 針對 8 個個案的研究指出，大部分的 CG 均發生在大回波區中 (6 公里高度回波大於 35 dBZ)，而 CG 特別活躍的對流胞則具有較小回波垂直遞減率的特徵。由於冰粒子具有較小的下降速度和較小的成長率，因此當高層有冰粒子的存在時會使回波的垂直遞減率減小 (Houze, 1993, 200 頁)，而要維持高層較多的冰粒子則有賴於較大的上

衝流 (Zipser and Lutz 1994)。冰粒子在較大的上衝流中有利於碰撞過程的發生，並進一步加強電荷分離的過程 (Williams 1988)。Shafer et al. (2000) 和 Watson et al. (1995) 則分別探討由回波所推導之垂直液態水總含量 (vertical integrated liquid, VIL) 和 CG 頻率之相關，並指出二者隨時間變化的趨勢相當一致。

1999 年 8 月底連續將近十日於台灣北部山區發生劇烈的午後對流，同時並伴隨強風、閃電以及冰雹等現象。本研究即是針對該系列之午後對流系統，選取三天之個案以分析其所伴隨之雲對地閃電行為，並探討閃電活動和中央氣象局五分山都卜勒雷達所觀測之雷達回波相關參數之相關。第二節說明相關的資料來源，第三節是個案的綜觀條件分析，第四節則是分析的結果，最後是結論。

二、資料來源

本研究主要是分析 1999 年 8 月 27 日至 8 月 29 日等三個午後對流個案中閃電活動和雷達回波參數之關係，其中分別以 0827、0828 以及 0829 等代號分別代表這三天的個案。所使用之閃電資料係中央氣象局接收來自台灣電力公司之閃電觀測系統 (lightning location system) 所觀測之即時雲對地閃電資料 (林, 1999)，資料內容包括閃電發生之時間、地點 (經緯度)、極性以及強度等。由於個案中正閃電的數目遠少於負閃電，因此本研究主要是分析負閃電的統計特性，為方便起見，在未多做說明的情形下，本文所謂之閃電均指負的雲對地閃電而言。另外，由於本研究所探討的午後對流個案主要是發生在北台灣區域，因此在此所使用的雷達資料是以中央氣象局五分山都卜勒雷達所觀測之

回波資料為主；在這段期間每一個都卜勒雷達的體積掃描均包含 10 個仰角，掃描時間間距為 6 分鐘。在極座標上的雷達資料均內差至水平解析度 1 公里，垂直解析度 0.5 公里的直角網格系統中以進一步進行相關回波參數的分析。

三、綜觀分析

由於本研究所選取之連續三個個案的綜觀環境並沒有太大的變化，因此在此以 1999 年 8 月 29 日 0000 UTC 為代表來說明個案發生的綜觀天氣形式。圖 1 是 1999 年 8 月 29 日 0000 UTC

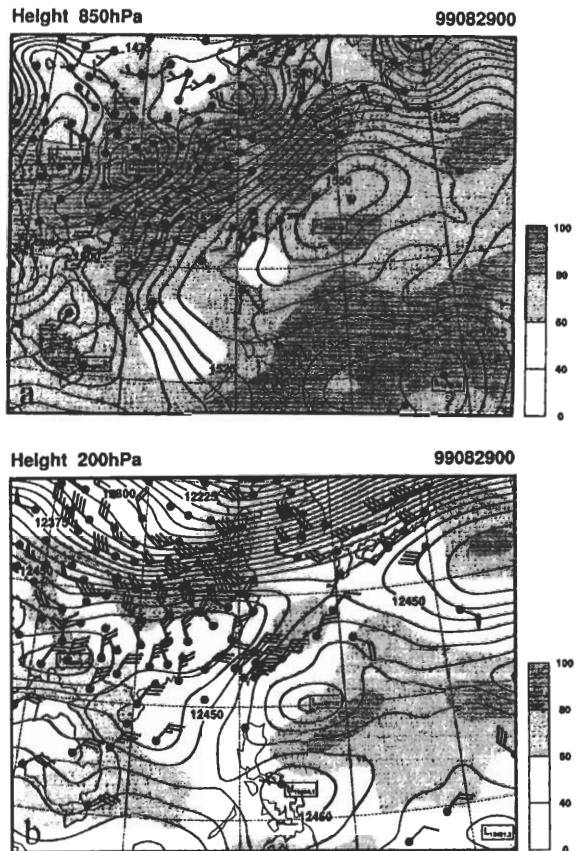


圖 1 1999 年 8 月 29 日 0000 UTC 850 hPa (a) 和 200 hPa (b) 之高度分析場和探空風場。其中等值線間距分別為 5 m/s 和 15 m/s，長風標為 10 knots。陰影為相對濕度場。

850 hPa 和 200 hPa 的高度和相對濕度分析場以及觀測的風場。圖中顯示台灣地區 850 hPa 主要由副熱帶高壓所主宰，以西南風為主，風速約 10 kts；相對濕度大約在 60%~80%之間，華中一帶存在滯留鋒面，但對台灣地區沒有直接的影響。200 hPa 太平洋區域有一明顯之冷心低壓移近台灣地區，該冷心低壓所伴隨的氣旋式環流是台灣地區在 200 hPa 盛行東北風的主要原因，此一高層東北風所伴隨的冷平流效應將有助於增加環境高層的不穩定度而有利於對流的發展。

圖 2 是 1999 年 8 月 29 日 0000 UTC 的板橋探空，圖中顯示 500 hPa 以下以西南風為主，400 hPa 以上則轉為東北風，如前所述，此一東北風是伴隨台灣東側之高層冷心低壓的氣旋式環流的一部份。圖中亦顯示 300 hPa 以下垂直風切相當弱，因此個案中的對流雖然異常強烈，

並且伴隨強風及冰雹，但是從垂直風切的強度可以預期本個案中對流系統的動力過程當有別於美國中西部的雹暴 (Weisman and Klemp 1984)。對流可用位能為 $1426.9 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，舉升凝結高度和自由對流高度分別為 358 公尺和 2596 公尺，但是必須注意的是，由於板橋測站在 0000 UTC (0800 LST) 的探空觀測無法具體描述混和邊界層在午後的發展趨勢，因此如果要直接由圖 2 之探空剖線中來評估環境熱力條件和對流發展之可能相關是會有所限制的。

四、分析結果

爲了要對本文所選取之個案中對流系統和閃電之間的關係有一個較全面性的瞭解，圖 3 是三個個案分析時間內所有個別對流胞之回波中心的移動路徑與閃電分佈。其中個別對流胞是指 1~5 公里高度之最大回波圖中，30 dBZ 的水平範圍超過 25 km^2 以上的大回波區，而對流胞的回波中心則是以該對流胞中最大回波所在的位置定之。必須注意的是，由此定義所決定的對流胞有別於由上衝流所定義的對流胞；而所謂的大回波中心是指回波值相對最大的所在，其未必然是強回波。表一是指對圖 3 中所有個別對流胞的生命期及簡單的描述。圖 3a 是 0827 的個案，圖中顯示 A、B 對流胞形成於 500 公尺左右高度的斜坡上，基本上這兩個對流胞近似滯留，對流的強度也較弱。C 胞則在 1423 LST 自大屯山南側形成後南移，約在 1459 LST 開始分裂成兩個對流胞；其中右胞向東經基隆河谷外移出海，左胞則繼續向雪山山脈移動，該胞對流發展較強，延時也較長。正閃電的分佈和對流胞之回波中心的位置較一致，負閃電分佈的範圍則較為寬廣，其中有許多是發生在

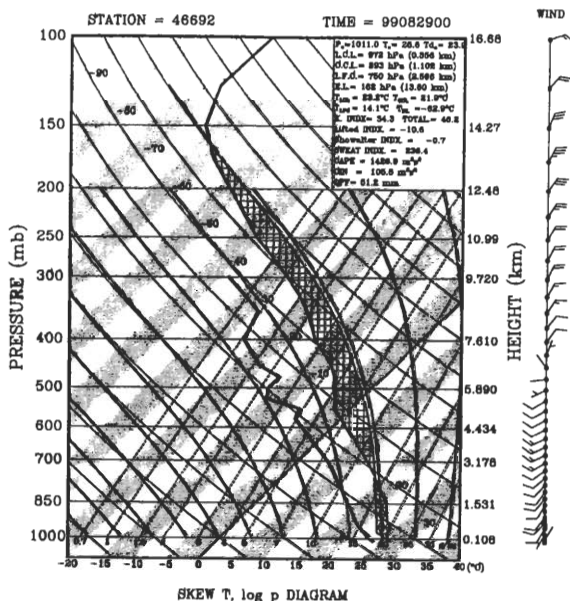


圖 2 1999 年 8 月 29 日 0000 UTC 之板橋探空斜溫圖。

表一 0827、0828 和 0829 三個個案在圖 3 的範圍中，不同對流胞的生成、消散時間（當地時間）以及生命期，最後一欄是簡短的描述。不同的個別對流胞以 A、B、C、D 表示。

個案	對流胞	初生	消散	生命期	附註
0827	A	13:59	17:41	3:42	
	B	14:29	15:35	1:06	
	C	14:23	17:17	2:54	1459 分裂為兩個胞，左胞和右胞分別在 1717 和 1622 消散。
0828	A	13:03	13:45	0:42	A 和 B 在 1345 合併。
	B	13:15	14:45	1:30	B 和 C 在 1445 合併。
	C	14:21	16:09	1:48	
0829	A	12:19	13:37	1:18	
	B	13:40	15:06	1:26	B 和 C 在 1506 合併。
	C	14:00	16:48	2:48	
	D	13:54	16:18	2:24	D 和 C 在 1618 合併。

東北外海。

圖 3b 是 0828 的分析結果，圖中顯示分析的範圍內有三個對流胞形成，A 和 B 胞在雪山山脈山頂形成後向山下移動，其中 A 胞在 1345 LST 併入 B 胞，B 胞則於 1445 LST 和在 500 公尺高度斜坡形成的 C 胞合併，而後繼續向台北盆地移進，最後在大屯山區消散。C 胞在台北盆地期間發展至最強，同時也是閃電發展最密，頻率最高的階段。圖 3b 亦顯示 0828 個案的閃電分佈較 0827 個案集中，並且和對流胞的大回波中心的位置有密切的關連。

圖 3c 是 0829 的個案，圖中顯示個案中有 4 個對流胞發展，其中 A 胞和 B 胞分別在山頂 and 山坡形成，同樣地，對流發展亦較弱。B 胞於 1506 LST 和 C 胞合併後向台北盆地移入並經

過大屯山區再往東北外海繼續移出。相同於 0828 個案，合併後的 C 胞在台北盆地期間也是對流發展至最旺盛的階段。圖中亦顯示當對流在台北盆地發展至成熟時，同時也伴隨大量而集中的閃電活動。D 胞是在台北盆地東側形成後北移出海並和 C 胞在外海合併。總的來說，圖 3 中所描述的雖然是不同的午後對流個案，但卻顯示出許多共同的特徵：第一，除了 0827 個案外，閃電的空間分佈一般來說較集中，其分佈範圍和大回波中心所在的位置一致，這意味著閃電活動和對流發展的強度有密切的關係。第二，三個個案中在山頂以及較早時間形成的對流胞其發展強度均較有限，而當對流胞移入台北盆地後對流強度發展至最強盛的階段，同時也伴隨密集的閃電活動。Hong and Deng (2000) 顯示 1999 年 8 月 30 日的個案亦有類

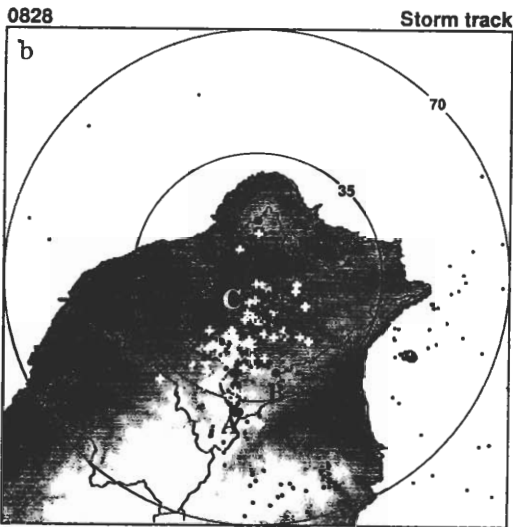
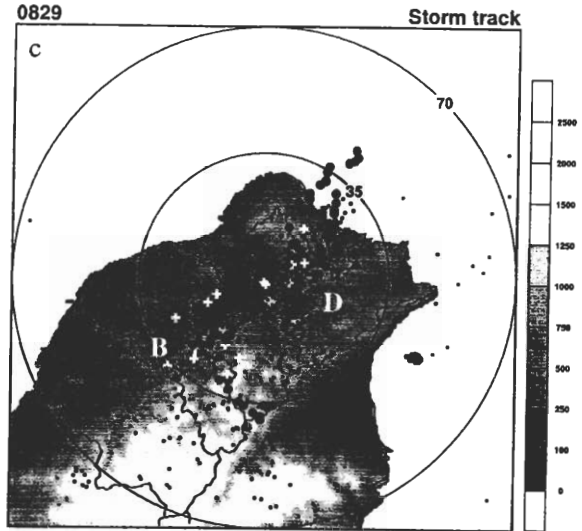
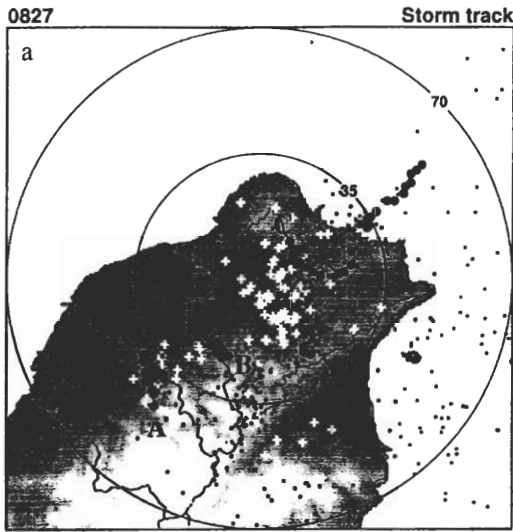


圖 3 個別對流胞回波中心之移動路徑（大黑點）及閃電分佈，其中 + 號表示正閃電，小黑點為負閃電的位置。小圈及大圈分別為以台北為中心，半徑 35 及 70 公里的範圍。a、b、c 分別為 0827、0828 和 0829 個案。A、B、C、D 則是表一中所定義的對流胞。右側之圖示為地形高度。

似的現象。本研究無法直接判斷對流移進台北盆地隨即快速發展究竟只是隨機發生的現象，亦或是台北盆地扮演有決定性的角色，這應是一個相當值得進一步討論的科學問題。第三，大屯山區似乎扮演熱源的作用，而有利於對流胞的形成（如 0827 的 C 胞）和移動（如 0828 和 0929 的 C 胞）。

圖 4~6 是三個個案閃電發生頻率及其與相

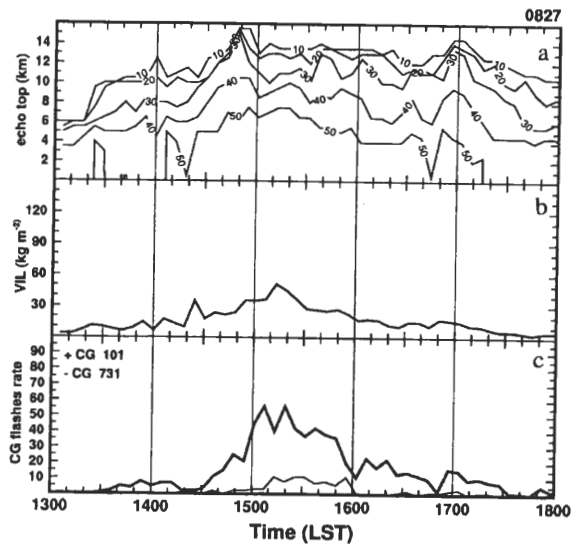


圖 4 0827 個案中在圖 3 之分析範圍內下列各量隨時間之變化，a：10、20、30、40 和 50 dBZ 回波頂高度，b：垂直液態水含量，c：每 6 分鐘之閃電頻率，粗線是負閃電，細線為正閃電。

關回波參數的時間變化，爲了配合都卜勒雷達的掃瞄策略，其中閃電取樣的時間間距爲 6 分鐘，取樣的時間區間則和雷達掃瞄的起、止時間一致，取樣的區域爲圖 3 的範圍，所謂的閃電頻率即定義爲在取樣範圍內每 6 分鐘的閃電數目。在此閃電的取樣範圍並未限定在單一對流胞上，主要是個別對流胞的範圍不易界定，即便是勉強定義亦難免有所爭議。而本研究採用之分析方法，反而可以凸顯出『整個』午後對流活動的閃電特性，而這也是本文的主旨所在。

圖 4a 是 0827 個案雷達回波 10、20、30、40 及 50 dBZ 在取樣範圍內之最高回波頂高度隨時間的變化。圖中顯示閃電頻率隨時間的變化和 10~40 dBZ 回波頂高度並沒有太大的相關，而和 50 dBZ 之回波頂高度較有關係。圖中顯示在 1423 至 1641 LST 之間 50 dBZ 之回波頂高度均大於 5 公里高度，其中最高可達 7.5 公里。這意味著對流在這段期間發展至最成熟的階段。主要的閃電活動也是發生在這段期間，但是閃電頻率的峰值（1459~1523 LST）和回波頂高度之間並沒有顯著的對應關係。

如前言所述，閃電的形成和冰雹有密切的關係，因此可以預期有關冰雹的觀測應該可以和閃電行爲建立良好的相關。Shafer et al. (2000) 即分析一劇烈風暴的地面冰雹觀測，並指出其和閃電之間有很好的相關。就雷達觀測而言，偏極化雷達可以對對流系統中的冰雹做出正確的觀測 (Carey and Rutledge 1998)，而就一般都卜勒雷達而言，由回波所推導出的垂直液態水總含量 (vertical integrated liquid, VIL) 和對流系統中大冰雹的存在則有密切的相關。Devore (1983) 使用美國奧科拉荷馬州春季的

雷暴氣候資料指出 VIL 和冰雹產生的機率有密切的關係。表二是 VIL 的值和大冰雹發生之機率的對應關係 (Devore 1983)，表中顯示當 VIL 大於 80 kg m^{-2} 時，觀測到大冰雹的機率達 100%。當然，對流之雲物理及雲動力過程可能

表二 VIL 和大冰雹發生機率之對應關係 (取自 Devore 1983)。

VIL (kg m^{-2})	大冰雹發生的機率
0	0
5-15	0
20-35	0-20
40-55	20-95
60-80	95-100

因季節、因地區而有所差別，是故 Devore 的結果未必可以直接移植到台灣的降水個案中，但是定性上 VIL 和冰雹之間的關係應該是可以被確認的；因此 VIL 可以用來間接評估對流胞中冰雹發生的機率。圖 4b 是取樣範圍內最大 VIL 隨時間的演變，其中 VIL 定義爲：

$$VIL = \int 3.44 \times 10^{-3} \times 10^{\left(\frac{4dBZ}{70}\right)} dZ \quad (1)$$

單位爲 Kg/m^2 。圖中顯示閃電頻率和 VIL 的峰值有不錯的對應關係，二者相關係數達 0.82。然而如圖 3a 所示，0827 個案有對流胞分裂的現象，因此在分析的範圍內同時包含了 1 個以上對流胞的閃電活動，故而無法突顯出整個區域的閃電頻率和 VIL 兩者之間的對應關係。

不同於 0827 個案，如圖 3b 所示，0828 個案在分析的範圍內主要發展的對流胞是移進台北盆地的 C 胞，因此較能反映出單一對流胞

回波參數隨時間之演變及其與閃電活動的相關。圖 5a 顯示本個案對流發展的強度較 0827 個案強烈，40 和 50 dBZ 回波頂高度在 1433~1527 LST 之間達到最高，其中最高分別可達 12.5 及 12 公里高度。雖然 50 dBZ 的回波頂高度和閃電頻率有不錯的對應關係，但 VIL 和閃電的相關更高。圖 5b 顯示 0828 個案 VIL 的最大值超過 130 Kg m^{-2} ，如果參考 Devore (1983) 的研究結果，這個數據意味著對流系統中已發展有大量的大冰雹。圖 5 中 VIL 在 1503 LST 有一個遽增的現象，如表一所述，這有可能是因為 B 胞和 C 胞在 1445 LST 合併後對流快速發展的結果。由圖 5b 和圖 5c 的比較可知，VIL 隨時間變化的趨勢和閃電頻率的趨勢幾乎一致，二者化的趨勢和閃電頻率的趨勢幾乎一致，二者相關係數可達 0.88，VIL 領先閃電頻率約 6~12 分鐘，當然，這是受限於雷達掃描時間解析度的關係。

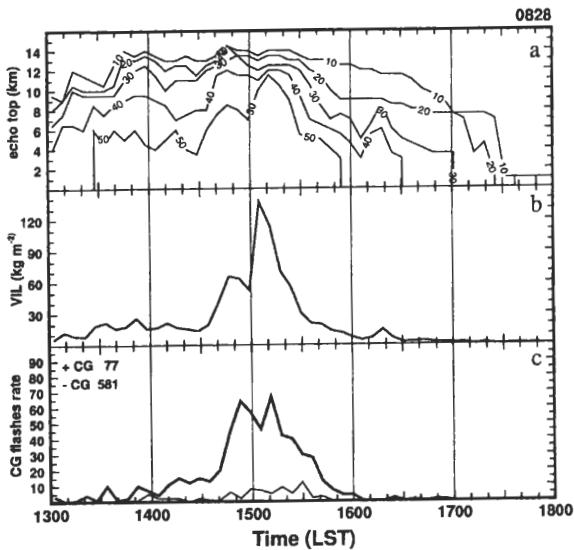


圖 5 同圖 4，但為 0828 個案。

圖 6 是 0829 的個案，1442 LST 的閃電數目呈現不連續的減少，這應該是資料傳輸問題所導致的結果。由圖 3 中可知本個案在分析的範圍內有 4 個對流胞發展，其中 B 胞和 C 胞均發展至相當的強度，是故圖 6 中的回波頂高度因為包含兩個發展的對流胞，因而在時間的變化上沒有出現明顯的峰值，然而即便如此，VIL 和閃電頻率仍有不錯的對應關係，二者相關係數可達 0.86。特別是在 1512 至 1542 LST 之間 VIL 的時間變化幾乎和閃電頻率一致。

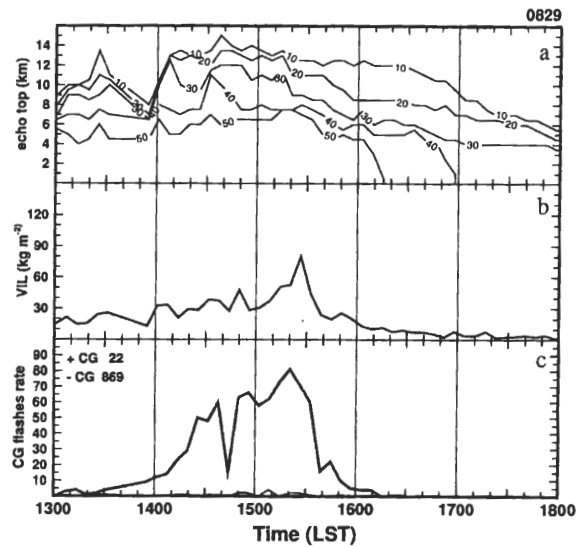


圖 6 同圖 4，但為 0829 個案，其中 1442 LST 的閃電數目呈現不連續的減少，這應該是資料傳輸問題所導致的結果。

圖 4 至圖 6 中最大的雲對地閃電頻率則分別為 64 、 72 以及 $83 (6 \text{ min})^{-1}$ ，其中正閃電的數目遠少於負閃電，其比率分別為 13.82%、13.25% 和 2.53% 等，正閃電和負閃電的比值較高通常反應出有層狀降水區、冰雹、強垂直風切或龍捲風的存在 (Toracinta et al. 1996)。0827 和 0828 個案顯示較大的正閃電頻率發生在主要的負閃

電頻率之後，此一現象反應出這兩個個案的正閃電應該是發生在對流末期或已發展層狀降水的區域，這和文獻上的研究結果是一致的(Houze 1993, Perez et al. 1997, Lang et al. 2000)。表三是收集文獻上已記載之不同地區、不同個案的閃電頻率特性，可以和本研究之閃電行為作一

比較。由表中可知，閃電頻率和正、負閃電比率在個案之間差異相當大，由於表中所列之個案取樣的空間和時間尺度皆不相同，因此不易進行定量的比較。然而表三所列之個案可以區分為大閃電頻率($\sim 50 \text{ min}^{-1}$)和小閃電頻率($\sim 10 \text{ min}^{-1}$)兩類，而本研究則屬於後者。

表三 摘錄部分文獻所記載之不同區域、不同對流型態的雲對地閃電行為。第一欄是文獻的出處，第二欄是最大的閃電頻率，第三欄是正閃電和負閃電的比值，個案的簡短描述則是在第四欄。

Documented Study	Max CG rate	+CG%	MCS description
Shafer et al. (2000)	20 min^{-1}	NA	Supercell in Oklahoma
Altartatz et al. (2001)	$17 (5\text{min})^{-1}$	NA	Winter thunderstorm in Israel
Perez et al. (1997)	5 min^{-1}	22	Averaged over 42 cases for the tornadic storms
	54.3 min^{-1}	2.6	Maximum flash rate for the 42 tornadic storms
MacGorman and Nielsen (1991)	11 min^{-1}	NA	Tornadic storm in Oklahoma
Carey and Rutledge (2000)	55 min^{-1}	NA	Intense tropical island convection
Goodman and MacGorman (1986)	2700 h^{-1}	9.9	MCC in Oklahoma
Knupp et al. (1998)	2400 h^{-1}	4.0	MCS in a low shear environment in Alabama
	$300 (5\text{min})^{-1}$		
Lang et al. (2000)	$8 (5\text{min})^{-1}$	NA	Multi-cell storm in Colorado
本研究	$73 (6\text{min})^{-1}$	9.9	Average over 3 cases of the severe afternoon thunderstorm

為了更進一步瞭解閃電和回波參數之間的關係，圖 7-9 是三個個案根據負閃電發生所在位置之 3 公里高度雷達回波強度的統計分析，閃電發生位置的回波強度是以包圍閃電位置周

圍四個格點之回波值的平均來表示。本研究分析過不同高度之回波強度和閃電的相關，其中以 3 公里高度的雷達回波和閃電的相關最顯著，因而在此以 3 公里高度雷達回波強度作為討論

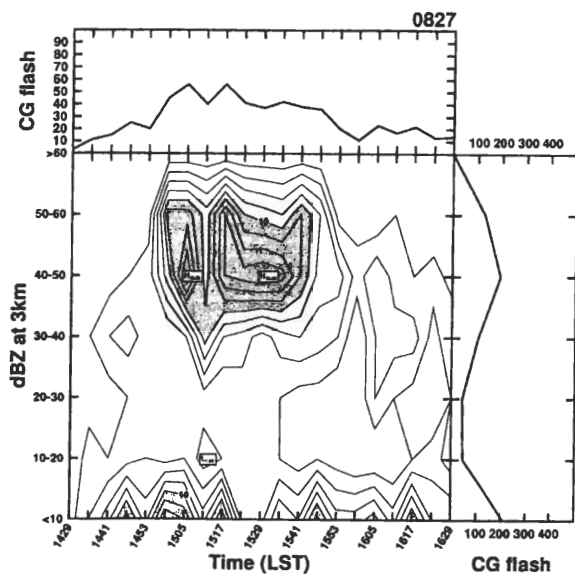


圖 7 0827 個案中 1429~1629 LST 期間負閃電所在位置 3 公里高度回波之統計分析。其中橫軸是雷達掃瞄時間，間距為 6 分鐘，縱軸是不同的回波強度區間，等值線為閃電數目，等值線間距為 2，大於 10 和 20 分別以淺、深陰影表示。上圖是每個掃瞄時間內所有負閃電數目的總量，右圖是分析時間內依據不同回波強度區間所有負閃電數目的總和。

的對象。圖 7~9 顯示當閃電頻率增強時，閃電位置所在的回波強度主要是分佈在 40~60 dBZ 之間，這意味著當閃電頻率增強時，大部分的閃電均發生在大回波區中。2 小時的回波總量亦顯示，回波強度在 40~50 dBZ 之間有一個閃電總量的峰值，但另一個值得注意的是，小於 10 dBZ 的回波範圍中亦有一個閃電總量的峰值，而此一峰值主要發生在回波為 40~50 dBZ 閃電頻率峰值剛開時建立之時，例如 0827 個案發生在 1459 LST，0828 個案在 1451 LST，0827 個案在 1424 LST。這個現象在 2~5 公里高度的分析中亦存在。目前有限的個案仍無法據以推測此一峰值的存在是否具有普遍性，應該收集更

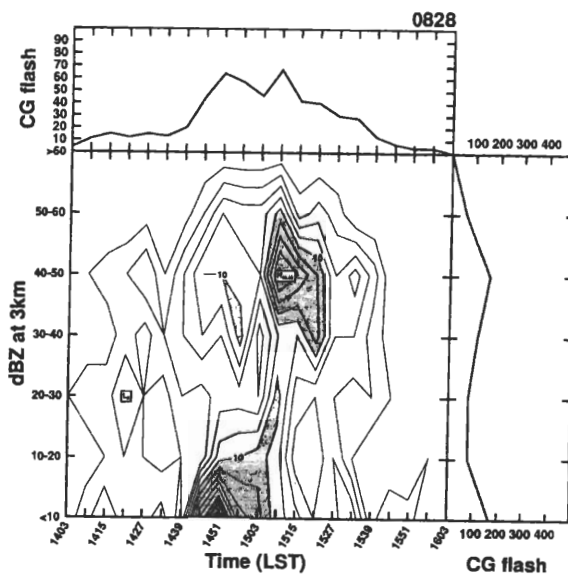


圖 8 同圖 7，但為 0828 個案，分析時間為 1403~1603 LST。

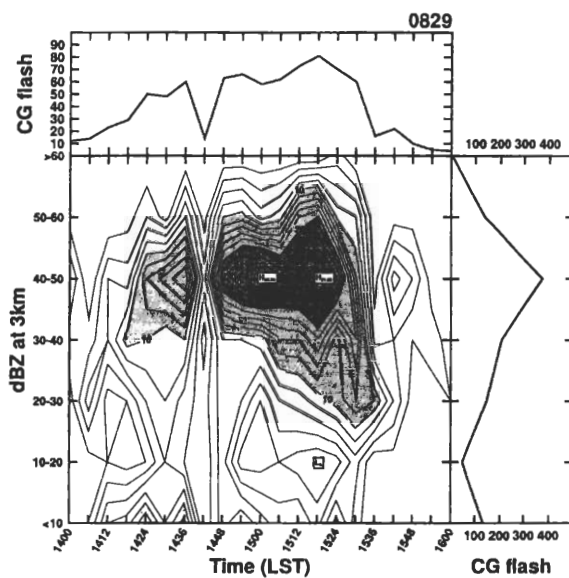


圖 9 同圖 7，但為 0828 個案，分析時間為 1400~1600 LST，其中 1442 LST 的閃電數目呈現不連續的減少，這應該是資料傳輸問題所導致的結果。

多的個案進一步分析研究，如果具有普遍性，則其可能可以作為大閃電頻率或是冰雹發生的預報指標。

圖 10 至 12 是負閃電所在位置之 VIL 的統計分析，閃電所在位置之 VIL 值的計算和閃電發生位置之回波強度的計算方法相同。圖中顯示絕大部分閃電發生位置所在的 VIL 值均在 10 Kg m^{-2} 以下，但是當閃電頻率增加時（見圖 10~12 之上圖），特別是在達到閃電頻率峰值的時候，例如圖 10 之 1453~1547 LST，圖 11 之 1445~1503 LST 以及圖 12 之 1506~1530 LST，閃電發生的位置不僅在大的 VIL 區間（大於 15 Kg m^{-2} ）有增加的趨勢，在較小的 VIL 區間也有增加的趨勢。這和原來認為電荷分離既然是發生的趨勢。這和原來認為電荷分離既然是發生在強上衝流區域，因而閃電活動也應在強對流區域最頻繁的預期有所出入，此一出入可能源由：1、大 VIL 區域或大回波區域和強上衝流的所在不一致；2、由（1）式中可知，VIL 和回波成指數關係，因此當回波減小時，VIL 會呈指數遞減，是故大 VIL 區域通常只侷限在一個較小的範圍，並且往四周快速遞減。在這個情

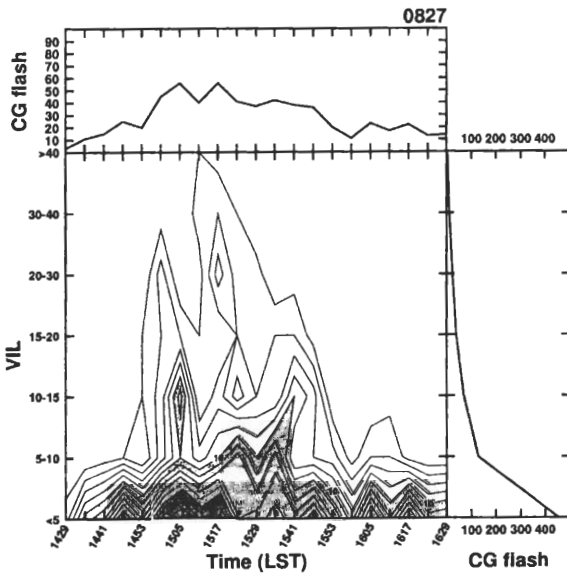


圖 10 同圖 7，但為 0827 個案之 VIL 場。

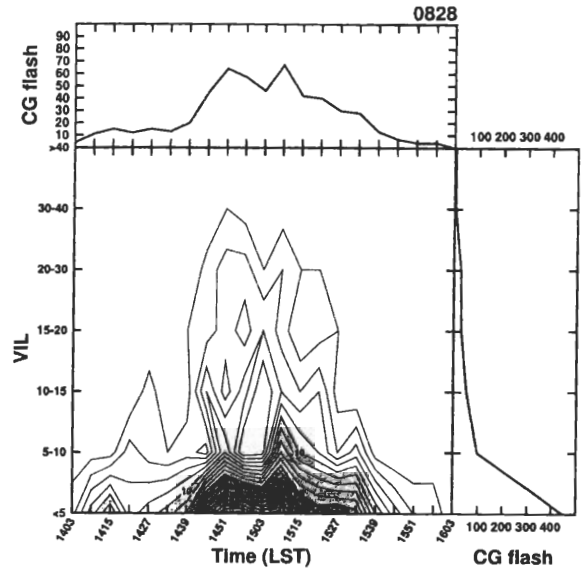


圖 11 同圖 10，但為 0828 個案。

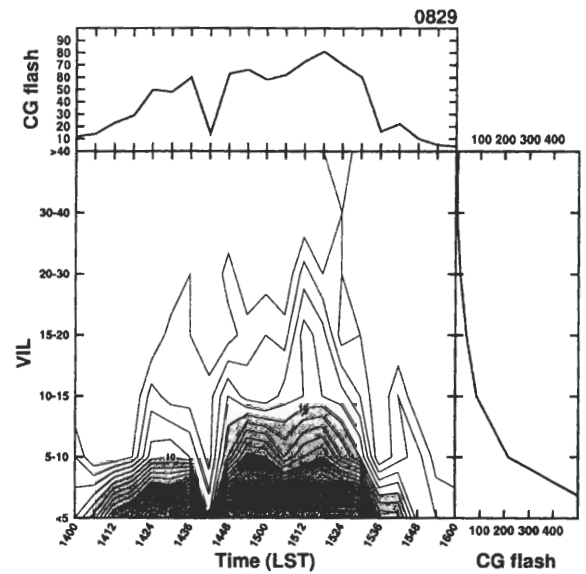


圖 12 同圖 10，但為 0829 個案，其中 1442 LST 的閃電數目呈現不連續的減少，這應該是資料傳輸問題所導致的結果。

形之下，電荷分佈可能受水平平流作用而離開大 VIL 所在的位置，因此在小 VIL 區域亦有大的閃電頻率出現。

五、結 論

本研究主要是分析 1999 年 8 月 27 日至 8 月 29 日等三日之午後對流個案中閃電活動和雷達回波參數之關係。研究結果顯示，個案發生期間有一高層冷心低壓移近台灣地區，其氣旋式環流的西半部是台灣地區在 400 hPa 以上盛行東北風的主因，此一高層東北風所伴隨的冷平流效應將有助於增加環境高層的不穩定度而有利於對流的發展。板橋探空顯示 300 hPa 以下垂直風切相當弱，因此個案中的對流雖然異常強烈，並且伴隨強風及冰雹，但是從垂直風切的強度可以預期本個案中對流系統的動力過程當有別於美國中西部的雹暴 (Weisman and Klemp 1984)。

本研究所分析之三個個案中在雪山山脈山頂以及較早時間在 500 公尺斜坡上形成的對流胞其發展強度均較弱，而移入台北盆地的對流胞均發展為強烈的對流，同時也伴隨密集的閃電活動，在此台北盆地在對流發展上所扮演的角色應值得更進一步研究。此外，大屯山區似乎扮演熱源的作用，而有利於對流胞的形成和移動。閃電的空間分佈範圍和大回波中心所在的位置一致，這意味著閃電活動和對流發展的強度有密切的關係。三個個案中正閃電和負閃電的比率分別為 13.82%、13.25% 和 2.53%，最大的閃電頻率分別為 64、72 以及 83 (6 min)⁻¹。閃電頻率隨時間的變化和 10~40 dBZ 回波頂高度並沒有太大的相關，而和 50 dBZ 之回波頂高度較有關係。然而閃電頻率的峰值和回波頂高度之間並沒有顯著的對應關係，反倒是和 VIL 有好的相關。VIL 隨時間變化的趨勢和閃電頻率的趨勢幾乎一致，二者相關係數可達 0.8 以

上，VIL 峰值的出現約領先閃電頻率 6~12 分鐘，當然，這是受限於雷達掃描時間解析度的關係。

當閃電頻率增加時，大部分閃電位置所在的 3 公里高度的回波強度在 40~60 dBZ 之間，這意味著當閃電頻率增加時，大部分的閃電均發生在大回波區中。這個結果反映在計算 2 小時的回波總量時，閃電位置所在的回波強度在 40~50 dBZ 之間有一個閃電總量的峰值，但另一個值得注意的是，小於 10 dBZ 的回波範圍中亦有一個閃電總量的峰值，而此一峰值主要發生在回波為 40~50 dBZ 之閃電峰值剛開時建立之時。目前有限的個案仍無法據以推測此一峰值的存在是否具有普遍性，應該收集更多的個案進一步分析研究。當閃電頻率增加，特別是閃電頻率達到峰值時，閃電發生的位置不僅在大的 VIL 區間(大於 15 Kg m⁻²)有增加的趨勢，在較小的 VIL 區間也有增加的趨勢。這有可能是：1、大 VIL 區域或大回波區域和強上衝流的所在不一致；2、電荷分佈可能受水平平流作用而離開強上衝流的所在的位置，因此在小 VIL 區域亦有大的閃電頻率出現。

致 謝

感謝兩位審查者對本研究提出許多建設性的意見，這對於本文有相當大的助益，同時也感謝中央氣象局雷達資料網連系統提供雷達資料。本研究在中央氣象局資訊中心提供的計算資源以及國科會研究計畫編號 NSC 89-2111-M-052-011 和 NSC 90-2111-M-052-002-AP4 支助下完成。

參考文獻

- 林熹閔, 1999: 雲對地閃電與降水關係之研究。大氣科學, **27**, 75-98。
- Altartatz, O., Z. Levin, and Y. Yair, 2001: Winter thunderstorms in Israel: A study with lightning location systems and weather radar. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1259 – 1266.
- Carey, L. D., and S. A. Rutledge, 1998: Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13979 – 14000.
- Devore, D. R., 1983: The operational use of digital radar data. Preprints, *13th Conf. On Severe Local Storms*, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., 21 - 24.
- Gremillion, M. S., and R. E. Orville, 1999: Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at the Kennedy space center: A case study of lightning initiation signatures as indicated by the WSR-88D. *Wea. Forecasting*, **14**, 640 – 649.
- Goodman, S. J., and D. R. MacGorman, 1986: Cloud-to-ground lightning activity in meso-scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2320 – 2328.
- Hong, J. S., and S. M. Deng, 2000: A series of thunderstorm activities: environmental conditions and storm track analysis. Preprints, *20th Conf. on Severe Local Storms*, Orlando, Florida, Amer. Meteor. Soc., 316 - 319.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Knupp, K. R., B. Geerts, and S. J. Goodman, 1998: Analysis of a small, vigorous mesoscale convective a low-shear environment. Part I: Formation, radar echo structure, and lightning behavior. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1812 – 1836.
- 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.
- MacGorman, D. R., and K. E. Nielsen, 1991: Cloud-to-ground lightning in a tornadic storm on 8 May 1986. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1557 – 1574.
- Perez, A. H., L. J. Wicker, and R. E. Orville, 1997: Characteristics of cloud-to-cloud lightning associated with violent tornadoes. *Wea. Forecasting*, **12**, 428 – 437.
- Shafer, M. A., D. R. MacGorman, and F. H. Carr, 2000: Cloud-to-ground lightning throughout the lifetime of a severe storm system in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1798 – 1816.
- Toracinta, E. R., K. I. Mohr, E. J. Zipser, and R. E. Orville, 1996: A comparison of WSR-88D reflectivities, SSM/I brightness temperatures, and lightning for meso convective systems in Texas. Part I: radar reflectivity and lightning. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 902 – 918.
- Watson, A. I., R. L. Holle, and R. E. Lopez, 1995: Lightning from two national detection networks related to vertically integrated liquid and echo top information from WSR88-D radar. *Wea. Forecasting*, **10**, 592 – 605.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp: 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479 - 2498.
- Williams, E. R., 1988: The electrification of thunderstorms. *Sci. Amer.*, **269**, 88 – 99.
- Zipser, E. J., and K. Lutz, 1994: The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.* **122**, 1751 – 1759.

The Cloud-to-Ground Lightning Related to the Reflectivity Parameters : Case Study

Jing-Shan Hong

Computer Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 30 August 2001 : in final form 26 November 2001)

ABSTRACT

The cloud-to-ground lightning (CG) behavior and its relations to the reflectivity parameters were studied for the afternoon thunderstorm cases occurred during 27-29 August 1999. The results showed that the maximum CG flash rate were 64, 72, and 83 (6 min)⁻¹ and the percentage of the positive to the negative CG counts were 13.82%, 13.25%, and 2.53%, respectively. The time series of the CG flash rate were close related to the maximum echo top of 50 dBZ. However, The relation between the peak of the CG flash rate and the echo top were not clear, but well indicated by the maximum vertical integrated liquid (VIL) derived from the reflectivity.

Most of the CG lightning was occurred around the large reflectivity area as the CG flash rate increased. The analysis of the statistics for the 3-km reflectivity at the CG locations showed that there were two peaks were found for 40~50 and less 10 dBZ range. Most of the CG lightning were occurred where the VIL were less than 10 Kg m⁻². However, as the CG flash rate increased, the more CG lightning was occurred at the area with larger VIL (>15 Kg m⁻²). The results implied that the closed relations between the CG lightning activities and the hails in the convective systems.

Key words: Cloud-to-ground lightning, Echo top, Vertical integrated liquid