

# Observaciones de electrificación y descargas atmosféricas

Martin Murphy. Vaisala, Inc. Tucson, AZ, EEUU.

**H**OY en día, el uso de la localización de descargas eléctricas atmosféricas está muy extendida en la meteorología y sus aplicaciones. Para una interpretación adecuada de la información que se obtiene, resulta conveniente examinar la relación entre la tormenta eléctrica y su producción de descargas. Por este motivo el artículo se ocupa primero de la descripción del proceso de electrificación de algunas tormentas y después se verifican los procesos utilizando distintos modos de observación de tormentas. A continuación, se muestran las capacidades de diferentes sistemas de detección y localización de descargas eléctricas relacionándose sus observaciones con las de radar de polarización dual y presentando lo conocido sobre los mecanismos de electrificación. Por último, se discuten las posibilidades de la observación eléctrica de tormentas violentas en la localización de las zonas de granizo aprovechando el conocimiento en la electrificación y la producción de descargas eléctricas.

## Los procesos de electrificación

El término "electrificación" se utiliza para describir el proceso que proporciona la separación de las cargas negativas de las positivas a gran escala produciendo en la nube un intenso campo electrostático que permite la producción de descargas. A lo largo de muchos años, se han estudiado varios mecanismos de separación de carga eléctrica dentro de las nubes (Saunders, 1993). En principio, estos mecanismos se pueden dividir en dos grupos. El primero lo constituyen los mecanismos "convectivos". Por medio de las corrientes convectivas se eleva en primer lugar el excedente de carga existente cerca de la superficie de la tierra (Vonnegut, 1953). El segundo grupo de mecanismos lo constituyen todos cuantos entrañen colisiones entre precipitaciones, gotas de nube, y cristales de hielo. En este grupo se encuentran los denominados mecanismos "inductivos", que requieren para su acción de un campo electrostático previo, y los "no-inductivos". De todos los mecanismos investigados destaca uno de los no-inductivos por su capacidad de explicar una amplia gama de observaciones en tormentas naturales. Este mecanismo depende de la presencia simultánea de tres ingredientes: hielos granulados o granizos, cristales de hielo de menor tamaño, y gotas de nube. Los hielos granulados y los cristales chocan, y como resultado de estas colisiones se separan las cargas eléctricas debido a la diferencia entre las velocidades terminales de caída de los hielos granulados y los cristales produciendo su separación física. Este mecanismo genera la aparición en la nube de distintas zonas con exceso de carga de una u otra polaridad, y así se produce el campo electrostático.

El rasgo más notable del mecanismo no-inductivo descrito es la temperatura de inversión de polaridad. A temperaturas más bajas que ésta, las colisiones dejan el hielo granulado con exceso de carga negativa y los cristales con positiva. La temperatura de inversión depende de la cantidad de agua en la nube y las velocidades terminales de las partículas. Se ha estudiado mucho este mecanismo en el laboratorio (Takahashi, 1978; Saunders et al. 1991), determinándose que, bajo condiciones típicas de la mayoría de las tormentas, la temperatura de inversión está entre 10 y 20 grados bajo cero.

La Fig. 1 muestra la disposición natural de carga eléctrica típica de una tormenta normal y no violenta. La polaridad de la parte superior de estas nubes de tormenta es positiva al prevalecer este tipo de cargas en ella gracias a la facilidad de arrastre con que la potente corriente convectiva eleva a mayores alturas a los cristales de hielo más ligeros que quedaron cargados positivamente tras los choques con el granizo de mayor tamaño. A cada lado de la región de temperaturas pró-

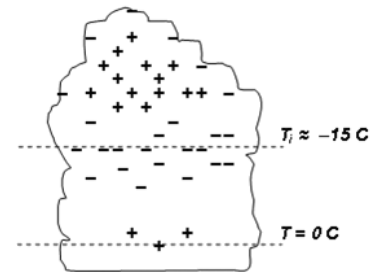


Fig. 1 - Distribución de la carga eléctrica dentro de una tormenta típica.

ximas a la temperatura de inversión se encuentra una región con exceso de carga negativa bastante concentrada. Finalmente, en muchos casos se encuentra otra región de carga positiva mucho menos concentrada y cercana a la base de la nube.

Una vez alcanzada esta disposición de carga, la nube está lista para producir descargas. En general existen dos clases de descargas: la descarga nube-suelo (el rayo) y la descarga interna (o descarga intra-nube).

Los rayos nube-suelo comienzan con una descarga inicial más o menos invisible al ojo humano que, en la gran mayoría de casos (un 90%) transmite carga negativa hacia el suelo, por lo que estos rayos se llaman rayos negativos. Cuando la descarga inicial alcanza el suelo, se produce un impulso de

corriente denominado "descarga de retorno" ("return stroke" en inglés). Un rayo negativo típico suele tener unos 3 ó 4 de estas descargas. Las internas son la mayoría de las descargas en casi todas las tormentas, constituyendo entre el 60 y el 80% de las descargas en una tormenta típica aunque en determinados casos de tormentas violentas pueden llegar hasta el 99 ó el 100 % (Williams, 2001).

### Observaciones de la electrificación inicial

Probablemente el instrumento más conocido y utilizado para la observación y seguimiento de tormentas es el radar meteorológico. La novedad más notable en la evolución de los radares es el uso de polarización dual, que permite discriminar entre varias clases de precipitaciones y así determinar con mayor precisión cuándo existen las condiciones para la electrificación.

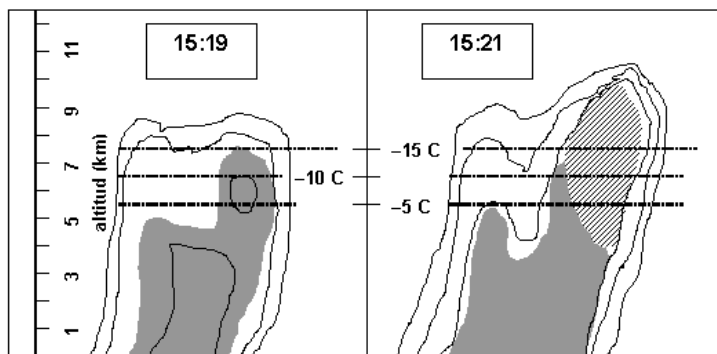


Fig. 2 - Representación de dos cortes transversales presentados por Jameson et al. (1996) de una tormenta en desarrollo realizados con un radar de polarización dual. Zona sombreada: reflectividad diferencial mayor o igual a 1 dB. Zona rayada: razón de despolarización mayor o igual a -20 dB. Curvas de nivel de reflectividad (20, 30 y 40 dBZ).

Jameson et al. (1996) realizaron un estudio de tormentas eléctricas en el Centro Espacial Kennedy (KSC) en Florida con un radar de polarización dual. La Fig 2 representa lo que se observó mediante 2 cortes transversales de una tormenta, originalmente presentada por Jameson et al. En el eje vertical se ve no solo la altura sino también las temperaturas. La parte sombreada en cada imagen resalta donde la reflectividad diferencial se encontraba en 1 dB o más. La reflectividad diferencial se mide transmitiendo alternativamente rayos con polarización horizontal y vertical, y midiendo las reflectividades correspondientes (Seliga and Bringi, 1976). La reflectividad diferencial tiene valores positivos si las partículas tienen una forma aplastada, y desde luego, esta propiedad se presenta en las gotas de lluvia. La parte rayada en la Fig. 2 presenta donde la razón de despolarización alcanzaba -20 dB o más. Se mide la razón de despolarización transmitiendo pura polarización horizontal y midiendo las 2 componentes (horizontal y vertical) de la señal recibida (Jameson et al., 1996). Cuando las partículas tienen una forma irregular, o giran o dan tumbos en su caída, y reciben una señal con polarización horizontal, la devuelven al radar con

polarización elíptica. Es precisamente esta polarización elíptica la que mide el radar para determinar la razón de despolarización. En las tormentas eléctricas, las partículas con forma y caída irregulares son, desde luego, los hielos granulados y granizos.

La interpretación de la Fig. 2 nos indica que en la primera imagen hay gotas (región sombreada) que subieron hasta niveles donde la temperatura estaba entre 5 y 10 grados bajo cero. Dos minutos más tarde, se ve que las precipitaciones ascendieron aún más por la corriente convectiva, y además, gran parte de la zona que presentaba altos valores de reflectividad diferencial en la primera imagen alcanzó altos valores de razón de despolarización en la segunda. Es decir, las gotas de lluvia se congelaron, formando así los núcleos de hielos granulados.

Hay otro mecanismo que interviene en este proceso, el denominado mecanismo Hallett-Mossop, o también mecanismo de multiplicación del hielo (Mossop, 1970). Este consiste en que cuando congelan las gotas a temperaturas de 3 a 10 grados bajo cero, el proceso de congelación comienza con la formación de una cáscara de hielo en la superficie mientras que el centro permanece líquido. Después, cuando el centro se congela quiebra la cáscara original formando fragmentos de hielo que luego se convierten en cristales. Como todo esto ocurre a temperaturas demasiado altas para la congelación total de la nube, también abundan en esta región de la nube gotas líquidas. Por lo que, al final, la congelación de las gotas de lluvia resulta en una mezcla de los tres ingredientes necesarios para la electrificación según el mecanismo no-inductivo.

Aunque se pueda observar la presencia del hielo granulado con un radar no se puede observar la electrificación de modo directo. Para eso se utiliza otro tipo de instrumento, el molino de campo eléctrico, que se ve en la figura 3. Este instrumento convierte el campo electrostático en una corriente alterna cuya intensidad y fase son determinadas por la intensidad y polaridad del campo electrostático ambiental. El KSC cuenta con 31 molinos de campo que sirven principalmente para avisar del desarrollo de electrificación antes de la primera descarga. En lo que se presentará a continuación, las medidas se presentan en forma del gradiente de potencial, el negativo del campo electrostático.

Jameson et al. (1996) aprovecharon la disposición simultánea en el KSC de los molinos de campo y del radar de polarización dual para investigar la relación específica entre la congelación de la lluvia (Fig. 2) y la electrificación inicial de la tormenta. En la Fig. 4 se representan unas observaciones simultáneas de este fenómeno, primero un histograma con el volumen de la nube ocupado por gotas de lluvia a temperaturas de 7 grados bajo cero o menos. Por debajo, se ve el registro de un molino de campo ubicado directamente debajo de esta tormenta en desarrollo. Al princi-



Fig. 3 - Foto de molino de campo

palmente para avisar del desarrollo de electrificación antes de la primera descarga. En lo que se presentará a continuación, las medidas se presentan en forma del gradiente de potencial, el negativo del campo electrostático.

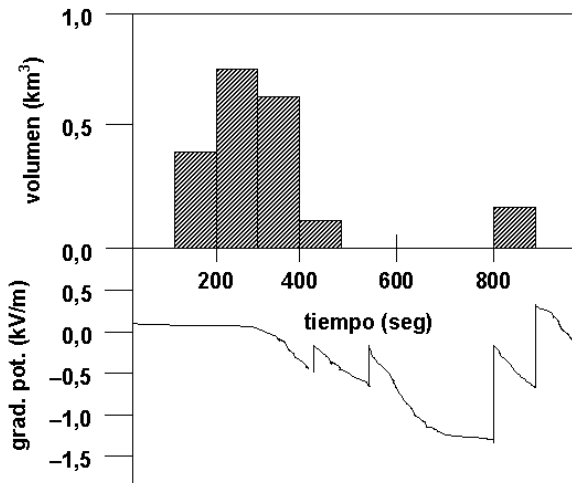


Fig. 4 - Representación de observaciones con radar de polarización dual y molinos de campo presentadas por Jameson et al (1996). Histograma: volumen de gotas a temperatura de  $-7^{\circ}C$  o menos. Curva: registro de molino de campo

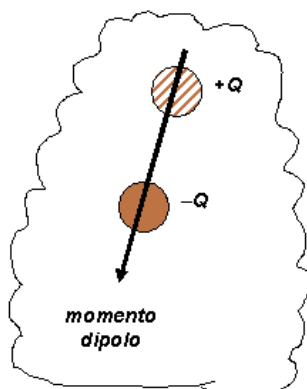
pio, el gradiente de potencial tuvo un valor positivo y muy bajo, unos 0,1 kV/m, incluso cuando el volumen de lluvia en las regiones frías de la nube ascendió hasta unos 3/4 de  $km^3$ . Pero en cuanto descendió el volumen de lluvia, lo que corresponde a la congelación de las gotas, se observó un gran cambio en el gradiente de potencial hacia valores negativos y con mayor intensidad (unos 1-3 kV/m). Al cabo de 3 minutos, se produjeron unos cambios bruscos en el gradiente de potencial. Corresponden a las primeras descargas tratándose en este caso de descargas internas. Estas observaciones muestran una relación muy estrecha entre la congelación de las gotas y la electrificación y producción de descargas.

Observaciones de descargas atmosféricas

Los cambios bruscos observados en el campo electrostático sirven para determinar la cantidad de carga consumida por una descarga. Estos cambios, se pueden ajustar a dos posibles modelos, con tal de que se midan con suficientes molinos de campo, para determinar el consumo de carga. La Fig. 5 mues-

Fig. 5

Dibujo de los dos modelos de consumo de carga que se pueden ajustar a los dos modelos de cambios bruscos del campo electrostático



tra esos dos modelos. En el primero, se suponen dos núcleos puntuales cargados de polaridad opuesta, y se trata de locali-

zar y determinar las magnitudes de las cargas en estos dos puntos (Murphy et al, 1996). En el segundo, se supone un cambio en el momento dipolo de la nube y se resuelve la ubicación, magnitud, y polaridad de éste (Koshak y Krider, 1989). La Fig. 6, de Murphy (1996), enseña las altitudes y magnitudes de cargas consumidas según el primer modelo en una tormenta en el KSC a lo largo de unos 20 minutos. Los círculos abiertos representan consumo de carga negativa, y los rellenados, carga positiva. El tamaño de cada círculo está relacionado con la cantidad de carga consumida. En esta figura, se notan 3 capas, dos de carga positiva y una de carga negativa en medio. Esto precisamente es lo que se vio anteriormente en la Fig. 1, como distribución natural de carga eléctrica dentro de una tormenta típica, pero esta vez se ve a través de las cargas consumidas por descargas.

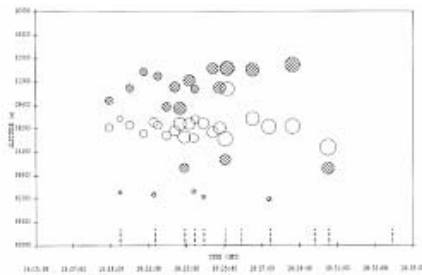


Fig. 6 - Cargas consumidas por descargas por una tormenta en el KSC como función de altitud y tiempo. Círculos abiertos representan cargas consumidas de la región central de carga negativa.

Para la detección de descargas a más largo alcance, se utilizan métodos de radiodetección, ya que cada molino de campo sólo tiene un alcance de unos 5-10 Km. La Fig. 7 presenta un dibujo del espectro de emisiones producidas por descargas atmosféricas y la cantidad aproximada de las mismas. Las emisiones en las bajas y muy bajas frecuencias (bandas LF y VLF) proceden principalmente de las descargas de retorno en los rayos nube-suelo. En descargas internas, las emisiones más cuantiosas y fáciles de detectar son de las muy altas frecuencias

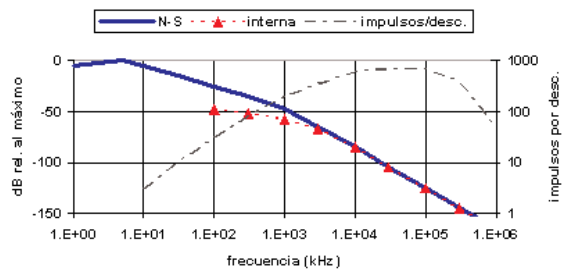


Fig. 7 - Espectros de emisiones producidas por descargas nube-suelo (N-S) e internas (eje vertical a izda.) y el número de impulsos por descarga (eje vert. a dcha.)

Estas emisiones se pueden detectar y localizar a través de sistemas interferométricos o de sistemas basados en diferen-

cias de tiempo de llegada (Rakov y Uman, 2003, cap. 17). Un ejemplo de las localizaciones de emisiones producidas por una sola descarga interna en la región de Dallas y Fort Worth (DFW), Texas, EEUU. se muestra en la Fig. 8. En esta imagen, el color representa el tiempo a lo largo de unos 2 segundos. Se observa como las emisiones en la banda VHF permiten trazar el trayecto de la descarga en su propagación por la nube. En este ejemplo, la descarga midió unos 75 Km. de largo en total, y se localizaron varios centenares de fuentes de emisión.

En el KSC se utiliza un sistema de localización en tres dimensiones que se llama LDAR (Lightning Detection and Ranging; Mazur et al., 1997). Este sistema hace posible que se comparen las observaciones del consumo de carga, obtenidas con los molinos de campo, y los trayectos de las descargas. La Fig. 9 muestra un ejemplo de una descarga interna. Esta imagen se presenta desde tres puntos de vista espaciales: uno plano y dos cortes transversales como proyecciones en

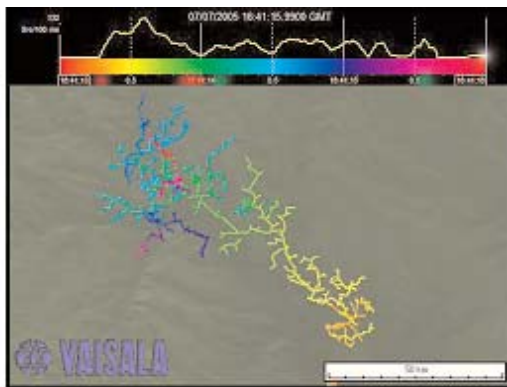


Fig. 8 - Localizaciones en una sola descarga interna por un sistema de banda VHF.

dirección de norte a sur y también de este a oeste. Cada uno de los puntos representa una de las emisiones localizadas por el LDAR. Los círculos representan los núcleos de carga, y el más alto es el de la carga positiva. En los cortes transversales se observa que las emisiones se organizan en dos capas en el vertical. Estas capas coinciden precisamente con los dos núcleos de carga.

La observación en la Fig. 9 concuerda bien con un experimento llevado a cabo en el laboratorio por Williams et al (1985), en el que se cargaron plásticos a varias densidades de carga y luego se produjeron descargas cuyos trayectos se quedaron grabados en el material. Esas observaciones enseñaron

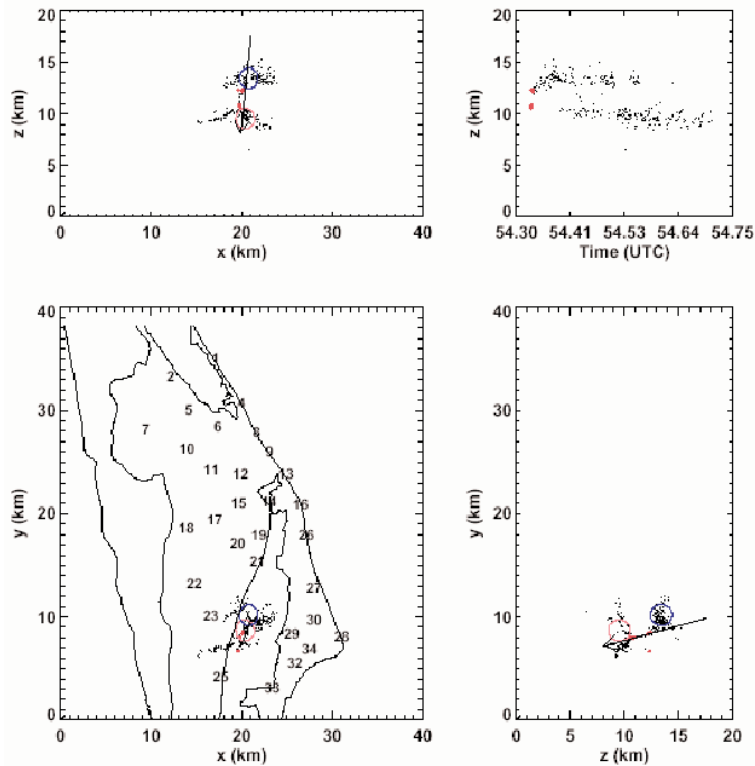


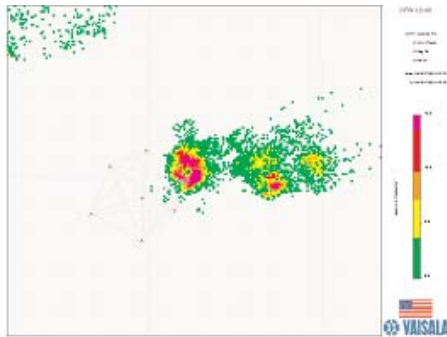
Fig. 9 - Localizaciones de fuentes de emisión en banda VHF por el sistema LDAR en el KSC (puntos) y modelización del consumo de carga eléctrica. El modelo de dos núcleos puntuales de carga se representa con dos círculos, y el modelo del momento dipolar se representa con una flecha. Dos cortes transversales flanquean el plano (véase el texto).

que casi todas las ramificaciones que producen las descargas se encuentran en regiones de alta densidad de carga, y que se evitan regiones con poca carga eléctrica. En la Fig. 8 ya se observó que los sistemas de localización en banda VHF trazan las ramificaciones de la descarga a lo largo de su propagación. Si se aplican las observaciones de Williams et al (1985), se debe encontrar la mayor densidad de carga eléctrica en las regiones de mayor densidad de emisiones localizadas. Las observaciones en la Fig. 8 confirman esta expectativa: se ve una relación estrecha entre las dos cargas y las dos capas de emisiones localizadas por el LDAR.

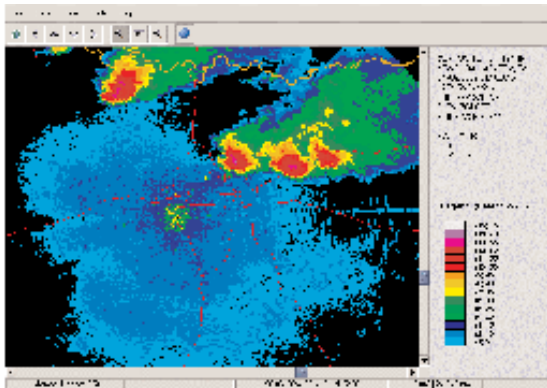
## Un ejemplo de la meteorología

Para terminar, se analiza un ejemplo de localización de descargas atmosféricas demostrativo de cómo se puede aplicar en la meteorología. La Fig. 10 muestra la densidad de emisiones localizadas a lo largo de 2 minutos por una red de sensores interferométricos de banda VHF. Las observaciones proceden de unas supercélulas muy violentas en la región de DFW. La escala de densidad aparece a la derecha del plano. Estas supercélulas produjeron granizos gigantes de hasta 7 cm. de diámetro que ocasionaron unos \$2.000 millones en daños en la región metropolitana de DFW. En el centro de las dos supercélulas señaladas en la imagen, se nota un mínimo, o un "huevo", en las descargas atmosféricas. La Fig. 11 muestra la reflectividad máxima observada en el mismo momento con el radar local del Servicio Meteorológico Nacional (NWS). Estas

observaciones muestran reflectividades de más de 70 dBZ en el centro de las supercélulas. Desde luego, reflectividades tan altas se deben a los granizos gigantes. Una comparación



**Fig. 10** - Densidad de descargas localizadas por una red que detecta en la banda VHF a lo largo de 2 minutos en una supercélula en la región de DFW.



**Fig. 11** - Reflectividad máxima observada por el radar local del NWS al mismo tiempo en que se observó el hueco en la densidad de descargas.

más detallada (Murphy y Demetriades 2005) muestra que el "hueco" en las descargas coincide exactamente con la mayor reflectividad. Recordando los estudios que muestran la coincidencia entre las descargas y las regiones de mayor densidad de carga, podemos sacar la conclusión de que hubo poca carga eléctrica en la región de los granizos gigantes que produjeron reflectividades de 70 dBZ o más. Nuestra hipótesis sobre la causa de esto es que los granizos crecieron a base de una capa de agua líquida, gracias a la enorme fuente de cantidad de agua que conlleva una corriente ascendente lo bastante fuerte para soportar tales granizos. Si hubo una capa líquida sobre la superficie de los granizos, cualquier colisión con un cristal de hielo no hubiera producido separación, y por consiguiente, estos granizos se quedaron sin electrificar. Por consiguiente, proponemos que el "hueco" en la actividad eléctrica pueda ser útil como señal de las condiciones conducentes a la producción de granizos gigantes.

Cabe mencionar que esta interpretación no concuerda con otras observaciones del mismo fenómeno, aunque hay pocas. Lang et al. (2004) prefieren vincular el hueco con una carencia de precipitaciones en el mismo centro de la corriente ascendente. A su juicio, los granizos gigantes se encuen-

tran por encima de, o en torno a, la corriente ascendente más veloz. Ni las observaciones nuestras ni las de Lang et al. (2004) son lo bastante claras para resolver la interpretación totalmente.

## Referencias

**Jameson, A.R.**, M.J. Murphy, and E.P. Krider, 1996: Multiple parameter radar observations in isolated Florida thunderstorms during the onset of electrification. *J. Applied Meteorology*, 33, 343-354.

**Koshak, W.J.** and E.P. Krider, 1989: Analysis of lightning field changes during active Florida thunderstorms. *J. Geophysical Research*, 94, 1165-1186.

**Lang, T.**, et al., 2004: The Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study. *Bulletin American Meteorological Soc.*, 85, 1107-1125.

**Mazur, V.**, E. Williams, R. Boldi, L. Maier, and D.E. Proctor, 1997: Initial comparison of lightning mapping with operational time-of-arrival and interferometric systems. *J. Geophysical Research*, 102, 11071-85.

**Mossop, S.C.**, 1970: Concentrations of ice crystals in clouds. *Bulletin, Amer. Meteorological Soc.*, 51, 474-479.

**Murphy, M.J.** 1996: The Electrification of Florida Thunderstorms, Ph.D. Thesis, University of Arizona, 163 pp.

**Murphy, M.J.** y N.W.S. Demetriades, 2005: An analysis of lightning holes in a DFW supercell storm using total lightning and radar information. *Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data*. San Diego, Calif., EEUU. American Meteorol. Society. paper 2.3, CD-ROM.

**Murphy, M.J.**, L.M. Maier, and E.P. Krider, 1996: Lightning charge analyses in small Convection and Precipitation Electrification (CaPE) experiment storms. *J. Geophys. Research*, 101, 29615-26.

Rakov, V.A. and M.A. Uman, 2003: *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge, UK: Cambridge Univ Press, 687 pp.

**Saunders, C.P.R.**, 1993: A review of thunderstorm electrification processes. *J. Applied Meteorology*, 32, 642-655.

**Saunders, C.P.R.**, W.D. Keith, and R.P. Mitzeva, The influence of liquid water on thunderstorm charging. *J. Geophysical Research*, 96, 11007-17.

**Seliga, T.A.** and V.N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Applied Meteorol.*, 15, 69-76.

**Takahashi, T.**, 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmospheric Sciences*, 35, 1536-48.

Vonnegut, B., 1953: Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. *Bulletin American Meteorological Soc.*, 34, 378-81.

**Williams, E.R.**, C.M. Cooke, and K.À. Wright, 1985: Electrical discharge propagation in and around space charge clouds. *J. Geophysical Research*, 90, 6059-70.

**Williams, E.R.**, 2001: The electrification of severe storms. Cap. 13 en *Severe Convective Storms*, C.A. Doswell, ed., Meteorological Monograph no. 50, Amer. Meteorological Soc.