

Estructura interna de dos tormentas convectivas observadas sobre camaguey, a partir de datos de radar

Autores: SADIÉL NOVO¹, DANIEL MARTÍNEZ¹, FÉLIX GAMBOA², ROBERTO AROCHE²

¹ Centro de Física Atmosférica, INSMET

² Centro Meteorológico de Camaguey

Resumen

Se analizan datos del radar MRL-5 del Centro Meteorológico de Camaguey, correspondientes a dos sistemas convectivos observados sobre dicha provincia, con el fin de estudiar sus mecanismos de formación y desarrollo. Dichos datos se tomaron durante el experimento EXPONAC-2001 efectuado en Julio del 2001. Para el análisis fueron empleadas imágenes obtenidas con el software VESTA, ver. 4.9.4.1 (Pérez, 2000). Se presentan los perfiles verticales de reflectividad, así como el comportamiento de las principales variables radáricas para cada celda convectiva. Se analizaron las condiciones sinópticas y mesoescales imperantes a partir de datos de las estaciones meteorológicas cercanas y los sondeos disponibles. Se obtuvo la estructura interna de cada tormenta y se asoció a las condiciones de su entorno, destacándose los principales momentos de su evolución. Cada estructura fue comparada con su correspondiente modelo conceptual, obteniéndose notables analogías así como inevitables diferencias debido a las características locales de la región. Los resultados arrojan luz sobre los mecanismos de surgimiento y evolución de las tormentas convectivas sobre Camaguey.

Palabras clave: radar, reflectividad, tormenta

1. Introducción

Es conocido el predominio de precipitación convectiva durante la estación lluviosa en Cuba (Rivero y Medvedev, 1987). Este tipo de precipitación cae desde nubes tipo cúmulo, las cuales frecuentemente alcanzan gran desarrollo y organización dando lugar a sistemas más complejos y severos, como son las multiceldas y superceldas. A pesar de estar bien documentadas las características generales de las nubes convectivas aisladas sobre Cuba (Valdés et al, 1978; Batista et al, 1989a,b), muy poco se ha publicado sobre los sistemas más organizados (por ejemplo: Gamboa 2001, 2003) a pesar de ser fenómenos corrientes en una gran parte del año en nuestro país (Alfonso, 1994).

El estudio de la evolución de las tormentas a partir de datos de radar es de gran importancia para el desarrollo de métodos de pronóstico a muy corto plazo de sus efectos. Además, desde su surgimiento el radar ha jugado un papel fundamental en la aparición de modelos conceptuales que explican las principales propiedades observadas en cualquier sistema productor de mal tiempo. En la actualidad las tormentas convectivas se clasifican, de acuerdo a su estructura, en celdas simples, multiceldas, superceldas o una combinación de éstas (Rogers y Yau, 1989; Houze, 1993).

El ciclo de vida de una celda o tormenta simple fue muy bien determinado durante el Proyecto "Thunderstorm" (Byers y Braham, 1949), consistiendo

en tres etapas definidas de acuerdo a los movimientos verticales existentes en la nube: 1- Etapa inicial o de cúmulo; 2- Etapa madura; y 3- Etapa de disipación. Dicho ciclo puede durar entre 30 y 60 minutos y la tormenta usualmente puede alcanzar tamaños lineales de varios kilómetros. Este modelo conceptual es propio de ambientes con poca o ninguna cizalladura vertical del viento, donde las tormentas son pobremente organizadas producto de la superposición de las corrientes ascendente y descendente, por lo que rara vez presentan algún tipo de severidad. Otra característica de las celdas simples es su poco desplazamiento o, en caso de haberlo, ser en la dirección del viento medio ambiental.

En caso de existir un moderado shear vertical del viento, la tormenta puede alcanzar mayor grado de organización debido al desacoplamiento de sus corrientes ascendente y descendente. Es en este ambiente que se originan las multiceldas, formadas por un patrón de celdas simples en varias etapas de desarrollo que puede alcanzar las decenas de km en tamaño. Este tipo de tormenta ha sido ampliamente documentado, tanto observacionalmente (por ejemplo: Marwitz, 1972b y Peterson, 1984), como teóricamente mediante modelos numéricos (por ejemplo: Fovell y Ogura, 1989 y Lin et al, 1998). Puede durar varias horas e incluso días, moverse rápidamente sobre grandes distancias y presentar gran severidad, sobre todo granizadas y vientos lineales fuertes. Su movimiento final dependerá de la velocidad del viento medioambiental y de las direcciones de propagación

continua y discreta de las celdas, ésta última dada por la dirección del flujo en bajos niveles (Marwitz, 1972 b; Houze, 1993).

Otro tipo básico de tormenta es la supercelda, la cual es menos frecuente y más violenta, pudiendo provocar intensas granizadas y tornados. Su modelo conceptual fue formulado por Browning (1964), al estudiar tormentas locales severas que viajaron en forma unicelular hacia la derecha de los vientos en la troposfera, las cuales se formaron en ambientes de alto valor de cizalladura vertical del viento, moviéndose de manera cuasiestacionaria durante varias horas y alcanzando tamaños semejantes a aquellos de las multiceldas. Browning presentó un esquema detallado de las circulaciones del viento y los hidrometeoros dentro de una supercelda, el cual ha resistido el paso de los años y que consiste fundamentalmente en un par gigante de corrientes ascendente y descendente, donde la corriente ascendente rota. Con su modelo logró explicar muchas de las propiedades observadas por radar hasta ese momento, lo cual fue reafirmado por Marwitz (1972 a, c) con radares convencionales. La llegada del radar Doppler en los años 60, confirmó las tempranas deducciones de que las regiones de movimiento ascendente dentro de tales celdas exhibían también fuerte rotación alrededor de un eje vertical, o sea, vorticidad vertical, ayudando a explicar su tendencia a producir tornados. Se observó que muchas veces estas superceldas se originaban a partir de un proceso de división de la tormenta inicial (Fujita y Grandoso, 1968; Bluestein y Sohl, 1979; Lemon y Doswell, 1979), dando lugar a dos tormentas, una que se movía hacia la derecha del movimiento original del sistema y que presentaba rotación ciclónica de la corriente ascendente, y otra que se movía hacia la izquierda rotando anticiclónicamente.

Los estudios teóricos y de modelación numérica también han aportado valiosa información sobre los mecanismos físicos involucrados en el desarrollo de superceldas. Entre ellos destacan los de Klemp y Wilhelmson (1978 a, b), Rotunno y Klemp (1982, 1985), Weisman y Klemp (1982, 1984). Hoy se conoce que la curvatura de la hodógrafa, o sea, la variación en la dirección del viento con la altura, puede afectar sensiblemente la evolución de la supercelda, produciéndose una división simétrica de la tormenta para perfiles unidireccionales de shear vertical (hodógrafa recta), mientras que una de las dos celdas se favorece para determinada curvatura, siendo la que se mueve a la derecha si la hodógrafa gira horariamente o la que se mueve hacia la izquierda si la hodógrafa gira en contra de las manecillas del reloj.

Durante el mes de julio del 2001 se realizó en Camagüey, Cuba el experimento EXPONAC-2001, en el cual se tomaron mediciones volumétricas de radar durante 17 días en horarios de desarrollo de actividad

convectiva, además de recopilar datos sinópticos, mesoescalares y locales. Las observaciones de radar se realizaron de forma continua, siendo el tiempo de medición entre ellas de entre 5 y 10 minutos. Esto permitió la obtención de un conjunto de datos de radar adecuadamente documentados para el posterior estudio de los mecanismos de formación y desarrollo de la lluvia en esa provincia. En el presente trabajo usamos la información correspondiente a un día de gran desarrollo convectivo para estudiar la estructura y evolución de dos sistemas convectivos que lograron gran organización durante su desarrollo. Para ello se analizó la evolución de las principales variables radáricas para cada tormenta y sus perfiles verticales de reflectividad, teniendo en cuenta las condiciones ambientales y destacando los principales momentos de su desarrollo.

2. Región de estudio y características del radar

El área de estudio (provincia de Camagüey, figura 1) es una llanura con algunas pequeñas ondulaciones que no sobrepasan los 350 m. El radar se ubica hacia el centro de la provincia (señalado por una cruz). También se muestra la subdivisión en municipios y la red de pluviómetros (cuadrados pequeños) del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos donde se registró la lluvia diaria. La circunferencia indica una distancia radial de 70 km desde la posición del radar y abarca prácticamente toda la región de estudio.



Figura 1: Región de estudio, provincia de Camagüey con sus municipios. También se muestra la posición del radar y una circunferencia de 70 km de radio a su alrededor. Los cuadrados pequeños son los pluviómetros donde se registró la lluvia diaria.

3. Condiciones meteorológicas

El mapa sinóptico de superficie (figura 2) evidencia la posición del anticiclón de verano del Atlántico cuya dorsal llegaba hasta las islas Bahamas. Un frente frío se extendía desde el Atlántico hasta la parte Norte de

Algunas características del radar MRL-5 (no coherente) de Camagüey son:

Potencia pico transmitida	510 kW
Ancho del haz	1.5°
Longitud de onda	10.4 cm
Frecuencia de repetición del pulso	500 Hz (pulso corto) y 250 Hz (pulso largo)
Duración del pulso	1 ms
Precisión en la vertical	1°
Cubrimiento en distancia	200 km (pulso corto) y 500 km (pulso largo)

Automatización del proceso de medición y obtención de productos radáricos (Peña et al, 2000)

la Florida y una onda tropical surcaba los mares al Sur de la región oriental de Cuba. La imagen de satélite mostró abundante nubosidad sobre la Florida producto de las bajas presiones que además provocaron una circulación ciclónica sobre gran parte del territorio cubano. Sobre nuestro país predominaron débiles altas presiones con bajo gradiente, lo cual favoreció el fuerte calentamiento terrestre durante la tarde. Los vientos predominantes sobre Camagüey fueron del Sur al Suroeste lo cual, unido al régimen de brisas en la tarde y las altas temperaturas, provocó que la mayor actividad convectiva ocurriera al centro y Norte de dicha provincia.

El sondeo de las 18Z (figura 3) en la estación de Camagüey presentó gran inestabilidad atmosférica, con un alto valor de la energía potencial convectiva

disponible (CAPE = 3350 J/kg). A la derecha se muestran los valores de otros índices termodinámicos como son el índice de ascenso (LI) y el de Showalter (SI). Los valores de CAPE, LI y humedad relativa en superficie (HRsup) para el sondeo de las 12Z (no mostrado) fueron 790.5 J/kg, -3.6°C y 94%, respectivamente. La figura 4 muestra la hodógrafa correspondiente al sondeo. Los vientos ambientales fueron bastante débiles hasta los 9 km. El mayor valor (28.6 m/s) se alcanzó a una altura de 12 km y el mínimo (1.3 m/s) a 6 km. La cizalladura vertical del viento a través de la capa nubosa (2-12 km) fue de $2.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Es de resaltar el aumento brusco de la velocidad del viento por encima de los 8 km, debido a la presencia de una corriente en chorro del Nordeste en alturas cercanas a la tropopausa. En niveles bajos (0-6 km) el viento giró hacia la derecha al aumentar la altura.

Entre 4 y 12 km la hodógrafa fue casi una línea recta.

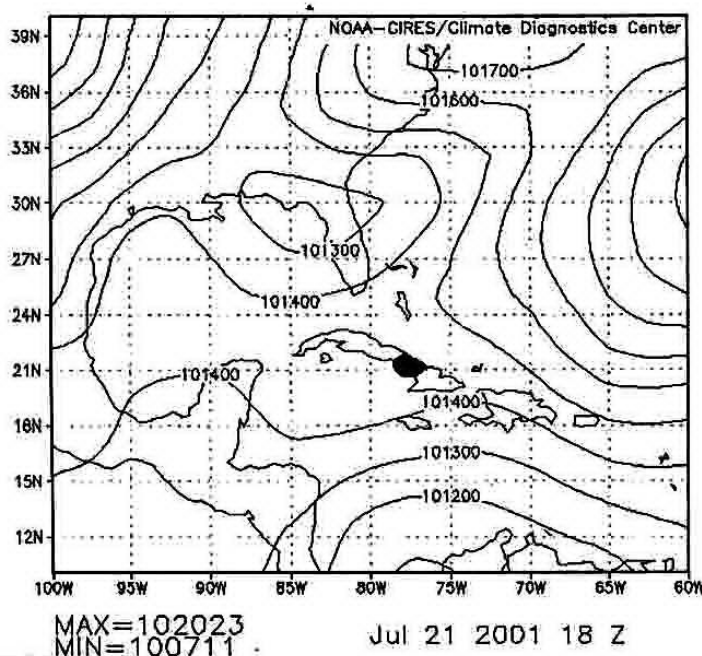


Figura 2: Mapa de superficie del 21 de julio del 2001 a las 18Z (tomado del sitio Internet de la NOAA: <http://www.cdc.noaa.gov/>. Camagüey está sombreada en color gris.

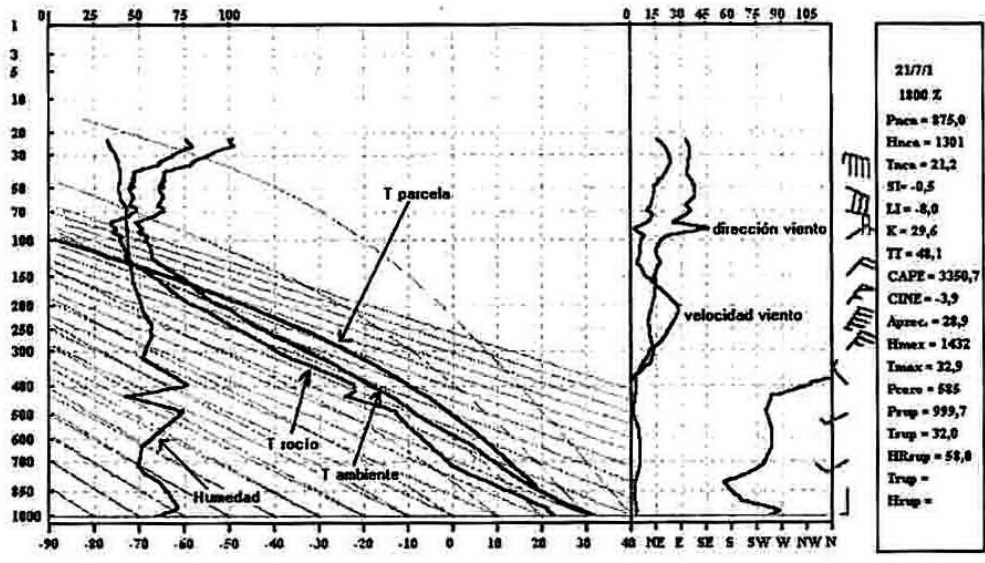
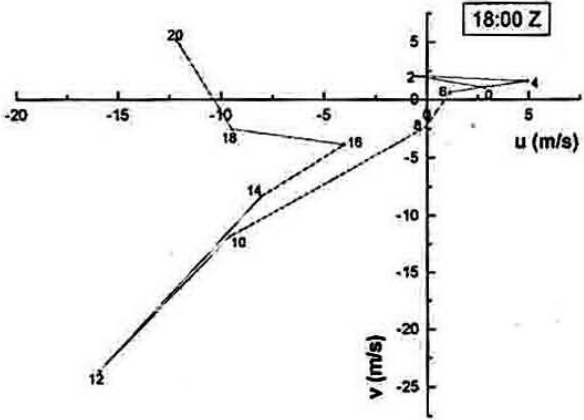


Figura 3: Sondeo de las 18Z en la estación de Camagüey, después de procesado con el software Druida ver. 3.0 (Báez, 2001).



El mapa de convergencia-divergencia sobre Camagüey a las 18Z (figura 5) mostró un núcleo de convergencia sobre la frontera entre los municipios Minas y Sibanicú, al Este de la estación Camagüey (hacia el centro de la provincia), con un eje de máxima convergencia dirigido hacia el Suroeste de la provincia.

Figura 4: Hodógrafa correspondiente al sondeo de las 18Z.

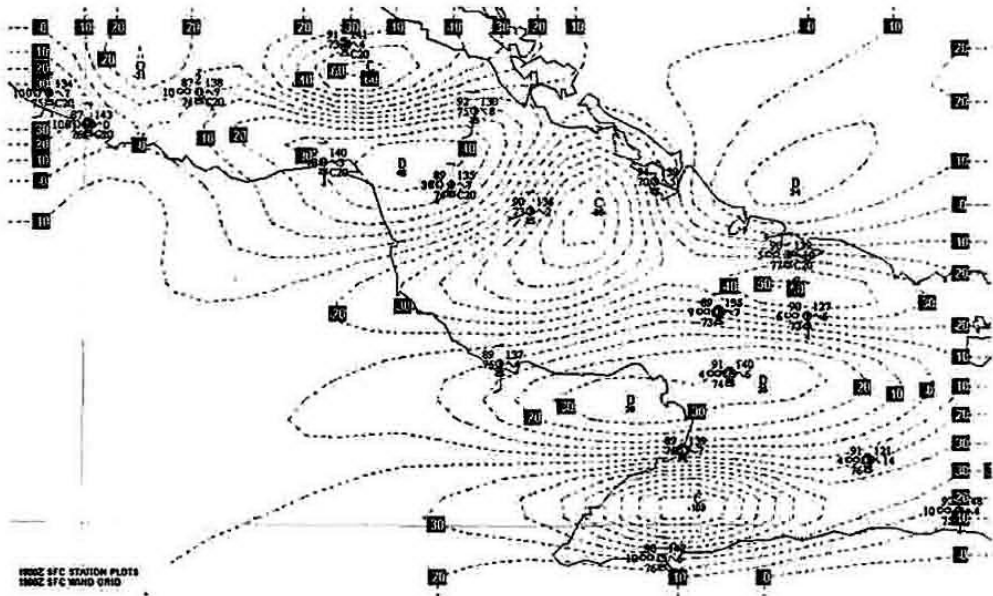


Figura 5: Mapa de convergencia-divergencia sobre Camagüey a las 18Z, obtenido con el software Digital Atmosphere ver. 2.2.3 (Vasquez, 1999).

El mayor acumulado de lluvia (35.5 mm en 24 horas) se obtuvo en la localidad de Redención, municipio Minas. Otros acumulados importantes fueron 21.9 mm en Nuevitas, 18.0 mm en Sola (Sierra de Cubitas) y 13.8 mm en Presa Josefina (Jimaguayú). En Nuevitas fue reportada una granizada entre las 23:00 y las 00:00 Z, además de presentar los valores de temperatura máxima y mínima más sobresalientes de la provincia (34.9 y 19.4°C, respectivamente). La mayor parte de la precipitación registrada este día fue consecuencia de cuatro sistemas convectivos bien definidos. El primero de ellos se formó en las primeras horas de la tarde en la zona Noroeste de la provincia y recorrió en forma de multicelda la costa Norte de Camagüey hasta Nuevitas, el segundo se formó por la unión de varias celdas de tormenta sobre la parte Este de la provincia y provocó el mayor acumulado lluvioso, además de dar paso al surgimiento del tercer sistema, que consistió en una fuerte tormenta que presentó un extenso yunque, se movió al Nordeste atravesando Nuevitas y en su recorrido produjo el segundo mayor acumulado de lluvia, además de una granizada. Por último, una celda simple surgida cerca de la medianoche dio lugar al tercer acumulado significativo del día. En lo sucesivo serán analizados por radar el primero y tercero de estos eventos.

4. Análisis por radar

Se analizaron datos de radar tomados durante el experimento EXPONAC 2001, correspondientes al día 21 de Julio del 2001 en que hubo gran desarrollo nuboso y se formaron varios tipos de sistemas convectivos, algunos de gran complejidad. Este mismo día ha sido objeto de estudio desde el punto de vista de la modelación numérica de nubes (Martínez et al, 2003; Pozo et al, 2003), al cual este trabajo ha servido de apoyo. Para el análisis de los datos fue empleado el software Vesta ver. 4.9.4.1 (Pérez, 2000), elaborado en el Laboratorio de Desarrollo Técnico del Centro Meteorológico de Camagüey.

Para la identificación de ecos de tormenta fue seguida la metodología propuesta por Dixon y Wiener (1993), mejorada por Johnson et al (1998), utilizada por el National Weather Service de los Estados Unidos, y adoptada también por el Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP) del Instituto Nacional de Meteorología (INM) de España (2000).

Se consideró tormenta aquel grupo de pixels en una imagen de radar, unidos por al menos uno de sus lados, que poseen reflectividad (Z) mayor que 30 dBZ y forman un área mayor que 20 km². El proceso de identificación para cada imagen bidimensional se realizó en coordenadas cartesianas de la siguiente forma:

a-) Identificar secuencias contiguas de puntos (segmentos) en una de las direcciones principales, (que se considera el eje x) con $Z > 30$ dBZ, buscando las zonas con $Z > 60, 55, 50, 45, 40, 35$ y 30 dBZ, siguiendo este orden de prioridad.

b-) Agrupar los segmentos que son adyacentes en la dirección del eje y .

Para obtener la estructura tridimensional de la tormenta se procedió a agrupar las áreas de tormenta adyacentes de cada nivel en la vertical.

En el caso de querer identificar los primeros ecos de una tormenta o sus tope máximos, se introdujeron otros dos umbrales de Z : 10 y 20 dBZ.

Para cada tormenta se calculó la diferencia de altura entre el nivel de 45 dBZ (H_{45}) y el nivel de fusión (H_0), como un estimador de la probabilidad de encontrar granizo de cualquier tamaño en tierra (Mather y Treddenick, 1976; Waldvogel et al, 1979). La curva de probabilidad de obtener granizo en tierra contra $H_{45}-H_0$ se muestra en la figura 6.

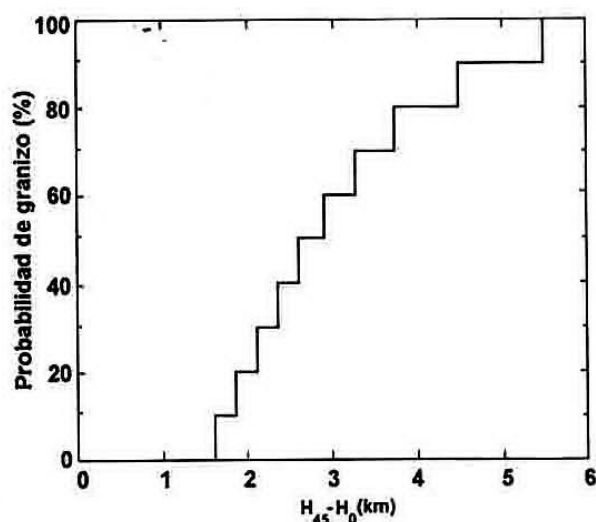


Figura 6: Probabilidad de obtener granizo en tierra en función de $H_{45}-H_0$ (tomada de Witt et al, 1998).

En conjunto, los datos de radar empleados en el análisis de tormentas consistieron en valores de reflectividad máxima (ZM), altura de ZM (H_{ZM}) y tope máximo (TM) para cada instante de medición durante el tiempo de vida de los sistemas analizados. Además, se halló el valor de ZM para cada capa de 1 km de espesor en la extensión vertical de cada tormenta estudiada.

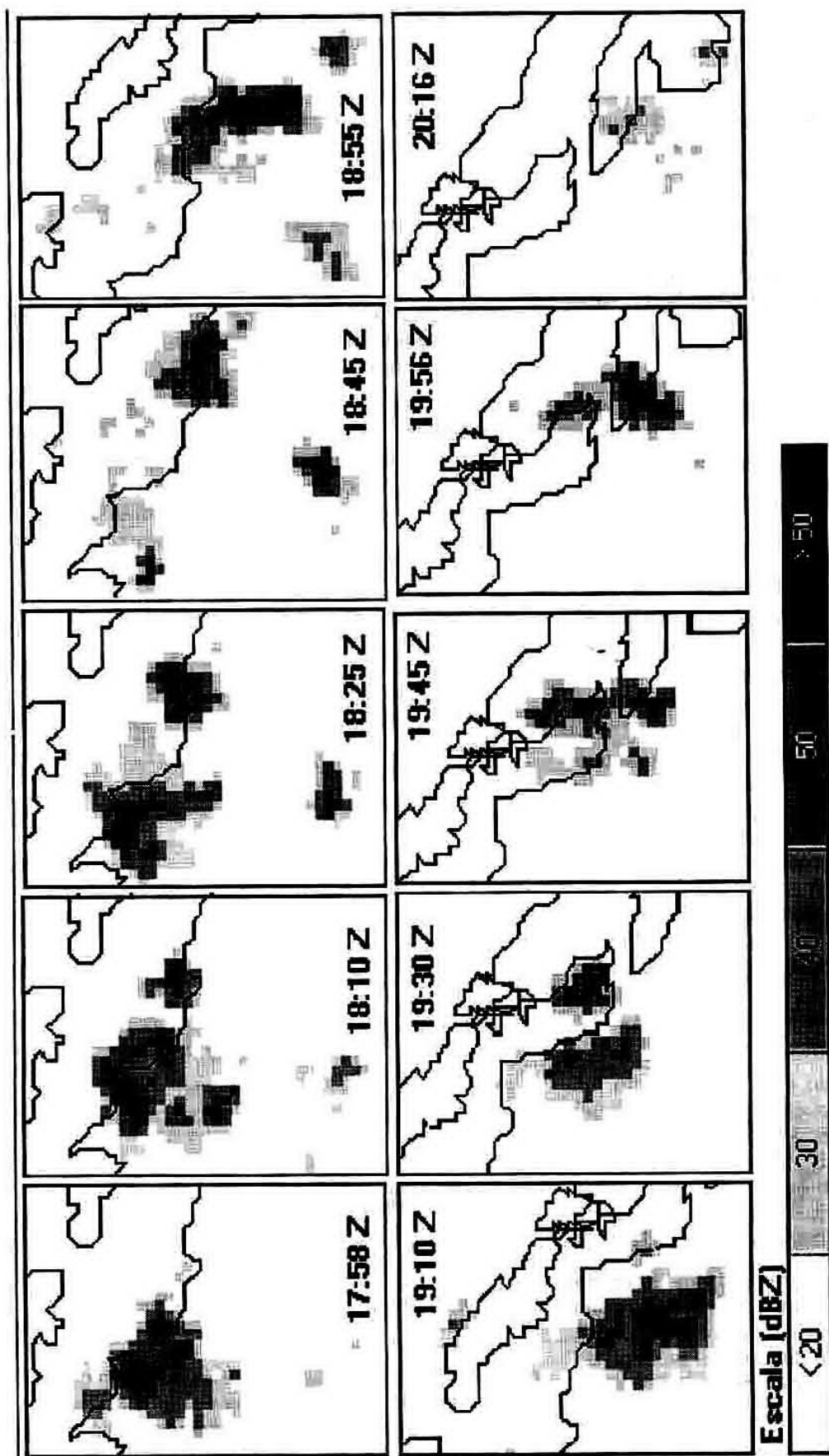


Figura 7: Evolución de la multicelda a la altura de 3 km. Cada pixel representa 1.2 km.

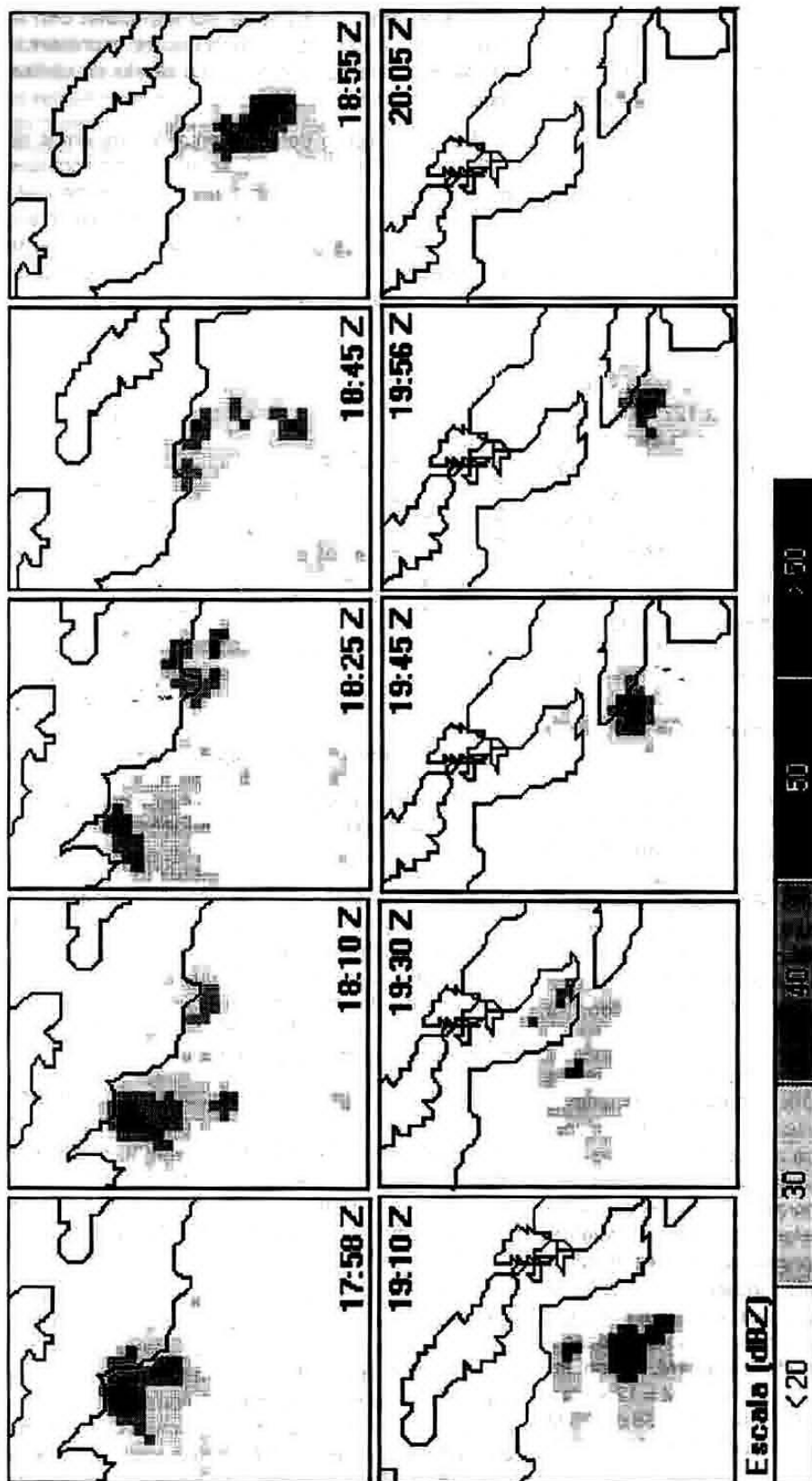


Figura 8: Evolución de la multicelda a la altura de 9 km. Cada pixel representa 1.2 km.

a. Primer sistema

En la primera observación de radar del día (17:58 Z) existía un núcleo de fuerte reflectividad sobre la parte Este del municipio Esmeralda. Al pasar el tiempo, este sistema se desplazó hacia el Sursudeste bordeando la costa Norte de Camagüey, pasando en su camino por los municipios Sierra de Cubitas, Minas y Nuevitas, donde se disipó completamente. La figura 7 muestra la evolución temporal de la multicelda a partir de los mapas de altura constante CAPPI (siglas de Constant Altitude Plan Position Indicator) correspondientes al nivel de 3 km. El recorrido medio de la tormenta fue en la dirección 157° a 7.2 m/s. Teniendo en cuenta del sondeo que el viento medio en la capa 0-14 km sopló hacia los 127° a 9.1 m/s, entonces el sistema se dirigió hacia la derecha del viento medio en su entorno a una velocidad algo menor. Además del movimiento de traslación continuo de la tormenta, hubo propagación discreta de nuevas celdas hacia el Sur (figura 7, 18:55 y 19:45 Z), lo cual contribuyó al desvío total de 30° respecto a la dirección del viento medio. Algo similar fue observado por Marwitz (1972 b) para una multicelda. El viento medio en la capa subnubosa (0-2 km, y hasta los 5 km) estuvo dirigido hacia los 45° con una fuerza de 3.7 m/s, algo menor que el promedio de 4 m/s reportado por Marwitz (1972 b) para el desarrollo de multiceldas en Alberta, Canadá.

La figura 8 muestra la evolución temporal de la multicelda a partir de los CAPPIs a 9 km. También aquí se distingue muy bien el mecanismo de propagación hacia delante y a la derecha. Resalta el alto valor de reflectividad (53 dBZ) medido a las 19:45 Z a esta considerable altura, lo cual es un indicador potencial de severidad. Cinco minutos más tarde esta celda alcanzó su tope máximo (14.4 km), siendo la última y una de las dos más fuertes en toda la evolución del sistema.

La figura 9 muestra el comportamiento de las principales variables radáricas para las dos últimas celdas del sistema. Fue necesario tratarlas en conjunto por estar embebidas entre sí. Como se ve, las tres curvas presentan dos máximos bien definidos con aproximadamente media hora de diferencia entre ellos. Esto indica la presencia de las dos celdas de tormenta. Las curvas de ZM y HZM presentan un tercer máximo muy cercano al segundo, indicando la posible presencia de una tercera celda. La segunda celda formada presentó mayor desarrollo, como se evidencia en sus mayores valores de ZM, HZM y TM. La primera celda tuvo máximos en ZM = 54 dBZ, TM = 12.4 km y HZM = 6.8 km. La segunda alcanzó ZM = 58 dBZ, TM = 14.4 km y HZM = 7.7 km, en correspondencia con su gran fortaleza.

Los valores de HZM se corresponden con la afirmación de Sauvageot (1992) sobre la presencia de los máximos de reflectividad a alturas de niveles medios y altos en la nube.

Nótese el ligero defasaje entre los máximos de HZM y los de TM, indicando la acumulación de grandes hidrometeoros a elevadas alturas en la nube justo antes de alcanzar el tope máximo, posiblemente a consecuencia del debilitamiento de la corriente ascendente momentos antes de que se alcance el mayor desarrollo vertical.

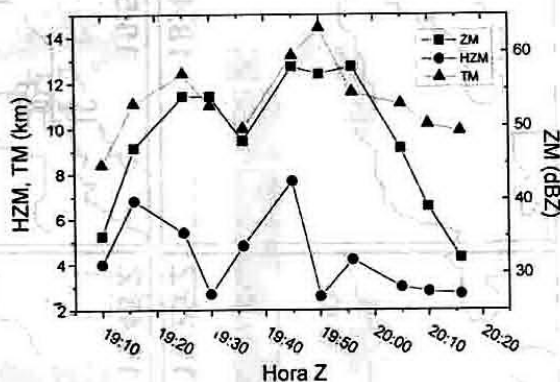


Figura 9: Evolución de ZM, HZM y TM para las dos últimas celdas del primer sistema.

Aquí ZM = Reflectividad máxima en la columna; HZM = Altura de ZM; TM = Tope máximo

Esta acumulación de grandes hidrometeoros en niveles altos ha sido explicada (Marshall, 1953) a partir de la disminución de velocidad vertical asociada con la divergencia horizontal del aire en niveles medios y altos de celdas convectivas, lo cual podría resultar en la formación de una zona de acumulación de agua líquida que pudiera favorecer el crecimiento de grandes elementos de precipitación.

Waldvogel et al (1987) realizaron mediciones en el interior de tormentas severas y confirmaron la existencia de tal zona de acumulación de grandes hidrometeoros asociada a la corriente ascendente. No obstante, observaron una alta concentración de partículas de hielo en ese nivel mientras que las gotas sobrenfriadas fueron prácticamente inexistentes.

La figura 10 muestra los perfiles verticales de reflectividad máxima obtenidos a partir de los CAPPIs cada 1 km para los instantes de mayor desarrollo (mayor TM) de ambas celdas. Ambas curvas presentan dos máximos en ZM correspondientes a dos regiones diferentes en la estructura de cada una de las celdas. A las 19:25Z el máximo absoluto de la curva (54 dBZ) estuvo a mayor altura (6 km, realmente

5.6 km no definido debido al ancho del CAPPI, entre 5.5-6.5 km) que el máximo secundario (53 dBZ a 3 km), indicando una prevalencia ligeramente mayor en la reflexión desde los cristales de hielo acumulados en niveles medios respecto a las gotas de lluvia en niveles bajos. A las 19:50Z ocurre lo contrario y el

máximo absoluto de la curva (57 dBZ) estuvo a menor altura (3 km) que el máximo secundario (54 dBZ, 7 km), indicando la mayor contribución de la fuerte precipitación a la reflectividad.

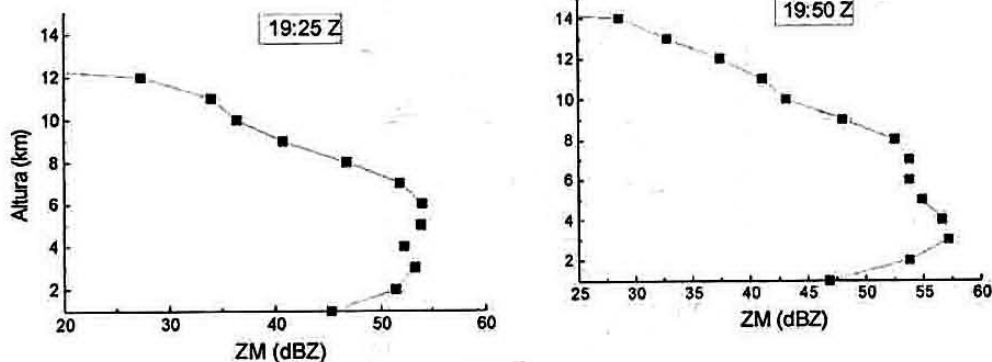
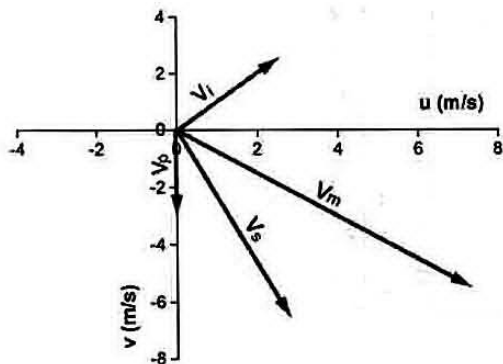


Figura 10: Perfiles verticales de ZM en los instantes 19:25 y 19:50Z.

De los datos de perfiles verticales de ZM, pudo hallarse la altura máxima alcanzada por el nivel de 45 dBZ (H_{45}). En la primera celda formada $H_{45} = 8.0$ km y en la segunda $H_{45} = 9.5$ km. Teniendo en cuenta la altura del nivel de congelación de 4.6 km obtenida a partir del sondeo de las 18Z en Camagüey (figura 3), tenemos que la probabilidad de encontrar granizo en tierra (figura 6) fue muy superior en la segunda celda (90%) respecto a la primera (60%), correspondiéndose con la diferencia de intensidades entre ellas y dando una explicación adicional para la alta reflectividad en niveles bajos. Desafortunadamente, el área de tormenta no coincidió con ninguna de las estaciones meteorológicas de la red, de modo que no se cuenta con observaciones de superficie ni registros pluviográficos.

Hasta aquí el análisis por radar del primer sistema, formado por una multicelda que se desplazó rápidamente por la costa Norte de Camagüey. La figura 11 muestra el diagrama vectorial de su movimiento respecto a los vientos en su entorno.



Como se vio anteriormente, la tormenta (V_s) se movió a la derecha del viento medio (V_m), mientras la propagación (V_p) discreta de nuevas celdas se produjo hacia el Sur, lo cual se corresponde con la dirección del flujo de entrada (V_i) en niveles bajos del Suroeste. Este esquema es análogo al reportado por Marwitz (1972 b) como uno de los tipos de multicelda, descrito además por Houze (1993).

b. Segundo sistema

El segundo sistema consistió en una tormenta formada a partir de la división en dos de un sistema mayor. Se movió durante más de una hora conservando una morfología aparentemente unicelular, pasando en su recorrido sobre la localidad de Nuevitas, donde produjo el segundo mayor acumulado lluvioso del día (21.9 mm), además de una granizada. Las figuras 12 y 13 muestran su evolución a partir de los CAPPIs a 3 y 9 km, respectivamente. Se ha tomado como umbral mínimo de reflectividad el valor de 10 dBZ para mostrar el largo yunque (y la precipitación estratiforme asociada a él) del sistema, orientado en la dirección del viento en niveles altos (hacia el Suroeste), el cual llegó a sobrepasar los 110 km de extensión a las 00:00 Z del día 22. Dicho yunque indica fuerte flujo de salida por la parte superior de la nube, propio de tormentas intensas y de gran duración.

Figura 11: Movimiento de la tormenta respecto a los vientos en su entorno.

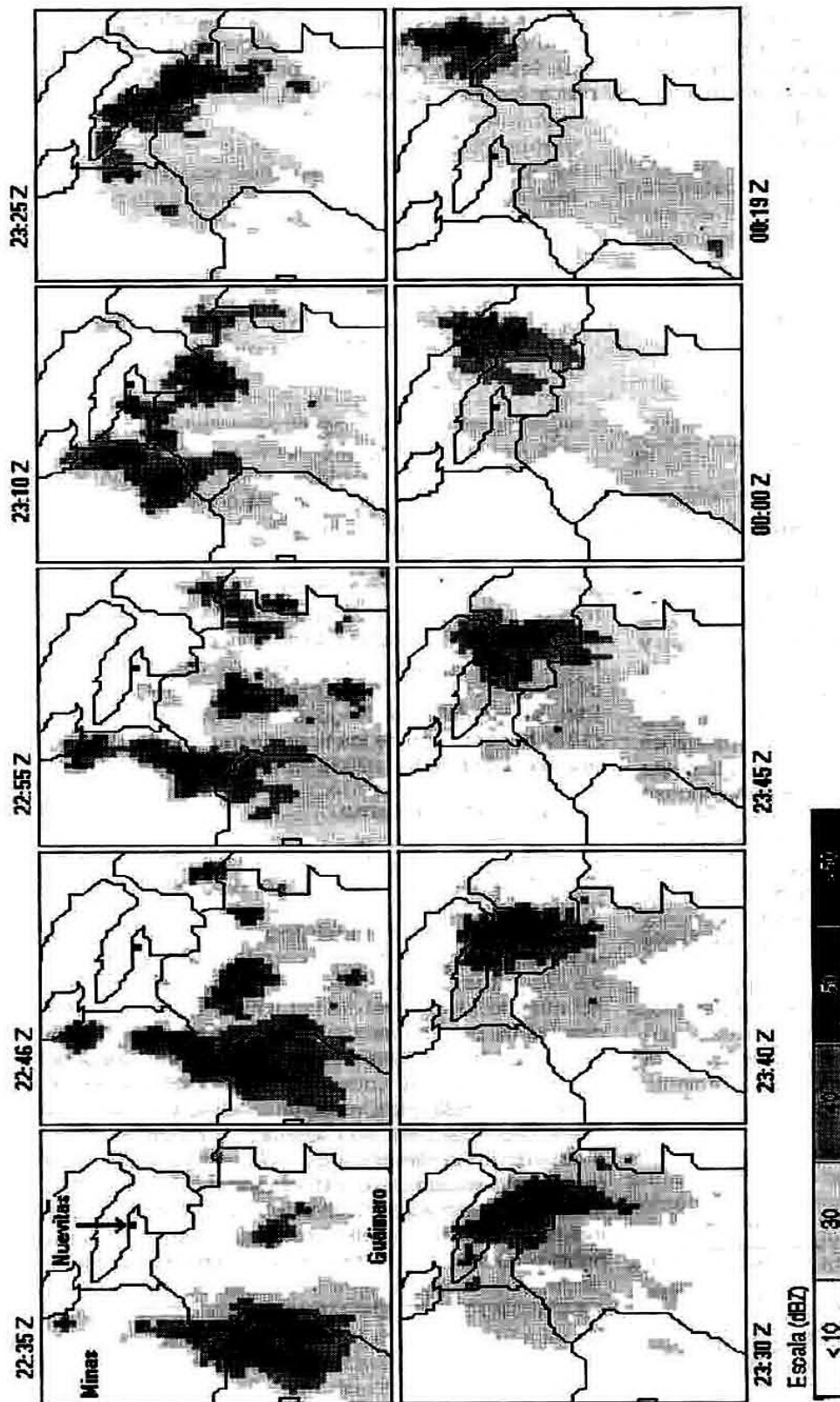


Figura 12: Evolución del tercer sistema según el CAPPI a 3 km.

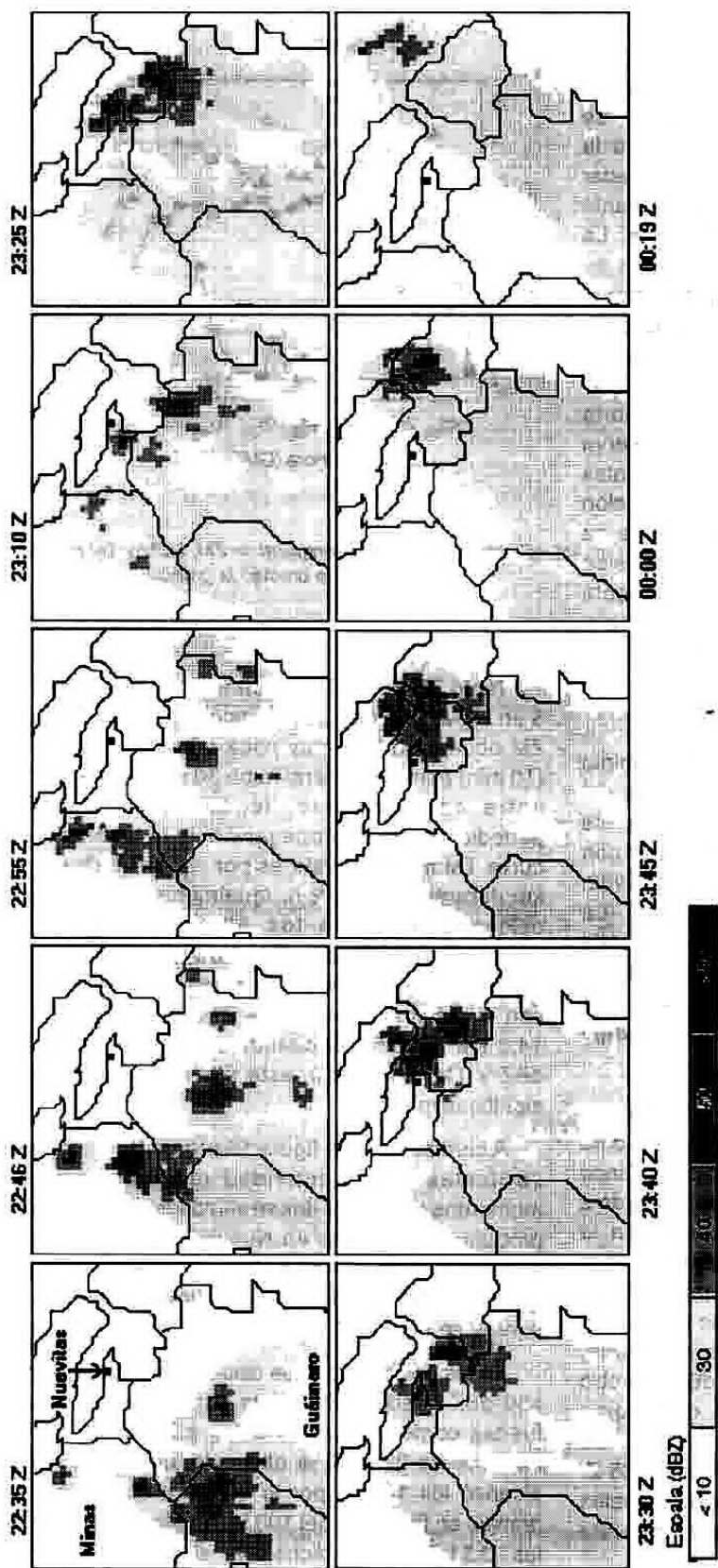


Figura 13: Evolución del tercer sistema según el CAPPI a 9 km.

A las 22:35 Z el sistema mayor todavía presentaba gran intensidad con ecos de ZM > 40 dBZ en niveles altos (figura 13). Aparece señalada con una flecha la estación meteorológica de Nuevitás, que fue el lugar donde se reportó la granizada. En la siguiente observación de radar (22:46 Z) dicho sistema se ha debilitado mediante su fraccionamiento en dos celdas mayores. La celda de la derecha prevalece, como se ve en instantes posteriores, debilitándose gradualmente la celda que se mueve hacia la izquierda para desaparecer casi por completo a las 23:30 Z, justo cuando la nueva celda pasa sobre Nuevitás. También se observan otras celdas al Este y Norte de las dos principales. A las 22:46Z se observa una configuración de arco entre todas las tormentas presentes, con su parte cóncava en la dirección de movimiento de todo el sistema, donde se ha formado un nuevo eco que luego se unirá a la celda principal de la derecha, formando una tormenta unicelular que se desplazará entre el Este y Estenordeste. Tomaremos por conveniencia este nuevo eco como primer momento para el seguimiento del segundo sistema.

La división en dos tormentas y el predominio de la celda que se desplaza hacia la derecha del sistema en conjunto es una característica de las superceldas que se mueven en ambientes con hodógrafa de giro horario (Weisman y Klemp, 1982; 1984), como la mostrada en la figura 4. La simulación de esta misma tormenta fue realizada por Martínez et al (2003), reproduciendo adecuadamente el desplazamiento real y la evolución general del sistema, así como el rango de valores de reflectividad.

A las 23:25 Z está ocurriendo fuerte precipitación sobre la estación de Nuevitás, como indica el núcleo de 51 dBZ a 3 km de altura. Cinco minutos después este núcleo se ha intensificado a 55 dBZ con uno de 58 dBZ adyacente. En la próxima observación de radar (23:40 Z) el eco que produjo la granizada alcanza su máximo absoluto en ZM (59 dBZ), pero ya su zona más intensa se ha alejado bastante del punto de la granizada, quedando sobre ella un núcleo de 41 dBZ con otro de 45 dBZ en niveles bajos. Esto deja como momento más probable para la granizada de Nuevitás el horario entre las 23:20 y las 23:35 Z. La figura 14 muestra el gráfico de las principales variables radáricas en función del tiempo para esta tormenta.

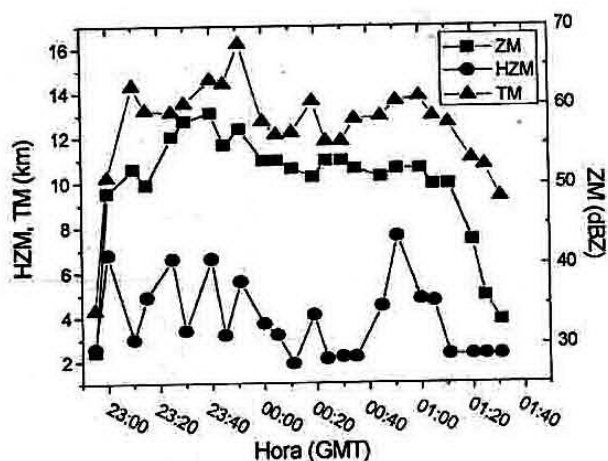


Figura 14: Evolución temporal de ZM, HZM y TM para la tormenta que produjo la granizada.

Tanto ZM como TM presentaron 5 máximos por 6 en HZM. Dos de los máximos contiguos de TM y ZM ocurrieron con muy poca diferencia temporal (10 min) pero en general hubo 30 min de diferencia entre cada máximo, lo cual indica cierta periodicidad en la propagación de la tormenta. La curva TM mantuvo valores por encima de los 11.8 km durante más de 2 h. Igualmente, la curva ZM permaneció sobre los 50 dBZ. Estas dos características indican severidad. Los momentos de mayor desarrollo de la tormenta son 23:40 Z, con el máximo absoluto de ZM (59 dBZ) y TM = 14.6 km, y 23:51 Z, cuando se alcanza ZM = 57 dBZ y TM = 16.2 km, este último valor bastante significativo.

A continuación la figura 15 presenta los perfiles verticales de reflectividad máxima para los momentos de mayor desarrollo de la tormenta que produjo la granizada en Nuevitás. Las alturas de los máximos absolutos de ZM se corresponden en cada instante con los de la figura 14. En ambas curvas se destacan dos máximos bien definidos.

En los dos instantes se distinguen valores de ZM >50 dBZ desde 8 km hasta superficie, indicando fuertes corrientes ascendentes e intensidades de lluvia. A las 23:40 Z la altura del nivel de 45 dBZ alcanzó los 11 km, por lo que la probabilidad de granizo en tierra fue del 100 %. Igualmente ocurrió a las 23:51 Z, cuando dicho nivel alcanzó los 13 km.

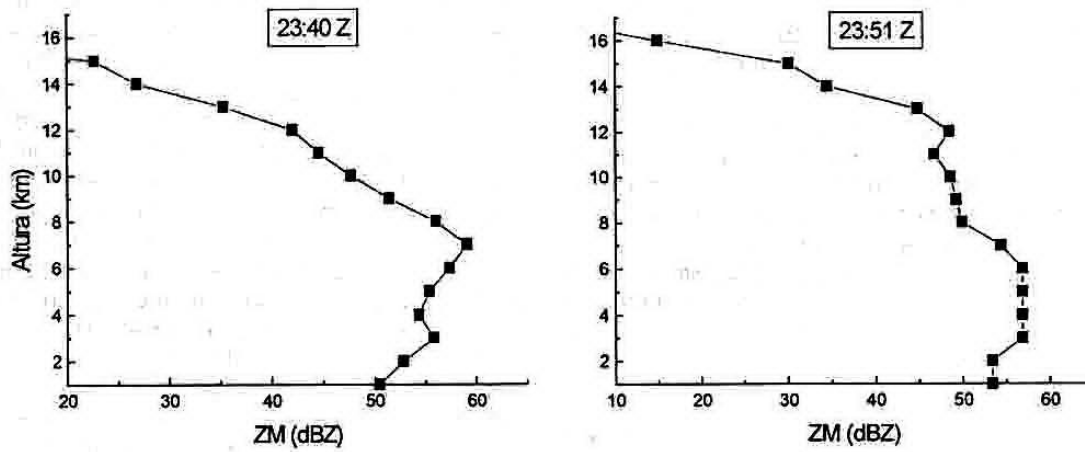


Figura 15: Perfiles verticales de ZM para los instantes 23:40 y 23:51 Z.

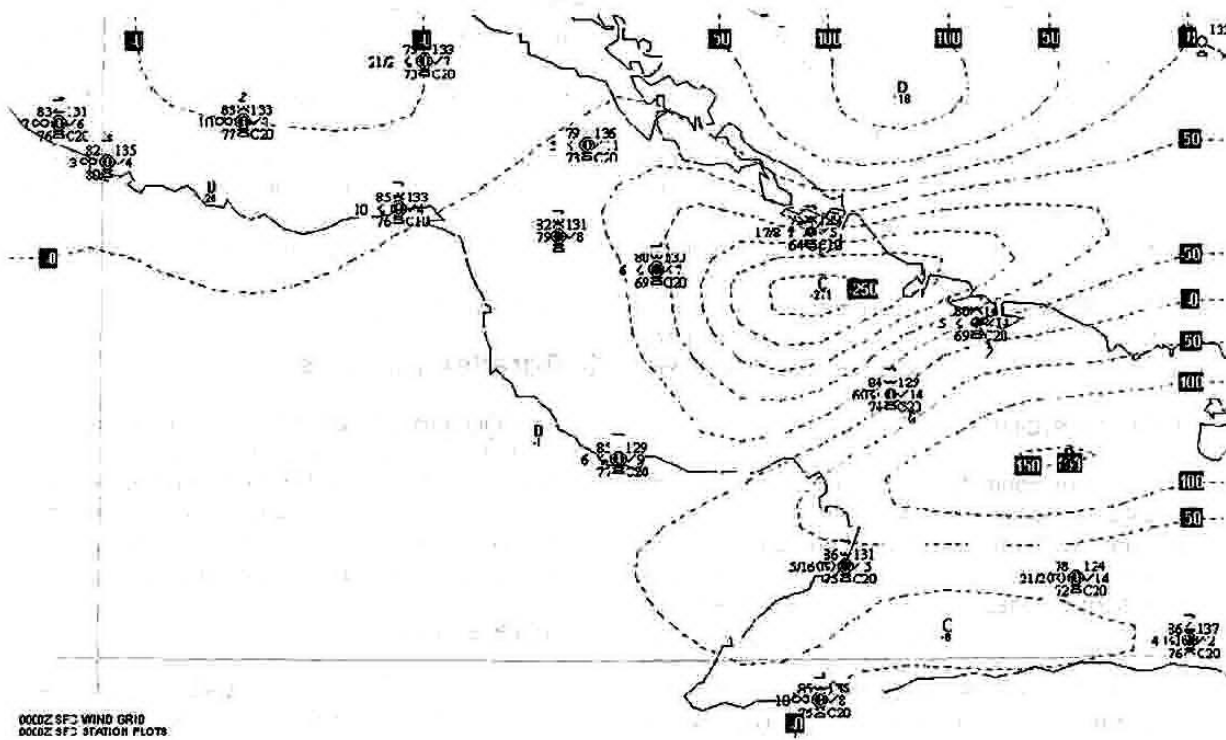


Figura 16: Mapa de convergencia – divergencia a las 00Z del día 22 de julio del 2001.

La figura 16 muestra el mapa de convergencia - divergencia a las 00Z del día 22 de julio del 2001. Como se ve, el máximo de convergencia se ha trasladado hacia el Este y se ha fortalecido respecto a las 18Z (ver figura 5). Esto ha debido influir notablemente en el desarrollo del segundo sistema. Además se ha formado un eje de máxima convergencia dirigido entre Este y Estenordeste, coincidiendo muy bien con la ruta seguida por la tormenta (figuras 12 y 13), la cual se debilitó a medida que se fue alejando del máximo de convergencia posiblemente arrastrada por la componente del viento medio en esa dirección.

Hasta aquí el análisis del segundo sistema, formado a partir de la división de un sistema mayor en dos tormentas que se dirigieron hacia ambos lados del conjunto original. De ellas la que se movió hacia la derecha prevaleció durante más de dos horas, mientras la que se movió a la izquierda se debilitó rápidamente. Aunque no se detectaron señales inequívocas de supercelda, su comportamiento mostró bastante analogía con dicha estructura, lo cual fue apoyado por la simulación numérica de la tormenta (Martínez et al, 2003). Solo existió fuerte cizalladura del viento en la capa 8-14 km, y la energía potencial convectiva disponible (CAPE) fue mayor que 3000 J/kg, según el sondeo de las 18 Z. Además, no se registraron los altos valores de precipitación propios de las superceldas comunes y la humedad relativa entre 2 y 5 km fue menor que 60% (y por debajo de 75 % en toda la capa nubosa), pudiendo haber sido una supercelda del tipo menos común de baja precipitación (Moller et al, 1994; Rasmussen y Straka, 1998). No obstante, la cizalladura vertical del viento por debajo de los 8 km fue pequeña respecto a los valores reportados por estos mismos autores para superceldas de baja precipitación en Estados Unidos.

5. Conclusiones

1. En las condiciones de bajo gradiente y alta inestabilidad que caracterizaron el día 21 de julio del 2001 sobre Camagüey, pueden coexistir diferentes tipos de sistemas convectivos, que influyen a su vez sobre las condiciones de mesoescala. Inicialmente se forman tormentas unicelulares en zonas de convergencia mesoescalar propiciadas por la brisa marina, cuya localización depende de la dirección y magnitud del viento predominante en bajos niveles. Estas tormentas van modificando el ambiente circundante y dan lugar a la aparición de nuevas celdas, adquiriendo características multicelulares.

2. A medida que avanza la tarde, se crean zonas de convergencia hacia el interior de la provincia, donde se desarrollan nuevas multiceldas, con características cada vez más intensas, en cuanto a

sus toques, reflectividad máxima y tiempo de vida, existiendo varias tormentas de forma simultánea en la misma región. El proceso de fusión de tormentas vecinas, conocido como 'merging', juega un papel fundamental en el desarrollo convectivo, pudiendo propiciar el cambio cualitativo del desarrollo en forma de multiceldas hacia la formación de superceldas, con el esquema de movimiento preferencial hacia la derecha del viento medio, característico de las mismas, lo que se evidenció en el caso de la tormenta de Nuevitas, que puede clasificarse como una supercelda del tipo de poca precipitación. Esta conclusión fue posible mediante el uso complementario de la modelación numérica. Otro aspecto importante relacionado con el aumento en organización de las tormentas fue el perfil vertical del viento (hodógrafa), el cual varió uniformemente con la altura en sentido horario, con direcciones del Sur al Suroeste en niveles bajos y del Nordeste en niveles altos, donde fue mayor la cizalladura vertical.

3. El uso del sistema Vesta, complementado con procesamiento manual, permite el seguimiento de los sistemas nubosos con fines de investigación, si bien es necesaria la incorporación de algoritmos de postprocesamiento de las señales para propiciar el análisis de grandes volúmenes de información que permitan el estudio de los diferentes tipos de tormentas que se desarrollan sobre Cuba. Una seria limitación es el carácter no coherente del radar, que excluye la posibilidad de medir el campo de viento dentro de la nube, lo que limita seriamente su aplicación para investigaciones de la evolución de los sistemas de mesoescala, ya que actualmente éstos se definen a partir de criterios tanto de reflectividad como de campo interno de viento.

6. Agradecimientos

Agradecemos a la Lic. María Garcés del Centro Nacional del Clima por su ayuda en la obtención de los datos pluviométricos. También a la dirección del Centro de Pronósticos del Instituto de Meteorología por proveernos con el software Digital Atmosphere y los mensajes sinópticos de su base de datos.

7. Referencias

- Alfonso A.P., 1994. Climatología de las tormentas locales severas de Cuba. Cronología. Ed. Academia, Cuba. 168 p.
- Báez R., 2001. Druida, versión 3.0. Centro de Física Atmosférica. Instituto de Meteorología, Cuba.
- Batista L. et al, 1989a. Resultado de la evaluación de los recursos nubosos para la regulación de la lluvia en el polígono meteorológico de Camagüey. Traducido

de: Tropicheskaya Meteorologia. Trudy IV Mezhdunorodnovo Simposiuma. L. Gidrometeoizdat. 330-336 pp.

- Batista L. et al, 1989b. Características de radar de las nubes convectivas y de las precipitaciones en la región del polígono de Camagüey en Cuba. Traducido de: Tropicheskaya Meteorologia. Trudy IV Mezhdunorodnovo Simposiuma. L. Gidrometeoizdat.

- Bluestein, H.B. y C.J. Sohl, 1979. Some observations of a splitting severe thunderstorm. *Mon. Wea. Rev.* 107, 861-873 pp.

- Browning K.A., 1964. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atm. Sci.* 21, 634-639 pp.

- Byers H.R. y R.R. Braham, 1949. The thunderstorm. U.S. Department of Commerce, Washington D.C., 287 p.

- Dixon M. y G. Wiener, 1993. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting -A radar-based methodology. *J. Atm. Ocean. Tech.* 10, #6, 785-797 pp.

- Fovell R.G. y Y. Ogura, 1989. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J. Atm. Sci.* 46, #20, 3144-3176 pp.

- Fujita Th. y H. Grandoso, 1968. Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical model experiments. *J. Atm. Sci.* 25, 416-439 pp.

- Gamboa F. et al, 2001: Una granizada poco común ocurrida en Las Tunas, Cuba. Memorias del IX Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. Biblioteca Nacional de Buenos Aires, Argentina. Sesión: 8.C.1 N° 29.

- Gamboa F. et al, 2003. Proyecto de Investigación # 49204304. Instituto de Meteorología, Cuba.

- Houze R.A., 1993. Cloud dynamics. Academic Press Inc. 573 p.

- Johnson J.T. et al, 1998. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. *Wea. For.* 13, 263-276 pp.

- Klemp J.B. y R.B. Wilhelmson, 1978a. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atm. Sci.* 35, 1070-1096 pp.

- Klemp J.B. y R.B. Wilhelmson, 1978b. Simulations of right- and left- moving storms produced through storm splitting. *J. Atm. Sci.* 35, 1097-1110 pp.

- Lemon L.R. y Ch. A. Doswell, 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 107, 1184-1197 pp.

- Lin Y.L. et al, 1998. Mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a 2-D multicell storm. *J. Atm. Sci.* 55, 1867-1886 pp.

- Marshall J.S., 1953. Precipitation trajectories and patterns. *J. Met.* 10, 25-29 pp.

- Martínez D. et al, 2003. Modelación numérica tridimensional de un sistema convectivo del 21 de julio del 2001 sobre Camagüey y comparación con datos de radar. Memorias del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, 3-7 marzo, C. Habana, Cuba.

- Marwitz J.D., 1972 a. The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J. Appl. Met.* 11, 166-179 pp.

- Marwitz J.D., 1972 b. The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *J. Appl. Met.* 11, 180-188 pp.

- Marwitz J.D., 1972 c. The structure and motion of severe hailstorms. Part III: Severely sheared storms. *J. Appl. Met.* 11, 189-201 pp.

- Mather G.K. y D. Treddenick, 1976. An observed relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. *J. Appl. Met.* 15, 1336-1340 pp.

- Moller A.R. et al, 1994. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. *Wea. For.* 9, 327-347 pp.

- Peña A. et al, 2000. Modernization of the Cuban weather radar network. *Phys. Chem. Earth (B)* 25, #10-12, 1169-1171 pp.

- Pérez M., 2000. Vesta, versión 4.9.4.1. Laboratorio de Desarrollo Técnico. Centro Meteorológico de Camagüey, Cuba.

- Peterson R.E., 1984. A triple-Doppler radar analysis of a discretely propagating multicell convective storm. *J. Atm. Sci.* 41, #20, 2973-2990 pp.

- Pozo D.R. et al, 2003. Implementación de los datos de entrada del modelo ARPS a partir de la salida del modelo MM5. Memorias del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, 3-7 marzo, C. Habana, Cuba.

- Rasmussen E.N. y J.M. Straka, 1998. Variations in supercell morphology. Part I: Observations of the role of upper-level storm-relative flow. *Mon. Wea. Rev.* 126, 2406-2421 pp.

- Rivero R. y Medvedev G.A., 1987. Peculiaridades del régimen aerológico atmosférico durante el experimento KETO-82. (En ruso, traducción al español en el CFA del INSMET). Tropicheskaya Meteorologia. Trudy II Mezhdunorodnovo Simpoziuma, 135-141 pp.

- Rogers R.R. y M.K. Yau, 1989. A short course in cloud physics. Tercera edición. Pergamon Press. 291 p.

- Rotunno R. y J.B. Klemp, 1982. The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.* 110, 136-151 pp.

- Rotunno R. y J.B. Klemp, 1985. On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms. *J. Atm. Sci.* 42, 271-292.

- Sauvageot H., 1992. Radar meteorology. Artech House Inc. 366 p.

- STAP, 2000. Notas técnicas del STAP. Area de predicción y aplicaciones. Servicio de técnicas y análisis de predicción. Instituto Nacional de Meteorología, España. (en formato CD).

- Valdés M. et al, 1978. Estudio de los radioecos de nubes cúmulos tropicales. Informe Científico-Técnico #51. Instituto de Meteorología. Academia de Ciencias de Cuba.

- Vasquez T., 1999. Digital Atmosphere, versión 2.3.3. Weather Graphics Technologies, Garland Texas, Estados Unidos.

- Waldvogel A. et al, 1979. Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Met.* 18, 1521-1525 pp.

- Waldvogel et al, 1987. Characteristics of radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms. *J. Clim. App. Met.* 26, 861-877 pp.

- Weisman M.L. y J.B. Klemp, 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.* 110, 504-520 pp.

- Weisman M.L. y J.B. Klemp, 1984. The structure and evolution of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.* 112, 2479-2498 pp.

- Witt A. et al, 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea. For.* 13, 286-303 pp.

Abstract

MRL-5 radar data from the Meteorological Center of Camagüey, corresponding to two convective systems observed over this province, are analyzed with the purpose of studying the mechanisms of storm origin and development. These data were taken during the experiment EXPONAC-2001, carried out on July 2001. For the analysis, images obtained with the software Vesta ver. 4.9.4.1 (Pérez, 2000) were used. Vertical profiles of reflectivity and the evolution of the main radar variables are shown for each convective cell. The synoptic and mesoscale conditions are analyzed from data of the nearest meteorological stations and the available soundings. The inner structure of each storm was obtained and related to the environmental conditions, stressing on the main instants of its evolution. Each structure was compared with its corresponding conceptual model, obtaining remarkable analogies besides inevitable differences due to the local characteristics of the region. The results give insight into the mechanisms involved in the origin and evolution of convective storms over Camagüey.

Key words: radar, reflectivity, storm