



Servicio
Meteorológico
Nacional

Sobre el uso del radar meteorológico para el diagnóstico de granizo

Nota Técnica SMN 2020-77

**Luciano Vidal¹, Gabriela Ishikame², Laura Pappalardo² y
Martin Rugna¹**

¹ Dirección de Productos de Modelación Ambiental y de Sensores Remotos, Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios.

² Coordinación de Pronósticos Inmediatos, Dirección Nacional de Pronósticos y Servicios para la Sociedad

Octubre 2020

Información sobre Copyright

Este reporte ha sido producido por empleados del Servicio Meteorológico Nacional con el fin de documentar sus actividades de investigación y desarrollo. El presente trabajo ha tenido cierto nivel de revisión por otros miembros de la institución, pero ninguno de los resultados o juicios expresados aquí presuponen un aval implícito o explícito del Servicio Meteorológico Nacional.

La información aquí presentada puede ser reproducida a condición que la fuente sea adecuadamente citada.

Resumen

El granizo es uno de los fenómenos meteorológicos más frecuentes asociados a la ocurrencia de convección húmeda profunda. El diagnóstico y pronóstico de la ocurrencia de granizo requiere que el pronosticador analice desde variables medioambientales que le permitan identificar entornos favorables para el desarrollo de tormentas de granizo hasta el análisis cualitativo y cuantitativo en tiempo cuasi real de información provista por los radares meteorológicos. Luego, el objetivo de la presente Nota Técnica es realizar un repaso de las técnicas y algoritmos más relevantes para el diagnóstico de granizo tanto con radares de polarización simple como doble.

Abstract

Hail is one of the most frequent meteorological phenomena associated with the occurrence of moist and deep convection. The diagnosis and forecast of the occurrence of hail requires the forecaster to analyze not only environmental variables that allow him to identify favorable environments for the development of hail storms but also the qualitative and quantitative analysis in quasi real time of information provided by weather radars. Thus, the goal of this Technical Note is to review the most relevant techniques and algorithms for hail diagnosis with both single and dual polarization radars.

Palabras clave: granizo, radar meteorológico, diagnóstico, pronóstico inmediato

Citar como:

Vidal, L., G. Ishikame, L. Pappalardo y M. Rugna, 2020: Sobre el uso del radar meteorológico para el diagnóstico de granizo. Nota Técnica SMN 2020-77.

1. INTRODUCCIÓN

El granizo es uno de los fenómenos meteorológicos más relevantes asociados a la ocurrencia de convección húmeda profunda. Las tormentas que producen grandes volúmenes de granizo o granizo de gran tamaño pueden causar daños significativos a la agricultura y la propiedad. Estas pérdidas pueden variar desde la destrucción completa de los cultivos, hasta daños a los techos y ventanas de las casas y, en casos extremos, daños a aeronaves en vuelo.

La frecuencia de ocurrencia de granizo es muy alta, aun más que los tornados, y por ello el diagnóstico y pronóstico de este fenómeno ha sido uno de los grandes desafíos de la era moderna. En particular, el uso de los radares meteorológicos para tal fin se ha venido estudiando en todo el mundo desde mediados de la década de 1950 (Mather y otros, 1976; Waldvogel y otros, 1979).

A lo largo de estos años, se han desarrollado y documentado numerosos métodos objetivos para identificar la presencia de granizo y estimar su tamaño. Los primeros trabajos basados en radar orientados al diagnóstico de granizo comenzaron a fines de la década de 1950 y principios de la década de 1960, cuando Donaldson (1959) y Geotis (1963) intentaron delinear áreas de lluvia y granizo utilizando valores de reflectividad en elevaciones bajas que excedían un cierto umbral. Esta técnica se basaba en la fuerte dependencia de la reflectividad con el diámetro del hidrometeoro y los efectos de la dispersión de Mie para partículas de granizo (Dye y Martner 1978; Doviak y Zrníc 1993). Con el correr de los años y a partir de mejoras continuas de los sistemas radar (ej., desarrollo de los radares polarimétricos), los métodos fueron perfeccionándose hasta llegar a la actualidad, donde existe un abanico interesante de algoritmos objetivos que permiten reconocer dentro de una imagen de radar la presencia potencial de granizo.

En las siguientes secciones se hará un repaso de las principales metodologías desarrolladas tanto para radares de polarización simple como doble en lo que respecta al diagnóstico de granizo.

2. RADAR DE POLARIZACIÓN SIMPLE

En esta sección se repasan los principales métodos desarrollados para la identificación de granizo mediante el uso de radares de polarización simple. En primer lugar se repasan las firmas características de las tormentas de granizo en las visualizaciones tradicionales (PPI, CAPPI y cortes verticales) y luego se presentan los algoritmos más utilizados.

2.1 Patrones característicos en imágenes de radar

Una primera exploración de las imágenes de reflectividad permite al pronosticador buscar zonas con ecos de muy alta reflectividad (> 60 dBZ) a grandes alturas. Es alrededor de este umbral de reflectividad donde es más probable que los hidrometeoros presentes en la nube contengan granizos grandes (>2.5 cm). Para ello es necesario poder estimar a qué altura se ubica ese eco, por ejemplo, en una presentación PPI, ya que es muy probable que un eco de 60 dBZ por encima del nivel de fusión (altura de la isoterma de cero grados)

esté asociado a la presencia de granizo grande. Por otro lado, un eco de 60 dBZ por debajo del nivel de congelación podría ser granizo grande o una gran cantidad de precipitación en fase líquida. Algunos problemas que podrían presentarse tienen que ver con la atenuación, especialmente en los radares de banda C, donde las reflectividades de los núcleos convectivos que se encuentran por detrás de otro núcleo intenso se subestiman en intensidad (Schmidt y otros, 2017). La forma de escaneo del radar y la cercanía de la tormenta puede ser otro problema: un núcleo de granizo en niveles medios y altos no será visto por elevaciones de antena bajas, se necesitarán elevaciones de antena más altas e incluso, si la parte superior de la tormenta entra en el cono de silencio, será invisible al radar. A modo de ejemplo, en la Figura 1 se muestra una imagen del radar RMA1 ubicado en la Ciudad de Córdoba correspondiente al día 10 de noviembre de 2018, donde se observa la presencia de ecos de más de 60 dBZ a alturas del orden de los 18 kilómetros. Esta tormenta en particular fue muy bien documentada por Trapp y otros (2020) ya que en ese momento se estaba desarrollando el experimento de campo RELAMPAGO/CACTI¹.

No obstante, el uso de la reflectividad como un único campo de análisis inevitablemente puede dar como resultado una ambigüedad entre la concentración de hidrometeoros y el tamaño, ya que el granizo muy grande en baja concentración puede producir valores bastante bajos de reflectividad (Straka y otros, 2000; Payne y otros, 2010). Además, no es posible distinguir entre lluvias fuertes y granizo si la reflectividad es menor que 55 dBZ. Por esta razón, se incorpora al análisis el estudio de la estructura espacial de la tormenta.

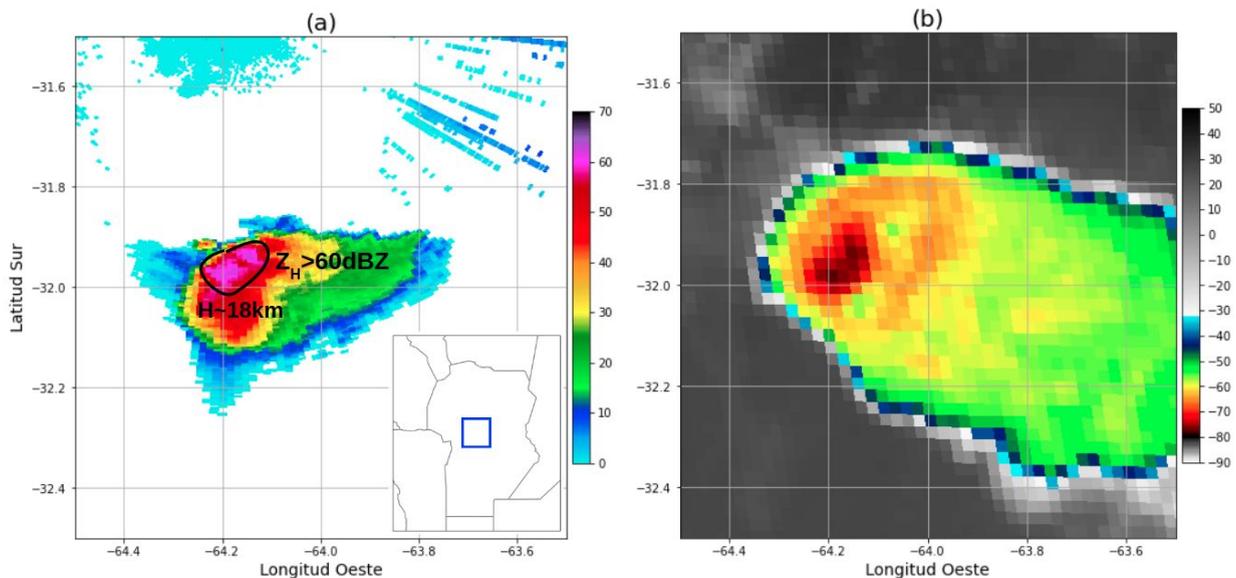


Fig. 1 Ejemplo de reflectividades altas (> 60 dBZ) asociadas a una supercelda desarrollada en Córdoba el 10 de noviembre de 2018 a las 17:00 HOA. (a) PPI a 10° del radar RMA1 ubicado en la Ciudad de Córdoba. (b) Imagen de temperatura de topos nubosos (Canal 13 - IR10.3) del satélite GOES-16 para la misma hora.

¹ <https://sites.google.com/illinois.edu/relampago/home>

Otra de las características típicas asociadas a tormentas severas, entre ellas las productoras de granizo mediano a grande, es el BWER (Bounded Weak Echo Region, término en inglés para zona abovedada con ecos débiles). Se trata de un canal casi vertical de eco débil en el radar, rodeado a los lados y en la parte superior por un eco significativamente más fuerte de reflectividad asociado al granizo formándose y creciendo (Lakshmanan y Witt, 1996; Shi y otros, 2019). El BWER, a veces llamado bóveda, está relacionado con la fuerte corriente ascendente en una tormenta convectiva severa que lleva a los hidrometeoros recién formados a niveles altos antes de que puedan crecer a tamaños detectables por el radar. Los BWER se ubican típicamente en los niveles medios de las tormentas convectivas, a alturas que varían entre 3 y 10 km por encima del suelo, y cuyo diámetro no supera los 4 a 6 kilómetros.

La Figura 2 muestra un BWER observado el día 18 de abril de 2010 en la zona norte del Gran Buenos Aires asociado a una tormenta severa que produjo granizo de gran tamaño y, como consecuencia, cuantiosos daños en vehículos y techos de casas residenciales. Notar en el caso de la imagen CAPPI a 5 kilómetros de altura, el área libre de ecos que corresponde a la zona donde se ubicaría la corriente ascendente.

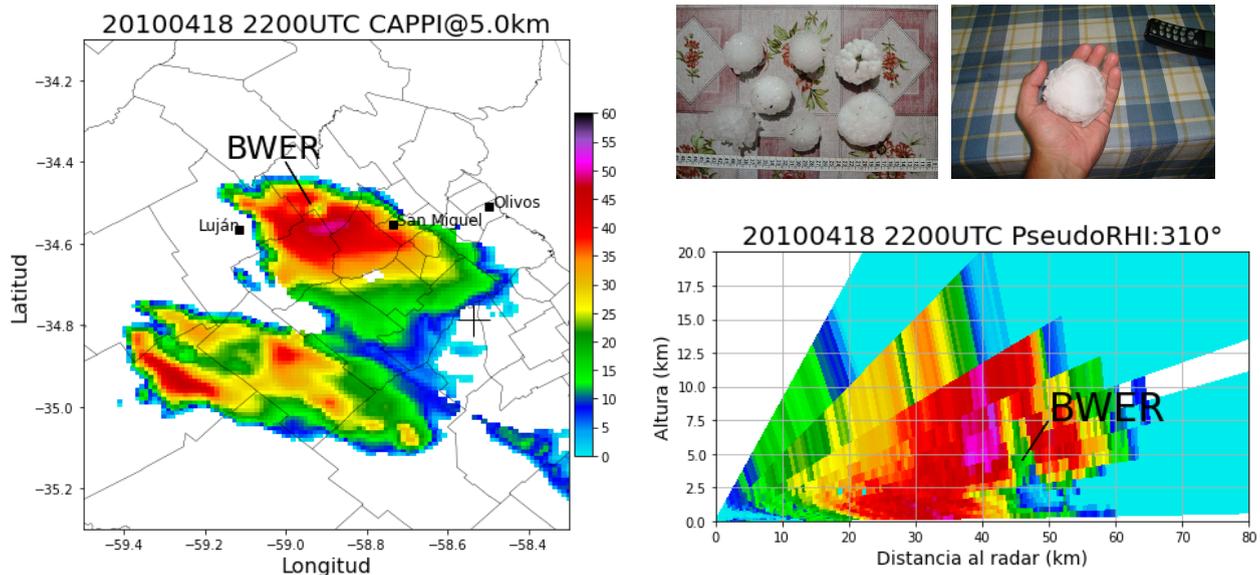


Fig. 2 Ejemplo de BWER asociado a una tormenta de granizo severo (>5 cm) que afectó el norte del Gran Buenos Aires durante la tarde del 18 de abril de 2010. Se muestra el producto CAPPI a 5 kilómetros de altura del radar Doppler de polarización simple EEC DSWR-2500C ubicado en inmediaciones del Aeropuerto Internacional de Ezeiza. Las fotos que se muestran corresponden con granizo registrado en Olivos, Buenos Aires [Fuente: Diario La Nación].

Existe otra característica que puede observarse muchas veces asociada a la presencia de hidrometeoros de gran tamaño, como granizo fundiéndose, dentro de las tormentas y es lo que se conoce como Three-Body Scatter Spike o TBSS, o hail spike (la traducción del inglés literal es “pico de dispersión de tres cuerpos” o “punta de granizo” aunque no existe una interpretación unificada en este idioma). Este patrón característico fue explicado y cuantificado por Zrnic (1987) en términos de dispersión múltiple entre hidrometeoros y suelo, y posteriormente ha sido objeto de sólo cuatro estudios publicados en la literatura científica (Wilson y Reum

1988; Lemon 1998; Hubbert y Bringi 2000; Lindley y Lemon 2007). Esta triple dispersión consiste en: (1) una dispersión hacia adelante (“forward scattering”) por parte de los hidrometeoros hacia el suelo; (2) retrodispersión o backscattering desde el suelo nuevamente hacia la región de hidrometeoros grandes por encima; y (3) retrodispersión nuevamente hacia el radar (Figura 3). Cabe señalar que este proceso antes descrito ocurre todo el tiempo, pero en presencia de hidrometeoros grandes puede ser muy grande y el radar ser capaz de detectarlo al recibir la señal adicional.

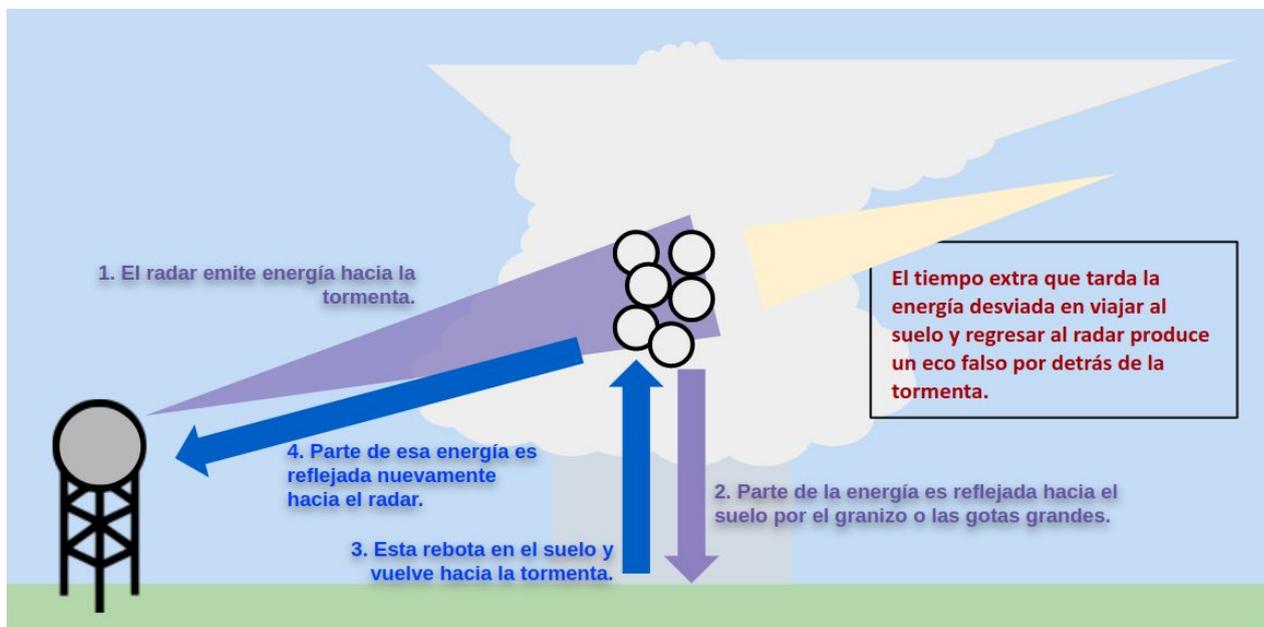


Fig. 3 Diagrama esquemático de triple dispersión denominado TBSS [Adaptado de NWS Duluth (Minnesota, EE.UU.)].

Este patrón se trata de un eco de reflectividad baja (< 20 dBZ) en niveles medios que forma una «punta» o «pico» de 10 a 30 km de longitud alineado radialmente por detrás de un núcleo de reflectividad alta (normalmente > 55 dBZ; Lemon, 1998). En la Figura 4 se muestra un ejemplo de TBSS observado con el radar RMA1 de Córdoba el día 14 de diciembre de 2019 en horas de la noche, asociado a una tormenta de lluvia fuerte y granizo que afectó el centro-este cordobés.

El eco en forma de punta producido es una señal espuria que se forma cuando el haz electromagnético del radar está sujeto a la dispersión de Mie en lugar del proceso más común de dispersión de Rayleigh. A efectos de pronóstico a muy corto plazo, el TBSS no puede dar una anticipación de más de 30 minutos porque el ciclo de vida general de la formación de granizo es de ese orden y es más fácil de detectar en niveles altos en la tormenta donde la geometría de las interacciones produce un “pico” más largo (Carbonare y otros, 2013).

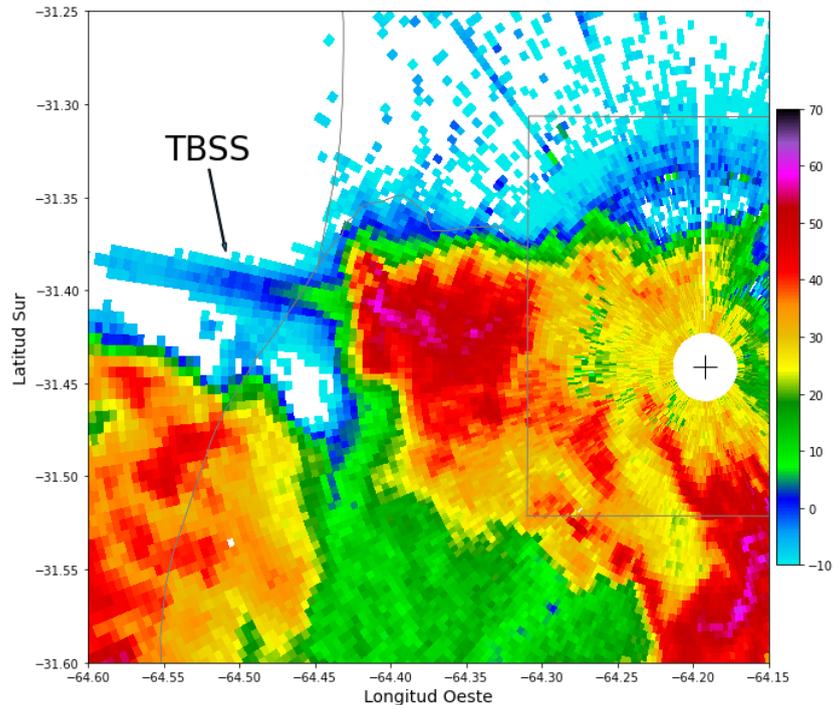


Fig. 4 Ejemplo de TBSS visto en el radar RMA1 (Córdoba) el día 14 de diciembre de 2019 a las 22:30 HOA. En este caso se muestra un PPI de reflectividad (dBZ) a $\sim 10^\circ$ de elevación de antena. La ubicación del radar se indica con una cruz.

El artículo de Lemon (1998) presenta observaciones de los TBSS realizadas con el radar banda S WSR-88D de la red NEXRAD de Estados Unidos. Aunque todas las tormentas reportadas produjeron granizo de más de 6,5 cm de diámetro, el documento concluye que se espera que las tormentas que contienen este artefacto puedan tener asociado granizo de al menos 2,5 cm. Además, establece que el TBSS tiene un valor agregado en términos de pronóstico a muy corto plazo ya que ocurre cuando el granizo se encuentra todavía en altura y típicamente precede a la caída de granizo en superficie y eventualmente vientos fuertes entre 10 y 30 minutos. Más recientemente, Zrnic y otros (2010) trataron de probar esa relación entre el TBSS y el tamaño del granizo. Esta investigación no logró proporcionar una medida cuantitativa definitiva, no obstante, los resultados demostraron que la reflectividad máxima del eje del granizo y la reflectividad del TBSS (en rangos más allá de donde se superponen las dos) están relacionadas con el tamaño del granizo.

2.2 Métodos objetivos para el diagnóstico de granizo

Uno de los primeros métodos de los más simples se basaba en aplicar un umbral para la reflectividad en un producto CAPPI o pseudo-CAPPI². Suponiendo que los diámetros (D_i) de las partículas de dispersión son

² Cuando los datos faltantes en rangos cortos (grandes) se completan con datos de la elevación más alta (más baja) disponible, el producto resultante es denominado "pseudo CAPPI".

mucho más pequeños que la longitud de onda de la radiación del radar, la dispersión de Rayleigh será dominante, y luego la reflectividad del radar Z se podrá escribir como:

$$Z \approx \sum_i N(D_i) * D_i^6$$

donde $N(D_i)$ es el número de partículas por unidad de volumen que tiene un diámetro D_i . Debido a que la reflectividad del radar aumenta rápidamente con el aumento del diámetro de las partículas de dispersión, las partículas de granizo más grandes (>10 mm) darán lugar a reflectividades más altas que las gotas de lluvia, que tienen un diámetro máximo de aproximadamente 6,5 mm. Una tormenta que produce partículas de granizo con un diámetro de 10 mm da lugar a una reflectividad radar de 54 dBZ suponiendo que las partículas de granizo ocupan todo el volumen del haz del radar. Además, se puede estimar mediante la relación de Marshall-Palmer que una reflectividad de 54 dBZ correspondería a una tasa de lluvia de aproximadamente 87 mm/h, lo cual es un evento raro. Así, Mason (1971) sugirió usar un umbral de reflectividad de 55 dBZ para distinguir entre lluvia intensa y granizo al usar este método CAPPI.

Auer (1994) trabajó en la detección de granizo utilizando una combinación de reflectividad de radar en niveles bajos y la temperatura de topes nubosos a partir de un satélite geoestacionario. El autor elaboró un nomograma para lluvia y granizo utilizando más de 100 casos de granizo o lluvia durante todas las estaciones en toda Nueva Zelanda, encontrando una diferenciación importante entre el granizo y las lluvias fuertes a partir de esta figura. Luego, Hardaker y Auer (1994) propusieron un umbral de advertencia que mejor ajustaba para la reflectividad CAPPI (Z_{Th}) en función de la temperatura del tope de nube (T_{top}):

$$Z_{Th} = \begin{cases} -0.38 \cdot (T_{top} - 85.0) & \text{if } T_{top} \leq -11^\circ\text{C} \\ 1.33 \cdot (T_{top} + 38.8) & \text{if } T_{top} > -11^\circ\text{C} \end{cases}$$

Este umbral óptimo varía entre 36 y 53 dBZ para temperaturas máximas de topes de nubes en el rango entre -11 °C y -55 °C. El método de Auer fue verificado durante una evaluación operativa durante toda una temporada en Nueva Zelanda, y mostró mejores resultados que el método CAPPI original basado en un único umbral.

En el marco de la operación de la red de radares WSR-88D de los Estados Unidos (red NEXRAD) se han desarrollado y probado varios algoritmos de detección de granizo a lo largo de los años. Kessinger et al. (1995) llevaron a cabo una comparación de diferentes algoritmos usados o para ser usados por NEXRAD. En la Figura 5, se muestran de una manera esquemática los diseños de los diferentes algoritmos de detección de granizo.

Petrocchi (1982) desarrolló la versión original del algoritmo de detección de granizo NEXRAD, que es el primer esquema de la izquierda de la Figura 5 que se basaba en una combinación de siete indicadores de granizo (Smart y Alberty, 1985; Kessinger y otros, 1995). Los indicadores más importantes son la presencia de un núcleo de reflectividad de 50 dBZ o superior en algún lugar entre 5 y 12 km de altura y la presencia de topes de radar (definido a partir del umbral de 30 dBZ) superiores a 8 km, pero también se incluye un “*overhang*” de nivel medio de más de 4 km. Luego los siete indicadores de granizo se combinan, utilizando diferentes pesos en un único índice de granizo. La salida del algoritmo tiene solo cuatro resultados posibles: granizo, granizo probable, sin granizo o datos insuficientes. Este algoritmo de detección de granizo

NEXRAD fue reemplazado por un algoritmo desarrollado por Witt et al. (1998) que calcula una probabilidad de granizo. Este nuevo algoritmo NEXRAD, que en realidad es más directo que el anterior, ha mostrado un funcionamiento significativamente mejor (Kessinger et al., 1995).

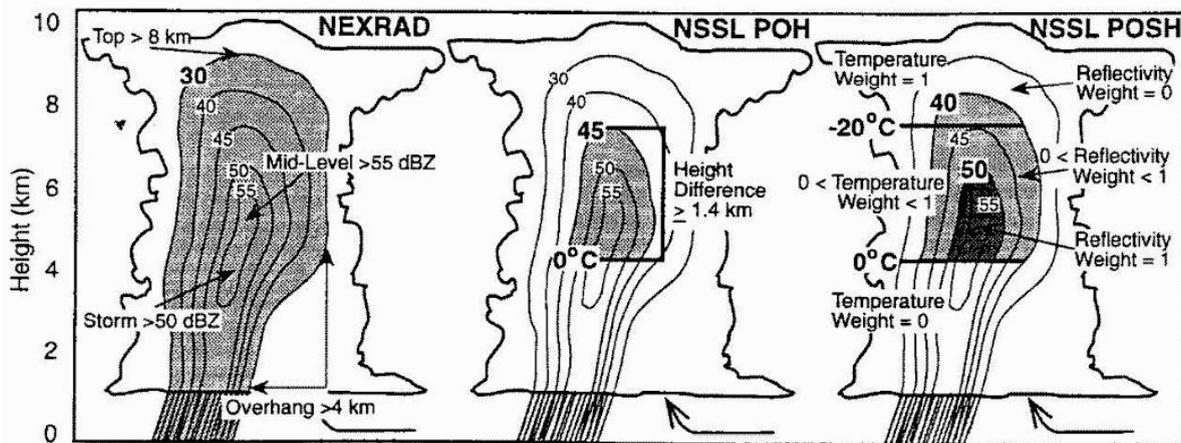


Fig. 5 Esquema de una tormenta de granizo y los elementos principales considerados en cada algoritmo de detección de granizo [figura tomada de Kessinger y otros (1995)].

Al examinar uno de los criterios de siembra soviéticos utilizados para detectar celdas graniceras en una etapa temprana de desarrollo, Waldvogel y otros (1979) llegaron a la conclusión de que el criterio podía ser reemplazado por un método más simple y ligeramente más eficiente. Así, se propuso un nuevo algoritmo de detección de granizo que se denominó método de Waldvogel (ver esquema en Figura 5, centro). El algoritmo se basaba en la altura máxima a la que se encuentra la reflectividad de 45 dBZ (H_{Z45}) en relación con la altura del nivel de congelación (H_{T0}). Esta última se obtuvo de radiosondeos para el desarrollo del algoritmo. En la Figura 6a se muestra la distribución de frecuencia del parámetro ($H_{Z45} - H_{T0}$) para celdas asociadas con lluvia fuerte y celdas con granizo grande. Es evidente a partir de esta figura, que cuando se extiende la reflectividad de 45 dBZ a 1,4 km o más por encima del nivel de congelación, es probable la presencia de granizo, y dicha probabilidad aumenta al aumentar la altura de este núcleo de reflectividad.

El método de Waldvogel combina un indicador de la presencia de una fuerte corriente ascendente, la altura del núcleo de reflectividad fuerte (45 dBZ), con el de una gran cantidad de agua sobreenfriada y/o hielo, el núcleo de reflectividad por encima del nivel de congelación, para detectar granizo (en desarrollo).

En el algoritmo actual de detección de granizo NEXRAD desarrollado por Witt y otros (1998), la altura máxima de la reflectividad de 45 dBZ por encima del nivel de congelación se convierte en una probabilidad de granizo utilizando la curva representada en la Figura 6b. Una diferencia de altura de 1,6 km corresponde al 10 % de probabilidad de granizo y una de 6.0 km al 100 % de probabilidad de granizo. Este algoritmo también contiene una parte que intenta estimar la probabilidad de granizo severo. Para ello, el algoritmo se basa en una relación semi-empírica entre el flujo de energía cinética de las piedras de granizo (E) y la reflectividad encontrada por Waldvogel y otros (1978a, b).

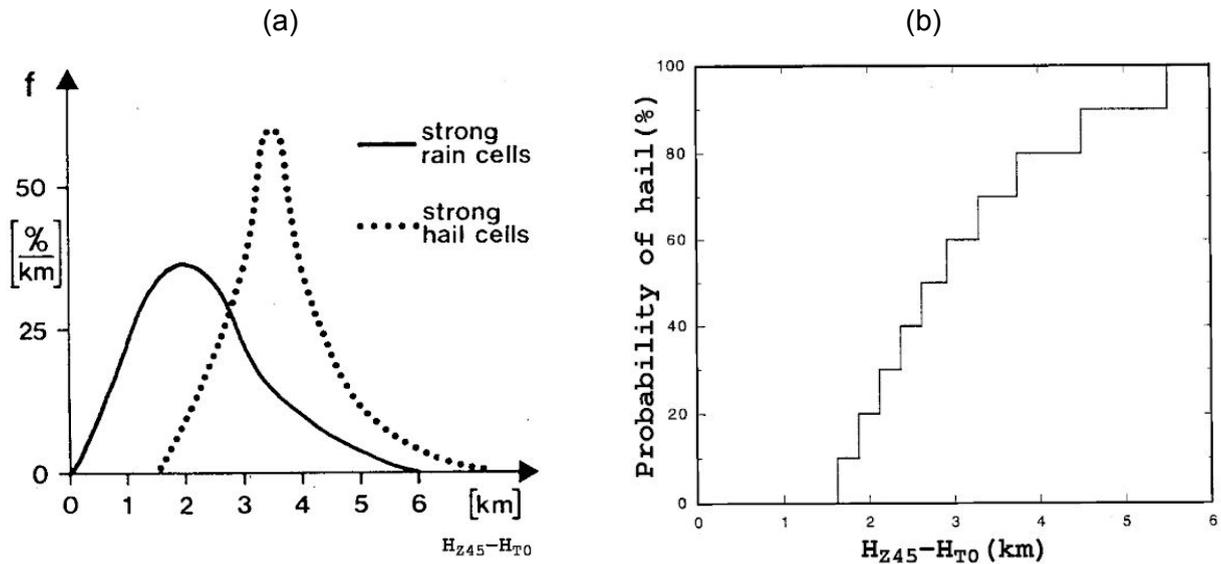


Fig. 6 (a) Distribuciones de frecuencia normalizadas del parámetro $(H_{Z45} - H_{T0})$ para celdas asociadas a lluvia fuerte y celdas con granizo grande [figura modificada de Waldvogel y otros (1979)]. **(b)** Probabilidad de granizo en el suelo en función de $(H_{Z45} - H_{T0})$. Aquí H_{Z45} es la altura del eco de 45 dBZ por encima del nivel de radar, y H_{T0} es la altura del nivel de fusión por encima del nivel de radar [figura modificada de Witt et al. (1998)].

Al medir las distribuciones de tamaño en seis sitios diferentes para cuatro tormentas de granizo severas, los autores han obtenido un total de 175 distribuciones de tamaño de granizo. Con ellas pudo encontrar la siguiente relación:

$$E(Z) = 5.0 \times 10^{-6} Z^{0.84}$$

Usando este flujo de energía cinética de granizo, se calcula un índice de granizo severo (SHI, por sus siglas en inglés) integrando verticalmente el flujo obtenido ponderado con una función $W(Z)$ basada en reflectividad y una función $W_T(H)$ basada en temperatura:

$$SHI = \frac{1}{10} \int_0^{H_{top}} W[Z(h)] * W_T(h) * E[Z(h)] dh$$

donde la función de ponderación basada en reflectividad se define como:

$$W(Z) = \begin{cases} 0 & \text{for } Z \leq Z_L \\ \frac{Z-Z_L}{Z_U-Z_L} & \text{for } Z_L < Z < Z_U \\ 1 & \text{for } Z \geq Z_U \end{cases}$$

y la función de peso basada en la temperatura se define como:

$$W_T(H) = \begin{cases} 0 & \text{for } H \leq H_{T0} \\ \frac{H-H_{T0}}{H_{Tm20}-H_{T0}} & \text{for } H_{T0} < H < H_{Tm20} \\ 1 & \text{for } H \geq H_{Tm20} \end{cases}$$

donde los valores de corte de reflectividad Z_L y Z_U son fijados en 40 y 50 dBZ, respectivamente, y H_{T0} (H_{Tm20}) es la altura de la isoterma de 0°C (-20°C). De esta manera, el índice de granizo severo es principalmente sensible a valores altos de reflectividad en un entorno con temperaturas cercanas a -20°C o más frías donde ocurre la mayor parte del crecimiento de granizo. La altura de estas isotermas se pueden determinar con un radiosondeo o bien con un modelo numérico de predicción del tiempo.

Dado el éxito general del algoritmo SHI en la predicción de granizo severo (valores generales del índice Critical Success Index [CSI] $>40\%$), la etapa final del desarrollo propuesto por los autores fue implementar una función de probabilidad apropiada (Wilks, 1995). Como el conjunto de datos utilizado hasta el momento era bastante acotado, se decidió que la función de probabilidad inicial debería ser de naturaleza bastante simple para evitar sobre ajustar los datos. Las funciones candidatas se desarrollaron por primera vez (por prueba y error) utilizando resultados de pruebas de solo dos días de tormenta y su calibración (para los 10 días de tormenta) se determinó mediante diagramas de fiabilidad (Wilks, 1995). Este análisis inicial bastante limitado condujo a una función de probabilidad sorprendentemente buena (para este conjunto de datos de desarrollo), que está dada por:

$$POSH = 29 * \ln\left(\frac{SHI}{WT}\right) + 50$$

donde WT se define como $57.5 * H_0 - 121$ y POSH es la probabilidad de granizo severo (%), donde los valores $POSH < 0$ se fijan en 0 y los valores $POSH > 100$ se fijan en 100. A pesar de la naturaleza continua de la ecuación POSH, las probabilidades reales de salida del algoritmo se redondean al 10% más cercano, para evitar transmitir un grado de precisión poco realista.

Finalmente, el índice SHI también se lo utilizó para proporcionar estimaciones del tamaño máximo esperado del granizo (MESH, por sus siglas en inglés). Como fue el caso con el desarrollo de la función de probabilidad para POSH, se decidió que el modelo de predicción inicial del tamaño del granizo también debería ser de naturaleza bastante simple. Esto condujo a la siguiente relación:

$$MESH = 2.54 * SHI^{0.5}$$

con MESH en milímetros. Un ejemplo de estos índices se muestra en la Figura 7 y corresponden al día 10 de noviembre de 2018 a las 17:15 HOA.

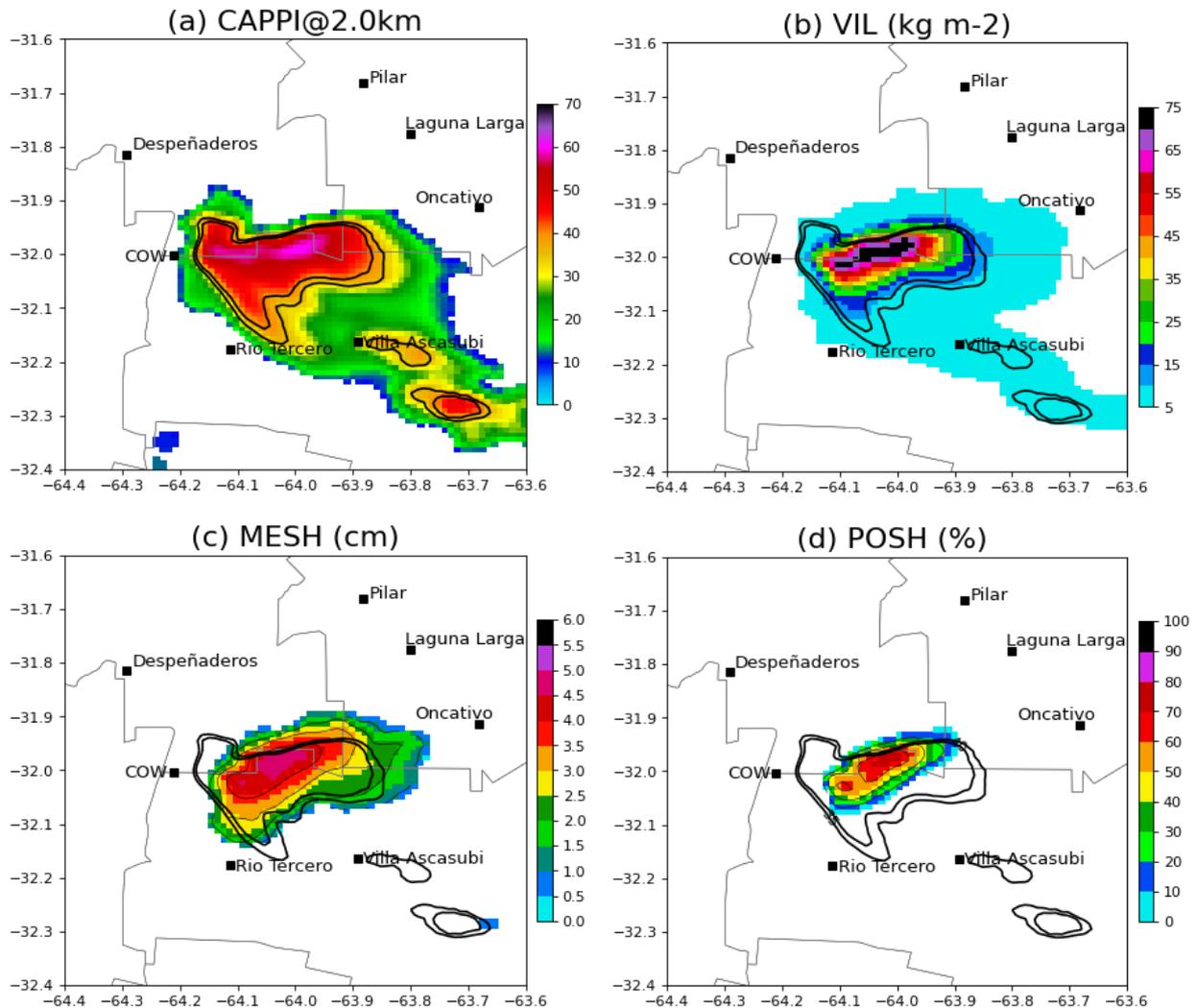


Fig. 7 Tormenta severa tipo supercelular observada con el radar RMA1 ubicado en la Ciudad de Córdoba el día 10 de noviembre de 2018 a las 17:15 HOA. (a) CAPPI de reflectividad a 2 km; (b) SHI (Severe Hail Index); (c) MESH (Maximum Expected Size of Hail); y (d) POSH (Probability of Severe Hail). El contorno que se muestra es los paneles (b), (c) y (d) corresponden a las isolíneas de reflectividad CAPPI a 2 km de 35 y 40 dBZ.

Otro parámetro muy utilizado fue agua líquida integrada en la vertical (VIL, por sus siglas en inglés; Greene y Clark, 1972). Usando el producto VIL en combinación con una imagen estándar CAPPI y/o echo-top, era posible obtener una vista precisa de las características tridimensionales de una celda de tormenta. El primer paso en el cálculo de VIL era convertir todas las reflectividades en contenido de agua líquida (M) utilizando la relación semiempírica entre M en g/m^3 y Z en mm^6/m^3 :

$$M = 3.44 \times 10^{-3} Z^{4/7}$$

Posteriormente, el contenido de agua líquida obtenida en cada ubicación se integraba verticalmente:

$$VIL = \int_0^{H_{top}} M * dh = 3.44 \times 10^{-3} \int_0^{H_{top}} Z^{4/7} dh$$

donde el VIL se expresa en kg/m² o en mm de "lluvia potencial" y la altura en km.

De este modo, los datos tridimensionales de reflectividad se convierten en una imagen de dos dimensiones indicativo de la cantidad de agua líquida presente en una columna vertical sobre una determinada posición. Debido a que la tasa de formación de precipitación es aproximadamente proporcional a la velocidad de la corriente ascendente, el VIL es función tanto de la corriente ascendente como de la profundidad de la nube (Kitzmilller y otros, 1995). Un valor alto de VIL se correlaciona bien con la presencia de tormentas severas y granizo. En situaciones estratiformes, el VIL rara vez excede un valor de 10 kg/m². En cambio en áreas de tormentas, el VIL es generalmente (mucho) más alto. Sin embargo, no hay acuerdo en la literatura sobre el mejor umbral de advertencia para la detección de granizo con el método VIL. Los pronosticadores en los Estados Unidos a menudo han usado un umbral de "VIL del día" que se determina usando las temperaturas a 400 y 500 hPa mediante una ecuación empírica o tomando el valor del VIL correspondiente a la primera tormenta de granizo de ese día (Lenning y otros, 1998).

En un intento por eliminar los problemas con los umbrales para las advertencias de granizo basadas en VIL, Amburn y Wolf (1997) propusieron "normalizar" el valor de VIL utilizando alturas de echo-top de cierto umbral de reflectividad, por ejemplo 7 dBZ. Los autores creían que incorporarían su experiencia de que algunas tormentas con gran desarrollo vertical no producían granizo y otras menos desarrolladas con valores bajos de VIL sí producían granizo. De este modo, los autores definieron la densidad VIL (VILD) de la siguiente manera:

$$VILD = \frac{VIL}{H_{top}}$$

donde las unidades de VILD es g/m³ con VIL en kg/m² y H_{top} en km. Los autores propusieron un umbral universal de VILD igual a 3.5 g/m³ para emitir advertencias de granizo. No obstante, Edwards y Thompson (1998) mostraron que el uso de un umbral de advertencia de 38 kg/m² para VIL en los datos de Amburn y Wolf (1997) daba como resultado el mismo rendimiento que el uso del umbral de VILD de 3.5 g/m³. Además, encontraron que para valores de VIL superiores a 43 kg/m², siempre se observaba granizo independientemente de la altura del tope de la tormenta (H_{top}). Actualmente, tanto el índice de granizo severo (SHI) como el VIL y el VII (Vertically Integrated Ice; Carey y Rudledge, 2000) son utilizados por los pronosticadores en los Estados Unidos para detectar el granizo severo (≥ 1 pulgada [1 pulgada = 2.54 cm]). Lenning y otros (1998) han evaluado estos dos métodos para la detección de granizo, y han concluido que el método VIL funciona tan bien como el índice de granizo severo cuando el mejor umbral VIL se puede determinar de antemano.

De todos los métodos mencionados basados en radares de polarización simple, los únicos que han mostrado resultados aceptables son el VIL y MESH, ambos basados en la integración vertical de la

reflectividad Z_H . Estos y otros métodos similares basados en Z_H han sido evaluados y verificados contra reportes de granizo en superficie en múltiples estudios durante las últimas dos décadas (Edwards y Thompson, 1998; Holleman y otros, 2000; Marzban y Witt, 2001; San Ambrosio y otros, 2007; Donavon y Jungbluth, 2007; López y Sánchez, 2009; Saltikoff y otros, 2010; Cintineo y otros, 2012; Skripniková y Rezáčová 2014; Nisi y otros, 2016; Lukach y otros, 2017; Capozzi y otros, 2018; Wang y otros, 2018; Ortega 2018).

Si bien muchos de estos estudios han encontrado que los métodos son útiles y hábiles para identificar tormentas severas productoras de granizo (aquellas que producen granizo de diámetro > 1 pulgada), los métodos utilizados para la evaluación del desempeño y los tamaños de muestra utilizados para la verificación han variado considerablemente. Existen pocos estudios que evalúen estos parámetros para muestras de gran tamaño (>1000 reportes de granizo severo), en regiones amplias o largos períodos de tiempo. Además existen limitaciones adicionales cuando se considera el desafío de la discriminación del tamaño del granizo, para lo cual muchos algoritmos basados únicamente en Z_H han demostrado una utilidad limitada. Por ejemplo, Edwards y Thompson (1998) encontraron que la densidad de VIL no era útil para la discriminación operativa del tamaño del granizo, y Picca y Ryzhkov (2012) encontraron que MESH sobreestimó el tamaño del granizo. Por ende, proporcionar estimaciones confiables del tamaño del granizo esperado asociado a una tormenta basadas en observaciones de radar sigue siendo un desafío importante.

3. RADAR DE POLARIZACIÓN DOBLE

3.1 Reflectividad diferencial

En la actualidad la forma más directa de distinguir entre granizo y lluvia es mediante el uso de técnicas basadas en radares de polarización doble por sobre los de polarización simple, ya que permiten hacer una distinción entre los distintos tipos de hidrometeoros, y en particular entre las partículas de granizo más esféricas y las gotas de lluvia no esféricas. Esto se debe a que los radares de doble polarización, además de la reflectividad horizontal (Z_H), también proveen la reflectividad de polarización vertical (Z_V). Luego, se define una nueva variable polarimétrica que se denomina reflectividad diferencial (Z_{DR}) como:

$$Z_{DR}(dB) = 10 * \log_{10}\left(\frac{Z_H}{Z_V}\right)$$

Esta variable generalmente se expresa en dB, y un valor de Z_{DR} igual a 0 significa que $Z_H = Z_V$.

Las características polarimétricas del granizo de gran tamaño dependen en gran medida de su tamaño, densidad, relación de ejes, orientación determinada por el comportamiento de caída y también por el grado de fusión, así como la longitud de onda del radar (Ryzhkov y otros, 2009; Kumjian y otros, 2010).

El granizo y el graupel tienden a tener una forma más esférica que la lluvia, aunque la forma de las partículas de granizo puede ser bastante complicada según los mecanismos de crecimiento. Incluso si las partículas de granizo no son perfectamente esféricas, el granizo tiende a girar cuando cae, lo que produce una distribución muy amplia de ángulos de inclinación. Por lo tanto, el granizo que no esté cubierto con

cantidades significativas de agua tenderá a parecer, en promedio, geoméricamente esférico para el radar. Este hecho físico lleva a la observación de que si el granizo no está cubierto con cantidades significativas de agua derretida o acumulada, tenderá a tener una Z_{DR} cercana a 0 dB.

En banda S, esta es una distinción clave para las reflectividades en las que tiende a estar presente el granizo ($Z_H > 50-55$ dBZ): las regiones con valores altos de reflectividad y de Z_{DR} están físicamente vinculadas con la lluvia, mientras que las regiones con valores altos de reflectividad pero valores de Z_{DR} bajos cercanos a cero o incluso negativos se puede clasificar como granizo. No obstante, el hecho que Z_{DR} muestre valores negativos o variables puede deberse a una dispersión no Rayleigh debida a la presencia de granizo muy grande (>4 cm) en la banda S y por ende puede complicar las interpretaciones de los datos en busca de regiones potenciales con granizo dañino. En el caso de los radares polarimétricos en banda C las cosas pueden complicarse un poco más. Por un lado se incorpora el problema de la atenuación que puede afectar de una manera significativa los valores de Z_{DR} debido a la atenuación diferencial entre las polarizaciones horizontal y vertical (Ryzhkov y otros, 2009; Tabary y otros, 2009a, b; Kumjian y otros, 2010). Y por otro lado los efectos de resonancia como consecuencia de ya no tratarse de dispersión de Rayleigh sino de Mie.

El trabajo de Kaltenboeck y Ryzhkov (2013) documenta muy bien las diferencias entre la banda C y S en relación a la respuesta polarimétrica del granizo. A partir del estudio de un conjunto de tormentas de granizo ocurridas en Estados Unidos, los autores muestran que la reflectividad diferencial (Z_{DR}) del granizo fundiéndose mezclado con lluvia cerca del suelo es significativamente mayor en la banda C en comparación con la banda S, mostrando valores por encima de 4 dB de manera constante incluso en el caso de granizo gigante que exceda los 10 cm de diámetro (Figura 8). En cambio los valores correspondientes en la banda S están por debajo de 1 dB. Esta diferencia los autores la atribuyen a una fuerte contribución de las gotas de lluvia del tamaño de la resonancia (es decir, se encuentran en la región de dispersión de Mie) a Z_{DR} en la banda C, lo que probablemente supera la contribución del granizo grande parcialmente derretido. Los valores de Z_{DR} en niveles más bajos por debajo del nivel de fusión (isoterma de 0°C) se puede utilizar para distinguir entre granizo gigante (>5 cm) y granizo más pequeño en la banda S, pero no así en banda C como se muestra en este estudio limitado.

3.2 Coeficiente de correlación cruzada

El coeficiente de correlación (ρ_{hv}) es la correlación copolar entre pulso y pulso de retorno entre las polarizaciones horizontal y vertical para un volumen de radar dado. En un volumen de radar que contiene lluvia, se espera que ρ_{hv} sea alto, mayor a 0.98 en la banda S y a 0.95 en la banda C (Bringi y otros, 1991; Carey y otros, 2000; Keenan y otros, 2001). En presencia de granizo, especialmente en la zona de generación por encima del nivel de congelación, se ha encontrado que los valores de ρ_{hv} tanto en la banda S (Balakrishnan y Zrnica, 1990) como en la banda C (Tabary y otros, 2010) son inferiores a 0.95.

Esta variable polarimétrica es sensible a la variabilidad de la fase diferencial de retrodispersión en el espectro de tamaño del granizo, que es significativamente mayor en la banda C en comparación con la banda S, lo que da como resultado una menor magnitud de ρ_{hv} . Esta reducción puede amplificarse aún más en la banda C si la superficie del granizo es rugosa o está cubierta de agua. Este último hecho explica por

qué el granizo en crecimiento húmedo por encima del nivel de congelación puede presentar valores de ρ_{hv} muy bajos en comparación con el granizo seco de tamaño similar (Picca y Ryzhkov, 2012).

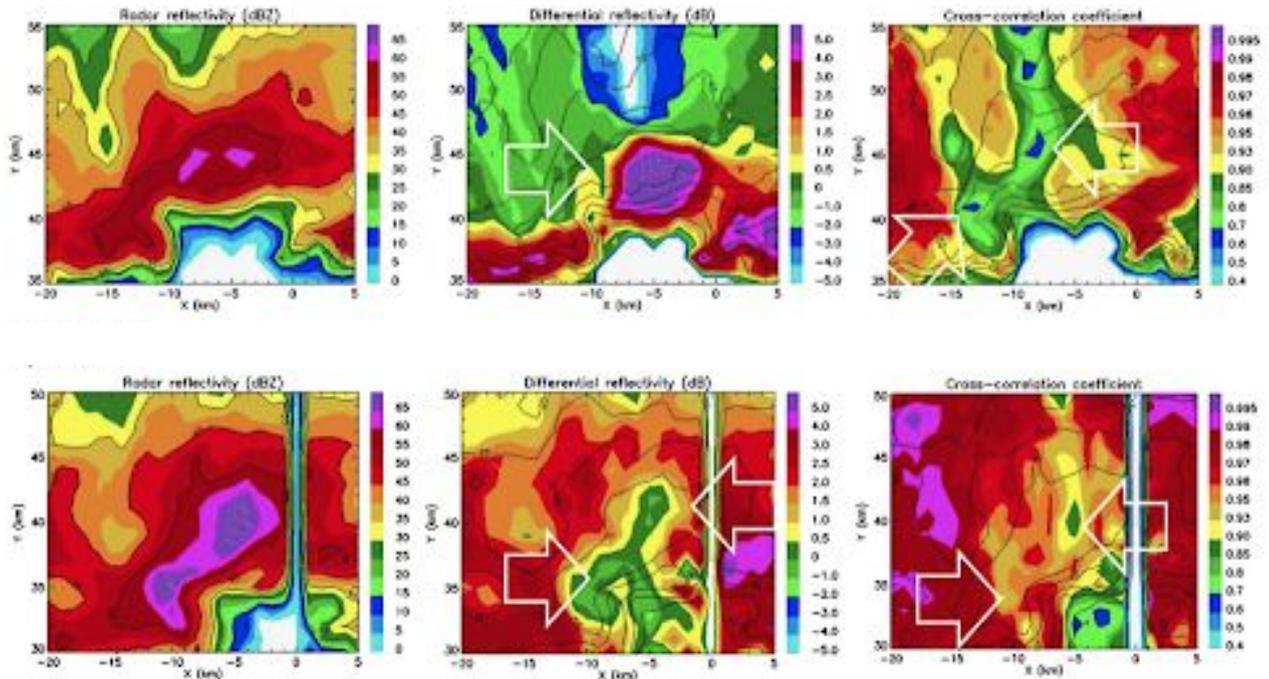


Fig. 8 Gráficos compuestos de Z_H (izq.), Z_{DR} (cen.) y ρ_{hv} (der.) correspondientes a un CAPPI a 1.5 km obtenidos con un radar de banda C (arriba) y S (abajo) para una tormenta que produjo granizo gigante (>10 cm) el 16 de mayo de 2010 a las 2100 UTC en Oklahoma (USA). En todos los paneles se muestran los contornos de Z_H cada 15 dBZ. Las flechas blancas marcan las firmas polarimétricas características del granizo (valores altos de Z_{DR} acompañados con valores bajos ρ_{hv} en la banda C; agujero de Z_{DR} y ρ_{hv} en la banda S). [Adaptado de Kaltenboeck y Ryzhkov (2013)]

Es interesante que las desviaciones estándar (SD) de los valores medios de Z_{DR} y ρ_{hv} dentro del área definida por el contorno de 55 dBZ a un nivel de altura dado pueden servir para discriminar granizo de diferentes tamaños, particularmente en la banda C. En longitudes de onda más cortas, la atenuación diferencial no contabilizada podría ser uno de los factores responsables del aumento de $SD(Z_{DR})$ en niveles bajos.

3.3 Reflectividad diferencial de granizo

Varios son los trabajos que han aprovechado las características distintivas de dispersión que presentan los hidrometeoros sólidos, como el granizo, en los radares polarimétricos para mejorar su identificación. Uno de los primeros enfoques fue presentado por Aydin y otros (1986), quienes definieron una variable que llamaron reflectividad diferencial de granizo (H_{DR} , por sus siglas en inglés). Este nuevo parámetro trata de identificar desviaciones respecto de la relación esperada entre Z_H y Z_{DR} para el caso de lluvia. A partir de mediciones de disdrómetro, los autores infirieron una parametrización simple para distinguir dentro del

espacio Z_{DR} - Z_H (Figura 9) aquellas regiones asociadas a presencia de lluvia respecto del granizo. Así definieron H_{DR} como:

$$H_{DR} = Z_H - f(Z_{DR})$$

donde $f(Z_{DR})$ en dB, está dada por:

$$f(Z_{DR}) = \begin{cases} 27, & \text{si } Z_{DR} \leq 0 \text{ (dB)} \\ 19 * Z_{DR} + 27, & \text{si } 0 \leq Z_{DR} \leq 1.74 \text{ (dB)} \\ 60, & \text{si } Z_{DR} > 1.74 \text{ (dB)} \end{cases}$$

Originalmente este parámetro tenía la intención de ser un parámetro indicativo dicotómico (si/no) respecto de la presencia de granizo; pero también tenía el potencial para proporcionar información adicional sobre el tamaño del granizo, el daño potencial, etc., aunque esto último recibió relativamente poca atención.

En esta línea, Brandes y Vivekanandan (1998) encontraron una correlación positiva entre las magnitudes de H_{DR} y el diámetro del granizo observado en dos tormentas graniceras ocurridas en Colorado (EE. UU.). Posteriormente, Mezzasalma y otros (2000) encontraron solo una correlación modesta entre los valores de H_{DR} -calculados con un radar banda C- por encima de 13 dB y la ocurrencia de granizo a partir del análisis de impactómetros.

Luego, Depue et al. (2007) examinaron el parámetro H_{DR} como un identificador de tamaño de granizo en una serie de tormentas observadas con el radar banda S de CSU-CHILL, y lograron identificar umbrales para granizo grande y dañino. Según estos resultados, el granizo grande con un diámetro mayor de 19 mm es probable cuando $H_{DR} \geq 21$ dB y el granizo que cause daños a estructuras residenciales y vehículos es probable cuando $H_{DR} > 30$ dB.

Más recientemente, Skripniková y Rezáková (2019) analizaron entre otras cosas, el parámetro H_{DR} en comparación con el producto MESH para un conjunto de 27 eventos de granizo en República Checa. Los resultados mostraron que todos los eventos de granizo alcanzaron valores de MESH superiores a 10, lo que indica un tamaño de granizo mayor que 1 cm de diámetro. Para la mayoría de los eventos de granizo, los valores de MESH excedían el límite de tamaño de 2 cm y coincidían con los eventos que reportan granizo severo. La mayoría de los eventos de granizo ocurrieron donde el H_{DR} estuvo por encima de 21 dB junto con seis eventos de lluvia intensa. Incluso los autores encontraron dos eventos de lluvia intensa en el rango de $H_{DR} > 30$ dB.

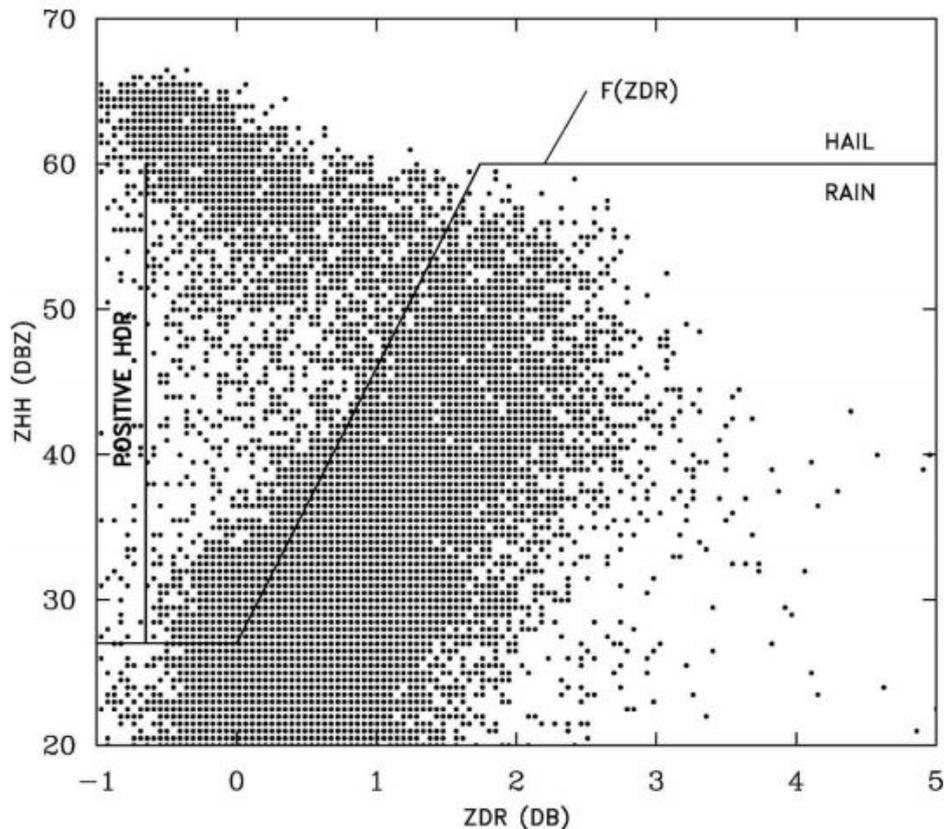


Fig. 9 Diagrama de dispersión entre Z_H y Z_{DR} recopilados por el radar CSU-CHILL a un ángulo de elevación de 0.5° a las 2343 UTC del 6 de junio de 2003. El límite de lluvia-granizo H_{DR} definido en Aydin et al. (1986) está incluido. [Fuente: Depue y otros (2007)]

3.4 Algoritmos de clasificación

Otro enfoque más moderno ha sido utilizar un conjunto de reglas estadísticas para determinar el tipo de hidrometeoro más probable en función de sus características de dispersión utilizando múltiples variables provistas por los radares de doble polarización (Vivekanandan y otros, 1999; Straka y otros, 2000; Heinselman y Ryzhkov, 2006; Elmore, 2011; Mahale y otros, 2014; entre otros). Estas técnicas se conocen comúnmente como algoritmos de clasificación o identificación de hidrometeoros (HCA o HID, por sus siglas en inglés). Estos algoritmos se han venido utilizando ampliamente para investigar la microfísica de nubes, especialmente en la banda S (Ryzhkov y otros, 2005c; Tessendorf y otros, 2005; Kumjian y Ryzhkov, 2008).

La gran mayoría de estos algoritmos se basan en técnicas de lógica difusa, en la que los límites superpuestos y suaves pueden reducir la influencia del ruido y el sesgo en las mediciones del radar en comparación con tablas de búsqueda simples (ej., árboles de decisión) basadas en umbrales (Liu y Chandrasekar, 2000; Lim y otros, 2005; Ryzhkov y otros, 2005; Dolan y Rutledge, 2009; Chandrasekar y

otros, 2013). Tener en cuenta que cuando se utilizan estos algoritmos se debe prestar especial atención cuando se trata de longitudes de onda correspondientes a las bandas C y X, pues los efectos de resonancia y la dispersión de Mie pueden ser significativos. Estos problemas pueden dar lugar a una clasificación ruidosa, lo que lleva a una falsa alarma para el pronosticador dentro del proceso de análisis de tormentas severas.

Como describen Zrníc y otros (2001), Keenan y otros (2001) y Thurai y otros (2007), los efectos de resonancia en la banda C, asociados con gotas de lluvia de 5,5 a 7 mm que resultan de la fusión de hidrometeoros sólidos pueden ser especialmente significativos. Además, como se mencionó anteriormente, el efecto de un granizo fundiéndose recubierto de agua puede conducir a valores positivos altos de Z_{DR} en la banda C (Ryzhkov y otros, 2007; Kumjian y Ryzhkov, 2008; Anderson y otros, 2011). A pesar de estos desafíos, los algoritmos de clasificación de tipo lógica difusa se han adaptado a longitudes de onda más cortas, incluida la banda X (Dolan y Rutledge, 2009) y la banda C (Marzano y otros, 2007; Kumjian y Ryzhkov 2008; Anderson y otros, 2011; Dolan y otros, 2013).

En la Figura 10 se muestra el resultado de aplicar un algoritmo HID en un escaneo RHI (Dolan y otros, 2013). En la imagen de la izquierda se muestra el campo de reflectividad (en dBZ) y en la imagen de la derecha el resultado del clasificador. Las categorías HID se definen como (de izquierda a derecha en la barra de color): UC = sin clasificar, DZ = llovizna, RN = lluvia, CR = cristales de hielo, DS = nieve seca, WS = nieve húmeda, VI = hielo vertical, LDG = graupel de baja densidad, HDG = graupel de alta densidad, HA = granizo, BD = gotas grandes / granizo fundiéndose.

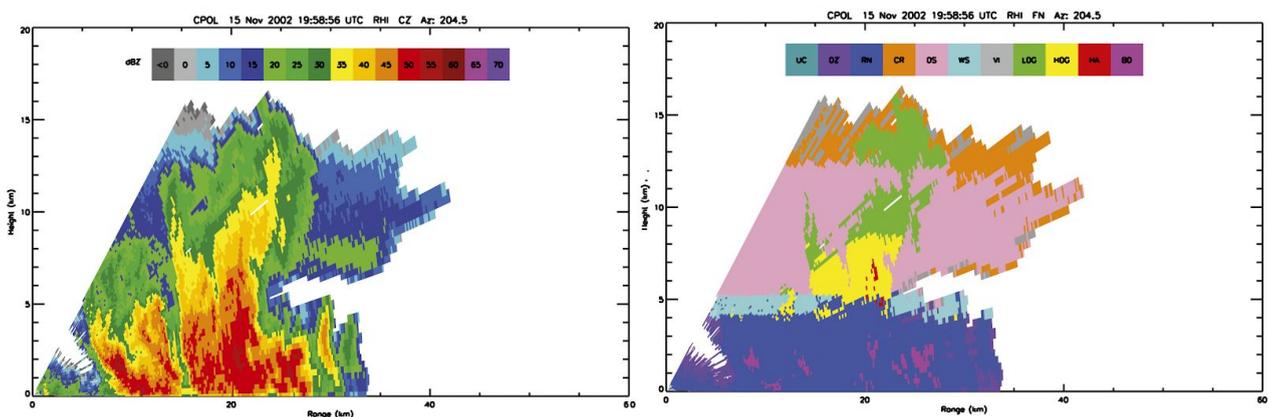


Fig. 10 Ejemplo de un clasificador de hidrometeoros. Se muestra un corte RHI para el día 15 de noviembre de 2002 a las 20:00 UTC del radar banda C ubicado en la ciudad de Darwin, Australia. [Fuente: Dolan y otros, 2013]

3.5 Ejemplo local de granizo gigante

El 8 de febrero de 2018 una tormenta supercelular produjo granizo gigante (>15 cm) mientras se desplazaba sobre la ciudad de Villa Carlos Paz en la provincia de Córdoba.

Kumjian y otros (2020) documentaron este raro evento mediante un análisis del entorno en el cual se desarrolló la tormenta y también con imágenes del radar RMA1 ubicado en la ciudad de Córdoba. Los autores señalan que las observaciones de granizo gigantesco son bastante raras, pero la gran densidad de población presente arrojó numerosos testigos que aportaron fotos y videos a través de las redes sociales los cuales mostraron la presencia de múltiples granizos grandes. Entre ellos se incluyó una piedra de granizo cuyo tamaño, estimado mediante fotogrametría, compite con el récord mundial actual, un granizo de 20 centímetros que golpeó a Vivian (Dakota del Sur, EE. UU.), el 23 de julio de 2010. Éste es el primer caso bien documentado de granizo gigantesco fuera de las Grandes Planicies de los Estados Unidos y el primero en el Hemisferio Sur.

Las características más destacadas de la tormenta se pueden observar mediante los escaneos bajos ($PPI < 2^\circ$) del radar RMA1 (Figura 11), aún teniendo en cuenta que las Sierras de Córdoba bloquea significativamente la señal de radar hasta llegar a Villa Carlos Paz. Durante el período analizado por los autores (1819-2058 UTC), la tormenta mostró una estructura supercelular. A continuación se mencionan los aspectos más relevantes encontrados por los autores:

- Presencia de dos celdas distintas, cada una con corrientes ascendentes fuertes e independientes, como lo indican las columnas de Z_{DR} en altura (Kumjian et al. 2014, y sus referencias) al comienzo del período de análisis (1819 UTC).
- Media hora más tarde las celdas se separan (Fig. 11), viéndose favorecida la celda que se mueve hacia la izquierda dadas las características de la hodógrafa obtenida a partir del radiosondeo operativo del SMN realizado en el Aeropuerto de Córdoba a las 12 UTC.
- Para las 1850 UTC, la tormenta que se mueve hacia la izquierda comienza a adquirir un apéndice con forma de gancho (Markowski 2002, y sus referencias), y continúa organizándose y avanzando hacia el noreste durante los siguientes 15-20 minutos.
- A las 1926 UTC, el núcleo de fuertes precipitaciones pasa al sur y al este de Villa Carlos Paz, y el eco en forma de gancho bien definido se acerca a la ciudad.
- La corriente ascendente principal se mueve directamente sobre Villa Carlos Paz, como lo confirma el BWER en Z_H (Fig. 12, izquierda).
- El borde interior del BWER exhibe una reducción pronunciada en los valores de ρ_{HV} (Fig.12, der.). Como se mencionó anteriormente, dicha reducción se ha atribuido en la literatura a la presencia de granizo severo que experimenta un crecimiento húmedo (Kumjian y Ryzhkov 2008; Kumjian 2013a). Se han observado valores de ρ_{HV} igualmente bajos ($< 0,5$) en la banda C en casos anteriores de granizo significativamente severo (Picca y Ryzhkov, 2012) y son consistentes con los cálculos de dispersión para granizos significativamente severos (por ejemplo, Jiang et al. 2019).
- La presencia de un TBSS en este momento en Z_{DR} y ρ_{HV} confirma la presencia de granizo, aunque no da indicación de su tamaño (Zrnić et al. 2010; Kumjian 2013b).
- Después de las 1946 UTC, la tormenta pasó más allá de Villa Carlos Paz y continuó exhibiendo características supercelulares, incluido un eco de gancho.

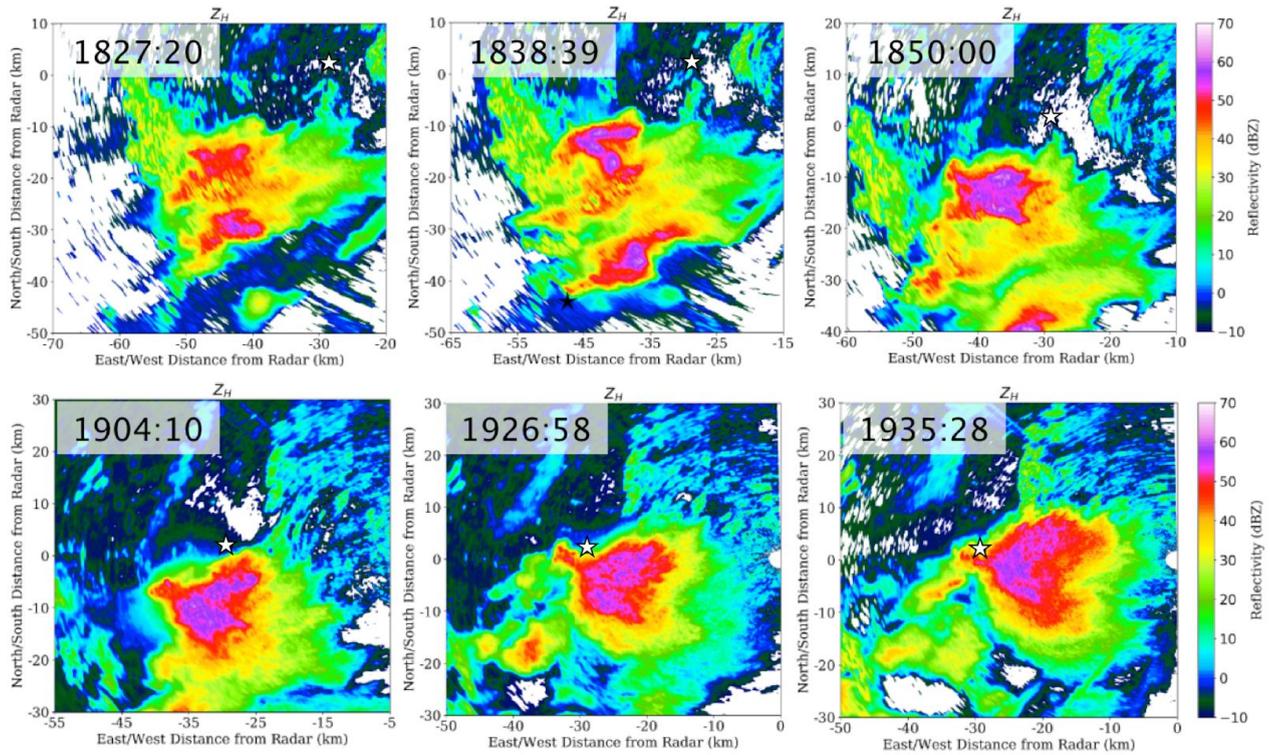


Fig. 11 Evolución de la tormenta representada por escaneos de bajo nivel de Z_H del radar RMA1. La estrella blanca muestra la ubicación de Villa Carlos Paz en cada panel. Los ángulos de elevación que se muestran son $1,54^\circ$, $1,49^\circ$, $1,59^\circ$, $1,85^\circ$, $1,80^\circ$ y $1,49^\circ$. [Fuente: Kumjian y otros, 2020]

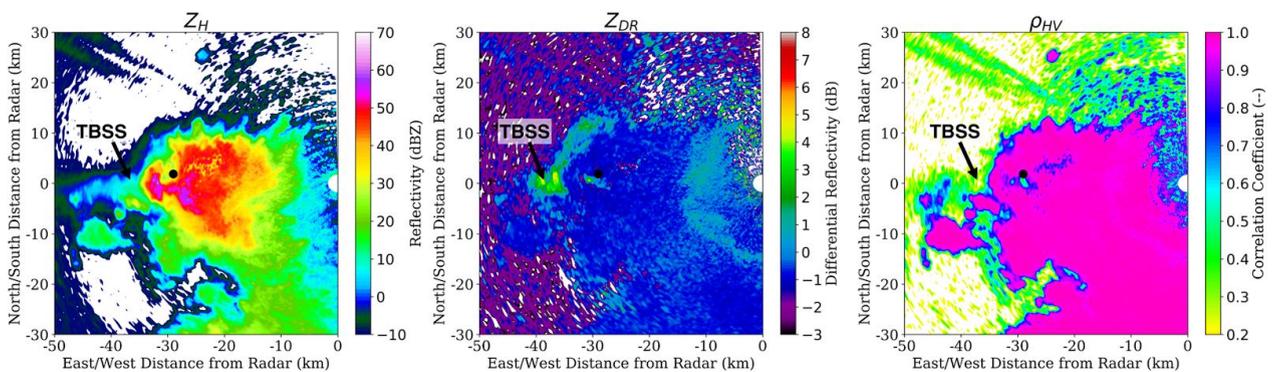


Fig. 12 Imágenes PPI para un ángulo de elevación de 11° , tomado a las 19:26 UTC, cerca del momento en que la tormenta estaba produciendo el granizo gigantesco. Los paneles que se muestran son Z_H (izq.), Z_{DR} (cen.) y ρ_{HV} (der.). La flecha indica la firma de dispersión polarimétrica de tres cuerpos (TBSS). El punto negro indica la ubicación de Villa Carlos Paz. [Fuente: Kumjian y otros, 2020]

4. CONCLUSIONES

En la presente Nota Técnica se realizó una revisión bibliográfica de las formas de análisis y detección de granizo utilizando radares meteorológicos de polarización simple y doble. Se muestran diferentes metodologías y varios índices con sus métodos de validación y casos de ejemplo locales donde fue posible. Estos índices y algoritmos son de vital importancia para caracterizar la potencial severidad de las tormentas y la presencia de granizo dentro de ellas que puede llegar al suelo. En el SMN se trabaja actualmente en la implementación y posterior validación de algunos de estos índices en función de la capacidad actual que ofrecen los radares de la red SINARAME (de Elia y otros, 2017).

De todas maneras, la información brindada por los algoritmos aquí discutidos debe tomarse como una estimación. Las prácticas recomendadas en un ámbito operativo, como lo son las oficinas de pronóstico, sobre estos productos indican que deben utilizarse para capturar de un vistazo los principales focos de atención, en este caso los núcleos de granizo, pero que el análisis debe centrarse en los datos base y en su interpretación en conjunto por parte de los pronosticadores.

Por otro lado, uno de los principales inconvenientes en el proceso de validar los algoritmos y su posterior utilización es la calibración absoluta del radar. Se asume que los radares se encuentran calibrados en términos de que la reflectividad tanto horizontal como vertical representan de la manera más fiel posible a los hidrometeoros que observa. Sin embargo, por la propia utilización del radar (desgaste del transmisor, pérdidas en la cadena de recepción, entre otros) el sistema se descalibra y por lo tanto requiere ajustes rutinarios (Vaccarano y otros, 2016). Esta descalibración puede mostrarse como una sobrestimación o una subestimación de las reflectividades y entonces es posible que los resultados de los algoritmos e índices estén alejados de la realidad. Luego, es fundamental tener en cuenta controles de calidad posteriores a los cuales deben someterse los datos a fin de minimizar y corregir otros errores presentes como pueden ser la atenuación y la atenuación diferencial tan relevante en la banda C (Carey y otros, 2000).

Finalmente, para realizar una validación local y un reajuste de los índices es necesario contar con una base de datos de eventos severos, particularmente reportes de granizo con tamaños y ubicación. En este sentido, algunas iniciativas se han desarrollado dentro del SMN como fué el desarrollo de la aplicación Alertamos (Sacco y otros, 2017) y más recientemente con el inicio del proyecto de base de datos de reporte de fenómenos severos en el marco de la verificación de los pronósticos que a diario emite el SMN.

REFERENCIAS

- Amburn, S. A. y P. L. Wolf, 1997: Vil density as a hail indicator. *Wea. and. Forecasting*, 12, 473–478.
- Anderson, M.E. L. Carey, W. Petersen y K. Knupp, 2011: C-band dual-polarimetric radar signatures of hail. *Electron. J. Oper. Meteor.*, 12, 1-30.
- Auer, A. H., Jr, 1994: Hail recognition through the combined use of radar reflectivity and cloud-top temperatures. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2218–2221.
- Aydin, K., T. A. Seliga y V. Balaji, 1986: Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1475–1484
- Balakrishnan, N. y D. S. Zrnić, 1990: Estimation of Rain and Hail Rates in Mixed-Phase Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 47, 565–583.
- Brandes, E. A. y J. Vivekanandan, 1998: An exploratory study in hail detection with polarimetric radar. Preprints, 4th International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Phoenix, Arizona, Amer. Meteor. Soc., 287– 290.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, P. Meischner, J. Hubbert y Y. Golestani, 1991: Polarimetric radar signatures of precipitation at S- and C-bands. *IEEE Trans. Remote Sens.*, 138, 109- 119.
- Browning, K. A. y G. B. Foote, 1976: Air-flow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 499–533, <https://doi.org/10.1002/qj.49710243303>.
- Carbunaru, D. V., M. Sasu y S. Borcin, 2014: Detection of hail through the three-body scattering signatures and its effects on radar algorithms observed in Romania. *Atmósfera*, 27(1), 21-34.
- Carey, L. D. y S. A. Rutledge, 2000: The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2687–2710.
- Carey, L. D., S. A. Rutledge, D. A. Ahijevych y T. D. Keenan, 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1405-1433.
- Capozzi, V., E. Picciotti, V. Mazzarella, F. S. Marzano y G. Budillon, 2018: Fuzzy-logic detection and probability of hail exploiting short-range X-band weather radar. *Atmos. Res.*, 201, 17–33.
- Cintineo, J. L., T. M. Smith, V. Lakshmanan, H. E. Brooks y K. L. Ortega, 2012: An objective high-resolution hail climatology of the contiguous United States. *Wea. Forecasting*, 27, 1235–1248.
- Chandrasekar, V., R. Keränen, S. Lim y D. Moisseev, 2013: Recent advances in classification of observations from dual polarization weather radars. *Atmos. Res.*, 119, 97–111.
- de Elía R., L. Vidal, P. Lohigorry, R. Mezher y M. Rugna, 2017: La red Argentina de radares meteorológicos de Argentina. *Nota Técnica SMN 2017-39*.
- Depue, T. K., P. C. Kennedy y S. A. Rutledge, 2007: Performance of the hail differential reflectivity (HDR) polarimetric radar hail indicator. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 1290–1301, <https://doi.org/10.1175/JAM2529.1>.
- Donaldson, R. J. J., 1959: Analysis of severe convective storms observed by radar—II. *J. Meteor.*, 16, 281–287.
- Donavon, R. A. y K. A. Jungbluth, 2007: Evaluation of a technique for radar identification of large hail across the upper Midwest and central plains of the United States. *Wea. Forecasting*, 22, 244–254.

- Dolan, B. y S. A. Rutledge, 2009: A Theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 26, 2071–2088.
- Dolan, B., S. A. Rutledge, S. Lim, V. Chandrasekar y M. Thurai, 2013: A Robust C-Band Hydrometeor Identification Algorithm and Application to a Long-Term Polarimetric Radar Dataset. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, 2162–2186, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0275.1>.
- Doviak, R. y D. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, 562 pp.
- Dye, J. E. y B. E. Martner, 1978: The relationship between radar reflectivity factor and hail at the ground for northeast Colorado thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1335–1341.
- Edwards, R. y R. L. Thompson, 1998: Nationwide comparisons of hail size with wsr-88d vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. and. Forecasting*, 13, 277–285.
- Elmore, K. L., 2011: The NSSL hydrometeor classification algorithm in winter surface precipitation: Evaluation and future development. *Weather Forecast.*, 26, 756–765.
- Geotis, S. G., 1963: Some radar measurements of hailstorms. *J. Appl. Meteor.*, 2, 270–275.
- Greene, D. R. y R. A. Clark, 1972: Vertically integrated liquid water—a new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 548–552.
- Hardaker, P. J. y A. H. Auer, Jr., 1994: The separation of rain and hail using single polarization radar echoes and ir cloud-top temperatures. *Meteor. Appl.*, 1, 201–204.
- Heinselman, P. L. y A. V. Ryzhkov, 2006: Validation of polarimetric hail detection. *Wea. Forecasting*, 21, 839–850.
- Holleman, I., H. Wessels, J. Onvlee y S. Barlag, 2000: Development of a hail-detection-product: S10: Deep convection. *Phys. Chem. Earth*, 25B, 1293–1297.
- Hubbert, J. C. y V. N. Bringi, 2000: The effects of three-body scattering on differential reflectivity signatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 51–61.
- Jiang, Z., M. R. Kumjian, R. S. Schrom, I. Giammanco, T. Brown-Giammanco, H. Estes, R. Maiden y A. J. Heymsfield, 2019: Comparisons of electromagnetic scattering properties of real hailstones and spheroids. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 58, 93–112, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0344.1>.
- Kaltenboeck, R. y A. Ryzhkov, 2013: Comparison of polarimetric signatures of hail at S and C bands for different hail sizes. *Atmospheric Research*, 123, 323–336. doi:10.1016/j.atmosres.2012.05.013.
- Keenan, T. D., L. D. Carey, D. S. Zrnic y P. T. May, 2001: Sensitivity of 5-cm wavelength polarimetric radar variables to raindrop axial ratio and drop size distribution. *J. Appl. Meteor.*, 40, 524–545.
- Kessinger, C. J., E. A. Brandes y J. W. Smith, 1995: A comparison of the nexrad and nssl hail detection algorithms. 27th conference on Radar Meteorology, AMS, 603–605.
- Kitzmler, D. H., W. E. McGovern y R. E. Saffle, 1995: The WSR-88D severe weather potential algorithm. *Wea. and. Forecasting*, 10, 141–159.
- Kumjian, M. R. y A. V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 1940–1961.
- Kumjian, M. R., J. C. Picca, S. Ganson, A. V. Ryzhkov, J. Krause, D. Zrnić y A. Khain, 2010: Polarimetric characteristics of large hail. 25th Conf. on Severe Local Storms, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., 11.2, https://ams.confex.com/ams/25SLS/techprogram/paper_176043.htm
- Kumjian, M. R., 2013a: Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: Warm and cold season applications. *J. Oper. Meteor.*, 1, 243–264, <https://doi.org/10.15191/nwajom.2013.0120>.

- Kumjian, M. R., 2013b: Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part III: Artifacts. *J. Oper. Meteor.*, 1, 265–274, <https://doi.org/10.15191/nwajom.2013.0121>.
- Kumjian, M. R., A. P. Khain, N. BenMoshe, E. Ilotoviz, A. V. Ryzhkov y V. T. J. Phillips, 2014: The anatomy and physics of Z_{DR} columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1820–1843.
- Kumjian, M. R. y coautores, 2020: Gargantuan Hail in Argentina. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 101, E1241–E1258, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0012.1>.
- Lakshmanan V. y A. Witt, 1996: Detection of bounded weak echo regions in meteorological radar images. *Proceedings of 13th International Conference on Pattern Recognition, Vienna, Austria*, 895-899, doi: 10.1109/ICPR.1996.547297.
- Lemon, L. R., 1998: The radar “three-body scatter spike”: An operational large-hail signature. *Wea. Forecasting*, 13, 327–340.
- Lenning, E., H. E. Fuelberg y A. I. Watson: 1998, An evaluation of wsr-88d severe hail algorithms along the northeastern gulf coast. *Wea. and. Forecasting*, 13, 1029–1044.
- Lim, S., V. Chandrasekar y V. N. Bringi, 2005: Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 43, 792–801.
- Lindley, T. T. y L. R. Lemon, 2007: Preliminary observations of weak three-body scattering spikes associated with low-end severe hail. *Electron. J. Severe Storms Meteor.*, 2. [Available online at <http://www.ejssm.org/ojs/index.php/ejssm/article/viewArticle/12/22>.]
- Liu, H. y V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 17, 140–164.
- López, L. y J. Sanchez, 2009: Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.*, 93, 358–368.
- Lukach, M., L. Foresti, O. Giot y L. Delobbe, 2017: Estimating the occurrence and severity of hail based on 10 years of observations from weather radar in Belgium. *Meteor. Appl.*, 24, 250–259.
- Mahale, V. N., G. Zhang y M. Xue, 2014: Fuzzy Logic Classification of S-band polarimetric radar echoes to identify three-body scattering and improve data quality. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 53, 2017–2033.
- Markowski, P. M., 2002: Hook echoes and rear-flank downdrafts: A review. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 852–876, [https://doi.org/10.1175/1520-493\(2002\)130<0852:HEARFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-493(2002)130<0852:HEARFD>2.0.CO;2).
- Marzano, F. S., D. Scaranari, G. Vulpiani, 2007: Supervised fuzzy-logic classification of hydrometeors using C-band weather radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 45, 3784–3799.
- Marzban, C. y A. Witt, 2001: A Bayesian neural network for severe-hail size prediction. *Wea. Forecasting*, 16, 600–610.
- Mason, B. J., 1971: *The Physics of Clouds*. Clarendon Press, Oxford UK.
- Mather, G. K., D. Treddenick y R. Parsons, 1976: An observed relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1336–1340.
- Mezzasalma, P., S. Nanni y P. P. Alberoni, 2000: Performance of a HDR-based hail detection algorithm in Northern Italy, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25, 10–12, 949-952, [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(00\)00131-3](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00131-3).
- Nisi, L., O. Martius, A. Hering, M. Kunz y U. Germann, 2016: Spatial and temporal distribution of hailstorms in the Alpine region: A long-term, high resolution, radar-based analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 1590–1604.
- Ortega, K. L., 2018: Evaluating multi-radar, multi-sensor products for surface hailfall diagnosis. *Electron. J. Severe Storms Meteor.*, 13.

- Payne, C. D., T. J. Schuur, D. R. MacGorman, M. I. Biggerstaff, K. M. Kuhlman y W. D. Rust, 2010: Polarimetric and Electrical Characteristics of a Lightning Ring in a Supercell Storm. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 2405–2425.
- Petrocchi, P. J., 1982: Automatic Detection of Hail by Radar. AFGL-TR-82-0277, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Sudbury, MA.
- Picca, J. y A. Ryzhkov, 2012: A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma City extreme hailstorm. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 1385–1403.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, V. M. Melnikov y T. J. Schuur, 2005: Calibration issues of dual-polarization radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 1138–1155.
- Ryzhkov, A. V. y coautores, 2007: Comparison of polarimetric algorithms for hydrometeor classification at S and C bands. Analysis of the performance in different climate regions. Preprints, 33rd Conf. on Radar Meteorology, Cairns, QLD, Australia, Amer. Meteor. Soc., 10.3. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/123109.pdf>.]
- Ryzhkov, A. V., S. Ganson, A. Khain, M. Pinsky y A. Pokrovsky, 2009: Polarimetric characteristics of melting hail at S and C bands. Preprints, 34th Conf. on Radar Meteorology, Williamsburg, VA, Amer. Meteor. Soc., 4A.6.
- Sacco, M., Y. García Skabar, P. Salio y L. Vidal, 2017: Aplicación Alertamos. Nota Técnica SMN 2017-44.
- Saltikoff, E., J.-P. Tuovinen, J. Kotro, T. Kuitunen y H. Hohti, 2010: A climatological comparison of radar and ground observations of hail in Finland. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 101–114.
- San Ambrosio, I., F. Martín y F. Elizaga, 2007: Development and behavior of a radar-based operational tool for hailstorms identification. *Atmos. Res.*, 83, 306–314.
- Schmidt, M., S. Troemel, A. V. Ryzhkov y C. Simmer, 2017: Severe hail detection: An adaptive algorithm for anomalous attenuation correction and new insights from scattering simulations at C-band. 38th Conference on Radar Meteorology, AMS, Chicago, IL, 28 Aug.
- Skripniková, K. y D. Rezáčová, 2014: Radar-based hail detection. *Atmos. Res.*, 144, 175–185.
- Shi, J., P. Wang, D. Wang y H. Jia, 2019: Radar-Based Automatic Identification and Quantification of Weak Echo Regions for Hail Nowcasting. *Atmosphere*, 10, 325.
- Skripniková, K. y D. Rezáčová, 2019: Comparison of Radar-Based Hail Detection Using Single- and Dual-Polarization. *Remote Sens.*, 11, 1436.
- Smart, J. R. y R. L. Alberty: 1985, The NEXRAD hail algorithm applied to colorado thunderstorms. 14th conference on Severe Local Storms, AMS, 244–247.
- Straka, J.M., D. S. Zrníć, A. V.; Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1341–1372.
- Tabary, P., F. Vulpiani, J. J. Gourley, A. J. Illingworth, R. J. Thompson y O. Bousquet, 2009: Unusually high differential attenuation at C-band: Results from a two-year analysis of the French Trappes polarimetric radar data. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 48, 2037-2053.
- Tabary P. y Coautores, 2010: Hail detection and quantification with C-band polarimetric radars: results from a two-year objective comparison against hail pads in the south of France. In Proceedings of 6th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Sibiu, Romania, 6–10 Sep..
- Tessendorf, S. A., L. J. Miller, K. C. Wiens y S. A. Rutledge, 2005: The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part I: Kinematics and microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4127–4150.
- Trapp, R. J. y Coautores, 2020: Multiple-Platform and Multiple-Doppler Radar Observations of a Supercell Thunderstorm in South America during RELAMPAGO. *Mon. Wea. Rev.*, 148, 3225–3241, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0125.1>.

- Thurai, M., G. J. Huang, V. N. Bringi, W. L. Randeu y M. Schonhuber, 2007: Drop shapes, model comparisons, and ϵ calculations of polarimetric radar parameters in rain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24, 1019–1032.
- Vaccarone, M., R. Bechini, C. V. Chandrasekar, R. Cremonini y C. Cassardo, 2016: An integrated approach to monitoring the calibration stability of operational dual-polarization radars. *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 5367–5383, <https://doi.org/10.5194/amt-9-5367-2016>.
- Vivekanandan, J., D. S. Zrníc, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov y J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 381–388.
- Waldvogel, A., B. Federer y P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1521–1525.
- Waldvogel, A., W. Schmid y B. Federer, 1978a: The kinetic energy of hail falls. part 1: Hailstone spectra. *J. Appl. Meteor.*, 17, 515–520.
- Waldvogel, A., B. Federer, W. Schmid y J. F. Mezeix, 1978b: The kinetic energy of hail falls. part 2: Radar and hailpads. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1680–1693.
- Wang, P., J. Shi, J. Hou y Y. Hu, 2018: The identification of hail storms in the early stage using time series analysis. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123, 929–947.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 467 pp.
- Wilson, J. W. y D. Reum, 1988: The flare echo: Reflectivity and velocity signature. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5, 197–205.
- Witt, A., M. D. Eilts, G. J. Stumpf, J. T. Johnson, E. D. Mitchell y K. W. Thomas, 1998: An enhanced hail detection algorithm for the wsr-88d. *Wea. and Forecasting*, 13, 286–303.
- Witt, A., D. W. Burgess, A. Seimon, J. T. Allen, J. C. Snyder y H. B. Bluestein, 2018: Rapid-scan radar observations of an Oklahoma tornadic hailstorm producing giant hail. *Wea. Forecasting*, 33, 1263–1282, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0003.1>.
- Zrníc, D. S., 1987: Three-body scattering produces precipitation signatures of special diagnostic value. *Radio Sci.*, 22, 76–86.
- Zrníc, D. A. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. Liu, J. Vivekanandan, 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 18, 892–913.
- Zrníc, D. S., G. Zhang, V. Melnikov y J. Andric, 2010: Three-Body Scattering and Hail Size. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49, 687–700, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2300.1>.

Instrucciones para publicar Notas Técnicas

En el SMN existieron y existen una importante cantidad de publicaciones periódicas dedicadas a informar a usuarios distintos aspectos de las actividades del servicio, en general asociados con observaciones o pronósticos meteorológicos.

Existe no obstante abundante material escrito de carácter técnico que no tiene un vehículo de comunicación adecuado ya que no se acomoda a las publicaciones arriba mencionadas ni es apropiado para revistas científicas. Este material, sin embargo, es fundamental para plasmar las actividades y desarrollos de la institución y que esta dé cuenta de su producción técnica. Es importante que las actividades de la institución puedan ser comprendidas con solo acercarse a sus diferentes publicaciones y la longitud de los documentos no debe ser un limitante.

Los interesados en transformar sus trabajos en Notas Técnicas pueden comunicarse con Ramón de Elía (rdelia@smn.gov.ar), Luciano Vidal (lvidal@smn.gov.ar) o Martin Rugna (mrugna@smn.gov.ar) de la Dirección Nacional de Ciencia e Innovación en Productos y Servicios, para obtener la plantilla WORD que sirve de modelo para la escritura de la Nota Técnica. Una vez armado el documento deben enviarlo en formato PDF a los correos antes mencionados. Antes del envío final los autores deben informarse del número de serie que le corresponde a su trabajo e incluirlo en la portada.

La versión digital de la Nota Técnica quedará publicada en el Repositorio Digital del Servicio Meteorológico Nacional. Cualquier consulta o duda al respecto, comunicarse con Melisa Acevedo (macevedo@smn.gov.ar).