

SIMULACIÓN NUMÉRICA TRIDIMENSIONAL DE UNA CELDA CONVECTIVA SIMPLE EN CONDICIONES TROPICALES UTILIZANDO EL MODELO ARPS

Autores: DIANA ROSA POZO, DANIEL MARTÍNEZ, MADEYVIS CHACÓN

Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología.

Resumen:

Se presenta un estudio de la evolución de una celda convectiva en condiciones tropicales, utilizando el modelo ARPS, de la Universidad de Oklahoma. Como medio ambiente se utilizó el sondeo del 4 de septiembre de 1986, a las 13:00 hora local de la estación de Camagüey. Se consideró un entorno homogéneo, y la evolución del ambiente fue la generada por el propio modelo. No se incluyó el efecto de la fuerza de Coriolis, ni la radiación. La convección fue iniciada por una burbuja caliente axialmente simétrica con un máximo de temperatura potencial de 4 K , colocada en $x=48\text{ km}$, $y=16\text{ km}$. Como la cizalladura del viento es pequeña (6.3 m/s , entre 0 y 6 km), el peso del agua de lluvia y el del granizo que se forman en la CA recae sobre ésta en toda la extensión de la nube, hasta que su valor es tal que impide que dichas partículas sean arrastrados por ésta y comienzan a caer. La acción prolongada de este mecanismo y el aumento del contenido de agua de lluvia y granizo a partir de procesos microfísicos, hace que la flotabilidad tienda a disminuir con el tiempo, primero en los niveles bajos, y después más arriba. Dado que la precipitación se forma directamente en la corriente ascendente, y el peso de los hidrometeoros disminuye su velocidad, se genera una corriente descendente (CD) en la parte inferior de la nube Fig. 3b, lo que es consistente con lo encontrado por Ferrier y Houze, (1989). Una vez que se forma la CD, la inclusión del aire seco en los niveles medios y la evaporación de la lluvia que cae por debajo de la nube contribuye a que la CD se enfríe más que el aire circundante, ocasionando que ésta se acelere hacia abajo, llegándose a valores máximos de velocidad descendente de 6.9 m/s .

Como resultado de la simulación, se obtuvo una celda convectiva, profunda simple que evolucionó por espacio de una hora, para luego dar lugar a nubes estratiformes que continuaron evolucionando lentamente hasta su disipación. En la evolución de la celda se evidenciaron las etapas de desarrollo, madurez y disipación de la misma. El análisis físico de la evolución de los diferentes parámetros de la nube, muestra consistencia interna y la comparación con datos de radar evidencia que el modelo refleja las características generales de la evolución de una nube típica de ese día, que se desarrolló en la parte de la provincia donde la convergencia del viento superficial no fue un parámetro intensificador de la convección.

Introducción

El estudio de las tormentas convectivas, con vistas a su posible predicción es uno de los principales objetivos de las investigaciones meteorológicas en las regiones que, como Cuba, se ven afectadas frecuentemente por este fenómeno. Caracterizar el ambiente que genera un tipo estructura determinado de tormenta, partiendo del conocimiento de parámetros relacionados con la distribución vertical de las variables meteorológicas, como la energía potencial convectiva disponible, el número aproximado de Richardson, la cizalladura vertical del vien-

to, y los numerosos índices de inestabilidad, ha sido un objetivo permanente para muchos investigadores en las últimas décadas (Peppler y Lamb, 1989, Houze, 1993)). Sin embargo, la herramienta más poderosa utilizada con el fin de estudiar las regularidades de la dinámica de las tormentas ha sido la modelación numérica. Desde los años 70 se han venido desarrollando modelos numéricos tridimensionales de nubes convectivas que son capaces de simular las características fundamentales de las tormentas y de su evolución (Cotton y Anthes, 1989). El desarrollo de los conocimientos de física de las nubes y la aparición de máquinas computadoras cada vez más rápi-

das y con gran capacidad de memoria, ha permitido a estos modelos la inclusión de más fenómenos cada vez y de forma cada vez más detallado, de modo que en estos momentos, si se cuenta con suficiente información inicial, y de frontera, es posible predecir con un grado aceptable de precisión las características de las tormentas que se pueden formar en una determinada zona (Droegmeier K.K., 1997).

Uno de los parámetros, cuya influencia en la convección ha sido estudiada por diversos autores a partir de la simulación numérica es la cizalladura vertical del viento. El método aplicado por otros autores ha sido en la mayoría de los casos la utilización de 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 (Weisman and Klemp, 1982; Klemp y Wilhelmson, 1978). Otro factor estudiado, simultáneamente a la cizalladura del viento es la EPCD. Ambos parámetros se utilizan para la definición del llamado número aproximado de Richardson (NRB), que pretende representar la influencia relativa de la energía de inestabilidad y de la energía cinética, asociada con la cizalladura vertical del viento. Como resultado de otros estudios numéricos y de las observaciones realizadas, principalmente con la ayuda de los radares meteorológicos, se conoce que la organización y la duración de las tormentas convectivas individuales y de los sistemas de tormentas, se incrementa con el aumento de la magnitud de la cizalladura vertical. (Cotton y Anthes, 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 (Weisman y Klemp 1982; Fovell y Ogura, 1989; Fovell y Dailey 1995). La importancia de la microfísica en el desarrollo de las tormentas fue demostrada por Fovell y Ogura, 1988.

Otro de los problemas abordados en los estudios de simulación numérica, es el tipo de tormenta que se desarrolla preferentemente en determinadas condiciones ambientales. Takeda (1965, 1966 a, b) y Srivastava (1967) demostraron que, en un ambiente sin cizalladura vertical del viento, el agua que cae de la parte superior de la corriente ascendente a través de ella, se acumula en los bajos niveles, donde conduce a una reducción de la velocidad vertical. Hobbs y Ragnó (1985) desarrollaron un modelo empírico que muestra el funcionamiento dinámico y microfísico de la celda simple, que contribuyó a arribar a la conclusión de que ésta se manifiesta preferentemente en condiciones de cizalladura del viento moderada (Houze, 1993).

En Cuba se iniciaron los estudios de simulación de nubes convectivas con ayuda de un modelo unidimensional no estacionario con microfísica parametrizada (Alfonso et al., 1998). A pesar que este modelo ha permitido evaluar la influencia de factores como los perfiles de humedad y temperatura en el desarrollo de las nubes convectivas, para estudiar los factores dinámicos es imprescindible tomar en cuenta la estructura tridimensional de los sistemas, (Houze, 1993).

En el presente trabajo se aplica un modelo tridimensional, compresible y no hidrostático al estudio de un caso de una tormenta de celda simple que se desarrolló sobre Camagüey el 4 de septiembre de 1986. Con esto se pretende dar el primer paso en el estudio de los mecanismos físicos de desarrollo de los principales sistemas convectivos que se desarrollan sobre Cuba, utilizando la simulación numérica tridimensional. El modelo utilizado es una versión del ARPS de la Universidad de Oklahoma (Advanced Regional Prediction System, Xue, 1995). En el segundo epígrafe del trabajo se da una breve descripción del modelo, así como de la configuración escogida. El tercer epígrafe consiste en la descripción de las condiciones iniciales, ambientales y de contorno, para la simulación de la evolución de la tormenta. En el cuarto epígrafe se muestran los resultados de la simulación, comparándolos con las observaciones de radar correspondientes al día, y se discute su significado físico.

Descripción del modelo

El modelo incluye las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento lineal, el calor (temperatura potencial), la masa (presión), las seis formas del agua (vapor de agua, agua de nube, agua de lluvia, hielo de nube, nieve y granizo) y la ecuación de estado; como se muestran a continuación.

$$\rho = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{q_v}{\varepsilon + q_v}\right) (1 + q_v + q_{\text{agualíquida+hielo}})$$

Donde T es la temperatura del aire, R_d es la constante de los gases para el aire seco, y $\varepsilon = R_d / R_v = 0.622$ es la razón entre la constante de los gases para el aire seco y el vapor de agua. $q_{\text{agualíquida+hielo}}$ representa el contenido total de hielo y agua líquida.

Las ecuaciones de conservación son:

$$\frac{\partial(\bar{\rho} * u)}{\partial t} = -[ADV(u)] - \frac{\partial(p' - \alpha Div)}{\partial x} + (\bar{\rho} f_v - \bar{\rho}' f_w) + D_u$$

$$\frac{\partial(\bar{\rho} * v)}{\partial t} = -[ADV(v)] - \frac{\partial(p' - \alpha Div)}{\partial y} - \bar{\rho} f_u + D_v$$

$$\frac{\partial(\bar{\rho} * w)}{\partial t} = -[ADV(w)] - \frac{\partial(\bar{p}' - \alpha Div)}{\partial z} + \bar{\rho} B - \bar{\rho} f u + D_w$$

$$\frac{\partial(\bar{\rho} * \theta')}{\partial t} = -[ADV(\theta')] - \bar{\rho} w \frac{\partial \theta'}{\partial z} + D_\theta + S_\theta$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} = -\left[u \frac{\partial(p')}{\partial x} + v \frac{\partial(p')}{\partial y} + w \frac{\partial(p')}{\partial z} \right] + \bar{\rho} g w - \bar{\rho} C_p \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right]$$

$$\frac{\partial(\bar{\rho} * q_\psi)}{\partial t} = -[ADV(q_\psi)] + \frac{\partial(\bar{\rho} v_q q_\psi)}{\partial z} + D_\theta + S_\theta$$

Donde:

$$Div = \left[\frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial z} \right]$$

y

$$ADV() = \bar{\rho} u \frac{\partial ()}{\partial x} + \bar{\rho} v \frac{\partial ()}{\partial y} + \bar{\rho} w \frac{\partial ()}{\partial z}$$

Se utilizó la configuración tridimensional con la advección de segundo orden. La parametrización de la turbulencia a escala de subrejilla fue de orden 1.5 de la energía cinética turbulenta y la microfísica incluyó la fase sólida (Lin et al., 1983). Se despreciaron los términos de Coriolis, la fricción y los efectos radiativos.

El dominio de integración fue de 55 x 36 x 20. El paso de rejilla en cada uno de los ejes fue 1 x 1 x 0.5.

Condiciones ambientales, iniciales y de contorno.

El 4 de septiembre de 1986 sobre toda Cuba se encontraba el anticiclón subtropical y la situación sinóptica era favorable para el buen tiempo. No obstante, fue reportada una gran cantidad de precipitación. Las condiciones ambientales se le proporcionaron al modelo a partir del radiosondeo de las 13:00 hora local de la estación de Camagüey, situada en los 21°25'N y 77°10' O. En este radiosondeo (Fig. 1), se muestra una profunda capa con inestabilidad condicional, cuya Energía Potencial Convectiva Disponible (EPCD) era de 2893.7 J/kg. La diferencia máxima de temperatura (DT) entre el sondeo y la parcela es de 8°C, a partir del modelo pseudoadiabático de ascenso, siendo esto favorable para la convección. El nivel de condensación por ascendencia estaba a los 1.4 km y el de condensación convectiva a 1.1 km. Por otra parte, las condicio-

nes de humedad no eran muy favorables para la convección profunda, ya que la humedad relativa media en la capa de 0 a 6 km era del 65.8%. El perfil de viento se caracterizó por una cizalladura vertical entre superficie y 300 m de altura de 2.3 m/s y una cizalladura vertical media en la capa hasta 6 km, de 6.3 m/s.

La información del radar muestra que comenzaron a formarse nubes convectivas aisladas desde horas del mediodía, principalmente al norte y al oeste de la estación. La formación de nubes en estas regiones persistió por varias horas, manteniéndose un sistema de celdas aisladas que se sucedían en el tiempo a unos 60 km al este y un sistema multicelular al norte, con su centro a unos 40 km de la estación. Cerca de las 14:00 H.L., comienzan a formarse celdas aisladas al NE y E, y más entrada la tarde estas nubes se forman también al sur. Paralelamente a esto, al norte y norte-noroeste de la estación, y cerca del poblado de Minas, se desarrolló un sistema de cumulonimbos de grandes dimensiones, que aportó gran cantidad de lluvia y duró varias horas, favorecido por la convergencia local del viento de superficie.

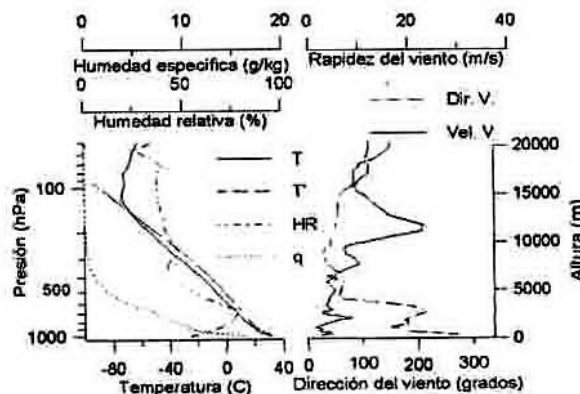


Fig. 1: Perfiles de algunas variables meteorológicas del sondeo atmosférico del 4 de septiembre de 1986.

La convección fue iniciada por una burbuja caliente axialmente simétrica con un radio máximo de 10km en la horizontal y 1.5km en la vertical y un exceso máximo de temperatura potencial de 4 °K, colocada en x=48km y y=16km.

Se utilizaron las condiciones de contorno laterales propuestas por Kiemp y Wilhemson (1978), 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.

Resultados y discusión.

Se simuló un intervalo de dos horas de tiempo de vida de la tormenta, a partir de la perturbación inicial. Cada 5 minutos de simulación se obtuvieron salidas

gráficas para analizar la evolución de la tormenta. No obstante, para detectar el momento inicial de formación de la nube, se grabaron salidas de control del modelo cada minuto de simulación en formato texto, con información sobre los máximos de las magnitudes principales y sus coordenadas. El criterio utilizado para determinar el instante de inicio de la nube fue que el contenido de agua de nube (q_c) máximo, expresado como razón de mezcla adimensional, fuera de al menos 10⁻⁴. Esto ocurrió a los 12 min. de simulación (Fig. 2a), cuando aparece una celda convectiva que alcanza una altura máxima de 5 km y un valor máximo de contenido de agua de nube de 0.0012. En este momento, todavía no hay agua de lluvia, por no haberse alcanzado el valor umbral de contenido de agua de nube requerido por la parametrización de Kessler. Como esta celda no sobrepasa la isoterma 0°C, tampoco hay formación de hielo. En la región cercana a la perturbación convectiva inicial, se forma una corriente ascendente (CA) con velocidades verticales (w) de hasta 4.1 m/s (Fig. 2b), generadas por el exceso de temperatura de la burbuja respecto al medio, y fortalecidas por la liberación de calor latente producto de los procesos de condensación. Como se observa en esta figura, el ascenso de las masas de aire provoca movimientos descendentes de compensación. En el núcleo de la CA se genera vorticidad horizontal, debido a que el aire gira a la vez que asciende (Houze, 1993).

A medida que avanza la simulación, la zona con agua de lluvia va aumentando, por el mecanismo de autoconversión, que simula el proceso de coalescencia. Más tarde, la base de las isolíneas de lluvia comienza a bajar, ya que el peso de las gotas aumenta al aumentar su radio medio, y también la velocidad de caída respecto a la CA, hasta dejar de ser arrastradas por ella. Desde los 27 min de simulación la lluvia alcanza la superficie en la misma zona donde se inició la convección.

Pasados los 30 min., se encontró el máximo de velocidad ascendente para el ciclo de vida de la nube, de 22.8 m/s, a una altura de 9.5 km. Las altas velocidades verticales en las CA favorecen un incremento en la velocidad de condensación, por lo que el contenido de agua de nube aumenta en esta etapa, en los niveles altos, en este caso hasta 0.0017, existiendo correspondencia espacial entre las variaciones de ambas magnitudes (Fig. 3a y b). A partir del mecanismo de autoconversión, el contenido de agua de lluvia (q_r) también se incrementa al aumentar el de agua de nube por encima del umbral de Kessler. En los niveles superiores a la isoterma 0°C, se produce sobresaturación con respecto al hielo, por lo que se activa el mecanismo de formación y crecimiento del hielo de nube por deposición (Fig. 3a y c). Rápidamente aumenta el contenido de hielo (q_i) y en consecuencia hay una gran liberación de calor latente y

un fortalecimiento de la CA en niveles altos, donde la humedad es relativamente pequeña y la condensación no sería suficiente para que se generara un gran aumento en la flotabilidad. Este fenómeno, del llamado "segundo pico" de convección en la altura, fue discutido en simulaciones unidimensionales por Simpson (1965), Weinstein y Davis (1968), Simpson y Wiggert (1969), Cotton (1972), y se corroboró posteriormente con la modelación tridimensional (Cotton y Anthes, 1989).

Como la cizalladura del viento es pequeña (6.3 m/s, entre 0 y 6 km), el peso del agua de lluvia y el del granizo que se forman en la CA recae sobre ésta en toda la extensión de la nube, hasta que su valor es tal que impide que dichas partículas sean arrastrados por ésta y comienzan a caer. La acción prolongada de este mecanismo y el aumento del contenido de agua de lluvia y granizo a partir de procesos microfísicos, hace que la flotabilidad tienda a disminuir con el tiempo, primero en los niveles bajos, y después más arriba. Dado que la precipitación se forma directamente en la corriente ascendente, y el peso de los hidrometeoros disminuye su velocidad, se genera una corriente descendente (CD) en la parte inferior de la nube Fig. 3b, lo que es consistente con lo encontrado por Ferrier y Houze, (1989). Una vez que se forma la CD, la inclusión del aire seco en los niveles medios y la evaporación de la lluvia que cae por debajo de la nube contribuye a que la CD se enfrie más que el aire circundante, ocasionando que ésta se acelere hacia abajo, llegándose a valores máximos de velocidad descendente de 6,9 m/s.

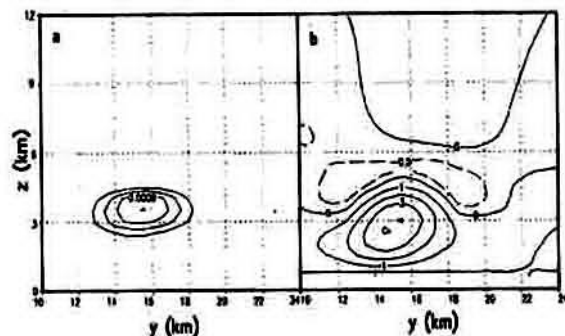


Fig.2: Corte vertical de la nube en $x=46$ km a los 12 min.

- a- Contenido de agua de nube (q_c), las isolíneas se dibujaron cada 0.0005 kg/kg.
- b- Velocidad vertical ascendente (w): línea continua y velocidad vertical descendente (w_d) [m/s]: línea discontinua

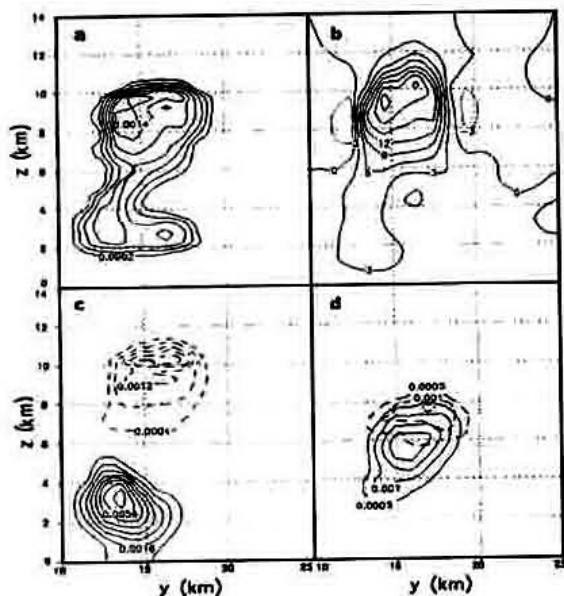


Fig.3: Corte vertical de la nube en $x=46$ km a los 30 min.

- a- Contenido de agua de nube (q_c), las isólineas se dibujaron cada 0.0002 kg/kg.
- b- Velocidad vertical ascendente (w): línea continua y velocidad vertical descendente: línea discontinua (w_d) [m/s].
- c- Contenido de agua de precipitación (q_r): Línea continua, las isólineas se dibujaron cada 0.001 kg/kg. Contenido de hielo (q_i): línea discontinua, las isólineas se dibujaron cada 0.0004 kg/kg.
- d- Contenido de granizo (q_h): línea continua. Contenido de nieve (q_s): Línea discontinua, las isólineas se dibujaron cada 0.0005 kg/kg.

En la Fig. 3a y c se pueden observar los valores de contenido de agua de nube, agua de lluvia y hielo para esta etapa, correspondientes al máximo desarrollo de la nube. Los valores máximos alcanzados por estas magnitudes pueden verse en la tabla 1. La figura muestra como a cada uno de estos hidrometeoros corresponde un intervalo de altura, siendo el hielo de nube el predominante en los niveles más altos (6.5- 11.3 km aproximadamente). En la parte inferior de este intervalo, la razón de mezcla del hielo es menor que en la mitad superior, porque el mecanismo de acreción (simulado a través de un proceso de conversión dependiente de la razón de mezcla) conduce a la formación de nieve (que está presente en el intervalo 5.8 - 8.2 km.) y ulteriormente, a través de su interacción con el agua líquida, conduce también a la formación de granizo. Como se puede apreciar, los valores de contenido de lluvia (q_r) y contenido de granizo (q_h) máximos son del mismo orden de magnitud. En el intervalo de alturas desde

2.8 hasta 5.2 km aproximadamente, ambos tipos de precipitación coexisten. En esa zona el granizo comienza a fundirse en sus capas superficiales, formando el llamado "granizo mojado", que pasa a formar parte de la lluvia luego de su fusión total, lo que es consistente con el papel fundamental del granizo en la formación de la precipitación en las nubes convectivas (Rogers y Yau, 1989), y en especial en las tropicales, de lo cual Martínez y Gori (1999) obtuvieron evidencia experimental indirecta al analizar la evolución de los espectros de gotas de lluvia en el interior de las nubes. En el caso estudiado, el contenido de granizo en la corriente descendente desaparece totalmente por fusión antes de alcanzar los niveles inferiores de la nube. Los valores máximos de contenido de agua de lluvia obtenidos en superficie fueron del orden de 0.001 (1 g/kg), lo que corresponde aproximadamente a una intensidad de lluvia de 20 mm/h, aplicando la relación obtenida por Martínez y Gori (1997).

Tabla 1: Valores máximos de las diferentes magnitudes para las diferentes etapas de la nube. Tiempo (t) (min) contenido de agua de la nube (q_c), contenido de agua de lluvia (q_r), contenido de hielo (q_i), contenido de granizo (q_h) (kg/kg), velocidad vertical ascendente (w) y velocidad vertical descendente (w_d) (m/s). Entre paréntesis se colocaron las coordenadas x , y , z de los máximos correspondientes.

Etapas	t[min]	q_c (kg/kg)	q_r (kg/kg)	q_i (kg/kg)	q_h (kg/kg)	q_s (kg/kg)	w [m/s]	w_d [m/s]
Formación	12	0.0012 (48, 17.3, 5)	0	0	0	0	4.1 (48, 16.3)	-2.0 (48, 16.0, 5)
Desarrollo	30	0.0017 (46, 11.4, 5)	0.011 (46, 15.3, 5)	0.0026 (48, 18, 11.5)	0.0015 (48, 18, 11)	0.0076 (46, 15.5, 5)	22.8 (47, 16.9, 5)	-5.9 (45, 16.4)
Disipación	50	0.00068 (45, 14.7)	0.0010 (46, 16.3, 5)	0.00057 (52, 18, 11)	0.0016 (47, 15, 5)	0.00057 (51, 14.2)	3.9 (51, 14.2)	-3.1 (51, 13.8, 5)

Pasados 50 min. de simulación, la tormenta entra en su etapa de disipación. En esta etapa el agua de nube, el hielo y el granizo, que se encuentran en los niveles superiores, disminuyen considerablemente, ya que se han incorporado a los procesos de formación del agua de lluvia (Fig. 4c). La fig. 4 (b y c) muestra que la carga de agua de lluvia continúa lastrando la CA, de modo que en los niveles bajos esta se convierte en descendente, lo que va acompañado del cese de la formación de agua de nube. En estas condiciones las gotas de nube existentes van alimentando gradualmente a las gotas de lluvia por el mecanismo de coalescencia, simulado como autoconversión, pero a la vez se evaporan, ya que la humedad relativa puede ser menor del 100 %. La corriente descendente se enfría principalmente producto de la absorción de calor latente en la evaporación, pero también por la menor temperatura de las gotas provenientes de niveles superiores de la nube. A niveles superiores, sin embargo ($z > 4$ km) la CA persiste por algún tiempo, producto de que el contenido de agua de lluvia es menor y además, la

sobresaturación respecto al hielo es superior a respecto al agua, lo que permite que el proceso de Bergeron permanezca activo.

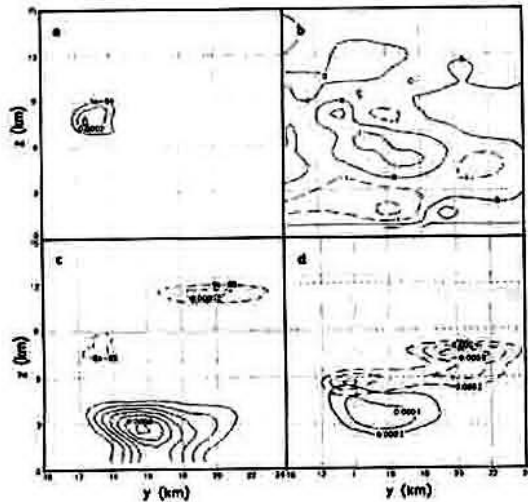


Fig. 4: Corte vertical de la nube en $x = 46$ km a los 50min.

- a- Contenido de agua de nube (q_c): las isóneas se dibujaron cada 0.0001 kg/kg.
- b- Velocidad vertical ascendente (w): línea continua y velocidad vertical descendente (w_d) [m/s]: línea discontinua.
- c- Contenido de agua de precipitación (q_r): línea continua, las isóneas se dibujaron cada 0.0001 kg/kg. Contenido de hielo (q_i): Línea discontinua, las isóneas se dibujaron cada 0.00006 kg/kg.
- d- Contenido de granizo (q_h): línea continua. Contenido de nieve (q_s): línea discontinua, las isóneas se dibujaron cada 0.0002 kg/kg.

La celda original tiene su contenido máximo de agua de nube en los 7 km. Por debajo de los 4 km sólo hay agua de precipitación, la cual es mucho mayor en superficie, y sigue siendo predominante sobre el hielo y el agua de nube aunque su valor máximo ha disminuido (Tabla 1 y Fig. 4a y c). Una característica de esta etapa es que el patrón de las velocidades comienza a desordenarse, aunque es apreciable la CD en el sitio de precipitación (Fig. 4 b). La precipitación de manera general describió un ciclo similar al descrito por Houze (1981).

Cuando la CD alcanza la superficie es esparcida hacia fuera formando el denominado "estanque frío", cuya expansión representa el estado final en el ciclo de vida de la celda. La Fig. 5 muestra claramente la divergencia del viento en la zona de la precipitación en superficie, orientando el flujo de salida en todas

las direcciones. El flujo no perturbado es del noreste por lo que, en la parte este de la nube ambos vectores son opuestos y aparece una línea de convergencia, generando corrientes ascendentes que propician la formación de agua de nube en niveles bajos como se ve en la Fig. 5. En la Fig. 4b, se aprecia una débil corriente ascendente en los niveles bajos que se forma en esta zona y desaparece con la altura, al encontrarse con corrientes descendentes asociadas con el flujo de salida por el tope y el agua de precipitación.

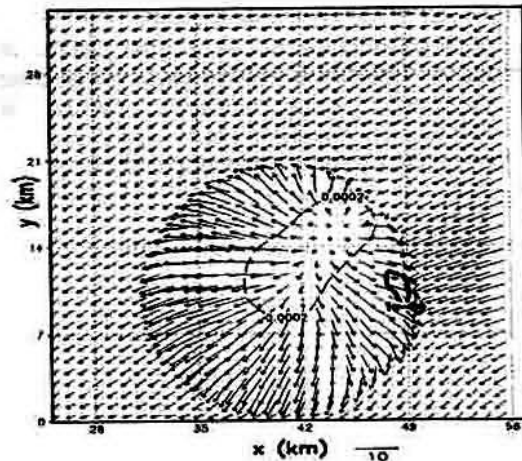


Fig. 5: Corte horizontal de la nube en $z=2.5$ km para $t=50$ min. Las flechas indican el vector (u, v), la línea gruesa continua encierra la región con contenido de agua de nube >0.0001 kg/kg ambos en $z=1$ km y las líneas discontinuas el contenido de agua de precipitación >0.0002 kg/kg.

Para comparar la evolución de la nube modelada con las características de una nube real desarrollada en el mismo ambiente, se escogió una de las nubes que se formaron al este de la estación de radar, fuera de la zona de máxima convergencia de los vientos de superficie, que se corresponden mejor con la suposición de homogeneidad horizontal asumida en el trabajo. La escogida fue una de las nubes experimentales estudiadas en el experimento PCMAT (Koloskov et al., 1996), y su primer eco se detectó a las 14:26, con un azimut de 99 grados y a una distancia de 52 km del radar. La Fig. 6 muestra la evolución de los perfiles del factor de reflectividad máximo medido por el radar, utilizando los diferentes registros de altura constante obtenidos del sistema digitalizado empleado, así como los perfiles de área del radioeco. El primer eco se observó a una altura de 4-6 km, lo que implica que las primeras gotas de precipitación se formaron a partir del mecanismo caliente, ya que el mecanismo frío se activa a partir de temperaturas de cerca de -5°C , correspondientes a alturas cercanas a los 6 km. Al aumentar el tamaño de las gotas

por coalescencia, el intervalo de alturas del eco baja hasta 2-4 km en los primeros 5 min., y luego, a los 10 min. del primer eco, aparece lluvia ligera en superficie, que se mantiene con poca variación en los próximos 5 min. A los 20 min. del primer eco, el tope del radioeco comienza a crecer, al ser arrastradas las partículas de lluvia por la corriente ascendente, a la vez que aumenta el área cubierta por la lluvia en todo el intervalo de alturas. Entre los 25 y 30 minutos se nota que el tope del radioeco sobrepasa la altura de 6 km, lo que va acompañado por una aceleración de su crecimiento, motivada probablemente por la liberación adicional de calor latente producto de la activación del mecanismo frío. La nube real medida por el radar alcanzó un primer máximo relativo de intensidad de lluvia en superficie de 12 mm/h a los 35 minutos del primer eco. Esta evolución resulta consistente con las Figs. 2-4 que muestran el desarrollo de los diferentes hidrometeoros en la nube simulada, resultando significativo que el momento de mayor desarrollo de dicha nube ocurre a los 30 minutos de simulación. A partir de ese momento, los perfiles de reflectividad máxima y área se mantienen con poca variación en el radioeco de la nube real hasta los 65 minutos, en que se evidencia un ligero descenso del tope, que es seguido por un crecimiento ulterior, que se produce en la nube real por la aparición de nuevas celdas. La nube simulada, sin embargo, no evoluciona de esta forma después de los 30 minutos, ya que su período de madurez dura unos 15 minutos, para luego pasar a la fase de disipación, que se muestra en la Fig. 4. Posiblemente, la diferencia se debe a que el surgimiento de nuevas celdas responde a la convergencia del viento resultante de la nube y el viento ambiental, pero la estructura espacial de este último no se consideró en el modelo. Este problema deberá ser abordado en el futuro a partir de la introducción de la heterogeneidad espacial. Para esto es necesario introducir la información de temperatura y viento en superficie a partir de los datos de la red meteorológica superficial, que generarían zonas favorables para el desarrollo de la convección. Además, deben introducirse la orografía y los tipos de suelo, de manera que se generen circulaciones locales.

Se comparó además el desplazamiento espacial de la nube simulada y del radioeco. Primeramente se calculó el desplazamiento de q_r máximo en la nube simulada (D_{qrs}) y el desplazamiento sufrido por el máximo de reflectividad según datos de radar (DZr), ambos a la altura de 1.5 km. El D_{qrs} fue igual a 7.2 km mientras que DZr fue de 7.6 km, ambas con un error de 1 km, de modo que los dos resultados demuestran que el desplazamiento de la tormenta no fue apreciable durante su ciclo de vida. La tormenta simulada se desplazó en la dirección del viento medio, hacia el noreste, como era de esperar dado

el valor tan pequeño de la cizalladura vertical del viento (Weisman y Klemp 1982). El DZr fue también hacia el noreste, coincidiendo aproximadamente con el viento medio.

La fig. 7 muestra la evolución de las alturas máximas de q_c (H_{tqc}), q_r (H_{tqr}), q_i (H_{tqi}), q_h (H_{tqh}) de la nube simulada (bajo el criterio de que los contenidos de agua sean de al menos 10^{-4}) y del tope del radioeco registrado por el radar en la tormenta del 4 de septiembre de 1986 (H_{tr}). La forma de la curva para H_{tr} coincide con la descrita por H_{tqh} , aunque el tope del radioeco se mantiene ligeramente inferior al simulado. Esto es consistente con el hecho de que el granizo, por el gran tamaño que pueden alcanzar sus partículas, contribuye más que los otros hidrometeoros sólidos a la reflectividad radárica. Aunque el agua de precipitación también contribuye a la reflectividad, su altura máxima se mantiene muy por debajo del tope del radioeco, debido al gran espesor de la nube por encima de la temperatura de congelación. Las curvas H_{tqc} y H_{tqr} ilustran la disipación de la nube a partir de los 45 min. Mientras que H_{tqi} y H_{tqh} confirman la permanencia de la fase sólida en la altura en la fase de disipación como se señaló anteriormente.

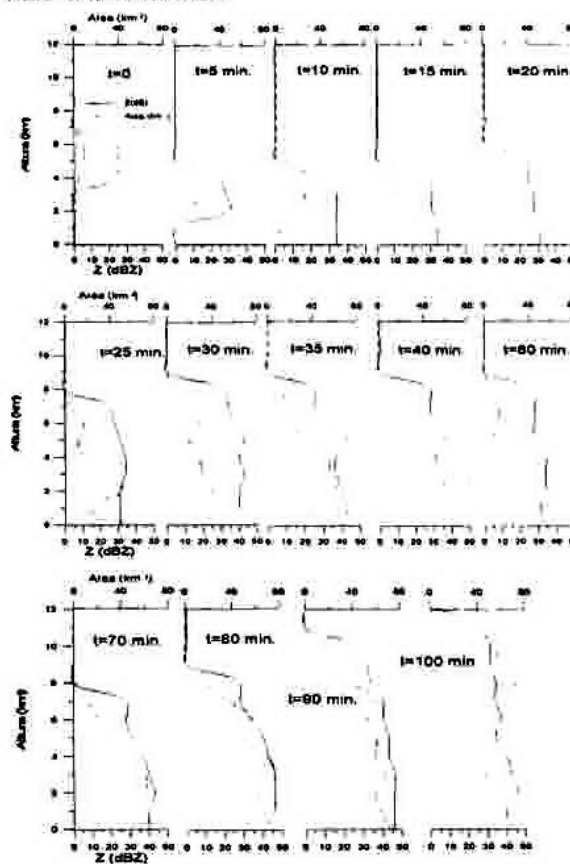


Fig. 6. Evolución de los perfiles de reflectividad máxima y área horizontal del radioeco de una celda típica de tormenta de las que se desarrollaron en la provincia de Camagüey el 4 de septiembre de 1986.

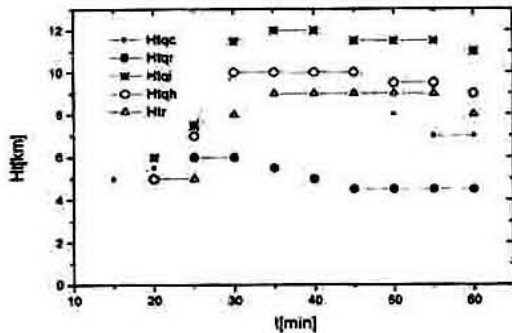


Fig. 7: Evolución del tope del radioeco (Htr), en comparación con los límites superiores de los contenidos de agua simulados para diferentes tipos de hidrometeoros. La altura máxima de: el contenido de agua de nube (Htqc), el contenido de agua de precipitación (Htqr), el contenido de hielo (Htqi), el contenido de granizo (Htqh) de la nube simulada.

Conclusiones y recomendaciones.

Los resultados de la simulación demuestran que el modelo ARPS es capaz de reproducir las principales características de la evolución de una celda simple en condiciones tropicales, utilizando como medio ambiente un sondeo real. Permite además una configuración adecuada del modelo para simular este tipo de eventos en Cuba.

-La configuración utilizada es capaz de permitir el análisis detallado cada una de las partes del ciclo de vida de la nube, que coinciden con las descritas en la literatura. Para la precipitación se obtuvo un ciclo semejante al el descrito por Houze (1981) donde se confirmó la importancia del granizo en la formación de agua de lluvia para nubes tropicales, que había sido sugerida por Martínez y Gori (1999).

-La suposición de homogeneidad espacial del perfil meteorológico ambiental inicial limita la posibilidad de simular procesos dependientes de la convergencia del viento o de la heterogeneidad del campo de temperatura. En la comparación con datos de radar se observa que la nube simulada reproduce aproximadamente las características de una tormenta de celda simple que se desarrolló fuera de la región del área con convergencia máxima. La características de esta nube son consistentes con los parámetros del sondeo, que se caracterizó por una EPCD relativamente alta, pero por humedad moderada y cizalladura del viento relativamente baja en la tropósfera media. No obstante, los parámetros de la nube modelada quedaron por debajo de los de la mayor tormenta del día, formada bajo la influencia de la convergencia del viento en superficie.

-En el futuro, se recomienda realizar simulaciones con sondeos de características extremas, que permitan generar tormentas con el desarrollo de más de una celda, para estudiar la dependencia de las características de las tormentas con los perfiles meteorológicos. Otra línea de trabajo debe ser la introducción en el modelo de información orográfica y de las características de la superficie subyacente, lo que permitirá simular el efecto de la brisa costera y otros efectos locales en la formación y desarrollo de la nubosidad.

Reconocimientos.

Los autores agradecen la colaboración del Lic. Israel Borrajero y el M.C. Arnoldo Bèzanilla en la instalación del sistema operativo LINUX y de los programas de trabajo, así como su apoyo en todas las etapas de trabajo. Un reconocimiento merecen especialmente las sugerencias de la Dra Graciela Raga y el M.C. Jesús Morfin, del Centro de Ciencia Atmosférica de la UNAM por sus valiosas sugerencias. Se agradece además apoyo financiero del Proyecto 014-1999 de la Agencia de Medio Ambiente del CITMA de Cuba, del Proyecto IAI/PESCA "Aplicación de modelos numéricos de alta resolución en la simulación de la circulación atmosférica a escala local y regional en áreas del Caribe", adjunto al Proyecto IAI/CRN-073 "Variabilidad climática y su impacto en regiones de México, América Central y el Caribe" y del Proyecto de Colaboración Cubano-Mexicano CITMA-CONACyT 01-2000 "Modelación matemática de nubes convectivas y de su impacto en la evolución de los contaminantes de la atmósfera".

El modelo ARPS fue desarrollado por el Centro de Análisis y Predicción de tormentas (CAPS) de la Universidad de Oklahoma. CAPS está financiado por el NSF y la Administración de la Aviación Federal a través del subsidio ATM92-20009.

Referencias

- Alfonso L., D. Martínez and C. A. Pérez, 1998. Numerical simulation of tropical convective clouds over Cuba using a one-dimensional and time-dependent cloud model. *Atmospheric Research*, 47-48, 343-354.
- Cotton, W.R, 1972: Numerical simulation of precipitation development in supercooled cumuli. Part I. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 757-763.
- Cotton, W.R. and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. 883 pp., Academic Press..
- Droegemeier K. K., 1997: La predicción numérica de tormentas: desafíos, beneficios potenciales y resultados de las pruebas operativas en tiempo real. *Boletín OMM*, 46, 4., 379-391.

- Ferrier, B.S., and Houze, Jr., 1989:** One-dimensional time-dependent modeling of GATE cumulonimbus convection. *J. Atmos. Sci.*, 46, 330-352.
- Fovell, R. G., and P. S. Dalley, 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, 1988:** Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3846-3879.
- Fovell, R. G., and Y. Ogura, 1989:** Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3144-3176.
- Hobbs, P. V., and A. L. Rangno, 1985:** Ice particle concentrations in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2523-2549.
- Houze, R. A., Jr., 1981:** Structure and dynamics of tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- Houze, R. A., Jr., 1993:** *Cloud Dynamics*. International Geophysics Series. Vol. 53., 573 pp. Academic Press.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978:** The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- Koloskov B., Zimin B., Bellaev V., Seregin Y., Chernikov A., Petrov V., Valdés M., Martínez D., Pérez C. and Puente G. (1996):** Results of Experiments on Convective Precipitation Enhancement in the Camagüey Experimental Area. Cuba. *Jour. Appl. Meteor.*, 45, 9, pp. 1524-1534.
- 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. and E. G. Gori, 1997:** Raindrop size distributions in convective clouds over Cuba. Scientific Report. Instituto de Meteorología. CITMA. Cuba. 63 pp.
- Martínez D. and E. G. Gori, 1999:** Raindrop size distributions in convective clouds over Cuba. *Atmospheric Research.*, 52, 221-239.
- Peppler R. A. and Lamb. P. J., 1989:** Tropospheric stability and Central North American growing season rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1156-1180.
- Rogers R.R., and M.K. Yau, 1989:** *A Short Course in Cloud Physics*. 293 pp. Pergamon Press.
- Simpson, J., R. H. Simpson, D. A. Andrews, and M. A. Eaton 1965:** Experimental cumulus Dynamics. *Rev. Geophys.* 3,387-431.
- Simpson, J.S., and V. Wiggert, 1969:** Models of a precipitating cumulus tower. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 471-489.
- Srivastava, R. C., 1967:** A study of the effect of precipitation on cumulus dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 24, 36-45.
- Takeda, T., 1965:** The downdraft in convective shower-cloud under the vertical wind shear and its significances for the maintenance of convective system. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 43, 302-309.
- Takeda, T., 1966a:** Effect of the prevailing wind shear on the convective cloud accompanied with heavy rainfall. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 44, 129-143.
- Takeda, T., 1966b:** The downdraft in the convective cloud and raindrops. A numerical computation. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 44, 1-11.
- Weinstein, A. T., and L. G. Davis, 1968:** A parameterized numerical model of cumulus convection. Rep. II GA-777, 43, Natl. Sci. Found., Washington, D. C.
- 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.
- Xue, M., K. Droegemeir and V. Wong, 1995:** The advanced regional prediction system and real-time storm weather prediction. Proceeding of the Internat. Workshop on limited area and variable resolution model, Beijing, China, World Meteorological Org.
- Xue, M., K. K. Droegemeir, 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.]