



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis para obtener el grado académico de la Licenciatura en Meteorología
y Ciencias de la Atmósfera

**PRECURSORES DE CONVECCIÓN PROFUNDA
ASOCIADA A LA OCURRENCIA DE TIEMPO SEVERO EN
SUPERFICIE EN EL CENTRO-NORTE DE LA ARGENTINA**

Patanella, Melissa Natalia
Director: Fuchs Bueno Repinaldo, Henrique

LA PLATA, ARGENTINA

- 2021 -

Resumen

En el centro y norte de la Argentina, el inicio y desarrollo de tormentas intensas está determinada por la presencia de la cordillera de los Andes y las sierras de Córdoba. Las tormentas por lo general se asocian a la ocurrencia de fenómenos de tiempo severo en superficie, como ráfagas de viento dañinas, granizo de tamaño considerable, inundaciones repentinas e incluso tornados. Estos fenómenos se relacionan a importantes daños materiales y grandes pérdidas económicas tanto en áreas rurales como en urbanas.

El objetivo de este trabajo fue realizar el estudio observacional de diversos patrones que se evidencian minutos antes de la ocurrencia de tiempo severo. En particular se analizaron las protuberancias que se evidencian por encima del yunque de las cumulonimbus los cuales indican la presencia de ascendentes intensas, llamados overshooting tops, y los aumentos repentinos en la actividad eléctrica. Para esto se utilizaron datos de temperaturas de brillo y actividad eléctrica tomados por sensores emplazados en un satélite y estaciones de superficie, así como diversos reportes de fenómenos en superficie, los cuales permitieron una localización en tiempo y espacio de las tormentas más intensas que tuvieron lugar en el centro y norte del país entre el 1° de noviembre del 2018 y el 30 de abril del 2019.

Agradecimientos

El desarrollo de esta tesis no hubiese sido posible sin la ayuda recibida durante todos los años de mi carrera, por lo que quiero agradecer:

En primer lugar, a mi director Henrique, quien, con sus conocimientos, paciencia, comprensión, generosidad, dedicación y gran apoyo, me guió, ayudó y acompañó a lo largo de la carrera y en especial con este trabajo para lograr alcanzar los resultados que buscaba. ¡Un placer trabajar con vos!

A la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, y a la Universidad Nacional de La Plata por brindarme todos los recursos y herramientas necesarias para poder aprender y desarrollar mis conocimientos todos los años de estudio.

A cada profesor que me enseñó, escuchó y acompañó.

A Paola Salio, a mis compañeros de RELAMPAGO y a Timothy Lang por brindarme el acceso a distintas bases de datos para poder realizar su análisis en este trabajo.

A Gastón, Caterina, Aldana, Nahuel, Agustina, Walter, Camila, Solange y Martín, mis amigos y compañeros tanto de la facultad como de la vida que siempre me apoyaron y acompañaron con mucho cariño en este camino.

A mi madrina Mabel, a mis tías Laura y Teresa, a mi prima Talina y a Gustavo por el afecto y la fuerza para seguir adelante.

En especial, a mi mamá Viviana y mi hermano Julián, por apoyarme y ayudarme cada día de la vida para que no deje de seguir mis sueños, aun cuando perdía la confianza en mí misma.

Y, por último, a mi abuela Leonor, que aunque ya no se encuentre con nosotros, siempre va a estar presente en mi corazón, por haber creído en mí hasta el último momento y haberme acompañado toda mi vida.

¡Por fin lo logré! Muchas gracias a todos.

Índice

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.1.1. Proyecto RELÁMPAGO	1
1.1.2. Tormentas y su clasificación	2
1.1.3. Climatología y ciclo de vida de las tormentas en el Sudeste de Sudamérica	3
1.1.4. Ascendentes	5
1.1.5. Entornos favorables para el desarrollo de tormentas	5
1.1.6. Overshooting tops	6
1.1.7. Satélites geoestacionarios y técnicas de detección de OTs	7
1.1.8. Reportes de tiempo severo	11
1.1.9. Granizo	12
1.1.10. Lluvias intensas	14
1.1.11. Ráfagas y vientos fuertes	15
1.1.12. Actividad eléctrica	15
1.1.13. Lightning jump	17
1.2. Objetivos	19
2. Datos y metodología	20
2.1. Dominio	20
2.2. Reportes de ocurrencia de tiempo severo en superficie	22
2.2.1. Set de datos - RELÁMPAGO	22
2.2.2. Redes sociales y periódicos	26
2.2.3. Estaciones meteorológicas	27
2.3. Base de datos de imágenes satelitales	28
2.3.1. Advanced Baseline Imager - ABI/GOES-16	28
2.4. Base de datos de descargas eléctricas	33

2.4.1.	Geostationary Lightning Mapper - GLM/GOES-16	33
2.4.2.	Lightning Mapping Array - LMA	34
2.5.	Reanálisis	37
3.	Análisis de los reportes de ocurrencia de tiempo severo en superficie	38
3.1.	Distribución de los eventos	38
3.1.1.	Distribución de eventos por hora	38
3.1.2.	Distribución de eventos por mes	41
3.1.3.	Distribución de eventos por provincia	42
3.1.4.	Granizo	43
3.1.5.	Lluvias intensas	51
3.1.6.	Ráfagas y vientos fuertes	53
4.	Análisis de imágenes satelitales y descargas eléctricas	56
4.1.	Base de datos de imágenes satelitales	56
4.1.1.	Advanced Baseline Imager - ABI/GOES-16	56
4.2.	Base de datos de descargas eléctricas	61
4.2.1.	Geostationary Lightning Mapper - GLM/GOES-16	61
4.2.2.	Lightning Mapping Array - LMA	64
5.	Análisis de situaciones particulares	68
5.1.	Análisis de situación del 9 al 12 de noviembre del 2018	68
5.1.1.	Descripción del MCS	68
5.1.2.	Evolución de las BTDs, BTs y actividad eléctrica	70
5.1.3.	Situación sinóptica	73
5.2.	Análisis de situación del 12 al 15 de diciembre del 2018	76
5.2.1.	Descripción del MCS	76
5.2.2.	Evolución de las BTDs, BTs y actividad eléctrica	78
5.2.3.	Situación sinóptica	81
6.	Conclusiones	85
	Bibliografía	89

Índice de figuras

2.1.	Dominio de estudio y subregiones	21
2.2.	Imagen ilustrativa del satélite GOES-16.	28
2.3.	Imagen ilustrativa de los sensores ABI y GLM del GOES-16.	28
2.4.	Imagen de una estación LMA.	35
2.5.	Ubicación de red LMA.	36
3.1.	Ejemplos de reportes de tiempo severo	39
3.2.	Distribución horaria de los reportes	40
3.3.	Distribución mensual de los reportes	42
3.4.	Distribución mensual del tamaño de granizo	43
3.5.	Mapa de la distribución mensual del tamaño de granizo	45
3.6.	Distribución mensual de la acumulación de granizo	47
3.7.	Mapa de la distribución mensual de la acumulación de granizo	49
3.8.	Mapa de la distribución mensual de lluvias intensas	52
3.9.	Mapa de la distribución mensual de ráfagas y vientos fuertes	54
4.1.	Ejemplo de la evolución temporal de las BTs y BTDs	57
4.2.	Promedio de máximas BTDs y mínimas BTs registradas por el sensor ABI del GOES-16 para todos los eventos	58
4.3.	Promedio de máximas BTDs y mínimas BTs registradas por el sensor ABI del GOES-16 para eventos de granizo	58
4.4.	Ejemplos de la evolución temporal de la actividad eléctrica a partir del sensor GLM del GOES-16	61
4.5.	Promedio de flashes registrados por el sensor GLM del GOES-16 para todos los eventos	63

4.6.	Promedio de flashes registrados por el sensor GLM del GOES-16 para distintas clasificaciones de granizos	63
4.7.	Ejemplos de la evolución temporal de la actividad eléctrica a partir de la red de estaciones LMA	64
4.8.	Promedio de flashes registrados por la red LMA para todos los eventos	66
4.9.	Promedio de flashes registrados por la red LMA para distintas clasificaciones de granizos	66
5.1.	Imágenes satelitales del MCS para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	69
5.2.	Patrones severos del MCS para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	70
5.3.	Evolución temporal de las BTs y BTDs pertenecientes a la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	71
5.4.	Evolución temporal de la actividad eléctrica a partir del sensor GLM para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	72
5.5.	Campos de geopotencial en 1000 hPa y espesores 1000/500 para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	74
5.6.	Campos de vientos en 850 hPa y CAPE para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	74
5.7.	Índices de inestabilidad para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	74
5.8.	Campos de vientos en 850 hPa y humedad específica para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	75
5.9.	Campos de geopotencial y vorticidad relativa en 500 hPa para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	75
5.10.	Campos de geopotencial y viento en 250 hPa para la situación del 9 al 12 de noviembre 2018	75
5.11.	Imágenes satelitales del MCS para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	77
5.12.	Patrones severos del MCS para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	77
5.13.	Evolución temporal de las BTs y BTDs pertenecientes a la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	78
5.14.	Evolución temporal de la actividad eléctrica a partir del sensor GLM para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	79
5.15.	Evolución temporal de la actividad eléctrica a partir de la red LMA para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	80

5.16.	Campos de geopotencial en 1000 hPa y espesores 1000/500 para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	82
5.17.	Campos de vientos en 850 hPa y CAPE para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	82
5.18.	Índices de inestabilidad para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	83
5.19.	Campos de vientos en 850 hPa y humedad específica para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	83
5.20.	Campos de geopotencial y vorticidad relativa en 500 hPa para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	83
5.21.	Campos de geopotencial y viento en 250 hPa para la situación del 12 al 15 de diciembre 2018	84

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

1.1.1. Proyecto RELÁMPAGO

RELAMPAGO (Remote Sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations) fue una colaboración financiada por la Fundación Nacional de Ciencias (NSF, National Science Foundation), la Administración Nacional Oceanográfica y Atmosférica (NOAA, National Oceanographic and Atmospheric Administration), la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, National Aeronautics and Space Administration), el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina (SMN), el Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología de Argentina (MinCyT), el INVAP S.E. (INVESTIGACIÓN Aplicada), la Provincia de Córdoba y Brasil, a través del Instituto Nacional de Investigaciones Espaciales (INPE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), el Consejo Nacional para el Desarrollo Tecnológico (CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) y la Fundación de Investigación de São Paulo (FAPESP, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo). El fin de este proyecto fue observar las tormentas convectivas que producen eventos meteorológicos de alto impacto al pie de los Andes en Argentina a través de observaciones meteorológicas in situ para la profundización del conocimiento acerca de su ciclo de vida, teniendo en cuenta la situación sinóptica previa, el inicio y el desarrollo de las tormentas. Se desarrolló una campaña de medición extensiva que tuvo lugar en las provincias argentinas de Córdoba y Mendoza entre el 1° de junio del 2018 y el 30 de abril del 2019, con un período de observación intensiva comprendido entre el 1° de noviembre y el 18 de diciembre de 2018.

1.1.2. Tormentas y su clasificación

De acuerdo a la NOAA, se denomina tormenta a un estado perturbado de la atmósfera cercana a la superficie terrestre que se asocia a una nube cumulonimbus acompañada de actividad eléctrica y condiciones adversas de tiempo.

A partir de los criterios de la Dirección de Pronósticos del Tiempo y Avisos (DPTyA) del SMN se considera que una tormenta es fuerte si se registra granizo entre 0.1 y 2 cm, ráfagas entre 60 y 90 km h⁻¹ y/o acumulados de lluvia entre 20 y 40 mm en una hora. De la misma forma, se clasifica como tormenta severa si se evidencia la caída de granizo con un diámetro superior a los 2 cm, ráfagas mayores a los 90 km h⁻¹ y/o acumulados de lluvia superiores a los 40 mm en una hora.

Según Bluestein (1993), se define a una supercelda como un modo convectivo caracterizado por celdas de tormenta con una única ascendente rotante en la cual se alcanzan velocidades verticales de hasta 40 o 50 m s⁻¹. Se forman con frecuencia en entornos con altos valores de Energía Potencial Disponible para la Convección (CAPE, Convective Available Potential Energy) y fuertes cortantes del viento. Su componente de propagación es normal al vector de la cortante vertical, por lo que evidencia una desviación significativa relativa a tormentas cercanas. Por lo general poseen regiones de precipitación con un tiempo de persistencia mayor a una hora y producen granizo de gran tamaño. En los Estados Unidos el mayor número de los reportes de tornados y granizo de diámetro considerable se originan a partir de tormentas supercelulares (Mulholland et al., 2018). El CAPE indica la cantidad de energía disponible para la convección en relación a la potencial velocidad vertical máxima dentro de una ascendente. Valores de este índice superiores a los 700 J/kg permiten caracterizar entornos que favorezcan el desarrollo de tormentas con probable caída de granizo (Vidal, 2014).

A su vez, un sistema convectivo de mesoescala (MCS, meso-convective system) es un modo convectivo que consiste en un área mayor o igual a 1000 kilómetros cuadrados en la cual la temperatura de brillo es menor o igual a 228 K, o -45 °C (Morel y Senesi, 2002), lo cual puede ser observado a partir de imágenes satelitales.

Algunos tipos de tormentas, entre las cuales se encuentran las superceldas de toques bajos, derechos, sistemas convectivos organizados o no en bandas, y bow echoes tienen más probabilidades de producir daños asociados a vientos muy intensos y ráfagas que granizo de gran tamaño (Johns y Hirt, 1987; Bluestein, 1993; Cecil y Blankenship, 2012).

1.1.3. Climatología y ciclo de vida de las tormentas en el Sudeste de Sudamérica

Diversos estudios realizados a partir de observaciones satelitales han revelado que algunas de las tormentas más intensas del mundo ocurren en Sudamérica subtropical (Piersante, 2017), en particular en el Sudeste de Sudamérica (SESA), y más específicamente en el centro de la Argentina (eg. Zipser et al., 2006; Romatschke y Houze, 2010; Cecil y Blankenship, 2012; Houze et al., 2015). La cordillera de los Andes y las sierras de Córdoba cumplen un rol fundamental en el inicio, desarrollo y mantenimiento de los sistemas convectivos de mesoescala (eg. Zipser et al., 2006; Romatschke y Houze, 2010; Cecil y Blankenship, 2012; Houze et al., 2015; Repinaldo et al., 2015, 2017; Piersante, 2017) que se desplazan sobre la Cuenca del Plata (Velasco y Fritsch, 1987; Conforte, 1997; Torres, 2003; Salio et al., 2007; Romatschke y Houze, 2010; Rasmussen y Houze, 2011; Vidal, 2014).

En la región del Paraguay y el norte de Argentina, en particular en la base de la cordillera de los Andes, que ha sido resaltada a través de estudios satelitales de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM, Tropical Rainfall Measuring Mission), se dan varios días por año con condiciones del entorno favorable para la generación de tormentas convectivas profundas, las cuales evolucionan con frecuencia en sistemas convectivos de mesoescala que se propagan hacia el este asociados a eventos de tiempo severo en superficie, como ráfagas de viento dañinas, granizo de tamaño considerable, inundaciones repentinas e incluso tornados (Altinger de Schwarzkopf et al., 1982; Velasco y Fritsch, 1987; Nicolini y Torres Brizuela, 1998; Silva Dias, 1999; Brooks et al., 2003; Zipser et al., 2006; Matsudo y Salio, 2011; Rasmussen y Houze, 2011; Cecil y Blankenship, 2012; Mezher et al., 2012; Rasmussen et al., 2014; Piersante, 2017; Mulholland et al., 2018). Sin embargo, la actividad asociada a las ondas de montaña puede disipar ecos de tormenta que se encuentran inmediatamente a sotavento de una barrera montañosa en la fase de descenso de la onda (Booker, 1963).

Los mecanismos geográficos de disparo de la convección profunda son el ascenso forzado en la pendiente a barlovento, el bloqueo del flujo, la formación de áreas convergencia en el flujo modificado por la orografía, el calentamiento diferencial y las ondas de montaña. Por lo tanto, la zona de las sierras de Córdoba representa una región favorable para el desarrollo de convección húmeda profunda (Repinaldo et al., 2017). Los Andes y otras regiones montañosas son prominentes en las climatologías basadas en la caída de granizo en superficie, sin embargo, no lo son en climatología de granizo basadas en datos satelitales. Esto se debe a que el granizo pequeño y el graupel se derretirían antes de llegar a la superficie en altitudes más bajas, mientras

que en altitudes mayores estos hidrometeoros alcanzarían el suelo y por lo tanto, forman parte de los reportes de tiempo severo en superficie (Cecil y Blankenship, 2012). En resumen, las climatologías de ocurrencia de granizo basadas en datos satelitales solo se basan en información correspondiente a las tormentas pero esto no asegura que los hidrometeoros lleguen al suelo, por lo cual se presentan diferencias al compararlo con las climatologías de granizo en superficie.

La corriente en chorro de capas bajas de Sudamérica (SALLJ, South American Low Level Jet) (Nicolini et al., 2006) tiene un importante rol en la iniciación de la convección en las sierras de Córdoba y su posterior desarrollo nocturno sobre el centro y norte de la Argentina, a través del transporte de aire cálido y húmedo en niveles bajos desde la región de la selva amazónica hacia el sur a lo largo de la cordillera de los Andes (Nicolini y Saulo, 2006; Salio y Nicolini, 2006; Vera et al., 2006; Salio et al., 2007; Borque et al., 2010; Vidal, 2014; Mulholland et al., 2018). El SALLJ es generado por el ciclo diario del viento en capas bajas. Debido a las circulaciones locales asociadas a la orografía, se produce convergencia nocturna de humedad al pie de las sierras asociada a flujos catabáticos y a la oscilación inercial del viento ageostrófico. A su vez, se genera convergencia sobre las cumbres durante la fase diurna de la brisa por los flujos anabáticos pendiente arriba (Nicolini y García Skabar, 2011; Vidal, 2014; Repinaldo et al., 2017; Mulholland et al., 2018).

La convección asociada a intensas precipitaciones y a la caída de granizo en el norte de la Argentina es máxima hacia el comienzo de la noche, con un pico durante el período comprendido entre las 1200 y 2100 UTC (García-Ortega et al., 2009; Cecil y Blankenship, 2012). A partir de reportes de estaciones meteorológicas convencionales de superficie desde el 2000 al 2005, se ha demostrado que la región con la máxima frecuencia de ocurrencia de tormentas con granizo se ubica al sudoeste de la provincia del Chaco (Matsudo y Salio, 2011).

En el centro y norte de la Argentina, la mayoría de las tormentas son multicelulares y se inician con más frecuencia en la región ubicada al este de las sierras de Córdoba, al comienzo de la tarde y hacia el final del día. La máxima frecuencia de ocurrencia de estas tormentas tiene lugar durante los meses del verano austral, diciembre, enero y febrero (Mulholland et al., 2018).

La convección organizada en la mesoescala son más comunes en el centro-norte de la Argentina, formándose frecuentemente cerca de las sierras de Córdoba (Rasmussen y Houze, 2011).

Las tormentas convectivas con ascendentes que persisten por 30 minutos o más típicamente se desarrollan en entornos con cantidad suficiente de humedad en niveles bajos, intensa cortante vertical del viento y un mecanismo de desencadenamiento que libere la inestabilidad (Newton, 1963). En el caso de esta región, el entorno previo a los sistemas que se inician alrededor de las

1200 UTC se caracteriza por una importante inestabilidad convectiva, fuertes cortantes verticales del viento, la presencia de un frente frío ingresando sobre el sur de las sierras de Córdoba, una vaguada de onda larga en niveles medios y altos asociada a una zona baroclínica en superficie, y una intensa corriente en chorro en niveles altos (Vidal, 2014). Asimismo, se ha observado la presencia de la Baja del Noroeste Argentino (BNOA) (Seluchi et al., 2003), la influencia de sistemas de tiempo de latitudes medias que cruzan los Andes (Rasmussen y Houze, 2016) y un importante cambio en el perfil de temperatura de los niveles medios, es decir, la presencia de capas mezcladas elevadas (Ribeiro y Bosart, 2018).

1.1.4. Ascendentes

Una ascendente es una corriente de ascenso de pequeña escala ubicada dentro de la nube de tormenta. Para la generación de una ascendente con valores significativos de velocidad vertical se requiere de un entorno altamente inestable, el cual puede ser caracterizado a partir de ciertos parámetros e índices que cuenten con información acerca de los perfiles verticales de temperatura y humedad (Bedka, 2011). El crecimiento del granizo ocurre dentro de las ascendentes intensas, generando condiciones necesarias para evitar que el hidrometeoro llegue a la superficie antes de que haya alcanzado un diámetro considerable (Bedka, 2011), por lo tanto la ascendente gobierna la severidad de las tormentas convectivas (Gatlin y Goodman, 2010; Punge et al., 2016).

La ascendente tiene un papel fundamental en el crecimiento y desarrollo de una nube de tormenta con suficiente carga eléctrica para la ocurrencia de rayos, debido a que suministra una amplia cantidad de vapor de agua lo cual conduce a más material condensado. En consecuencia, a mayor cantidad de colisiones de partículas de hielo, se genera una mayor separación de cargas y rayos (Gatlin y Goodman, 2010). Por lo tanto, la ascendente es el factor principal gobernante de la tasa de actividad eléctrica (Mac Gorman et al., 1989; Williams et al., 1989, 1999; Goodman et al., 2005). Además, otras medidas de la intensidad de la ascendente convectiva de una tormenta y su habilidad para producir granizo de gran tamaño son la evolución vertical y las características microfísicas del tope de la nube (Lensky y Rosenfeld, 2006; Rosenfeld et al. 2008).

1.1.5. Entornos favorables para el desarrollo de tormentas

Las condiciones del entorno, en particular caracterizados por altos valores de CAPE y de la cortante del viento en los primeros 6 km han sido asociados a la ocurrencia de tormentas de granizo en Europa (Punge et al., 2016). Sin embargo, los entornos que favorecen la ocurrencia de tormentas en la Argentina central son caracterizados por grandes valores de CAPE y débiles

cortantes verticales del viento en niveles bajos (Mulholland et al., 2018). Las influencias combinadas de varios factores atmosféricos y la topografía compleja permiten explicar los recurrentes eventos de tiempo severo en la región (Romatschke y Houze, 2010).

Se ha demostrado que la generación de tiempo severo es altamente dependiente del modo de convección (Dial et al., 2010), que a su vez se encuentra relacionado con la cortante vertical del viento (eg. Trapp, 2013). En particular, esta última es un ingrediente esencial para el desarrollo de superceldas y bow echoes, por lo tanto, existe una alta probabilidad de caída de granizo y tornados asociada a estos modos convectivos (eg. Markowski y Richardson, 2010). La presencia de tornados está en particular relacionada a una importante cortante del viento en la vertical en el primer kilómetro de la atmósfera y a un nivel de condensación por ascenso por debajo del primer kilómetro desde la superficie (Markowski et al., 2002; Thompson et al., 2003; Smith et al., 2012; Markowski y Richardson, 2014).

La ocurrencia de tormentas severas se ha asociado a abundante humedad en la troposfera baja, cambios importantes en el perfil vertical de temperatura en la troposfera media, y fuertes cortantes del viento en la vertical en la troposfera (Johns y Doswell, 1992; Doswell et al., 1996; Johnson y Mapes, 2001), factores que pueden ser caracterizados a partir de diversos parámetros e índices. Un índice que es de gran utilidad para la identificación de entornos que favorecen la ocurrencia de tormentas intensas es el CAPE (Brooks et al., 2003; Allen y Tippet., 2015). Otros parámetros para la caracterización de entornos que favorecen la ocurrencia de tiempo severo son el índice K (George, 1960), el Lifted (Galway, 1956), el índice de amenaza de tiempo severo (SWEAT, Severe Weather Threat Index), el Total Totals (Miller, 1972) y el parámetro de significancia de granizo (SHIP, Significant Hail Parameter) (Prein y Holland, 2018).

1.1.6. Overshooting tops

Los overshooting tops (OTs) se evidencian como una protuberancia por sobre el yunque de una cumulonimbus (Bedka et al., 2010; Bedka, 2011). Se desarrollan en entornos con vientos relativos a la tormenta que favorecen el rompimiento de ondas de gravedad y generan plumas de cirrus que residen algunos kilómetros por encima del yunque principal de la nube (Wang, 2003; Setvák et al., 2013; Homeyer et al., 2017). Los OTs indican la presencia de ascendentes intensas presentes en tormentas asociadas a la convección húmeda profunda. Estos movimientos verticales de gran magnitud permiten que el aire húmedo atraviese el nivel de equilibrio de la tropopausa y sea inyectado en la estratosfera baja (Bluestein, 1993; Bedka et al., 2010; Bedka, 2011).

Los OTs exhiben una textura grumosa y son fácilmente observables en las imágenes de alta resolución en los productos satelitales de los canales visibles durante las horas del día solar (Bedka et al., 2010, Mikus et al., 2015). Su identificación y detección depende de su altura, la longitud de su sombra y su período de observación, del ángulo del Sol, y la experiencia de los pronosticadores (Mikus et al., 2015).

Debido a que los OTs son protuberancias que se dan a través del nivel de equilibrio de la tormenta y penetran a través del nivel de la tropopausa (Lane et al., 2003; Wang, 2007; Setvák et al., 2010), ocupan solamente una pequeña fracción del yunque de la nube convectiva (Bedka y Minnis, 2010) y tienen un gradiente vertical de temperatura de -7 a -9 K km⁻¹ a medida que ascienden en la estratosfera baja (Negri, 1982; Adler et al., 1983). Por lo tanto, su temperatura es significativamente más baja que la del yunque circundante, la cual es similar a la del nivel de la tropopausa (Adler et al., 1985). Se ha demostrado que algunos OTs alcanzan altitudes de hasta dos kilómetros por encima del nivel del yunque circundante (Heymsfield et al., 1991).

Existe una correlación significativa entre la ocurrencia de tiempo severo en superficie y la aparición de OTs (Lane et al., 2003; Wang, 2007; Setvák et al., 2010). Acompañando la ocurrencia de este patrón, en algunos casos se evidencia la presencia de un cold ring, el cual consiste en una región de BTs cálidas rodeadas por un área de mínimas temperaturas (Setvák et al., 2010). En particular, los OTs y cold rings localizados en los toques de nubes convectivas observados por satélites geoestacionarios indican intensas ascendentes convectivas capaces de producir granizo de diámetro considerable (Bedka, 2011; Punge et al., 2014; Proud, 2015), vientos severos y posibles tornados (Iršič Žibert y Žibert, 2012; Mikuš y Strelec Mahović, 2013). Además, asociadas a la ocurrencia de tiempo severo en superficie, las tormentas con OTs han sido relacionadas a importantes cortantes del viento en la horizontal y vertical, así como frecuente actividad eléctrica (Wiens et al., 2005; Machado et al., 2009; Meyer et al., 2013) y generan turbulencia cerca de las tormentas como consecuencia de la generación de ondas de gravedad en el tope de la nube (Wang et al., 2010).

1.1.7. Satélites geoestacionarios y técnicas de detección de OTs

Los satélites geoestacionarios proveen una gran cantidad de observaciones multiespectrales de tormentas convectivas alrededor de todo el planeta, por lo que estos datos son muy útiles para la detección y el pronóstico a muy corto plazo (0-2 hs) de tormentas severas (Bedka et al., 2018).

Se busca que los productos para la detección satelital de tormentas y su posterior caracte-

rización puedan utilizarse tanto durante las horas del día como durante la noche, sin embargo, existe gran cantidad de algoritmos de detección y discriminación de tormentas que pueden ser utilizados únicamente durante las horas del día. Otra desventaja es que, en base a los parámetros derivados de los datos satelitales en el canal del infrarrojo, las tormentas con granizo resultan muy similares a las tormentas generadoras de vientos severos y tornados (Punge et al., 2016). Los OTs pueden ser detectados como un grupo de pequeños de píxeles con temperaturas de brillo (BT, Brightness Temperature) muy bajas en relación con las temperaturas del yunque circundante de la tormenta en el canal infrarrojo (Bedka et al., 2010).

Existen límites para detección de OTs a través de imágenes satelitales, los cuales dependen de la resolución espacial y de la cobertura de los canales espectrales de los instrumentos, además de la intensidad de la ascendente convectiva, el perfil vertical de temperatura estratosférico y el tiempo de residencia del vapor de agua en la estratosfera (Bedka et al., 2010). A su vez, existen dos fuentes de incertidumbre asociadas a los OTs. Primero, no todas las detecciones son correctas debido a que otros patrones nubosos pueden tener características similares cuando en realidad no lo son, por ejemplo, una ascendente que se debilita asociada a un OT reciente produce nubes con bajas temperaturas que son advectadas corriente abajo y pueden confundirse con un OT. Segundo, no todas las tormentas severas que generan OTs producen granizo en superficie, lo cual puede ocurrir cuando las condiciones en el entorno no favorecen la formación de este hidrometeoro o cuando éste se derrite antes de llegar a la superficie, por ejemplo, debido a que el nivel de congelamiento se encuentra a gran altitud (Punge et al., 2016).

Existen diferentes técnicas de detección de OTs a partir de imágenes satelitales (Bedka et al., 2010).

Se ha desarrollado un algoritmo formulado a partir de la premisa de que los OTs se evidencian cómo pequeños grupos de píxeles, menor o igual a 15 km de diámetro, que son significativamente más fríos que el yunque circundante. Un mínimo de BT menor a los 215 K es comparado con la temperatura de la tropopausa para verificar que estos píxeles se encuentran por sobre el nivel de equilibrio en la región de la estratosfera baja, es decir, atraviesan el nivel de la tropopausa. Los mínimos no pueden estar localizados a menos de 15 km de cada uno para que no sean clasificados como dos OTs independientes. A su vez, los píxeles circundantes del yunque tienen que tener una temperatura en la ventana del infrarrojo de 225 K o menos y por lo menos cinco píxeles deben cumplir esta condición. Un píxel es considerado un OT si es 6.5 K o más frío que el promedio de BT de la nube circundante, lo cual implica que el píxel se encuentra entre 0.7 y 0.9 km por encima del yunque (Adler et al., 1983; Bedka et al., 2010).

A partir de los datos satelitales, existen diversas maneras de identificar los OTs, a partir de las BT en los canales visibles y de infrarrojo-cercano, en los canales infrarrojos, y a partir de la diferencia de temperaturas de brillo (BTD, Brightness Temperature Difference) de diferentes canales que permitan crear un contraste evidente de diferentes propiedades para su identificación.

Además, a partir de las BT de los canales infrarrojos se pueden identificar los OTs, en particular a partir de los canales de absorción de vapor de agua (Berendes et al., 2008). En las imágenes satelitales del canal infrarrojo, usualmente son representados por un grupo de píxeles más fríos que los circundantes que se encuentran en el yunque de la tormenta convectiva (Bedka et al., 2010). Hay mayor absorción de energía por parte del vapor de agua en el canal de $12.3\ \mu\text{m}$ en comparación al canal de $10.3\ \mu\text{m}$ o ventana limpia (Geostationary Operational Environmental Satellites - R Series, s.f.; Schmit et al., 2017), por lo que puede utilizarse la BTD entre en canal de 12.3 y el de $10.3\ \mu\text{m}$ para identificar OTs ya que a mayor contenido de vapor de agua, mayor va a ser dicho valor. Sin embargo, a veces no son representados como un mínimo de BT, en especial en tormentas con características térmicas en el tope de la nube, como cold rings o cold U/Vs (Stastka y Setvák, 2008). Los cold U/Vs aparecen en las imágenes satelitales, específicamente en los canales del infrarrojo, como áreas de mínimas BTs con forma de U, V o de boomerang, acompañadas por otra región de BTs más cálidas corriente abajo. Este patrón se genera a partir de la interacción entre la circulación del aire en niveles altos y un OT (Ackerman y Knox, 2001). La cupla frío-cálido en la tormenta indica la posible severidad de la misma (Irsic Zibert et al., 2010). Se ha encontrado que las nubes de hielo frías de gran espesor óptico compuestas por pequeños cristales de hielo son las que tienen más probabilidad de producir granizo en el sudeste de Francia y España (Berendes et al., 2008). La BT de la pluma del cirrus que se extiende por sobre el yunque de la tormenta (AACP, Above Anvil Cirrus Plume) en el infrarrojo es mayor a la del yunque circundante, en especial en áreas adyacentes a la región de la ascendente, y por lo tanto del OT. El contraste de la BT del cálido AACP con el frío OT es continuamente reforzado por el aire que asciende rápidamente y se enfría debido a la expansión adiabática. El OT al cruzar la tropopausa genera ondas de gravedad que a su vez fuerzan la creación de cirrus corriente abajo que se encuentran mucho más arriba que el yunque principal de la tormenta. Al estar en la estratósfera, se ajusta la temperatura de los cirrus a la del entorno y por ende su BT resulta mayor. En cambio, el OT posee BTs muy bajas porque los intensos movimientos ascendentes favorecen la continua inyección de aire húmedo de niveles más bajos hacia la estratósfera y por expansión adiabática se enfría. La anomalía cálida del AACP se encuentra por lo general contenida dentro de un área de temperatura más baja perteneciente

al yunque principal, como puede ser un cold U-, V- o ring (Adler et al., 1983; McCann, 1983; Brunner et al., 2007; Setvák et al., 2010; Homeyer, 2014; Bedka et al., 2018; Homeyer et al., 2017).

Asimismo, las BTD entre distintos canales del espectro infrarrojo y visible pueden detectar convección profunda y OTs (Berendes et al., 2008). Por ejemplo, a partir de la diferencia entre los canales de 6 a 7 μm de absorción de vapor de agua menos el canal de 11 μm de la ventana de onda larga larga. La premisa detrás del uso de esta técnica es que: 1) el perfil de temperatura atmosférica se calienta con la altura en la estratosfera baja, 2) el vapor de agua es forzado hacia la estratosfera baja en niveles por sobre la nube debido a la ascendente de la tormenta, 3) este vapor de agua emite en un entorno con temperaturas mayores por lo que la emisión en la ventana del infrarrojo se origina de tope de nubes más frías y 4) diferencias positivas entre las BT más cálidas de absorción de vapor de agua y más frías en la ventana del infrarrojo y pueden identificar en dónde están ocurriendo los overshooting (Fritz y Laszlo, 1993; Ackerman, 1996; Schmetz et al., 1997; Setvák et al., 2007; Martin et al., 2008). La máxima diferencia puede no presentarse en la ubicación exacta del OT debido a la advección de vapor de agua estratosférico desde la ascendente de la tormenta (Setvák et al., 2007). Sin embargo, se ha encontrado que la máxima BTD ocurre con tope de nubes que se encontraban justo por encima de la tropopausa, y que esta diferencia puede disminuir a medida que aumenta la magnitud del OTs (Schmetz et al., 1997). Para su identificación, la diferencia de 6.2 - 7.3 μm es cercana a 0 (Mikuš y Strelec Mahović, 2013). Además, la BTD entre los canales 6.2 y 10.3 permiten realizar una buena identificación de la convección profunda a partir del vapor que resulta inyectado en la estratósfera baja (Negri, et al., 2012).

Las técnicas de detección a partir de datos satelitales tienen un buen desempeño durante las horas del día y cerca de las horas próximas al mediodía solar, sin embargo, existe una señal significativa diurna posiblemente inducida por un aumento de la textura en las imágenes en los canales visibles sobre las nubes de convección profunda y cuando el Sol se ubica en bajos ángulos cenitales, lo cual puede llevar a falsas alarmas, por lo que no es una técnica confiable para la detección objetiva de OTs durante el día y no son aplicables por la noche (Berendes et al., 2008). Los métodos de detección satelitales en el infrarrojo o con métodos objetivos de detección es altamente dependiente de las propiedades termodinámicas de la tormenta y de la resolución espacial y temporal de los datos (Setvák et al., 2008; Bedka et al., 2010), aunque su resolución es mucho mayor que la de los datos de actividad eléctrica (Mikus et al., 2015).

1.1.8. Reportes de tiempo severo

Las tormentas convectivas profundas con OTs producen con frecuencia condiciones del tiempo peligrosas, como por ejemplo turbulencia, frecuente actividad eléctrica, intensas precipitaciones, granizo de gran tamaño, vientos fuertes con ráfagas y hasta tornados (Reynolds, 1980; Negri y Adler, 1981; Adler et al., 1985; Brunner et al., 2007; Bedka et al., 2010, Bedka, 2011; Setvák et al., 2013). Las pérdidas debido a estos eventos extremos asociados a la convección están aumentando (Munich, 2016; Changnon, 2009). Además, las tormentas con OTs se asocian por lo general con cortantes intensas de viento tanto en la horizontal como en la vertical y actividad eléctrica dentro de la ascendente de la tormenta (Ziegler y MacGorman, 1994; Wiens et al., 2005). Asimismo, generan ondas de gravedad, que al interactuar y penetrar la tropopausa pueden producir turbulencia significativa a kilómetros de la tormenta (Heymsfield et al., 1991; Lane et al., 2003; Bedka et al., 2007). Las superceldas que generan AACPs por lo general se encuentran asociadas a la ocurrencia de tiempo severo, en particular de granizo de gran tamaño y tornados (Duda y Gallus, 2010). Alrededor del 85 % de los AACPs se evidenciaron en promedio 31 minutos antes del reporte de tiempo severo en superficie (McCann, 1983).

La generación de una climatología mundial de tormentas productoras de granizo en base a reportes observacionales de superficie, por ejemplo, placas de granizo o estaciones meteorológicas, se encuentra limitada por las inconsistencias presentes en las redes observacionales y en los métodos de reporte, los cuales son altamente inhomogéneos y dependientes de la densidad de población, además de cubrir sólo pequeñas áreas (Cecil y Blankenship, 2012; Farnell et al., 2016; Prein y Holland, 2018). La falta de reportes no necesariamente implica que el fenómeno no haya ocurrido, sino que nadie ha reportado el evento o los registros no fueron lo suficientemente continuos.

Algunos estudios han demostrado que el incremento de las pérdidas por daños asociados a la ocurrencia de tormentas severas es un resultado directo de la densidad de la población (Changnon, 2009), debido a que las regiones urbanizadas tienen mayor cantidad de reportes de tiempo severo por unidad de área, mientras que en las áreas rurales prácticamente no se reciben registros (eg. Dobur, 2005). Por lo que los estudios sobre cambios en la intensidad y frecuencia de sistemas convectivos a partir de reportes de superficie son más inciertos (Changnon, 2009). Esta incertidumbre se debe a registros observacionales inconsistentes (Allen y Tippet, 2015), datos de radar limitados a la cobertura provista por cada servicio meteorológico nacional y sus respectiva red (Goudenhoofdt y Delobbe, 2013; Skripniková y Rezácová, 2014; Kaltenböck y Steinheimer, 2015; Seres y Horvath, 2015; Nisi et al., 2016; Puskeiler et al., 2016), el alto costo y

la capacidad limitada de simulaciones de modelos numéricos que puedan resolver las tormentas severas de granizo, así como la falta de conocimientos respecto a las interacciones físicas y la relación existente que tienen lugar entre el sistema climático y la convección severa (Tippett et al., 2015).

Por lo tanto, se han desarrollado productos derivados a partir de datos satelitales para la identificación de tormentas intensas, en particular las generadoras de granizo, y estimación de daños potenciales (Cecil y Blankenship, 2012; Merino et al., 2014; Punge et al., 2014).

1.1.9. Granizo

El granizo es un tipo de hidrometeoro que precipita de una nube cumulonimbus, con un diámetro mayor a los 5 mm que puede tener forma esférica, de disco o elipsoidal. Algunas veces, los granizos presentan contornos suaves, y otras veces, irregulares y con picos. Por lo general cuando tienen un gran diámetro, luego de caer a la superficie, se encuentran separados entre ellos. Sin embargo, se han registrado casos en los que tienen una densidad de distribución alta y en ciertos casos ha sido necesario utilizar herramientas de barrido de nieve para despejar y limpiar las pilas de granizo. Asimismo, se pueden formar nieblas sobre las acumulaciones de este tipo de precipitación. El granizo puede causar daños materiales extensivos, por ejemplo, a los cultivos, ventanas, techos, vehículos, entre otros.

La condición necesaria para la formación de granizo es la disponibilidad de embriones de graupel, grandes gotas de agua congelada y gotas de nube sobreenfriadas. Si un embrión se encuentra dentro de una ascendente muy intensa, no llegará al tamaño de granizo antes de salir la nube de tormenta a través del yunque. Por el contrario, si ingresa por el lateral de la ascendente, es posible que el embrión crezca hasta alcanzar el tamaño de granizo y caer fuera, sin embargo, puede ser arrastrada nuevamente hacia la ascendente, en dónde puede aumentar su tamaño aún más (Bluestein, 1993). Las ascendentes intensas pueden soportar grandes y pesados granizos por lo que se les asocia un gran potencial de producción de granizo grande, en particular en las tormentas supercelulares. No obstante, los de gran tamaño pueden ser producidos aun cuando las condiciones del entorno favorezcan la generación de una ascendente más débil, siempre y cuando el granizo atraviese regiones de alta densidad de gotas de agua sobreenfriadas y ascendentes lo suficientemente fuertes e intensas para evitar que caiga al suelo muy pronto. A su vez, la velocidad de los movimientos descendentes capaces de producir fuertes vientos en superficie se incrementa debido a la carga de precipitación y al enfriamiento evaporativo, asociado en particular a la presencia de granizo (Gatlin y Goodman, 2010). Estudios previos han estimado

la velocidad de caída en 47 m s^{-1} de un granizo de más de 750 gramos y 14 centímetros de diámetro aproximadamente para Coffeyville, Kansas en 1970 (Roos, 1973), y se han medido velocidades de 15 a 20 m s^{-1} para los de un centímetro de diámetro (Matson y Huggins, 1980).

Debido a la severidad de este fenómeno (Farnell et al., 2016), la caída de granizo en Argentina resulta en daños materiales sustanciales y como consecuencia, grandes pérdidas económicas del orden de billones de dólares si ocurre en regiones rurales en donde se desarrolla la agricultura o en áreas urbanas con gran densidad poblacional (Farnell et al., 2016; Punge et al., 2016; Piersante, 2017; Prein y Holland, 2018). Además, los daños en las propiedades debido a la caída de granizo están aumentando asociados al incremento en la densidad y riqueza de la población (Prein y Holland, 2018).

A partir de estudios previos de la distribución global de granizo, se evidencia que el norte de la Argentina es una de las de las regiones con la mayor frecuencia de tormenta de granizo por unidad de área (Cecil y Blankenship, 2012), con la máxima frecuencia de ocurrencia durante el verano, seguido de la primavera (Mezher et al., 2012). Estas tormentas son unos de los eventos más destructivos asociados a la convección profunda en la Argentina (Rasmussen et al., 2014). La región del país con la mayor cantidad de reportes de caída de granizo es la base de la cordillera de los Andes y las sierras de Córdoba (Rasmussen et al., 2014), con dos máximos ubicados en las provincias de Mendoza y Córdoba (Mezher et al., 2012). Las zonas de montaña actúan como mecanismos de desencadenamiento de las tormentas, reconociendo de esta manera la importancia de la topografía (de la Torre et al., 2011).

La formación de granizo de gran tamaño está frecuentemente relacionada a tormentas supercelulares (Moller et al., 1994), convección organizada en la mesoescala (Rasmussen et al., 2014), intensos MCSs (Houze, 2004) y tormentas unicelulares (Miller y Mote, 2016). Sin embargo, la mayoría de los reportes de granizo con diámetros mayores a los 5 cm se asocia a superceldas, ya que se desarrollan en condiciones del entorno ideales para la generación de ascendentes intensas que persisten por más de 30 minutos (Blair et al., 2017). Además, en algunos casos, el hidrometeoro puede derretirse antes de llegar a la superficie, sin embargo, cuando éstos tienen gran tamaño, su velocidad terminal es de gran magnitud, en el orden de las decenas de m s^{-1} (Cecil y Blankenship, 2012).

Debido a que las observaciones de granizo son inexactas y están puntualmente localizadas, realizar una discriminación entre los cambios del clima y los cambios en la sociedad se torna imposible. Otra manera de generar datos de estos eventos es a través de la simulación dinámica a través de modelos numéricos, lo cual tiene como consecuencia altos costos computacionales

y grandes incertidumbres a partir de la parametrización de los procesos involucrados. Además, la relación empírica entre las propiedades del entorno y los daños observados por el granizo se utilizan para relacionar las condiciones ambientales de gran escala (Brooks, 2009; Mohr y Kunz, 2013; Allen y Tippett, 2015; Mohr et al., 2015; Westermayer et al., 2017), datos de sensores remotos (Witt et al., 1998; Féral et al., 2003; Cecil, 2009, Mroz et al., 2017; Ni et al., 2017), o una combinación de ambos (Punge et al., 2016, Bedka et al., 2018) con la ocurrencia de granizo. En este caso, se asume que las condiciones ambientales para el desarrollo de granizo no están cambiando con el calentamiento global y que todos los entornos favorables tienen la misma capacidad de producir granizo de gran tamaño (Prein y Holland, 2018).

1.1.10. Lluvias intensas

En el SESA, la precipitación es favorecida por la entrada de aire húmedo desde la región amazónica y el océano Atlántico, asociado a la presencia del jet de capas bajas (Wang y Paegle, 1996; Doyle y Barros, 2002). Las lluvias intensas que tienen lugar en esta región se generan principalmente a partir de cumulonimbus, las cuales son nubes de tormenta que en algunos casos alcanzan alturas superiores a los 15 km. Estas pueden presentarse de forma aislada o como parte de un MCS (Velasco y Fritsch, 1987). Diversos autores estiman que en el noreste de la Argentina estos sistemas de tormentas producen hasta el 70% de la precipitación total del verano.

Las lluvias intensas asociadas a MCSs, que se encuentran acompañadas de abundante actividad eléctrica y fuertes vientos, tienen un gran potencial de generación de anegamientos e inundaciones, ya que se relacionan a la caída de gran cantidad de agua en cortos períodos de tiempo. Esto puede resultar en graves y costosos daños socio-económicos, en particular en las regiones urbanas, lo cual resulta agravado si las condiciones de infraestructura y del terreno no facilitan el correcto escurrimiento de las aguas (Barros y Bejarán, 2005; Barros et al., 2006). Las inundaciones fueron el fenómeno que causó más destrucción en la Argentina, afectando alrededor de 350 millones de personas y generando pérdidas de cientos de billones de dólares entre 1980 y 2010 (Choi, 2016). Resulta preocupante que el número de inundaciones crezca con el paso de los años debido al aumento en la frecuencia de ocurrencia de MCSs en la región del SESA (Barros et al., 2006).

1.1.11. Ráfagas y vientos fuertes

Las ráfagas y vientos fuertes observados durante eventos de tormenta pueden estar asociados al avance de un frente de ráfagas (Wakimoto, 1982) o a descendentes localizadas más intensas. El frente de ráfagas es el borde delantero de una corriente de densidad en la que el aire frío es generado a partir de las descendentes precipitantes que se desaceleran cuando llegan a superficie y forman el flujo saliente de las tormentas. Las ráfagas de viento severo asociados a tormentas con OTs también pueden ser producidas por la transferencia de momento desde arriba hacia abajo debido a las descendentes inducidas por el enfriamiento evaporativo o el derretimiento de pequeños granizos en la región adyacente al OT (Dotzek y Friedrich, 2009). Bedka (2011) observó una baja frecuencia de OTs en eventos asociados a tornados en Europa. Esto puede deberse a que la cortante del viento en niveles bajos es mucho más importante que los valores altos de CAPE y que las intensas ascendentes, o que ocurre un debilitamiento de la ascendente y el colapso del OT previo a la formación del tornado.

A partir de datos de estaciones meteorológicas se evidencia que el pasaje de un frente de ráfagas genera un aumento en la presión atmosférica debido a que el aire más cálido se ve desplazado por el aire frío, un cambio en la dirección del viento, un aumento brusco y repentino de la velocidad del viento, una disminución de la temperatura, y por último la ocurrencia de precipitación (Wakimoto, 1982).

Las ráfagas asociadas a la presencia de actividad convectiva son responsables de daños y pérdidas considerables, tanto sociales como económicas, alrededor de todo el mundo (Lombardo y Zickar, 2019). Además, a pesar de que la presencia de edificaciones en las zonas urbanas generan un desaceleramiento de los vientos debido a efectos de fricción, en algunas ciudades pueden registrarse vientos aún más intensos debido a la canalización de los mismos en función de la infraestructura edilicia (Markowski y Richardson, 2011).

1.1.12. Actividad eléctrica

Todas las tormentas tienen rayos, los cuales pueden ser: desde la nube al suelo (CG, cloud to ground), dentro de la nube (IC, intracloud), entre nubes (CC, cloud to cloud) o desde la nube al aire. Los rayos CG pueden tener una alta frecuencia de ocurrencia en un corto periodo de tiempo (Bluestein, 1993). En el caso en el que la carga positiva va desde la nube al suelo se los denomina CG+. De manera contraria, cuando la carga negativa va desde la nube al suelo se llaman CG- (Royal Meteorological Society, 2017). Los rayos CG son observados con frecuencia en áreas de precipitación intensa y a veces en donde la precipitación está pronta a ocurrir en

superficie. Este último fenómeno ha sido referido como “rain gush”. A partir de las mediciones de intensidad y dirección de las ondas electromagnéticas de baja frecuencia emitidas por los rayos, se puede localizar en tiempo y espacio la fuente de los rayos en base a las diferencias de tiempo de llegada de dichas ondas. De manera similar, debido a que los rayos CG e IG tienen formas de onda diferente, pueden ser distinguidos unos de otros.

Los datos de actividad eléctrica total son considerados uno de los indicadores más importantes de la intensificación de la ascendente de una tormenta y su potencial para la ocurrencia de tiempo severo (Mikus et al., 2015). La combinación de una ascendente dentro de una tormenta y la fuerza gravitacional de la Tierra proveen lo necesario para la separación de la carga dentro de la nube formando un campo eléctrico (Schultz et al., 2009). La cantidad de rayos producidos por una tormenta está altamente relacionada a la evolución de la ascendente y la aparición de la fase de hielo (Workman y Reynolds, 1949; Carey y Rutledge, 1996, 2000; Petersen et al., 2005). Durante la rápida intensificación de la ascendente, se produce un aumento de la tasa de actividad eléctrica debido a que se generan colisiones con mayor frecuencia entre cristales de hielo en presencia de agua líquida sobreenfriada. En específico, este proceso involucra la transferencia de cargas entre cristales de hielo y el graupel o partículas de granizo en presencia de agua líquida sobreenfriada (Workman y Reynolds, 1949; Bürgesser, 2008; Nicora, 2014). El incremento en la cantidad de dichas colisiones da lugar a la generación de cargas eléctricas dentro de la nube y a una posterior separación de las mismas a causa de la división de tamaños de partículas debida a la ascendente (Gatlin y Goodman, 2010). A la vez que la ascendente alcanza su máximo crecimiento en velocidad y en volumen y a medida que la carga aumenta a lo largo del tiempo, el campo eléctrico alcanza una magnitud límite en la cual ocurre una descarga (Schultz et al., 2009). Luego de que la actividad eléctrica alcanza un máximo, disminuye a medida que la ascendente se debilita debido a que cuando el granizo crece lo suficiente como para precipitar a la superficie, se crea fricción entre el hidrometeoro y el aire presente dentro de la ascendente, resultando en el debilitamiento de los movimientos verticales y por lo tanto en una menor cantidad de rayos (Gatlin y Goodman, 2010).

Debido a que la actividad eléctrica total tiene una alta correlación con la tendencia de la intensidad de la tormenta, aumentos rápidos de la tasa total de actividad eléctrica son indicativos de la intensificación de la ascendente, lo cual ha sido observado durante la manifestación de tiempo severo en superficie. Por lo tanto, la presencia e intensidad de actividad eléctrica es un buen indicador de la severidad de una tormenta (Wiens et al., 2005; Gatlin y Goodman, 2010).

Una importante limitación al momento de diagnosticar la severidad de las tormentas es

que no todas las que producen tiempo severo se encuentran aisladas, por lo que se pueden emitir falsas alarmas si no se trabaja con cuidado. La utilización de datos de actividad eléctrica total, en especial a través del filtro de un algoritmo para la identificación de un salto en la actividad eléctrica, provee una herramienta fundamental para los pronosticadores. Por lo tanto la incorporación de esta información puede ser valiosa para la toma de decisiones sobre la alerta de todas los tipos de tormentas, tanto severas como no severas (Schultz et al., 2009).

1.1.13. Lightning jump

El lightning jump es el rápido y repentino incremento de la tasa de actividad eléctrica total, es decir, de la suma de los rayos IC, CC y CG (Williams et al., 1999). Según estudios previos, este salto se observa previo a la ocurrencia de tiempo severo en superficie, por lo general del orden de los 10 minutos (Byers y Braham, 1949; Williams et al., 1999; Schultz et al., 2009; Cecil y Blankenship, 2012). Se evidencia un máximo de la actividad eléctrica total y luego se observa una disminución paulatina de la misma. Este patrón tiene relación directa con la evolución de la ascendente durante el ciclo de vida de las tormentas (Gatlin y Goodman, 2010). Todas las tormentas exhiben por lo menos un aumento importante en la intensidad del campo eléctrico durante su ciclo de vida, el cual puede ocurrir antes del primer rayo en la etapa de cumulus o asociado al crecimiento pulsante de la tormenta durante la etapa madura o de disipación (Byers y Braham, 1949). Se debe constatar que las tormentas cumplan el criterio de severidad para poder aplicar algoritmos de detección basados en el salto de la actividad eléctrica, de manera contraria, se pueden llegar a dar falsas alarmas (Schultz et al., 2009).

Este patrón ha demostrado ser aplicable de forma operacional en el pronóstico de fenómenos de tiempo severo. A su vez, un algoritmo basado en el salto en la actividad eléctrica total a través del cambio temporal de la tasa de rayos es una herramienta muy útil para la predicción y el pronóstico de tiempo severo en superficie, el cual ocurre varios minutos después del lightning jump (Goodman et al., 1988; MacGorman et al., 1989; Williams et al., 1989, 1999; Buechler et al., 2000; Goodman et al., 2005; Bridenstine et al., 2005; Steiger et al., 2005, 2007; Wiens et al., 2005; Gatlin, 2006; Farnell et al., 2016). En particular, se han realizado diversos estudios sobre este tema para la Argentina, entre los cuales se encuentran los trabajos de (Borque et al., 2020; Nicora, 2014; y Nicora et al., 2015).

Sin embargo, toda ocurrencia de tiempo severo es precedida por un salto en la actividad eléctrica, aunque no todas las tormentas que producen estos rápidos incrementos en la cantidad de rayos son generadoras de tiempo severo (MacGorman, 1993; Buechler et al., 2000; Lang et

al., 2000, 2002; Schultz et al., 2009; Emersic et al., 2011).

Se evidencia un aumento rápido y significativo de la actividad eléctrica total antes de la ocurrencia de tiempo severo, caída de granizo de gran tamaño, vientos severos o tornados (Kane, 1991; Williams et al., 1999; Lang et al., 2000; Bridenstine et al., 2005; Fehr et al., 2005; Goodman et al., 2005; Steiger et al., 2005, 2007; Wiens et al., 2005; Gatlin, 2006; Montanya et al., 2007, 2009; Tessendorf et al., 2007; Schultz et al., 2009; Darden et al., 2010; Gatlin y Goodman, 2010; Pineda et al., 2011; Schultz et al., 2011; Dimitrova et al., 2013). Los valores máximos ocurren justo antes de la fase severa de la tormenta (Dimitrova et al., 2013). Esta característica evidente y sistemática ocurre en un tiempo menor a los 5 minutos antes de la aparición de los OTs (Emersic et al., 2011, Rogers et al., 2013). Asimismo, se han encontrado períodos de tiempo comprendidos entre los 5 y los 20 minutos entre el salto en la actividad eléctrica y la ocurrencia de tiempo severo en superficie (Williams et al., 1999). Para las tormentas multicelulares el período fue de 12 minutos, para los sistemas multicelulares que evolucionaron a supercelulares de 24 minutos, y para las tormentas supercelulares entre los 5 y 30 minutos (Goodman et al., 2005; Steiger et al., 2007; Dimitrova et al., 2013), y un valor promedio de 7 minutos en caso de eventos de granizo (Williams et al., 1999).

Diversos estudios han encontrado que este salto en la actividad eléctrica es una respuesta a la intensificación de la ascendente que lleva a un aumento de las colisiones entre partículas de hielo y por lo tanto a una mayor separación de carga y a la generación de rayos (Carey y Rutledge, 1996; Williams et al., 1999; Williams, 2001; Goodman et al., 2005; Wiens et al., 2005; Steiger et al., 2007; Deierling y Petersen, 2008; Schultz et al., 2009; Emersic et al., 2011; Dimitrova et al., 2013; Farnell et al., 2017), por lo que puede brindar información de utilidad para el pronóstico a corto plazo asociado al potencial de tiempo severo de las tormentas (Schultz et al., 2009; Emersic et al., 2011). El salto en la actividad eléctrica total es mucho más efectivo para el pronóstico a corto plazo de tiempo severo en comparación con otros predictores como lo son el radio IC:CG (Pineda et al., 2011) o los cambios en la polaridad dominante del CG (Carey y Rutledge, 1998; Lang et al., 2004; Pineda et al., 2016; Soula et al., 2004; Wiens et al., 2005).

1.2. Objetivos

El objetivo de este trabajo es realizar el estudio observacional y la caracterización de los reportes de tiempo severo que tuvieron lugar en la región centro-norte de Argentina entre el 1° de noviembre del 2018 y el 30 de abril del 2019. Además, se busca analizar el comportamiento de los precursores de la convección asociados a los registros de ocurrencia de caída de granizo, vientos fuertes y ráfagas, y lluvias intensas. Para esto se utilizan los datos de temperatura de brillo del sensor Advanced Baseline Imager (ABI) del GOES-16, y de actividad eléctrica tomados con el sensor Global Lightning Imager (GLM) del mismo satélite y con la red de antenas de superficie Lightning Mapping Array (LMA). Se busca complementar los estudios previos utilizando datos más recientes y actualizados, como los provistos por la campaña de medición RELÁMPAGO.

En el capítulo 2 se describen los distintos conjuntos de datos utilizados en el desarrollo de esta tesis. En el capítulo 3 se realiza el análisis de los reportes de fenómenos meteorológicos tomados tanto de diarios y publicaciones en las redes sociales como de estaciones meteorológicas de superficie de todo el territorio argentino pertenecientes a la red de observación del SMN para lograr la localización en tiempo y espacio de las tormentas más intensas. Además, en el capítulo 4 se determina la evolución de las temperaturas de brillo y de la actividad eléctrica a partir de los datos de los sensores ABI y GLM del satélite GOES-16, así como también de la red de estaciones de superficie LMA instaladas en la provincia de Córdoba, las cuales permiten realizar la validación de las observaciones provistas por el satélite. En el capítulo 5 se estudian dos casos particulares, caracterizando la evolución de distintas variables que actúan como precursoras de la ocurrencia de tiempo severo en superficie, analizando también los entornos sinópticos que favorecieron la formación y desarrollo de las tormentas más severas. Por último, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones más importantes del trabajo.

Capítulo 2

Datos y metodología

2.1. Dominio

Se definió un dominio espacial, presentado en la figura 2.1, entre las latitudes 37°S y 21°S , y las longitudes 72°W y 52°W , abarcando todo el centro-norte de la Argentina. Esto incluyó a las provincias de Buenos Aires, Catamarca, Chaco, Córdoba, Corrientes, Entre Ríos, Formosa, Jujuy, La Pampa, La Rioja, Mendoza, Misiones, Salta, San Juan, San Luis, Santa Fe, Santiago del Estero, Tucumán y la Ciudad Autónoma de Buenos Aires. A pesar de contar con reportes de tiempo severo a lo largo de todo el país, se eligió este dominio debido a que la mayoría de los registros tuvieron lugar en esta región.

Asimismo, se determinó el dominio temporal desde el 1° de noviembre del 2018 hasta el 30 de abril del 2019, coincidente con la extensión temporal de las observaciones meteorológicas en la Argentina asociadas al proyecto RELÁMPAGO.

A su vez, el dominio se dividió en cuatro regiones tomando en cuenta las características geográficas, donde cada una abarca las siguientes provincias:

- Centro: Norte de Buenos Aires y La Pampa, Ciudad Autónoma de Buenos Aires (CABA), Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe,
- Cuyo: Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis,
- Noreste (NEA): Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones,
- Noroeste (NOA): Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán.

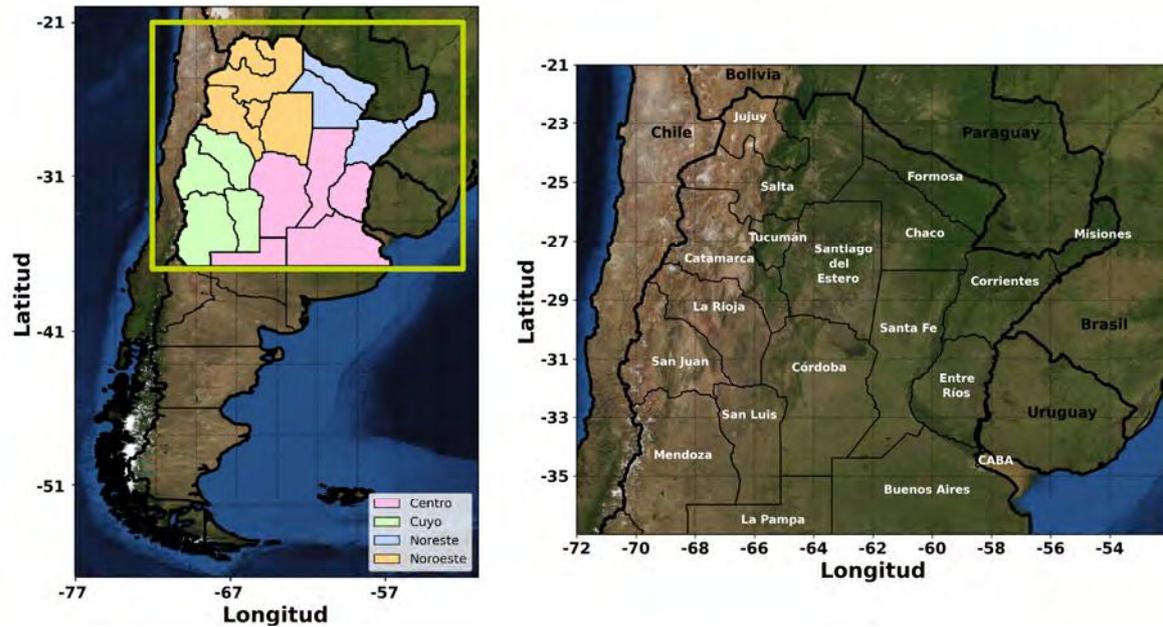


Figura 2.1: *Dominio espacial que abarca el centro y norte de la Argentina, definido entre las latitudes 37°S y 21°S, y las longitudes 72°W y 52°W.*

La separación del dominio en subregiones sigue los lineamientos del Artículo 124 de la Constitución Nacional, en donde se establecen cuatro regiones según sus características históricas, geográficas y sociales: Centro, Cuyo, Norte y Patagonia. A su vez, la región Norte se dividió en NOA y NEA según un tratado interprovincial en 1999. En particular, según estos lineamientos, la provincia de La Pampa pertenece a la Patagonia, sin embargo fue tratada como parte de la región Centro en este trabajo por presentar características geográficas similares a las otras provincias, con el fin de no definir una nueva subregión de estudio. Lo mismo se realizó con la provincia de Buenos Aires, que según la separación de la Constitución Nacional no pertenece a una región en particular.

2.2. Reportes de ocurrencia de tiempo severo en superficie

2.2.1. Set de datos - RELÁMPAGO

Se contó con un set de datos de observaciones de eventos severos en superficie y del relevamiento de sus impactos desde el 1° de noviembre del 2018 hasta el 30 de abril del 2019. Aunque los reportes cubren toda la superficie de la Argentina, la mayoría pertenecían a la región central y norte del país. Las fuentes de los datos son diversas, ya que fueron tomados a partir de publicaciones, fotos y videos de civiles en redes sociales; portales de noticias online; contribuciones directas de los ciudadanos; e incluso reportes realizados por los participantes de la campaña, incluyendo propios.

Los registros se adjuntaron a la base de datos a partir de la carga de la información de los eventos observados, es decir, de variables meteorológicas y sus características asociadas a la ocurrencia de tiempo severo, a través de un formulario (http://bit.ly/eventos_severos). La distribución y difusión del mismo se realizó a través de la cuenta educativa de Twitter del Proyecto RELÁMPAGO-CACTI, RELAMPAGO_edu (@RelampagoEdu), administrada por estudiantes de grado y posgrado de la Licenciatura en Meteorología y Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata y de la Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El objetivo de la creación y difusión de dicho formulario fue la generación de una base de datos de eventos de tiempo severo para ser utilizada con fines científicos principalmente por investigadores y estudiantes de las distintas universidades con participación en el proyecto. Se espera que las contribuciones ayuden a mejorar la comprensión de estos procesos y al pronóstico meteorológico durante situaciones extremas alrededor del mundo, principalmente en el centro-norte de la Argentina.

Diversas instituciones, organizaciones y proyectos actuaron como auspiciantes de las observaciones y base de datos, los cuales se detallan a continuación:

- Universidad Nacional de Córdoba (UNC) a través de:
 - Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (FCEFyN)
 - el Centro de Estudios y Tecnología del Agua (CETA) a través del proyecto Cazadores de Crecidas
 - Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación (FAMAF)
- Universidad Nacional de La Plata (UNLP) a través de:

- Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAGLP)
- Universidad de Buenos Aires (UBA)
 - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEN)
 - Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO)
 - Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA) perteneciente al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN)
- Ministerio de Ciencia y Tecnología de la Provincia de Córdoba a través del:
 - Programa Cosechadores de Granizo de Córdoba en colaboración con la Facultad de Astronomía, Matemática, Física y Computación (FAMAF) de la UNC,
- Ministerio de Agua Ambiente y Servicios Públicos de la Provincia de Córdoba, en conjunto con la FCEFyN, el Instituto Nacional del Agua (INA) por intermedio del Centro de la Región Semiárida (CIRSA), y el Instituto Dante Alighieri de Villa Carlos Paz; a través del:
 - Proyecto MATTEO (Medición Automática del Tiempo en la Troposfera en Escuelas y Organismos): proyecto interdisciplinario constituido por estudiantes y docentes de distintos niveles educativos, técnicos, profesionales e investigadores de distintas instituciones con el fin de realizar mediciones de distintas variables meteorológicas a través de estaciones automáticas (<https://sites.google.com/view/proyectomatteo/>).

Se contó con 1168 reportes desde el 1° de noviembre de 2018 hasta el 30 de abril de 2019 para todo el territorio argentino, de los cuales 1092 se encontraban dentro del dominio de interés. Cada reporte estaba acompañado de datos de la localización y la hora aproximada en la que tuvo lugar y en ciertos casos la duración estimada. Asimismo, cada uno contaba con información sobre distintos eventos meteorológicos no mutuamente excluyentes relacionados a la ocurrencia de tiempo severo en superficie, los cuales se encuentran en la tabla 2.1:

A su vez, en caso de corresponder, se detallaron las características asociadas a cada situación meteorológica dentro de cada evento en particular, las cuales se listan y describen a continuación:

- Granizo
 - Tamaño del granizo a través de la medición de su diámetro con una regla o, en caso de no disponer de la misma, una estimación del tamaño mediante la comparación

Tabla 2.1: *Número total de ocurrencias de cada evento y dentro del dominio mostrado en la figura 2.1.*

Evento	Cantidad total de reportes	Cantidad de reportes en la región de interés
Granizo	211	190
Ráfagas y/o vientos intensos	244	226
Rayos y/o truenos	201	186
Lluvia intensa	479	459
Tornado, torbellino de polvo, tromba o nube embudo	33	31

con objetos conocidos, convencionales y ampliamente utilizados: arveja (≤ 1.5 cm), moneda de 1 peso (≈ 2.5 cm), pelota de ping pong (≈ 4 cm), naranja (≥ 8 cm).

- Cantidad de granizo en el suelo a través de la medición del espesor de la capa o a través de una estimación visual: poco, moderado o abundante.
- Fotos del granizo y su distribución espacial en caso de ser posible.
- Ráfagas y/o vientos intensos
 - Magnitud y dirección predominante del viento a través de la medición a partir de un sistema de veleta y coperola o una Estación Meteorológica Automática (EMA).
 - En caso de no poseer datos exactos de la medición del viento, una estimación de los mismos a partir de una escala gráfica basada en diversos daños que pueden haberse producido en la zona: fuera de la categoría (velocidad < 105 km h⁻¹), EF0 (entre 105 y 137 km h⁻¹), EF1 (entre 138 y 177 km h⁻¹), EF2 (entre 178 y 217 km h⁻¹), EF3 (entre 218 y 266 km h⁻¹), EF4 (entre 267 y 322 km h⁻¹), EF5 (> 322 km h⁻¹).
 - En caso de generación de daños en estructuras, el reporte se categorizó a través de los detalles especificados en la tabla 2.2.
- Rayos y/o truenos
 - Características del evento a través de la percepción de un observador: rayos lejos en el horizonte, rayos cerca de donde se encuentra, si ha escuchado truenos y una estimación visual de la intensidad de la tormenta a través de la cantidad de rayos que ha observado: leve, moderada, intensa.

Tabla 2.2: *Daños debido a la ocurrencia de ráfagas y/o vientos fuertes.*

	Sin daños	Roturas	Pérdida parcial	Pérdida total o colapso
Techos				
Ventanas				
Puertas				
Paredes				
Columnas				
Poste de luz - bandera / Semáforo				
Torre de comunicación - alta tensión				
Silos / Toldos de sembrado				
Carteles de ruta / Alambrados				
Árboles caídos				
Cortes de energía eléctrica				

- Lluvia intensa

- Caracterización del evento de lluvia a través de la medición de precipitación líquida a partir de datos de pluviómetros convencionales o EMAs en mm, detallando el acumulado de 24 horas desde las 9 de la mañana hasta las 9 de la mañana del día siguiente. En caso de no poseer el dato exacto, se caracteriza el evento de lluvia a través de su intensidad estimada a partir de observaciones, en la cual se clasifica la lluvia como: moderada (2.5 a 7.5 mm h⁻¹), fuerte (7.5 a 15 mm h⁻¹), muy fuerte (15 a 30 mm h⁻¹), torrencial (>30 mm h⁻¹).
- Ocurrencia de inundaciones, anegamientos y/o crecidas durante el evento de lluvia observado.
- Fotos con la medición en el pluviómetro en caso de ser posible.

- Tornado, tromba, remolino de polvo y/o nube embudo

Tabla 2.3: *Número de ocurrencias de cada evento dentro del dominio mostrado en la figura 2.1.*

Evento	Cantidad de reportes
Granizo	245
Ráfagas y/o vientos intensos	187
Rayos y/o truenos	159
Lluvia intensa	302
Tornado, torbellino de polvo, tromba o nube embudo	4

2.2.2. Redes sociales y periódicos

Para complementar la base de datos, se han buscado aún más a partir de los reportes en redes sociales de vecinos y periódicos de diferentes localidades del país. Se recolectaron otros 858 reportes desde el 1° de noviembre de 2018 hasta el 30 de abril de 2019, todos ellos dentro del dominio de interés. Cada reporte contaba con datos de la localización y la hora aproximada de la ocurrencia del evento, especificando información sobre distintos eventos meteorológicos no mutuamente excluyentes relacionados a la ocurrencia de tiempo severo en superficie, los cuales se encuentran en la tabla 2.3.

Además, en caso de corresponder, se recopiló información acerca de las características asociadas a cada evento en particular, las cuales se listan y describen a continuación:

- Granizo
 - Tamaño estimado del granizo a partir de la comparación con objetos conocidos, convencionales y ampliamente utilizados: arveja (≤ 1.5 cm), moneda de 1 peso (≈ 2.5 cm), pelota de ping pong (≈ 4 cm), naranja (≥ 8 cm).
 - Cantidad de granizo en el suelo a través de la estimación visual: poco, moderado o abundante.
- Ráfagas y/o vientos intensos
- Rayos y/o truenos
- Lluvia intensa
 - Caracterización del evento de lluvia a través de la medición de precipitación líquida a partir de datos de pluviómetros convencionales o estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) en mm, en caso de ser posible.
 - Ocurrencia de inundaciones, anegamientos y/o crecidas durante el evento de lluvia observado.
- Tornado, tromba, remolino de polvo y/o nube embudo

2.2.3. Estaciones meteorológicas

Para el período comprendido entre el 1° de noviembre de 2018 y el 30 de abril de 2019 se han recolectado los datos de las observaciones sinópticas de superficie SYNOP (surface SYNOPTic observations) y de los mensajes aeronáuticos METAR (MÉTéorologique Aviation Régulière) y SPECI (mensaje especial del METAR) de todas las estaciones meteorológicas argentinas pertenecientes a la red oficial del SMN, de las cuales se tomaron los reportes en los cuales haya ocurrido alguno de los eventos presentes en la tabla 2.4, teniendo en cuenta la cantidad de veces que ha sido reportado cada uno en el período de interés y cuántos han tenido lugar dentro de la región de estudio. Se encontró que de las 1585 observaciones, 782 se ubican dentro del dominio.

Tabla 2.4: *Número de ocurrencias total y dentro del dominio mostrado en la figura 2.1 de cada evento tomado a partir de mensajes SYNOP, METAR y SPECI.*

Tipo de mensaje	Evento	Cantidad total de reportes	Cantidad de reportes en región de interés
SYNOP	Chaparrón (es) de granizo, o de pedrisco, granizo blando o de lluvia y granizo (727)	1034	311
SYNOP	Lluvia intermitente, no congelándose, fuerte en el momento de la observación (764)	13	7
SYNOP	Lluvia continua, no congelándose, fuerte en el momento de la observación (765)	34	17
SYNOP	Tormenta débil o moderada con granizo, granizo blando o nieve granulada (796)	16	15
SYNOP	Tormenta fuerte con granizo, granizo blando o nieve granulada (799)	72	16
METAR y SPECI	Ráfagas	416	416

Se realizó la verificación de todos los reportes pertenecientes a las tres bases de datos utilizando la herramienta Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) de seguimiento de sistemas de tormentas. Su algoritmo se basa en la temperatura de brillo y sucesiones de imágenes satelitales en el espectro del infrarrojo para evaluar el desplazamiento y el desarrollo de los MCSs (Vila et al., 2008).

2.3. Base de datos de imágenes satelitales

2.3.1. Advanced Baseline Imager - ABI/GOES-16

El Advanced Baseline Imager (ABI) es el instrumento principal para el escaneo del tiempo, los océanos y el ambiente de la Tierra del satélite geostacionario ambiental operacional (GOES-16, Geostationary Operational Environmental Satellite), operado por la división del Servicio Nacional de Satélites Ambientales, Datos, e Información (NESDIS, Environmental Satellite, Data, and Information Service) perteneciente a la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration) de los Estados Unidos. El sensor ABI es un radiómetro de escaneo pasivo con múltiples canales diseñado para proveer escaneos e información radiométrica de la superficie terrestre, la atmósfera y la cobertura nubosa. En la figura 2.2 se muestra una imagen ilustrativa del GOES-16 y en la figura 2.3 los instrumentos del satélite nombrados en este trabajo.

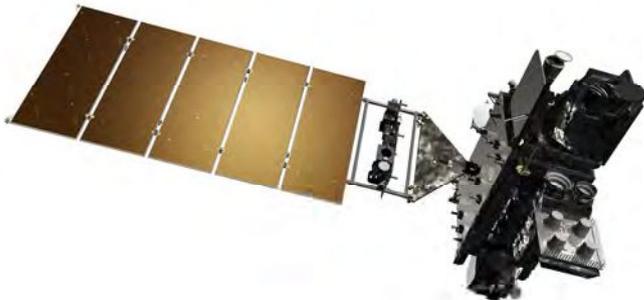


Figura 2.2: *Imagen ilustrativa del satélite GOES-16. Geostationary Operational Environmental Satellites, R Series Instruments Overview.*



Figura 2.3: *Imagen ilustrativa de los sensores ABI y GLM en el GOES-16. Geostationary Operational Environmental Satellites, R Series Instruments Overview.*

Posee múltiples modos de escaneo:

- Modo 3 - modo flex (flex mode): se genera una imagen de disco completo del Hemisferio Oeste cada 15 minutos, una imagen de la región continental de los Estados Unidos (CONUS, Continental United States) en un dominio de 3000 km por 5000 km cada cinco minutos y de dos dominios de mesoescala con escaneos de 1000 km por 1000 km cada 60 segundos o un subdominio cada 30 segundos;
- Modo 4 - modo continuo de disco completo (continuous full disk mode): se produce una imagen de disco completo cada 5 minutos;
- Modo 6 - modo flex de 10 minutos (10 minute flex mode): es el modo operativo por default

del GOES-16, provee una imagen de disco completo cada 10 minutos, una CONUS cada cinco minutos y de dos dominios de mesoescala cada 60 segundos o un subdominio cada 30 segundos.

Se contó con datos del sensor ABI en el modo 3 (flex mode) con una frecuencia de muestreo de 15 minutos desde el 1° de noviembre del 2018 hasta el 30 de abril del 2019 en la región de estudio y en ciertos casos particulares, se disponía de datos del sensor cada 60 segundos asociados al dominio de mesoescala en la misma región, lo que permitió realizar un seguimiento más detallado de dichas situaciones.

Asimismo, posee 16 bandas espectrales asociadas a distintas longitudes de onda en los espectros visibles e infrarrojos que permiten la identificación de diferentes características de la atmósfera y la superficie terrestre. La resolución de estos datos va desde los 0.5 km para los canales del espectro visible hasta los 2 km para los del infrarrojo. En la tabla 2.5 que se presenta a continuación se denotan las bandas que fueron utilizadas en este trabajo.

Tabla 2.5: Descripción de características de bandas 8 ($6.2\mu\text{m}$), 9 ($6.9\mu\text{m}$), 10 ($7.3\mu\text{m}$), 13 ($10.3\mu\text{m}$), 14 ($11.2\mu\text{m}$) y 15 ($12.3\mu\text{m}$) del sensor ABI del GOES-16. Se indica el tipo y número, longitud de onda central, resolución del píxel, aplicaciones y limitaciones de cada banda.

Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
8	$6.2\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Vapor de Agua en Niveles Altos
Aplicaciones		Limitaciones		
<p>Seguimiento e Identificación de: corrientes en chorro, cuñas y vaguadas, regiones con potencial de turbulencia, aire seco con alta concentración de ozono estratosférico, vientos de alta, tropósfera.</p> <p>Monitoreo de: potencial de tiempo severo, características en el entorno que tienen el potencial de generar nubes o lluvias.</p> <p>Estimación de: humedad en niveles medios y altos (y por lo tanto generación de perfiles verticales de humedad), movimientos verticales en niveles medios y altos, vapor de agua precipitable.</p> <p>Pronósticos de: movimiento de huracanes y tormentas de latitudes medias. Validación de: iniciación de modelos numéricos.</p> <p>En el RGB, es una de las componentes principales para el producto de masas de aire.</p>		<p>Las nubes ópticamente densas obstruyen la visión de características de humedad en niveles bajos de la atmósfera.</p> <p>Las imágenes de vapor de agua representan la temperatura media de una capa de humedad, cuya altitud y profundidad puede variar dependiendo de los perfiles de humedad y temperatura de la columna atmosférica y el ángulo de visión del satélite.</p> <p>La examinación de los gráficos de función de peso del vapor de agua puede ayudar en la correcta interpretación de los aspectos tridimensionales de los patrones exhibidos en las imágenes de vapor de agua.</p>		
Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
9	$6.9\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Vapor de Agua en Niveles Medios
Aplicaciones		Limitaciones		
<p>Debido a la absorción por parte del vapor de agua, las temperaturas de brillo son más bajas que en otras bandas.</p> <p>Seguimiento de: vientos en niveles medios de la tropósfera.</p> <p>Identificación de: corrientes en chorro, centros de vorticidad, regiones con turbulencia.</p> <p>Monitoreo de: potencial tiempo severo.</p> <p>Estimación de: humedad en niveles medios.</p> <p>Pronóstico de: movimiento de huracanes y tormentas de latitudes medias.</p> <p>Creación de productos como: máscara de nubes, índices de estabilidad, agua total precipitable, derived motion winds.</p> <p>Las características de la superficie no son usualmente aparentes en esta banda.</p>		<p>Las nubes ópticamente densas obstruyen la visión de características de humedad en niveles bajos de la atmósfera.</p> <p>Las imágenes de vapor de agua representan la temperatura media de una capa de humedad, cuya altitud y profundidad puede variar dependiendo de los perfiles de humedad y temperatura de la columna atmosférica y el ángulo de visión del satélite.</p> <p>La examinación de los gráficos de función de peso del vapor de agua puede ayudar en la correcta interpretación de los aspectos tridimensionales de los patrones exhibidos en las imágenes de vapor de agua.</p>		

Tabla 2.5: Descripción de características de bandas 8 ($6.2\mu\text{m}$), 9 ($6.9\mu\text{m}$), 10 ($7.3\mu\text{m}$), 13 ($10.3\mu\text{m}$), 14 ($11.2\mu\text{m}$) y 15 ($12.3\mu\text{m}$) del sensor ABI del GOES-16. Se indica el tipo y número, longitud de onda central, resolución del píxel, aplicaciones y limitaciones de cada banda. - continuación

Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
10	$7.3\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Vapor de Agua en Niveles Bajos

Aplicaciones	Limitaciones
<p>En regiones con una atmósfera libre de nubes, mide en la tropósfera media-baja, desde los 500 a los 750 hPa.</p> <p>Seguimiento de: vientos de baja tropósfera, bandas de nieve.</p> <p>Identificación de: máximos en corrientes en chorro, regiones con turbulencia, plumas volcánicas que son ricas en dióxido de sulfuro (SO_2), regiones de aire seco ubicadas al sudoeste de las sistemas de baja presión de mesoescala o de escala sinóptica (dry slot), vientos catabáticos.</p> <p>Monitoreo de: potencial tiempo severo.</p> <p>Estimación de: humedad en niveles bajos.</p> <p>Creación de productos de: máscara de nubes, índices de estabilidad, agua total precipitable, tasa de precipitación, ceniza volcánica, derived motion winds.</p>	<p>Las nubes ópticamente densas obstruyen la visión de características de humedad en niveles bajos de la atmósfera.</p> <p>Las imágenes de vapor de agua representan la temperatura media de una capa de humedad, cuya altitud y profundidad puede variar dependiendo de los perfiles de humedad y temperatura de la columna atmosférica y el ángulo de visión del satélite.</p> <p>La examinación de los gráficos de función de peso del vapor de agua puede ayudar en la correcta interpretación de los aspectos tridimensionales de los patrones exhibidos en las imágenes de vapor de agua.</p>

Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
13	$10.3\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Ventana OL Limpia

Aplicaciones	Limitaciones
<p>Este canal es menos sensible a la absorción de vapor de agua en comparación a otras ventanas en las bandas infrarrojas.</p> <p>Caracterización de: atmósfera, nubes.</p> <p>Identificación y clasificación de: nubes, patrones de tiempo severo convectivo (eg. Enhanced-V con Overshooting Tops).</p> <p>Estimación de: temperatura de brillo del tope de nube, tamaño de las partículas de nube, intensidad de huracanes, productos de cobertura de nieve, temperatura de la superficie del mar.</p> <p>Creación de productos de: perfiles verticales de temperatura y humedad, índices de estabilidad, propiedades de la superficie, agua precipitable total.</p>	<p>Las temperaturas de brillo no necesariamente son representativas de las temperaturas observadas en estaciones de superficie (2m), especialmente durante el día ya que el suelo puede calentarse en comparación con el aire próximo a la superficie.</p> <p>La absorción de energía por parte del vapor de agua disminuye la temperatura de brillo en comparación con la temperatura medida en estaciones de superficie.</p>

Tabla 2.5: Descripción de características de bandas 8 ($6.2\mu\text{m}$), 9 ($6.9\mu\text{m}$), 10 ($7.3\mu\text{m}$), 13 ($10.3\mu\text{m}$), 14 ($11.2\mu\text{m}$) y 15 ($12.3\mu\text{m}$) del sensor ABI del GOES-16. Se indica el tipo y número, longitud de onda central, resolución del píxel, aplicaciones y limitaciones de cada banda. - continuación

Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
14	$11.2\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Ventana OL
Aplicaciones		Limitaciones		
Canal de ventana de onda larga. Identificación de: propiedades de topes de nubes. Detección de: incendios, ceniza volcánica, aerosoles. Estimación de: temperatura de la superficie del suelo. Creación de productos de: derived motion wind vectors, perfiles verticales de temperatura y humedad, agua precipitable total.		El vapor de agua absorbe energía de la atmósfera luego es re-emitada desde niveles más altos produciendo temperaturas más bajas que las que pueden ser medidas en estaciones de superficie. El canal de $11.2\mu\text{m}$ tiene temperaturas de brillo menores a las del canal de $10.3\mu\text{m}$ en un porcentaje que es función de la cantidad de humedad en la atmósfera.		
Número de banda	Longitud de onda central	Tipo de banda	Resolución del píxel	Características
15	$12.3\mu\text{m}$	Infrarrojo	2 km	Ventana OL Sucia
Aplicaciones		Limitaciones		
La absorción y reemisión del vapor de agua, en particular en la baja tropósfera, provoca un leve enfriamiento de todas las temperaturas de brillo en la banda de $12.3\mu\text{m}$ en comparación con otros canales ventana: a mayor vapor de agua, mayor la diferencia de temperaturas. Por lo tanto, su aplicación principal es en el producto de diferencia de ventanas ($10.3\mu\text{m} - 12.3\mu\text{m}$). Identificación de: propiedades de tope de nubes. Detección de: humedad, polvo, ceniza volcánica, puntos calientes. Productos de: máscara de cielo despejado (clear sky mask), perfiles verticales de humedad y temperatura.		El vapor de agua absorbe energía de la atmósfera luego es re-emitada desde niveles más altos produciendo temperaturas más bajas que las que pueden ser medidas en estaciones de superficie. La absorción en esta banda es mayor que en la de $11.2\mu\text{m}$ y $10.3\mu\text{m}$.		

2.4. Base de datos de descargas eléctricas

2.4.1. Geostationary Lightning Mapper - GLM/GOES-16

El Geostationary Lightning Mapper (GLM) es un sensor del satélite GOES-16 que detecta cambios momentáneos en la escena óptica, es decir, detecta la luz emitida por los rayos en el tope de las nubes durante el día y la noche. Posee un solo canal en el infrarrojo cercano que permite ver los fenómenos ópticos que ocurren durante un período corto de tiempo. La información provista por este sensor ayuda a mejorar el pronóstico de tormentas severas en desarrollo y de un amplio rango de fenómenos meteorológicos de alto impacto entre los cuales se incluyen tormentas de granizo, microbursts, tornados, huracanes, inundaciones repentinas, tormentas de nieve e incendios.

El sensor mide la cantidad total de rayos CC, IC y CG de forma continua con una resolución espacial casi uniforme de aproximadamente 10km. La frecuencia de muestreo del sensor GLM es de 2 ms mientras que la frecuencia de productos derivados a partir de los datos tomados por el sensor es de 20 segundos.

Además, el GLM colecta información como la frecuencia, localización y extensión de las descargas eléctricas para identificar la intensificación de tormentas por lo que es una herramienta sumamente útil para los pronosticadores ya que les permite focalizarse en el desarrollo de tormentas severas antes de que produzcan daños por fuertes vientos o ráfagas, granizo o incluso tornados. Estudios previos han demostrado que estas tormentas exhiben un aumento significativo de la actividad eléctrica total varios minutos antes de que se detecte con el radar el potencial de tiempo severo. La combinación de datos provenientes del GLM con información provista por radares, satélites y observaciones de superficie tiene un gran potencial para incrementar la anticipación de los avisos por tormentas severas y reducir la tasa de falsas alarmas, además de mejorar la prevención de daños socio-económicos asociados a la ocurrencia de tiempo severo.

El producto del GLM utilizado es el de detección de Actividad Eléctrica, Eventos, Grupos y Flashes (Lightning Detection, Events, Groups And Flashes) creado a partir del algoritmo de filtrado de conjuntos de actividad eléctrica (LCFA, Lightning Cluster Filter Algorithm) que genera productos de nivel 2 (flashes, grupos, eventos) tomando como base los datos de nivel 1b que contienen información acerca de la geolocalización y tiempo de ocurrencia de los eventos. A continuación se expone una breve clasificación de los datos:

- Evento: es la unidad básica del GLM. Se define como la ocurrencia de un pixel que excede el umbral del fondo durante un único fotograma. Posee datos de tiempo, latitud y longitud

y amplitud. Aunque un evento puede ser tomado como un pulso óptico singular debido a la ocurrencia de un rayo, es posible que múltiples pulsos ocurran dentro de la ventana de integración de 2 ms. Las falsas alarmas pueden darse debido a ruidos en la transmisión de datos análogos que también excedan el umbral del fondo.

- Grupo: es el resultado de dos o más eventos adyacentes, al lado o en diagonal, con el mismo umbral de tiempo debido a que una descarga eléctrica por lo general va a iluminar más de un píxel durante un único período de integración. Un grupo puede consistir de un evento o puede incluir muchos eventos. Los datos de localización para un grupo son calculados en coordenadas de latitud y longitud.
- Flash: un rayo (lightning flash) consiste en uno o muchos pulsos ópticos dentro de un tiempo y distancia específicos. En el algoritmo de GLM, se define como un conjunto de grupos separados secuencialmente en tiempo por no más de 330 ms y en espacio por no más de 16.5 km. Un flash puede incluir un grupo con un único evento o muchos grupos, cada uno conteniendo muchos eventos. Si un grupo puede ser asignado a más de un flash, todos los flashes a los que se le asigna ese grupo son combinados en un solo flash. Las características espaciales, horizontales y verticales, para un flash son calculadas en coordenadas de latitud y longitud. Estos datos no permiten discriminar entre flashes de superficie o de nubes.

2.4.2. Lightning Mapping Array - LMA

El Lightning Mapping Array (LMA) es un sistema de sensoramiento remoto pasivo, conformado por una red de antenas, receptores GPS y sistemas de procesamiento para la detección de la actividad eléctrica total. Mide la ubicación, el tiempo y la estructura de los rayos IC, CC y CG, aunque por lo general no detectan el punto actual en el que el rayo llega al suelo. Estas estaciones se encuentran en general separadas de 15 a 20 km entre sí dentro de una región de 60 a 80 km de diámetro. Entre siete y veinte antenas se ubican alrededor de la estación central que calcula el tiempo y localización de la fuente de los rayos. La precisión de las mediciones disminuye con el aumento de la distancia desde el centro de la red. Las antenas LMA detectan la señal dentro de una banda local de señal de muy alta frecuencia (VHF, very high frequency) emitida por la descarga de telecomunicaciones no utilizada. Por lo general, son ubicadas en locaciones remotas en las cuales haya mínima interferencia de señal y por lo tanto puedan detectar de forma efectiva las señales VHF de los rayos. En la figura 2.4 se muestra una de las estaciones LMA.

Las antenas están equipadas con un panel solar para garantizar el funcionamiento continuo y un receptor del sistema de posicionamiento global (GPS, Global Positioning System) para la sincronización del tiempo. Están conectadas de forma inalámbrica a la estación central, permitiendo el procesamiento y el monitoreo en tiempo real de los datos. Cada antena se ajusta para capturar sólo eventos con una magnitud de señal por sobre un determinado umbral, indicando la presencia de actividad eléctrica. Cuando una señal es detectada, la estación de la antena transmite a la estación central el tiempo en el cual ha recibido la señal de vuelta. A partir de estos datos, el sistema de procesamiento LMA calcula el tiempo, latitud, longitud y altitud de la fuente de la descarga eléctrica utilizando la distancia entre cada antena y la diferencia de tiempo de llegada de la señal entre cada antena VHF. Pueden detectar cientos de fuentes por rayo dentro de un dominio de 200 km desde el punto central de la red de antenas. Asimismo, el sistema detecta los varios segmentos del canal del rayo a medida que se desarrolla, revelando la estructura del rayo durante la descarga.

Los datos de las antenas VHF tienen una resolución espacial horizontal de aproximadamente de 6 a 12m y vertical de 20 a 30 m. Su extensión espacial es de 200 km desde el punto central de la red. Tiene una precisión de detección mayor al 95 % dentro de los primeros 100 km desde el centro de la red y la duración de la medición es de 80 a 100 μ s, o 10 μ s para estudios detallados de rayos.

Para el proyecto RELÁMPAGO, la red LMA estuvo conformada por 11 antenas instaladas en la provincia de Córdoba por el Centro Marshall de vuelos espaciales (MSFC, Marshall Space Flight Center) de la NASA con el fin de validar los datos de actividad eléctrica provistos por el sensor GLM del GOES-16. Fue instalada el 24 de octubre del 2018 y el período de toma de datos fue entre el 8 de noviembre y el 19 de abril del 2019, aunque su desmantelamiento fue a partir del 30 de abril (Lang, 2020).

Las estaciones fueron ubicadas en las siguientes localidades, las cuales se muestran en el mapa de la figura 2.5: Almafuerde, Alta Gracia (Observatorio Astronómico Bosque Alegre), Córdoba (UNC, Universidad Nacional de Córdoba), Manfredi, Monte Cristo, Pilar, Potrero de Garay, Río Primero, Villa Ascasubi, Villa Carlos Paz y Villa del Rosario.



Figura 2.4: Estación LMA. Tomada de *Early results from the RELAMPAGO Lightning Mapping Array*, Lang et al., 2019, AMS 99th annual meeting, Phoenix, 6-10 Jan. 2019.

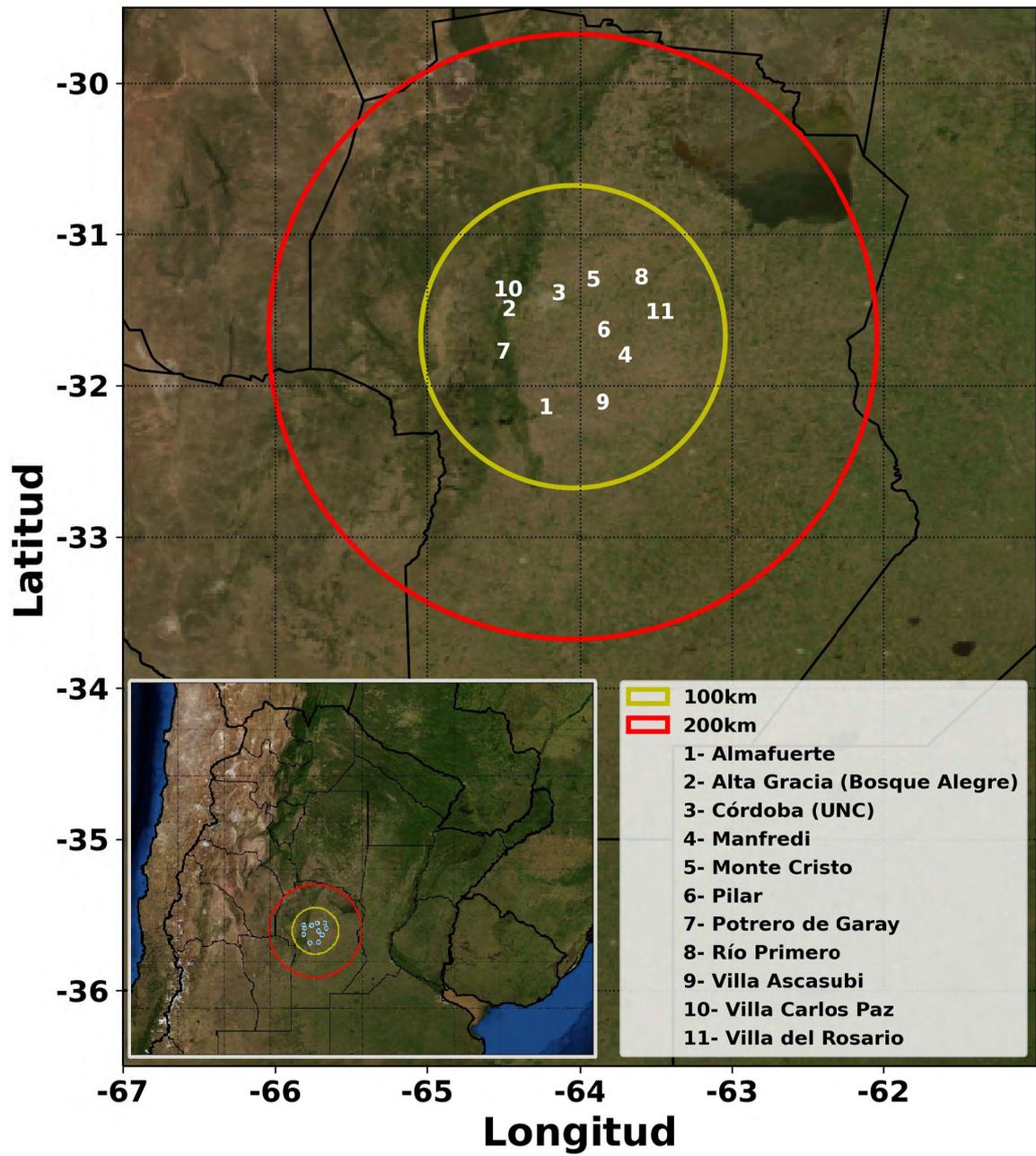


Figura 2.5: Ubicaciones de estaciones LMA en la provincia de Córdoba.

2.5. Reanálisis

Para analizar situaciones meteorológicas particulares se utilizaron los reanálisis de ERA5, es decir, la 5° generación de reanálisis del modelo del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Los reanálisis utilizan el proceso o método de asimilación de datos, el cual consiste en la combinación de información de modelos con observaciones históricas de todo el mundo. En el caso de este modelo en particular se realiza cada 12 horas. Esto permite generar la mejor estimación del posible estado de la atmósfera y debido a que se recolecta gran cantidad de información histórica, la calidad del producto es mayor, sin embargo su resolución es menor debido a que se cubren múltiples décadas. Los datos de esta base de datos se encuentran disponibles desde 1950 (Dee et al., 2011; Hersbach et al., 2018).

Los datos tienen 37 niveles de presión, entre 1 y 1000 hPa y una cobertura espacial global, no obstante para este caso, se toman los datos entre las latitudes 90°S y 0°, y las longitudes 180°W y 0°. Poseen una resolución espacial de 0.25° x 0.25°, y una resolución temporal horaria. Se utilizan las variables de divergencia horizontal [s^{-1}], geopotencial [$m^2 s^{-2}$], humedad relativa [%], humedad específica [$kg kg^{-1}$], temperatura [K], componentes horizontales del viento [$m s^{-1}$] y velocidad vertical [$Pa s^{-1}$].

Capítulo 3

Análisis de los reportes de ocurrencia de tiempo severo en superficie

Se definió como evento a cada reporte asociado a uno de los fenómenos de los cuales se tiene registro dentro en la región de estudio de este trabajo a partir de las bases de datos detalladas en el capítulo 2. En la figura 3.1 se muestra un ejemplo de cada uno de los eventos de forma representativa. Cada uno hace referencia a uno de los tres fenómenos de interés, granizo (figura 3.1, a-g), ráfagas o vientos fuertes (figura 3.1, h), o lluvia intensa (figura 3.1, i). A su vez, el granizo se clasificó según su tamaño tomando diámetros similares a 1.5, 2.5, 4 y 8 cm; y en cuanto a su distribución se divide en poca, moderada y abundante caída.

Se analizaron todos los eventos de tiempo severo ocurridos para cada mes y provincia en la región de estudio desde noviembre del 2018 hasta abril del 2019. Dentro del dominio se reconocieron 2732 diferentes reportes, de los cuales 742 cumplían las condiciones relativas a tormentas fuertes y 184 se asociaban a tormentas severas.

3.1. Distribución de los eventos

En la primera parte de esta sección se realiza el análisis de la distribución temporal por hora del día y mes, y espacial de los todos los reportes contenidos dentro del dominio de estudio.

3.1.1. Distribución de eventos por hora

Para comenzar, se examina el comportamiento horario de los reportes de tiempo severo concentrados dentro del dominio. En la figura 3.2 se muestra el ciclo diario de los eventos



Figura 3.1: Representación a través de ejemplos de los diferentes tamaños y distribuciones de granizo, daños producidos por ráfagas o vientos fuertes, y lluvias intensas. Granizo de (a) ≈ 1.5 cm, (b) ≈ 2.5 cm, (c) ≈ 4 cm, y (d) ≥ 8 cm de diámetro. (e) Poca, (f) moderada, y (g) abundante caída de granizo. Daños y destrozos producidos por (i) ráfagas y vientos fuertes, y (j) lluvias intensas. La fecha, hora, lugar de ocurrencia y fuente de cada imagen se detallan a continuación: (a) 27/12/2018 17:45hs, Villa Giardino, Córdoba (nexodiario.com); (b) 08/11/2018 18:00hs, Napaleofú, Buenos Aires (eleco.com.ar); (c) 11/12/2018 16:40 hs, Miramar, Córdoba (lavoz.com.ar); (d) 23/02/2019 20:00 hs, Barrio de Empalme, Córdoba (cadena3.com); (e) 29/11/2018 15:30 hs, Sampacho, Córdoba (eldoce.tv); (f) 31/12/2018 18:20 hs, Darregueira, Buenos Aires (darregueiranoticias.blogspot.com); (g) 28/12/2018 16:20 hs, Guandacol, La Rioja (riojavirtual.com.ar); (h) 15/04/2019 10.00 hs, Esperanza, Santa Fe (airedesantafe.com.ar); (i) 22/10/2018 21.00hs, Apolinario Saravia, Salta (eltribuno.com).

asociados a la caída de granizo, los vientos fuertes y ráfagas, y las lluvias intensas.

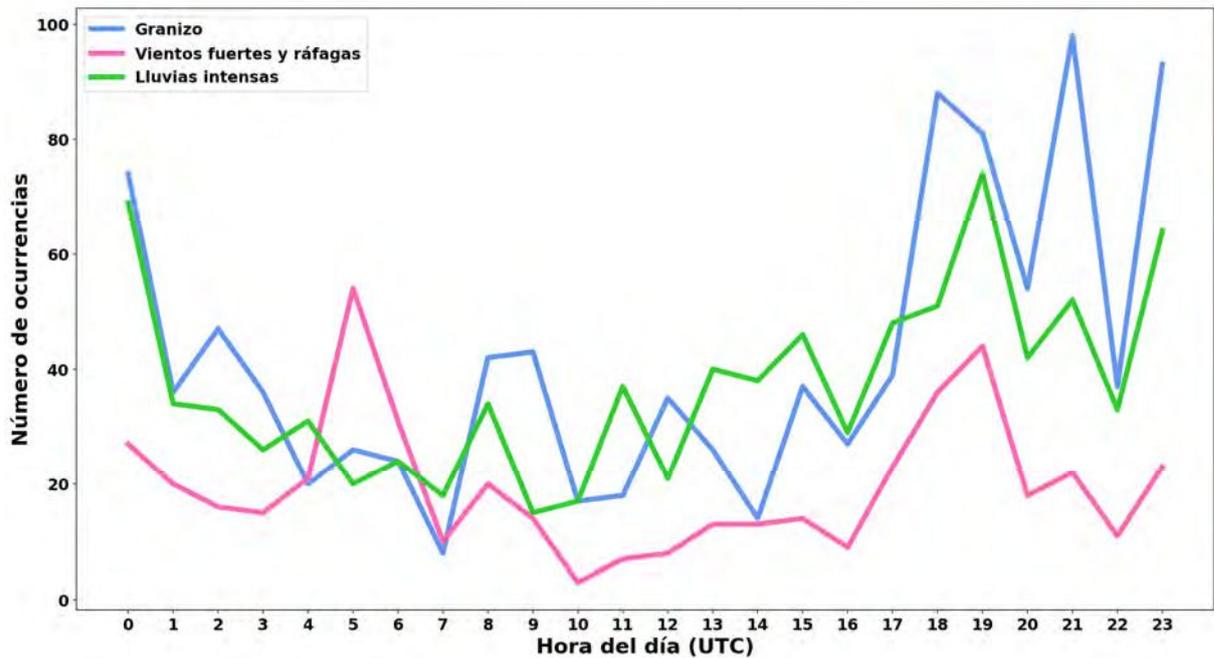


Figura 3.2: Total de reportes de eventos de tiempo severo dentro del dominio por hora.

En cuanto a la distribución temporal de los eventos de granizo y lluvias intensas, se evidencia que la mayor cantidad de estos fenómenos de tiempo severo ocurrieron pasadas las 1800 y hasta las 0000 UTC, esto es durante la tarde y noche. Asimismo, en relación a la distribución horaria de los eventos de granizo por mes, se observa que en particular durante la última parte del año, es decir durante la primavera y principios del verano, estos fenómenos tendieron a darse entre las 1700 y 2300 UTC (no mostrado). Esto resulta en concordancia con los resultados de Piersante (2017) para las provincias de Córdoba y Mendoza. Teniendo en cuenta la ocurrencia horaria de los eventos de lluvias intensas por mes, el máximo principal se dio en noviembre entre las 1700 y 1900 UTC, en diciembre se evidenciaron dos máximos, uno a las 1100 y otro entre las 1700 y 2000 UTC, y en enero, el mes con mayor cantidad de reportes de lluvias intensas, se observó una gran cantidad de reportes entre las 1300 y 2100 UTC, con un máximo entre las 1400 y 1500 UTC (no mostrado).

Gran cantidad de reportes, en especial los asociados a caída de granizo y a lluvias intensas, tuvieron lugar durante la tarde y noche. Esto es esperable ya que el inicio del desarrollo de las tormentas en la región de estudio tiende a ser durante las horas de la tarde, luego del máximo calentamiento solar de la superficie, por lo que la convección se ve favorecida. Estos resultados concordaron con los descritos por García-Ortega et al. (2009), y Cecil y Blankenship (2012). Asimismo, en concordancia con los trabajos de Nicolini y García Skabar (2011), Vidal (2014),

Repinaldo et al. (2015), Mulholland et al. (2018).

A su vez, en relación a la distribución temporal horaria de los eventos de vientos fuertes y ráfagas, se observó un máximo principal por la madrugada, a las 0500 UTC y un segundo máximo en horas de la tarde, entre las 1800 y 1900 UTC. En cuanto a los eventos de ráfagas por mes se destacaron dos máximos, en noviembre entre las 1700 y 1900 UTC, mientras que en diciembre el máximo principal tuvo lugar a las 0500 UTC (no mostrado).

La existencia de un segundo máximo de eventos asociados a los fuertes vientos y ráfagas que ocurrieron a la madrugada puede deberse a que por la noche la convección se encuentra más organizada y por lo tanto es más frecuente la ocurrencia de sistemas convectivos de mesoescala como los bow echoes. Estos sistemas por lo general se encuentran asociados a daños por vientos intensos, tal como lo que se demuestra en los resultados del trabajo de Cecil y Blankenship (2012).

3.1.2. Distribución de eventos por mes

A continuación, se estudia la distribución mensual de los eventos que fueron registrados dentro del dominio de estudio. En la figura 3.3 se muestra la cantidad de reportes correspondientes a la caída de granizo, vientos fuertes y ráfagas, y lluvias intensas por mes entre noviembre del 2018 y abril del 2019.

En relación a la cantidad de eventos ocurridos cada mes, aproximadamente el 48 % de los reportes de granizo y el 63 % de los asociados a ráfagas y vientos fuertes tuvo lugar en los últimos meses del 2018, es decir durante noviembre y diciembre. La distribución temporal de los eventos de granizo resultó concordante con lo descrito en los trabajos de Mezher et al. (2012) y Piersante (2017), en los cuales se explica que la máxima frecuencia de ocurrencia de tormentas de granizo en el norte de la Argentina tiene lugar en los meses de verano y primavera. De manera similar, entre los meses de noviembre y enero tuvieron lugar el 68 % aproximadamente de los fenómenos de lluvias intensas. Los eventos asociados a ráfagas y lluvias intensas, que por lo general se encuentran asociados a tormentas multicelulares, tuvieron una máxima frecuencia de ocurrencia durante los meses de verano, tal como lo expresado por Mulholland et al. (2018).

Resultó evidente que durante este período se reportaron muchos más eventos de tiempo severo en comparación al 2019, con máximos en la cantidad de reportes de granizo en todo el dominio espacial en el mes de noviembre, abarcando 29 % del total de los registros de dicho evento; y de vientos fuertes y ráfagas en diciembre, con 35 %. Como excepción, la cantidad de reportes de lluvias intensas alcanzaron un máximo en el mes de enero, cuando se concentra el

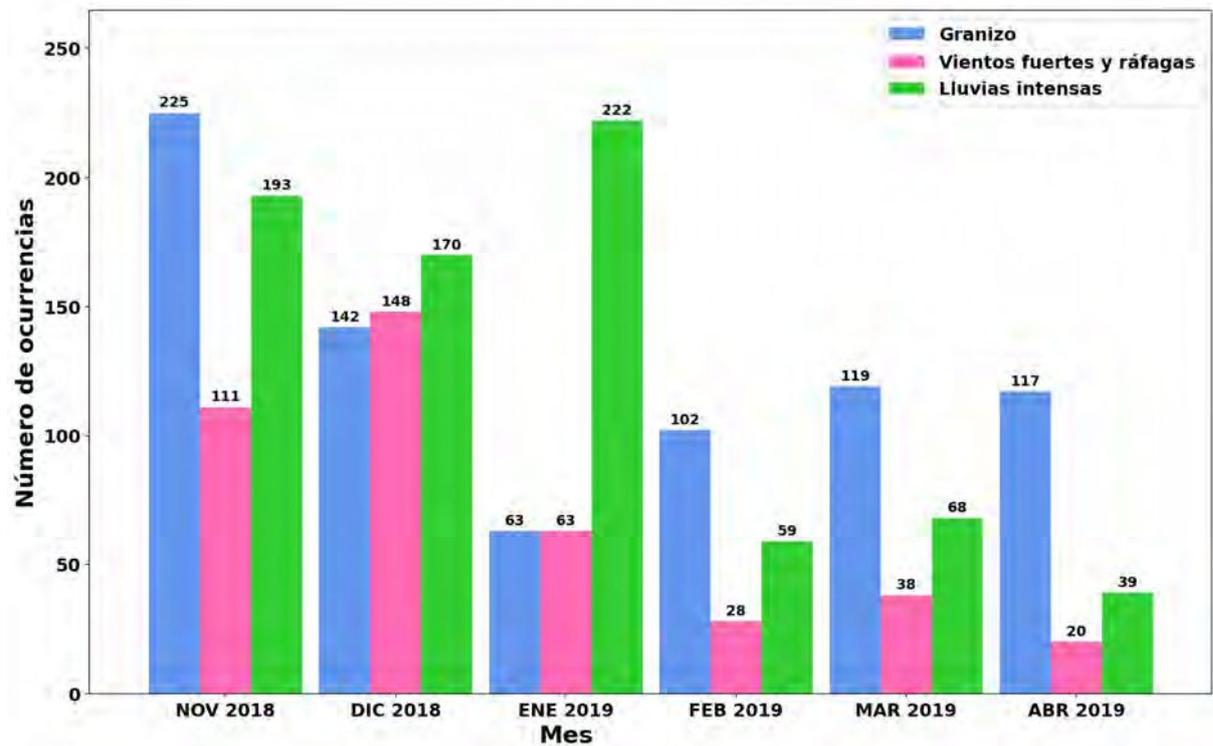


Figura 3.3: Total de reportes dentro del dominio por mes

30 % de los reportes.

3.1.3. Distribución de eventos por provincia

A partir de esta sección, se presenta la distribución espacial de todos los reportes de tiempo severo. Para facilitar el análisis y la búsqueda de patrones se separa el dominio de estudio en las siguientes regiones, tal como se detalla en la sección 2.1:

- Centro: Norte de Buenos Aires y La Pampa, Ciudad Autónoma de Buenos Aires (CABA), Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe,
- Cuyo: Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis,
- Noreste (NEA): Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones,
- Noroeste (NOA): Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán.

En cuanto a la distribución de los eventos, se evidenció un máximo de la cantidad de reportes en las provincias y ciudades más pobladas debido a que allí hay un número mayor de personas tienen acceso a internet y a las redes sociales, por lo tanto existe cierto nivel de incertidumbre respecto a los datos y registros debido a su inhomogeneidad. Esto se ve respaldado por diversos

trabajos como los de Dobur (2005), Chagnon (2009), Cecil y Blankenship (2012), Allen y Tippet (2015), Farnell et al. (2016), y Prein y Holland (2018).

A continuación se detalla el análisis de cada fenómeno por separado.

3.1.4. Granizo

A continuación se describe la distribución mensual y por provincias de los eventos en los cuales se reportó caída de granizo.

3.1.4.1. Tamaño

En la figura 3.4 se expone la cantidad de registros asociados a cada tamaño de granizo para cada mes del dominio temporal, utilizando las medidas de 1.5, 2.5, 4 y 8 cm con el fin de aproximar el diámetro de los hidrometeoros.

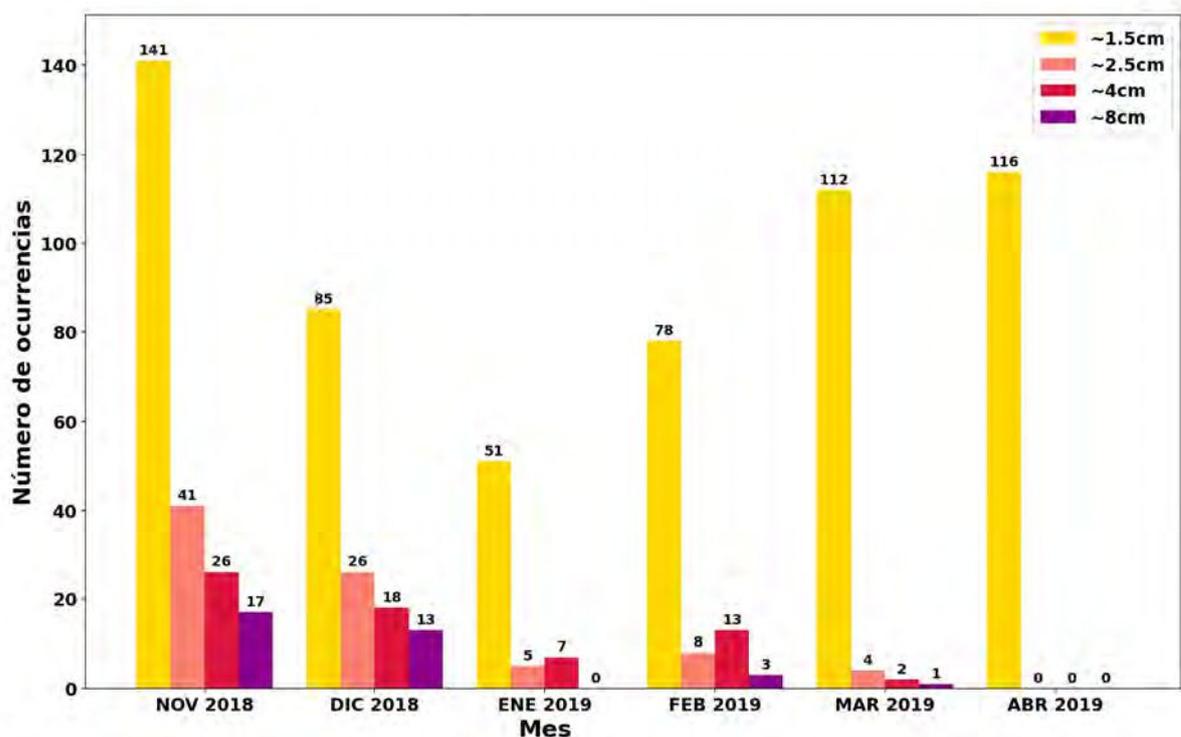


Figura 3.4: *Tamaño de granizos por mes para todo el dominio de estudio.*

En cuanto al tamaño y la distribución temporal de granizo en los 6 meses de estudio se evidenció que la mayor cantidad de reportes se asociaron a los de tamaño pequeño, con un diámetro de aproximadamente 1.5 cm, y a medida que aumentó su dimensión, disminuye la cantidad de reportes, con un mínimo de cantidad de eventos de granizos de gran tamaño, es decir, mayor o igual a 8 cm de diámetro.

Durante el mes de noviembre se observó la máxima frecuencia de ocurrencia para todos los tamaños de granizo. La mayoría de los reportes asociados a diámetros mayores a los 2.5 cm se dieron en los meses de noviembre y diciembre. En dicho período se concentró el 43 % de los reportes de granizos con un diámetro de aproximadamente 2.5 cm, el 67 % para 4 cm y el 88 % para 8 cm. La cantidad total de registros, teniendo en cuenta todos los tamaños de granizo, disminuyó de forma drástica desde noviembre hasta enero, y aumentó nuevamente hasta el mes de abril. La mayor parte de los eventos de granizo de diámetro similar a 1.5 cm se dieron en el mes de noviembre con el 24 %, seguido de abril con el 20 % aproximadamente. Todos los reportes del mes de abril correspondieron a granizo de tamaños pequeños.

En general se observó un máximo en la cantidad de eventos de granizo al comienzo del período de estudio, en donde se encontró el mayor número de los reportes asociados a los de mayor tamaño, un mínimo en la mitad y otro máximo de reportes hacia el final, correspondiente los diámetros más pequeños.

En la figura 3.5 se presenta la distribución espacial de los reportes de granizo discriminados tanto por tamaño aproximado como por mes.

- Centro (Norte de Buenos Aires y La Pampa, CABA, Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe)

En la región Centro se evidenció una cantidad considerable de reportes de granizo de gran tamaño durante los meses de noviembre y diciembre.

En el mes de noviembre los reportes tendieron a darse en la zona noroeste de la región, es decir en Córdoba, y en el mes de diciembre, la mayor cantidad de reportes de granizo de gran tamaño se dio en la zona oeste de la región, en Córdoba, La Pampa y el oeste de la provincia de Buenos Aires. En particular durante este mes en La Pampa y Buenos Aires se observó una mayor cantidad de reportes asociados a granizos de gran tamaño, mayores a 2.5 cm. A su vez, se registró gran cantidad de granizo de pequeño tamaño en Buenos Aires y Córdoba en los meses de enero, febrero y marzo. Además, en el mes de marzo todos los reportes de granizo mayores a 4 cm de diámetro se dieron en Córdoba.

Se observó una disminución general del tamaño del granizo a lo largo de los meses, sin embargo, respecto a la cantidad, se evidenció un mínimo a la mitad del período de estudio y otro máximo hacia el final del mismo.

- Cuyo (Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis)

En general, en la región de Cuyo el máximo de reportes asociados a granizos de gran tamaño tuvo lugar en los meses de noviembre y diciembre. Sin embargo, en La Rioja se

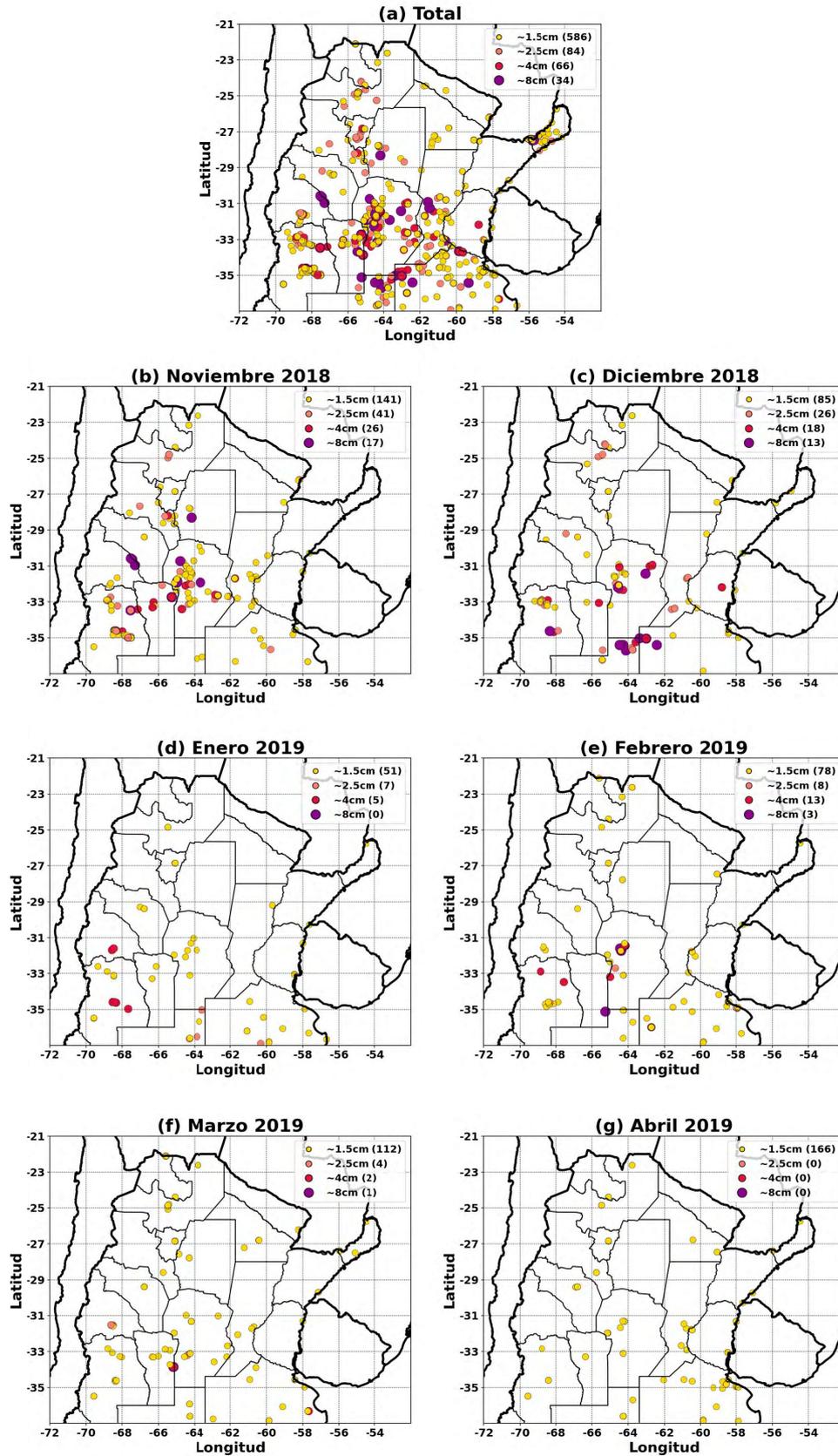


Figura 3.5: Distribución espacial del tamaño de granizo (a) para todos los reportes entre los meses de noviembre del 2018 y abril del 2019, (b)-(g) por mes. En la leyenda se especifica la cantidad de registros correspondientes a cada variable graficada.

registró únicamente de pequeño tamaño. En particular, en San Luis en el mes de noviembre se observó la mayor cantidad de reportes de granizos de diámetro mayor a 4 cm, y en Mendoza en el mes de diciembre predominaron los eventos asociados a los menores de 4 cm. Asimismo, en el mes de enero se registró el 71.4 % de reportes de granizo de gran tamaño en Mendoza, seguida por San Juan con un 28.6 % aproximadamente. Cabe destacar que durante el mes de febrero, en San Luis se tuvo reportes de granizo de gran tamaño, con un diámetro de aproximadamente 8 cm.

Se evidenció una disminución del tamaño del hidrometeoro a lo largo de los meses de estudio, con un mínimo de registros hacia la mitad del período y un nuevo aumento de los reportes de granizo de tamaño pequeño hacia el final del mismo.

- NEA (Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones)

En la región del Noreste Argentino, se observó una disminución tanto del tamaño como de la cantidad de reportes a lo largo de los meses del período de estudio para Formosa y Misiones. Sin embargo, en Corrientes, luego de mostrar un mínimo número de registros hacia la mitad del período, se evidenció un nuevo aumento de la cantidad de reportes asociados a granizo de pequeño tamaño hacia los meses de marzo y abril. En Chaco, todos los eventos se asociaron a los de tamaño pequeño con una distribución uniforme a lo largo de los meses.

- NOA (Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán)

En la región del Noroeste Argentino, el máximo de reportes de granizo de gran tamaño tuvo lugar en noviembre. Se observó una disminución del diámetro a lo largo de los meses restantes del período de estudio. Sin embargo, en Jujuy se evidenció un comportamiento inverso, con un aumento de casos de granizo de pequeño tamaño durante el período de estudio, alcanzando un máximo en el mes de abril. Además, se observó un mínimo en la cantidad de estos reportes hacia la mitad del período de estudio y un posterior aumento de los mismos hacia el final del período.

A partir de lo observado en la figura 3.5, se evidenció que el mínimo número de reportes de granizo correspondió a los de gran tamaño, los cuales se dieron en las provincias de Buenos Aires, Córdoba y San Luis, alcanzando un máximo en el mes de noviembre. A su vez, respecto a los reportes de granizo de tamaño mediano, entre 2.5 y 4 cm aproximadamente, tuvieron lugar en la región Centro y Cuyo, en especial durante los meses de noviembre y diciembre. Por último, la

máxima cantidad de registros correspondientes a los de menor tamaño, evidenciaron un máximo en noviembre, en particular en las provincias de Buenos Aires, Córdoba y Mendoza.

El trabajo de Piersante (2017) resultó concordante en que los granizos de gran tamaño se dan en Córdoba y San Luis. Sin embargo en este análisis no se observó un máximo de registros de los de mayor diámetro correspondientes a Mendoza, mientras que en esa provincia sí se evidenció gran cantidad de los de pequeño tamaño.

3.1.4.2. Acumulación

En la figura 3.6 se muestra la cantidad de reportes asociados a distintas densidades de granizo para cada mes desde noviembre del 2018 hasta abril del 2019, utilizando como referencia la poca, moderada y abundante densidad del hidrometeoro precipitado.

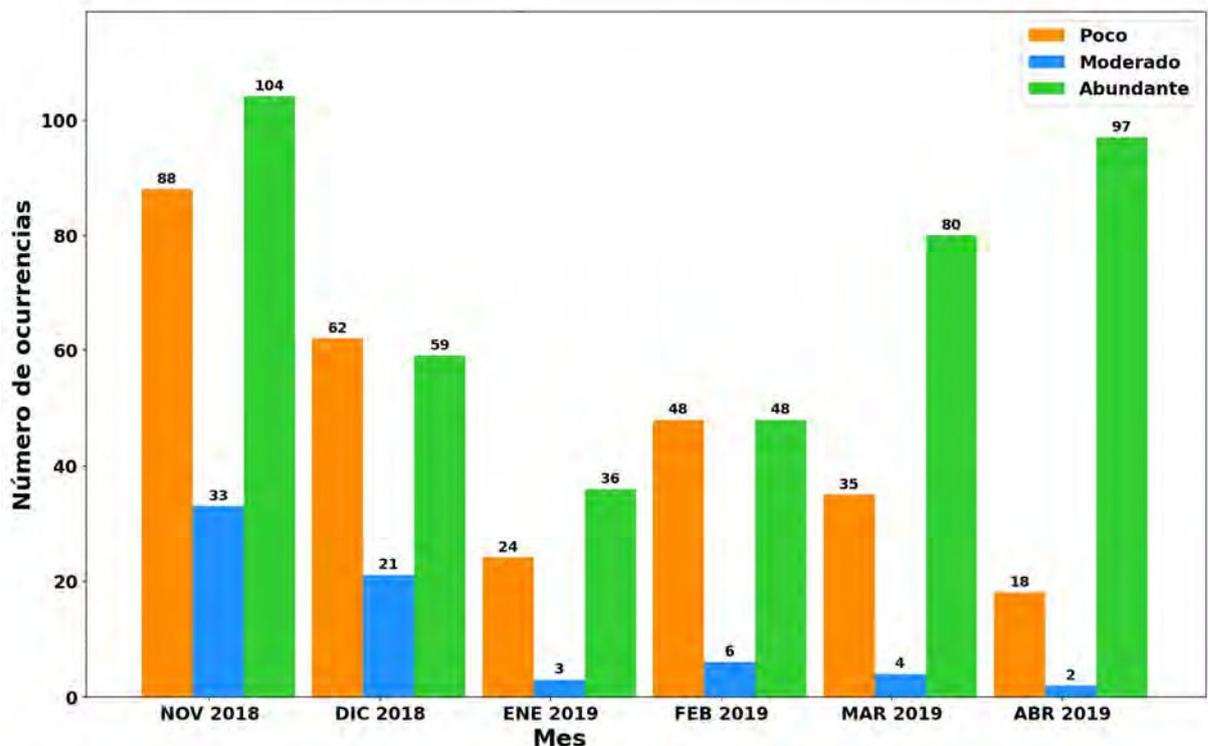


Figura 3.6: Densidad de caída de granizo por mes para todo el dominio de estudio.

Respecto a la densidad de caída de granizo a lo largo de los meses pertenecientes al dominio temporal, se observó que la máxima cantidad de reportes corresponden a abundante, con un 55% del total de los eventos, seguido por poca, con un 36%, y por último el de moderada acumulación, asociado a aproximadamente el 9% de los registros.

La mayor cantidad de reportes de poca y moderada caída de granizo tuvo lugar en el mes de noviembre, mientras que la abundante densidad alcanzó un máximo en noviembre, seguido

de un segundo pico en el mes de abril, con el 25 % y 23 % respectivamente.

Con respecto a la distribución temporal de estos eventos, se observó una disminución desde noviembre hasta el mes de abril de los eventos con poca y moderada caída de granizo. Sin embargo, los reportes de abundante densidad alcanzaron un máximo en el mes de noviembre, con una posterior disminución hasta el mes de enero y luego un aumento importante hacia el mes de abril, cuando se evidenció un segundo máximo.

En la figura 3.7 se muestra la distribución espacial de la densidad de caída de granizo por mes.

- Centro (Norte de Buenos Aires y La Pampa, CABA, Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe)

En CABA no hubo registros de caída de granizo. En Buenos Aires, Córdoba, Entre Ríos y La Pampa se observó una disminución a lo largo del período de la cantidad de reportes asociados a poca densidad a la vez que aumentó la cantidad de registros de caída abundante.

Para el mes de noviembre, la mayor cantidad de los reportes se dieron en la provincia de Córdoba abarcando tanto los de poca, como moderada y abundante densidad, alcanzando el 47.1 %, 39.4 % y 14.3 % respectivamente. En el mes de diciembre, la mayor parte de los registros de granizo con poca acumulación se dieron en Córdoba, con el 29 % del total. Asimismo, la máxima cantidad de reportes de granizo con una densidad moderada tuvieron lugar en La Pampa, alcanzando el 23.8 % de los casos. Durante el mes de enero, el 22.2 % de los registros asociados a una alta densidad de caída se dieron en Buenos Aires. En el mes de febrero, casi todos los reportes de granizo con baja densidad de acumulación se dieron en las provincias pertenecientes a la región Centro, en particular el 33.3 % en Córdoba, seguida por aproximadamente el 25 % en Buenos Aires. De manera similar, en los meses de marzo y abril la mayor parte de los reportes de granizo con una alta densidad de caída tuvieron lugar en Buenos Aires y Córdoba.

- Cuyo (Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis)

Las provincias de La Rioja y San Juan evidenciaron un aumento de la cantidad de reportes de caída abundante de granizo a lo largo del período de estudio. Mendoza tuvo gran cantidad de registros, sin embargo alcanzó un máximo importante de caída abundante de granizo en el mes de noviembre, abarcando el 36.2 % del total de reportes. También, en esta provincia en el mes de enero se concentró la mayor parte de los eventos con baja densidad de acumulación, es decir el 37.5 % aproximadamente. En particular, en el mes de

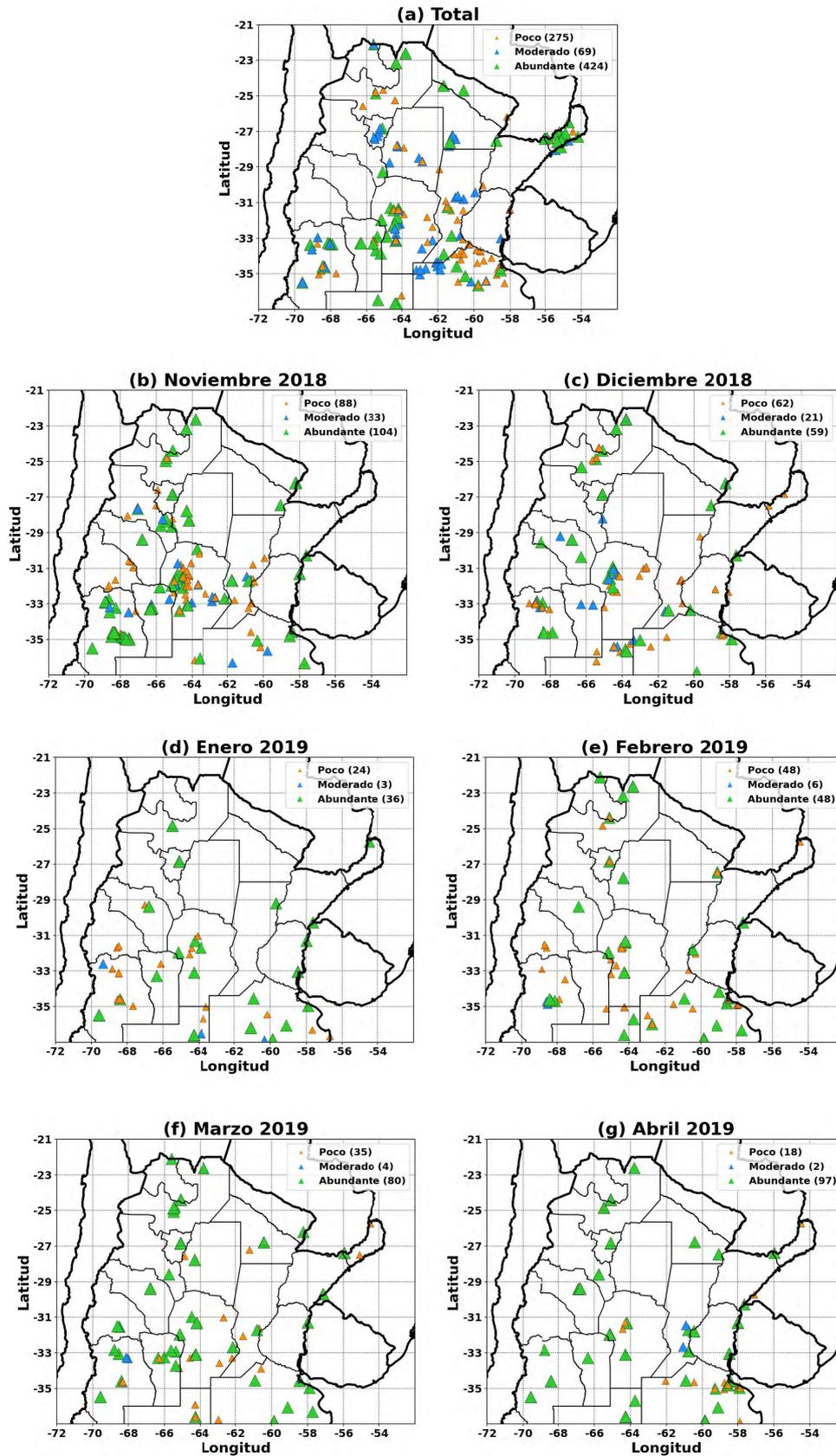


Figura 3.7: Distribución espacial de la densidad de caída granizo (a) para todos los reportes entre los meses de noviembre 2018 y abril 2019, (b)-(g) por mes. En la leyenda se especifica la cantidad de registros correspondientes a cada variable graficada.

abril, el 14.6 % de los reportes de abundante caída de granizo se dieron en La Rioja. San Luis tuvo una distribución uniforme de densidad a lo largo de los meses.

- NEA (Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones)

En todos los casos se evidenció una distribución uniforme a lo largo de los meses asociada a la abundante caída de granizo. Sin embargo, en Chaco se observó un aumento de estos reportes desde noviembre hasta abril, cuando se evidenció el máximo principal.

- NOA (Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán)

En esta región se advirtió una gran cantidad de reportes asociados a caída abundante de granizo. Jujuy y Santiago del Estero experimentaron un aumento asociados a estos eventos a lo largo de los meses. Tucumán y Salta tuvieron una distribución uniforme de la caída abundante de granizo durante todo el período de estudio, sin embargo en la provincia de Salta se evidenció un máximo importante de cantidad de estos reportes en el mes de diciembre, abarcando el 20.7 % aproximadamente de los casos. Catamarca registró pocos eventos, dentro de los cuales la mayoría estuvieron asociados a una abundante densidad de acumulación de granizo.

La mayor cantidad de registros correspondientes a poca caída de granizo tuvo lugar en las regiones Centro y Cuyo, en especial en Córdoba en noviembre, diciembre y febrero; en Mendoza en enero; y en Buenos Aires en febrero. Asimismo, los reportes asociados a una moderada densidad de acumulación se dieron en general dentro de la región Centro, específicamente en Córdoba en noviembre, y en La Pampa en diciembre. Para finalizar, los eventos con una abundante caída de granizo fueron registrados en todas las regiones durante todos los meses, y en particular en el NEA y en el NOA, todos los reportes corresponden a esta categoría.

Por lo tanto, a partir de este análisis se evidenció que la mayoría de los reportes asociados a la caída de granizo en todo el dominio espacial y temporal se dio en las regiones de Cuyo y centro de la Argentina, específicamente en la provincia de Córdoba, seguido por las provincias de Mendoza y Buenos Aires. Esta región concordó con los resultados encontrados por Matsudo y Salio (2011), Cecil y Blankenship (2012), y Rasmussen et al. (2014), en especial durante la primavera. En particular Mezher y Mercuri (2008) y Mezher et al. (2012) exponen que la mayor cantidad de registros de granizo corresponden a las provincias de Mendoza y Córdoba, lo cual se verificó en este análisis.

Si bien el máximo de reportes durante los meses de primavera resultó concordante con lo descrito por Mezher et al. (2012), el resto no se correspondió con los resultados de su trabajo, ya

que plantea que el máximo principal tiene lugar durante los meses de verano cuando en este caso se observó que hay un mínimo de cantidad de registros, a la vez que se evidenció un segundo máximo al comienzo del otoño.

En la tabla 3.1 se expresa la cantidad de eventos correspondientes a las diferentes combinaciones de tamaños y densidades de acumulación del granizo.

Tabla 3.1: *Número de eventos de granizo según tamaño y distribución.*

	1.5 cm	2.5 cm	4 cm	8 cm
Poco	170	34	45	26
Moderado	33	20	10	6
Abundante	380	30	11	2

De todos los reportes de granizo, la mayor cantidad correspondió a la caída abundante de pequeño tamaño. Cabe destacar que la mayoría de los de gran diámetro se asociaron a una baja densidad de acumulación. Por lo que, en conclusión, la cantidad de granizo caído tendió a disminuir a medida que aumentó el tamaño del mismo.

3.1.5. Lluvias intensas

En esta sección se analizan los reportes asociados a lluvias intensas. En la figura 3.8 se muestran los eventos registrados por mes y por provincia.

- Centro (Norte de Buenos Aires y La Pampa, CABA, Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe)

Santa Fe tuvo una gran cantidad de reportes con máximos en noviembre y diciembre, y una leve disminución de los mismos a lo largo del período. Buenos Aires, Entre Ríos y La Pampa tuvieron una distribución uniforme a lo largo de los meses, sin embargo se destacaron los meses de diciembre y enero. En CABA se registraron pocos eventos, con un máximo en el mes de diciembre. En Córdoba hubo gran cantidad de reportes de lluvias intensas todos los meses del período de estudio, alcanzando un máximo en noviembre, abarcando aproximadamente el 37.6% de los reportes.

- Cuyo (Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis)

No se pudo describir un patrón en particular para la región. Mendoza y San Luis evidenciaron un máximo en noviembre y La Rioja en enero, con una disminución de la cantidad de reportes a lo largo de los meses, a excepción de San Luis que tuvo un segundo máximo en marzo. San Juan mostró uniformidad en los reportes, por lo cual no evidenció patrón alguno.

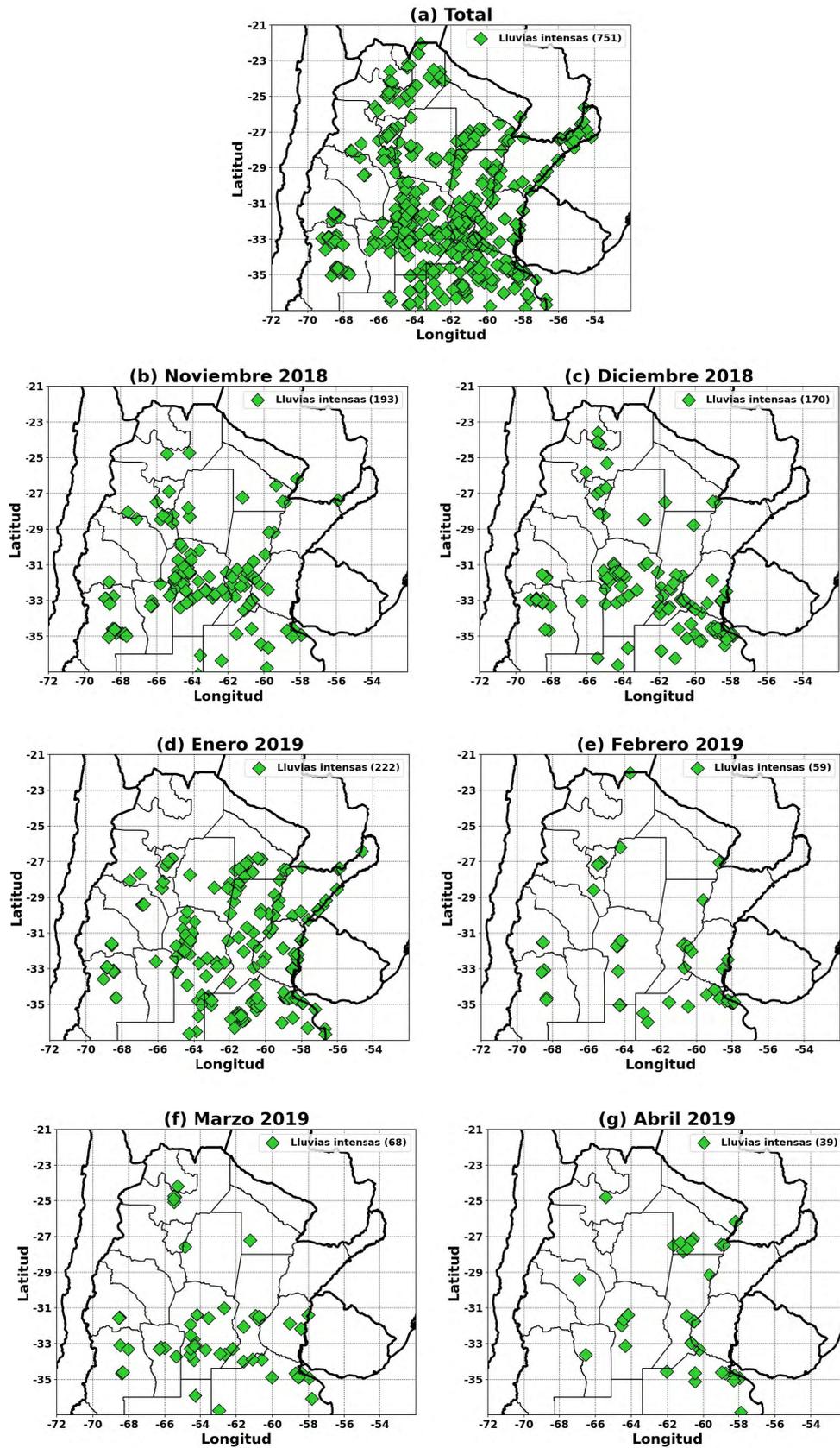


Figura 3.8: Distribución espacial de eventos de lluvia intensa (a) para todos los reportes entre los meses de noviembre 2018 y abril 2019, (b)-(g) por mes. En la leyenda se especifica la cantidad de registros correspondientes a cada variable graficada.

- NEA (Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones)

Chaco y Corrientes exhibieron un máximo importante en enero, sin embargo, Chaco tuvo un segundo máximo en abril, con el 20% de los reportes. En el resto de los meses los reportes fueron uniformes. Misiones tuvo un máximo en el mes de enero, abarcando el 15.8% de los reportes del mes. La distribución de Formosa no permitió determinar un patrón debido a la poca cantidad de registros.

- NOA (Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán)

Salta alcanzó un máximo en marzo, con el 16.4% aproximadamente de los reportes del mes, registrando la mayor cantidad de todo el territorio, con una disminución gradual de los mismos a lo largo de los meses restantes. Santiago del Estero siguió un patrón similar a Salta. Catamarca, Jujuy y Tucumán tuvieron máximos en diciembre y enero, con pocos reportes el resto de los meses.

En relación a la cantidad de eventos de lluvias intensas registrados durante los siete meses de estudio, se observó que la mayoría se concentraron entre noviembre y enero. En este último, se evidenció el mayor número de reportes relacionados a este evento, y a partir de dicho mes y hasta el final del período, es decir desde febrero hasta abril, la cantidad de eventos resultó significativamente menor en comparación al resto de los meses.

Se registraron lluvias intensas en todas las provincias dentro del dominio de estudio, pero en particular en Córdoba. Sin embargo, se observó una gran cantidad de reportes en la región Centro y en el NOA en noviembre y diciembre, y en enero, cuando se alcanzó el máximo de registros se evidenció que la mayoría tienen lugar en las regiones del Centro, Cuyo y en el NEA. A partir de este mes, la cantidad de reportes disminuyó de forma drástica. Esto coincidió con los resultados de Matsudo y Salio (2011), en los cuales se expone que la máxima cantidad de eventos de lluvias intensas tiene lugar en las regiones Centro y Norte de la Argentina.

3.1.6. Ráfagas y vientos fuertes

A continuación se describen los eventos en los que se tuvo registro de ráfagas y/o vientos intensos. En la figura 3.9 se presentan los reportes con su distribución por mes y por provincia.

- Centro (Norte de Buenos Aires y La Pampa, CABA, Córdoba, Entre Ríos y Santa Fe)

Fue la región con mayor cantidad de reportes de vientos fuertes y ráfagas, con un gran número de registros en Buenos Aires, Córdoba y Santa Fe. En todas las provincias de la

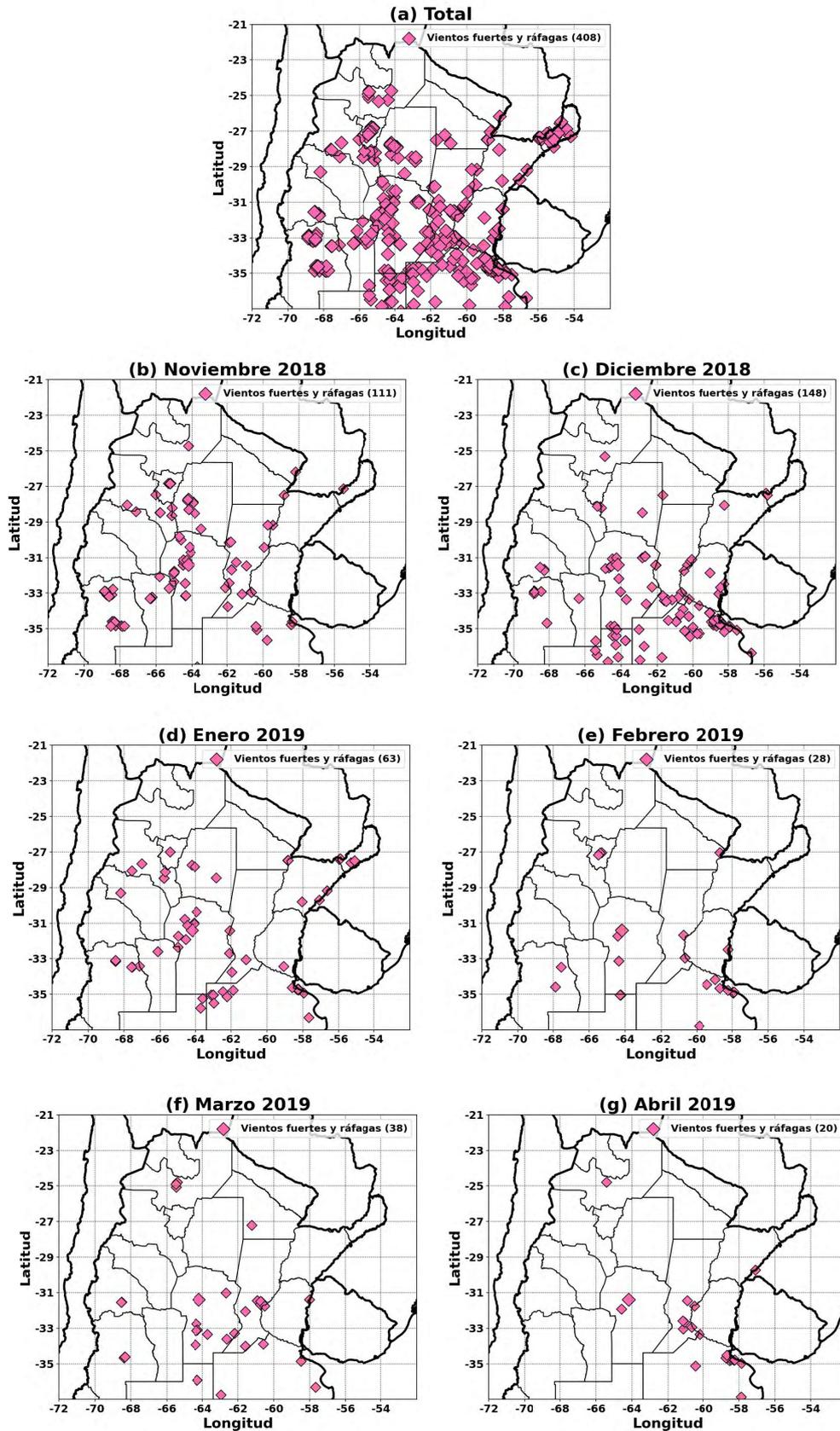


Figura 3.9: Distribución espacial de eventos de vientos fuertes y ráfagas (a) para todos los reportes entre los meses de noviembre 2018 y abril 2019, (b)-(g) por mes. En la leyenda se especifica la cantidad de registros correspondientes a cada variable graficada.

región se evidenció un máximo que se destaca en diciembre, con pocos registros el resto de los meses, a excepción de Entre Ríos que tuvo una distribución uniforme de los mismos a lo largo del período de estudio, y de Santa Fe que tuvo un segundo máximo en el mes de marzo, alcanzando el 29 % aproximadamente de los reportes del mes. De forma similar, durante abril, el 55 % de los reportes de vientos fuertes y ráfagas se dieron en Buenos Aires.

- Cuyo (Mendoza, La Rioja, San Juan y San Luis)

En Mendoza y San Luis se evidenciaron máximos en noviembre, mes en el cual el 20.7 % de los reportes de vientos fuertes y ráfagas tuvieron lugar en Mendoza. Dicha provincia exhibió una leve disminución de los casos a medida que pasaron los meses, mientras que San Luis tuvo pocos reportes en dicho período. Debido a la poca cantidad de registros, en La Rioja y San Juan no resultó correcto describir un patrón a partir de los datos.

- NEA (Chaco, Corrientes, Formosa y Misiones)

En esta región se registraron pocos eventos en general, con una distribución uniforme a lo largo de los meses. Sin embargo en Corrientes se evidenció un máximo importante en el mes de enero.

- NOA (Catamarca, Jujuy, Salta, Santiago del Estero y Tucumán)

Jujuy no tuvo reportes. En Catamarca, Salta, Santiago del Estero y Tucumán se advirtieron máximos durante los meses de primavera, es decir, noviembre y diciembre. Catamarca tuvo un segundo máximo en enero y Salta hacia los meses de abril y marzo. Sin embargo, Santiago del Estero y Tucumán tuvieron pocos o ningún caso hacia el final del período de estudio.

Tomando en cuenta la cantidad de registros correspondientes a la ocurrencia de vientos fuertes y ráfagas, desde noviembre se observó un aumento gradual hasta diciembre, mes en el cual se alcanzó el máximo. Luego, el número de reportes disminuyó de forma significativa hasta abril.

En el mes de noviembre se evidenció un gran número de reportes de ráfagas y vientos fuertes en la región de Cuyo y sur del NOA, y para diciembre se alcanzó el máximo número de registros de este evento en la región Centro. En enero hubo una gran cantidad de eventos en la región Centro, y el resto de los meses se evidenció una disminución importante de los reportes en todo el dominio espacial. Esto resultó en concordancia con lo expuesto por Matsudo y Salio (2011), ya que gran cantidad de reportes de ráfagas y vientos fuertes tuvieron lugar en las regiones Centro y Cuyo.

Capítulo 4

Análisis de imágenes satelitales y descargas eléctricas

4.1. Base de datos de imágenes satelitales

4.1.1. Advanced Baseline Imager - ABI/GOES-16

En la figura 4.1 se muestra un ejemplo del cambio temporal de las mínimas BTs correspondientes al canal 13 de $10.3\ \mu\text{m}$, al 14 de $11.2\ \mu\text{m}$; y de las máximas BTDs entre los canales 8 de $6.2\ \mu\text{m}$, 9 de $6.9\ \mu\text{m}$, 10 de $7.3\ \mu\text{m}$, 13 de $10.3\ \mu\text{m}$, 14 de $11.2\ \mu\text{m}$ y 15 de $12.3\ \mu\text{m}$. Los valores se calcularon cada 15 minutos alrededor del instante en el que se registró un evento de tiempo severo y dentro de un polígono de dos grados de latitud y dos de longitud alrededor de las coordenadas correspondientes al reporte, el cual se encontraba dentro del dominio tanto espacial como temporal de este trabajo.

Tanto en el ejemplo mostrado en la figura 4.1 como en todos los casos analizados se evidenció un mínimo de BT y un máximo de la BTD entre diferentes canales del sensor ABI, dentro de los 30 minutos alrededor de la hora correspondiente al reporte de tiempo severo. Se observó la aparición de un mínimo de BT correspondiente a un OT en los canales del infrarrojo, como lo expuesto por Bedka et al. (2010), y esto a su vez se asoció a la ocurrencia de tiempo severo, concordando con los resultados encontrados en los trabajos de Lane et al. (2003), Wiens et al. (2005), Wang (2007), Machado et al. (2009), Setvák et al. (2010), Bedka (2011), Iršič Žibert y Žibert (2013), Mikuš y Strelec Mahović (2013), Meyer et al. (2013), Punge et al. (2014) y Proud (2015).

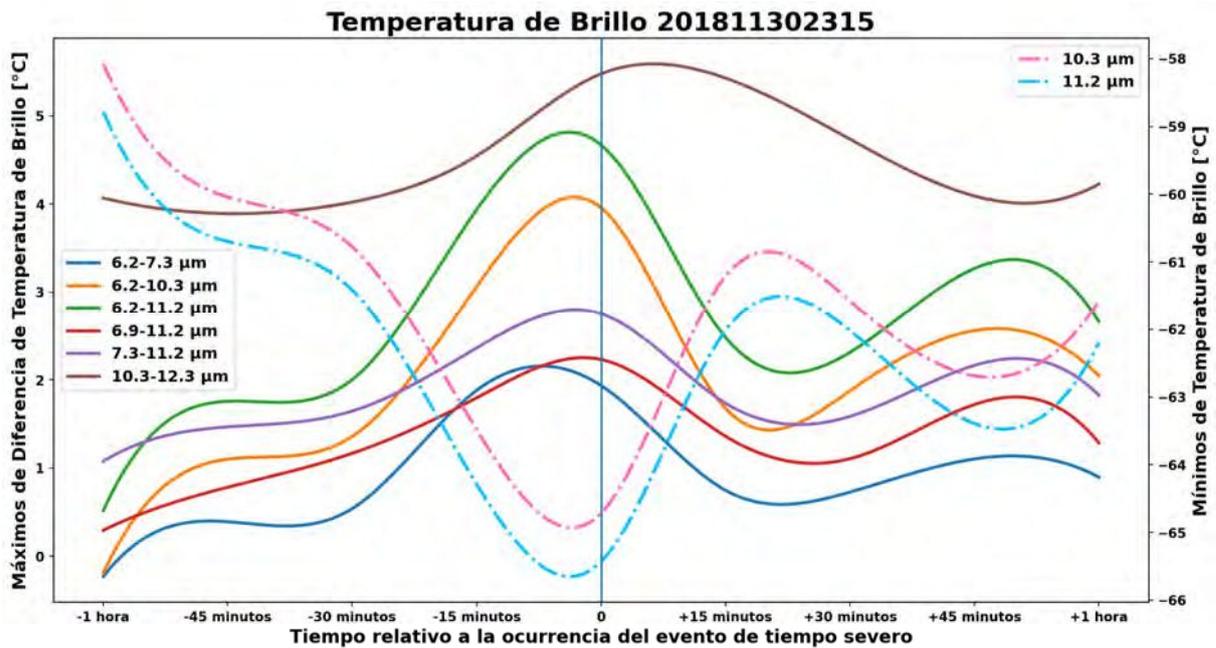


Figura 4.1: Ejemplo de las máximas BTDs (eje izquierdo, líneas continuas) y mínimas BTs (eje derecho, líneas punteadas) registradas por el instrumento ABI del GOES-16 en un dominio de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto en el cual se registró un evento asociados a la caída de granizo y lluvias intensas, dentro de un dominio temporal de dos horas centradas en el momento del reporte, correspondiente al 30 de noviembre de 2018 a las 2315 UTC. La línea vertical indica la hora aproximada del evento en relación a la evolución del mínimo de BT con el tiempo.

En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran los promedios de máximas BTD entre distintos canales del sensor ABI, correspondientes a la diferencia entre los valores pertenecientes las longitudes de onda 6.2 y 7.3, 6.2 y 10.3, 6.2 y 11.2, 6.9 y 11.2, 7.3 y 11.2, y 10.3 y 12.3 μm . A su vez, se calcularon los promedios de los mínimos de la BT de dos canales en el espectro del infrarrojo, relativos a los 10.3 y 11.2 μm .

Los valores fueron calculados cada 15 minutos dentro de las 2:45 horas en un dominio de dos grados de latitud y dos de longitud alrededor del reporte de cada evento asociado a vientos fuertes o ráfagas, lluvias intensas, así como distintos tamaños y distribuciones espaciales de granizo.

Respecto a lo expuesto en las figuras 4.2 y 4.3, se observó que, por lo general, los reportes de ráfagas y vientos fuertes se asociaron a las mayores BTDs, seguidas por la ocurrencia de granizo y por último, lluvias intensas. Como excepción, la BTD de 6.2-10.3 μm exhibió un máximo en relación a la ocurrencia de granizo, y la BTD de 10.3-12.3 μm alcanzó los máximos valores para los eventos de lluvias intensas, seguido por granizo y por último, por vientos fuertes y ráfagas.

Las BTs resultaron mínimas para los eventos de ráfagas y vientos fuertes, seguido por los asociados a las lluvias intensas y granizo.

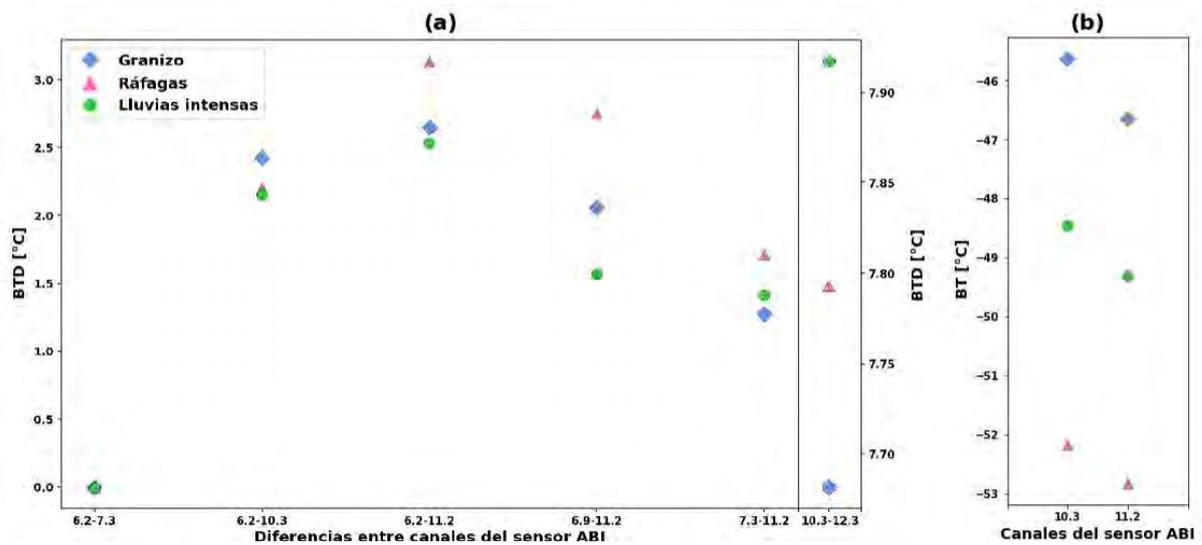


Figura 4.2: Promedio de máximas BTDs y mínimas BTs registradas por el instrumento ABI del GOES-16, (a) BTDs correspondientes a las longitudes de onda de 6.2-7.3 μm , 6.2-10.3 μm , 6.2-11.2 μm , 6.9-11.2 μm , 7.3-11.2 μm y 10.3-12.3 μm , y (b) BTs de 10.3 y 11.2 μm dentro de un dominio espacial de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de tiempo severo para todo el dominio temporal. En la figura (a) todas las diferencias entre canales se asocian a los valores en el eje de ordenadas de la izquierda a excepción de la de 10.3-12.3 μm que corresponde al eje de la derecha debido a que sus valores resultaron significativamente mayores al resto.

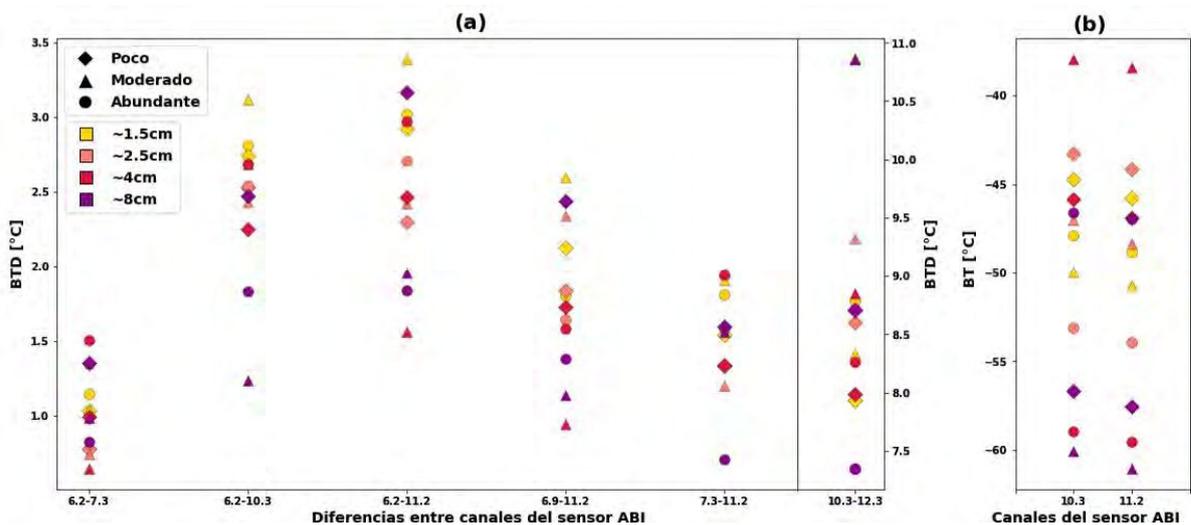


Figura 4.3: Promedio de máximas BTDs y mínimas BTs registradas por el instrumento ABI del GOES-16, (a) BTDs correspondientes a las longitudes de onda de 6.2-7.3 μm , 6.2-10.3 μm , 6.2-11.2 μm , 6.9-11.2 μm , 7.3-11.2 μm y 10.3-12.3 μm , y (b) BTs de 10.3 y 11.2 μm dentro de un dominio espacial de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de granizo para todo el dominio temporal. Se discrimina entre las diferentes densidades de acumulación y tamaños del hidrometeoro. En la figura (a) todas las diferencias entre canales se asocian a los valores en el eje de ordenadas de la izquierda a excepción de la de 10.3-12.3 μm que corresponde al eje de la derecha debido a que sus valores resultaron significativamente mayores al resto.

En relación al granizo, las máximas BTDs se observaron entre los canales de 6.2 y 10.3, y entre los 6.2 y 11.2 μm , siendo levemente mayores en esta última (Figura 4.3). En la mayoría de los casos, los eventos de granizo pequeño con una densidad de acumulación tanto moderado como abundante, los reportes de grandes diámetros y poca cantidad, y los hidrometeoros de aproximadamente 4 cm abundante exhibieron las BTDs más importantes. Estas situaciones son las que tienen potencial de generar diversos daños y peligros tanto debido a su gran tamaño como a su acumulación.

En particular, la diferencia entre los canales de 10.3 y 12.3 μm mostró valores significativamente mayores en cuanto a los grandes granizos con una acumulación moderada en relación al resto de las combinaciones de tamaños y distribuciones.

Teniendo en cuenta la BT, los eventos de granizo de gran tamaño con una poca y moderada densidad de acumulación son los que se asociaron a las menores BTs en ambos canales, siendo levemente más bajas en el de 11.2 μm .

Por lo tanto, a partir de este análisis se pudo observar que, en particular, las BTDs de 6.2-10.3, 6.2-11.2, 6.9-11.2 y 10.3-12.3 μm fueron máximas para los eventos de granizo de pequeño tamaño pero abundantes y grandes pero pocos, los cuales tienden a resultar en importantes daños socio-económicos. A su vez, la BT en los canales de 10.3 y 11.2 μm fue mínima para granizos de gran diámetro y poca acumulación, por lo que sería importante tener en cuenta ambos parámetros, tanto la BTD como la BT para poder realizar una rápida estimación a partir de la discriminación entre el tamaño y la acumulación de granizo que puede generar una nube de tormenta con OT.

Si bien no se observó una diferencia significativa entre los distintos tipos de eventos, ni entre los tamaños y distribuciones de granizo, la BTD entre distintos canales resultó positiva y en todos los casos, a excepción del 6.2-7.3 μm , máxima cerca de la ocurrencia de tiempo severo en superficie. En particular para el canal de 6.2-7.3 μm , el valor fue cercano a 0, tal como lo explican Mikuš y Strelec Mahović (2013) en su trabajo. La diferencia entre los canales de 6.2, 6.9 y 7.3 μm con el de 11.2 μm siempre resultó positiva, siendo la de 6.2-11.2 μm la que exhibe los valores mayores y la de 7.3-11.2 μm los menores. La diferencia fue positiva debido a que el vapor de agua que es advechado por la ascendente hacia la estratósfera produciendo BTs bastante mayores que las temperaturas frías que se observan en el canal del infrarrojo, tal como lo descrito por Fritz y Laszlo (1993), Ackerman (1996), Schmetz et al. (1997), Setvák et al. (2007), y Martin et al. (2008). Asimismo, tomando en cuenta las BTs, la diferencia fue significativamente mayor entre canales 13 y 15, es decir entre las bandas de 10.3 y 12.3 μm ,

debido a que gran cantidad de vapor de agua genera una BTD entre ambos canales, como lo explicado en la ABI Bands Quick Information Guides del GOES-16. Por lo tanto, esta última resultaría de gran utilidad al momento de identificar celdas de tormenta que pueden asociarse a la ocurrencia de fenómenos de tiempo severo. En cuanto a los valores observados de BT en los canales del infrarrojo, en ambos casos fueron negativos, tal como lo describe Bedka et al. (2010) en su trabajo. Sin embargo, resultaron menores en el canal de $11.2\ \mu\text{m}$, en concordancia con los resultados de Cecil y Blankenship (2012).

Se debe recordar que estos valores fueron calculados como un promedio de lo reflejado en relación a cada reporte por lo que algunos máximos y mínimos extremos pueden quedar opacados y no concordar con los resultados esperados.

4.2. Base de datos de descargas eléctricas

4.2.1. Geostationary Lightning Mapper - GLM/GOES-16

En la figura 4.4 se muestran dos ejemplos del cambio temporal de la acumulación de la actividad eléctrica, es decir la cantidad total de flashes registrados, en ventanas móviles de cinco minutos en un período de dos horas centradas alrededor del instante en el que se registró un evento de tiempo severo y dentro de un polígono de dos grados de latitud y dos de longitud alrededor de las coordenadas correspondientes al reporte.

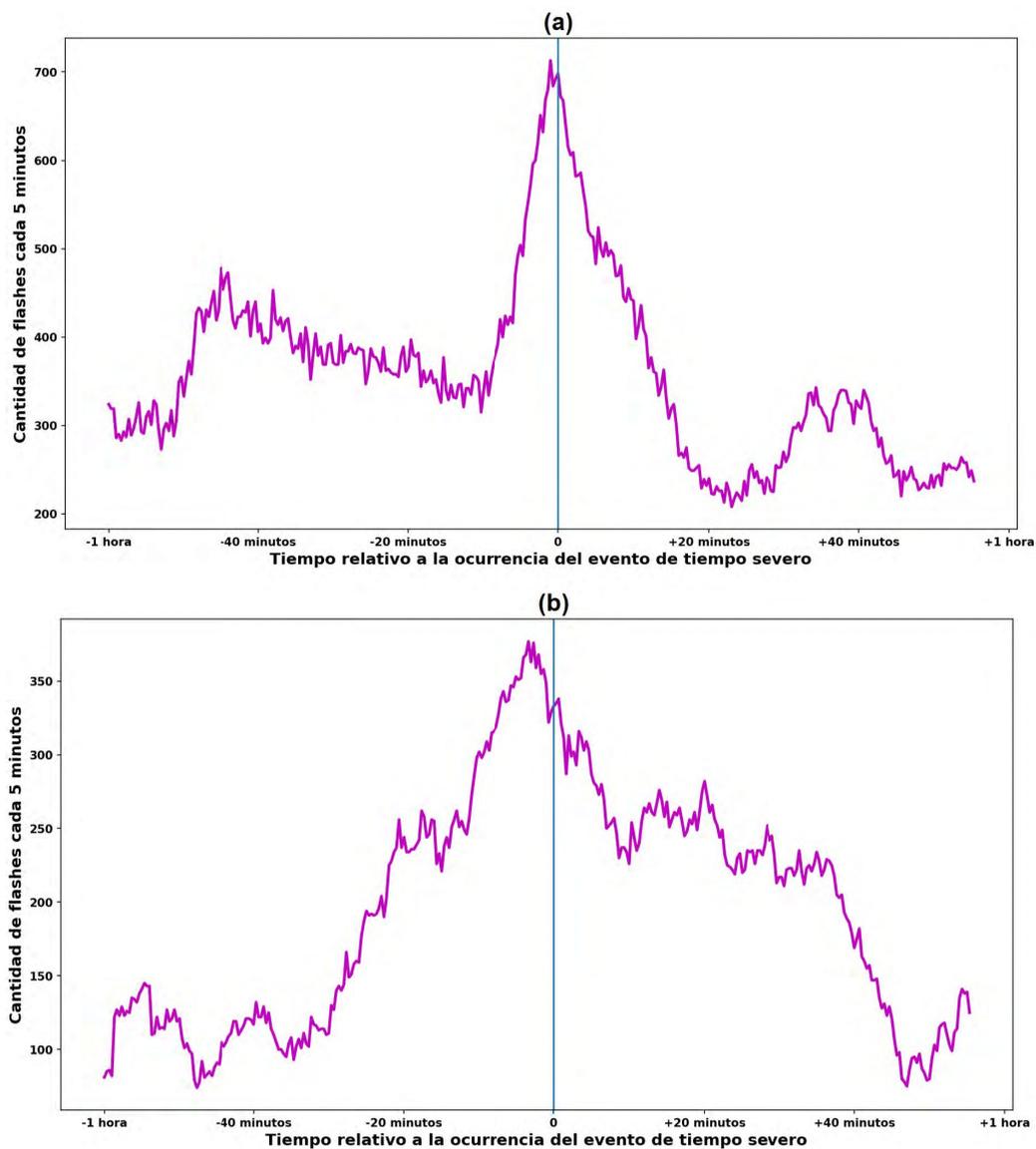


Figura 4.4: Ejemplos del número acumulado de flashes registrados por el instrumento GLM del GOES-16 en ventanas móviles de cinco minutos dentro de un dominio de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto en el cual se reportó granizo, lluvias intensas y ráfagas, correspondientes a los días (a) 09 de diciembre de 2018 a las 2030 UTC, y (b) 04 de abril de 2019 a las 1508 UTC. La línea vertical indica la hora aproximada del evento en relación a la evolución de la actividad eléctrica con el tiempo.

En ambos ejemplos mostrados en la figura 4.4, así como en el resto de los casos asociados a reportes, se evidenció al menos un salto en la actividad eléctrica, es decir, un aumento repentino y considerable de la cantidad de flashes registrados por el sensor GLM minutos antes de la ocurrencia de tiempo severo en superficie para todos los tipos de eventos, es decir para la caída de granizo, vientos fuertes y ráfagas, y lluvias intensas. Luego del momento en el que se registró algún evento, el número de flashes tendió a disminuir de forma abrupta si el reporte fue aislado en tiempo y espacio, o tendió a mantenerse constante y con grandes valores si hubo varios registros de tiempo severo en superficie a lo largo del ciclo de vida de los sistemas. En ciertos casos los saltos en la actividad eléctrica fueron más considerables que en otros.

A continuación, se realiza la discusión de los máximos promedio de actividad eléctrica alrededor de la hora de los reportes para todos los eventos, así como también para los distintos tamaños y distribuciones del granizo.

En las figuras 4.5 y 4.6 se expresan los valores promedios de los acumulados de actividad eléctrica previos al momento de ocurrencia de un evento cada 20 segundos y en ventanas móviles de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 minutos.

En cuanto al tipo de evento se evidenció que el máximo de actividad eléctrica se alcanzó minutos antes de los reportes en todas las situaciones, con máximos asociados a ráfagas y/o vientos fuertes, seguido de lluvias intensas y por último a la caída de granizo.

De la misma forma y teniendo en cuenta el tamaño del granizo, se destacó que el máximo de actividad eléctrica se relacionó con los eventos de granizo de mayor diámetro y disminuyó a medida que su dimensión se redujo, con valores bastante más bajos asociados a eventos de granizo pequeño al haberse realizado una comparación con el resto de los tamaños. No se evidenció una diferencia importante entre la cantidad de rayos respecto a los granizos entre los 2.5 y 4 cm, sin embargo, resultó clara al realizar una comparación entre los de 1.5 y 8 cm. En relación a la distribución de este hidrometeoro, se observó que en todos los casos los eventos con poca densidad de granizo exhibieron mayor actividad eléctrica, seguidos por los de moderada y por último, y significativamente menor, en casos con abundante caída de granizo.

Por lo tanto, los resultados indican que los eventos asociados a granizos de mayor tamaño y moderada o baja densidad de acumulación tuvieron los máximos valores y el crecimiento más importante de actividad eléctrica, a la vez que los relativos a granizos de pequeño diámetro y abundante caída son los que exhibieron los menores valores y el menor aumento en la actividad eléctrica en comparación al resto de los casos.

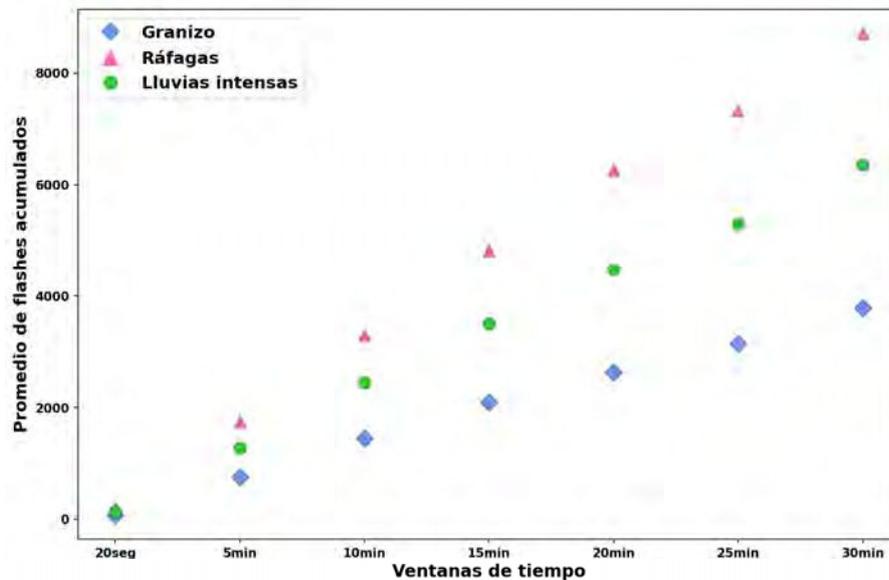


Figura 4.5: Número promedio de flashes acumulados registrados por el instrumento GLM del GOES-16 (a) cada 20 segundos, y en ventanas móviles de (b) 5, (c) 10, (d) 15, (e) 20, (f) 25 y (g) 30 minutos dentro de un dominio espacial de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de tiempo severo para todo el dominio temporal.

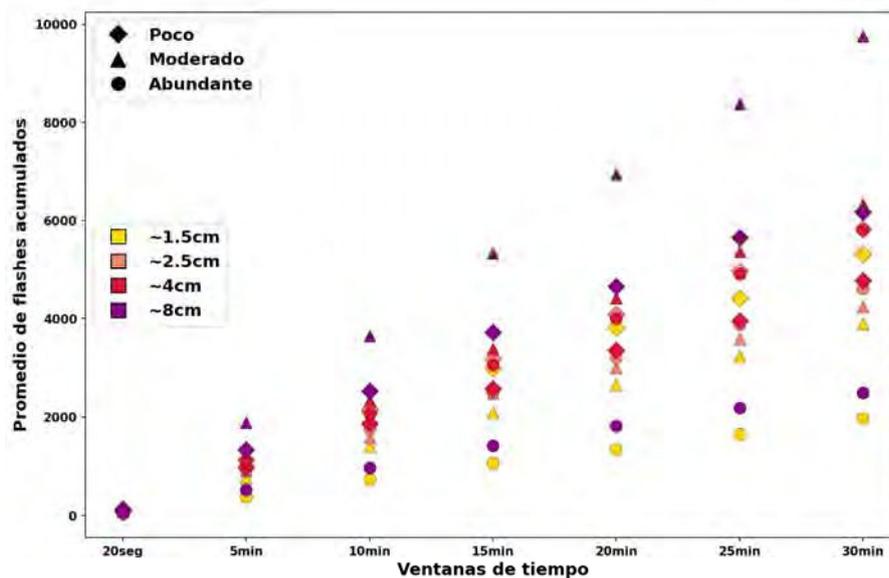


Figura 4.6: Número promedio de flashes acumulados registrados por el instrumento GLM del GOES-16, cada 20 segundos y en ventanas móviles de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 minutos dentro de un dominio espacial de 2 grados de latitud y 2 grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de granizo para todo el dominio temporal. Se discrimina entre las diferentes densidades de acumulación y tamaños del hidrometeoro.

4.2.2. Lightning Mapping Array - LMA

En la figura 4.7 se muestran dos ejemplos del cambio temporal de la actividad eléctrica acumulada en ventanas móviles de cinco minutos en un período de dos horas centradas alrededor del instante en el que se registró un evento de tiempo severo y dentro de un polígono de dos grados de latitud y dos de longitud alrededor de las coordenadas correspondientes al reporte.

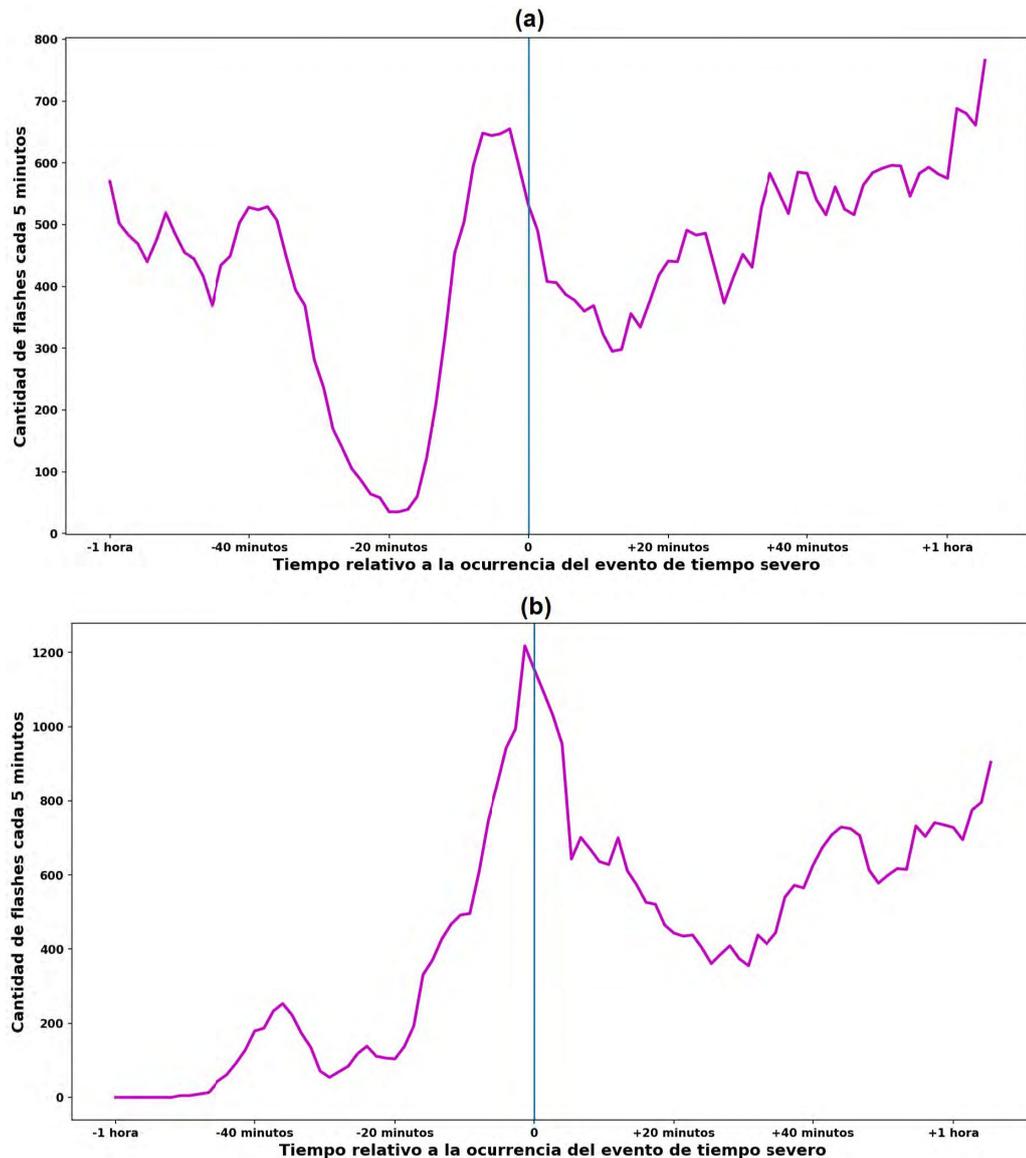


Figura 4.7: Ejemplos del número de flashes acumulados registrados por las antenas del LMA en ventanas móviles de cinco minutos dentro de un dominio de dos grados de latitud y dos grados de longitud alrededor del punto en el cual se reportó granizo y lluvias intensas correspondientes a los días (a) 10 de noviembre de 2018 a las 2315 UTC, y (b) 11 de noviembre de 2018 a las 2330 UTC. La línea vertical indica la hora aproximada del evento en relación con la evolución de la actividad eléctrica con el tiempo.

Al igual que lo encontrado a partir de los datos del sensor GLM, en los ejemplos mostrados en la figura 4.7 y en el resto de los casos, se observó al menos un salto en la actividad eléctrica

minutos antes de la ocurrencia de tiempo severo en superficie para todos los tipos de eventos. Luego del momento en el que se registró algún evento, el número de flashes tendió a disminuir de forma abrupta si el reporte fue aislado en tiempo y espacio, o a mantenerse constante y con grandes valores si hubo varios registros de tiempo severo en superficie en un área cercana. En ciertos casos los saltos en la actividad eléctrica fueron más importantes que en otros.

A continuación, se realiza la discusión de los máximos promedio de actividad eléctrica alrededor de la hora de los reportes para todos los eventos, así como también para los distintos tamaños y distribuciones del granizo.

En las figuras 4.8 y 4.9 se expresan los valores promedios de los acumulados de actividad eléctrica previos al momento de ocurrencia de un evento cada 1 minuto y en ventanas móviles de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 minutos.

En relación con el tipo de evento se evidenció que el máximo de actividad eléctrica se alcanzó con situaciones asociadas a ráfagas y/o vientos fuertes, seguido por las lluvias intensas, y por último a la caída de granizo. Esto resultó coincidente con los resultados obtenidos a partir del sensor GLM, sin embargo, los datos tomados a partir de sensores ubicados en las estaciones LMA estaban limitados a un dominio mucho más pequeño y por lo tanto, los resultados pudieron presentar diferencias con los obtenidos a partir del GLM y no ser representativos de todo el centro-norte del país.

En cuanto al tamaño y la distribución del granizo, resultó evidente que el máximo de actividad eléctrica tuvo lugar cuando se reportaron eventos de granizo con poca densidad de acumulación, en particular los de mayor tamaño. Los registros de caída moderada de granizo pequeño también se asociaron a grandes promedios de rayos. El resto de las combinaciones exhibieron menores valores teniendo en cuenta el número de flashes.

En consecuencia, a partir de los resultados la hipótesis es que los eventos asociados a la menor densidad de acumulación de granizo y mayor tamaño tuvieron los máximos valores y el crecimiento más importante de actividad eléctrica, lo cual resultó similar en comparación a los resultados obtenidos a partir de los datos del GLM.

En todos los casos mostrados en la figuras precedentes con ejemplos tanto del GLM como del LMA, así como en la mayoría de los reportes, se evidenció que previo a la ocurrencia del evento se produjo un rápido y considerable aumento de la actividad eléctrica, alcanzando el máximo minutos antes del instante del reporte. Este máximo de actividad eléctrica relacionado con el OT de una tormenta y a la intensificación de su ascendente se asoció a la ocurrencia de tiempo severo en superficie, tal como lo exponen los trabajos de Workman y Reynolds (1949), Carey y

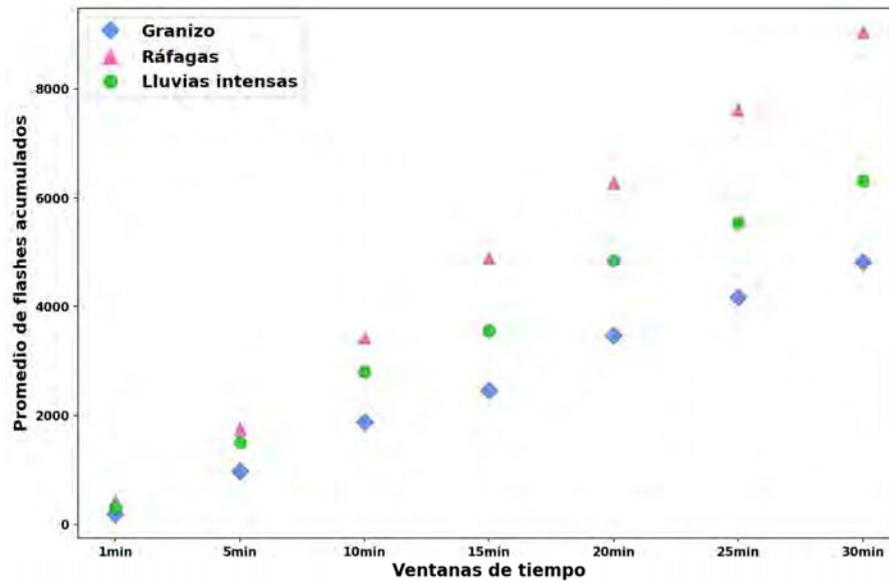


Figura 4.8: Número promedio de flashes acumulados registrados por las antenas LMA, cada 1 minuto y en ventanas móviles de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 minutos dentro de un dominio espacial de 2 grados de latitud y 2 grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de tiempo severo para todo el dominio temporal.

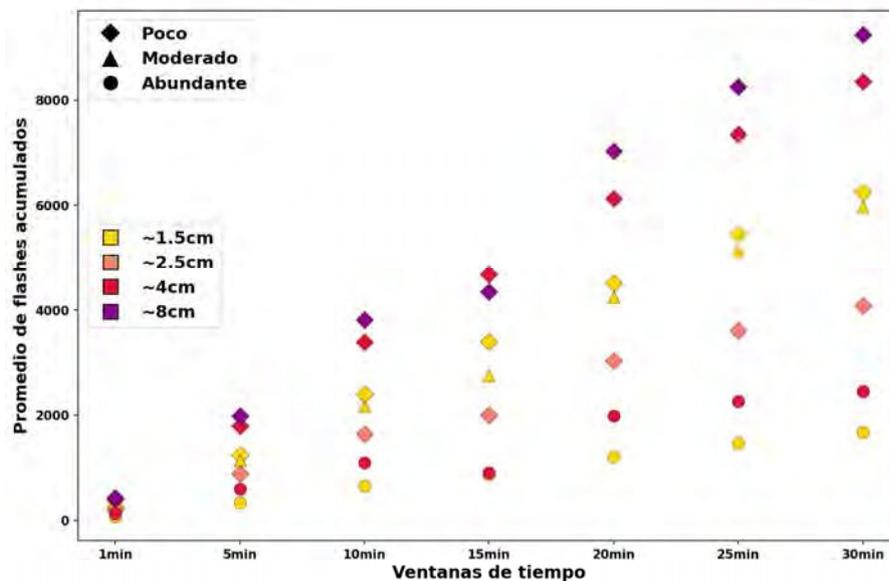


Figura 4.9: Número promedio de flashes acumulados registrados por las antenas LMA, cada 1 minuto y en ventanas móviles de 5, 10, 15, 20, 25 y 30 minutos dentro de un dominio espacial de 2 grados de latitud y 2 grados de longitud alrededor del punto de coordenadas en el cual se reportó algún evento de granizo para todo el dominio temporal. Se discrimina entre las diferentes densidades de acumulación y tamaños del hidrometeoro.

Rutledge (1996, 2000), Petersen et al. (2005), Wiens et al. (2005), Machado et al. (2009), Meyer et al. (2013).

El rápido y significativo aumento de la actividad eléctrica minutos previos a la ocurrencia de tiempo severo, es decir, caída de granizo, ráfagas y lluvias intensas, resultó en concordancia con los resultados de los trabajos de Byers y Braham (1949), Kane (1991), Williams et al. (1999), Lang et al. (2000), Bridenstine et al. (2005), Fehr et al. (2005), Goodman et al. (2005), Steiger et al. (2005, 2007), Wiens et al. (2005), Gatlin (2006), Montanya et al. (2007, 2009), Tessendorf et al. (2007), Schultz et al. (2009), 2011, Darden et al. (2010), Gatlin y Goodman (2010), Pineda et al. (2011), Cecil y Blankenship (2012), y Dimitrova et al. (2013). A su vez, luego del máximo se evidenció una disminución de la actividad eléctrica, debido al debilitamiento de la ascendente tal como lo explican Gatlin y Goodman (2010) en su trabajo. No obstante, toda ocurrencia de tiempo severo fue precedida por un salto en la actividad eléctrica, tal como lo muestran los resultados de los trabajos de MacGorman (1993), Buechler et al. (2000), Lang et al. (2000, 2002), Schultz et al. (2009), y Emersic et al. (2011).

Capítulo 5

Análisis de situaciones particulares

En esta sección se realiza el análisis de dos casos particulares, el primero tuvo lugar desde el 9 al 12 de noviembre y el segundo, se dio entre el 12 y 15 de diciembre, los dos durante el año 2018. En ambas situaciones se generaron importantes daños socio económicos en distintas regiones del centro y norte del país. Se utilizaron las bases de datos de los sensores ABI y GLM del GOES-16 para el seguimiento de los sistemas y a partir de los datos de reanálisis del ERA5 se expone el estudio de las situaciones sinópticas respectivas a cada caso.

5.1. Análisis de situación del 9 al 12 de noviembre del 2018

A continuación, se analiza la situación que ocurrió entre el 9 y el 12 de noviembre del 2018. En CABA y en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Entre Ríos, La Pampa, Mendoza, San Juan, San Luis, Santa Fe y Santiago del Estero se registró caída de granizo de diversos tamaños, ráfagas y vientos fuertes, y lluvias intensas, que generaron inundaciones y anegamientos, e incluso hubo reportes de un tornado en el noreste de Santa Fe.

5.1.1. Descripción del MCS

Durante este período de tiempo, las tormentas se iniciaron en la región central del dominio en una franja zonal abarcando la zona comprendida entre el este de la cordillera de los Andes y las provincias de Buenos Aires, Entre Ríos y Corrientes, ubicadas al este de la Argentina. A medida que pasaron los días los sistemas fueron iniciándose más al norte, finalizando con la generación y el posterior desarrollo de un MCS centrado en el centro y norte de la provincia de Santa Fe.

El MCS se inició en el límite entre las provincias de Córdoba y Santa Fe alrededor de las 2300 UTC del 11 de noviembre. A medida que el sistema se desarrolló, se desplazó hacia el este, luego hacia el norte mientras alcanzaba su máximo desarrollo entre las 0330 y 0400 UTC, para posteriormente volver a desplazarse hacia el sudeste pasando por Entre Ríos, hasta disiparse sobre Uruguay el 12 de noviembre a las 2000 UTC. Durante todo su ciclo de vida recorrió una distancia aproximada de 550 km.

La evolución del MCS se encuentra reflejada en las imágenes satelitales en el canal de los $10.3\ \mu\text{m}$. En la figura 5.1 se muestran cuatro momentos dentro del ciclo de vida de este sistema.

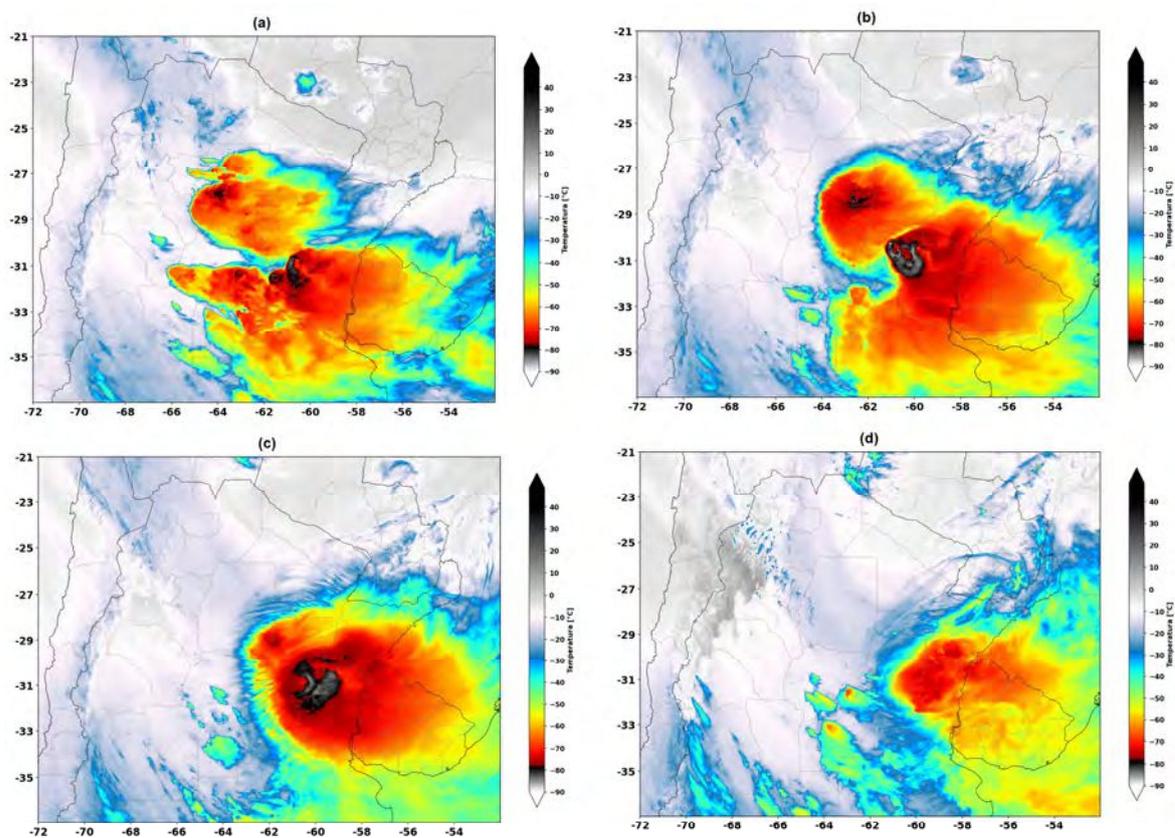


Figura 5.1: Imágenes satelitales del IR $10.3\ \mu\text{m}$ (canal 13) del GOES-16 para las (a) 0400 UTC, (b) 0800 UTC, (c) 1100 UTC, y (d) 1500 UTC del 12 de noviembre del 2018.

A partir de las imágenes satelitales se observó la presencia de los OTs, asociados a mínimos de BTs. De forma similar, se evidenciaron patrones asociados al tiempo severo, como lo son los AACPs, los cold U-V y rings. Estos patrones pueden visualizarse mejor en la figura 5.2, para la cual se realizó un acercamiento a la imagen satelital en el canal de $10.3\ \mu\text{m}$ de manera tal que puedan observarse con más detalle.

La figura 5.2 (a) se muestra la presencia de un OT representado por un área concentrada de mínimas BTs que se encontraban por debajo de los $-90\ ^\circ\text{C}$, rodeada por una región de

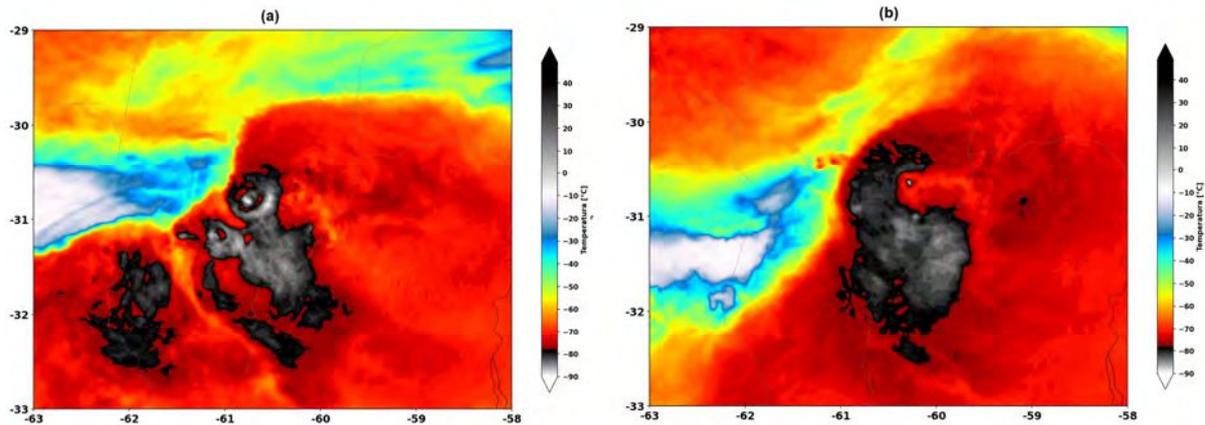


Figura 5.2: Imágenes satelitales del IR $10.3\ \mu\text{m}$ (canal 13) del GOES-16 para las (a) 0515 UTC y (b) 0645 UTC del 12 de noviembre del 2018.

temperaturas más altas cercanas a los $-70\ ^\circ\text{C}$ y a su vez, alrededor de esta última se evidenció un área cerrada de BTs por debajo de los $-80\ ^\circ\text{C}$. Este patrón correspondía a un cold ring. De forma similar, en la figura 5.2 (b) se evidencia el mismo OT que en (a) pero en este caso, con el tiempo el cold ring evolucionó a un patrón de cold U/V, razón por la cual el anillo de mínimas BTs no se encontraba cerrado. A su vez, corriente abajo del OT se observó un área de BTs más altas, mayores a $-70\ ^\circ\text{C}$ que se asocian al patrón de AACP.

5.1.2. Evolución de las BTDs, BTs y actividad eléctrica

En este caso se analiza el comportamiento de las distintas variables provistas por los sensores ABI y GLM del GOES-16. No se utilizan los datos de la red LMA debido a que el MCS se desarrolló por fuera del alcance de la red de antenas.

En la figura 5.3 se muestra la evolución temporal de las BTDs y BTs del sistema a lo largo de su ciclo de vida, el cual fue de aproximadamente de 21 horas.

Para comenzar, se analizó el comportamiento de las BTs relativas a este MCS. Entre las 2300 y 0000 UTC se evidenció un descenso marcado de más de $20\ ^\circ\text{C}$. Luego, las BTs se mantuvieron bajas, entre los -85 y $-95\ ^\circ\text{C}$ durante la etapa madura del sistema comprendida entre las 0200 y 1000 UTC. Dentro de este período, a las 0330 UTC se alcanzó el mínimo de las BTs, que fue de $-93\ ^\circ\text{C}$ para el canal de $10.3\ \mu\text{m}$ y de $-93.7\ ^\circ\text{C}$ para el de $11.2\ \mu\text{m}$. A partir de las 1000 UTC las BTs comenzaron a aumentar a medida que se debilitó el MCS.

En cuanto a las BTDs, y a excepción del de $10.3\text{-}12.3\ \mu\text{m}$, a partir de las 0000 UTC se percibió un aumento de aproximadamente $4\ ^\circ\text{C}$ para todas las diferencias entre canales. Estos valores se mantuvieron con valores positivos hasta llegar a un máximo poco después de que se alcanzaron los mínimos de BTs. En particular, resultaron considerables los máximos de 9.8 y 13

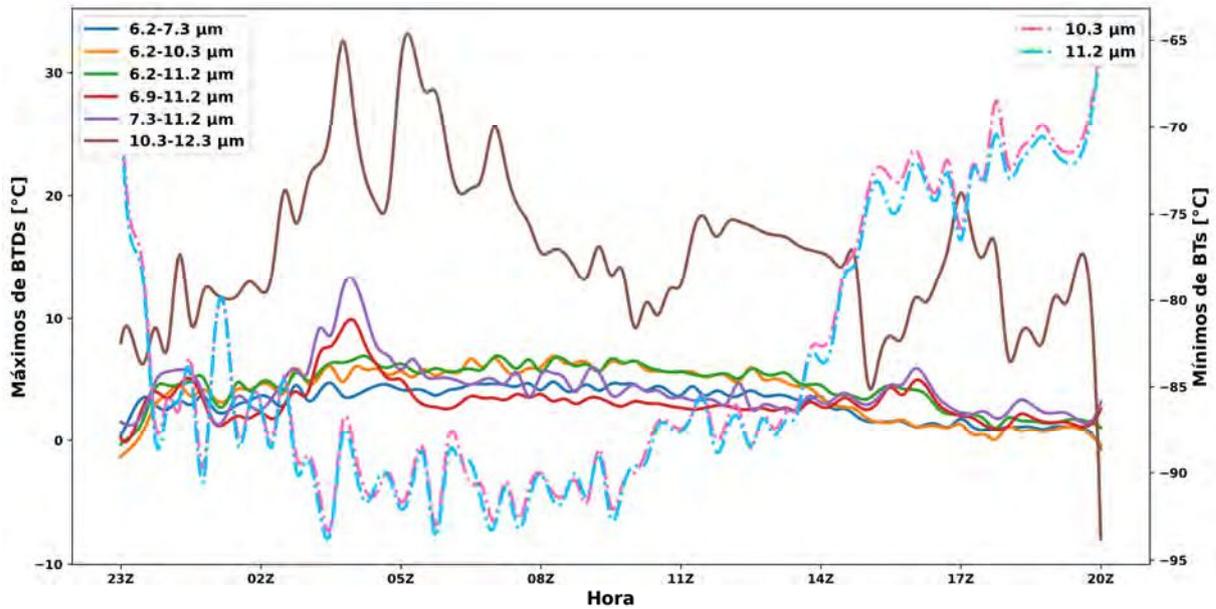


Figura 5.3: Evolución de las máximas BTDs (eje izquierdo, líneas continuas) y mínimas BTs (eje derecho, líneas punteadas) registradas por el instrumento ABI del GOES-16 para el MCS que tuvo lugar entre las 2300 UTC del 11 y las 2000 UTC del 12 de noviembre del 2018.

°C asociados a las BTDs de 6.9-11.2 μm y de 7.3-11.2 μm respectivamente, que tuvieron lugar a las 0400 UTC. En el resto de las BTDs se observó un aumento de sus valores desde las 0200 UTC y se mantuvieron constantes aproximadamente hasta las 1400 UTC, momento en el cual se evidenció un decrecimiento de las BTDs de 6.2-7.3 μm y de 6.2-10.3 μm , mientras que el resto alcanzó un segundo máximo cerca de las 1600 UTC.

En relación a la BTD de 10.3-12.3 μm , se encontró que tuvo valores mucho más grandes que el resto de las BTDs. Se vio un aumento importante a partir de las 0200 UTC de más de 20 °C, hasta que alcanzó un máximo de 32.6 °C a las 0345 UTC y otro de 32.3 °C a las 0515 UTC. Desde ese momento hasta las 1000 UTC, se observó una disminución de los valores de la BTD, con un segundo aumento a las 1100 UTC y posterior descenso a partir de las 1400 UTC. Las fluctuaciones que tuvieron lugar luego de las 1400 UTC estuvieron asociadas a nuevas celdas generadas dentro del área ocupada por el MCS.

Se alcanzaron varios mínimos de BTs y máximos de BTDs, sin embargo los valores más extremos se dieron entre las 0330 y las 0400 UTC, momento del máximo desarrollo del sistema, evidenciando la ocurrencia de los OTs más intensos.

A su vez, en la figura 5.4 se muestra la evolución temporal de la actividad eléctrica acumulada en ventanas móviles de 15 minutos para el ciclo de vida del MCS a partir de los datos obtenidos por el sensor GLM del GOES-16.

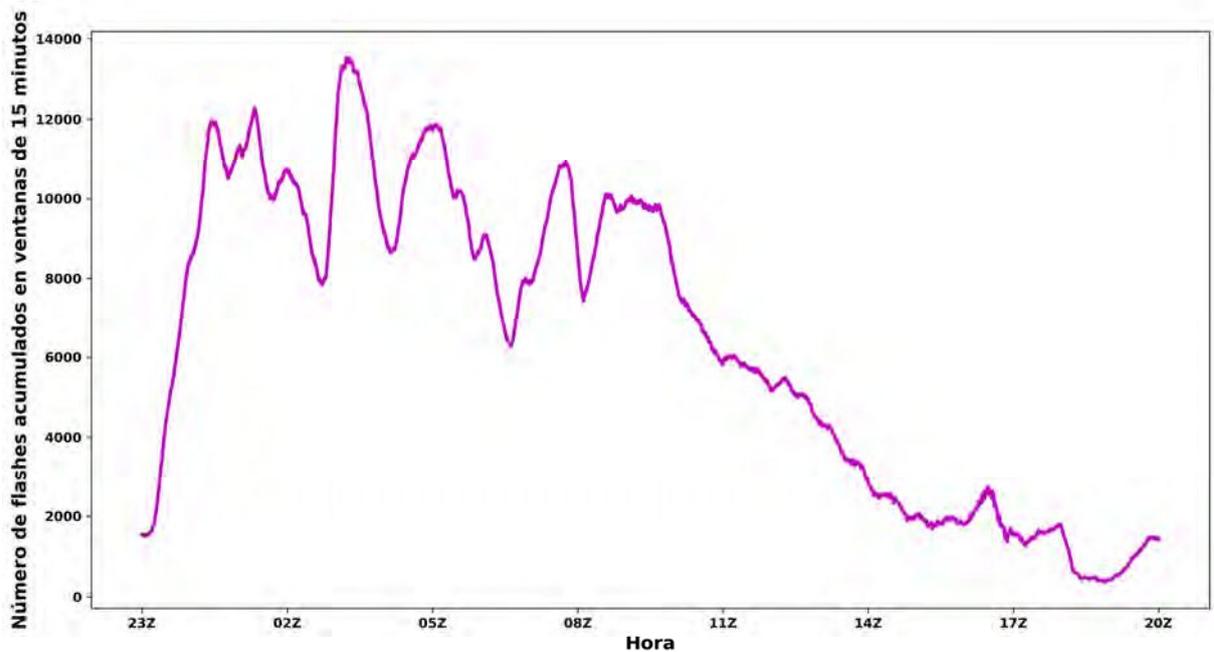


Figura 5.4: Evolución del número de flashes acumulados en ventanas móviles de 15 minutos registrados por el instrumento GLM del GOES-16 para el MCS que tuvo lugar entre las 2300 UTC del 11 y las 2000 UTC del 12 de noviembre del 2018.

A partir de los datos de actividad eléctrica tomados por el sensor GLM, resultó evidente un aumento considerable al comienzo del período de más de 10000 flashes acumulados entre las 2300 y 0100 UTC. A partir de este momento los valores de actividad eléctrica acumulada se mantuvieron entre los 8000 y 14000, hasta las 1000 UTC aproximadamente, momento en el cual el sistema comenzó a perder intensidad y disiparse. Se pudo observar que el máximo de 13523 flashes acumulados en ventanas móviles de 15 minutos tuvo lugar cerca de las 0330 UTC, lo cual resultó coincidente con la ocurrencia de los OTs. A lo largo de todo el período se observan varios saltos en la actividad eléctrica debido a que la evolución del sistema no fue constante, sin embargo la mayoría de ellos tuvo lugar entre las 2300 y las 0900 UTC, momento en el cual el MCS se inició y desarrolló.

Se evidenciaron variaciones considerables de las variables al comienzo del período, indicando el rápido crecimiento del sistema. Entre las 0000 y 0500 UTC, en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Santa Fe y San Luis se registró gran cantidad de reportes de caída de granizo de todos los tamaños, ráfagas, y lluvias intensas, las cuales provocaron anegamientos en diversas localidades de Buenos Aires y Santa Fe. Los máximos de las BTDs, mínimos de las BTs y el máximo de la actividad eléctrica tuvieron lugar entre las 0330 y las 0400 UTC del 12 de noviembre, cuando el MCS alcanzó el momento de máximo desarrollo. Luego de las 1100 UTC se dio un decrecimiento gradual de todas las variables a medida que el MCS perdió intensidad

y se disipó.

En particular, en este trabajo se definió que el sistema alcanzó la etapa madura cuando las BTs descendieron de los -85°C , las BTDs fueron máximas y la actividad eléctrica evidenció los valores más altos.

5.1.3. Situación sinóptica

El día 9 de noviembre, en niveles altos se evidenció una vaguada sobre el sur del Océano Pacífico, que se profundizó y cerró con el paso de las horas del día, dando lugar a una baja segregada. Este sistema de baja presión se reflejó en todos los niveles de la atmósfera. A su vez, una cuña se ubicaba sobre el territorio argentino, generando condiciones de buen tiempo en la región centro y norte del país. La corriente en chorro de niveles altos favoreció los movimientos verticales en la región norte de la Patagonia debido a que la componente ageostrófica se asocia a divergencia en altura. (No mostrado).

A lo largo del día 10, en niveles bajos se pudo observar que el sistema de baja presión se mantuvo sobre el Océano Pacífico. En niveles medios y altos el bloqueo perduró a medida que el sistema se profundizó y se desplazó lentamente hacia el este. Asimismo, la región de divergencia en altura asociada a la corriente en chorro se ubicó sobre el norte y centro de la Argentina. (No mostrado).

Por último, el 11 y 12 de noviembre, en niveles bajos este sistema cruzó la cordillera de los Andes hasta establecerse sobre el territorio argentino (figura 5.5). En niveles medios y altos la baja se localizaba aún sobre el océano, se continuó profundizando y su desplazamiento fue prácticamente nulo (figuras 5.9 y 5.10). Asociado a la posición del sistema, la región centro y norte del país se vio afectada por el pasaje de ondas cortas que (figura 5.9), favorecieron los intensos movimientos ascendentes en dicha región. La posición de la corriente en chorro de niveles altos no favoreció la ocurrencia de los ascensos en la zona de estudio durante el desarrollo del sistema (figura 5.10). Se evidenció la presencia de tormentas en la región en horas previas antes de la ocurrencia del MCS que se desarrolló entre el 11 y 12 de noviembre.

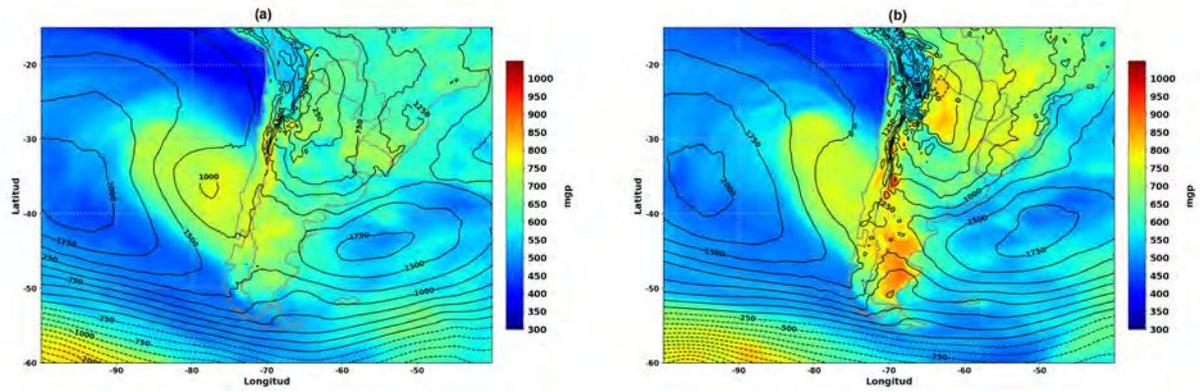


Figura 5.5: Geopotencial en 1000 hPa (contornos negros) y espesores 1000/500 (coloreado) para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

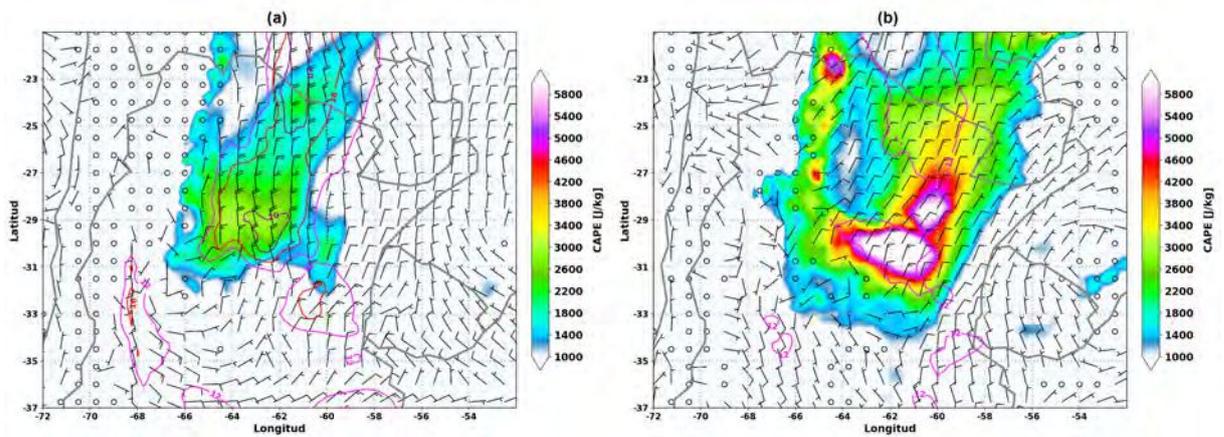


Figura 5.6: Vientos en 850 hPa (barbas), con velocidades de 12, 16 y 20 m/s (contornos magenta, rojo y marrón respectivamente) y CAPE (coloreado) para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

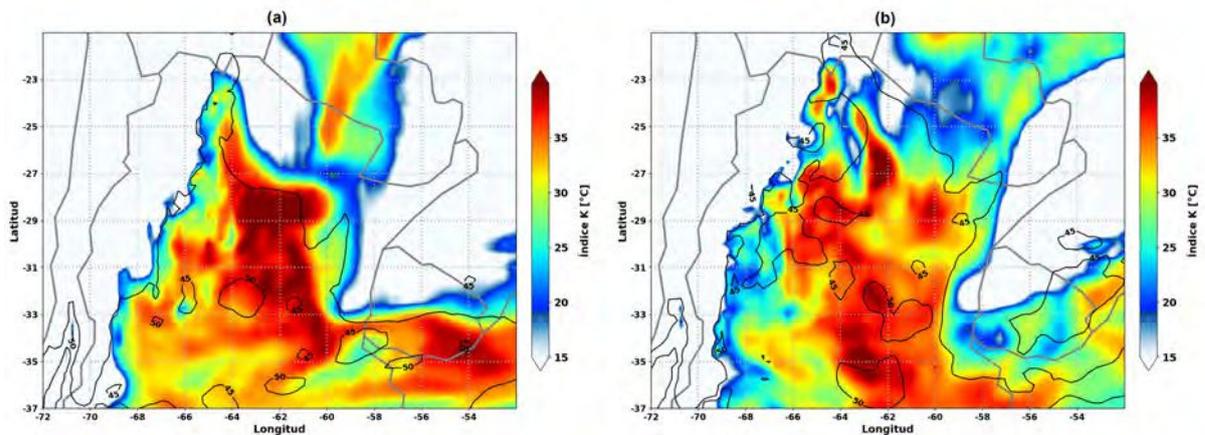


Figura 5.7: Índice K (coloreado) y Total Totals (contornos negros) para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

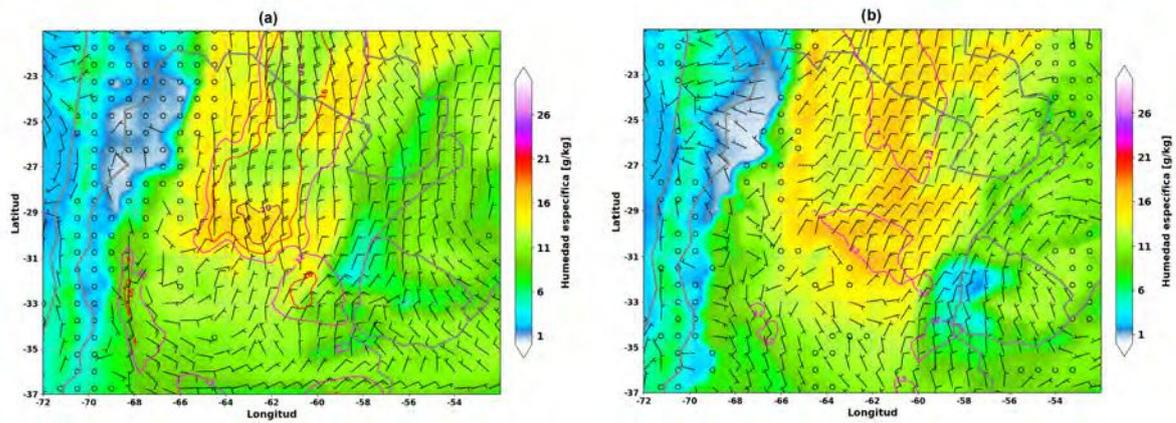


Figura 5.8: Vientos (*barbas*), con velocidades de 12, 16 y 20 m/s (*contornos magenta, rojo y marrón respectivamente*) y humedad específica (*coloreado*) en 850 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

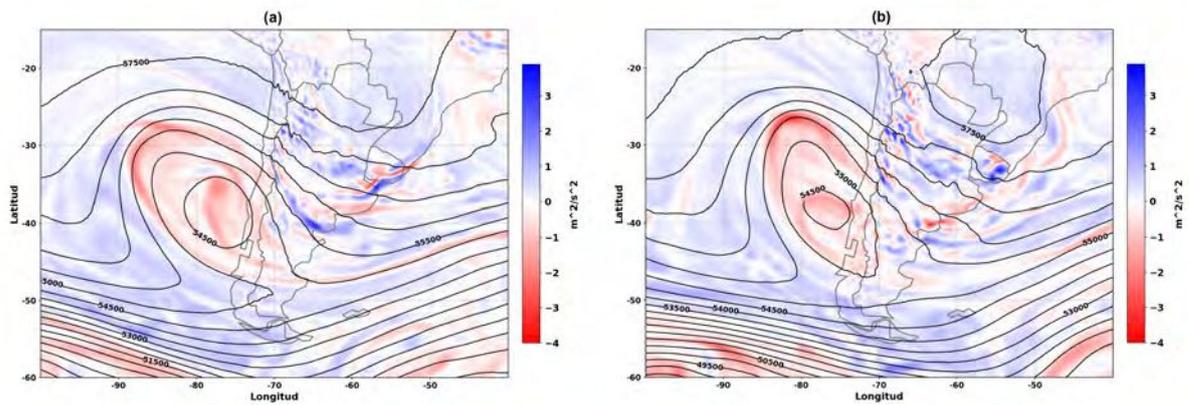


Figura 5.9: Geopotencial (*contornos negros*) y vorticidad relativa (*coloreado*) en 500 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

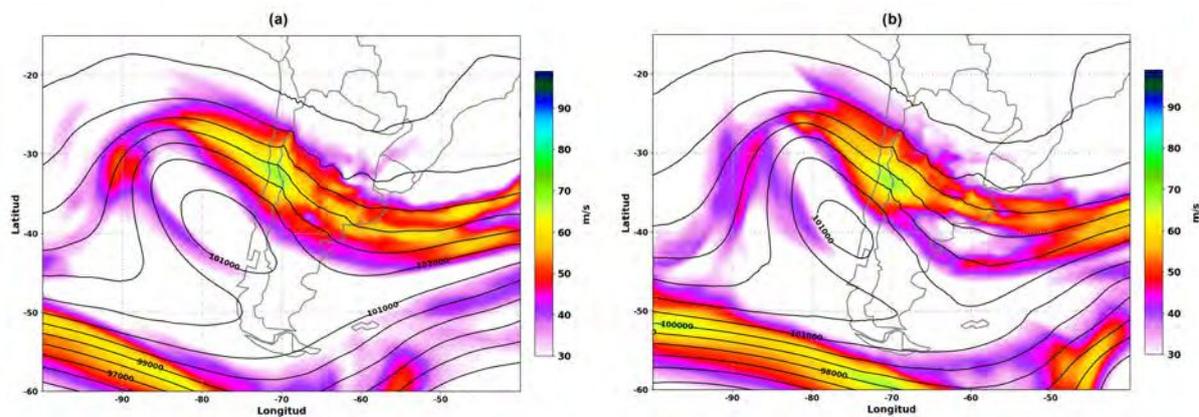


Figura 5.10: Geopotencial (*contornos negros*) y viento (*coloreado*) en 250 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 11 de noviembre del 2018.

5.2. Análisis de situación del 12 al 15 de diciembre del 2018

En esta sección se analiza la situación sinóptica relativa al evento de tiempo severo que tuvo lugar entre el 12 y el 15 de diciembre del 2018. En CABA y las provincias de Buenos Aires, Chaco, Córdoba, Corrientes, Entre Ríos, Jujuy, La Rioja, Salta, San Luis, Santa Fe, Santiago del Estero y Tucumán se registraron eventos de caída de granizo de diversos tamaños, ráfagas y vientos fuertes, y lluvias intensas que incluso llevaron a anegamientos e inundaciones.

5.2.1. Descripción del MCS

Las tormentas se iniciaron en la región central del dominio en una franja zonal extendiéndose entre el este de la cordillera de los Andes y Uruguay. Con el paso de las horas, las tormentas que se generaban y desplazaban hacia el este se organizaron, formando un MCS con gran extensión zonal, abarcando las provincias de Córdoba, Santa Fe, Entre Ríos, Buenos Aires e incluso Uruguay.

Las celdas de tormenta comenzaron a generarse en el norte de la provincia de San Luis, sur de Córdoba y Santa Fe, y norte de Buenos Aires alrededor de las 2130 UTC del 13 de diciembre. A medida que las tormentas se desarrollaron y organizaron formando el MCS, este se desplazó hacia el norte mientras alcanzaba su máximo desarrollo entre las 0330 y 0400 UTC, para posteriormente volver a desplazarse hacia el este a la vez que se debilitaba hasta disiparse sobre Uruguay el 14 de diciembre a las 1200 UTC. Durante todo su ciclo de vida recorrió una distancia aproximada de 600 km hacia el noreste.

La evolución del MCS se encuentra reflejada en las imágenes satelitales en el canal de los 10.3 μm . En la figura 5.11 se muestran cuatro momentos dentro del ciclo de vida de este sistema.

Al igual que en el caso anterior, a partir de las imágenes satelitales se observó la presencia de los OTs y de patrones asociados al tiempo severo, como los AACP, los cold U-V y rings. Para una mejor visualización de los mismos, en la figura 5.12 se realizó un acercamiento a la imagen satelital en el canal de 10.3 μm .

La figura 5.12 (a) se muestra la presencia de varios OTs asociados a mínimos de BT que se encontraban por debajo de los $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, y corriente abajo de cada uno de ellos se observó un área de BTs más altas, mayores a $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ que corresponden al patrón de AACP. En la figura 5.12 (b) se puede observar un OT con BTs por debajo de los $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$, rodeado por una región de temperaturas más altas cercanas a los $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ y a su vez, alrededor de esta última se evidenció un área abierta de BTs por debajo de los $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, lo cual correspondía a un patrón de cold U/V. De forma similar, al este se pudo observar un anillo de BTs menores a $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ que rodean un

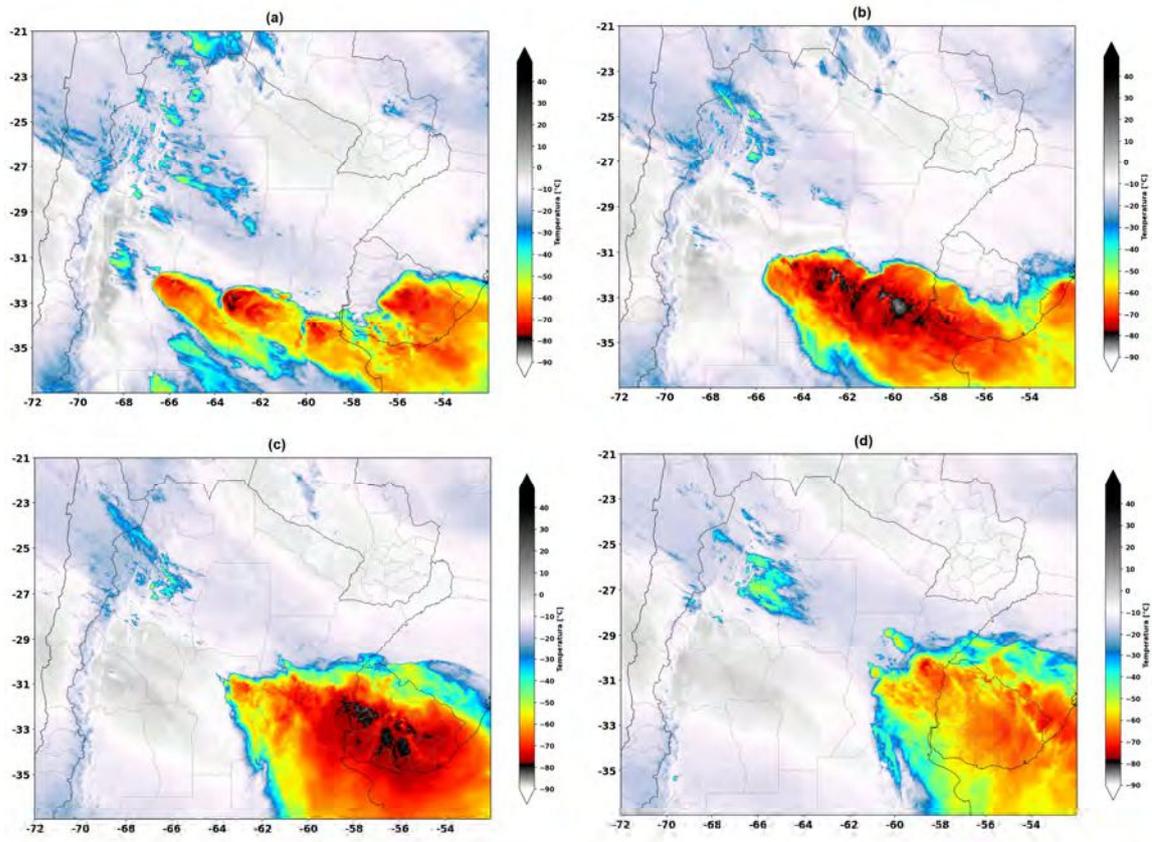


Figura 5.11: Imágenes satelitales del IR $10.3\mu\text{m}$ (canal 13) del GOES-16 para las (a) 0100 UTC, (b) 0400 y (c) 0800 UTC, y (d) 1100 UTC 14 de diciembre del 2018.

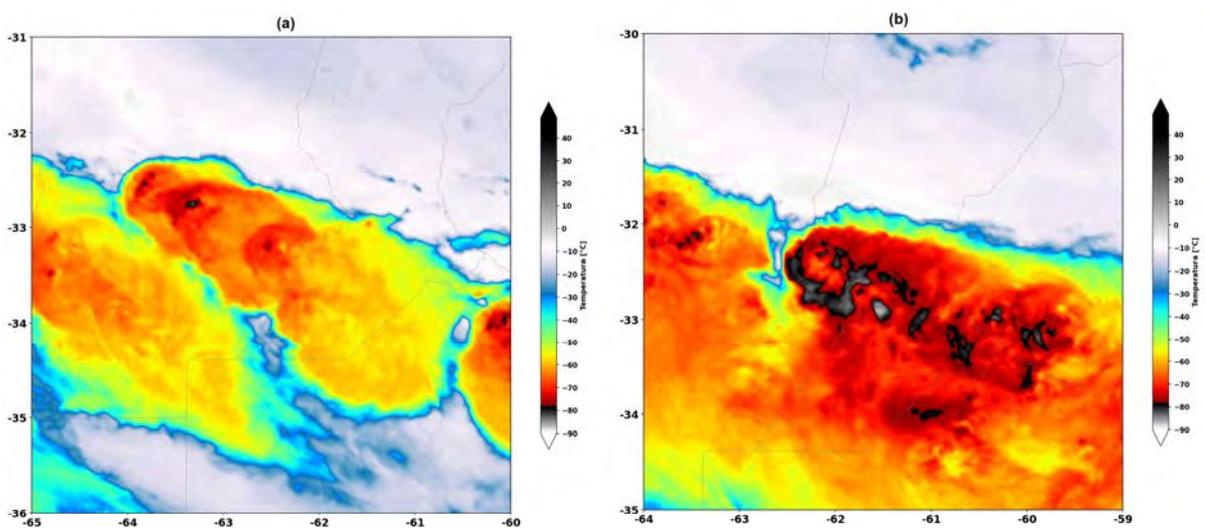


Figura 5.12: Imágenes satelitales del IR $10.3\mu\text{m}$ (canal 13) del GOES-16 para las (a) 0015 UTC y (b) 0230 UTC del 14 de diciembre del 2018.

área de temperaturas mayores a -70 °C, lo cual se trató de otro patrón de tiempo severo, en este caso, un cold ring debido a que la región de bajas BTs se encontraba cerrado.

5.2.2. Evolución de las BTDs, BTs y actividad eléctrica

A continuación se realiza el análisis del comportamiento de las distintas variables provistas por los sensores ABI y GLM del GOES-16, y por la red de antenas LMA.

En la figura 5.13 se muestra la evolución temporal de las BTDs y BTs del sistema a lo largo de su ciclo de vida, el cual fue de aproximadamente de 14.30 horas.

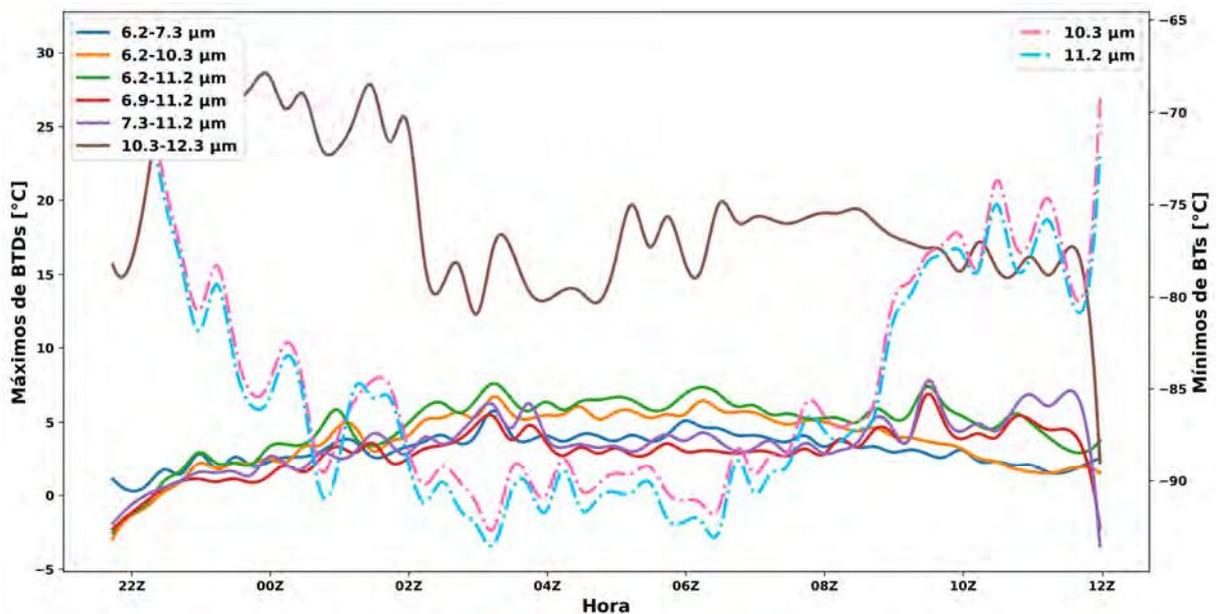


Figura 5.13: Evolución de las máximas BTDs (eje izquierdo, líneas continuas) y mínimas BTs (eje derecho, líneas punteadas) registradas por el instrumento ABI del GOES-16 para el MCS que tuvo lugar entre las 2130 UTC del 13 y las 1200 UTC del 14 de diciembre del 2018.

En un principio, se analizó el comportamiento de las BTs a lo largo del ciclo de vida del MCS. Entre las 2200 y 0100 UTC se evidenció un descenso gradual de las temperaturas para luego mantenerse entre los -85 y -95 °C durante la etapa madura del sistema comprendida entre las 0100 y 0800 UTC. Durante este tiempo, a las 0330 UTC se alcanzó el mínimo de las BTs, que fue de -92.6 °C para el canal de $10.3\mu\text{m}$ y de -93.5 °C para el de $11.2\mu\text{m}$. A partir de las 0800 UTC, las BTs comenzaron a aumentar a medida que se debilitó el MCS.

Respecto a las BTDs, y a excepción de la de $10.3-12.3\mu\text{m}$, a partir de las 0000 UTC se mantuvieron positivos, entre los 2 y 7 °C, durante la etapa madura del MCS. Los máximos fueron alcanzados cerca de las 0330 UTC, momento de máxima intensidad del sistema.

La BTD de $10.3-12.3\mu\text{m}$ tuvo valores mucho más grandes que el resto de las BTDs. Se evidenció un aumento importante de 15 °C aproximadamente entre las 2200 y 2300 UTC, para

luego mantenerse entre los 23 y 30 °C hasta las 0200 UTC, momento en el cual se dió un decrecimiento considerable de la BTD. Hasta las 0600 UTC, los valores fluctuaron entre los 12 y 20 °C, y máximos a las 0330, 0530 y 0600 Z. A partir de ese momento y hasta las 11.30 UTC, la BTD se mantuvo constante entre los 15 y 20 °C, para luego disminuir de forma abrupta hacia las 1200 UTC debido a que el MCS se debilitó y disipó.

En la figura 5.14 se muestra la evolución temporal de la actividad eléctrica acumulada en ventanas móviles de 15 minutos para el ciclo de vida del MCS a partir de los datos obtenidos por el sensor GLM del GOES-16.

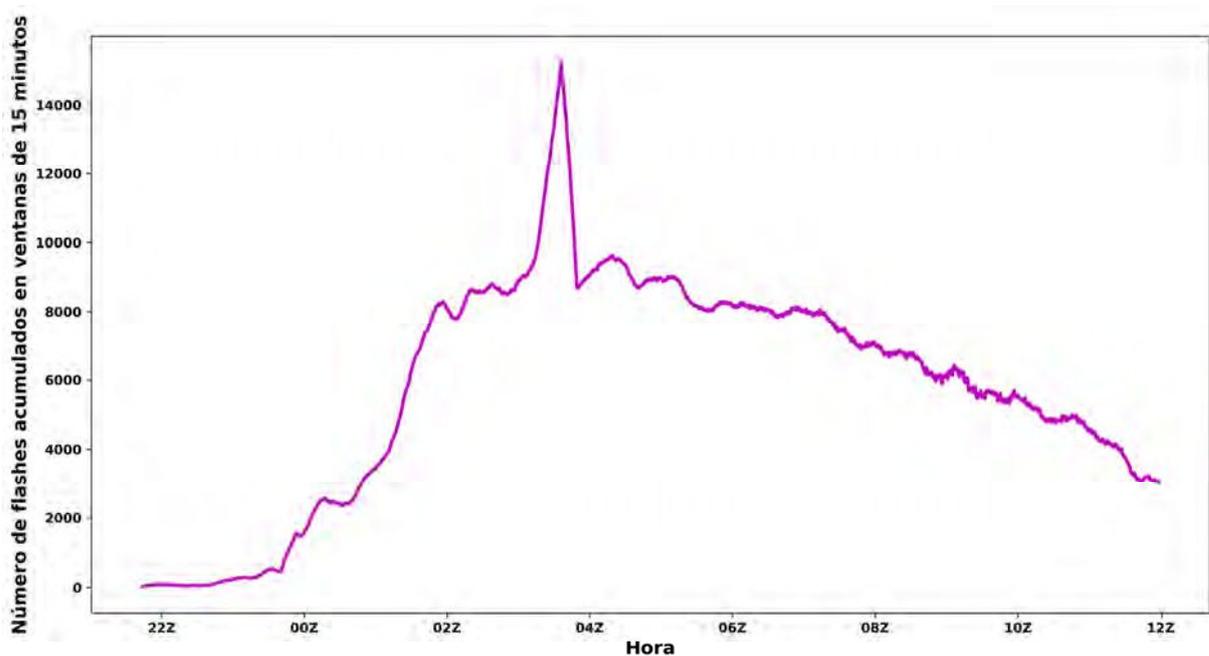


Figura 5.14: Evolución del número de flashes acumulados en ventanas móviles de 15 minutos registrados por el instrumento GLM del GOES-16 para el MCS que tuvo lugar entre las 2130 UTC del 13 y las 1200 UTC del 14 de diciembre del 2018.

Según los datos de actividad eléctrica acumulados en ventanas móviles de 15 minutos tomados con el sensor GLM, se observó un aumento de más de 8000 flashes entre las 0000 y 0200 UTC. A partir de este momento los valores de actividad eléctrica acumulada se mantuvieron constantes, hasta las 0330 UTC, momento en el cual se dió un aumento considerable de más de 6000 flashes en menos de 30 minutos, alcanzando un máximo de 15203 para luego disminuir de forma abrupta hacia las 0400 UTC. Cerca de esta hora se observa un extremo significativo que decrece bruscamente. Esto puede deberse a que una parte considerable de la actividad eléctrica dejó de ser detectada por el sensor GLM, lo cual puede deberse al gran espesor del sistema y los flashes tienen lugar a una altitud menor, tal como demostraron Lang et al. (2019) de verificación de detección del sensor GLM a partir de la red de estaciones LMA en la provincia de Córdoba. En

particular en el trabajo de Lang et al. (2020) se estudió el caso del 14 de diciembre del 2018 y el sensor GLM detectó el 90% de las descargas eléctricas en niveles altos, sin embargo no pudo detectar todos los rayos en niveles más bajos de las nubes, cerca de los 6 km. Luego de las 0400 UTC, el sistema comenzó a perder intensidad de forma gradual por lo que se dio un decrecimiento paulatino de la actividad eléctrica hasta el fin del ciclo de vida del MCS.

En la figura 5.15 que se encuentra a continuación, se muestra la evolución temporal de la actividad eléctrica acumulada en ventanas móviles de 15 minutos para el ciclo de vida del MCS a partir de los datos obtenidos por la red de antenas LMA.

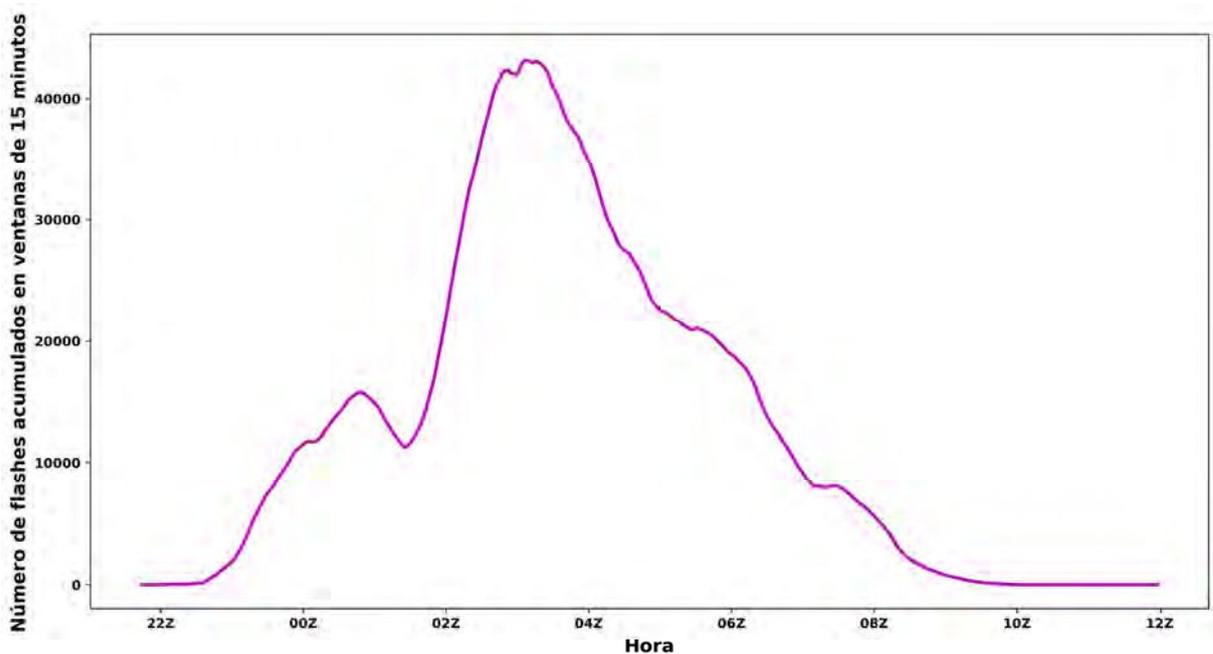


Figura 5.15: Evolución del número de flashes acumulados en ventanas móviles de 15 minutos registrados por la red de antenas LMA para el MCS que tuvo lugar entre las 2130 UTC del 13 y las 1200 UTC del 14 de diciembre del 2018.

A partir de los datos de actividad eléctrica de los sensores ubicados en las antenas LMA en Córdoba, se evidenció un aumento gradual entre las 2300 y 0100 UTC. Luego, tuvo lugar un aumento considerable de aproximadamente de 30000 flashes acumulados entre las 0130 y 0330 UTC. El máximo de 43073 flashes acumulados en ventanas móviles de 15 minutos se dio entre las 0300 y 0330 UTC. A partir de este momento los valores de actividad eléctrica acumulada decrecieron debido a que el sistema perdió intensidad a la vez que se desplazaba hacia el este, quedando por fuera del alcance de la red LMA. Asimismo, el orden de magnitud de la cantidad de flashes acumulados tomados a partir de la red LMA es considerablemente mayor a los relacionados a los datos del sensor GLM.

Al igual que en el primer caso estudiado, los máximos de las BTDs, mínimos de las BTs

y máximos de actividad eléctrica tuvieron lugar entre las 0330 y las 0400 UTC, cuando el MCS alcanzó el momento de máximo desarrollo. Se evidenciaron importantes variaciones de las variables después de las 0000 UTC, momento en el cual el sistema comenzó a organizarse. Entre las 0200 y 0600 UTC, en las provincias de Buenos Aires, Córdoba, Entre Ríos, y Santa Fe hubo un número considerable de registros de caída de granizo de gran tamaño, ráfagas, y lluvias intensas, las cuales provocaron anegamientos en algunas localidades de Córdoba y Santa Fe. Luego de las 0800 UTC se dio un decrecimiento gradual de todas las variables a medida que el MCS se debilitaba y finalmente se disipó.

5.2.3. Situación sinóptica

El día 12 de diciembre, un frente frío se desplazó por el centro de la Argentina asociado a un sistema de baja presión ubicado al este de la Patagonia. Por detrás del frente, una vaguada se extendía hasta el sistema de baja presión en el océano Atlántico y una nueva vaguada ingresaba al territorio argentino desde el Pacífico. Además, se pudo observar la presencia del jet de capas altas asociado al frente frío en superficie. Por último, un sistema de alta presión migratorio se ubicaba sobre la Patagonia. (No mostrado).

Un día después, el 13, tanto los sistemas de alta y baja presión, así como el frente frío se desplazaron hacia el este, dando paso a la entrada de aire cálido y húmedo desde el norte asociada a un frente cálido, ubicado sobre la región central del país debido a la posición del sistema de alta presión sobre el océano Atlántico (figura 5.16). Los sistemas en altura se desplazaron también hacia el este, por lo que se observó una cuña ubicada en el centro del país que se extendía hasta el océano Atlántico frente a las costas de la Patagonia y la vaguada que se encontraba en el Pacífico se intensificó a medida que se acercó al continente (figuras 5.20 y 5.21). Sin embargo, debido a la ubicación del jet de niveles altos, la región del norte de la Argentina quedó bajo la influencia de convergencia en altura (figura 5.21). No se evidenció la presencia de tormentas en la región afectada por el MCS en horas previas antes de la ocurrencia del sistema que se desarrolló entre el 13 y 14 de diciembre.

Durante el día 14, se mantuvo la entrada de aire inestable desde el norte a la vez que se desarrollaba un nuevo sistema de baja presión en el sur de la Patagonia, asociado a un frente frío que atraviesa gran parte de dicha región. La cuña se desplazó hacia el océano Atlántico y la vaguada se posicionó en las costas de Chile por lo que gran parte del territorio argentino quedó bajo la influencia de advección de vorticidad ciclónica. (No mostrado).

Finalmente, el día 15 de diciembre, el frente cálido retrocedió hacia el norte a la vez que

el frente frío que se encontraba en la Patagonia avanzó sobre el centro del país, desplazando la masa de aire húmedo hacia el norte a la vez que se siguieron desarrollando tormentas en la zona frontal. Asimismo, se evidenció un sistema de alta presión post frontal en la región patagónica y en el sur de la zona central del país. La vaguada se desplazó hacia el este, cruzando el territorio argentino a medida que disminuyó su intensidad y se ubicó al este de la zona central y sobre el litoral. En niveles altos se mantuvo el patrón de divergencia sobre el norte del país debido al pasaje y desplazamiento hacia el noreste del frente frío en superficie. (No mostrado).

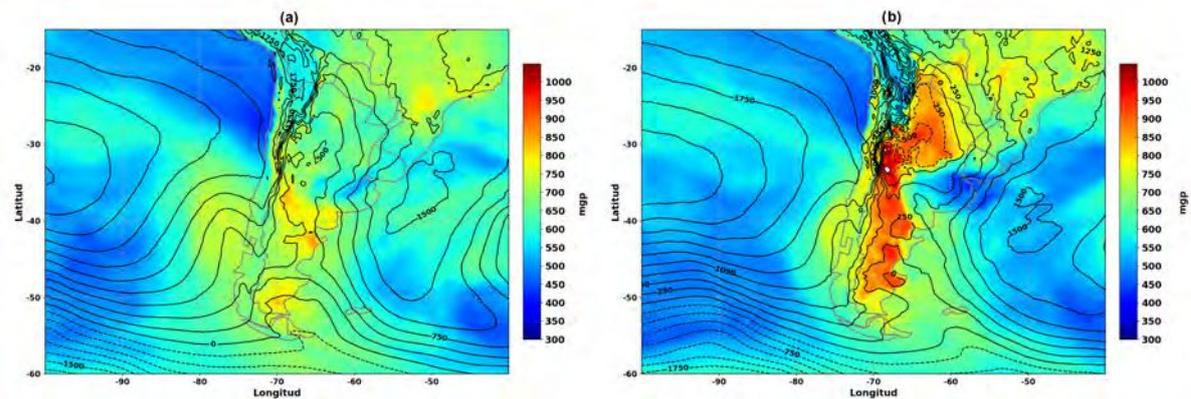


Figura 5.16: Geopotencial en 1000 hPa (contornos negros) y espesores 1000/500 (coloreado) para las 1200 UTC del (a) 12, (b) 13, (c) 14, y (d) 15 de diciembre del 2018.

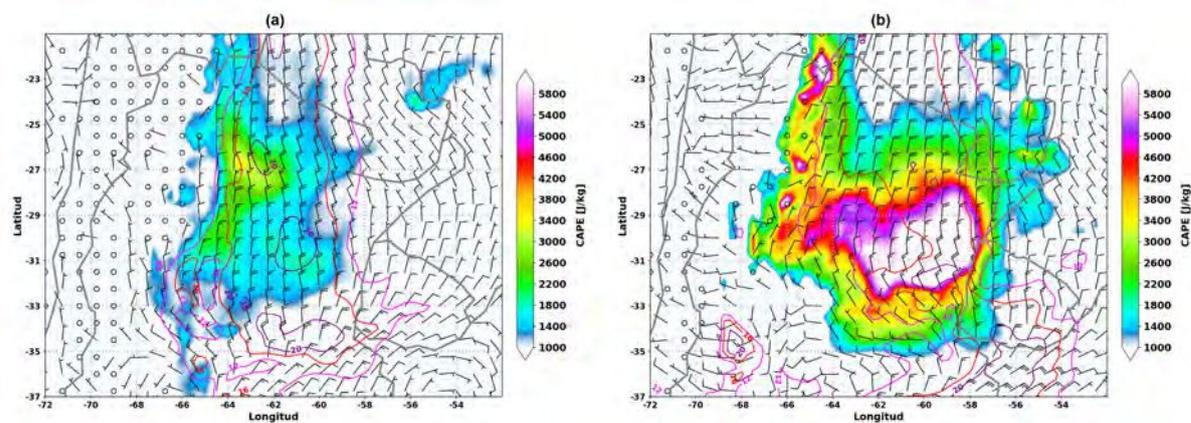


Figura 5.17: Vientos en 850 hPa (barbas), con velocidades de 12, 16 y 20m/s (contornos magenta, rojo y marrón respectivamente) y CAPE (coloreado) para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 13 de diciembre del 2018.

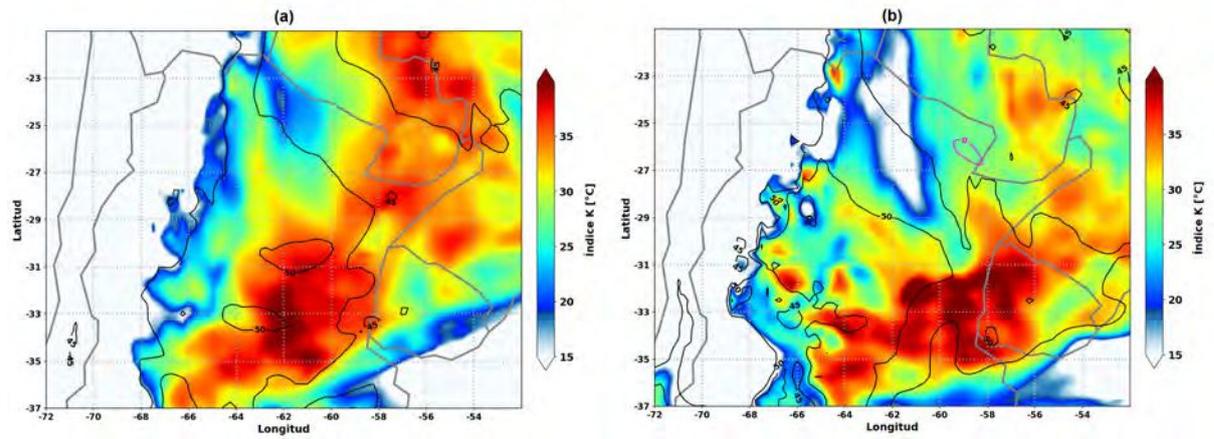


Figura 5.18: Índice K (coloreado) y Total Totals (contornos negros) para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 13 de diciembre del 2018.

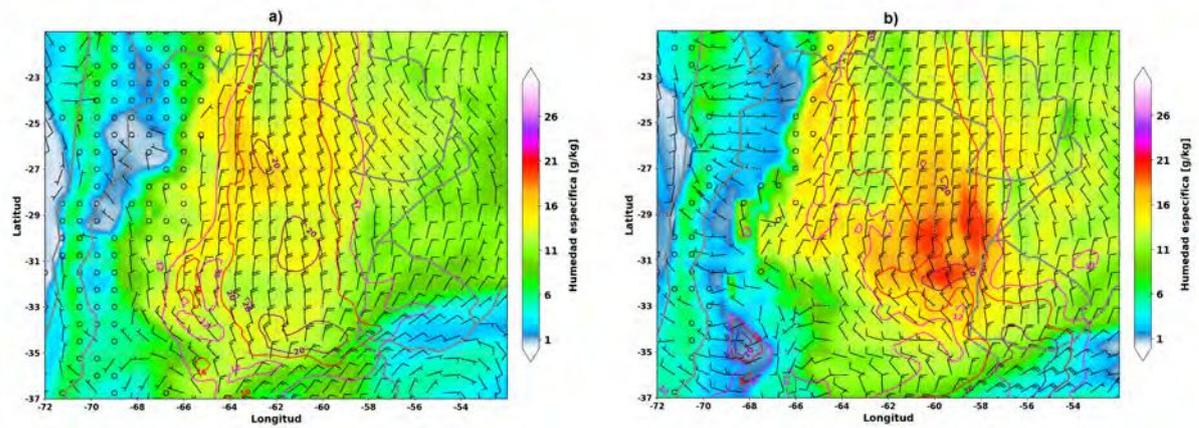


Figura 5.19: Vientos (barbas), con velocidades de 12, 16 y 20 m/s (contornos magenta, rojo y marrón respectivamente) y humedad específica (coloreado) en 850 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 13 de diciembre del 2018.

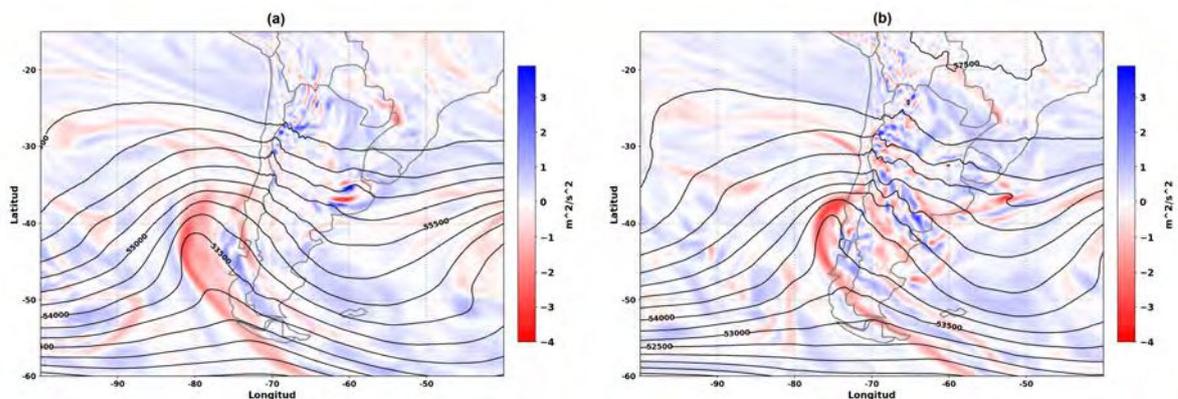


Figura 5.20: Geopotencial (contornos negros) y vorticidad relativa (coloreado) en 500 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 13 de diciembre del 2018.

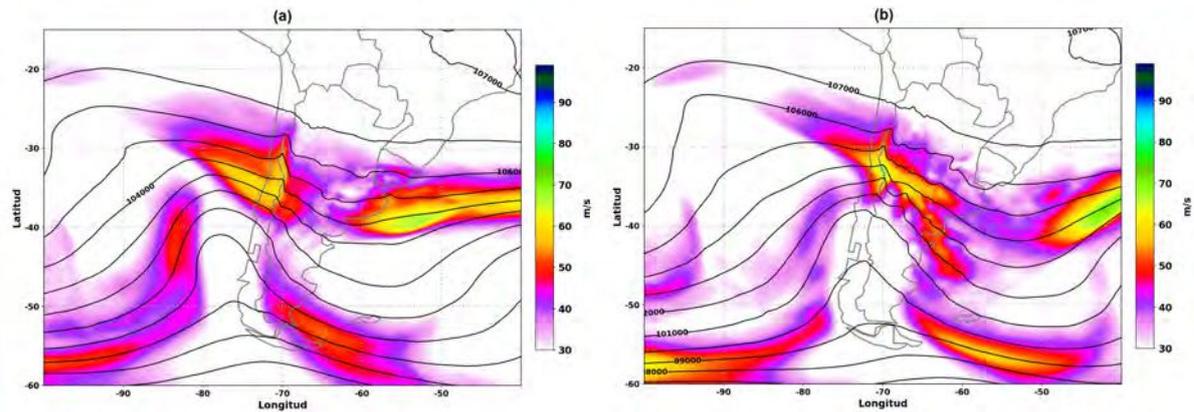


Figura 5.21: Geopotencial (contornos negros) y viento (coloreado) en 250 hPa para las (a) 1200 UTC y (b) 2200 UTC del 13 de diciembre del 2018.

En los dos casos de estudio se observó en las imágenes satelitales (figuras 5.2 y 5.12), además de los OTs, la presencia de patrones asociados al tiempo severo, como lo son los AACP, los cold U-V y rings, tal como se encuentran descritos en los trabajos de Adler et al. (1983), McCann (1983), Brunner et al. (2007), Stastka y Setvák (2008), Irsik Zibert et al. (2010), Setvák et al. (2010), Homeyer (2014), Bedka et al. (2018), y Homeyer et al. (2017).

Además, en ambas situaciones, los mínimos de BTs se dieron a la vez que los máximos de BTDs, entre las 0330 y las 0400 UTC, cuando los MCS alcanzaron su máximo desarrollo y se evidenciaron los OTs más intensos. Asimismo, los máximos de actividad eléctrica tuvieron lugar minutos antes de los mínimos de BTs y máximos de BTDs, coincidiendo con el momento de mayor crecimiento de las ascendentes. Hacia el final de los ciclos de vida de los sistemas y a medida que se debilitaron y disiparon, se dio un decrecimiento gradual de los valores de actividad eléctrica y de las BTDs, mientras que las BTs aumentaron.

A pesar de que en ambos casos el entorno sinóptico resulta distinto, se evidenció la presencia de la corriente en chorro de capas bajas (figuras 5.6 y 5.17) que juega un papel fundamental en el transporte de aire cálido y húmedo hacia la región, generando características de la atmósfera que se asocian a una gran inestabilidad térmica que aumenta de forma exponencial a lo largo de las horas previas al desarrollo de los sistemas, representada a través de los índices CAPE (figuras 5.6 y 5.17), K y Total Totals (figuras 5.7 y 5.18), y a una importante inestabilidad dinámica debido a la configuración de los sistemas sinópticos. Además, se evidencia la importante advección de humedad específica desde el norte hacia la región central de la Argentina que tiene lugar durante las horas previas a la formación de los sistemas (figuras 5.8 y 5.19). La conjunción de estos factores favorece la ocurrencia de convección intensa en el centro y norte de la Argentina, dando lugar a tormentas fuertes y severas que resultan potencialmente peligrosas para la población.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo se analizaron los reportes asociados a la caída de granizo, vientos fuertes y ráfagas, y lluvias intensas que tuvieron lugar en el centro-norte de la Argentina entre octubre del 2018 y abril del 2019. Además, se estudió la relación entre la ocurrencia de tiempo severo y distintos parámetros precursores de estos fenómenos obtenidos a partir de los sensores ubicados en satélites y en estaciones de superficie.

▪ **REPORTES DE TIEMPO SEVERO EN SUPERFICIE**

La mayoría de los reportes tuvo lugar en horas de la tarde, mientras que los eventos asociados a granizo y lluvias intensas tendieron a extenderse hacia el comienzo de la noche, la cantidad de registros de eventos de ráfagas y vientos fuertes también alcanzó otro máximo durante la madrugada. Sin embargo, se observaron máximos secundarios para los eventos con granizo por la tarde, especialmente en el mes de noviembre, y de lluvias intensas en horas cercanas al mediodía, en particular en enero.

En cuanto a la distribución temporal, durante los últimos meses del año, es decir noviembre y diciembre, hubo gran cantidad de reportes asociados a los diferentes tipos de eventos desarrollados en este trabajo.

Relativo al granizo, a pesar de que el máximo de ocurrencia de estos eventos tuvo lugar en noviembre, en este mes hubo gran cantidad de reportes asociados a los de gran tamaño y poca cantidad de acumulación. En general se evidenció una disminución del tamaño del hidrometeoro a lo largo de todo el período de estudio. Además, la cantidad de reportes de granizo decreció hacia los meses de verano y volvió a aumentar hacia el final del período, pero únicamente los asociados a los de pequeño tamaño.

Por lo tanto, se pudo concluir que la densidad promedio de caída de granizo tendió a aumentar a medida que transcurrieron los meses dentro del período de estudio, a la vez que el tamaño disminuyó. En otras palabras, en el mes de noviembre tuvieron lugar eventos asociados a granizos de gran tamaño en menor cantidad y hacia abril se dio la mayor cantidad de granizo pequeño tamaño con una acumulación abundante.

La mayoría de los reportes de granizo pertenecieron a las regiones de Cuyo y Centro. Teniendo en cuenta la distribución espacial de los distintos tamaños de granizo, se observó un máximo en las provincias del oeste de la región central y la región de Cuyo en noviembre, y en diciembre, el mayor número máximo de reportes de granizo tuvo lugar en el sur de la región central del país. En los meses restantes, se evidenció poca cantidad de reportes en todas las regiones del país.

La máxima cantidad de los eventos de granizo de tamaños entre ≈ 1.5 y ≈ 4 cm se dio en las provincias de Córdoba, Buenos Aires y Mendoza, la cual correspondió al mayor número de registros de eventos de caída de granizo. Asimismo, la máxima cantidad de reportes asociados a los de gran tamaño, es decir ≥ 8 cm, se dio en las provincias de Córdoba, San Luis y Buenos Aires.

De todos los reportes de granizo, un gran número correspondió a la caída de abundante de pequeño tamaño. Cabe destacar que la mayoría de los de gran diámetro se asoció a una baja densidad de acumulación. Por lo que, en conclusión, la cantidad de granizo caído tendió a disminuir a medida que aumentó el tamaño del mismo.

Una gran cantidad de reportes correspondientes a la ocurrencia de lluvias intensas tuvo lugar entre noviembre y enero. En cuanto a su distribución espacial, al comienzo del período de estudio la mayoría de los eventos se dieron en las regiones del norte, luego en el Centro y NOA, y por último en el Centro, Cuyo y en el NEA.

De la misma forma, la mayor parte de los registros asociados a ráfagas y vientos fuertes tuvo lugar en la última parte del año, durante los meses de noviembre y en particular, diciembre. Estos eventos ocurrieron principalmente en las provincias del NEA al comienzo del período, luego en Cuyo y el sur del NOA, y para diciembre el máximo se concentró en la región Centro.

Debido a que la distribución de la población no es uniforme a lo largo del territorio argentino, gran cantidad de reportes provinieron de las ciudades más pobladas de cada provincia. Esto genera una gran inhomogeneidad en los registros. Debido a esto, que haya más re-

gistros disponibles en una región no asegura que en esa zona haya una mayor ocurrencia de eventos de tiempo severo. Asimismo, ya que los datos corresponden a una sola temporada, estos resultados no permiten establecer una climatología para el centro-norte de la Argentina.

■ **TEMPERATURA DE BRILLO**

Respecto al análisis de los datos proporcionados por el sensor ABI se pudo concluir que, en particular, las BTD de 6.2-10.3 μm , 6.2-11.2 μm , 6.9-11.2 μm y 10.3-12.3 μm fueron máximas para los eventos vientos fuertes y ráfagas, y para los de granizo de pequeño tamaño pero abundante y grandes pero poco, los cuales resultaron en importantes daños socio-económicos. A su vez, la BT en los canales de 10.3 μm y 11.2 μm fue mínima para granizos de gran diámetro y moderada a alta acumulación así como para la ocurrencia ráfagas y vientos fuertes. Por lo tanto, sería importante tener en cuenta ambos parámetros, tanto la BTD como la BT para poder realizar una rápida estimación a partir de la discriminación de los distintos tipos de eventos, y entre el tamaño y la acumulación de granizo que puede generar una nube de tormenta con OT.

Debido a que la ocurrencia de tiempo severo se encuentra asociada a la intensidad de la ascendente de una tormenta y que el mínimo de BTs y máximos de BTDs representa la máxima intensidad de la ascendente, se evidenció que esto ocurre en promedio, dentro de un período de unos 15 minutos alrededor del reporte. En resumen, las BTDs tendieron a alcanzar máximos para eventos de granizos, en particular de tamaño pequeño y gran acumulación. A su vez, las BTs alcanzaron mínimos valores en relación a la ocurrencia de lluvias intensas, así como a granizos de gran tamaño y alta densidad de acumulación.

■ **ACTIVIDAD ELÉCTRICA**

En cuanto a los resultados del análisis de los datos del sensor GLM y los de las antenas LMA, se evidenció que el máximo de actividad eléctrica se alcanzó con situaciones asociadas a ráfagas y vientos fuertes, seguido de lluvias intensas y por último a la caída de granizo. Sin embargo, el máximo asociado al granizo pudo estar opacado debido a que en el promedio se tiene en cuenta la gran variabilidad de tamaños y densidad de caída.

Las diferencias que pueden haberse presentado entre las conclusiones obtenidas a partir del GLM y del LMA pueden haber sido causadas debido a que estos últimos fueron tomados en un dominio mucho más pequeño y pudieron no haber sido representativas de todo el centro-norte del país.

En ambos casos se destacó que los eventos con poca densidad de acumulación de granizo y de mayor tamaño son los que se asociaron a los máximos valores y un importante crecimiento de la actividad eléctrica, mientras que los de abundante cantidad pero de pequeño tamaño son los que presentaron menores valores y el menor crecimiento de la actividad eléctrica. Esto a su vez resultó coincidente con la ocurrencia de los mínimos de BTs y máximos de BTDs, todos indicadores de una importante y rápida intensificación de las tormentas. De manera opuesta, los relativos a granizos de pequeño tamaño y abundante caída son los que exhibieron los menores valores y el menor aumento en la actividad eléctrica en comparación al resto de los casos.

Por lo tanto, se pudo concluir que en los casos que se encontraron dentro del dominio espacial y temporal de este trabajo, los saltos en la actividad eléctrica son buenos predictores de la ocurrencia de tiempo severo en superficie, tal como mencionan diversos autores en las publicaciones discutidas con anterioridad.

Bibliografía

- Ackerman, S. A. (1996). *Global Satellite Observations of Negative Brightness Temperature Differences between 11 and 6.7 μ m*. *Journal of Atmospheric Sciences*, 53(19), 2803-2812, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<2803:GSOONB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<2803:GSOONB>2.0.CO;2)
- Ackerman, S. A., Knox, J. A. (2001). *Meteorology: Understanding the Atmosphere. 1st ed. Brooks Cole*.
- Adler, R. F., Markus, M. J., Fenn, D. D. (1985). *Detection of Severe Midwest Thunderstorms Using Geosynchronous Satellite Data*. *Monthly Weather Review*, 113(5), 769-781, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<0769:DOSMTU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<0769:DOSMTU>2.0.CO;2)
- Adler, R. F., Markus, M. J., Fenn, D. D., Szejwach, G., Shenk, W. (1983). *Thunderstorm Top Structure Observed by Aircraft Overflights with an Infrared Radiometer*. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(4), 579-593, <http://www.jstor.org/stable/26181015>
- Allen, J. T., Tippett, M. K. (2015). *The characteristics of United States hail reports: 1955-2014*. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*. 10. 1-31.
- Altinger de Schwarzkopf, M. L., Russo, L., C. (1982). *Severe storms and tornadoes in Argentina*. Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, Am. Meteorol. Soc., San Antonio, Tex., 59-62.
- Barros, V.R., Bejarán, R. (2005). *Adaptación al cambio climático en Argentina ¿Dónde estamos?*. Working Paper, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEyN-UBA, <http://www.cima.fcen.uba.ar/~lcr/wp/intrucccion.pdf>
- Barros, V., Clarke R., Silva Días, P.. (2006). *El cambio climático en la Cuenca del Plata*. 1a ed., Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET.
- Bedka, K. (2011). *Overshooting cloud top detections using MSG SEVIRI Infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over Europe*. *Atmos. Res.*, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.05.005>

[//doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.001](https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.001)

- Bedka, K., Brunner, J., Dworak, R., Feltz, W., Otkin, J., Greenwald, T. (2010). *Objective Satellite-Based Detection of Overshooting Tops Using Infrared Window Channel Brightness Temperature Gradients*. J. Appl. Meteor. Climatol., 49, 181–202, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2286.1>
- Bedka, K. M., Feltz, W. F., Mecikalski, J. R., Sharman, R. D., Lenz, A., Gerth, J. (2007). *Satellite signatures associated with significant convectively-induced turbulence events*. Proc. Joint Meteorological Satellite and 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conf., Amsterdam, Netherlands, EUMETSAT and Amer. Meteor. Soc., https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-09/pdf_il_09_11_09_c.pdf
- Bedka, K., Minnis, P. (2010). *GOES 12 observations of convective storm variability and evolution during the Tropical Composition, Clouds and Climate Coupling Experiment field program*. J. Geophys. Res., 115, D00J13, <https://doi.org/10.1029/2009JD013227>
- Bedka, K., Murillo, E., Homeyer, C., Scarino, B., Mersiovsky, H. (2018). *The Above-Anvil Cirrus Plume: An Important Severe Weather Indicator in Visible and Infrared Satellite Imagery*. Weather and Forecasting, 33(5), 1159-1181. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0040.1>
- Berendes, T. A., Mecikalski, J. R., MacKenzie, W. M., Bedka, K. M., Nair, U. S. (2008). *Convective cloud identification and classification in daytime satellite imagery using standard deviation limited adaptive clustering*. J. Geophys. Res., 113, D20207, <https://doi.org/10.1029/2008JD010287>
- Blair, S. F., Laffin, J. M., Cavanaugh, D. E., Sanders, K. J., Currens, S. R., Pullin, J. I., Cooper, D. T., Deroche, D. R., Leighton, J. W., Fritchie, R. V., Mezeul II, M. J., Goudeau, B. T., Kreller, S. J., Bosco, J. J., Kelly, C. M., Mallinson, H. M. (2017). *High-Resolution Hail Observations: Implications for NWS Warning Operations, Weather and Forecasting*. 32(3), 1101-1119, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0203.1>
- Bluestein, H. B. (1993). *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems*. United States.
- Booker, D. R. (1963). *Modification of convective storms by lee waves. Severe Local Storms*. Meteorological Monographs, vol 5. American Meteorological Society, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-940033-56-3_6

- Borque, P., Salio, P., Nicolini, M., García Skabar, Y. (2010). *Environment associated with deep moist convection under SALLJ conditions: A case study*. Wea.Forecasting 25, 970–984, <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222352.1>
- Borque, P., Vidal, L., Rugna, M., Lang, T. J., Nicora, M. G., 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, e2020JD032856, <https://doi.org/10.1029/2020JD032856>
- Bridenstine, P. V., Darden, C. B., Burks, J., Goodman, S. J. (2005). *The Application of Total Lightning Data in the Warning Decision Making Process*. Preprints, Conf .on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., P1.2., <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/83037.pdf>
- Brooks, H. E. (2009). *Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data*. Atmospheric Research - ATMOS RES. 93, 546-553, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.005>
- Brooks, H. E., Lee, J. W., Craven, J. P. (2003). *The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data* Atmos. Res. 67-68, 73-94. [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(03\)00045-0](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(03)00045-0)
- Brunner, J. C., Ackerman, S. A., Bachmeier, A. S., Rabin, R. M. (2007). *A Quantitative Analysis of the Enhanced-V Feature in Relation to Severe Weather*. Weather and Forecasting, 22(4), 853-872, <https://doi.org/10.1175/WAF1022.1>
- Buechler, D. E., Driscoll, K. T., Goodman, S. J., Christian, H. J. (2000). *Lightning activity within a tornadic thunderstorm observed by the optical transient detector (OTD)*. Geophys. Res. Lett., 27, 2253-2256, <https://doi.org/10.1029/2000GL011579>
- Bürgesser, R. E. (2008). *Transferencia de carga eléctrica durante la colisión de granizos y cristales de hielo*. Tesis de doctorado.<https://rdu.unc.edu.ar/bitstream/handle/11086/121/DFis131.pdf>
- Byers, H. R., Braham, R. R., (1949). *The Thunderstorm*. U.S. Government Printing Office, 287 pp.
- Carey, L. D., Rutledge, S. A. (1996). *A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm*. Meteorol. Atmos. Phys. 59, 33–64,

<https://doi.org/10.1007/BF01032000>

- Carey, L. D., Rutledge, S. A. (1998). *Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm*. J. Geophys. Res., 103(D12), 13979– 14000, <https://doi.org/10.1029/97JD02626>
- Carey, L. D. Rutledge, S. A. (2000). *The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study*. Mon. Wea. Rev., 128, 2687–2710, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2687:TRBPAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2687:TRBPAL>2.0.CO;2)
- Cecil, D. J. (2009). *Passive Microwave Brightness Temperatures as Proxies for Hailstorms*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 48(6), 1281-1286, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2125.1>
- Cecil, D. J., Blankenship, C. (2012). *Toward a Global Climatology of Severe Hailstorms as Estimated by Satellite Passive Microwave Imagers*. J. Climate, 25, 687–703, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00130.1>
- Changnon, S. A. (2009). *Increasing major hail losses in the US*. Climatic Change 96, 161-166, <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9597-z>
- Choi, S. L. (2016). *Integrating social media and rainfall data to understand the impacts of severe weather in Argentina*. M.S. Thesis. University of Illinois at Urbana-Champaign, <http://hdl.handle.net/2142/90667>
- Conforte, J. C. (1997). *Um estudo de complexos convectivos de mesoescala sobre a America do Sul*. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos.
- Darden, C. B., Nadler, D. J., Carcione, B. C., Blakeslee, R. J., Stano, G. T., Buechler, D. E. (2010). *Utilizing Total Lightning Information to Diagnose Convective Trends*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91, 167–176, <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2808.1>
- de la Torre, A., Hierro, R., Llamedo, P., Rolla, A., Alexander, P. (2011). *Severe hailstorms near Southern Andes in the presence of mountain waves*. Atmospheric Research. 101. 112-123, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.01.015>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J.,

- Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. -J., Park, B. -K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. -N. and Vitart, F. (2011). *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*. Q.J.R. Meteorol. Soc., 137: 553-597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Deierling, W., Petersen, W. A. (2008). *Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics*. J. Geophys. Res., 113, D16210, <https://doi.org/10.1029/2007JD009598>
- Dial, G. L., Racy, J. P., Thompson, R. L. (2010). *Short-term convective mode evolution along synoptic boundaries*. Wea. Forecasting, 25, 1430-1446, <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222315.1>
- Dimitrova, T. , Mitzeva, R. , Betz, H.D , Zhelev, H., Diebel, S. (2013). *Lightning behavior during the lifetime of severe hail-producing thunderstorms*. Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service. 117, 295 – 314.
- Dobur, J. C. (2005). *A comparison of severe thunderstorm warning verification statistics and population density within the NWS Atlanta county warning area*. Preprints, Fourth Annual Severe Storms Symp., Starkville, MS. East Mississippi Chapter National Weather Association and Amer. Meteor. Soc., D2-6.
- Doswell, C. A. III, Brooks, H., Maddox, R.A. (1996). *Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology*. Weather and Forecasting. 11. 560-581. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011%3C0560:FFFAIB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011%3C0560:FFFAIB%3E2.0.CO;2)
- Dotzek, N., Friedrich, K. (2009). *Downburst-producing thunderstorms in southern Germany: Radar analysis and predictability*. Atmos. Res., 93, (1-3). 457–473, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.09.034>
- Doyle, M., Barros, V. (2002). *Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperatures anomalies in the South Atlantic*. J. Climate 15: 3394-3410, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015%3C3394:MLLCAP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015%3C3394:MLLCAP%3E2.0.CO;2)
- Duda, J. D., Gallus , W. A. Jr. (2010). *Spring and Summer Midwestern Severe Weather Reports in Supercells Compared to Other Morphologies*. Weather and Forecasting, 25(1), 190-206, <https://doi.org/10.1175/2009WAF2222338.1>

- Emersic, C., Heinselman, P. L., MacGorman, D. R., Bruning, E. C. (2011). *Lightning Activity in a Hail-Producing Storm Observed with Phased-Array Radar*. Monthly Weather Review, 139(6), 1809-1825, <https://doi.org/10.1175/2010MWR3574.1>
- Farnell, C., Rigo, T., Martin-Vide, J. (2016). *Application of cokriging techniques for the estimation of hail size*. Theor Appl Climatol 131, 133–151 (2018), <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1937-0>
- Farnell, C., Rigo, T., Pineda, N. (2017). *Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia*. Atmospheric Research. Volume 183, 1 January 2017, Pages 130-141, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.08.021>
- Fehr, T., Dotzek, N., Höller, H. (2005). *Comparison of lightning activity and radar-retrieved microphysical properties in EULINOX storms*. Atmos. Res. Volume 76, Issues 1–4, July–August 2005, Pages 167-189, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.027>
- Féral, L., Sauvageot, H., Soula, S. (2003). *Hail Detection Using S- and C-Band Radar Reflectivity Difference*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology - J ATMOS OCEAN TECHNOL. 20, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0233:HDUSAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0233:HDUSAC>2.0.CO;2)
- Fritz, S., and Laszlo, I. (1993). *Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics*. J. Geophys. Res., 98(D12), 22959– 22967, <https://doi.org/10.1029/93JD01617>
- Galway, J. G. (1956). *The lifted index as a predictor of latent instability*. Bull. Amer. Meteor. Soc. 528–529.
- García-Ortega, E., López, L., Sanchez, J. (2009). *Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes*. Atmospheric Research. 93. 161-178, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.030>
- Gatlin, P. (2006). *Severe Weather Precursors in the Lightning Activity of Tennessee Valley Thunderstorms*. M.S.Thesis. The University of Alabama in Huntsville, 87 pp.
- Gatlin, P., Goodman, S. (2010). *A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms*. J. Atmos. Oceanic Technol., 27, 3–22, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1286.1>
- George, J.J. (1960). *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, New York, New York, 407 - 415.

- Geostationary Operational Environmental Satellites - R Series (Sin fecha). *ABI Bands Quick Information Guides*. <https://www.goes-r.gov/mission/ABI-bands-quick-info.html>
- Geostationary Operational Environmental Satellites - R Series (Sin fecha). *Instruments Overview*. [Gráficos] <https://www.goes-r.gov/spacesegment/instruments.html>
- Goodman, S. J., Blakeslee, R., Christian, H., Koshak, W., Bailey, J., Hall, J., McCaul, E., Buechler, D., Darden, C., Burks, J., Bradshaw, T., Gatlin, P. (2005). *The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects*. Atmos. Res. Volume 76, Issues 1–4, July–August 2005, Pages 423–437, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.035>
- Goodman, S. J., Buechler, D. E., Wright, P. D., Rust, W. D. (1988). *Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm*. Geophys. Res. Lett., 15, 1185–1188, <https://doi.org/10.1029/GL015i011p01185>
- Goudenhoofdt, E., Delobbe, L. (2013). *Statistical Characteristics of Convective Storms in Belgium Derived from Volumetric Weather Radar Observations*. Journal of Applied Meteorology and Climatology. 52. 918–934. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-079.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J.-N. (2018). *ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>
- Heymsfield, G. M., Fulton, R., Spinhirne, J. D. (1991). *Aircraft Overflight Measurements of Midwest Severe Storms: Implications and Geosynchronous Satellite Interpretations*. Monthly Weather Review, 119(2), 436–456, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119\(0436:AOMOMS\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119(0436:AOMOMS)2.0.CO;2)
- Homeyer, C. R. (2014). *Formation of the Enhanced-V Infrared Cloud-Top Feature from High-Resolution Three-Dimensional Radar Observations*. Journal of the Atmospheric Sciences, 71(1), 332–348, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-079.1>
- Homeyer, C. R., McAuliffe, J. D., Bedka, K. M. (2017). *On the Development of Above-Anvil Cirrus Plumes in Extratropical Convection*. Journal of the Atmospheric Sciences, 74(5), 1617–1633, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0269.1>

- Houze, R. A. Jr., Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., Brodzik, S. R. (2015). *The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite*. Rev. Geophys., 53, 994–1021, <https://doi.org/10.1002/2015RG000488>
- Iršič Ťibert, M., Strajnar, B., Ťibert, J. (2010). *Cold-ring pattern on satellite images as indication of severe weather*. Proc. 2010 EUMETSAT Meteorological Satellite Conf. EUMETSAT, Cordoba, Spain.
- Iršič Źibert, M., Źibert, J. (2013). *Monitoring and automatic detection of the cold-ring patterns atop deep convective clouds using Meteosat data*. Atmospheric Research. 123, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.08.007>
- Johns, R. H., Doswell, C. A. III. (1992). *Severe local storms forecasting*. Wea. Forecasting, 7, 588-612, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1992\)007<0588:SLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1992)007<0588:SLSF>2.0.CO;2)
- Johns R. H., Hirt W. D. (1987). *Derechos: widespread convectively induced windstorms*. Wea. Forecasting, 2, 32-49, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1987\)002%3C0032:DWCIW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1987)002%3C0032:DWCIW%3E2.0.CO;2)
- Johnson, R. H., Mapes, B. E. (2001). *Mesoscale Processes and Severe Convective Weather*. In: Doswell C.A. (eds) Severe Convective Storms. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, Boston, MA, https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_3
- Kaltenböck, R., Steinheimer, M. (2015). *Radar-based severe storm climatology for Austrian complex orography related to vertical wind shear and atmospheric instability*. Atmospheric Research, 158, 216-230, <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2014.08.006>
- Kane, R. J. (1991). *Correlating Lightning to Severe Local Storms in the Northeastern United States*. Wea. Forecasting, 6, 3–12, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1991\)006<0003:CLTSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1991)006<0003:CLTSL>2.0.CO;2)
- Lane, T. J., Sharman, R., Clark, T., Hsu, H. (2003). *An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection*. Journal of the Atmospheric Sciences, 60(10), 1297, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)60\(1297:AIOTGM\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)60(1297:AIOTGM)2.0.CO;2)
- Lang, T. J. (2020). *Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations (RELAMPAGO) Lightning Mapping Array*

(LMA) Processing Level 3 (L3). Dataset available online from the NASA Global Hydrology Resource Center DAAC, Huntsville, Alabama, U.S.A. <http://dx.doi.org/10.5067/RELAMPAGO/LMA/DATA101>

- Lang, T. J., Ávila, E. E., Blakeslee, R. J., Burchfield, J., Wingo, M., Bitzer, P. M., Carey, L. D., Deierling, W., Goodman, S. J., Medina, B. L., Melo, G., Pereyra, R. G. (2020). *The RELAMPAGO Lightning Mapping Array: Overview and Initial Comparison with the Geostationary Lightning Mapper*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37(8), 1457-1475. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0005.1>
- Lang, T. J., Blakeslee, R. J., Burchfield, J., Wingo, M. T., Carey, L., Goodman, S. J., Deierling, W. (2019). *Early Results from the RELAMPAGO Lightning Mapping Array*. AMS 99th Annual Meeting, Phoenix, 6-10 January 2019. <https://ams.confex.com/ams/2019Annual/webprogram/Paper350929.html>
- Lang, T. J., Rutledge, S. A. (2002). *Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning*. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2492–2506, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<2492:RBCSKP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<2492:RBCSKP>2.0.CO;2)
- Lang, T. J., Rutledge, S. A., Dye, J. E., Venticinque, M., Laroche, P., Defer, E. (2000). *Anomalous Low Negative Cloud-to-Ground Lightning Flash Rates in Intense Convective Storms Observed during STERAO-A*. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 160–173, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0160:ALNCTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0160:ALNCTG>2.0.CO;2)
- Lang, T. J., Rutledge, S. A., Wiens, K. C. (2004). *Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system*. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L10105, <https://doi.org/10.1029/2004GL019823>
- Lensky, I. M., Rosenfeld, D. (2006). *The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius*. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 2887–2894, <https://doi.org/10.5194/acp-6-2887-2006>
- Lohigorry P., de Elia R., Russian, G. (2018). *Pronóstico de muy corto plazo en el Servicio Meteorológico Nacional*. Nota Técnica SMN 2018-46, <http://hdl.handle.net/20.500.12160/649>
- Lombardo, F. T., Zickar, A. S. (2019). *Characteristics of measured extreme thunderstorm near-surface wind gusts in the United States*. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 193, 103961. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2019.103961>

- MacGorman, D. R. (1993). *Lightning in Tornadic Storms: a Review*. In *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*. (eds C. Church, D. Burgess, C. Doswell and R. Davies-Jone). <https://doi.org/10.1029/GM079p0173>
- MacGorman, D. R., Burgess, D. W., Mazur, V., Rust, W. D., Taylor, W. L., Johnson, B. C. (1989). *Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981*. *J. Atmos. Sci.*, 46, 221-250, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0221:LRRTTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0221:LRRTTS>2.0.CO;2)
- Machado, L. A. T., Lima, W. F. A., Pinto, O., Morales, C. A. (2009). *Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application*. *Atmos. Res.* 93, 304-309, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.003>
- Martin, D. W., Kohrs, R. A., Mosher, F. R., Medaglia, C. M., Adamo, C. (2008). *Over-Ocean Validation of the Global Convective Diagnostic*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(2), <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1525.1>
- Markowski, P. M., Richardson, Y. P. (2010). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Wiley-Blackwell, Southern Gate, Chichester, West Sussex, UK.
- Markowski, P. M., Richardson, Y. P. (2014). *The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: Insights from idealized simulations*. *J. Atmos. Sci.*, 71, 243-275, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0159.1>
- Markowski, P. M., Straka, J. M., Rasmussen, E. N. (2002). *Direct Surface Thermodynamic Observations within the Rear-Flank Downdrafts of Nontornadic and Tornadic Supercells*. *Monthly Weather Review*, 130(7), 1692-1721, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130\(1692:DSTOWT\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130(1692:DSTOWT)2.0.CO;2)
- Matson, R. J., Huggins, A. W. (1980). *The Direct Measurement of the Sizes, Shapes and Kinematics of Falling Hailstones*. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37(5), 1107-1125, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<1107:TDMOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1107:TDMOTS>2.0.CO;2)
- Matsudo, C. M., Salio, P. V. (2011). *Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina*. *Atmos. Res.*, 100, 523-537. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.11.004>
- McCann, D. W. (1983). *The Enhanced-V: A Satellite Observable Severe Storm Signature*. *Monthly Weather Review*, 111(4), 887-894, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111\(0887:TEVASO\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111(0887:TEVASO)2.0.CO;2)

- Merino, A., López, L., Sánchez, J. L., García-Ortega, E., Cattani, E., Levizzani, V. (2014). *Daytime identification of summer hailstorm cells from MSG data*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 14, 1017–1033, <https://doi.org/10.5194/nhess-14-1017-2014>
- Meyer, T. C., Lang, T. J., Rutledge, S. A., Lyons, W. A., Cummer, S. A., Lu, G., Lindsey, D. T. (2013). *Radar and lightning analyses of gigantic jet – producing storms*. J. Geophys. Res. Atmos., 118, 1 – 17, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50302>
- Mezher, R. N., Mercuri, P. (2008). *Análisis espacial y temporal de la ocurrencia de eventos de granizo sobre Argentina*. IXV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, Brasil. <https://www.divulgameteo.es/uploads/Granizo-Argentina.pdf>
- Mezher, R. N., Doyle, M., Barros, V. (2012). *Climatology of hail in Argentina*. Atmos. Res., 114, p. 70-82. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.05.020>
- Miller, R. C. (1972). *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Center*. AWS Tech. Report 200 (Rev.), Headquarters Air Weather Service, Scott AFB, 106 pp.
- Mikuš, P., Strelec Mahović, N. (2013). *Characteristics of lightning activity in the deep convective clouds with the overshooting tops*. Hrvatski Meteoroloski Casopis/Croatian Meteorological Journal. 47:2012
- Mikuš, P., Strelec Mahović, N., Počakal, D. (2015). *Lightning, Overshooting Top and Hail Characteristics for Strong Convective Storms in Central Europe*. Atmospheric Research. 161. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.03.020>
- Miller, P., Mote, T. (2016). *Standardizing the Definition of a “Pulse” Thunderstorm*. Bulletin of the American Meteorological Society. 98. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0064.1>
- Mohr, S., Kunz, M. (2013). *Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe*. Atmos. Res., 123, 211–228, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.05.016>
- Mohr, S., Kunz, M., Keuler, K. (2015). *Development and application of a logistic model to estimate the past and future hail potential in Germany*. J. Geophys. Res. Atmos., 120, 3939– 3956, <https://doi.org/10.1002/2014JD022959>

- Moller, A., Doswell, C. A. III, Foster, M., Woodall, G. (1994). *The Operational Recognition of Supercell Thunderstorm Environments and Storm Structures*. Weather and Forecasting. 9, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1994\)009<0327:TOROST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1994)009<0327:TOROST>2.0.CO;2)
- Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N. (2007). *A study of the total lightning activity in two hailstorms*. J. Geophys. Res., 112, D13118, <https://doi.org/10.1029/2006JD007203>
- Montanyà, J., Soula, S., Pineda N., van der Velde, O., Clapers, P., Sola, G., Bech, J., Romero D. (2009). *Study of the total lightning activity in a hailstorm*. Atmos. Res. 91, 2-4, 430-437, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.06.008>
- Morel, C., Senesi, S. (2002). *A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European mesoscale convective systems*. Q. J. R. Meteorol. Soc. 128, 1973-2002, <https://doi.org/10.1256/003590002320603494>
- Mroz, K., Battaglia, A. Lang, T., Cecil, D., Tanelli, S., Tridon, F. (2017). *Hail-Detection Algorithm for the GPM Core Satellite Sensors*. Journal of Applied Meteorology and Climatology. 56, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0368.1>
- Mulholland, J. P., Nesbitt, S. W., Trapp, R. J., Rasmussen, K. L., Salio, P. V. (2018). *Convective storm life cycle and environments near the sierras de Córdoba, Argentina*. Mon. Wea. Rev., 146, 2541–2557, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0081.1>
- Munich, R. E. (2016). *Natural Catastrophes 2015 Analyses, Assessments, Positions*. 2016 Issue, TOPICS GEO, <https://www.preventionweb.net/go/48584>
- Negri, A. J. (1982). *Cloud-top Structure of Tornadoic Storms on 10 April 1979 from Rapid Scan and Stereo Satellite Observations*. Bulletin of the American Meteorological Society, 63(10), 1151-1159, <https://doi.org/10.1175/1520-0477-63.10.1151>
- Negri, A. J., Adler, R. F. (1981). *Relation of Satellite-Based Thunderstorm Intensity to Radar-Estimated Rainfall*. Journal of Applied Meteorology, 20, 288, www.jstor.org/stable/26179540
- Negri, R. G., Machado, L. A., Borde, R. (2012). *Deep convective system's inner cloud top dynamics detection by thermal infrared satellite measurements combinations*. 2012 EU-METSAT Meteorological Satellite Conference, 02–07 September 2012, Sopot, Poland. <https://www.eumetsat.int/media/8663>

- Newton, C. W. (1963). *Dynamics of severe convective storms. Severe Local Storms*. Meteorological Monographs, vol 5. American Meteorological Society, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-940033-56-3_2
- Ni, X., Liu, C., Cecil, D. J., Zhang, Q. (2017). *On the Detection of Hail Using Satellite Passive Microwave Radiometers and Precipitation Radar*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 56(10), 2693-2709, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0065.1>
- Nicolini, M., García Skabar, Y. (2011). *Diurnal cycle in convergence patterns in the boundary layer east of the Andes and convection*. Atmos. Res., 100, 377–390, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.09.019>
- Nicolini, M., Salio, P., Borque, P. (2006). *Thermodynamic and kinematic characterization of the low-level troposphere during SALLJEX under different large-scale environments*. En Proc. Eighth Intl. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, pp. 1141–1148.
- Nicolini, M., Saulo, A. C. (2006). *Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season*. Meteorology and Atmospheric Physics 94, 129–143, <https://doi.org/10.1007/s00703-006-0186-7>
- Nicolini, M., Torres Brizuela, M. (1998). *Estadística de vientos fuertes asociados a convección en Ezeiza y Resistencia y estudio numérico de los forzantes en un caso real*. Meteorologica, Centro Argentino de Meteorólogos, Vol. 22, N°2, 19-35.
- Nicora, M. G. (2014). *Actividad eléctrica atmosférica en Sudamérica*. Tesis de doctorado. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/42231>
- Nicora, M. G., Quel, E., Bali, L., Acquesta, A., Vidal, L., Bürgesser, R., Ávila, E., Salio, P., Schwarzkopf, M. (2015). *GeoRayos: a new application for severe weather warning*. <https://doi.org/10.1109/SIPDA.2015.7339300>
- Nisi, L., Martius, O., Hering, A., Kunz, M., Germann, U. (2016). *Spatial and temporal distribution of hailstorms in the Alpine region: a long-term, high resolution, radar-based analysis*. Q. J. R. Meteorol. Soc., 142: 1590–1604, <https://doi.org/10.1002/qj.2771>
- National Oceanic and Atmospheric Administration's National (Sin fecha). *Weather Service Glossary*. <https://w1.weather.gov/glossary/>

- Petersen, W. A., Christian, H. J., Rutledge, S. A. (2005). *TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning*. Geophys. Res. Lett. 32, L14819, <https://doi.org/10.1029/2005GL023236>
- Piersante, J. (2017). *Characteristics of hail events near the sierras de Córdoba, Argentina*. SOARS Paper, 20 pp., <https://opensky.ucar.edu/islandora/object/manuscripts%3A955/datastream/PDF/view>
- Pineda, N., Bech, J., Rigo, T., Montanyà, J. (2011). *A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part II: Total lightning analysis*. Atmos. Res., 100(4), 638–648, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.027>
- Pineda, N., Rigo, T., Montanyà, J., Van der Velde, O. (2016). *Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning*. Atmos. Res. Volumes 178–179, 1 September 2016, Pages 31-44, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.010>
- Prein, A., Holland, G. (2018). *Global estimates of damaging hail hazard*. *Weather and Climate Extremes*. 22, <https://doi.org/10.1016/j.wace.2018.10.004>
- Proud, S. R. (2015). *Analysis of overshooting top detections by Meteosat Second Generation: a 5-year dataset*. Q.J.R. Meteorol. Soc., 141: 909-915. <https://doi.org/10.1002/qj.2410>
- Punge, H. J., Bedka, K. M., Kunz, M., Werner, A. (2014). *A new physically based stochastic event catalog for hail in Europe*. Nat Hazards 73, 1625–1645, <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1161-0>
- Punge, H. J., Kunz, M. (2016). *Hail observations and hailstorms characteristics in Europe: A review*. Atmospheric Research. 176. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.02.012>
- Puskeiler, M., Kunz, M., Schmidberger, M. (2016). *Hail Statistics for Germany derived from Single-Polarization Radar Data*. Atmospheric Research. 178, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.04.014>
- Rasmussen, K. L., Houze, R. A. Jr. (2011). *Orogenic convection in South America as seen by the TRMM satellite*. Mon. Wea. Rev., 139, 2399-24201 <https://doi.org/10.1175/MWR-D-10-05006.1>
- Rasmussen, K. L., Houze, R. A. Jr. (2016). *Convective Initiation near the Andes in Subtropical South America*. Monthly Weather Review, 144(6), 2351-2374, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0058.1>

- Rasmussen, K. L., Zuluaga, M. D., Houze, R. A. Jr. (2014). *Severe convection and lightning in subtropical South America*. Geophys. Res. Lett., 41, 7359–7366, <https://doi.org/10.1002/2014GL061767>
- Repinaldo, H. F. B., Nicolini, M., Garcia Skabar, Y. (2015). *Characterizing the diurnal cycle of low-level circulation and convergence using CFSR data in southeastern South America*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 54(3):671–690, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0114.1>
- Repinaldo, H. F. B., Nicolini, M., García Skabar, Y. (2017). *Iniciación de un sistema convectivo sobre las sierras de Córdoba y sensibilidad a modificaciones en el perfil orográfico*. Meteorologica, Centro Argentino de Meteorólogos, Vol 42 N°2 (2017) 23-42, http://www.meteorologica.org.ar/wp-content/uploads/2018/01/Repinaldo_y-otros_Vol42N2.pdf
- Reynolds, D. W. (1980). *Observations of Damaging Hailstorms from Geosynchronous Satellite Digital Data*. Monthly Weather Review, 108(3), 337-348, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0337:OODHFG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0337:OODHFG>2.0.CO;2)
- Ribeiro, B. Z., Bosart, L. F. (2018). *Elevated mixed layers and associated severe thunderstorm environments in South and North America*. Mon. Wea. Rev., 146, 3–28, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0121.1>
- Rogers, R. H., Carey, L., Bedka, K., Fleegeer, C., Feltz, W., Monette, S. A. (2013). *Total lightning in a multi-sensor approach to the detection and forecasting of convectively induced turbulence*. AMS meeting, 05-10 01. 2013, Austin, TX.
- Romatschke, U., Houze, R. A. Jr. (2010). *Extreme summer convection in South America*. J. Clim., 23, 3761–3791, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3465.1>
- Roos, D. S. (1973). *A Giant Hailstone from Kansas in Free Fall*. J. Rech. Atmos. (1962-1982), Vol. 11, No. 6, 1972, pp. 1008–1011. JSTOR, www.jstor.org/stable/26175525
- Rosenfeld, D. W., Woodley, W. L., Lerner, A., Kelman, G., Lindsey, D. T. (2008). *Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase*. J. Geophys. Res., 113, D04208, <https://doi.org/10.1029/2007JD008600>
- Royal Meteorological Society (2017). *MetMatters: Types of Lightning*. [Gráficos] <https://www.rmets.org/metmatters/types-lightning>

- Salio, P., Nicolini, M. (2006). *Seasonal characterization on the diurnal cycle of convection frequency over Southeastern South America under different low-jet conditions*. 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (8ICSHMO). Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, pp. 1157–1162.
- Salio, P., Nicolini, M., Zipser, E. J. (2007). *Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet*. *Mon. Wea. Rev* 135 (4), 1290–1309. <https://doi.org/10.1175/MWR3305.1>
- Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., van de Berg, L. (1997). *Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT*. *Adv. Space Res.*, 19, 433-441, [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(97\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(97)00051-3)
- Schmit, T. J., Griffith, P., Gunshor, M. M., Daniels, J. M., Goodman, S. J., Lebar, W. J. (2017). *A Closer Look at the ABI on the GOES-R Series*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(4), 681-698, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00230.1>
- Schultz, C. J., Petersen, W. A., Carey, L. D. (2009). *Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather*. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 2543–2563, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2237.1>
- Schultz, C. J., Petersen, W. A., Carey, L. D. (2011). *Lightning and Severe Weather: A Comparison between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends*. *Wea. Forecasting*, 26, 744–755, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-10-05026.1>
- Seluchi, M. E., Saulo, A. C., Nicolini, M., Satyamurty, P. (2003). *The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events*. *Monthly Weather Review*, v. 131, p. 2361-2378, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131\(2361:TNALAS\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131(2361:TNALAS)2.0.CO;2)
- Seres, A. Horvath, A. (2015). *Thunderstorm climatology in Hungary using Doppler radar data*. *Idojaras*. 119. 185-196.
- Setvák, M., Bedka, K., Lindsey, D., Sokol, A., Charvát, Z., Štáštka, J., Wang, P. (2013). *A-Train observations of deep convective storm tops*. *Atmospheric Research*. 123. 229–248, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.020>
- Setvák, M., Lindsey, D. T., Novák, P., Wang, P. K., Radová, M., Kerkmann, J., Grasso, L., S-H, S., Rabin, R. M., Štáštka, J., Charvát, Z. (2010). *Satellite-observed cold-ring-shaped*

features atop deep convective clouds. Atmospheric Research. 97. 80-96, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.03.009>

Setvák, M., Lindsey, D. T., Rabin, R. M., Wang, P. K., Demeterová, A., (2008). *Indication of water vapor transport into the lower stratosphere above midlatitude convective storms: Meteosat Second Generation satellite observations and radiative transfer model simulations*. Atmos. Res. 89, 170–180, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.031>

Setvák, M., Rabin, R., Wang, P. (2007). *Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery*. Atmospheric Research. 83. 505-518, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.09.015>

Silva Dias, M. A. F. (1999). *Storms in Brazil*. Hazards and Disasters Series, Storms Volume II, R. Pielke Sr. , R. Pielke Jr., Eds., Routledge. pp. 207-219.

Skripniková, K., Rezacová, D. (2014). *Radar-based hail detection*. Atmospheric Research, 144, 175-185, <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2013.06.002>

Smith, B., Thompson, R., Grams, J., Broyles, C., Brooks, H. (2012). *Convective Modes for Significant Severe Thunderstorms in the Contiguous United States. Part I: Storm Classification and Climatology*. Weather and Forecasting. 27. 1114-1135, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00115.1>

Soula, S., Seity, Y., Feral, L., Sauvageot, H. (2004). *Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms*. J. Geophys. Res., 109, D02101, <https://doi.org/10.1029/2003JD003669>

Stástka, J., Setvák, M., (2008). *Cloud top temperature and height product of the Nowcasting SAF applied to tropopause-penetrating cold-ring shaped storms*. Proc. 2008 EUMETSAT Meteorological Satellite Conf., Darmstadt, Germany. EUMETSAT, https://www-cdn.eumetsat.int/files/2020-04/pdf_conf_p_s5_24_stastka_p.pdf

Steiger, S. M., Orville R. E., Murphy M. J., Demetriades N.W.S. (2005). *Total lightning and radar characteristics of supercells: Insights on electrification and severe weather forecasting*. Preprints, Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., P1.7.

Steiger, S. M., Orville, R. E., Carey, L. D. (2007). *Total Lightning Signatures of Thunderstorm Intensity over North Texas. Part II: Mesoscale Convective Systems*. Mon. Wea. Rev., 135, 3303–3324, <https://doi.org/10.1175/MWR3483.1>

- Tessendorf, S. A., Rutledge, S. A., Wiens, K. C. (2007). *Radar and Lightning Observations of Normal and Inverted Polarity Multicellular Storms from STEPS*. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3682–3706, <https://doi.org/10.1175/2007MWR1954.1>
- Thompson, R. L., Edwards, R., Hart, J. A., Elmore, K. L., Markowski, P. (2003). *Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle*. *Weather and Forecasting*, 18(6), 1243-1261, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018\(1243:CPSWSE\)2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018(1243:CPSWSE)2.0.CO;2)
- Tippett, M. K., Allen, J. T., Gensini, V. A., Brooks, H. E. (2015). *Climate and Hazardous Convective Weather*. *Curr. Clim. Change Rep.* 1, 60–73, <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0006-6>
- Torres, J. C. (2003). *Sistemas convectivos en mesoescala altamente precipitantes en el norte y centro de Argentina*. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 213 pág.
- Trapp, R. J. (2013). *Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge University Press, 346 pp. <https://doi.org/10.1002/2014EO140015>
- Velasco, I., Fritsch, J. M. (1987). *Mesoscale convective complexes in the Americas*. *Journal of Geophysical Research* 92, <https://doi.org/10.1029/JD092iD08p09591>
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Dias, P. L. S., Zhang, C. (2006). *Toward a Unified View of the American Monsoon Systems*. *Journal of Climate*, 19(20), 4977-5000, <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- Vidal, L. (2014). *Convección Extrema sobre Sudamérica: Estructura Interna, Ciclos de Vida e Influencia de la Topografía en la Iniciación*. Tesis de Doctorado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 274 págs.
- Vila, D., Machado, L., Laurent, H., Velasco, I. (2008). *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation*. *Weather and Forecasting*. 23, <https://doi.org/10.1175/2007WAF2006121.1>
- Wakimoto, R. (1982). *The Life Cycle of Thunderstorm Gust Fronts as Viewed with Doppler Radar and Rawinsonde Data*. *Monthly Weather Review*. 110, <https://doi.org/10.1175/>

1520-0493(1982)110<1060:TLCOTG>2.0.CO;2

- Wang, P. K. (2003). *Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross-tropopause transport of water vapor in midlatitudes*. J. Geophys. Res., 108, 4149, <https://doi.org/10.1029/2002JD002581>
- Wang, P. K. (2007). *The thermodynamic structure atop a penetrating convective thunderstorm*. Atmos. Res. 83, 254-262, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.08.010>
- Wang, M., Paegle, J. (1996) *Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux*. J. Geophys. Res., 101, 7291 – 7303, <https://doi.org/10.1029/95JD02896>
- Wang, P., Su, S. Setvák, M., Lin, H., Rabin, R. (2010). *Ship wave signature at the cloud top of deep convective storms*. Atmospheric Research - ATMOS RES. 97. 294-302, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.03.015>
- Westermayer, A. T., Groenemeijer, P., Pistotnik, G., Sausen, R., Faust, E. (2017). *Identification of favorable environments for thunderstorms in reanalysis data*. Meteor. Z., 26, 59–70, <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0754>
- Wiens, K. C., Rutledge, S. A., Tessendorf, S. A. (2005). *The 29 June 2000 Supercell Observed during STEPS. Part II: Lightning and Charge Structure*. J. Atmos. Sci., 62, 4151–4177, <https://doi.org/10.1175/JAS3615.1>
- Williams, E. (2001). *The Electrification of Severe Storms*. In: Doswell C.A. (eds) Severe Convective Storms. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 527-561, https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_13
- Williams, E. R., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., Buechler, D. (1999). *The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms*. Atmos. Res. 51 (3), 245-265, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(99\)00011-3](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(99)00011-3)
- Williams, E. R., Weber, M., Orville, R. (1989). *The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds*. J. Geophys. Res. 94, 13213–13220, <https://doi.org/10.1029/JD094iD11p13213>
- Witt, A., Eilts, M., Stumpf, G., Johnson, J., Mitchell, E., Thomas, K. (1998). *An Enhanced Hail Detection Algorithm for the WSR-88D*. Weather and Forecasting - WEATHER FORECAST. 13. 286-303, [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1998\)013<0286:AEHDAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<0286:AEHDAF>2.0.CO;2)

- Workman, E. J., Reynolds, S. E. (1949). *Electrical activity as related to thunderstorm cell growth*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 30, 142–144.
- Ziegler, C. L., MacGorman, D. R. (1994). *Observed Lightning Morphology Relative to Modeled Space Charge and Electric Field Distributions in a Tornadic Storm*. Journal of Atmospheric Sciences, 51(6), 833-851, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<0833:OLMRTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<0833:OLMRTM>2.0.CO;2)
- Zipser, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., Yorty, D. P. (2006). *Where are the most intense thunderstorms on Earth?*. Bull. Am. Meteorol. Soc., 87, 1057–1071, <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-8-1057>