

# Estudio de la influencia de la cizalladura vertical del viento en los altos niveles en la formación y desarrollo de una tormenta ocurrida el día 21 de julio de 2001 en Nuevitas, Camagüey.

Autores: DIANA R. POZO, DANIEL MARTÍNEZ, JULIO C. MARÍN, ISRAEL BORRAJERO, ARNOLDO BEZANILLA.

Centro de Física de las Nubes. Instituto de Meteorología

---

## Resumen

*En este trabajo se analizó la influencia que ejerció la cizalladura vertical del viento en los altos niveles (de 7 a 12 km) en la formación y desarrollo de una tormenta ocurrida el día 21 de julio del 2001 en la localidad de Nuevitas, Camagüey. Esto se logró comparando los resultados de dos simulaciones numéricas realizadas con ayuda del modelo numérico tridimensional ARPS (Advanced Regional Prediction System). La primera fue realizada en un estudio previo, con los valores reales tomados del sondeo de las 1800 GMT para ese día y la segunda fue corrida para este estudio utilizando la misma configuración y datos iniciales para el modelo que la simulación anterior, a excepción de la velocidad del viento, que se consideró constante por encima de los 7 km, para eliminar la fuerte cizalladura del viento por encima de ese nivel. Este análisis arrojó que dicha cizalladura vertical del viento en los niveles altos, influyó en el patrón de tormenta que se generó ese día y en el aumento del área de precipitación.*

## Introducción

La cizalladura vertical del viento es uno de los parámetros que más influye en la convección y ha sido estudiada por diversos autores a partir de la simulación numérica. En la mayoría de los casos, se han utilizado condiciones ambientales idealizadas con perfiles de temperatura y viento que se obtienen a partir de expresiones analíticas durante la simulación. Estos estudios han revelado que, tanto la magnitud de la cizalladura vertical del viento, como su profundidad y la forma del perfil de viento, son factores determinantes en el desarrollo de la tormenta (Klemp and Wilhelmson, 1978; Weisman and Klemp, 1982). Estos últimos estudiaron la influencia de la cizalladura vertical del viento y la flotabilidad en la estructura y evolución de las tormentas convectivas aplicando un modelo tridimensional de nubes. Este fue capaz de producir varios tipos de tormentas cualitativamente similares a las observadas en la naturaleza; como por ejemplo, células simples de corta vida, cierto tipo de multiceldas y superceldas en rotación. Ellos expresaron la relación entre la cizalladura vertical del viento y la flotabilidad en términos de un parámetro convectivo adimensional, el cual delimita varios regímenes de la estructura de la tormenta, y en particular sugiere condiciones óptimas para el desarrollo de tormentas del tipo supercelda.

Como resultado de otros estudios numéricos y de las observaciones, principalmente con la ayuda de los radares meteorológicos, se conoce que aumenta la organización y la duración de las tormentas

convectivas individuales y de los sistemas de tormentas, con el incremento de la magnitud de la cizalladura vertical del viento (Cotton, 1989). Está demostrado además en la literatura, que existe una relación entre el tiempo de duración de la tormenta, su desplazamiento y la cizalladura vertical del viento (Weisman y Klemp, 1982; Fovell y Ogura, 1989; Fovell y Dailey, 1995).

Un proceso que también ha sido objeto central de estudio desde que los modelos tridimensionales alcanzaron la capacidad para ello, fue la división de las superceldas que da origen a la formación de dos nuevas tormentas con diferentes características. Los primeros resultados de peso en este sentido fueron publicados por Klemp y Wilhelmson (1978 a,b), quienes determinaron que, en presencia de un alto valor de la cizalladura vertical del viento a niveles bajos, el peso del alto contenido de agua de lluvia de la corriente ascendente central produce la ruptura de ésta y la formación de una corriente descendente de arrastre que divide en dos al sistema, quedando de esta forma constituido por dos celdas. Estos autores también concluyeron que, en presencia de cizalladura unidireccional del viento en la vertical, ambas tormentas deben ser aproximadamente simétricas; pero en el caso que el vector cizalladura del viento gire con la altura en un sentido preferencial, una de las dos celdas se favorece y la otra se inhibe. Más adelante, Rotunno y Klemp (1982, 1985) señalaron un mecanismo que explica el favorecimiento de una de las dos celdas a partir del gradiente de presión que se forma como resultado del giro de la hodógrafa

a niveles bajos, y Weisman y Klemp (1984) demostraron que, para una forma fija de la hodógrafa, el tipo de tormentas que se forman como resultado de la evolución de las celdas derecha e izquierda, dependen del módulo del vector cizalladura del viento a niveles bajos. Tripoli y Cotton (1986) modelaron el desarrollo convectivo en un caso real sobre orografía compleja, en el cual se dieron las condiciones de hodógrafa con giro antihorario. Aunque utilizaron la hodógrafa real, asumieron homogeneidad en la horizontal y una burbuja analítica como condición inicial, obteniendo con éxito el desarrollo de la tormenta a partir de la celda izquierda, y de una tormenta menos intensa a partir de la celda derecha, corroborando las tesis de Weisman y Klemp (1984). Recientemente, Grasso (2000) retomó el problema del origen de la asimetría en el desarrollo de las dos celdas en presencia de hodógrafa curva, demostrando, para un caso de hodógrafa con giro horario, que el flujo de aire incluido en la celda izquierda de la tormenta proviene de la corriente descendente fría que contiene agua de lluvia, incorporándole flotabilidad negativa.

En el trabajo de Martínez et al., (en revisión) se realizó un análisis de la tormenta de granizo ocurrida el 21 de julio sobre la ciudad de Nuevitas, Camagüey, con ayuda del modelo numérico tridimensional ARPS (del inglés Advanced Regional Prediction System) donde se corroboró que esta tormenta consistió en la rama derecha de una supercelda originada en un ambiente de alta inestabilidad, con vientos débiles en la troposfera baja caracterizados por giro horario de la hodógrafa hasta los 6 km de altura, y cizalladura del viento casi unidireccional de 6 a 12 km. Esta estructura se obtuvo a pesar de existir una débil cizalladura vertical del viento en la capa de 1 a 7 km y se propuso como uno de los posibles factores favorables para que esto ocurriera, la presencia de una fuerte cizalladura por encima de los 7 km.

En este trabajo se pretende esclarecer el papel que jugó la cizalladura vertical del viento en los niveles altos en la formación de la estructura simulada para ese día por Martínez (a partir de ahora se referirá así en el texto) y su influencia en el comportamiento de la precipitación. Para esto, se realizó con ayuda del modelo ARPS una simulación con características similares a las realizadas por él en su estudio, excepto en la distribución vertical del viento. En la sección 2 y 3 se presentan la configuración utilizada y una descripción de las condiciones meteorológicas de ese día, respectivamente. Posteriormente en la sección 4 se discuten los resultados de ambas simulaciones y finalmente en la 5, se presentan las conclusiones y recomendaciones.

## Configuración del modelo utilizada

En este trabajo se utilizó el ARPS (Xue, 1995; Xue et al., 2000, 2001), en su versión 4.5.1, desarrollado por la Universidad de Oklahoma, el cual es un modelo numérico de mesoescala, tridimensional, compresible y no hidrostático.

La configuración utilizada fue tridimensional con la advección de segundo orden. La parametrización de la turbulencia a escala de sub-rejilla es de orden 1.5 y se realiza a través de la solución de una ecuación de pronóstico adicional para la energía cinética turbulenta. Se incluyó el esquema de parametrización de la microfísica de Kessler (1969) para la fase líquida y de Lin et al., (1983) para los procesos de fase sólida y mixta y se utiliza una variante de la parametrización de Berry (1967) para la autoconversión de la lluvia. Se tuvo en cuenta el uso de suelo y el relieve, el efecto de la radiación y el de la fuerza de Coriolis y se despreció la fricción. Se utilizaron las condiciones de contorno laterales propuestas por Klemp y Wilhelmson (1978a), que permiten que las ondas al pasar por la frontera experimenten la mínima reflexión. Para el tope y superficie se asumió el gradiente normal igual a cero.

Como dominio para la corrida con el del ARPS, se tomó una rejilla de 90 x 96 puntos, con paso de 1 km en la horizontal y con 40 niveles a 0.5 km de resolución en la vertical (Fig. 1). El centro de la rejilla se situó en la estación de radiosondeo de Camagüey (21°25'N y 77°10'W) y se tomó el paso temporal de 6 s para el cálculo de todos los parámetros de la nube en el modelo, mientras que las salidas se escribían cada 60 s. El tiempo total de corrida en las dos simulaciones fue de 3 horas. Para iniciar la convección se tomó una burbuja caliente con un exceso de temperatura potencial máxima de 4 K, con dimensiones 10 x 30 x 1.5 km, con centro en las coordenadas  $x = 50$ ,  $y = 37$  y  $z = 1.5$  km. Esta configuración es similar a la utilizada por Martínez en su trabajo, por lo que en lo sucesivo llamaremos a la simulación realizada por ellos **Sim1** y a la realizada en este trabajo **Sim2**.

La simulación **Sim1** se realizó utilizando el sondeo del día 21 de julio del 2001 a las 1800 GMT como condiciones iniciales. Como el objetivo de este estudio es analizar la influencia de la cizalladura vertical del viento, para la segunda simulación (**Sim2**) se utilizaron las mismas condiciones iniciales, excepto que el viento se tomó constante a partir de los 7 km e igual en dirección y sentido al de este nivel para eliminar la fuerte cizalladura presente originalmente para ese día, en los altos niveles.

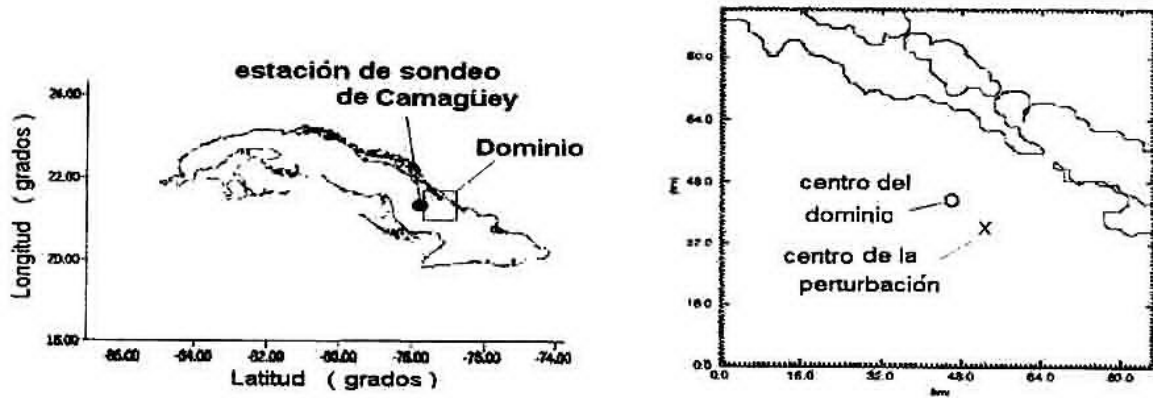


Fig. 1. Dominio utilizado en las simulaciones Sim1 y Sim2.

## Situación meteorológica para ese día.

Las condiciones meteorológicas del día 21 de julio se caracterizaron por la influencia de débiles altas presiones con vientos del sur al sudoeste, que se debilitaron ligeramente durante el día. Las temperaturas máximas más altas en la provincia de Camagüey fueron de 34.9 °C, en Nuevitas y 34.2 °C, en Palo Seco. Las mínimas variaron entre 19.4 °C, para Nuevitas y 23.5 °C, para Florida. Los vientos se

mantuvieron débiles, con flujo sinóptico del sur. En la tarde se impuso el régimen de brisas, lo que hizo que se formara la convergencia hacia el centro y norte de la provincia, por lo que las lluvias más intensas y las temperaturas más altas se registraron en esa zona.

El sondeo de las 1800 GMT de la estación de Camagüey, utilizado como medio ambiente para las simulaciones (Fig. 2), muestra una profunda capa húmeda, la capa subnubosa aproximadamente adiabática, y un alto valor de la energía potencial convectiva disponible (EPCD, CAPE en inglés), de 3350.7 J/kg

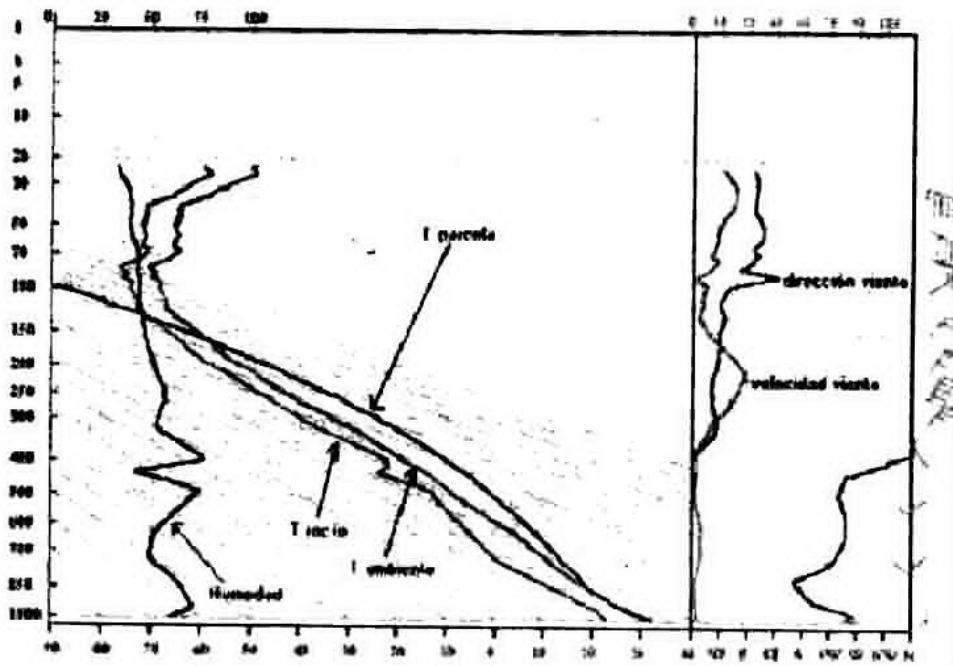


Fig 2. Perfiles meteorológicos correspondientes al sondeo aerológico de las 18 GMT del día 21 de julio del 2001, de la estación de Camagüey, que se utilizó como medio ambiente para las simulaciones numéricas. Se muestran el perfil de humedad, de viento y las temperaturas del ambiente, de rocío y de la parcela.

Los vientos en los niveles bajos son relativamente débiles hasta los 10 km, donde se encuentra la base de un chorro de dirección aproximadamente del NE, que se extiende hasta los 16 km. El giro del viento con la altura puede observarse en la figura 3, representado por la correspondiente hodógrafa. El giro ocurre predominantemente a favor de las manecillas del reloj, pasando de dirección W-SW en los niveles bajos hacia dirección NE en los niveles superiores. En la capa de 1 a 7 km, la rapidez del viento medio fue de 2.88 m/s, y su dirección fue del SW, de 236.3°. El valor modular de la cizalladura del viento en dicha capa fue relativamente bajo, de 2.7 m/s, y su dirección de 325.3°, aunque en el interior de la capa la dirección de la cizalladura varió sensiblemente. En la capa de 7 a 12 km, la rapidez del viento medio fue de 12.5 m/s, y su dirección, del NNE, fue de 32.7°, mientras que el valor modular del vector cizalladura fue 30 m/s y su dirección fue de 37.6°, con la particularidad de que en esta capa la hodógrafa se mantuvo casi recta.

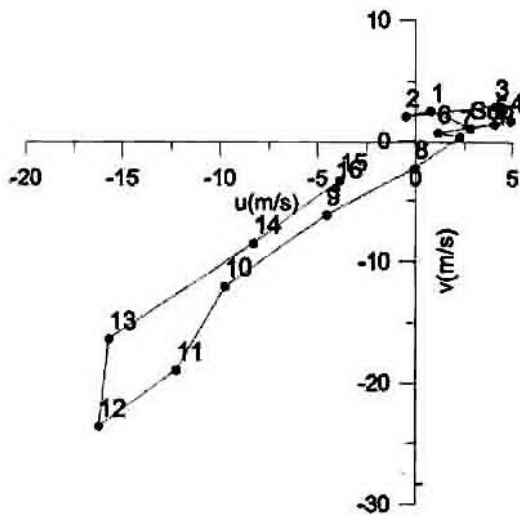


Fig. 3. Variación del viento con la altura, expresada en forma de hodógrafa.

### Simulación de la tormenta del 21 de julio del 2001 (Sim2)

En estudios anteriores como el de Klemp y Wilhelmson (1978), se demuestra la importancia de una fuerte cizalladura del viento por debajo de los 5 km en la formación de superceldas. Sin embargo en este caso, la cizalladura del viento se hace fuerte por encima de los 7km y débil a alturas inferiores, obteniéndose estructuras que se corresponden con la de superceldas de baja precipitación. Otros autores (Rasmussen y Straka J. M., 1998) plantean que fuertes

cizalladuras del viento en los niveles altos contribuyen negativamente en la producción de precipitación, ya que arrastran los hidrometeoros lejos de las circulaciones de la nube, impidiendo que estos sean reingeridos por la corriente ascendente (CA). Para esclarecer si la cizalladura del viento en los altos niveles es decisiva en la organización de la estructura de la tormenta que fue simulada en Sim1, o si actúa en detrimento de ésta, se realizó la simulación Sim2 en la que se eliminó la cizalladura por encima de los 7km, haciendo el viento constante e igual en magnitud y sentido, al de este nivel. El resto de las características de la corrida se mantuvieron iguales. El parámetro que más se ve influenciado por las variaciones en la cizalladura es la vorticidad. La figura 4 muestra las grandes diferencias que existen entre los valores máximos de este parámetro para Sim1 y Sim2, donde se ve que la segunda presenta valores menores durante toda la simulación.

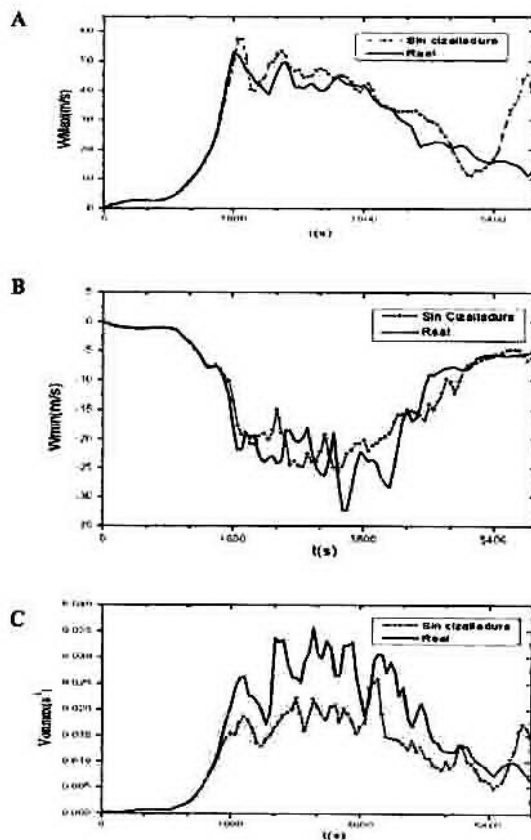


Fig. 4. Comportamiento temporal de los valores máximos en todo el dominio de las velocidades verticales y la vorticidad. Sim1 es la curva continua y Sim2 es la discontinua.

A: Velocidad vertical máxima.

B: Velocidad vertical mínima.

C: vorticidad vertical

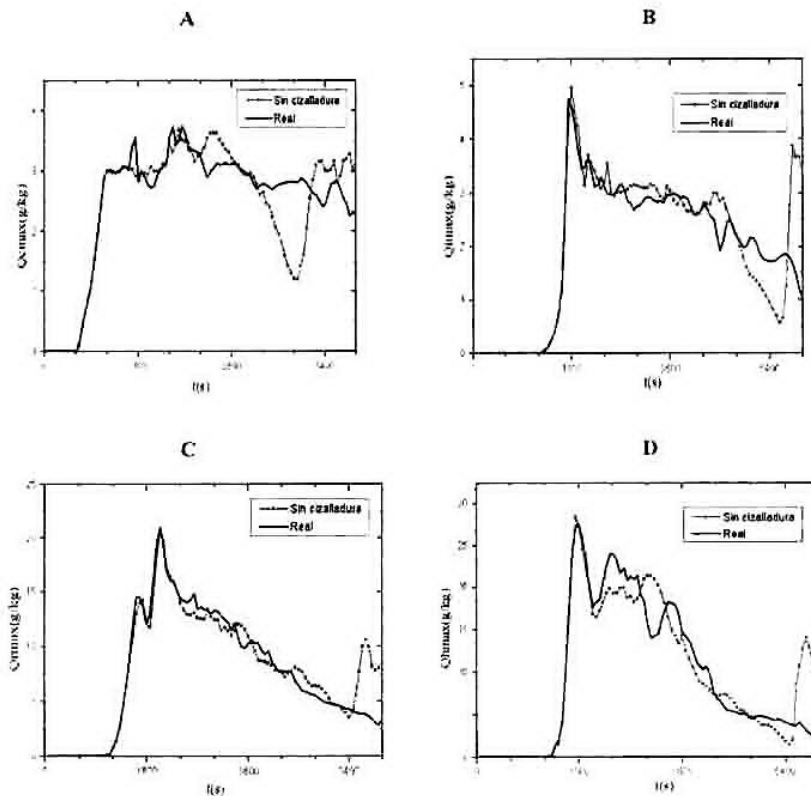


Fig. 5. Comportamiento temporal de los valores máximos en todo el dominio de los contenidos de agua de nube, agua de lluvia, hielo y granizo. Sim1 es la curva continua y Sim2 es la curva discontinua.

A: Contenido máximo de agua de nube

B: Contenido máximo de hielo

C: Contenido máximo de agua de lluvia

D: Contenido máximo de granizo

El inicio de la celda Sim2 ocurrió, al igual que Sim1, a los 11 min. de simulación en el lugar de la perturbación inicial. En este instante solamente existía la fase de agua de nube ( $q_c$ ) con un máximo de 0.1 g/kg. En ambas simulaciones este hidrometeoro se comportó de la misma manera hasta los 25 min., donde alcanzó valores de más de 3 g/kg (Fig. 5). Por otro lado, el contenido de agua de lluvia ( $q_r$ ), de hielo ( $q_i$ ) y de granizo ( $q_h$ ) comienzan a formarse a los 20 min y siguen el mismo comportamiento hasta los 35 min.  $q_r$ , y hasta los 30 min  $q_i$  y  $q_h$ . En ese intervalo  $q_r$  crece rápidamente debido al mecanismo de autoconversión, alcanzando un valor máximo de 21 g/kg a los 34 min, mientras  $q_h$  y  $q_i$  muestran valores máximos de 28g/kg a los 29min. y 4.7 g/kg a los 27 min., respectivamente. La distribución espacial de dichos

máximos a los 30min de simulación, puede ser observada en la figura 6 a través de un corte en la vertical.

Este aumento de  $q_r$ , parte del cual da lugar a granizo en los niveles altos, ocasiona la disminución local de la flotabilidad debido al aumento de la carga de agua y al incremento de la velocidad de caída de las partículas, que llega a ser superior a la de la corriente ascendente, de manera que dejan de ser arrastradas parcialmente por ésta y comienzan a caer. Por otro lado, parte del granizo cuyo máximo se localiza en los niveles altos cae por debajo de la isoterma de 0°C y se funde, contribuyendo al aumento del contenido de agua de lluvia. En la figura 6 puede observarse el contenido de  $q_r$  que llega a tierra (1g/

kg). En esta figura no se aprecian grandes diferencias en los valores máximos de los contenidos de los hidrometeoros ( $qc$ ,  $qh$ ,  $qi$  y  $qr$ ), ni en la altura del tope de la nube entre las dos simulaciones, aunque como era de esperar, la celda de la **Sim2** no presenta ninguna inclinación debido a la ausencia de la cizalladura del viento en la altura. Las principales diferencias comienzan a aparecer a partir de este instante de máximo desarrollo como se observa a los 50 min (Fig.7), donde las tormentas de ambas simulaciones se han dividido dando lugar a dos celdas que aún se encuentran unidas por el contenido de agua de lluvia, cuyos máximos se localizan en la superficie. Estas presentan mayor altura de los topes para el caso de **Sim2**. Además, presentan velocidades ascendentes hasta 5m/s más fuertes y velocidades descendentes hasta 10m/s más débiles que **Sim1** (Fig.4). La ausencia de la cizalladura en los altos niveles provoca que todas las concentraciones de hidrometeoros se formen en el núcleo de la corriente ascendente. A su vez, el hecho de que las transformaciones de fase (condensación y fusión) ocurran en un volumen más limitado, provoca que la corriente ascendente se fortalezca en los altos niveles, ayudando a que la nube pueda penetrar un poco más en la tropopausa. En cambio, en los niveles más bajos (donde se concentran los hidrometeoros de mayor peso) se inhibe el fortalecimiento de la CA debido a la carga de agua.

En la figura 8 se muestra la sección transversal para este tiempo (50 min), observándose que expansión horizontal de los hidrometeoros

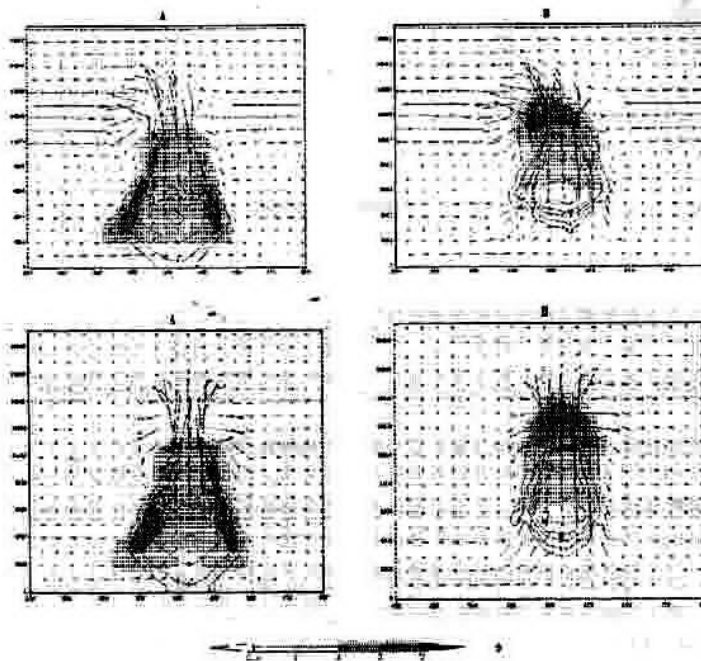


Fig.6. Cortes verticales en el plano de mayor velocidad vertical, de los contenidos de agua de nube, agua de lluvia, hielo y granizo (g/kg). Los vectores representan la proyección del viento en el plano de la figura.  
 A: Y-Z plano,  $x=53.5$  km,  $t=30$  min. Sombreado: agua de nube. Contorno: agua de lluvia. Sim1  
 B: Y-Z plano,  $x=53.5$  km,  $t=30$  min. Sombreado: hielo. Contorno: granizo. Sim1  
 C y D: Igual a A y B pero para Sim2

de **Sim1** es muy superior a la de **Sim2**, a pesar de que los máximos absolutos de éstos no difieren sustancialmente.

En este tiempo (50min. de simulación) puede observarse como no existe en **Sim2** la gran circulación que se observa en **Sim1** a los 9km, lo cual puede ser observado en la figura 9, que muestra un corte transversal en ese nivel de altura. Estas diferencias inciden sobre la inclusión del aire externo, que es mucho menor en **Sim2**, favoreciendo el desarrollo de la celda de la izquierda, al disminuir el adentramiento de aire frío de la corriente descendente respecto a esta misma celda en **Sim1**, logrando así que las dos celdas (derecha e izquierda) se desarrollen de manera similar. En **Sim1**, la celda situada hacia el sur (celda derecha), es más alta que la situada hacia el norte (celda izquierda).

A los 70 min (Fig. 10) ambas celdas están comenzando la etapa de disipación y presentan distribuciones y valores máximos de los parámetros anteriores muy parecidos. No obstante, a partir de este instante, las nubes de **Sim2** se disipan rápidamente. Esto puede verse en los gráficos de máximos y mínimos, donde los valores máximos de la velocidad vertical,  $qc$ ,  $qi$ ,  $qr$  y  $qh$  disminuyen abruptamente (Fig.4 y 5). Esto no ocurre en **Sim1** donde la pendiente de

estos gráficos es m e n pronunciada, arribando a tiempos de vida mayores. Nótese que en el caso de la **Sim1** estos valores se asocian con la celda de la derecha que es la única que persiste en este tiempo.

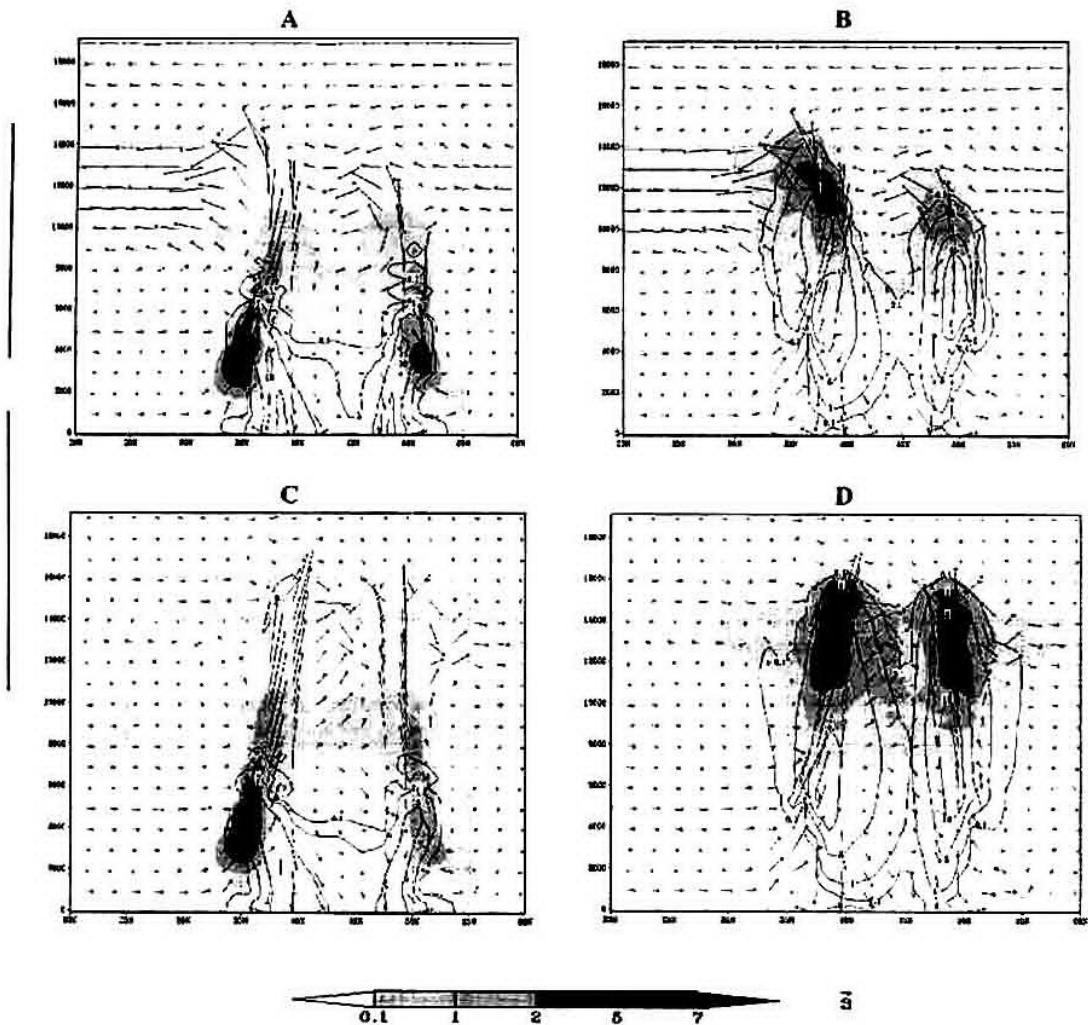


Fig. 7. Cortes verticales en el plano de mayor velocidad vertical, de los contenidos de agua de nube, agua de lluvia hielo y granizo (g/kg). Los vectores representan la proyección del viento en el plano de la figura.

A: Y-Z plano,  $x=56.5$  km,  $t=50$  min. Sombreado: agua de nube. Contorno: agua de lluvia. Sim1

B: Y-Z plano,  $x=56.5$  km,  $t=50$  min. Sombreado: hielo. Contorno: granizo. Sim1

C y D: Igual a A y B pero para Sim2

Un segundo aspecto en que Sim1 y Sim2 difieren de manera sustancial, es en las trayectorias de los hidrometeoros. En la figura 11, se muestran las líneas de corrientes del viento, dentro y fuera de las nubes, en las dos simulaciones, las cuales van acompañadas del contenido de granizo en A y B y del agua de precipitación en C y D. Para Sim2 (Fig.11 B y D), se observa una circulación cerrada del viento alrededor de los 13 km. Esto contribuye a que partículas de hielo

de nube, que son arrastradas por el viento, recirculen dando lugar a una acumulación de este hidrometeoro en esta zona. A esta altura, no son muy grandes las cantidades de granizo, ya que se concentran más abajo con valores muy altos, debido a su peso. En esta parte más baja, el aire proveniente del suroeste cargado de poca humedad, penetra en estos sectores de la nube afectando la precipitación sólida y líquida producto de la evaporación.

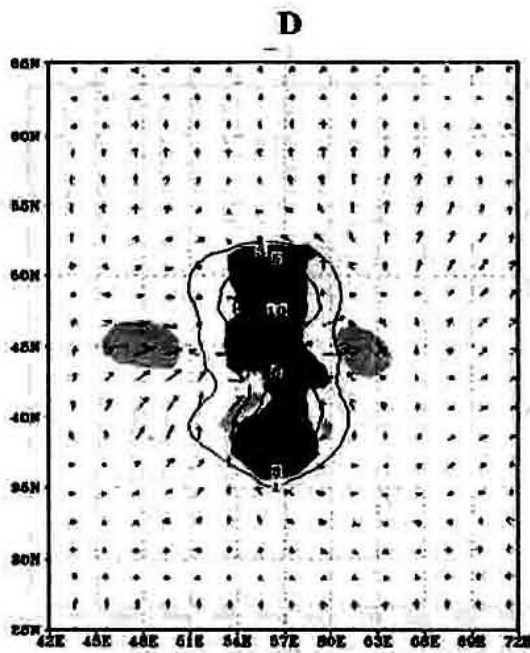
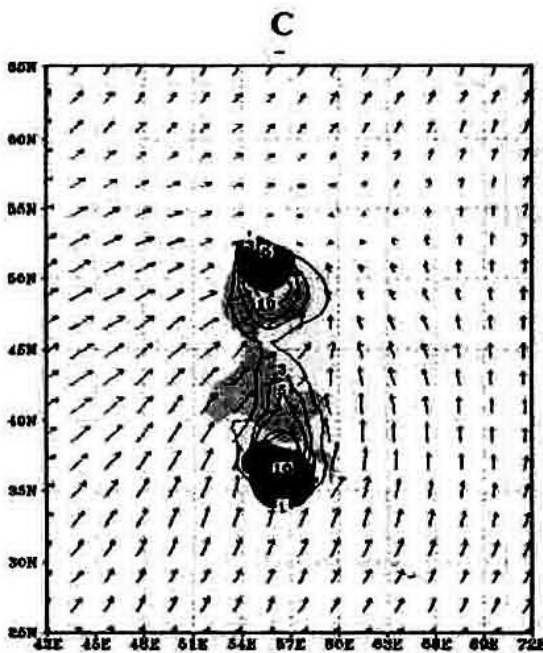
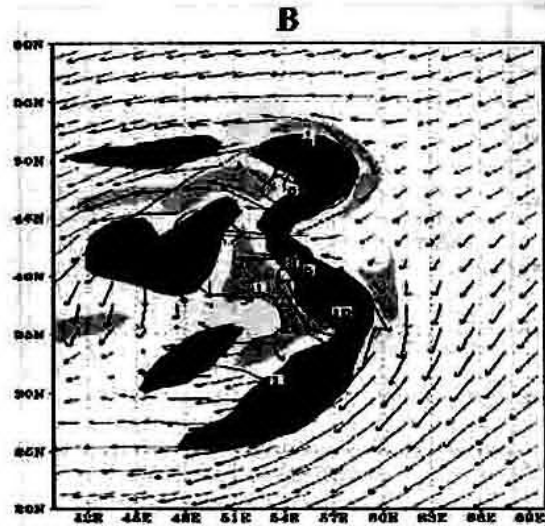
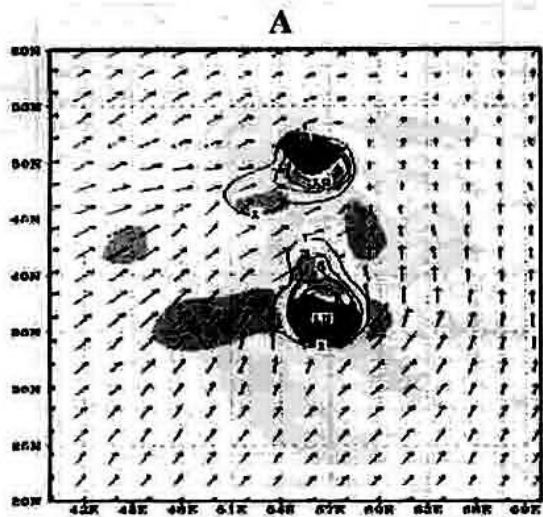
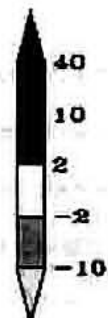


Fig. 8. Corte horizontal de la velocidad vertical (m/s) y el contenido total de agua (g/kg).  
Sombreado: velocidad vertical. Contorno: contenido total de agua.

A:  $z = 4$  km,  $t = 50$  min. B:  $z = 9$  km,  $t = 50$  min para Sim1.

C y D: Igual a A y B pero para Sim2





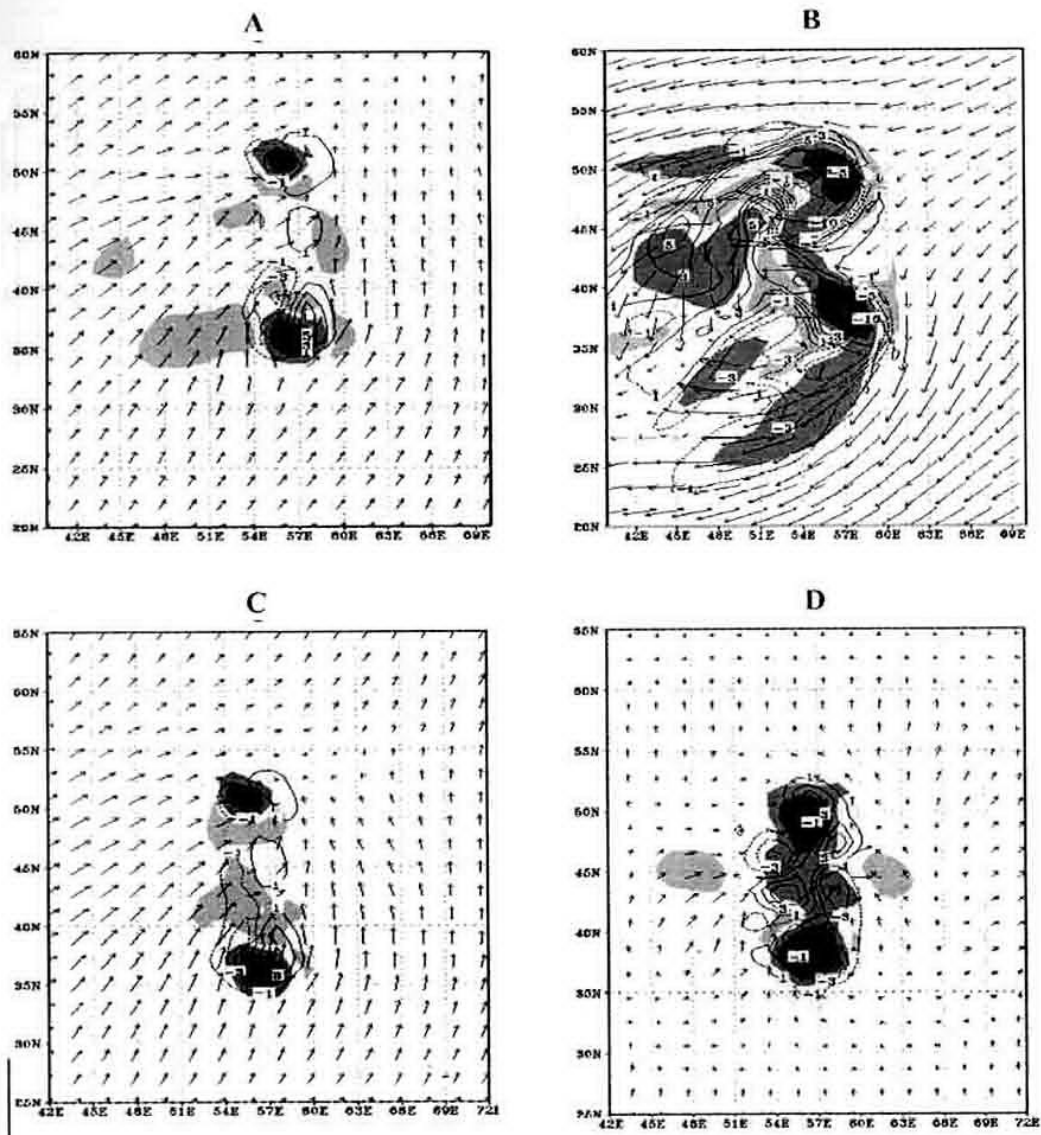


Fig. 9. Corte horizontal de la velocidad vertical (m/s) y la vorticidad ( $\times 10^{-3} s^{-1}$ ).

Sombreado: velocidad vertical. Contorno: vorticidad vertical.

A:  $z = 4$  km,  $t = 50$  min. B:  $z = 9$  km,  $t = 50$  min. Sim2

C y D: Igual a A y B pero para Sim3

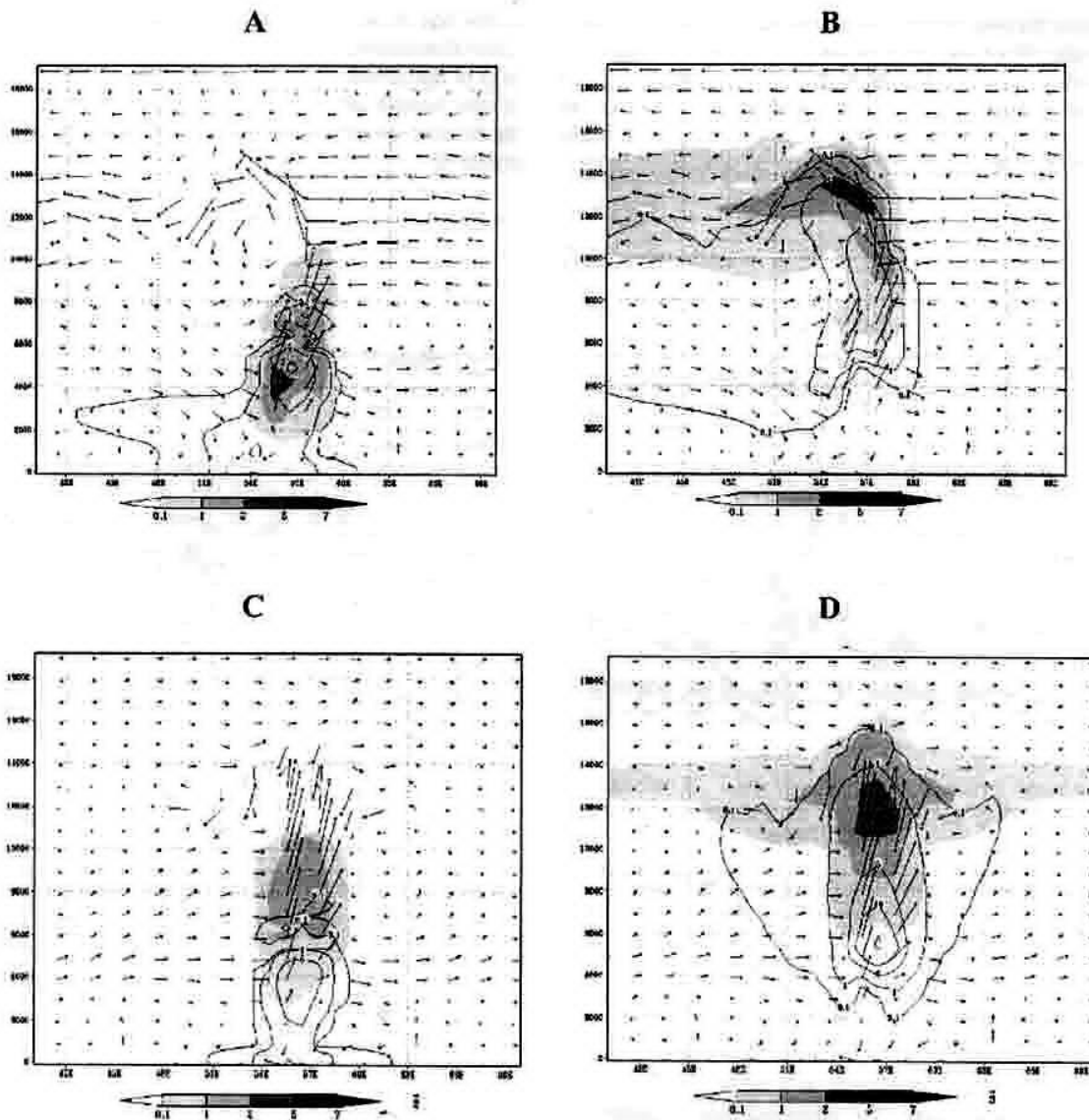


Fig. 10. Cortes verticales en el plano de mayor velocidad vertical, de los contenidos de agua de nube, agua de lluvia hielo y granizo (g/kg). Los vectores representan la proyección del viento en el plano de la figura.

A: Y-Z plano,  $x=56.5$  km,  $t=70$  min. Sombreado: agua de nube. Contorno: agua de lluvia. Sim1

B: Y-Z plano,  $x=56.5$  km,  $t=70$  min. Sombreado: hielo. Contorno: granizo. Sim1

C y D: Igual a A y B pero para Sim2

En Sim1 (Fig.11 A y C), la cizalladura del viento inclina las isolíneas de granizo y sus partículas siguen la dirección de las líneas de corriente; pero a la vez, por su peso, caen atravesándolas hasta ser reingeridas por la corriente ascendente en niveles más bajos. Estas partículas experimentan nuevamente los procesos de crecimiento, elevando la concentración

de granizo en un área considerable, por lo que este proceso de recirculación de los hidrometeoros ayuda a alargar el tiempo de vida del sistema en etapas avanzadas de su ciclo de vida (Fig.5). El resto de las partículas de granizo que se distanciaron más del núcleo de la nube, forman parte de la precipitación por debajo del yunque, ampliando en gran medida el

área de precipitación en superficie en este lado de la nube. Por otra parte, estas partículas al caer se van evaporando y humedecen una amplia zona, de manera que la inclusión en niveles bajos y medios, es de aire muy húmedo que contiene hidrometeoros que contribuyen a elevar los valores de precipitación en el

núcleo de la nube, y el tiempo de duración de la lluvia. Este aire además de ser más húmedo, es más frío que el del ambiente por lo que en niveles de mayor altura donde prevalece la CA, puede actuar en detrimento de ésta (esto confirma lo observado en la figura 4).

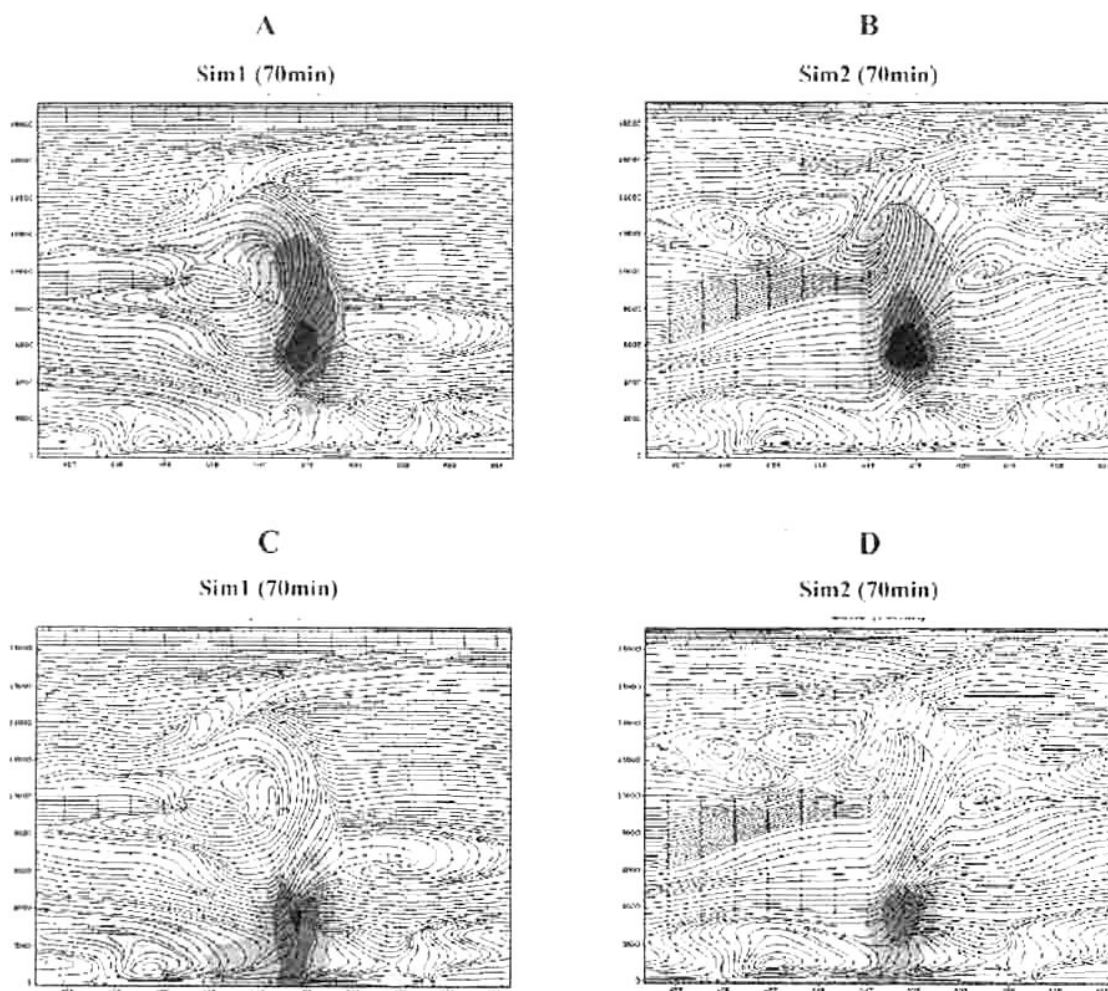


Fig. 11. Cortes verticales en el centro de la nube de las líneas de corriente del viento y los contenidos de agua de lluvia y granizo a los 70min.

A y B: Sombreado: Granizo.

C y D: Sombreado: agua de lluvia.

En todas las figures las flechas indican el sentido de las líneas de corriente.

Las celdas obtenidas en **Sim2** por sus características no pueden ser clasificadas como superceldas, a diferencia de las de **Sim1**, por lo que, se comprueba que la presencia de fuertes valores de cizalladura del viento en niveles medios y altos, jugó un papel importante en la definición de dicha estructura. Esto se cumple debido a la presencia de una cizalladura por debajo de los 5km, que no deja de ser un factor importante a pesar de ser débil.

## Sumario y conclusiones

A partir de la simulación realizada en este trabajo, se estudió la influencia de la cizalladura en los altos niveles en la formación y desarrollo de la tormenta del 21 de julio de 2001, comparándola con una simulación previa realizada por Martínez et al (en revisión). Ambas simulaciones fueron diseñadas y realizadas con las mismas características, a excepción de que en este estudio, el viento se consideró constante a partir de los 7.5 km. Al eliminar la cizalladura vertical del viento a partir de esta altura se evidenció lo siguiente:

1. Aumentó la velocidad vertical ascendente en los niveles altos y por tanto, la altura de los topes producto de que todas las concentraciones de hidrometeoros se formaron en el núcleo de la corriente ascendente y las transformaciones de fase (condensación y fusión) ocurrieron en un volumen más limitado.

2. La vorticidad disminuyó considerablemente ya que se debilitó la inclusión de aire frío en la celda de la izquierda, por lo ésta creció y llegó a desarrollarse casi igual a la de la derecha.

3. Disminuyó la recirculación del granizo en los niveles medios y aumentó la inclusión de aire seco en las zonas bajas, provocando la disminución de la precipitación y el debilitamiento de las corrientes descendentes.

4. El área de la zona de precipitación en superficie disminuyó, debido a la ausencia de una fuerte circulación que provocó que los hidrometeoros se concentraran en un área más limitada en todos los niveles.

5. Disminuyó el tiempo de duración de la tormenta.

6. Los centros de vorticidad, positivos para la celda de la derecha y negativo para la celda de la izquierda, no coincidían con mínimos de presión en los niveles medios.

### Por todo esto se puede concluir que:

1. Las celdas obtenidas en esta simulación no puedan ser clasificadas como superceldas.

2. La fuerte cizalladura del viento en niveles medios y altos, jugó un papel importante en que la estructura de la tormenta simulada por Martínez et al., coincidiera con la definida para supercelda de baja precipitación.

3. La cizalladura del viento en niveles medios y altos no actuó en detrimento de la precipitación en superficie.

## Referencias

**Berry, E. X., 1967:** Cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, 24, 688-701.

**Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989:** *Storm and Cloud Dynamics*. 883 pp., Academic Press.

**Fovell, R. G., and P. S. Dailey, 1995:** The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part I: Modes of behavior. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2073-2095.

**Fovell, R. G., and Y. Ogura, 1989:** Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3144-3176.

**Grasso, L. D., 2000:** The dissipation of a left-moving cell in a severe storm environment. *Mon. Weather Rev.*, 128, 2797-2815.

**Kessler, E., 1969:** On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorol. Monogr.* 10.

**Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978:** The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.

**Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978a:** The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.

**Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978b:** Simulations of right- and left-moving storms produces through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.

**Lin, Y. L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983:** Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.

**Martínez, D., D. Pozo, A. Bezanilla, S. Novo and A. García, 2003.** Numerical simulation of a supercell storm over Camagüey, Cuba. En revisión.

**Rasmussen, E. N. and 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.

**Rotunno, R. and J. B. Klemp, 1982:** The influence of shear-induced pressure gradients on thunderstorm motion. *Mon. Weather Rev.*, 110, 156-171.

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

**Tripoli, G. J. and W. R. Cotton, 1986:** An intense quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain. Part IV. Three dimensional numerical simulations. *J. Atmos. Sci.* 43, 894-912.

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

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

**Xue, M., K. K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, and K. Brewster, 1995:** ARPS Version 4.0 user's guide. Center for Analysis and Prediction of Storms, Univ. of Oklahoma, 380 pp. [Available from CAPS, 100 E. Boyd St., Norman, OK 73019.]

**Xue, M., K. K. Droegemeier and V. Wong, 2000:** The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorol. Atmos. Phys.* 75, 161-193.

**Xue, M., K.K. Droegemeier, V. Wong, A. Shapiro, K. Brewster, F. Carr, D. Weber, Y. Liu, and D. Wang, 2001:** The Advanced regional predictio System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part II: Model physics and applications. *Meteorol. Atmos. Phys.* 76, 143-165.

**Abstract**

*The influence of the vertical wind shear in the high levels (7 to 12 km) on the formation and development of a hailstorm that formed in Nuevitas, Camagüey on day July 21, 2001 was studied. The results of two simulations run with three-dimensional numerical model ARPS (Advanced Regional Prediction System) were compared. The first one was realized in a previous study, taken as initial conditions the 1800 GMT sounding from that day. The second simulation was run in this study using the same model configuration and initial conditions as previous one, except that wind velocity was considered constant above 7 km, to eliminate the strong vertical wind shear occurred that day at that level. This analysis showed that vertical wind shear on high levels influenced in the storm pattern and the total amount of precipitation observed on July 21, 2001.*