

FACULTAD DE MATEMÁTICA, ASTRONOMÍA,
FÍSICA Y COMPUTACIÓN

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA



**Estudio de sensibilidad del modelo
WRF-ELEC empleando distintas
parametrizaciones del mecanismo de
electrificación no inductivo.**

TESIS PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIATURA EN FÍSICA

AUTORA: MALENA CONTIZANETTI

DIRECTORA: MELINA LUQUE

CÓRDOBA, ARGENTINA

2022

Esta obra está bajo una licencia
Creative Commons “Reconocimiento-
NoCommercial-CompartirIgual 4.0
Internacional”.



Agradecimientos

A mi papá Edgardo y a mi mamá Vivi, por el apoyo incondicional y por brindarme todo lo necesario para llegar hasta acá.

A mis hermanos, Regi, Pauli y Ennio, por la comprensión.

A mis abuelos, Fanny y Oscar, por enseñarme la importancia del estudio.

A Pablo, por su incansable apoyo y consejos.

A mis amigos, por estar siempre.

A mi directora, Melina, por confiar en mi y por su grandiosa dedicación.

A Rodrigo Bürgesser, por sus consejos durante toda la carrera desde primer año.

A Juan Ruiz, Andrés Lighezzolo y Alexandre O. Fierro, por su predisposición y aportes en la realización del trabajo.

A Alexandra Elbakyan, creadora SCI-HUB, posibilitando el fácil acceso a los numerosos artículos referenciados en el trabajo.

A la Universidad Nacional de Córdoba.

Resumen

Haciendo uso del modelo WRF-ELEC, se simuló el desarrollo de una tormenta real empleando dos parametrizaciones diferentes del mecanismo de electrificación no inductivo. El dominio de simulación se centró en la Ciudad de Córdoba, con el fin de obtener resultados representativos de nuestra región. Luego, se analizó el desarrollo de la actividad eléctrica de una celda convectiva según cada parametrización y se llevaron a cabo comparaciones entre los distintos resultados obtenidos. Se estudió también la distribución de carga según cada hidrometeoro y cómo las distintas parametrizaciones afectaron la estructura eléctrica de la celda y, por ende, el perfil vertical del campo eléctrico. Además, se analizaron las tasas de descargas según cada parametrización empleando la métrica FOD calculada en todo el dominio de simulación. Finalmente, se compararon estos resultados obtenidos con la tasa de descargas eléctricas registradas por el sensor GLM abordo del satélite GOES-16. En los resultados, se evidencia que la actividad eléctrica de una celda convectiva depende de la parametrización elegida del mecanismo no inductivo, pues se observan diferencias en la estructura eléctrica interna de la celda en cada caso. Sin embargo, si se analiza la actividad eléctrica en todo el dominio de simulación empleando la métrica FOD, no se observan diferencias significativas entre los casos.

Palabras claves: WRF-ELEC, Electrificación de nubes de tormenta, Mecanismo no inductivo.

Abstract Using the WRF-ELEC model, the development of a real storm was simulated using two different parameterizations of the non-inductive electrification mechanism. The simulation domain was focused on the city of Córdoba in order to obtain representative results for our region. Then, the development of the electrical activity of a convective cell was analyzed according to each parameterization, and comparisons were made between the different results obtained. In addition, the charge distribution according to each hydrometeor was studied, followed by how the different parameterizations affected the electrical structure of the cell, and hence, the vertical profile of the electric field. In addition, the electrical discharge rates were analyzed according to each parameterization using the FOD metric calculated in the entire simulation domain. Finally, the results obtained were compared with the rate of electrical discharges recorded by the GLM sensor on board the GOES-16 satellite. The results show that the electrical activity of a convective cell depends on the chosen parameterization of the non-inductive mechanism, since differences are observed in the internal electrical structure of the cell in each case. However, if the electrical activity in the entire simulation domain is analyzed using the FOD metric, no significant differences are observed between the cases.

Keywords: WRF-ELEC, Thunderstorm electrification, Non inductive mechanism.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Estructura eléctrica de las nubes de tormentas	2
1.3. Teoría de electrificación de nubes de tormentas	6
1.3.1. Mecanismo Inductivo	7
1.3.2. Mecanismo No Inductivo	9
1.4. Descargas eléctricas	19
1.5. Modelos numéricos de predicción del tiempo	21
1.5.1. Modelo WRF- ELEC	24
1.6. Herramientas de teledecección: Sensor GLM del GOES-16	31
2. Metodología	35
2.1. Configuración del modelo WRF-ELEC	35
2.2. Algoritmo de Tracking	39
3. Resultados	43
3.1. Dinámica y microfísica de una celda convectiva	44
3.2. Actividad eléctrica de una celda convectiva	49
3.3. Comparación con un caso real	64
4. Conclusiones	69

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

En nuestro país, la actividad eléctrica atmosférica es de suma relevancia y la vulnerabilidad frente a dicho fenómeno es particularmente alta en las regiones centro y norte del país. Numerosos estudios han demostrado que la tasa de actividad eléctrica está fuertemente correlacionada con la ocurrencia de eventos severos (Williams et al. , 1999 ; Rauhala and Schultz , 2009; Buechler et al., 2000) . Comprender detalladamente los mecanismos que desencadenan la electrificación de las nubes de tormenta, contribuirán a un mejor entendimiento de la actividad eléctrica, de su evolución temporal y de su correlación con eventos severos.

El modelo WRF-ELEC (Weather Research and Forecasting with the Electrification) simula el desarrollo y evolución de la actividad eléctrica en las nubes de tormenta empleando diversas parametrizaciones del mecanismo de electrificación no-inductivo. Cada parametrización otorga resultados distintos y en ciertos casos, las diferencias pueden ser significativas.

En este trabajo se propone analizar las diferencias entre los resultados debido al uso de distintas parametrizaciones del mecanismo de electrificación no-inductivo y estimar cuál de las parametrizaciones

disponibles en el WRF-ELEC, ajusta mejor los datos de campo de la actividad eléctrica de nuestra región haciendo uso de los datos obtenidos por el sensor GLM (Geostationary Lightning Mapper) a bordo del GOES-16.

1.2. Estructura eléctrica de las nubes de tormentas

Los fenómenos de electricidad atmosférica asociados a las nubes de tormenta son evidencia de la presencia de regiones con cargas eléctricas netas en el interior de las mismas.

Determinar la distribución espacial de la carga eléctrica en el interior de las nubes de tormenta no es tarea sencilla. Durante el transcurso del siglo XX, dos métodos pioneros fueron propuestos de manera independiente, por dos científicos británicos, para estudiar dicha distribución de cargas. Los dos científicos fueron G.C. Simpson y C.T.R. Wilson. Simpson (1909) diseñó un instrumento para medir la componente vertical del campo eléctrico empleando un globo el cual liberaba en la base de la nube de tormenta y ascendía a través del interior de la misma. Por otro lado, Wilson (1916) midió las variaciones en el campo electrostático como consecuencia de las descargas eléctricas y, con estimaciones de la distancia a la descarga basándose en observaciones del retraso del trueno, interpretó estas mediciones para extraer la magnitud y la polaridad de la carga tanto para descargas eléctricas en el interior de la nube como para descargas eléctricas que alcanzaban la superficie.

Ambos métodos arrojaron resultados opuestos sobre las distribuciones de carga en la nube. Simpson observó una distribución dipolar en el interior de la nube de tormenta, donde una región de carga negativa se ubicaba en el extremo superior del dipolo y una región de carga positiva se encontraba debajo (*dipolo invertido*). Mientras que Wilson observó lo opuesto (*dipolo principal*) (Figura 1.1)

Las diferencias entre ambos resultados fueron resueltas por una

1.2. ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LAS NUBES DE TORMENTAS³

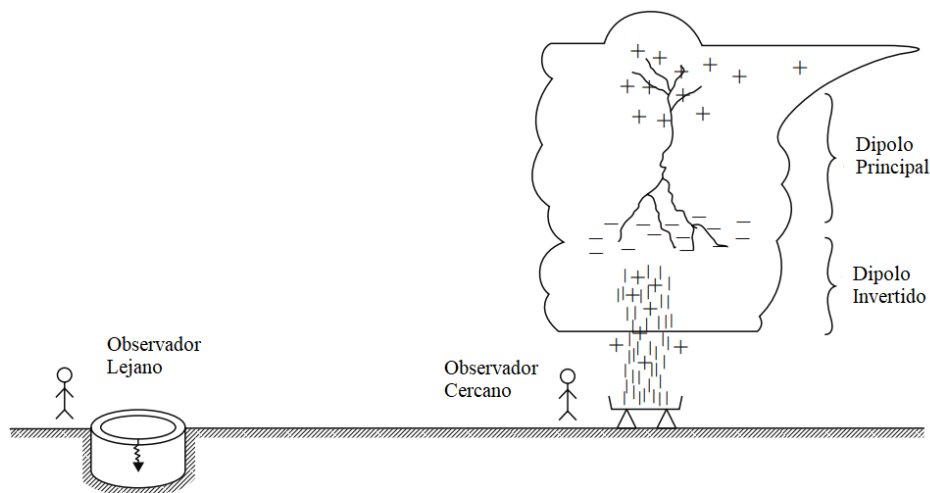


Figura 1.1: Estructura tripolar de una nube de tormenta y los comportamientos predominantes a distintas distancias de la tormenta: para un observador por debajo de la nube predomina la distribución invertida y para un observador distante se destaca el dipolo principal

serie de sondeos del campo eléctrico llevados a cabo por Simpson and Scrase (1937) y Simpson and Robinson (1941). Como resultado, fue identificada una *estructura tripolar electrostática* en el interior de la nube de tormenta. Dicha estructura consiste en una región principal negativa en el centro de la nube con una región positiva por encima de ella y otra región positiva más pequeña por debajo. Para mediciones alejadas de la nube, como las de Wilson, la estructura tripolar mencionada es dominada por el dipolo superior. Para mediciones directamente debajo de la nube, donde Simpson llevó a cabo gran parte de sus observaciones, el dipolo invertido era el predominante. Así, el concepto del tripolo trajo consistencia a los resultados de ambos científicos (Cooray, 2003).

Mediciones más recientes apoyan fuertemente esta estructura. La región central negativa se extiende entre las isoterma de -10°C y -25°C

y su densidad de carga se encuentra entre 1 y 10 C km^{-3} , su desarrollo vertical generalmente no supera los 1000 m y su extensión horizontal es de varios kilómetros. La región positiva principal es más difusa y puede extenderse hasta el tope de la nube. Aunque la magnitud de la carga eléctrica que almacena esta región es similar a la encontrada en la región negativa principal, la densidad de carga es menor debido a su mayor extensión. Por último, la región inferior de carga positiva es de menor extensión y de menor densidad, además se encuentra alrededor de la isoterma de los 0°C , como se observa en la Figura 1.2 (Williams, 1989).

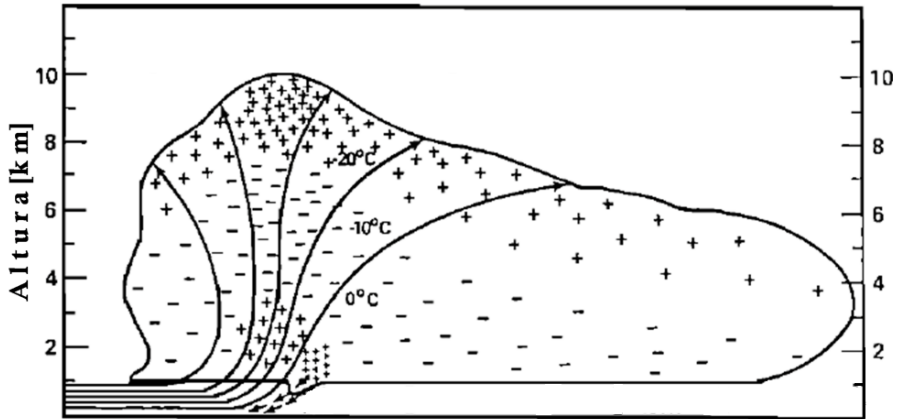


Figura 1.2: Esquema de la estructura tripolar eléctrica. (Williams, 1989)

Esta separación de cargas en la nube de tormenta genera la aparición de un campo eléctrico vertical interno. La Figura 1.3, esquematiza el campo eléctrico vertical correspondiente a la distribución de cargas observada.

1.2. ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LAS NUBES DE TORMENTAS⁵

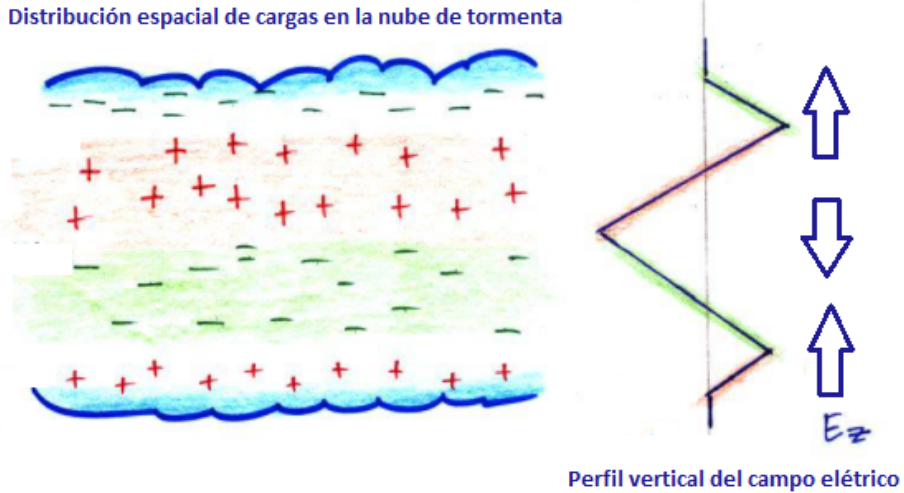


Figura 1.3: Esquema del perfil vertical del campo eléctrico la distribución de cargas mostrada.

La variación de la componente vertical del campo eléctrico (E_z) con respecto a la altura (z) es proporcional a la densidad de carga (ρ), es decir:

$$\frac{dE_z}{dz} = \rho/\epsilon_0 \quad (1.1)$$

Donde ϵ_0 es la constante dieléctrica del vacío. En consecuencia, si la pendiente del campo eléctrico vertical es positiva en una cierta región entonces la densidad de carga en dicha región será positiva, y viceversa. De esta manera, puede inferirse la distribución vertical de cargas eléctricas en el interior de una nube de tormenta a partir de la determinación de la componente vertical del campo eléctrico.

1.3. Teoría de electrificación de nubes de tormentas

Existen distintas teorías, propuestas por diversos investigadores, para explicar el proceso de electrificación de las nubes de tormentas. Las dos teorías de electrificación de nubes de tormentas más relevantes son la **teoría convectiva** y la **teoría precipitativa**. En ambas teorías, los hidrometeoros son los responsables de transportar las cargas adquiridas (Williams, 1989).

La teoría convectiva propone que las partículas de nube atrapan iones atmosféricos por las fuertes corrientes ascendentes, y que estas partículas de nube, ahora cargadas, se separan debido a la diferencia entre sus velocidades de caída. La Figura 1.4 esquematiza las características básicas de esta teoría. Se supone que los iones positivos

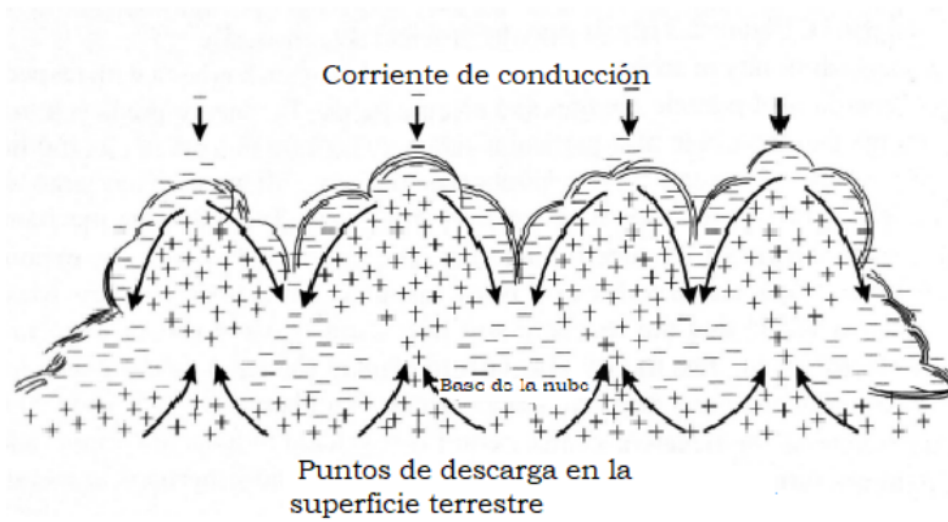


Figura 1.4: Diagrama esquemático donde se ilustra el mecanismo de carga conductiva (Vonnegut, 1955).

1.3. TEORÍA DE ELECTRIFICACIÓN DE NUBES DE TORMENTAS 7

liberados por los puntos de descarga en la superficie son llevados hacia el interior de la nube y hacia lo alto de la nube por las corrientes ascendentes. Allí, estas cargas atraen pequeños iones negativos desde la atmósfera superior hacia el interior de la nube. Estos iones negativos rápidamente se inmovilizan por adhesión a las partículas de nube, las cuales son atrapadas por las corrientes descendentes y transportadas hacia la parte baja de la nube. Esto causa un aumento de los iones positivos en los puntos de descarga en la superficie, produciendo así una retroalimentación positiva del mecanismo. La teoría convectiva tiene limitaciones, de hecho Wormell (1953) señaló que la concentración de iones presentes alrededor de las nubes de tormenta es insuficiente para justificar la tasa observada de regeneración de carga adentro de la nube. Además, Chalmers (1967) cuestionó la validez de la teoría convectiva indicando que las corrientes ascendentes no necesariamente transportan cargas positivas desde la superficie, si no que también llevarán partículas cargadas negativamente. Por lo tanto, la teoría no logra explicar la electrificación de la nube.

En contra parte, la teoría precipitativa supone que las partículas de nube adquieren carga eléctrica debido a la interacción entre ellas. La diferencia de tamaños entre las partículas y, por lo tanto, en sus velocidades de caída, hace que éstas colisionen entre sí lo que resulta en una transferencia de carga. En esta teoría existen dos mecanismos que explican esta transferencia: el **Mecanismo Inductivo** y el **Mecanismo No Inductivo**.

1.3.1. Mecanismo Inductivo

El mecanismo inductivo fue uno de los primeros mecanismos propuestos para explicar los procesos de transferencia de carga en el interior de la nube de tormenta y supone que la transferencia de carga entre las partículas de la nube se debe a la presencia de un campo eléctrico preexistente. Este mecanismo establece que una gota cayendo en el interior de una nube y bajo la influencia campo eléctrico existente, resulta polarizada. Si se supone que el campo eléctrico apunta

hacia abajo, la partícula cayendo se polarizará acumulándose carga positiva en su hemisferio inferior y carga negativa en su hemisferio superior. Luego, debido a las corrientes ascendentes presentes en la nube, partículas de nube de diferentes tamaños y densidades colisionarán con las gotas polarizadas y en estas colisiones se removerá parte de la carga positiva polarizada. Así, las gotas quedarán cargadas negativamente y las otras partículas, positivamente. Estas últimas serán transportadas a la parte superior de la nube, formando la región de carga positiva superior. Mientras, la gota de mayor tamaño cargada ahora negativamente caerá hacia la base de la nube, formando la región de carga negativa principal. Luego, este mecanismo describe un proceso de retroalimentación positiva para el campo eléctrico preexistente.

Sin embargo, este mecanismo presenta considerables limitaciones. Si se considera que las partículas que colisionan son líquidas, es decir gotas de agua, es probable que éstas coalescan (o se combinen) en vez de colisionar y rebotar tal como requiere el mecanismo. Más aún, es todavía más probable que coalescan en presencia de un campo eléctrico externo de acuerdo con Jennings quien afirmó que la probabilidad de coalescencia tiende a 1 en presencia de un campo eléctrico mayor a $25kVm^{-1}$ (Jennings, 1975). Si ahora se considera que las partículas interactuantes son cristales de hielo y gotas de agua, en este caso es más probable que la gota de agua se congele sobre la superficie de la partícula de hielo luego de colisionar. Incluso Aufdermaur and Johnson (1972) confirmaron que solo una gota de cada cien colisionan y rebotan. Si la colisión es entre partículas sólidas, Latham and Mason (1961) demostraron que aplicar campos eléctricos de hasta $100kVm^{-1}$, valores típicos en nubes de tormentas, no mejoraba los resultados de transferencia de carga obtenidos en trabajos previos donde la presencia de un campo eléctrico no era considerada.

El mecanismo también falla cuando se comparan los resultados experimentales de mediciones del campo eléctrico en las nubes utilizando globos atmosféricos. El modelo inductivo predice que el comportamiento del campo luego de descargas eléctricas debe ser exponencial

pero los datos experimentales afirman que la variación es lineal y no proporcional al campo existente (Winn and Byerley III, 1975). Otra falencia con los experimentos se encuentra en las magnitudes de las cargas precipitadas. De acuerdo con el mecanismo inductivo, existe un valor máximo que la carga de cierto tamaño puede alcanzar en presencia de un campo eléctrico y sin embargo, resultados de laboratorios reportaron magnitudes de cargas en las partículas precipitadas que superan dicho valor (Gaskell, 1981 ; Marshall and Winn, 1982) . El mecanismo también falla al intentar explicar la dependencia con la temperatura de la ubicación de la región central de carga negativa. En conclusión, este mecanismo no puede explicar, por si solo, los procesos observados de la electrificación de las nubes aunque sea atractiva por su simpleza.

1.3.2. Mecanismo No Inductivo

Numerosos estudios de laboratorios como Reynolds et al. (1957) Takahashi (1978), Jayaratne et al. (1983), Saunders et al. (1991), Brooks et al. (1997), Avila and Pereyra (2000), Bürgesser et al. (2006), Luque et al. (2016), entre otros, han confirmado que las colisiones entre partículas de hielo de diferentes tamaños y eléctricamente neutras (granizos o *graupels* y cristales de hielo, donde los *graupels* son granizos de menor densidad) pueden producir separaciones de carga apreciables. Este proceso se conoce como **mecanismo no inductivo** y su principal ventaja es que no requiere de la presencia de un campo eléctrico externo para funcionar y en la actualidad es considerado el mecanismo de electrificación principal de las nubes de tormenta (Williams, 1989).

Entre los primeros estudios, se destaca el trabajo de Reynolds et al. (1957) donde se registró la carga que adquiere un granizo creciendo por colección de gotas de agua sobrenfriadas, o acreción, durante colisiones con cristales de hielo. El experimento consistió en utilizar dos esferas metálicas de 4 mm de diámetro recubierta de hielo simulando dos granizos. Las esferas barrían una nube formada por gotas de agua

sobreenfriadas y cristales de hielo a -25°C , siguiendo una trayectoria circular de 6 cm de radio a una velocidad de 10 m/s. Los autores reportaron que los granizos adquirirían carga negativa si el contenido de agua líquida era alto y carga positiva cuando el contenido de agua líquida disminuía. En este último caso, el signo de la carga adquirida por los granizos podía ser revertido si se calentaban las esferas. Una observación importante que reportaron los autores fue que en ausencia de gotas de agua sobreenfriadas, la corriente de cargado era, al menos, un orden de magnitud menor que en presencia de éstas. Muchos años más tarde Luque et al. (2016) confirmarían que si bien hay una significativa disminución de la carga transferida por colisión en ausencia de gotas de nube sobreenfriadas, la carga transferida sería aun lo suficientemente apreciable como para concluir que el mecanismo no-inductivo funciona en las nubes de tormentas incluso en ausencia de gotas de agua.

En 1978, Takahashi (1978) simuló un granizo con un cilindro de 3mm de radio recubierto de hielo el cual era puesto a girar en el interior de una nube de gotas de agua sobreenfriadas y de cristales de hielo creciendo por deposición de vapor. La velocidad de colisión entre los cristales de hielo y el granizo era de 9 m/s. Takahashi encontró que a temperaturas superiores a -10°C , el granizo se cargaba positivamente para todos los valores de contenido de agua líquida, mientras que, a temperaturas más bajas, el signo era positivo a altos y bajos valores de contenido de agua líquida y negativo para valores intermedios de contenido de agua. Sus resultados se muestran en la Figura 1.5 y los mismos muestran no solo el signo de la carga transferida al granizo de acuerdo con la temperatura ambiente y el contenido de agua líquida sino que también indican la magnitud de la carga transferida por colisión.

Años más tarde, Jayaratne et al. (1983) llevaron a cabo un estudio similar al de Takahashi. Los autores simularon un granizo con un cilindro de 5 mm de diámetro y 30 cm de largo y una velocidad de colisión de los cristales de hielo con el granizo de 3,6 m/s. Encontraron que el granizo se cargaba positivamente para altas temperaturas y

1.3. TEORÍA DE ELECTRIFICACIÓN DE NUBES DE TORMENTAS 11

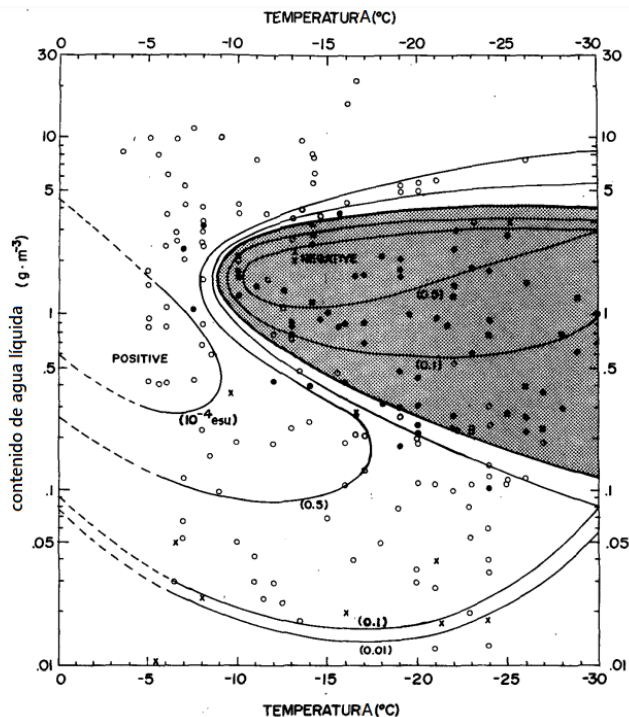


Figura 1.5: Diagrama de signos en función de la temperatura y el contenido de agua líquida de la nube obtenido por Takahashi (1978). Los círculos vacíos representan un cargado positivo, los círculos llenos un cargado negativo y las cruces los casos de carga cero. La carga transferida por colisión se muestra en unidades de 10^4 e.s.u. ($=33.3$ fC).

altos contenido de agua en la nube y de manera negativa para bajas temperaturas y bajos contenido de agua líquida. Para un valor del contenido de agua líquida de 1 gm^{-3} , los investigadores reportaron que para temperaturas de aproximadamente -20°C se invertía el signo de la carga adquirida por el granizo. Los investigadores denominaron a esta temperatura para la cual se invertía el signo como *temperatura*

de inversión.

Los resultados obtenidos por los experimentos anteriores permiten explicar, de manera simplificada, la estructura eléctrica tripolar observada en las nubes de tormenta.

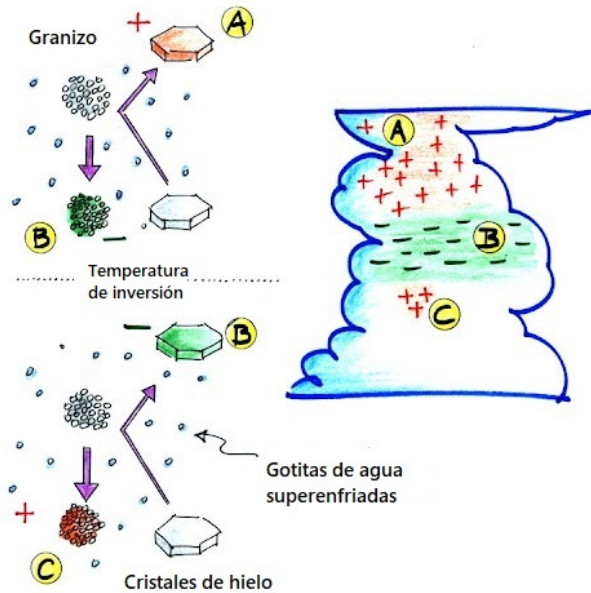


Figura 1.6: Esquema del mecanismo no inductivo. La línea punteada representa la temperatura de inversión. www.atmo.arizona.edu

La Figura 1.6 muestra un esquema de dicha estructura. Si se considera la temperatura de inversión, para temperaturas más bajas que dicho valor, los resultados experimentales indican que el cristal de hielo adquiere carga positiva luego de colisionar con el granizo y por lo tanto, éste adquiere carga negativa. Como los cristales de hielo poseen una masa pequeña comparada con el granizo, tienden a ser arrastrados por las corrientes ascendentes hacia lo alto de la nube en donde

1.3. TEORÍA DE ELECTRIFICACIÓN DE NUBES DE TORMENTAS 13

allí conforman la región superior de carga positiva (A) mientras que los granizos caen, a pesar de las corrientes ascendentes, hacia la zona media de la nube formando la región central negativa (B). Dado que la temperatura de la nube disminuye si aumenta la altura, la región baja de la nube tendrá una temperatura superior a la temperatura de inversión, y por lo tanto, allí el granizo se cargará positivamente y los cristales de hielo adquirirán carga negativa. Nuevamente por las corrientes ascendentes, los cristales serán llevados hacia la zona media de la nube incrementando la densidad de carga de la región B y los granizos caerán hacia la zona baja formando la región positiva más pequeña (C).

Saunders et al. (1991), llevaron a cabo experimentos similares a los trabajos anteriormente mencionados con el fin de estudiar en detalle la influencia del contenido de agua líquida en la magnitud y el signo de la carga adquirida por el granizo. Los resultados se muestran en la Figura 1.7, en función de la temperatura ambiente y el *contenido efectivo de agua líquida* (EW), el cual se refiere a la cantidad de agua en la nube por unidad de volumen que efectivamente colisiona con el granizo y acreciona sobre este. Más precisamente, EW se determina haciendo el producto entre el contenido de agua líquida y la *eficiencia de colección del granizo* (E), donde E es una función del tamaño del granizo, de la velocidad de colisión y de los tamaños de las gotas de agua.

La Figura 1.7 es un nuevo diagrama de signos, donde se observa una región de cargado positivo a temperaturas altas (entre 0 y -15°C) y a altos valores de EW y una región de cargado negativo a bajas temperaturas (menores a -15°C) y a altos contenidos efectivos de agua líquida. Se observan también regiones de cargado para bajos contenidos efectivo de agua líquida, donde los autores reportaron que el granizo adquiría carga negativa a temperaturas altas (entre 0 y -15°C) y a bajos valores de EW (menores a 0.22 g/m^3) y, carga positiva si la temperatura era menor a -20°C y el valor de EW menor a 0.16 g/m^3 .

A partir de sus resultados, los investigadores propusieron que la

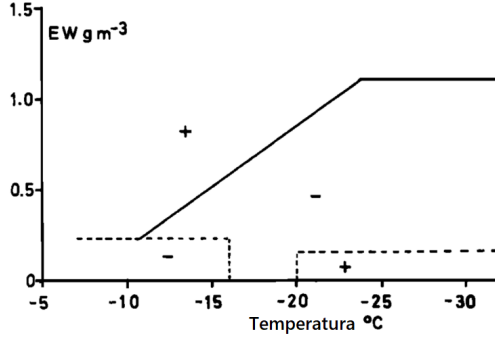


Figura 1.7: Regiones de cargado positivo y negativo del granizo según la temperatura ambiente y el contenido efectivo de agua líquida (Saunders et al., 1991).

carga transferida al granizo por colisión podía determinarse a partir de las siguientes expresiones:

$$Q = BD_{n,I}^a (V_g - V_I)^b q(EW) \quad (1.2)$$

Donde $D_{n,I}$ es el tamaño del cristal, V_g y V_I son las velocidades terminales medias ponderadas con la masa del granizo y el cristal de hielo, respectivamente, B , a y b son constantes que dependen del tamaño del cristal y $q(EW)$ son valores parametrizados a partir de los resultados experimentales. Se observa entonces que el signo que adquiere el granizo solo depende del contenido efectivo de agua líquida y de la temperatura ambiente mientras que, la magnitud de carga transferida por colisión sí involucra otros factores como la velocidad y el tamaño de los cristales.

Otros autores han preferido presentar los resultados del signo y la magnitud de la carga que adquiere un granizo cuando colisiona con cristales de hielo en función de la tasa de acreción o RAR (por sus siglas en inglés, Rime Accretion Rate), reemplazando así la variable EW . La tasa de acreción o RAR se define como el producto entre el

1.3. TEORÍA DE ELECTRIFICACIÓN DE NUBES DE TORMENTAS 15

contenido efectivo de agua líquida (EW) y la velocidad de colisión (V). Entre los trabajos que incluyen esta nueva variable, se encuentra el de Brooks et al. (1997) quienes llevaron a cabo nuevos experimentos y presentaron un conjunto de ecuaciones para describir la transferencia de carga en función del tamaño de los cristales de hielo, la velocidad de colisión, la temperatura ambiente y el RAR (Figura 1.8).

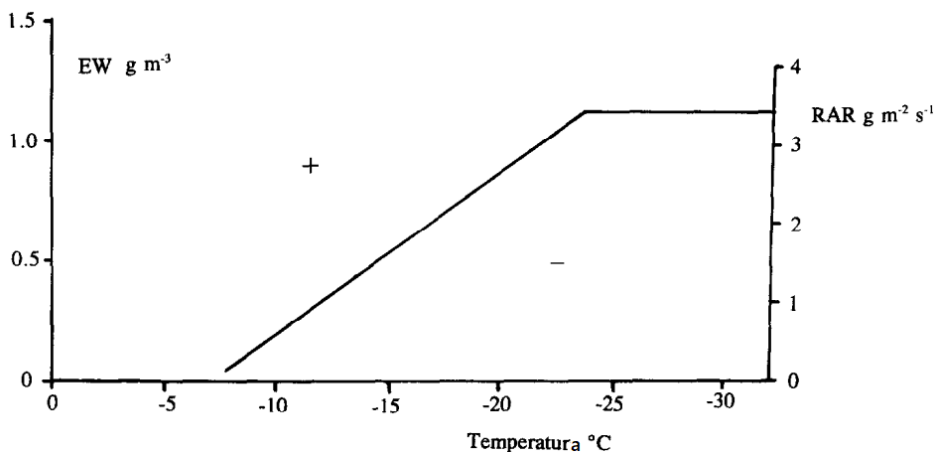


Figura 1.8: Diagrama del signo que adquiere el granizo en función de la tasa de acreción y la temperatura ambiente (Brooks et al., 1997).

En este caso la carga transferida por colisión se obtiene como:

$$Q = BD_{n,I}^a (V_g - V_I)^b q(RAR) \quad (1.3)$$

donde ahora q viene dado en términos del RAR como sigue:

Para cargado positivo, si $T < -7,4$ °C :

$$q_+ = 6,74RAR - 1,36(-T) + 10,5 \quad (1.4)$$

Para cargado negativo si $0,1 < RAR < 3,3gm^{-2} s^{-1}$:

$$q_{+-} = 3,02 - 10,59RAR + 2,95RAR^2 \quad (1.5)$$

Otros trabajos buscaron explorar nuevas variables que podía influenciar el signo y/o la magnitud de la carga adquirida por el granizo. Un ejemplo de esto es el trabajo llevado a cabo por Avila and Pereyra (2000) quienes estudiaron si el espectro del tamaño de gotas de agua sobreenfriada influenciaba la carga transferida por colisión entre cristales de hielo y el granizo. El experimento consistió en simular un granizo con un cilindro metálico ubicado en un túnel de viento vertical sobre el cual hacían acrecer gotas de agua sobreenfriadas y colisionar cristales de hielo con una velocidad de 8.5 m/s en un rango de temperatura ambiente entre -5°C y -30°C y con un contenido de agua líquida de hasta $4 gm^{-3}$. Los autores repitieron la experiencia usando dos espectros de tamaño de gotas de agua sobreenfriadas distintos. El espectro A abarcaba gotas hasta $50 \mu\text{m}$ de diámetro con un diámetro medio de $18 \mu\text{m}$. El espectro B estaba conformado por gotas de hasta $30 \mu\text{m}$ de diámetro con un diámetro medio de $13 \mu\text{m}$. La Figura 1.9 muestra los resultados obtenidos por los investigadores donde se observa una clara dependencia del espectro del tamaño de las gotas en el signo de la carga adquirida por el granizo. Más precisamente, pone en evidencia la existencia de un corrimiento de la temperatura de inversión hacia temperaturas más frías si los tamaños de las gotas son más pequeños (espectro B) y la aparición además de una región de cargado positivo a bajas temperaturas y bajo EW.

Más recientemente, con la intención de evidenciar cuánto influencia la velocidad de colisión al signo de la carga adquirida por el granizo, Bürgesser et al. (2006), realizaron experimentos con contenidos de agua líquida de hasta $2 gm^{-3}$ y con tres velocidades de colisión distintas: 6, 8 y $11 ms^{-1}$. Los autores obtuvieron los resultados que se muestran en la Figura 1.10 donde se observa un claro corrimiento del

1.3. TEORÍA DE ELECTRIFICACIÓN DE NUBES DE TORMENTAS 17

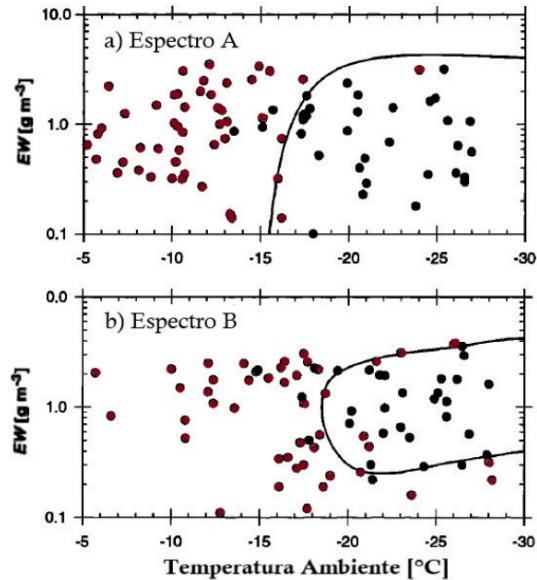


Figura 1.9: Signo del cargado del granizo en función de la temperatura ambiente y el contenido efectivo de agua líquida para los espectros de gotas sobreenfriadas A y B. Los círculos negros representan cargas negativas y los círculos bordó cargas positivas (Avila and Pereyra, 2000).

valor de la temperatura de inversión hacia temperaturas más cálidas a medida que la magnitud de la velocidad de colisión entre las partículas aumenta.

Por otro lado, Luque et al. (2018) estudiaron el cargado del granizo bajo condiciones de crecimiento húmedo, esto es a temperaturas ambientes cercanas a los 0°C , donde la superficie del granizo podría estar deritiéndose. Los resultados muestran que el granizo se carga positivamente bajo condiciones de crecimiento húmedo parcial mientras que si toda la superficie del granizo se encuentra en estado líquido o deritiéndose, no hay transferencia de carga debido a que los cristales que

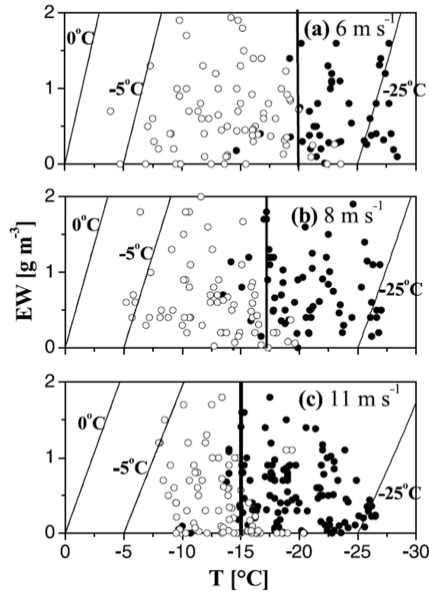


Figura 1.10: Resultados obtenidos por Bürgesser (2006). En la figura, se observa el cargado del granizo en función de la temperatura y el contenido efectivo de agua líquida para las tres velocidades estudiadas. Los círculos blancos representan cargado positivo del granizo y los círculos negros cargado negativo. Las líneas gruesas verticales identifican la temperatura de inversión de cada en cada diagrama de signos y las líneas oblicuas finas representan las isothermas indicadas.

colisionan contra el granizo en estas condiciones quedan adheridos a su superficie. Los autores concluyeron entonces que el mecanismo no-inductivo podía funcionar bajo condiciones de crecimiento húmedo parcial siempre y cuando los cristales de hielo colisionen contra las zonas secas de la superficie del granizo.

Como puede verse, son muchas las variables que controlan el signo y la magnitud de la carga que adquiere el granizo. Actualmente, continúan los estudios sobre el funcionamiento del mecanismo no inductivo explorando distintas condiciones representativas en las nubes de tormenta con el objetivo final de brindar una explicación a la estructura eléctrica presente en las nubes de tormenta la cual es responsable de la existencia de descargas eléctricas.

1.4. Descargas eléctricas

Como se mencionó anteriormente, en términos generales, la distribución de cargas en el interior de una nube de tormenta, puede ser representada por un tripolo eléctrico. Esta separación de cargas genera la aparición de un campo eléctrico en el interior de la nube de tormenta. Si la densidad de carga en las distintas regiones es tal que se alcanza un valor crítico del campo eléctrico, se desencadena lo que se conoce como descarga eléctrica. Esta descarga puede darse en el interior de la misma nube, puede generarse entre dos nubes de tormenta o bien puede ser una descarga a tierra. En la Figura 1.11 se muestra las fases de una descarga eléctrica a tierra.

Las mediciones del campo eléctrico en el interior de la nube de tormenta muestran que una descarga a tierra se inicia por un proceso de ruptura eléctrica en la nube llamada *ruptura preliminar*. Este proceso conduce a la creación de una columna de carga llamada *líder escalonado* (o *stepped leader* en inglés) que viaja desde la nube hacia la superficie.

En su camino hacia la superficie, el *stepped leader* se separará en numerosas ramas. Estos tramos sucesivos en “zig-zag” van preparando el camino hacia la superficie. El *stepped leader* procedente de la nube, se dirige hacia la tierra donde se están acumulando cargas inducidas en las puntas de distintos objetos en superficie tales como árboles o pararrayos. Cuando el *stepped leader* alcanza unos pocos de cientos de metros o menos de altura, el campo eléctrico en las puntas de las

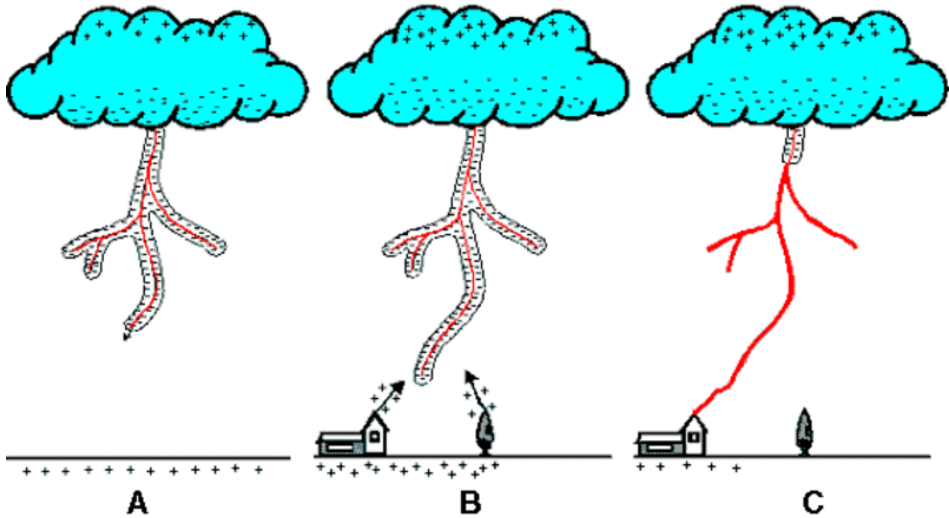


Figura 1.11: Diagrama de una descarga eléctrica.

estructuras en la superficie aumenta a tal nivel que descargas eléctricas se inician desde ellas. Estas descargas viajan hacia el encuentro del *stepped leader* que continúa su descenso estableciendo así un canal conductor entre la nube y la superficie a través del cual se producirá el *return stroke* o descarga de retorno. El *return stroke* es la súbita descarga de la carga acumulada por el *stepped leader* descendente. Es esta descarga lo que se denomina relámpago. Cuando una descarga a tierra transporta cargas positivas hacia la superficie, se denomina descarga a tierra positiva y si transporta cargas negativas se denomina descarga a tierra negativa.

Una típica descarga a tierra negativa se compone de 3 o 4 *return stroke* cada uno de las cuales dura aproximadamente 60 millonésimas de segundo separados temporalmente entre sí entre 40 y 50 milisegundos. Finalmente, cuando la nube no posee más cargas negativas para continuar transportando a tierra, cesan los *return stroke* y desaparece el canal conductor. El proceso de descarga en su totalidad suele tener

una duración de entre 100 y 200 milisegundos.

El estudio in situ de los procesos relacionados con la actividad eléctrica en las nubes de tormentas bajo situaciones controladas resulta sumamente complejo y hasta peligroso. Es allí donde surgen los modelos numéricos de los procesos atmosféricos, y en particular de la actividad eléctrica, como herramienta para estudiar dichos fenómenos. A partir de los estudios de laboratorios y de las observaciones de la actividad eléctrica, algunos mencionados a lo largo de éste capítulo, distintos investigadores han desarrollado modelos numéricos que permiten el estudio de la atmósfera y su comportamiento.

1.5. Modelos numéricos de predicción del tiempo

El desarrollo de los modelos numéricos tiene una trayectoria que se remonta hacia fines del siglo XIX cuando científicos de la época, concluyeron que la atmósfera podía ser modelada matemáticamente ya que la misma es básicamente una aplicación de las leyes de la termodinámica y la hidrodinámica. Un *modelo de predicción del tiempo*, o NWP por sus siglas en inglés, es un modelo numérico para predecir el tiempo mediante la resolución de las ecuaciones matemáticas que describen la atmósfera con condiciones iniciales. Una representación matemática simple para configurar las ecuaciones para los NWP es la siguiente:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = F(A) , \quad A(0) = A_0 \quad (1.6)$$

Donde A representa alguna variable meteorológica que varía con el tiempo debido a la acción de F, la cual se conoce como el forzado.

Entonces, la solución viene dada por:

$$A_{pronostico} = A_{inicial} + \int F(A)dt \quad (1.7)$$

Luego, las ecuaciones básicas que gobiernan el comportamiento atmosférico son las siguientes:

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = -2\Omega \times \vec{U} - \frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{F} + \vec{g}^* - \Omega \times (\Omega \times \vec{r}) \quad (1.8)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (1.9)$$

$$C_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d(\frac{1}{\rho})}{dt} = Q' \quad (1.10)$$

$$p = R\rho T \quad (1.11)$$

$$\frac{d\rho}{dt} = E - C \quad (1.12)$$

La ecuación (1.8) es la ecuación de Navier-Stokes, la cual describe el movimiento en la atmósfera teniendo en cuenta los gradientes de presión, la gravedad, la fricción y las fuerzas de cambios de dirección aparentes debido a la rotación. Las variables dependientes son las velocidades relativas al movimiento de la tierra \vec{U} , la presión p y la densidad ρ mientras que las variables independientes son la posición \vec{r} y el tiempo. La fuerza \vec{F} es la fuerza de fricción y Ω es la velocidad angular del eje de referencia solidario a la tierra. La ecuación (1.9) es la ecuación de continuidad para la conservación de la masa. La ecuación (1.10) es la conservación de la energía para este sistema donde C_v es el calor específico a volumen constante y Q' es la tasa de calor intercambiado. En la ecuación (1.11) se considera la atmósfera como un gas ideal y por último, la ecuación (1.12) es la ecuación de conservación de la razón de mezcla del vapor de agua, donde E y C son las fuentes de evaporación y condensación, respectivamente (Lighezzolo, 2014).

Estas ecuaciones son no lineales y por lo tanto su resolución analítica exacta es altamente compleja. Allí es cuando los modelos numéricos

1.5. MODELOS NUMÉRICOS DE PREDICCIÓN DEL TIEMPO 23

se vuelven sumamente importantes para entender los procesos involucrados en la atmósfera terrestre ya que permiten realizar aproximaciones que facilitan la resolución de las ecuaciones mencionadas. En este trabajo, se emplea el modelo numérico WRF (*Weather Research and Forecasting*) que es un NWP diseñado para utilizarse tanto en investigación como para la realización de pronósticos operacionales. Es un modelo tridimensional de mesoescala (es decir fenómenos con duración de horas a días incluso semanas y extensiones horizontales que generalmente oscilan de cerca de 9 km a varios centenares de km) que considera a la atmósfera como un fluido compresible no viscoso. Las variables meteorológicas de entrada que requiere WRF son las componentes de velocidad del viento, la temperatura, la humedad relativa y la altura geopotencial en los niveles de presión 1000, 850, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 mb. También necesita información sobre la topografía, la humedad, la temperatura y el uso del suelo. Puede incluir opcionalmente la temperatura superficial del mar, el espesor de la nieve, las categorías de uso del suelo, entre muchas otras variables, pero esto depende de la disponibilidad de los datos y del propósito de la simulación.

Las condiciones iniciales y de frontera son tomadas del *Global Data Assimilation System (GDAS)*, que es el sistema operacional que se utiliza para inicializar los pronósticos numéricos globales que realiza el NCEP (National Centers for Environmental Prediction), con una resolución espacial horizontal de 1° , en 24 niveles de resolución vertical y una separación temporal de 6 horas por archivo de entrada. Los datos de suelo pueden dividirse en 2, los datos estáticos (que se asumen independientes del tiempo, topografía, usos de suelo, tipos de suelo) y los datos variables que dependen del estado del suelo en un tiempo en particular (temperatura y humedad de suelo). Para los datos estáticos se emplea la clasificación basada en las imágenes MODIS para el tipo de suelo. La topografía se obtiene de un relevamiento realizado a partir de datos obtenidos en misiones espaciales de la NASA y el tipo de suelo se determina a partir de clasificaciones realizadas por el USGS (US Geological Survey). Los datos variables de temperatura y humedad

de suelo se toman del GDAS.

Las principales variables de salida son las componentes del viento, la velocidad vertical, la perturbación de la temperatura geopotencial, la perturbación en el geopotencial y la perturbación en la presión del aire seco en superficie. Sin embargo más de 90 variables pueden obtenerse.

WRF usa las ecuaciones de Euler que se obtienen al despreciar los términos disipativos en las ecuaciones de Navier-Stokes. Puede emplearse con la aproximación hidrostática o la no hidrostática. Las ecuaciones son planteadas en coordenadas verticales de presión las cuales tienen la ventaja de seguir la forma del terreno. El método numérico que utiliza WRF para resolver el conjunto de ecuaciones es el de Runge-Kutta de segundo y tercer orden. El tipo de grilla que usa se denomina Arakawa-C y usa pasos de tiempos cortos, de modo que pueden resolverse las ondas de gravedad y acústicas.

Los esquemas de parametrización que contiene el WRF son los de radiación de onda corta y larga, de formación de cúmulos, de difusión, de advección, de capa límite planetaria y de los procesos de formación de hielo y nieve (Cristina et al., 2017).

1.5.1. Modelo WRF- ELEC

A su vez, Fierro et al. (2013) desarrollaron el WRF-ELEC, una extensión del modelo WRF que simula los mecanismos de electrificación inductivo y no inductivo de las nubes de tormenta y representa los procesos de carga y descarga eléctrica de las mismas. El modelo WRF-ELEC simula colisiones tipo “bulk” entre cristales de hielos y graupels o granizos basado en sus distribuciones de tamaños, velocidades de caída y la eficiencia de colisión provisto por el módulo de la microfísica.

Como variables de salida del WRF-ELEC se obtienen las densidades de carga de cada hidrometeoro para todos los puntos del dominio y para cada paso de tiempo así como también la densidad de carga total. También es posible adquirir la tasa de transferencia de carga de acuerdo con los mecanismos inductivo y no inductivo así como la

1.5. MODELOS NUMÉRICOS DE PREDICCIÓN DEL TIEMPO 25

magnitud del potencial y campo eléctrico. Las coordenada horizontales y vertical del campo eléctrico también pueden obtenerse así como el número de descargas por columna de grilla.

El WRF-ELEC incluye diferentes parametrizaciones del mecanismo no-inductivo de electrificación y la posibilidad de elegir entre ellos. Las parametrizaciones del mecanismo no inductivo se basan en algunos trabajos experimentales mencionados anteriormente: Takahashi (1978), Saunders et al. (1991), Brooks et al. (1997), Saunders and Peck (1998), entre otros.

Parametrización S91

Esta parametrización está basada en el trabajo de Saunders et al. (1991). Como se mencionó antes, una diferencia con el trabajo de Takahashi (1978) y por lo tanto con la parametrización TAK, es que los resultados son presentados en función del contenido efectivo de agua líquida (EW), donde EW es el producto entre el contenido de agua líquida en la nube y la eficiencia de colección del granizo. Dicha eficiencia se puede obtener con el ajuste de datos experimentales de Mason (1971) con valores entre 0.6 y 1.0. Esta parametrización incluye las regiones para bajos valores de EW (Figura 1.12), denominadas NLEZ y PLEZ (por sus siglas en inglés de *Negative and Positive low-EW zones*), respectivamente.

Parametrizaciones basadas en RAR

Estas parametrizaciones están basadas en los trabajos de Brooks et al. (1997), Saunders et al. (1999) y Saunders and Peck (1998). Como ya se dijo, los resultados de Brooks et al. (1997) están en términos de la tasa de acreción o RAR. Además, los autores construyeron una curva para valores de RAR críticos (RAR_{crit}) a partir de los cuales el signo cambiaba para una dada temperatura (negativo para bajos valores de RAR y positivo para altos valores de RAR). Luego Saunders and Peck (1998) extendieron sus experimentos determinando así

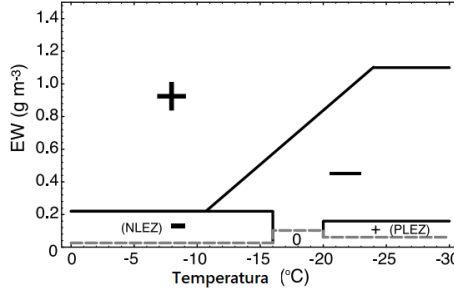


Figura 1.12: Diagrama de signos para la parametrización S91 en función de EW y la temperatura donde se explicitan las zonas NLEZ y PLEZ (No ocurre separación de cargas para condiciones por debajo de la línea punteada) (Mansell et al., 2005).

la curva de RAR_{crit} para un rango mayor de temperaturas. Las dos parametrizaciones basadas en estos resultados solo difieren en el uso de la curva RAR_{crit} . La primera parametrización se denomina RR por sus siglas en inglés para *Riming Rate* y la segunda SP98. Ambas parametrizaciones utilizan la ecuación (1.2) propuesta por Brooks et al. (1997).

La **parametrización SP98** es una adaptación del trabajo realizado por Saunders and Peck (1998). La curva de valores críticos de RAR ($SP98_{crit}$) que describe las zonas de cargado positivo y negativo en función del RAR y la temperatura (Figura 1.13) es la siguiente:

$$SP98_{crit} = \begin{cases} s(T), & \text{si } -23,7C < T \\ k(T), & \text{si } -23,7C > T > -40,0^{\circ}C \\ 0, & \text{si } T \leq -40,0^{\circ}C \end{cases} \quad (1.15)$$

Donde $s(T)$ es un ajuste polinomial de orden seis dado por Saunders and Peck (1998):

$$s(T) = 1,0 + 7,9262 \times 10^{-2}T +$$

1.5. MODELOS NUMÉRICOS DE PREDICCIÓN DEL TIEMPO 27

$$4.4847 \times 10^{-2} T^2 + 7.4754 \times 10^{-3} T^3 + 5.4686 \times 10^{-4} T^4 \quad (1.16)$$

$$+ 1.6737 \times 10^{-5} T^5 + 1.7613 \times 10^{-7} T^6$$

La función $k(T)$ se utiliza para mantener la curva crítica positiva entre $-40^\circ\text{C} < T < -23^\circ\text{C}$ y viene dada por:

$$k(T) = 3,4 \left[1,0 - \left(\frac{|T + 23,7|}{-23,7 + 40} \right)^3 \right] \quad (1.17)$$

La cual representa un decaimiento cúbico desde $k(-23,7) = s(-23,7)$ hasta $k(-40) = 0$.

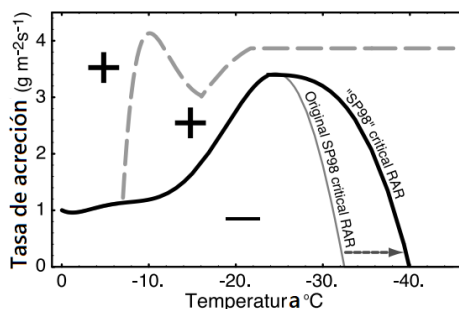


Figura 1.13: Curva de la tasa de acreción crítica RAR_{crit} (línea sólida negra) utilizada en SP98. El granizo se carga positivamente para condiciones por encima de la curva y negativo debajo de la misma. La curva RR (línea punteada gris) se muestra para comparación.

La **parametrización RR** sigue aproximadamente la adaptación de Brooks et al. (1997) para Saunders et al. (1991) presentando los resultados en función del RAR en lugar de EW y desestimando las zonas NLEZ y PLEZ.

La curva crítica de RAR se muestra en la Figura 1.14 y la correspondiente función es:

$$RR_{crit} = \begin{cases} s(T), & \text{si } -7,0C < T \\ g(T), & \text{si } -7,0C > T > -16,0C \\ h(T), & \text{si } -16,0C > T > -21,7C \\ h(-21,7), & \text{si } T < -40,0C \end{cases} \quad (1.18)$$

Donde $s(T)$ es la misma que en SP98 y

$$g(T) = s(T) + \frac{8}{3}|T + 7| \exp \frac{(T + 7)}{3} \quad (1.19)$$

$$h(T) = 4,0 \left[1,0 - \left(\frac{T + 25}{18} \right)^2 \right] \quad (1.20)$$

Son ajustes a los resultados presentados en Saunders et al. (1999) para gotas pequeñas. Para temperaturas por debajo del rango de los datos de laboratorios (es decir, por debajo de los -30°C) se usan los valores asociados a $T = -30^\circ\text{C}$, como sugiere Brooks et al. (1997).

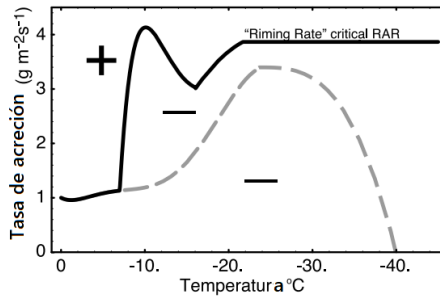


Figura 1.14: Curva de la tasa de acreción crítica RR_{crit} (línea sólida negra) utilizada en RR. El granizo se carga positivamente para condiciones por encima de la curva y negativo debajo de la misma. La curva SP98 (línea punteada gris) se muestra para comparación.

1.5. MODELOS NUMÉRICOS DE PREDICCIÓN DEL TIEMPO 29

Cabe destacar que la elección de la parametrización del mecanismo no inductivo es de suma importancia, pues dependerá de la parametrización elegida la estructura eléctrica que desarrolle la nube de tormenta simulada y por ende, la actividad eléctrica que el modelo reporte.

Por otro lado, la parametrización del mecanismo inductivo solo considera interacciones entre *graupels* o granizos y gotas de nubes y bajo la influencia de un campo eléctrico externo. Además, asume que si colisionan partículas líquidas, éstas coalescen y por lo tanto no hay transferencia de cargas. Aufdermaur and Johnson (1972) encontraron una tasa de rebote de 1 a 10 por 1000 colisiones entre las gotas y los granizos. El modelado del mecanismo inductivo también descarta la colisión entre partículas sólidas ya que se asume que el tiempo de interacción no es suficiente para que haya separación de cargas debido a la baja conductividad eléctrica del hielo. Generalmente, se acepta que la carga inductiva sola es insuficiente para electrificar fuertemente una nube de tormenta porque el mecanismo es demasiado débil en la magnitud del campo eléctrico generado (Mansell et al., 2005)

Como resultado del funcionamiento de estos mecanismos de electrificación, la separación de carga que se observa en las nubes de tormenta es simulada. Luego, el modelo WRF-ELEC también consta de una parametrización de los procesos de descargas eléctricas.

Parametrización de las descargas eléctricas

La Figura 1.15 esquematiza como el WRF-ELEC modela los procesos de descarga. Primero, el esquema identifica los puntos de la grilla en donde el campo eléctrico supera un valor umbral del campo preestablecido, E_{crit} ; estos puntos son denominados *puntos de iniciación*. Luego, la *descarga* se centra en los puntos de iniciación e involucra a todos los puntos dentro de un cilindro de radio fijo R que se extiende verticalmente en todo el dominio simulado, (Fierro et al., 2013). To-

dos los puntos de grilla dentro del cilindro en donde la magnitud de la densidad de carga supere un cierto umbral (0.1 nC/m^3) estarán involucrados en descargas dentro del cilindro durante un paso de tiempo. Posterior a cada descarga, la densidad de carga se vera reducida en un 30 % (Rawlins, 1982; Ziegler and MacGorman, 1994) y tanto las densidades de carga como el valor del campo eléctrico será recalculado. Los procesos de descarga continuarán hasta que el valor del campo eléctrico en cada punto de la grilla caiga por debajo del valor umbral E_{crit} . Fierro et al. (2013) definieron una métrica para la actividad eléctrica la cual denominaron *flash origin density* (FOD). La misma se calcula para un periodo de tiempo T ($T = t_2 - t_1$, donde t_1 y t_2 indican dos pasos de tiempo) y su expresión es la siguiente:

$$FOD(T) = G/C \int_{t_1}^{t_2} B(t) dt \quad (1.21)$$

Donde G es el área de la grilla y C es el área transversal del cilindro de radio R . La integral representa la suma de las descargas $B(t)$ que se extienden en el interior de cada columna de grilla para todos los pasos de tiempo dentro del intervalo T .

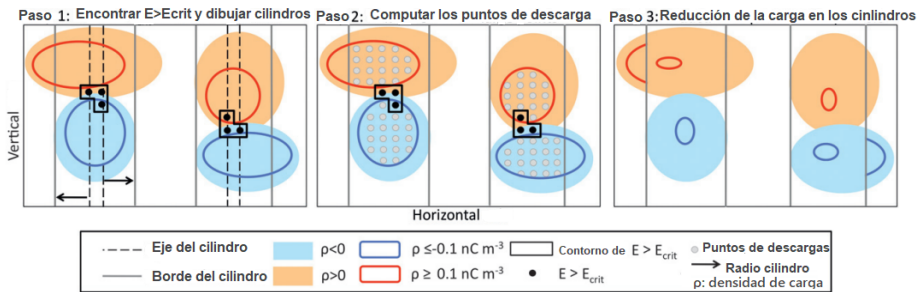


Figura 1.15: Esquema ilustrativo donde se muestran los pasos fundamentales el funcionamiento del modelo de descarga (Fierro et al., 2013)

1.6. HERRAMIENTAS DE TELEDECCIÓN: SENSOR GLM DEL GOES-1631

Si bien los modelos numéricos arrojan resultados acerca de la actividad eléctrica; es necesario comparar, examinar y cotejar dichos resultados con observaciones de la realidad. Entre las principales herramientas de teledección, se destacan el sensor GLM (por sus siglas en inglés, *Geostationary Lightning Mapper*) que se encuentra a bordo del satélite geoestacionario GOES-16 y cuya principal función es detectar los flashes luminosos que generan las descargas eléctricas y que se observan en los topes de las nubes de tormenta.

1.6. Herramientas de teledección: Sensor GLM del GOES-16

El GOES-16 es un satélite geoestacionario que observa el norte y el sur de América y también el Océano Atlántico. Dicho satélite está formado por seis elementos como se muestra en la Figura 1.16: Advanced Baseline Imager (ABI), el cual suministra imágenes en el rango visible hasta el infrarrojo, el Geostationary Lightning Mapper (GLM) observa descargas eléctricas en la atmósfera, el Extreme Ultraviolet and X-ray Irradiance Sensors (EXIS) que monitorea la irradiación solar en la alta atmósfera, Space Environment In-Situ Suite (SEISS) que evalúa radiación peligrosa para los astronautas, el Solar Ultraviolet Imager (SUVI) que hace observaciones en regiones del sol y un Magnetómetro (Andrés Lighezzolo, 2021) .

El sensor GLM mide —continuamente y en tiempo real— toda la actividad eléctrica que ocurre en la mayor parte del hemisferio occidental. Dichas observaciones se obtienen las 24 horas del día con una resolución casi uniforme a escala de tormenta.

Las capacidades y productos de datos del GLM incluyen:

- Cobertura continua las 24 horas del día desde una órbita geoestacionaria.
- Aunque el GLM mide la actividad eléctrica total (las descargas



Figura 1.16: Satélite GOES-16 y sus instrumentos.

en el interior de la nube, nube a nube y nube a tierra), no permite distinguir un tipo de descarga de otro.

- Tasas de muestreo y de frecuencia de adquisición de imágenes de 2 milisegundos.
- Resolución espacial de 8 km en el nadir (el punto directamente debajo del satélite), sobre el ecuador, y de 14 km en el borde del campo visual (cerca de los bordes del dominio cubierto).

El proceso de detección del GLM

El GLM muestrea una escena muy amplia cada dos milisegundos y clasifica cada pulso óptico que detecta en el interior de una celda

1.6. HERRAMIENTAS DE TELEDECCIÓN: SENSOR GLM DEL GOES-1633

(o píxel) de 8 km como un evento individual. Sin embargo, a menudo los pulsos se extienden en sentido horizontal y las descargas suelen comprender varios *return stroke*, como ya se mencionó. Esto ha obligado a los investigadores a definir un conjunto de criterios espaciales y temporales que permita agrupar los eventos relacionados y asignarlos a una única descarga. Los pasos para la detección de una descarga se muestra en la Figura 1.17.

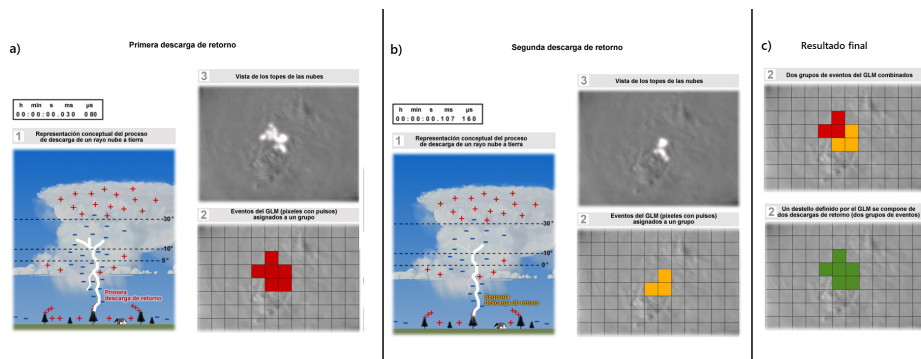


Figura 1.17: Representación del proceso de detección del GLM. El panel a) muestra el primer *return stroke*, el panel b) el segundo *return stroke* y el panel c) ilustra la combinación de la primera y segunda descarga de retorno conformando un flash.

Los eventos que ocurren simultáneamente y en píxeles adyacentes se asignan a un solo grupo. Los píxeles asociados con el primer *return stroke* se muestran en rojo en el panel a). Cuando ocurre un segundo *return stroke*, los píxeles conforman un segundo grupo, mostrados en naranja en el panel b). Luego, si los distintos grupos detectados ocurren dentro de un lapso de 330 milisegundos y a menos de 16.5 km de distancia uno del otro, pasan a ser considerados parte de una única descarga o *flash*. Este es el caso de los grupos de los paneles a) y b). Dado que ambos grupos tienen una separación temporal de no más de 80 milisegundos y ocurren en el mismo lugar, ambos grupos se unen

para conformar la descarga representada en verde en el panel c).

Como producto final, se obtiene la distribución espacial y temporal de descargas en la zona de interés tal como se observa en la Figura 1.18.

La Figura 1.18 muestra los flashes (representados por puntos) detectados por el sensor GLM durante una tormenta severa registrada el día 11 de diciembre del 2018. Se observa la evolución temporal de la actividad eléctrica representada por la variación de los colores (Borque et al., 2020).

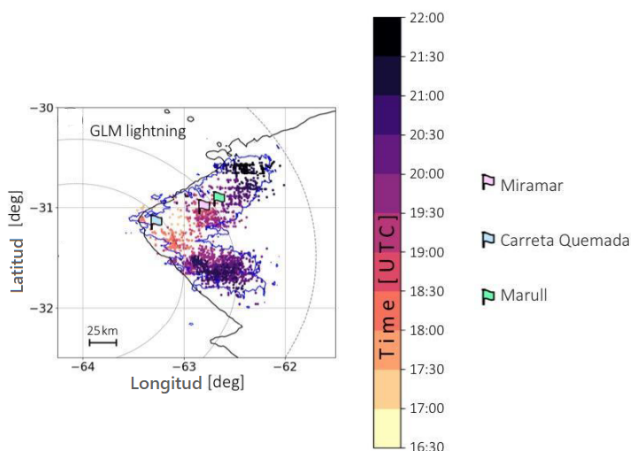


Figura 1.18: Observaciones del GLM reportadas por Borque et al. (2020).

El principal objetivo de este trabajo es estudiar las diferencias en la actividad eléctrica de las nubes de tormenta que reporta el modelo WRF-ELEC si se emplean dos parametrizaciones distintas del mecanismo de electrificación no inductivo. Además, se desea comparar los resultados obtenidos con los datos del sensor GLM del GOES-16.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Configuración del modelo WRF-ELEC

La configuración y ejecución del modelo WRF-ELEC para un caso real constan de una serie de pasos a seguir de forma secuencial y ordenada. Inicialmente se requiere llevar a cabo un pre-procesamiento de los datos empleando un conjunto de programas denominado WPS (WRF Pre-Processing System). El WPS es un conjunto de programas cuyo objetivo es generar las condiciones iniciales para el modelo WRF-ELEC, el encargado de modelar la dinámica atmosférica y la actividad eléctrica (Figura 2.1).

En la instancia de preprocesamiento WPS se procede a:

- Definir de los dominios de simulación.
- Interpolan datos terrestres con el dominio de simulación. Los datos son del terreno, uso del suelo y tipos de suelo.
- Decodificar e interpolan datos meteorológicos desde otro modelo con el dominio de simulación.
- Definir anidados.

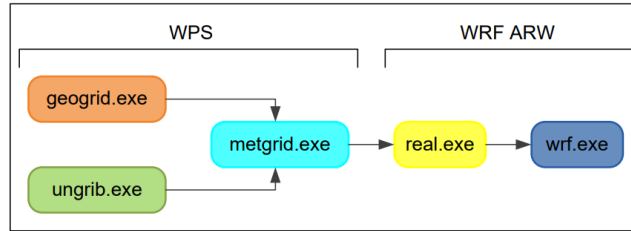


Figura 2.1: Componentes para la ejecución del modelo meteorológico WRF.

Para llevar a cabo estas tareas, se ejecutan tres programas, el GEOGRID, el UNGRIB y el METGRID.

- **GEOGRID:** Este programa calcula la posición de los puntos de grilla de acuerdo a las especificaciones de resolución del dominio, número de puntos que contendrá, posición del centro, etc, provistas por el usuario. Una vez posicionados los puntos de grilla, interpola los datos de topografía, uso de suelo, tipo de suelo, albedo, cobertura vegetal, máscara tierra-agua y demás datos que luego serán utilizados por el modelo.
- **UNGRIB:** Este programa permite decodificar datos meteorológicos que vienen en formato GRIB y escribirlos en un formato compatible con el programa METGRID para que puedan ser interpolados a la grilla del modelo WRF-ELEC.
- **METGRID:** Este programa interpola horizontalmente los datos de atmósfera extraídos por el programa UNGRIB a la retícula definida por el programa GEOGRID.

Una vez realizado el preprocesamiento, se procede a ejecutar el modelo WRF-ELEC. El WRF-ELEC es el módulo principal del modelo y está encargado de realizar la simulación de la información meteorológica. Los dos archivos a ejecutar son el *real.exe* y el *wrf.exe*. Antes

de ello, se deben definir en el archivo *namelist.input* las parametrizaciones elegidas para representar los distintos procesos atmosféricos, incluyendo la elección de la parametrización del mecanismo de electrificación no-inductivo. En términos generales, el archivo consta de los siguientes campos (Lighezzolo, 2014):

- **time control**: Opciones de control sobre las operaciones temporales.
- **domains**: Opciones de control relacionadas al dominio o dominios analizados, tales como definición, dimensión, número de anidados.
- **physics**: Opciones de parametrizaciones y representaciones.
- **fdda**: Opciones para la asimilación de datos.
- **dynamics**: Opciones de difusión, advección y amortiguación .
- **bdy control**: Opciones de control sobre las condiciones de contorno.
- **grib2**: Opciones de control de salida de GRIB2.

En el Cuadro 2.1 se muestran las configuraciones y parametrizaciones utilizadas en el presente trabajo y en la Figura 2.2 se muestra el dominio simulado.

Una vez realizada la simulación, se obtienen los archivos de salida que contienen información acerca de diversas variables atmosféricas y eléctricas de interés. Con la intención de analizar las diferencias en la actividad eléctrica de las nubes de tormenta si distintas parametrizaciones del mecanismo no inductivo son seleccionadas, surge la necesidad de identificar y etiquetar cada celda convectiva presente en el dominio de simulación. Para ello, se desarrolló un algoritmo de tracking.

Parámetro	Propiedades
Caso	Real
Fecha de inicio	00:00 hs 11 de diciembre del 2018
Fecha final	00:00 hs 12 de diciembre del 2018
Archivos de salida	Cada 2 minutos
Cuadrícula horizontal	600 km × 600 km
Resolución horizontal	2km
Número de niveles verticales	41
Esquema de capa límite	Esquema YSU (Hong et al., 2006)
Esquema de radiación de onda larga	RRTM (Mlawer et al., 1997)
Esquema microfísico	Esquema NSSL two moment 4-ice
Esquema de capa superficial	NOAH (Mukul Tewari et al., 2004)

Cuadro 2.1: Configuraciones y parametrizaciones elegidas en este trabajo.

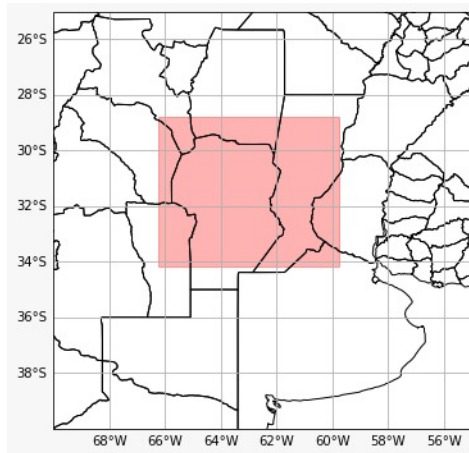


Figura 2.2: Dominio de simulación.

2.2. Algoritmo de Tracking

Con el fin de estudiar detalladamente las propiedades de las celdas convectivas durante la simulación, fue desarrollado un **algoritmo de tracking** capaz de detectar y etiquetar cada celda del dominio.

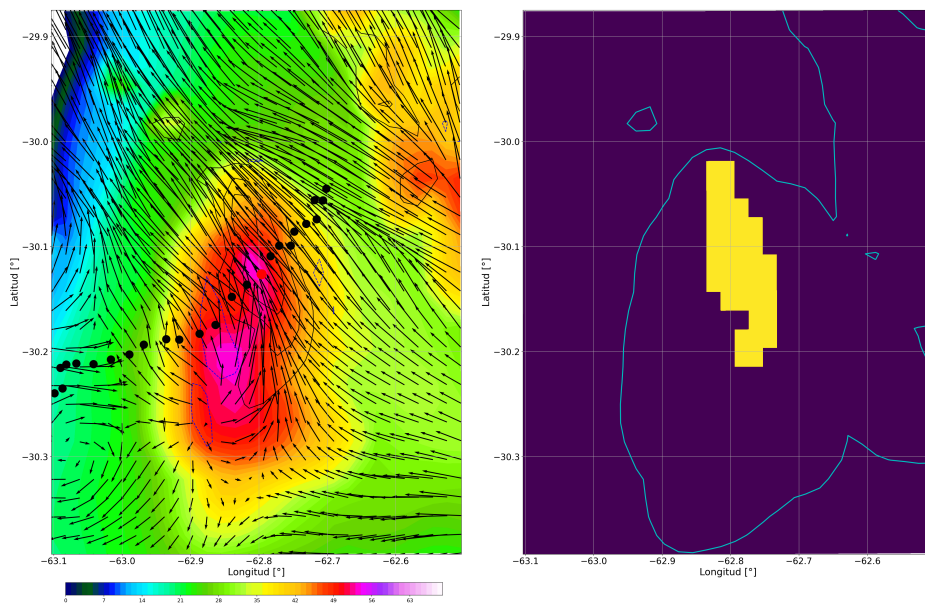


Figura 2.3: Funcionamiento del algoritmo de tracking. Esta figura muestra uno de los objetos encontrados por el algoritmo transcurridos 72 minutos desde su detección. El panel izquierdo muestra el campo de reflectividad, el campo de viento horizontal, la trayectoria que sigue el objeto (puntos negros) y su ubicación actual (punto rojo). El panel derecho muestra como el algoritmo de tracking identifica al objeto. La región amarilla es el conjunto de puntos contiguos que exceden el valor umbral de la velocidad ascendente establecida en el algoritmo. Los contornos celestes indican reflectividad mayor a 35 dBz.

Más precisamente, el algoritmo identifica aquellas regiones del dominio donde la componente vertical de la velocidad supera cierto umbral, en este caso, 17.5 m/s, durante un tiempo superior a un mínimo establecido, 40 minutos en este trabajo. Luego, se aplica una *máscara* 2-D la cual asigna el valor 1 a los puntos de la grilla horizontal que superan la velocidad umbral y 0 a los puntos restantes. De esta manera, se obtiene un arreglo de ceros y unos. Luego, empleando una rutina de segmentación provista por el modulo *skimage.measure* (Van der Walt et al., 2014), los puntos contiguos (en espacio y tiempo) con valor 1 se agrupan dentro de un mismo objeto y son etiquetados. Cada objeto equivale a una celda convectiva. Así, las propiedades microfísicas y eléctricas de cada celda son determinadas a partir de los valores en cada punto que la componen. En la Figura 2.3 se esquematiza el funcionamiento del algoritmo de tracking para un dado instante de tiempo. En el presente estudio, el algoritmo de tracking, para los um-

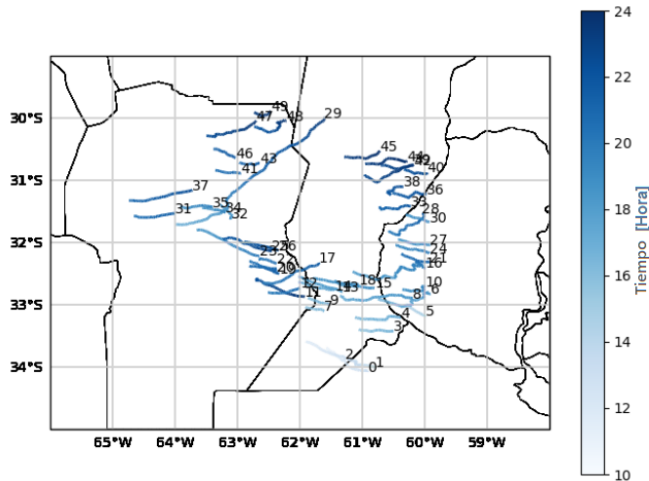


Figura 2.4: Trayectorias de los centroides de los objetos encontrados por el algoritmo de tracking.

brales de velocidad y tiempo indicados, encontró 50 objetos (o celdas convectivas). La Figura 2.4 muestra las trayectorias del centroide de cada uno de los objetos identificados.

El algoritmo presenta una serie de limitaciones, la principal es que es incapaz de determinar la ocurrencia del fenómeno conocido como *storm-splitting*. Este fenómeno se da cuando una nube de tormenta se separa en dos y cada parte sigue una trayectoria independiente (Wilhelmson and Klemp, 1978). Ante tal evento, el algoritmo de tracking no distingue las dos nuevas nubes de tormenta y continua asociando estos eventos ahora independientes a un único objeto. Por ende, el objeto en dichas condiciones no es una buena representación de una celda convectiva individual y, por lo tanto, los valores de las variables microfísicas y eléctricas de este objeto no podrán ser asociados a una única celda convectiva. El fenómeno de convergencia de dos celdas convectivas, también es ignorado por el algoritmo de tracking y representa un inconveniente por el mismo motivo que el fenómeno de *storm-splitting*.

Un ejemplo de esto se muestra en la Figura 2.5, donde el panel derecho muestra tres áreas desconectadas que el algoritmo de tracking a asignado a un mismo objeto. A partir de la reflectividad y el campo de viento horizontal en el panel izquierdo, es claro que estas corrientes ascendentes (A, B y C) corresponden a tres celdas convectivas independientes.

Luego, con la intención de caracterizar la microfísica de las celdas convectivas y comparar su actividad eléctrica dependiendo la parametrización del mecanismo no inductivo elegida, se escogió una única celda convectiva para llevar a cabo tal análisis. La celda elegida presenta independencia de las otras celdas convectivas durante todo su tiempo de vida y no es afectada por los fenómenos de *storm-splitting* o convergencia.

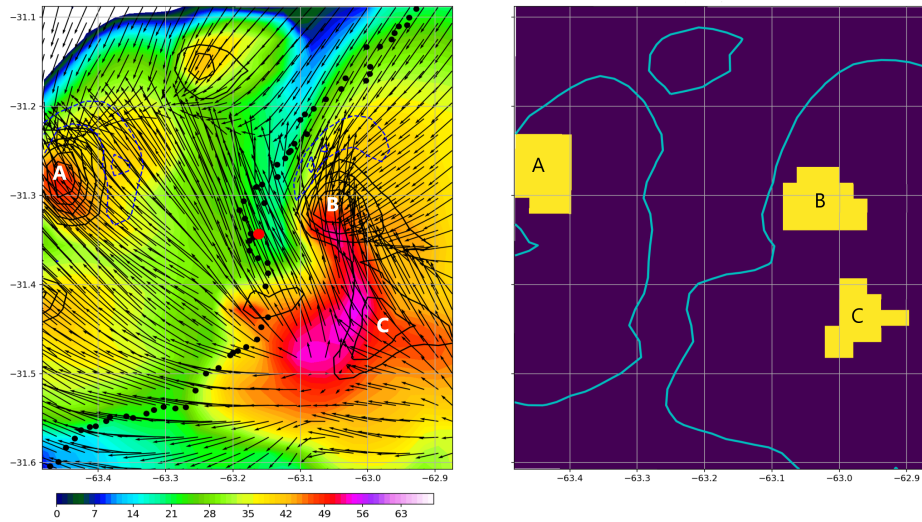


Figura 2.5: Funcionamiento del algoritmo de tracking, como en la Figura 2.3. En este caso, la figura representa el algoritmo de tracking para el caso en donde las celdas se separan.

Capítulo 3

Resultados

Como se mencionó anteriormente, los objetos encontrados por el algoritmo de tracking representan celdas convectivas individuales y resulta de interés analizar la evolución de la microfísica y de la actividad eléctrica de cada celda. Es posible entonces determinar el campo de reflectividad, su extensión horizontal y el valor en cada punto que las componentes de distintas propiedades físicas como por ejemplo: la razón de mezcla de los hidrometeoros, la densidad de carga asociada a cada hidrometeoro, la magnitud del campo eléctrico, entre otras. En este trabajo, se escogió una única celda para llevar a cabo tal estudio y se eligieron dos parametrizaciones del mecanismo de electrificación no inductivo, la propuesta por Saunders et al. (1991), denominada de ahora en más S91 y la propuesta por Brooks et al. (1997), RR de ahora en adelante.

Se analizará primeramente la evolución de la microfísica de la celda, más precisamente las razones de mezcla medias, la cual es independiente de los mecanismos de electrificación elegidos, y posteriormente, se presentarán las diferencias encontradas en la actividad eléctrica de acuerdo con cada mecanismo de electrificación.

3.1. Dinámica y microfísica de una celda convectiva

La celda convectiva elegida es parte de una tormenta multicelular que se desarrolló el día 11 de diciembre de 2018 desde las 16:00 UTC hasta pasadas las 00:00 UTC del día siguiente según el modelo WRF-ELEC. La celda seleccionada tiene una vida de 112 minutos y su aparición es detectada a las 20:46 UTC. La evolución dinámica de la celda puede observarse en las Figuras 3.1 y 3.2 donde el comportamiento del valor máximo de la componente vertical de la velocidad y de la reflectividad en función de la altura es mostrado.

La Figura 3.1 muestra la variación de la velocidad ascendente (componente vertical de la velocidad) a medida que evolucionó la celda. Se observó que entre los 7.5 km y los 13 km, se registraron los valores más altos de velocidad ascendente alcanzándose el valor máximo de 41 m/s transcurridos 65 minutos desde la detección de la celda. Luego, los valores de la ascendente comenzaron a disminuir hasta llegar a valores por debajo de 18 m/s a los 110 minutos. Al no superarse ya el valor umbral de velocidad ascendente del algoritmo de tracking, la celda deja de seguirse.

La Figura 3.2 muestra la evolución temporal del valor máximo de la reflectividad de los puntos que conformaron la celda en función de la altura. Nuevamente, el valor de esta variable se incrementó a medida que la celda se desarrolló alcanzando un valor máximo de 48 dBz a los 92 minutos de la aparición de la celda. Es destacable como los valores de reflectividad crecen a alturas bajas a medida que transcurre el tiempo, indicando el inicio y la evolución de precipitaciones.

Por otro lado, la evolución de la microfísica de la celda convectiva se muestra en la Figura 3.3.

Allí se observa que, excepto el granizo, el resto de los hidrometeoros se encontraron desde el inicio de la detección de la celda. Cabe destacar que el inicio de la celda no se corresponde necesariamente

3.1. DINÁMICA Y MICROFÍSICA DE UNA CELDA CONVECTIVA 45

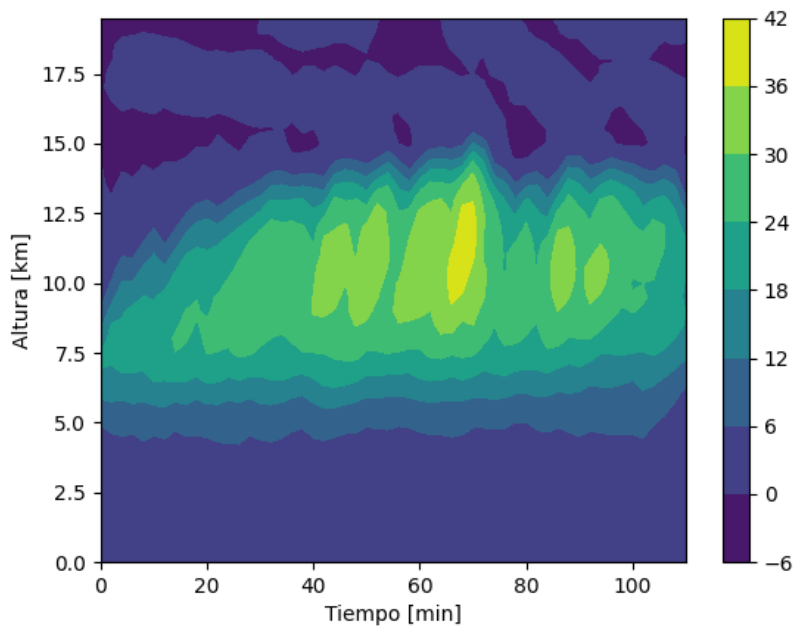


Figura 3.1: Evolución del valor máximo de la componente vertical de la velocidad del viento de la celda en términos de la altura, medida desde la superficie. El tiempo se mide desde la detección de la celda (20:46 UTC).

con el inicio de la formación de la misma, y es por esto que, en este caso se observa la presencia de distintos hidrometeoros desde los tiempos iniciales. Claramente, las gotas de nubes fueron las primeras en abundar alcanzando un valor máximo de razón de mezcla de 5.29 g/kg el cuál se registra a los 48 minutos luego de detectada la celda. A partir de los 60 minutos, la razón de mezcla de las gotas de nube comenzó a disminuir significativamente hasta alcanzar valores inferiores a 2 g/kg . La ubicación de las gotas de nubes brindan un indicio de

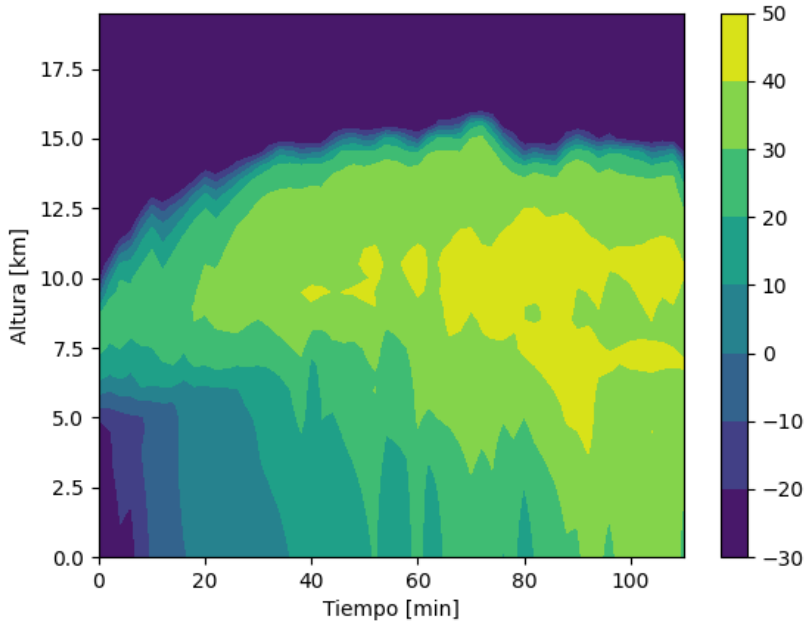


Figura 3.2: Evolución del valor máximo de la reflectividad de la celda en términos de la altura.

donde se encuentra la base de la nube en cada instante de tiempo. En la Figura 3.3 se observó que la altura mínima a la cual se encuentran las gotas de nube se da entre los 4 y 5 km de altura, en consecuencia, todo hidrometeoro que se encuentre por debajo de esa altura, precipita. Distinto es el comportamiento de la razón de mezcla de las gotas de lluvia, la cual se mantuvo prácticamente constante durante toda la vida de la celda alcanzando un valor máximo de 1.01 g/kg a los 88 minutos de detectada la misma. Además, varían las regiones donde se encontró este hidrometeoro observándose la precipitación del mismo a partir de los 40 minutos de detectada la celda. En cuanto a los crista-

3.1. DINÁMICA Y MICROFÍSICA DE UNA CELDA CONVECTIVA 47

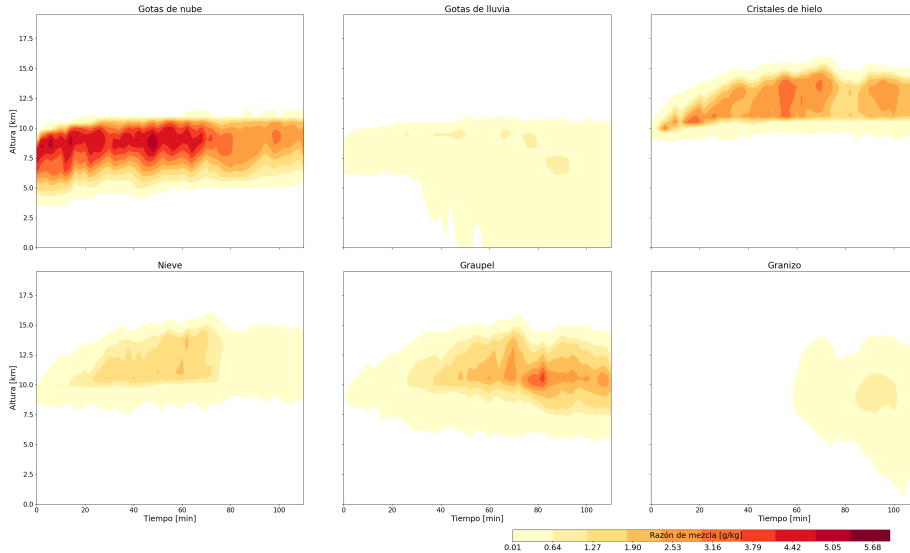


Figura 3.3: Evolución de las razones de mezcla de cada hidrometeoro.

les de hielo, se observó que ganaron altura conforme avanzó el tiempo y su ubicación se extiende entre 10 km y 15 km de altura. La razón de mezcla de los cristales de hielo alcanzó un máximo de 3.52 g/kg a los 56 minutos luego de detectada la celda. Por su parte, si bien la nieve se encontró presente desde el inicio de la celda, comenzó recién a incrementarse su razón de mezcla pasados los 20 minutos y alcanza su valor máximo de 2.01 g/kg a los 62 minutos de detectada de la celda. Se observó también que la concentración de este hidrometeoro fue significativamente menor que la de los cristales de hielo y es notable que alcanzó regiones más bajas de la celda posicionándose entre 8 km y 15 km de altura. El *graupel*, por su parte, apareció a los pocos minutos de detectada la celda pero también se observó que su razón de mezcla comenzó a incrementarse luego de los 20 minutos. El máximo de razón de mezcla para este hidrometeoro se registró a los 82 minutos y con un valor de 4.08 g/kg . Además, ocupó la región entre 6 y 15 km

de altura y se observó una leve disminución en la altura de la base de la región que habita este hidrometeoro a medida que transcurre el tiempo que puede asociarse con el crecimiento del mismo. Finalmente, el granizo fue el último hidrometeoro en aparecer más allá de los 60 minutos de detectada la celda. Su razón de mezcla se encontró muy por debajo de los valores que registra el *graupel*. Su razón de mezcla alcanzó un valor máximo de 1.07 g/kg a los 92 minutos. La simulación logró mostrar la precipitación de dicho hidrometeoro transcurridos 90 minutos desde la aparición de la celda.

Con el objetivo de brindar una visión más detallada de la microfísica de la celda, se realizaron cortes verticales en el centroide de la celda y se observó la razón de mezcla de los distintos hidrometeoros en función de la altura y la latitud y para un instante determinado. Estos cortes pueden observarse en la Figura 3.4.

La Figura 3.4 muestra la razón de mezcla de cada hidrometeoro a los 98 minutos luego de la detección de la celda. Se observó la razón de mezcla de las gotas de nube, de las gotas de lluvia o precipitación, de los cristales de hielo, de la nieve, del *graupel* y del granizo. En dicho instante, las partículas de hielo pequeñas, es decir, los cristales de hielo y la nieve, se encontraron en la parte superior de la celda convectiva (por encima de los 7.5 km) como es de esperarse ya que, debido a sus masas pequeñas, son transportados hasta allí por las corrientes ascendentes del interior de la celda. Las gotas de nubes se encontraron mayoritariamente entre 5 km y 10 km de altura, mientras que las gotas de lluvia se ubicaron en la base de la celda o precipitando. Por otro lado, el *graupel* y el granizo se encontraron presentes entre los 5 y 10 km de altura y además por encima de la isoterma de los -40°C donde no hay contenido de agua líquida. El contorno celeste que delimita la zona donde la reflectividad es mayor a 30 dBz, se extiende hasta la superficie indicando la existencia de precipitación.

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA49

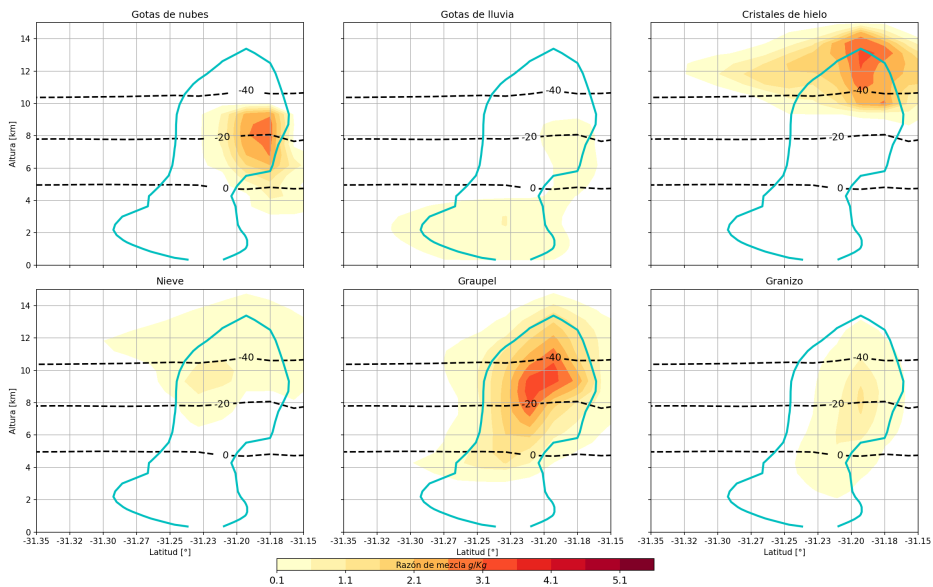


Figura 3.4: Razones de mezcla de los diferentes hidrometeoros. Se muestran las isotermas de 0, -20 y -40°C. El contorno celeste delimita la zona donde la reflectividad es mayor a 30 dBz.

3.2. Actividad eléctrica de una celda convectiva

A diferencia de la microfísica, la actividad eléctrica de la celda convectiva fue simulada empleando dos mecanismos de electrificación no inductivo diferentes: los mecanismos S91 y RR.

Primeramente, se presenta la evolución temporal de la razón de mezcla de carga asociada a los cristales de hielo, la nieve, el *graupel* y el granizo según la parametrización empleada del mecanismo de electrificación no inductivo. Las Figuras 3.5 y 3.6 muestran los resultados en cada caso.

En la Figura 3.5, se muestran los resultados obtenidos utilizando

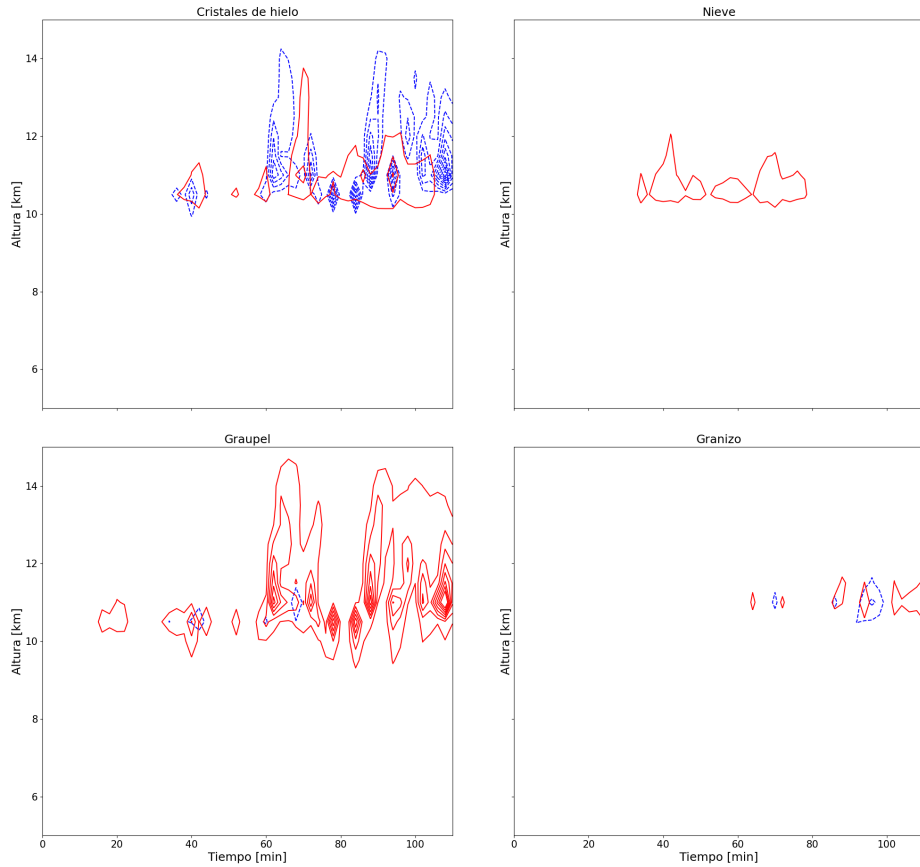


Figura 3.5: Evolución temporal de la razón de mezcla de carga de cada hidrometeoro para la parametrización S91. Los contornos rojos representan cargado positivo confinando valores desde 10 nC/m^3 a 200 nC/m^3 con pasos de 25 nC/m^3 . Los contornos azules identifican cargado negativo con intervalos de -10 nC/m^3 a -250 nC/m^3 con pasos de 25 nC/m^{-3} .

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA51

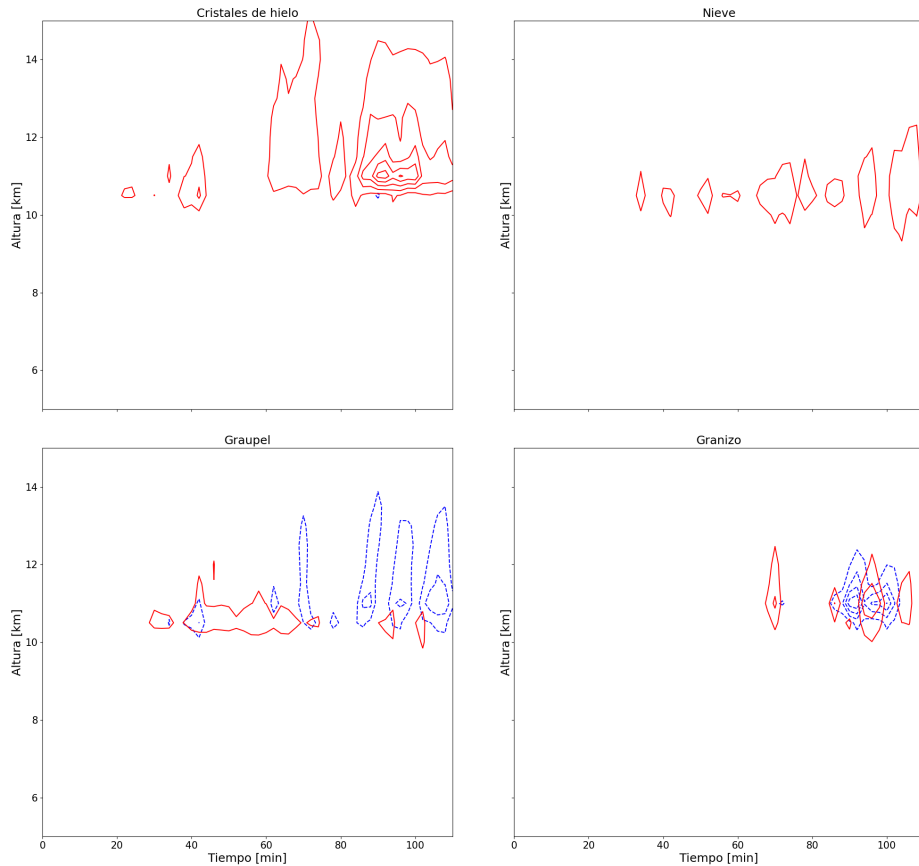


Figura 3.6: Evolución temporal de la razón de mezcla de carga de cada hidrometeoro para la parametrización RR. Los contornos rojos representan cargado positivo confinando valores desde 10 nC/m^3 a 200 nC/m^3 con pasos de 25 nC/m^3 . Los contornos azules identifican cargado negativo con intervalos de -10 nC/m^3 a -250 nC/m^3 con pasos de 25 nC/m^3 .

la parametrización S91. Las cargas asociadas a las gotas de nube y las gotas de precipitación no están directamente asociadas al mecanismo no inductivo, por lo tanto, dichos hidrometeoros no fueron incluidos en las figuras anteriores. Asimismo, la magnitud de las razones de mezcla de carga asociadas a las gotas es al menos un orden de magnitud inferior que las asociadas a los hidrometeoros mostrados.

Luego, si se observa el comportamiento de la carga asociada a cada hidrometeoro, es posible decir que los cristales de hielo y el *graupel* fueron los principales hidrometeoros involucrados en el proceso de separación de carga. La nieve y el granizo, quizás debido a su baja concentración en la celda (Figura 3.4), no transportaron cantidades significativas de carga en comparación con los cristales de hielo o el *graupel*.

En cuanto a los tiempos de cargado de cada hidrometeoro, es evidente que el *graupel* comenzó cargándose positivamente y tanto la nieve como los cristales de hielo, minutos después. La nieve se transportó carga durante solo 50 minutos, mientras que los cristales de hielo y el *graupel* participaron de los procesos de cargado prácticamente en todo momento posterior. El granizo, en cambio, comenzó a adquirir carga después de los 60 minutos de detectada de la celda y en intervalos acotados.

Ahora bien, si se analiza como los distintos hidrometeoros se cargan a medida que transcurre el tiempo, es posible decir que los cristales de hielo transportaron principalmente carga negativa especialmente a bajas temperaturas. Registran una razón de mezcla de carga negativa máxima de -247 nC/Kg a los 100 minutos de detectada la celda. Algunos cristales transportaron carga positiva pero esto sucedió por debajo de los 12 km de altura excepto entre los 60 y 70 minutos. Sin embargo, la razón de mezcla de carga positiva máxima registrada fue solo de 64 nC/Kg a los 94 minutos. En contraposición, la nieve adquirió carga positiva al igual que el *graupel* y alcanzó una razón de mezcla de carga positiva máxima de 19 nC/Kg a los 70 minutos. Así como los cristales de hielo, el *graupel* fue responsable de transportar grandes cantidades de carga solo que positiva, adquiriendo una razón

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA 53

de mezcla de carga positiva máxima de 249 nC/Kg a los 108 minutos. También hay ciertos instantes (alrededor de 40 y 65 minutos) donde algunos *graupels* se cargaron negativamente pero la razón de mezcla de carga negativa asociada a este hidrometeoro no superó los -42 nC/Kg . Finalmente, el granizo no transportó grandes razones de mezcla de carga y algunos se cargaron positivos y otros negativos dependiendo del tiempo. La razón de mezcla de carga positiva asociada al granizo alcanzó su valor máximo de 32 nC/Kg a los 94 minutos luego de detectada la celda mientras que la razón de mezcla de carga negativa llegó hasta -55 nC/Kg a los 110 minutos.

La Figura 3.6 muestra los mismos resultados que la figura anterior solo que empleando la parametrización RR. Ahora, los cristales de hielo transportaron exclusivamente carga positiva. La máxima razón de mezcla de carga positiva fue de 124 nC/Kg a los 92 minutos. Este valor resultó la mitad de la razón de mezcla máxima de carga (negativa) que mostraban los cristales de hielo para la parametrización S91. La nieve adquirió carga positiva durante la mayor parte del tiempo simulado tal como sucedió con la parametrización S91 y alcanzó una razón de mezcla de carga máxima de 28 nC/Kg a los 102 minutos. Por su parte, el *graupel* modificó su comportamiento notablemente al cambiar de parametrización. Ya no se cargó positivamente de manera casi exclusiva como en el caso anterior sino que adquirió carga positiva por debajo de los 12 km y carga negativa a alturas superiores. Además, la razón de mezcla de carga asociada a este hidrometeoro disminuyó significativamente: registró una razón de mezcla de carga negativa máxima de -74 nC/Kg a los 110 minutos y una razón de mezcla de carga positiva máxima de 19 nC/Kg a los 56 minutos. Los valores máximos de las razones de mezcla de carga asociadas al *graupel* según RR fueron mucho menores que según S91, tal como ocurrió con los cristales de hielo. Por último, el granizo se comportó de manera muy similar con ambas parametrizaciones aunque las razones de mezcla de carga positiva y negativa máximas se incrementaron empleando esta parametrización. Así, se alcanzó una razón de mezcla de carga positiva máxima de 56 nC/Kg a los 82 minutos y una razón de

mezcla de carga negativa máxima de -125 nC/Kg a los 94 minutos.

Luego, son evidentes las diferencias en los resultados entre ambos mecanismos. La parametrización RR disminuyó la carga que transportaron los cristales de hielo y el *graupel* si se compara con S91, e incrementó la carga que transportó el granizo. También hay diferencias en el signo de la carga transportada por los cristales del hielo y el *graupel*.

Con la intención de observar un ejemplo de la distribución de cargas en el interior de la celda asociada a cada hidrometeoro, se presentan cortes verticales realizados en el centroide de la celda en función de la altura y la latitud y a los 98 minutos de detectada la celda (como en la Figura 3.4).

La Figura 3.7 presenta los resultados obtenidos empleando la parametrización S91 mientras que, la Figura 3.8 muestra lo obtenido con la parametrización RR.

En la Figura 3.7, los cristales de hielo constituyeron, por encima de la isoterma de -40°C , una región de carga negativa. También se observaron regiones de cargas positiva y negativa entre 8 km y 10 km de altura. Esta distribución de regiones de carga en función de la altura concuerda con los resultados de la Figura 3.5 para dicho instante de tiempo. La nieve, por su parte, presentó regiones de cargas positiva y negativa muy tenues cuyas densidades no superaron los 3 nC/m^3 , es por ello que tales regiones no se hicieron evidentes en la Figura 3.5. El *graupel*, en cambio, registró regiones de cargas positiva y negativa de gran intensidad. Se observó una región positiva alrededor de la isoterma de -40°C y que se extendió por encima de ella y dos regiones positiva y negativa entre las isotermas de -20°C y -40°C . Es notable que las tres regiones de carga se distribuyeron igual que para los cristales de hielo solo que con la carga opuesta. Finalmente, el granizo adquirió carga negativa en toda la celda, lo cual concuerda con lo que se observó en la Figura 3.5 para este hidrometeoro a los 98 minutos. Es importante notar que, en este instante de tiempo, el

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA55

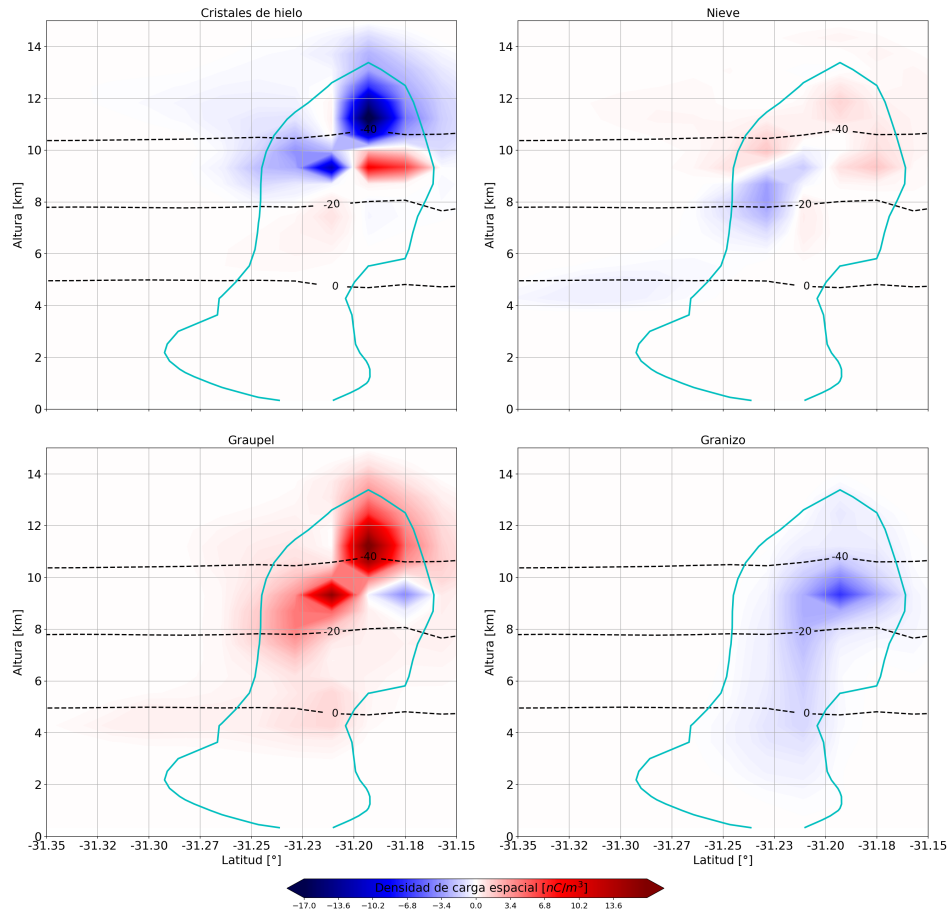


Figura 3.7: Densidades de carga de cada hidrometeoro a los 98 minutos luego de detectada la celda, según la parametrización S91. Las regiones rojas representan cargas positivas y las azules cargas negativas. El contorno celeste delimita la zona donde la reflectividad es mayor a 30 dBz. Además, se muestran las isotermas de 0, -20 y -40°C.

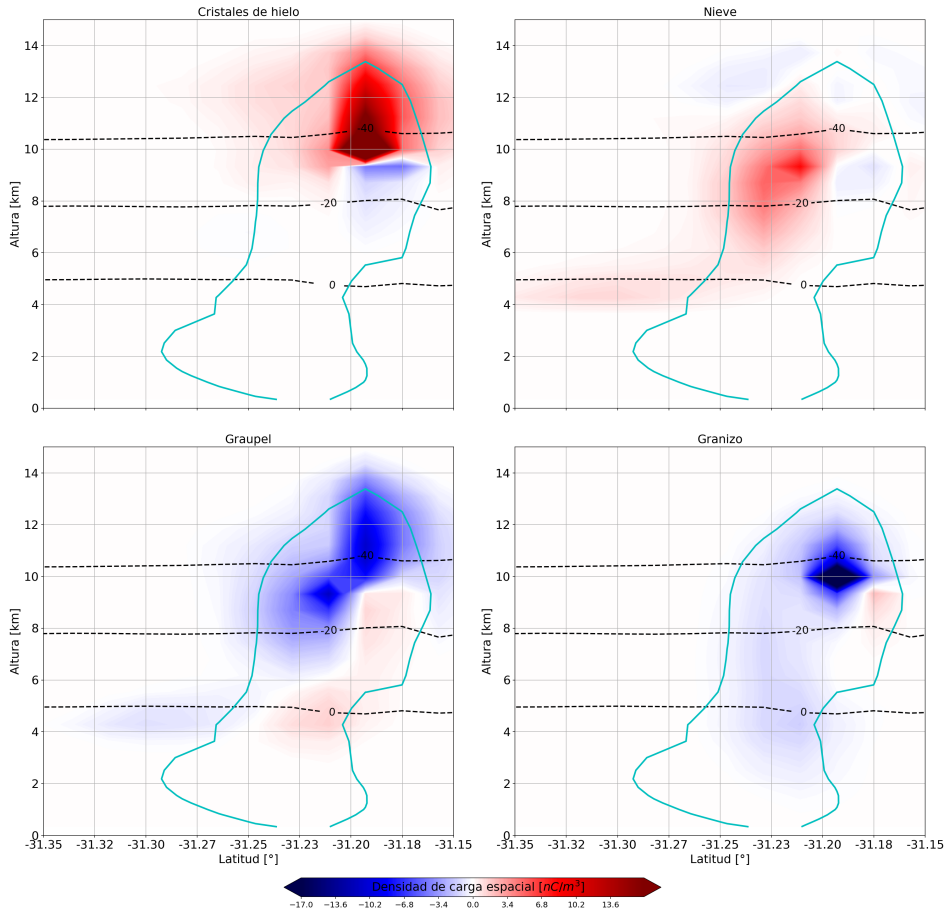


Figura 3.8: Densidades de carga de cada hidrometeoro a los 98 minutos luego de detectada la celda, según la parametrización RR. Las regiones rojas representan cargas positivas y las azules cargas negativas. El contorno celeste delimita la zona donde la reflectividad es mayor a 30 dBz. Además, se muestran las isotermas de 0, -20 y -40°C.

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA 57

graupel se cargó principalmente positivo y el granizo, negativo, excepto en la región común que comparten, donde ambos se cargaron negativamente.

La parametrización RR, como ya se sabe, presenta resultados diferentes. En la Figura 3.8 se observan tales diferencias. Por un lado, los cristales de hielo mostraron ahora solo dos regiones de carga, una positiva por encima de los 9 km de altura y otra negativa, notablemente menos densa, por debajo. La nieve, por otro lado, presentó un importante centro de carga positiva entre las isoterma de -20°C y -40°C y otras regiones muy tenues de carga negativa. El *graupel*, por su parte, se cargó principalmente negativo y conformó una región que se extendió por gran parte de la celda. Por encima de los 9 km de altura, la región de carga negativa se volvió significativamente más densa. Se observó también una región de carga positiva a alturas por debajo de los 9 km de altura y la densidad de dicha región fue notablemente menor. Finalmente, el granizo conformó una región de carga negativa y muy densa y solo una pequeña región de carga positiva. Para esta parametrización (RR), el *graupel* y el granizo se comportaron de manera similar.

Finalmente, si se combinan las contribuciones de todos los hidrometeoros, se obtiene la densidad de carga espacial total. La Figura 3.9 muestra el mismo corte vertical que las Figuras 3.7 y 3.8, solo que ilustrando ahora la densidad de carga total distinguiendo los resultados según cada parametrización.

El panel derecho de la Figura 3.9 muestra los resultados para S91; se identificaron dos centros intensos de cargas positivas. Uno de los centros se ubicó en la región alta de la celda a una altura cercana a los 10 km y latitudes cercanas a los -31.20 para temperaturas frías (próximas a la isoterma de los -20°C). El segundo, se registró en la región baja de la nube y para temperaturas altas. Estas zonas de carga positiva, fueron rodeadas por zonas de cargas negativas de menor intensidad. Por otro lado, para RR se reportó un comportamiento in-

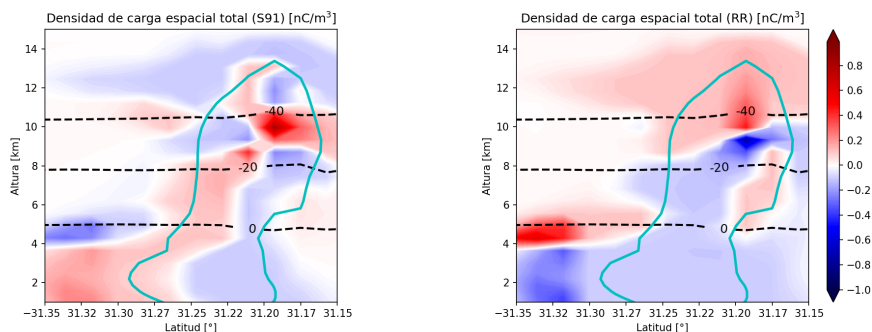


Figura 3.9: Densidad de carga espacial total a los 98 minutos luego de detectada la celda, según la parametrización S91 (panel izquierdo) y la parametrización RR (panel derecho). Las regiones rojas representan cargas positivas y las azules cargas negativas. Además, se muestran las isotermas de 0, -20 y -40°C.

verso al correspondiente a S91. Se observaron dos centros intensos de cargado negativo ubicados en la zona alta y baja de la nube, respectivamente.

Para el instante de tiempo observado, son evidentes las diferencias en la distribución total de carga dependientes de la parametrización del mecanismo no inductivo que se elija. Esto conlleva necesariamente, a diferencias en el campo eléctrico que estas distribuciones de carga generan.

Las Figuras 3.10 y 3.11 muestran el comportamiento de la componente vertical del campo eléctrico a los 98 minutos luego de la detección de la celda, en función de la altura, para las parametrizaciones S91 y RR, respectivamente. El valor de la componente vertical del campo eléctrico fue calculado en ambos casos a lo largo de la línea vertical negra destacada en el panel derecho, elegida de manera arbi-

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA 59

traria. La misma se ubicó en una latitud de -31.22° y en la longitud del centroide de la celda: -63.83° .

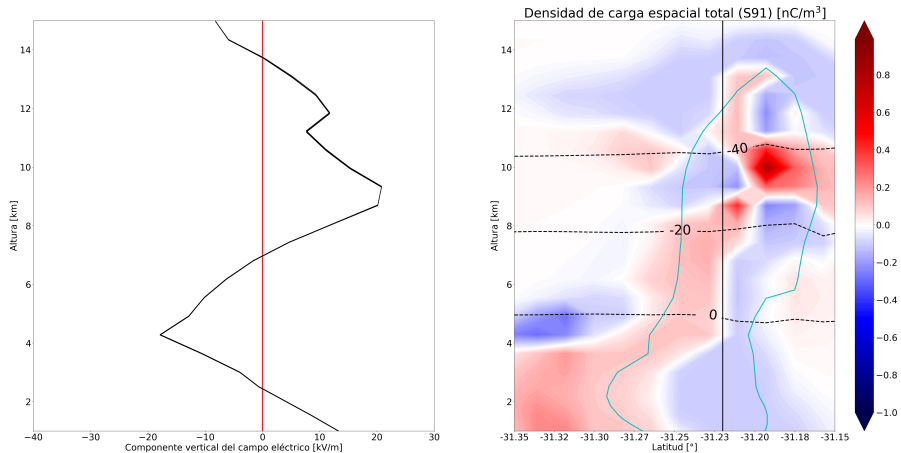


Figura 3.10: Componente vertical del campo eléctrico según la parametrización S91. El panel izquierdo muestra el comportamiento del campo eléctrico vertical en función de la altura a los 98 minutos luego de la detección de la celda. El panel derecho muestra un corte vertical de la densidad de carga espacial total. La línea negra vertical representa el eje en el cual se calculó el campo eléctrico.

Como se dijo, la componente vertical del campo eléctrico que se observó en las figuras es el resultado de la distribución de cargas presente en la celda. Para la parametrización S91, se observó que la componente vertical del campo fue positiva en la superficie y a medida que se incrementó en altura, el campo eléctrico disminuyó hasta volverse negativo. Luego, continuó disminuyendo su valor hasta alcanzar un valor extremo de -17.87 kV/m alrededor de 4.5 km altura. En este intervalo, la pendiente de la variación del campo con la altura fue negativa y por ende, se espera que la distribución de cargas en dicho intervalo de alturas, también lo sea. El panel derecho muestra que

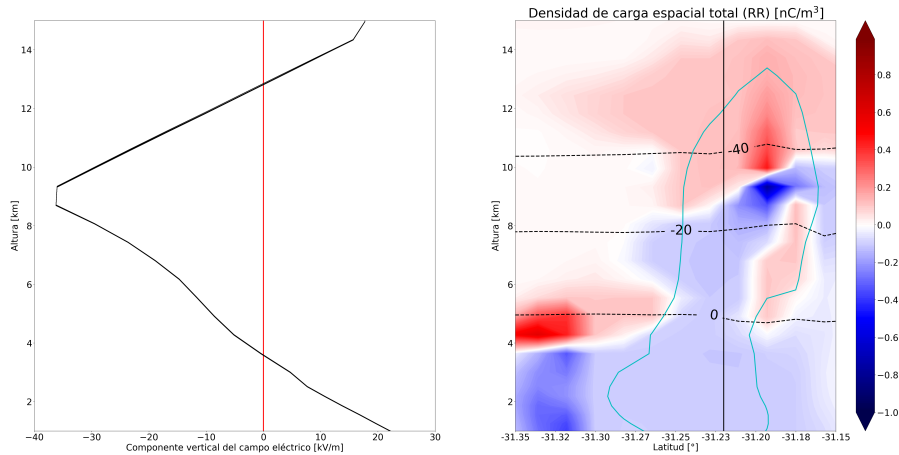


Figura 3.11: Componente vertical del campo eléctrico según la parametrización RR. El panel izquierdo muestra el comportamiento del campo eléctrico vertical en función de la altura a los 98 minutos luego de la detección de la celda. El panel derecho muestra un corte vertical de la densidad de carga espacial total. La línea negra vertical representa el eje en el cual se calculó el campo eléctrico.

para el rango de alturas mencionadas, efectivamente la región de cargas fue negativa. Luego, a partir de 4.5 km, se ingresó en una región de cargas positivas, y por ende, la componente vertical del campo comenzó a disminuir hasta hacerse nula y luego positiva (pendiente positiva), donde alcanzó un valor extremo de 20.80 kV/m a los 9 km de altura. Allí, comenzó nuevamente a disminuir debido a la aparición de una región de cargas negativas. La componente vertical del campo eléctrico se volvió más pequeña a medida que se ascendió en altura dado que las regiones de cargas se volvían menos densas. Luego, una pequeña perturbación en forma “zig-zag” apareció entre los 11 y los 13 km coincidiendo con una región de cargas positivas. Finalmente, la componente vertical del campo se volvió negativa no superando los

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA61

-10 kV/m hasta traspasar el tope de la celda.

El comportamiento de la componente vertical del campo eléctrico para la parametrización RR (Figura 3.11) es más sencillo dado que solo existen dos regiones de carga: una negativa primero, entre los 0 km y los 9 km y otra positiva, por encima de los 9 km. La componente vertical del campo eléctrico comenzó siendo positiva en la superficie tal como con S91. Luego, comenzó a disminuir hasta volverse negativa y allí, alcanzó un valor extremo de -36.23 kV/m a los 9 km de altura. Luego, al pasar a la región positiva, la variación de la componente vertical del campo eléctrico con la altura se volvió positiva y se alcanzó un valor extremo de 28.36 kV/m a los 15.5 km de altura. Luego, el campo se mantuvo constante hasta superar el tope de la celda (no se observa en la figura) .

Claramente, no es trivial la elección de la parametrización del mecanismo no inductivo. Elegir una u otra puede llevar a resultados opuestos. Entender el origen de dichos resultados puede ser de utilidad a la hora de decidir que parametrización utilizar.

Las Figuras 3.12 y 3.13 muestran la tasa de separación de carga de los mecanismos de electrificación inductivo y no inductivo en el interior de la celda a los 98 minutos de detectada la misma (S91 y RR) y en función de la altura y la latitud.

En la Figura 3.12 se observan las tasas de separación de cargas asociadas al mecanismo inductivo (panel izquierdo) y no inductivo (panel derecho) utilizando la parametrización S91. El mecanismo inductivo produjo una única zona de cargado positivo y su ubicación coincide con la región de contenido de agua líquida superior a 1 g/m^3 , para alturas entre los 8 y 10 km. Por otro lado, el mecanismo no inductivo produjo una zona de cargado negativo central que se extendió desde los 6 km hasta los 10 km. Se pudieron distinguir dos sub-zonas, una de menor tasa de separación entre los 6 y los 9km. Esta sub-zona se encontró fuera de la región de contenido de agua líquida superior a 1 g/m^3 y su tasa de separación no superó $-15 \text{ pC/m}^3\text{s}$. La otra sub-zona,

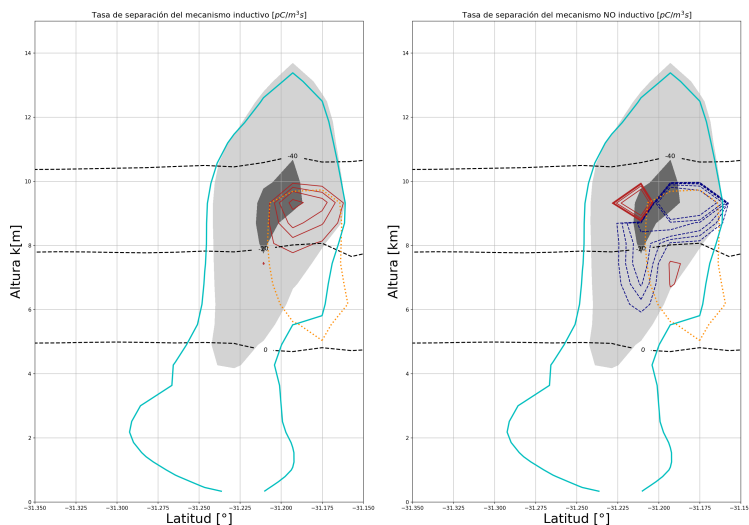


Figura 3.12: Tasas de separación del mecanismo inductivo (panel izquierdo) y no-inductivo (panel derecho) a los 98 minutos luego de la detección de la celda utilizando la parametrización S91. Los contornos azules indican zonas de cargado negativo para el *graupel*/granizo y los contornos rojos, zonas de cargado positivo; con intervalos de $\pm 5, \pm 10, \pm 15, \pm 25, \pm 50 \mu\text{C}/\text{m}^3\text{s}$. La región gris posee una razón de mezcla de *graupel* más granizo mayor a $1 \text{ g}/\text{m}^3$ y la región gris oscura, mayor a $3 \text{ g}/\text{m}^3$. El contorno naranja indica contenido de agua líquida mayor a $1 \text{ g}/\text{m}^3$. El contorno celeste delimita la zona donde la reflectividad es mayor a 30 dBz. Se muestran las isotermas de 0, -20 y -40°C.

ubicada entre 9km y 10 km, tuvo una tasa de separación que superó los $-100 \text{ pC}/\text{m}^3\text{s}$ y su ubicación coincidió con la región con contenido de agua líquida superior a $1 \text{ g}/\text{m}^3$. Claramente, la presencia de agua líquida mejoró la tasa de transferencia de carga. Además, se observó una importante zona de carga positivo con una tasa de separación que

3.2. ACTIVIDAD ELÉCTRICA DE UNA CELDA CONVECTIVA63

superó los $50 \text{ pC}/\text{m}^3\text{s}$. Esta zona se encontró fuera de la región con contenidos de agua líquida superior a $1 \text{ g}/\text{m}^3$ y a bajas temperaturas (-30°C). La presencia de esta zona, así como la extensión de la zona de cargado negativo a altas temperaturas y fuera de la región de alto contenido de agua líquida, son el resultado de la presencia de las regiones PLEZ y NLEZ en la parametrización S91. Finalmente, una pequeña zona de cargado positivo apareció a altos contenidos de agua líquida y a altas temperaturas en concordancia con la parametrización S91.

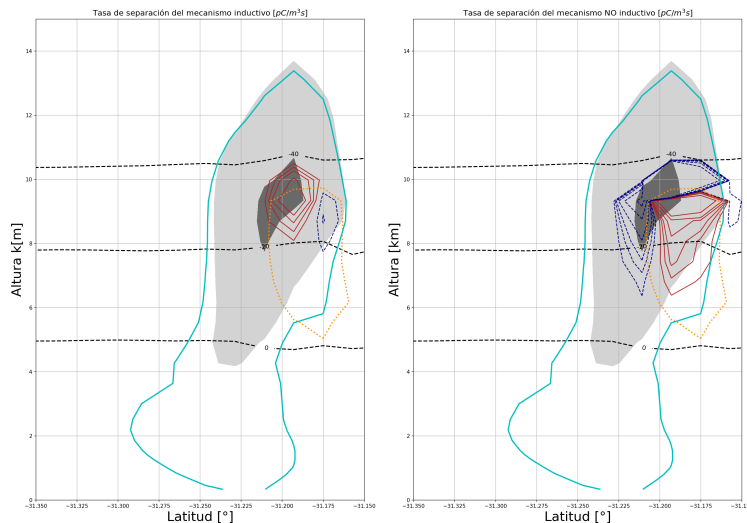


Figura 3.13: Tasas de separación del mecanismo inductivo (panel izquierdo) y no-inductivo (panel derecho) a los 98 minutos luego de la detección de la celda utilizando la parametrización RR. Los contornos indican lo mismo que en la Figura 3.12.

En la Figura 3.13, el mecanismo inductivo según RR, generó dos zonas de cargado, una positiva y otra negativa siendo la positiva mucho más relevante. La misma coincidió con las regiones de alto conte-

nido de granizo y *graupel* y alto contenido de agua líquida y la tasa de separación en dicha zona superó los $25 \text{ pC}/\text{m}^3\text{s}$. Por su parte, la zona de cargado negativo apenas superó los $-5 \text{ pC}/\text{m}^3\text{s}$. Es importante notar que la parametrización del mecanismo inductivo sigue siendo la misma en ambos casos y que estas diferencias en el funcionamiento de dicho mecanismo que se observan en las Figuras 3.12 y 3.13 son resultado exclusivamente de los cambios en las parametrizaciones elegidas del mecanismo no inductivo.

Para la parametrización RR, el mecanismo no inductivo generó dos zonas de cargado igual de relevantes, una positiva, que coincidió con la región de alto contenido de agua líquida y otra negativa, que se encontró fuera de dicha región y que se extendió a alturas superiores. Luego, la ubicación y extensión de ambas zonas de cargado coincide, en términos de temperatura y RAR (distinguiendo bajo RAR o alto RAR), con las zonas de cargado de la Figura 1.13.

3.3. Comparación con un caso real

El día 11 de diciembre del 2018 se registró una tormenta severa sobre el centro-este de la provincia de Córdoba, Argentina. Mediciones de la tasa de descargas eléctricas (o *flashes*) asociadas a este evento severo fueron registradas por el sensor GLM abordo del satélite GOES-16. El evento severo inició a las 16:30 UTC, se incrementó rápidamente y cerca de las 20:30 UTC, se disipó (Borque et. al, 2020).

La Figura 3.14 muestra los *flashes* identificados por el sensor GLM del GOES-16 entre las 16:30 y las 19:00 asociados al evento severo estudiado.

Entre las 16:30 UTC y las 18:00 UTC, los flashes (representados por puntos de color naranja) se concentraron en ($31.4^{\circ}\text{S}, 63.2^{\circ}\text{W}$). Luego, alrededor de las 18:30 UTC, la tormenta sufrió el fenómeno de *storm-splitting* y como consecuencia de ello, dos centros de actividad eléctrica pueden distinguirse (puntos color fucsia, correspondientes a dicha franja horaria), uno al noreste y otro al sureste del centro de

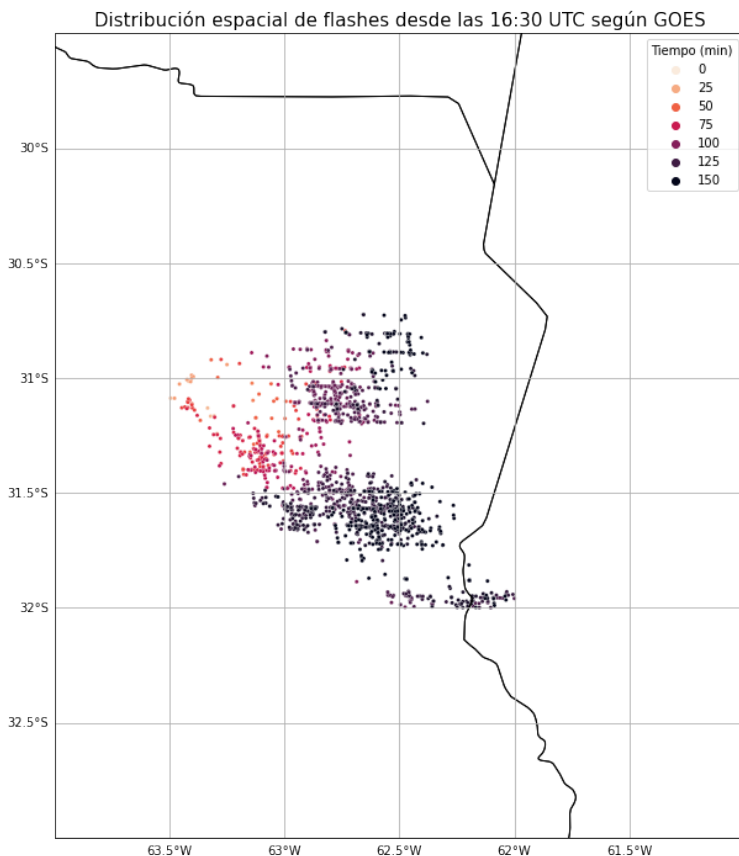


Figura 3.14: *Flashes* detectados por el sensor GLM del GOES-16. En escala de colores se indica el tiempo de detección de cada *flash* iniciando el conteo desde las 16:30 UTC.

actividad inicial. Luego, la evolución independiente de cada nueva tormenta puede apreciarse a partir del seguimiento temporal de los *flashes* detectados.

Con la intención de comparar la actividad eléctrica detectada por el sensor GLM del GOES-16 con la actividad eléctrica simulada por el

WRF-ELEC, se presenta la Figura 3.15, donde la *flash origin density* (FOD) entre las 16:30 UTC y las 19:00 UTC es mostrada para ambas parametrizaciones del mecanismo de electrificación no inductivo. Es importante aclarar que la FOD aquí presentada no se limita solo a la celda analizada en las secciones anteriores sino que la misma fue calculada sobre todo el dominio de simulación.

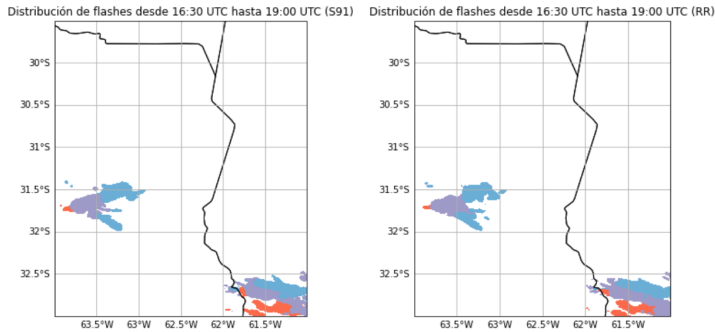


Figura 3.15: *Flash origin density* (FOD) simulada por el modelo WRF-ELEC en función de la latitud y longitud sobre el dominio estudiado. Se muestran las descargas acumuladas entre las 16:30 UTC y las 17:30 UTC (región naranja), entre las 17:30 UTC y las 18:30 UTC (región lila) y las 18:30 UTC y las 19:00 UTC (región azul). El panel izquierdo muestra la actividad según S91 mientras que el panel derecho, según RR.

Primeramente, no se observan significativas diferencias entre ambas distribuciones. Es decir, más allá de todas las diferencias observadas en las distintas variables eléctricas para una única celda convectiva; ambas parametrizaciones del mecanismo no inductivo reproducen de manera casi idéntica la actividad eléctrica total del evento severo que simulan. Luego, haciendo foco en la tormenta ubicada en el centro de la Provincia de Córdoba, es posible ver que el modelo WRF-ELEC también reproduce el fenómeno de *storm-splitting* independientemente de la parametrización que se emplee y que este fenómeno se inicia

antes de las 18:30 UTC (región lila). Además, se observa que el desplazamiento espacio-temporal de los centros de actividad eléctrica de dicha tormenta se corresponden con lo observado en la Figura 3.14.

Capítulo 4

Conclusiones

En este trabajo se estudió la actividad eléctrica de una nube de tormenta haciendo uso del modelo WRF-ELEC. El modelo simuló un caso real con fecha 11 de diciembre del 2018 situado dentro del dominio de la provincia de Córdoba.

El paquete WRF-ELEC permite elegir entre las parametrizaciones disponibles del mecanismo de electrificación no inductivo. En el presente estudio se utilizaron dos de ellas, basadas en los trabajos de Saunders et al. (1991) y Brooks et al. (1997).

Los resultados muestran que la densidades de carga eléctrica asociadas a cada hidrometeoro para una celda convectiva dependen de la parametrización elegida del mecanismo de electrificación no inductivo. En ambos casos, se identificaron a los cristales de hielo, los *graupels* y los granizos como los principales hidrometeoros asociados a la electrificación de la celda convectiva. Sin embargo, la carga asociada a cada hidrometeoro depende de la parametrización elegida y los resultados entre una y otra parametrización fueron para el caso de los cristales de hielo y de los *graupels* diametralmente opuesta.

Asimismo, la distribución de densidades de carga total de la celda convectiva, así como el perfil vertical del campo eléctrico también dependen de la parametrización.

La presencia de las llamadas "zonas anómalas" PLEZ y NLEZ en

la parametrización S91 se considera es la responsable de las diferencias observadas en las características eléctricas en una celda convectiva.

Sin embargo, a pesar de las diferencias mencionadas, cuando se analizó la actividad eléctrica en la totalidad del dominio de simulación, empleando la métrica FOD, no se encontraron diferencias significativas en los resultados de ambas parametrizaciones. El modelo WRF-ELEC además fue capaz de simular con destacada certeza la actividad eléctrica asociada al evento severo ocurrido ese día y registrado por el sensor GLM del GOES-16.

Referencias

- Aufdermaur, A. N. and Johnson, D. (1972). Charge separation due to riming in an electric field. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98(416):369–382.
- Avila, E. A. and Pereyra, R. G. (2000). Charge transfer during crystal-graupel collisions for two different cloud droplet size distributions. *Geophysical research letters*, 27(23):3837–3840.
- Borque, P., Vidal, L., Rugna, M., Lang, T. J., Nicora, M. G., and Nesbitt, S. W. (2020). Distinctive signals in 1-min observations of overshooting tops and lightning activity in a severe supercell thunderstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(20):e2020JD032856.
- Brooks, I., Saunders, C., Mitzeva, R., and Peck, S. (1997). The effect on thunderstorm charging of the rate of rime accretion by graupel. *Atmospheric research*, 43(3):277–295.
- Buechler, D., Driscoll, K., Goodman, S., and Christian, H. (2000). Lightning activity within a tornadic thunderstorm observed by the optical transient detector (otd). *Geophysical research letters*, 27(15):2253–2256.
- Bürgesser, R., Pereyra, R., and Avila, E. (2006). Charge separation in updraft of convective regions of thunderstorm. *Geophysical research letters*, 33(3).
- Bürgesser, R. E. (2008). Transferencia de carga eléctrica durante la colisión de granizos y cristales de hielo.

- Chalmers, J. (1967). Atmospheric electricity pergamon press. *New York*, 128.
- Cooray, G. V. (2003). *The lightning flash*. Number 34. Iet.
- Cristina, D., Guevara, D., Rodrigo, G. C., Ricardo, C., Aldana, B., de Paula, F., Bonilla, G., Juanita, B. B., Javier, R. O., and Gabriel, V. C. (2017). *Modelado y simulación de sistemas naturales*. Editorial Tadeo Lozano.
- Fierro, A. O., Mansell, E. R., MacGorman, D. R., and Ziegler, C. L. (2013). The implementation of an explicit charging and discharge lightning scheme within the wrf-arw model: Benchmark simulations of a continental squall line, a tropical cyclone, and a winter storm. *Monthly Weather Review*, 141(7):2390–2415.
- Gaskell, W. (1981). A laboratory study of the inductive theory of thunderstorm electrification. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107(454):955–966.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9):2318–2341.
- Jayaratne, E., Saunders, C., and Hallett, J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(461):609–630.
- Jennings, S. (1975). Charge separation due to water drop and cloud droplet interactions in an electric field. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428):227–233.
- Latham, J. and Mason, B. J. (1961). Electric charge transfer associated with temperature gradients in ice. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 260(1303):523–536.
- Lighezzolo, A. Inferencia de posibles impactos por ca ida de granizo

- mediante productos derivados del sensor glm del satellite goes-16. CONAE.
- Lighezzolo, R. A. (2014). Integración de modelos numéricos de predicción meteorológica en sistemas de alerta temprana a emergencias. Master's thesis.
- Luque, M. Y. Electrificación de las nubes de tormenta: el mecanismo no inductivo. B.S. thesis.
- Luque, M. Y., Bürgesser, R., and Ávila, E. (2016a). Thunders-torm graupel charging in the absence of supercooled water droplets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699):2418–2423.
- Luque, M. Y., Bürgesser, R., and Ávila, E. (2016b). Thunders-torm graupel charging in the absence of supercooled water droplets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699):2418–2423.
- Luque, M. Y., Bürgesser, R., and Avila, E. E. (2018). Experimental measurements of charge separation under wet growth conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(712):842–847.
- Mansell, E. R., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L., and Straka, J. M. (2005). Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D12).
- Marshall, T. C. and Winn, W. P. (1982). Measurements of charged precipitation in a new mexico thunderstorm: Lower positive charge centers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C9):7141–7157.
- Mason, B. (1971). The physics of clouds, clarendon.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for

- the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14):16663–16682.
- Mukul Tewari, N., Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., et al. (2004). Implementation and verification of the unified noah land surface model in the wrf model (formerly paper number 17.5). In *Proceedings of the 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, Seattle, WA, USA*, volume 14.
- Rauhala, J. and Schultz, D. M. (2009). Severe thunderstorm and tornado warnings in europe. *Atmospheric research*, 93(1-3):369–380.
- Rawlins, F. (1982). A numerical study of thunderstorm electrification using a three dimensional model incorporating the ice phase. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(458):779–800.
- Reynolds, S., Brook, M., and Gourley, M. F. (1957). Thunderstorm charge separation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 14(5):426–436.
- Rosenfeld, D. and Woodley, W. L. (2000). Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 c. *Nature*, 405(6785):440–442.
- Saunders, C., Avila, E., Peck, S., Castellano, N., and Aguirre Varela, G. (1999). Vapor and heat supply to riming graupel- effect on charging. In *ICAE 99- International Conference on Atmospheric Electricity, 11 th, Guntersville, AL*, pages 268–271.
- Saunders, C., Keith, W., and Mitzeva, R. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D6):11007–11017.
- Saunders, C. and Peck, S. (1998). Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during

- crystal/graupel collisions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12):13949–13956.
- Simpson, G. C. (1909). On the electricity of rain and its origin in thunderstorms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 209(441-458):379–413.
- Simpson, G. C. and Robinson, G. (1941). The distribution of electricity in thunderclouds, ii. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 177(970):281–329.
- Simpson, G. C. and Scrase, F. (1937). The distribution of electricity in thunderclouds. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A-Mathematical and Physical Sciences*, 161(906):309–352.
- Takahashi, T. (1978). Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(8):1536–1548.
- Takahashi, T. (1984). Thunderstorm electrification—a numerical study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(17):2541–2558.
- Van der Walt, S., Schönberger, J. L., Nunez-Iglesias, J., Boulogne, F., Warner, J. D., Yager, N., Goullart, E., and Yu, T. (2014). scikit-image: image processing in python. *PeerJ*, 2:e453.
- Vonnegut, B. (1955). Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. In *Proc. Conf. Atmos. Electr. Portsmouth*, pages 169–181.
- Wilhelmson, R. B. and Klemp, J. B. (1978). A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(10):1974–1986.
- Williams, E., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., and Buechler, D. (1999). The

- behavior of total lightning activity in severe florida thunders-
torms. *Atmospheric Research*, 51(3-4):245–265.
- Williams, E. R. (1989). The tripole structure of thunderstorms.
Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 94(D11):13151–
13167.
- Wilson, C. T. R. (1916). On some determinations of the sign and
magnitude of electric discharges in lightning flashes. *Proceedings
of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of
a Mathematical and Physical Character*, 92(644):555–574.
- Winn, W. P. and Byerley III, L. (1975). Electric field growth in
thunderclouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological
Society*, 101(430):979–994.
- Wormell, T. (1953). Atmospheric electricity; some recent trends and
problems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,
79(339):3–38.
- Ziegler, C. L. and MacGorman, D. R. (1994). Observed lightning
morphology relative to modeled space charge and electric field
distributions in a tornadic storm. *Journal of the Atmospheric
Sciences*, 51(6):833–851.