

Espectros de potencia de la velocidad vertical del viento en las nubes convectivas tropicales sobre Cuba

DANIEL MARTINEZ, CARLOS A. PEREZ, ROBERTO AROCHE

Instituto de Meteorología, Apartado 17092, Habana 17, C. P. 11700, Cuba

VITALI P. BELIAEV, VASILI V. VOLKOV

Observatorio Aerológico Central, Pervomayskaya 3, Dolgoprudny, Región de Moscú. Rusia

(Manuscrito recibido el 18 de enero de 1994; aceptado en forma final el 6 de octubre de 1994)

RESUMEN

Para una muestra de 104 penetraciones en 57 nubes convectivas con extensiones verticales de hasta 12,5 km se midieron las fluctuaciones de las componentes vertical y longitudinal del viento y de la temperatura desde un avión IL-14, equipado con instrumentos meteorológicos. En el presente trabajo se analiza el comportamiento de las densidades espectrales de la velocidad vertical y otros parámetros dinámicos de las nubes a partir de los datos obtenidos durante el experimento realizado en 1986 en el Polígono Meteorológico de Camagüey. Se concluye que los espectros energéticos de la velocidad vertical en las nubes en desarrollo poseen un máximo principal para escalas del orden de 1 km. Este máximo se explica por el aporte del calor latente de condensación. Las nubes en proceso de disipación presentan el máximo del espectro para escalas menores y es de menor magnitud. En general, las densidades espectrales promediadas presentan pendientes cercanas a $-5/3$ en coordenadas logarítmicas, excepto cerca de los máximos energéticos. Se comparan los valores de velocidad vertical e intensidad de turbulencia obtenidos en 1986 con los de 1985, concluyéndose que en 1986 las condiciones para la convección fueron menos favorables.

ABSTRACT

For a sample of 104 penetrations in 57 convective clouds with vertical depths up to 12.5 km, fluctuations of vertical and longitudinal wind components were measured. An IL-14 instrumented aircraft was used for direct in-cloud measurements. In this paper is discussed the behaviour of spectral densities and other dynamic parameters during the 1986 experiment in the Camagüey Meteorological Site. It is concluded that vertical velocity energetic spectra of developing clouds have a main maximum for scales near to 1 km. This maximum is produced by the supply of latent heat of condensation. Dissipating clouds also show a main maximum, but for minor scales and its magnitude is less. Average spectra in logarithmic coordinates have generally slopes near to $-5/3$, except near to an energetic maximum. A comparison is established between vertical draft velocities and turbulence intensities measured in 1986 with those obtained in 1985, concluding that in 1986, the conditions were less favourable for convection.

Introducción

La turbulencia ejerce una considerable influencia en el desarrollo de la nubosidad convectiva. Primero, cuanto más intensa sea ésta, mayor será el arrastre del aire externo hacia el interior de la nube y segundo, bajo la acción de la mezcla turbulenta, los gradientes verticales de temperatura y humedad en el interior de las nubes varían. A pesar de esto, los datos acerca de algunas características de la turbulencia en los cúmulos y, sobre todo en los cumulonimbos, son aún limitados a causa de la dificultad que presentan estas nubes para su medición directa (Shmeter, 1987). Además de esto, el carácter no estacionario de los procesos dinámicos que ocurren en el interior de las nubes y la limitación de la zona de medición, dificultan la obtención de densidades espectrales que sean confiables en un intervalo de escalas suficientemente ancho (Vinnichenko *et al.*, 1976).

A partir de los datos obtenidos en el experimento de 1985 en el Polígono Meteorológico de Camagüey (PMC), se cuenta con información acerca de algunas características de la turbulencia y los valores de la velocidad vertical del viento en el interior de las nubes convectivas en el polígono (Martínez *et al.*, 1989). No obstante, debido a la insuficiente frecuencia de muestreo utilizada, en 1985 no se pudo calcular las densidades espectrales con la representatividad estadística requerida, lo que sí fue posible con los datos obtenidos en 1986.

En la segunda sección de este trabajo se presenta la descripción breve del polígono y de las condiciones meteorológicas medias en los periodos de medición. En la tercera sección se exponen los métodos de medición utilizados, haciendo referencia al equipamiento del avión y el método de procesamiento estadístico empleado. En la cuarta sección se presentan y se discuten los resultados obtenidos. Para cuatro penetraciones de nubes típicas y cinco penetraciones repetidas a la misma nube, se muestran los perfiles horizontales de la velocidad vertical, así como algunas características dinámicas y los espectros energéticos de la velocidad vertical. Finalmente se presentan las características dinámicas medias y los espectros energéticos promediados para seis grupos de nubes, estratificados de acuerdo a su extensión vertical, diámetro y estado de desarrollo y también los coespectros de velocidad vertical - temperatura y, se dan las conclusiones del trabajo.

2. Breve descripción del polígono y de las condiciones meteorológicas durante las mediciones

El PMC está situado en la región centro-oriental de Cuba y está limitado por una circunferencia de 80 km de radio, centrada en la ciudad de Camagüey ($21^{\circ}25'N$ y $77^{\circ}10'O$), que se intersecta con las costas Norte y Sur. La región central del polígono presenta un relieve bastante plano, aunque al norte se encuentra la Sierra de Cubitas y al sur las alturas de Najasa, ambas con topes por debajo de los 330 m. Las franjas costeras son llanuras bajas y planas.

Los principales sistemas béricos que afectaron al PMC durante el periodo de medición fueron las ondas del Este, la cuña del anticiclón del Atlántico, la presencia de un anticiclón secundario y el predominio de zonas de bajo gradiente, siendo las ondas del Este y las situaciones anticiclónicas las más frecuentes. Para los casos de ondas tropicales, fueron frecuentes las situaciones de confluencia local, mientras que para las situaciones anticiclónicas predominó la difluencia. La temporada experimental de 1986 resultó muy seca, con influencia persistente de anticiclones profundos.

El periodo de medición en 1986 fue desde el 26 de agosto hasta el 6 de octubre y en el horario desde las 12 hasta las 19, hora local. En 1985, cuyos datos se toman como comparación, el periodo fue desde el 15 de julio hasta el 6 de agosto y las mediciones se realizaron en el mismo horario. Ambos periodos corresponden a la estación lluviosa de Cuba.

Los datos de las estaciones meteorológicas de superficie del polígono (Tabla 1) muestran que los valores de la temperatura media en el periodo experimental de 1986 excedieron ligeramente a los de 1985, mientras que tanto la humedad relativa como los totales de lluvia fueron significativamente inferiores en 1986, para casi todas las estaciones.

Tabla 1. Valores medios de la temperatura y la humedad relativa y totales de lluvia en el periodo julio-septiembre para las seis estaciones de superficie del PMC en 1985 y 1986.

Estación	año	Temperatura media (°C)	Humedad relativa (%)	Lluvia (mm)
Nuevitas	1985	28,2	77	272
	1986	28,5	76	84
Esmeralda	1985	26,9	83	404
	1986	27,3	80	218
Camagüey	1985	26,1	84	524
	1986	26,6	78	331
Palo Seco	1985	26,3	83	972
	1986	26,7	80	366
Florida	1985	27,1	79	531
	1986	27,5	80	589
Santa Cruz	1986	27,5	82	328

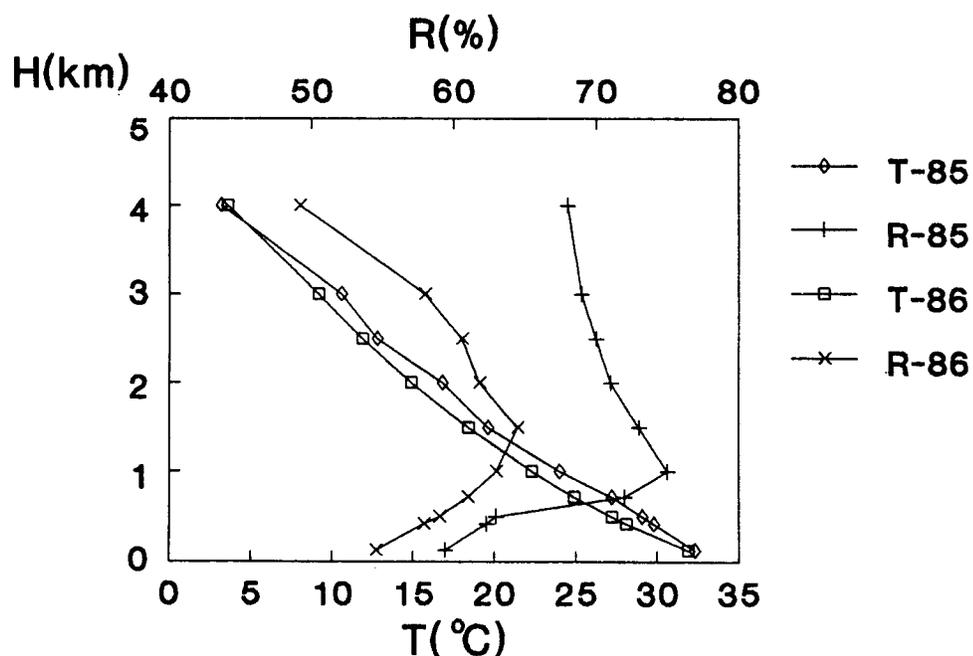


Fig. 1. Perfiles medios de temperatura y humedad relativa para los periodos experimentales de 1985 y 1986, según los datos de la estación de radiosondeo de Camagüey.

De los sondeos de las primeras horas de la tarde (13:00–15:00, hora local) de la estación aerológica de Camagüey se obtuvieron los perfiles medios de temperatura y humedad relativa para ambos periodos, desde la superficie hasta los 4 km (Fig. 1), observándose para toda la capa los mayores valores de humedad en 1985, mientras que la temperatura se comportó de manera similar en ambos periodos, aunque el gradiente de temperatura para 1986 fue ligeramente superior en la capa subnubosa. La frecuencia de inversiones y zonas muy estables en 1986 fue superior al de 1985 para la capa nubosa, aunque esto no se reflejó en el sondeo medio.

3. Métodos de medición y procesamiento de los datos

Las mediciones se hicieron durante la fase confirmatoria del Proyecto Cubano de Modificación Artificial del Tiempo (PCMAT) desde el avión laboratorio cubano IL-14, equipado con instrumentos meteorológicos (Beliaev *et al.*, 1985). Las fluctuaciones de la componente vertical de la velocidad ω' , de la componente colineal a la velocidad del avión u' y de la temperatura T' se midieron con ayuda del complejo termodinámico del observatorio Aerológico Central (Dmitrev y Strunin, 1983, 1985). La medición de la velocidad vertical se basa en la integración de la señal de sobrecarga medida con un acelerómetro de resorte amortiguado MP-21, acoplado a la señal de ángulo de cabeceo de un giróscopo tipo TsGv-3. La integración e introducción de correcciones se realiza de forma semiautomática por medio de una computadora analógica regulada por un operador durante el vuelo. Las fluctuaciones de la velocidad horizontal y las de temperatura se miden con un sensor manométrico y un termómetro de resistencia poco inercial acoplados entre sí por medio de un sistema electrónico que introduce las correcciones mutuas.

Las señales de salida van a un registrador electroóptico multicanal, donde son registradas en papel fotosensible, que es posteriormente revelado. Los datos se pasan *a posteriori* a soportes magnéticos por medio de un digitalizador de registros. La velocidad de paso de la cinta del registrador fue, en 1985, de 2,5 mm/s, lo que posibilitó una frecuencia de muestreo de 2 Hz.

En 1986 la velocidad se aumentó a 10 mm/s y la frecuencia de muestreo fue de 4 Hz.

El error de medición de la velocidad vertical ω' fue menor que 0,5 m/s para $\omega' < 10$ m/s. Para velocidades mayores, el error aumenta, pudiendo llegar hasta 2 m/s. El error de medición de u' fue menor que 0,2 m/s y el de T' fue menor de 0,05 °C. El efecto de mojadura del sensor fue corregido aplicando el método expuesto en Mazin y Shmeter (1977).

Las mediciones en el interior de las nubes se realizaron en los llamados “regímenes de medición”, durante los cuales el piloto trató de evitar los banqueos y mantener la velocidad indicada constante para evitar en lo posible las sobrecargas adicionales y errores en las indicaciones de los equipos. Estas condiciones de vuelo se mantenían desde una distancia suficientemente grande antes de penetrar la nube y después de salir de ella, para obtener mediciones de comparación en aire claro no perturbado.

Se midieron nubes individuales que, en algunos casos formaban parte de agrupaciones de mesoescala, frecuentemente en formas de línea paralela a las costas. Estas líneas suelen formarse en Camagüey debido a la acción combinada de las brisas costeras y el viento medio (Beliaev *et al.*, 1989). Las nubes fueron penetradas tratando de pasar por su “eje” central. Las desviaciones de la “cuerda” D trazada por la trayectoria del avión en la sección horizontal de la nube respecto a su “diámetro” real no superaron el 30%. Por la limitación del techo de vuelo del avión, la altura de penetración de las nubes fue siempre menor que 3500 m, por lo que todos los datos se obtuvieron para temperaturas superiores a cero grados Celsius (Fig. 1). Los datos incluidos en este trabajo corresponden a penetraciones al menos 500 m por encima de las bases, que se encontraban a alturas desde 1100 a 1500 m.

Para el trabajo se escogieron 104 penetraciones de 57 nubes investigadas en el periodo experimental de 1986, con extensiones verticales δH desde la base hasta el tope entre 2 y 12,5 km, aunque la mayor parte de ellas tuvieron extensiones entre 4 y 7 km. Algunas de ellas fueron penetradas de dos a cinco veces. Se incluyen además algunas características de la muestra de 65 penetraciones de nubes realizadas en 1985, con el objetivo de comparar los resultados de ambos experimentos.

Al procesar los resultados de las mediciones para el cálculo de los espectros de potencia, se realizó la transformación del tiempo t en distancia $L = Vt$, donde V es la velocidad real del avión, cercana a 80 m/s. Aquí la aplicación de la hipótesis de Taylor de "congelación" de la turbulencia (Lumley y Panofsky, 1964) está totalmente justificada, pues V supera en más de 10 veces a la velocidad del viento. En calidad de características estadísticas del campo de fluctuaciones se utilizaron la velocidad cuadrática media para ambas componentes σ_ω y σ_u y la función de densidad espectral $S_\omega(k)$, dada por:

$$S_\omega(k) = 2 \int_0^{+\infty} \cos(2\pi kr) A(r) dr \quad (1)$$

a partir de la cual se calcularon los espectros energéticos por la expresión:

$$E_\omega(k) = k S_\omega(k) \quad (2)$$

donde $k(1/m)$ es el número de onda, dado por $k = 1/L$, siendo $L(m)$ la escala de longitud de las fluctuaciones y $A(r)$ es la función de autocovarianza de ω' . Se determinaron además los valores máximo, mínimo y medio de ω' en la nube, respecto al valor medio en una zona alejada y no perturbada por ella, que es el que se toma como cero. El cálculo de las densidades espectrales se realizó con base en el algoritmo de transformación de Fourier de la función de autocorrelación calculada hasta una distancia igual al 20% de la longitud de la realización (Vinnichenko *et al.*, 1976), aplicando el método de Ariel (1967) desde $k_{min} = 5/D$ hasta $k_{max} = 1/(2V\delta t) = 0,025 m^{-1}$, donde $\delta t = 0.25 s$ es el intervalo de tiempo entre mediciones contiguas (correspondiente a 20 m en distancia aproximadamente) y D es la longitud de la realización ("diámetro" de la nube).

El flujo vertical de calor por unidad de área se estimó por la expresión:

$$\Phi = C_p d C_{\omega T} \quad (3)$$

donde $C_{\omega T}$ es la covarianza de ω' y T' , d es la densidad y C_p es el calor específico del aire seco a presión constante. La distribución espectral del flujo de calor se determinó a partir del coespectro de estas dos magnitudes, dado por:

$$C_{\omega T}(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} \cos(2\pi kr) M(r) dr \quad (4)$$

donde $M(r)$ es la parte par de la función de correlación mutua de ambas magnitudes.

El algoritmo de cálculo del coespectro es análogo al del espectro.

4. Resultados y discusión

4.1 Características generales de las fluctuaciones

Los resultados del análisis han demostrado la existencia de considerables fluctuaciones de las componentes de la velocidad en el interior de las nubes convectivas. En la mayoría de los casos, las curvas de densidad de probabilidad de las dos componentes tuvieron forma simétrica y unimodal, cercana a la curva de distribución normal. Para los casos individuales, los valores del coeficiente de asimetría para las fluctuaciones de las componentes vertical y horizontal del viento variaron de -1,2 a 1,2, aunque el 80% de ellas estuvieron entre -0,6 y 0,6 y los del exceso variaron entre -1,7 y 3,4 estando el 80% de ellos entre -1,2 y 0,4.

4.2 Estudio de casos particulares

En la Figura 2 se muestran los perfiles horizontales de la velocidad vertical del viento para cuatro nubes típicas, algunos de cuyos parámetros dinámicos se dan en la Tabla 2. El primer perfil corresponde a un Cb en desarrollo, con altura del tope de 10 km y con varias corrientes ascendentes. El segundo corresponde a un Cu cong multicelular aislado, de 6,5 km de tope, con corrientes ascendentes y descendentes moderadas, cercano al estado de disipación; el tercero pertenece a un Cu cong formado por una sola corriente ascendente muy vigorosa que, de acuerdo con las observaciones hechas durante el vuelo, se formó a partir de dos Cu cong en desarrollo. El

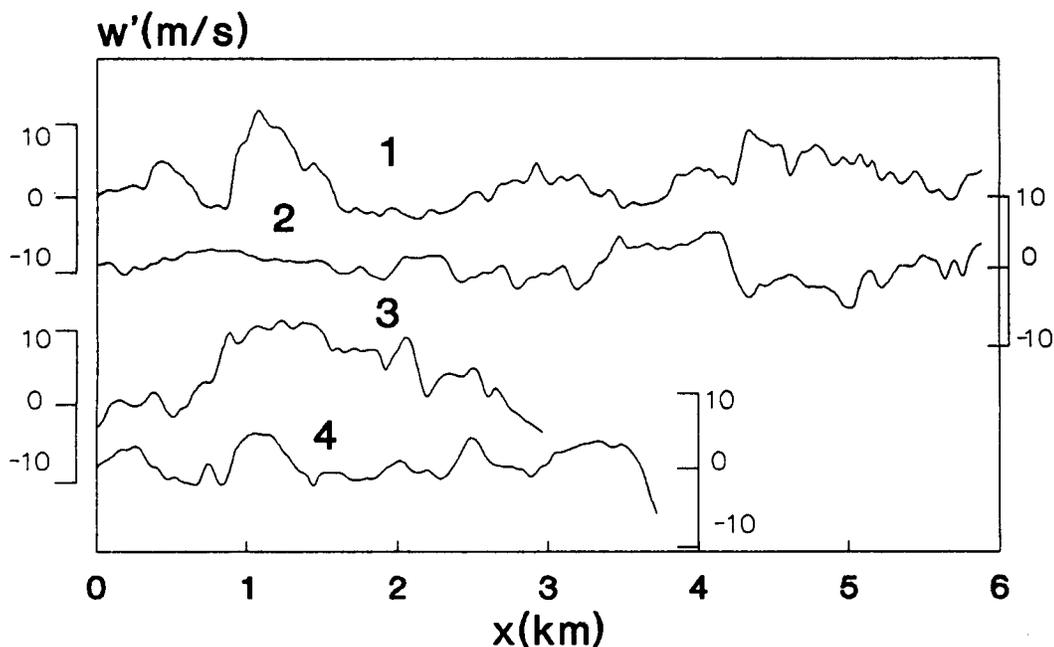


Fig. 2. Perfiles horizontales de la velocidad vertical para cuatro nubes típicas cuyas características dinámicas están dadas en la Tabla 2.

cuarto perfil corresponde a otro Cu cong, de dimensiones algo menores que el segundo, con varias corrientes ascendentes moderadas. La Figura 3 muestra las distribuciones espectrales de energía cinética $E(k)$ para los movimientos verticales de las series de datos mostradas en la Figura 2. La mayor energía de los movimientos de escalas grandes corresponde al tercer caso, que presenta un máximo para escalas mayores de 1 km ($k < 10^{-3} m^{-1}$), que no llega a poderse definir en

Tabla 2. Parámetros dinámicos de cuatro nubes típicas. δH representa la extensión vertical de la nube.

No.	fecha	hora local	δH (km)	w' (m/s)			u' (m/s)		
				max	min	σ	max	min	σ
1	5-9-86	18:15	8.8	13	-3,3	3,5	9,0	-7,8	3,0
2	18-9-86	15:05	5,3	5,0	-5,9	2,2	3,3	-8,7	2,0
3	27-8-86	15:19	4,8	13	-5,0	4,7	8,2	-10	3,3
4	26-8-86	15:24	4,7	6,6	-4,6	2,1	4,5	-8,6	2,6

el gráfico por la limitada longitud de la realización. Esta nube presenta además, un máximo secundario del espectro en una escala cercana a los 200 m ($k = 4,5 \times 10^{-3} m^{-1}$), relacionado seguramente con la turbulencia dinámica (Shmeter, 1987). En segundo lugar desde el punto de vista energético se encuentra el Cb de la curva 1, para el cual sí está definida la escala de 1,6 km ($7 \times 10^{-4} m^{-1}$) para el máximo espectral, y que presenta además, máximos secundarios para 800, 200 y 120 m. El Cu cong de la curva 4 presenta un máximo principal de menor magnitud para la escala de 800 m y también presenta un máximo secundario para los 200 m. Por último, el Cu cong de la curva 2 presenta su energía distribuida en tres zonas de máximo espectral, una para una escala superior a los 2 km, otra para los 500 m y el tercero cercano a los 200 m.

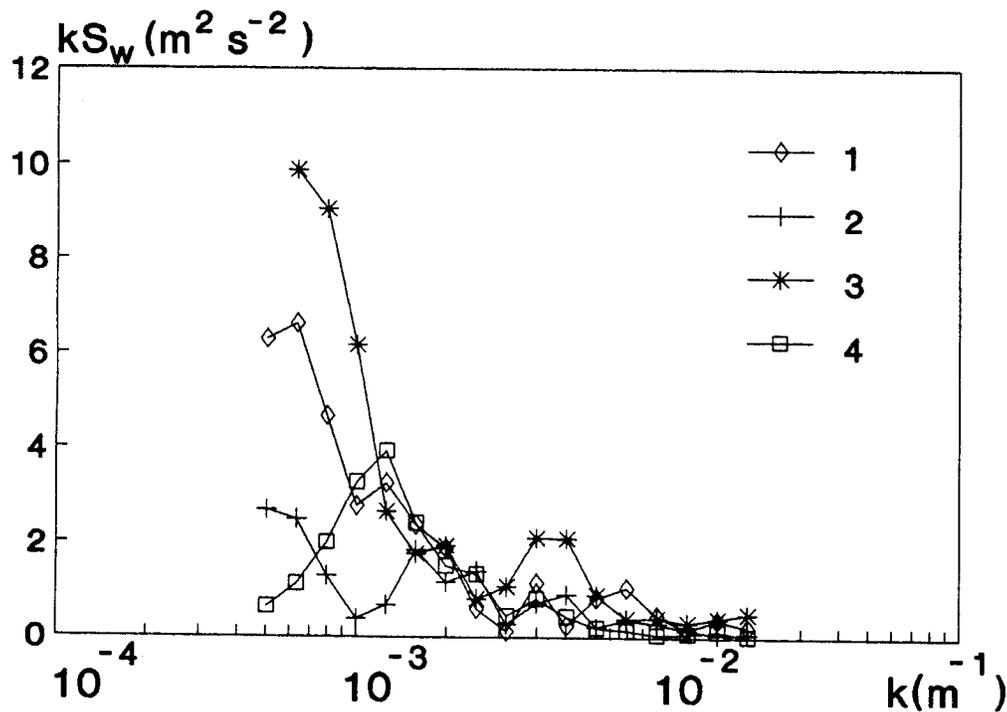


Fig. 3. Espectros energéticos de la componente vertical de la velocidad del viento para cuatro nubes típicas cuyas características dinámicas están dadas en la Tabla 2.

Como se señaló anteriormente, en el experimento de 1986 se efectuaron penetraciones repetidas al mismo nivel en una serie de nubes, lo que permitió estudiar las variaciones temporales de sus características. En la Figura 4 se muestran los perfiles horizontales correspondientes a cinco penetraciones del mismo Cb de la curva 1 de la Figura 2. Esta nube fue penetrada el 5 de septiembre en horas de la tarde. Las principales características dinámicas de la nube durante las cinco penetraciones vienen dadas en la Tabla 3. Las condiciones meteorológicas de formación de la nube pueden resumirse como la existencia de una zona de bajo gradiente de presión en superficie, situada entre la cuña del anticiclón del Atlántico y un centro anticiclónico situado en el Golfo de México, con vientos débiles del Oeste de unos 2 m/s. En la troposfera baja se acentuaba la influencia del anticiclón del Atlántico, con vientos débiles del suroeste, mientras que a partir de los 500 hPa predominaba la influencia del centro anticiclónico del Golfo, con flujo del Norte y del nordeste en los niveles superiores, con velocidades entre 12 y 25 m/s. Desde la superficie hasta los 500 m se observaban gradientes superadiabáticos y más arriba, hasta los 12 km, la estratificación era condicionalmente inestable. El Cb estaba situado en una línea convectiva que atravesaba en dirección NO-SE la parte central del polígono. La primera penetración correspondió al estado de desarrollo del Cb (Cb calv) y, después de ésta, la nube continuó creciendo durante 10 minutos, adquiriendo entonces el estado de madurez. En la segunda penetración se detectaron movimientos descendentes intensos, acompañados de precipitación, los que fueron seguidos por un aumento del diámetro del Cb. En la tercera penetración se mantiene la presencia de corrientes ascendentes y descendentes fuertes, con predominio de las primeras. A partir de la cuarta penetración, puede decirse que comienza la fase inicial del estado de disipación del Cb, aunque todavía presenta valores considerables de la velocidad de las corrientes ascendentes. El perfil horizontal de w' correspondiente a la quinta penetración es característico del franco estado de disipación.

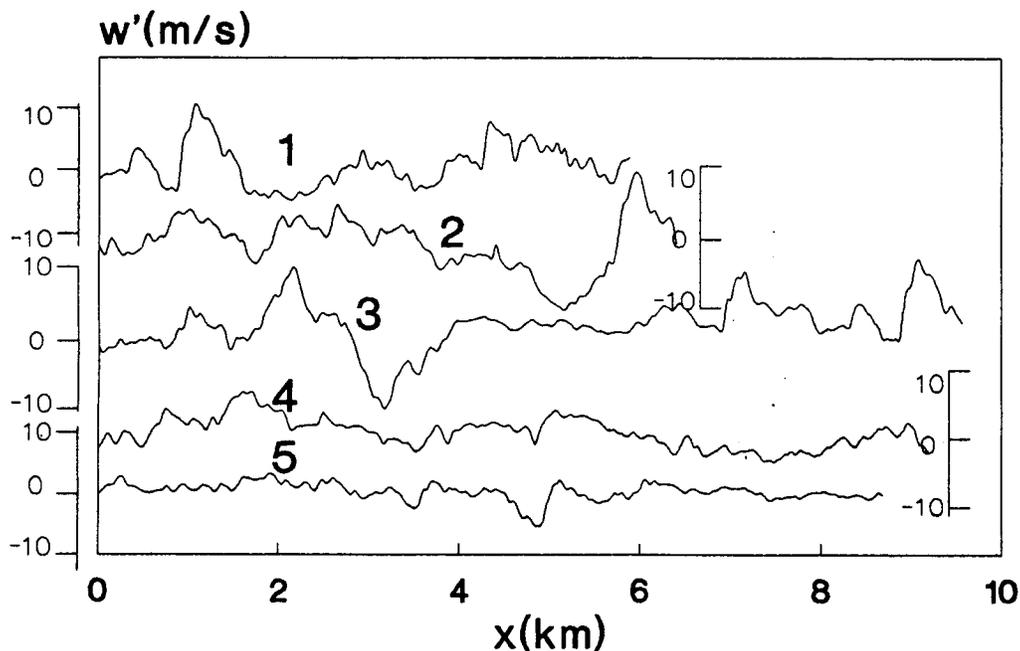


Fig. 4. Perfiles horizontales de la velocidad vertical para cinco penetraciones de un Cb cuyas características dinámicas están dadas en la Tabla 3.

Tabla 3. Características de una nube penetrada cinco veces el 5 de septiembre de 1986. D representa la extensión horizontal de la nube en la dirección de vuelo.

No.	hora local	δH (km)	D (km)	w_{\max} (m/s)	w_{\min} (m/s)	σ_w (m/s)	σ_u (m/s)
1	18:15	8,8	6,0	13	-3,3	3,5	3,0
2	18:22	11,2	6,7	12	-12	4,5	2,7
3	18:28	11,6	9,8	11	-12	3,6	2,0
4	18:36	12,4	9,3	6,3	-5,0	2,1	2,4
5	18:46	11,6	9,0	3,0	-5,6	1,4	1,3

Los espectros energéticos correspondientes a las cinco penetraciones se muestran en la Figura 5. Es notable el incremento energético entre la primera y la segunda penetración, así como el aumento de la escala del máximo, desde 1,6 hasta 2 km, valor que se mantiene en la tercera penetración. En la primera y tercera penetraciones se observa también un máximo secundario en la escala de 800 m y otros en escalas menores. De la tercera a la cuarta penetración, el cambio del espectro es radical, sobre todo por la disminución de la energía del máximo principal y su aparente corrimiento a escalas fuera de las posibilidades de cálculo, conjuntamente con la aparición de un máximo secundario bien definido en la escala de 1 km y otro en los 250 m. Es de destacar la similitud de este espectro con el de la curva 2 de la Figura 2, correspondiente también a una nube cercana al estado de disipación, aunque con dimensiones muy diferentes. En la última penetración el máximo de escala grande desapareció totalmente, quedando un sólo máximo a los 400 m.

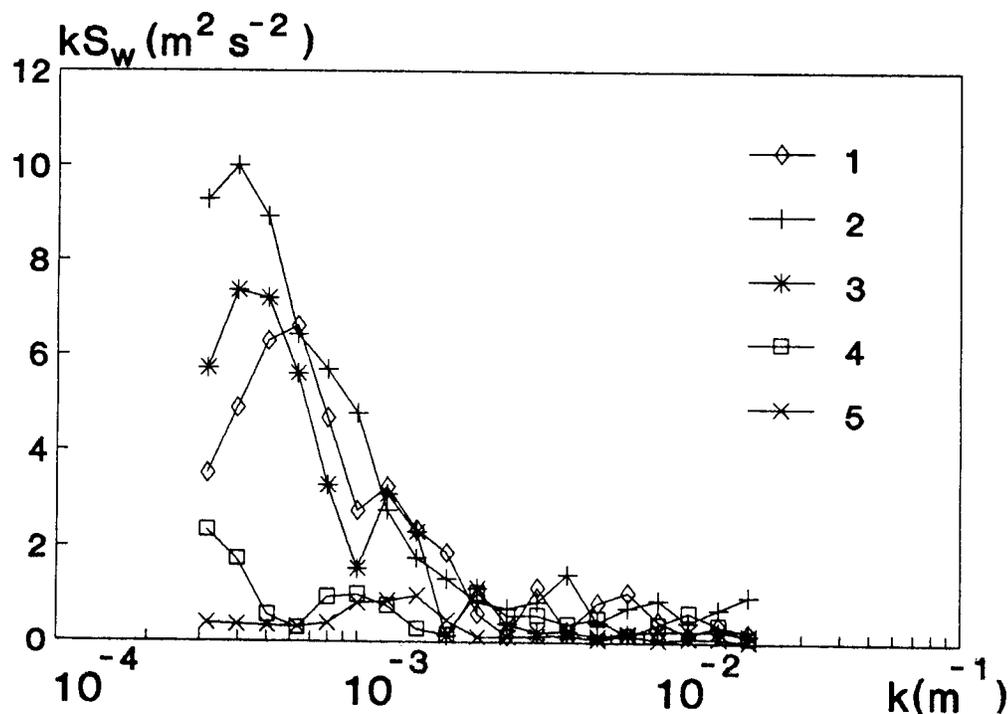


Fig. 5. Espectros energéticos para la componente vertical de la velocidad del viento para cinco penetraciones de un Cb cuyas características dinámicas están dadas en la Tabla 3.

Los picos de energía cinética para los movimientos de escalas grandes en las nubes en desarrollo están relacionados con la existencia de corrientes verticales cuasiordenadas, donde se produce el constante aporte de flotabilidad producto de la liberación de calor latente de condensación (Shmeter, 1987). Estas corrientes se encuentran en interacción con el medio nuboso que las rodea y con la atmósfera circundante a través del arrastre turbulento hacia el interior y exterior de las mismas de aire con diferente velocidad, temperatura, humedad y contenido de agua y con diferentes espectros de gotas, lo que da lugar al surgimiento de gradientes locales, intercambio de calor por evaporación y condensación y remolinos turbulentos de menores escalas.

4.3 Características dinámicas medias por grupos de casos

Para determinar las características dinámicas medias de la muestra, ésta se dividió en varios grupos de casos, de acuerdo a la extensión vertical y el estado de desarrollo de las nubes. Esto último se determinó a partir del índice ID, al que se le asignó el valor uno para la nubes con velocidad vertical media $\bar{w}' > 0$ y cero para aquellas con $\bar{w}' \leq 0$.

Tabla 4. Características dinámicas medias y extremas de las penetraciones de nubes convectivas realizadas en 1985 y 1986 clasificadas por grupos. N es la cantidad de penetraciones ID es el índice de desarrollo para cada grupo.

δH (km)	ID	w_{max} (m/s)	w_{min} (m/s)	w_{max} (m/s)	w_{min} (m/s)	w_{med} (m/s)	σ_w (m/s)	σ_u (m/s)	$\bar{\phi}$ (wm^{-2})	N
1985										
2-4	1	12	-7,1	6,8	-2,1	2,1	2,8	----	----	21
4-7	1	24	-13	11	-4,0	2,7	3,9	----	----	27
27	1	15	-13	11,8	-5,4	4,2	4,6	----	----	3
2-4	0	3,6	-14	2,7	-4,9	-1,2	2,0	----	----	8
4-7	0	7,5	-8,9	3,8	-6,8	-1,8	2,6	----	----	6
1986										
2-4	1	16	-7,6	7,6	-3,4	1,9	2,6	2,2	500	22
4-7	1	16	-9,6	8,6	-4,7	1,8	3,1	2,4	674	41
27	1	15	-12	9,9	-6,3	1,4	3,4	2,7	924	10
2-4	0	10	-9,6	3,6	-5,3	-1,2	1,7	1,7	285	14
4-7	0	12	-9,6	4,6	-6,2	-1,2	2,0	2,0	293	9
27	0	7,6	-12	5,9	-6,8	-0,7	2,2	2,2	293	8

La Tabla 4 muestra las características dinámicas medias de varios de estos grupos y los valores extremos de la velocidad vertical, incluyendo los resultados obtenidos en 1985. Los valores de los parámetros que no se midieron en 1985 se han sustituido por una barra horizontal en la casilla correspondiente de la tabla. Los valores del número de casos N para ambos años corresponden a la cantidad de penetraciones con mediciones de w' y u' . En algunos grupos de 1986, el número de casos con mediciones de T' es algo menor (de una a tres unidades) que N, debido a

problemas instrumentales. Si se comparan los valores correspondientes a grupos similares para ambos años, y en especial los grupos que contienen los casos de Cu cong potentes en desarrollo y Cb ($\delta H \geq 4 \text{ km}$, $ID = 1$), se nota que las características dinámicas de las nubes medidas en 1985 resultan más intensas, lo que es un reflejo de la diferencia de condiciones meteorológicas señalada en la segunda sección. Para los Cu cong pequeños esto no se cumple, a causa de que en 1985 se midieron más nubes cercanas al límite menor del intervalo de tamaños. En 1986 se midieron algunos Cb en estado de madurez, que, aunque tuvieron $\bar{\omega} < 0$ y por tanto $ID = 0$, no se pueden considerar como cercanas a la disipación, ya que con las corrientes descendentes coexistían corrientes ascendentes fuertes, lo que influyó en los altos valores promedio de σ_ω y ω_{med} para el grupo de los Cb con $ID = 0$ en 1986. Los valores de σ_u , obtenidos para 1986 solamente resultan menores que los de σ_ω para casi todos los grupos, lo que implica la presencia de anisotropía en la turbulencia, con preponderancia de la componente vertical, resultado similar al obtenido por Mc Pherson e Isaac (1977) y por Silaeva y Shmeter (1977) para Cu cong en Canadá y Ucrania respectivamente.

Los mayores valores de la velocidad vertical (Tabla 4) y de su valor medio cuadrático se midieron en ambos años para los Cu cong potentes y los Cb en desarrollo ($\delta H \geq 4 \text{ km}$, $ID = 1$). Los máximos absolutos de σ_ω y $\bar{\omega}_{med}$, que no se muestran en la tabla, fueron de 10 y 8,9 m/s para 1985 y de 7,2 y 5,6 para 1986. Estos valores resultan del mismo orden o mayores que los medidos en Cb oceánicos de dimensiones mucho mayores que los de nuestra muestra, en los experimentos GATE (LeMone y Zipser, 1980) y TAMEX (Jorgensen y LeMone, 1989) y son del orden de los obtenidos por Czys (1991) en Cu cong de origen continental en Illinois y mayores que los reportados por Mc Pherson e Isaac (1977) y Mazin y Shmeter (1977). Esta similitud de comportamiento con las nubes continentales se observa también en sus características microestructurales y se explica por la formación de estas nubes sobre tierra, a partir de aire proveniente de la capa subnubosa, cargado de aerosoles terrestres, que alteran la masa de aire de origen oceánico (Pérez *et al.*, 1992).

El flujo de calor por unidad de área asociado a los movimientos convectivos y turbulentos resultó ser mayor en los Cu cong y Cb en desarrollo, lo que reafirma el carácter predominantemente térmico de la convección en estas nubes, que arrastran aire caliente hacia arriba. Los menores valores del flujo se midieron en las nubes con movimientos descendentes predominantes. Para estas nubes es el aire frío principalmente el que se transporta hacia abajo con las corrientes descendentes, que se produce debido a la compensación por conservación de la masa y son reforzadas por la carga de agua de precipitación. Este mecanismo, fundamentalmente dinámico, trae como consecuencia los menores valores del coeficiente de correlación entre ω' y T' y por tanto, del flujo.

4.4 Espectros y coespectros promedio

Los espectros se promediaron sólo para los grupos correspondientes a nubes con diámetro D mayores de 3 km, con el fin de obtener una significación estadística aceptable para escalas suficientemente grandes (Vinnichenko *et al.*, 1976). Además, como k_{min} depende de D , se incluyó el diámetro entre los parámetros de estratificación de los grupos de casos para calcular los espectros promedio. La Tabla 5 muestra los parámetros de definición de los grupos, que se denotarán por los dígitos (1-6) e incluye además las características dinámicas medias de cada grupo y la cantidad de casos.

En la Figura 6A se muestran las curvas promediadas de los espectros energéticos para los seis grupos. Las características observadas en los casos particulares se confirman en los promedios. El pico para la escala de algo más de 1 km es el máximo absoluto de los espectros para los grupos 1-3

y 5-6, correspondientes a nubes con movimientos ascendentes predominantes, mientras que para el grupo 4, donde predominan los movimientos descendentes, se observa el pico para una menor escala y es inferior en valor. La magnitud de los picos principales está relacionada también con el tamaño de las nubes, pues se observan los mayores valores para los dos grupos correspondientes a Cb.

Tabla 5. Características dinámicas medias de las penetraciones de nubes convectivas realizadas en 1986 para las cuales se calcularon los espectros.

Grupo	δH (km)	ID	D (km)	$\overline{w_{max}}$ (m/s)	$\overline{w_{min}}$ (m/s)	$\overline{w_{med}}$ (m/s)	$\overline{\sigma_w}$ (m/s)	$\overline{\sigma_{LI}}$ (m/s)	$\overline{\Phi}$ (wm^{-2})	N
1	2-4	1	3-5	8,7	-3,9	2,6	3,2	2,9	518	4
2	4-7	1	3-5	9,3	-4,7	2,1	3,2	2,5	863	15
3	≥ 7	1	3-5	13	-6,7	2,0	4,3	3,3	1097	3
4	4-7	0	3-5	5,7	-6,9	-0,9	2,8	2,3	483	5
5	4-7	1	≥ 5	10	-7,3	1,1	3,5	2,7	431	3
6	≥ 7	1	≥ 5	12	-6,2	1,4	3,8	2,5	---	3

Para estudiar en particular la forma de los espectros, éstos se normalizaron con la velocidad media cuadrática antes de promediarlos por grupos. El resultado se muestra en la Figura 6B, donde se han planteado los espectros en coordenadas logarítmicas en ambos ejes y desplazados arbitrariamente en la vertical, para que no se superpongan. Aunque la pendiente media de los espectros no se aparta mucho de los $-5/3$, correspondiente al subintervalo inercial (Wyngaard, 1983), en las escalas correspondientes a los picos energéticos ocurren cambios de la pendiente a valores absolutos menores, relacionados con la entrada de energía al espectro producto del mantenimiento de la flotabilidad por la condensación, que se superponen al transporte espectral de energía de escalas mayores a menores, conocido como mecanismo de Kolmogorov. Los cambios de pendiente para las escalas más pequeñas (cercasas a los 200 m) están relacionados con los correspondientes picos, que no se destacan en la figura 6A y que son debidos a la turbulencia estimulada por los gradientes locales de viento en el interior de las nubes, que puede considerarse como de naturaleza dinámica (Shmeter, 1987). Las desviaciones observadas para el extremo derecho, de escalas pequeñas, en algunos espectros, son debidas a la gran variabilidad del espectro en esta región, cercana al límite de resolución dado por la frecuencia de muestreo de los registros. De contarse con una muestra mayor, es de esperar que para esta zona todos los espectros promedio se acerquen a la pendiente de $-5/3$, como para los grupos 2 y 4. Estos resultados coinciden en lo cualitativo con los obtenidos por Warner (1970), Voit *et al.* (1971), Mazin y Shmeter (1977) y Ramachandra Murty (1985) para otras latitudes. En nuestro caso la escala correspondiente al máximo principal de energía resultó mayor, lo que puede deberse a las mayores dimensiones de las nubes que forman la muestra cubana y al mayor peso del factor térmico en el desarrollo de las nubes convectivas tropicales.

Para cuatro de los grupos de casos con mediciones espectrales, se calculó además el coespectro promedio de ω' y T' . Para los otros dos, se contaba con menos de tres coespectros y no se efectuó la promediación (Fig. 7). Es notable la coincidencia de las posiciones de los picos principales de los coespectros con la de los espectros de ω' , lo que implica que las escalas más energéticas son precisamente aquellas en las que se concentra el flujo de calor, o sea, que este flujo se produce principalmente en las corrientes convectivas cuasiordenadas.

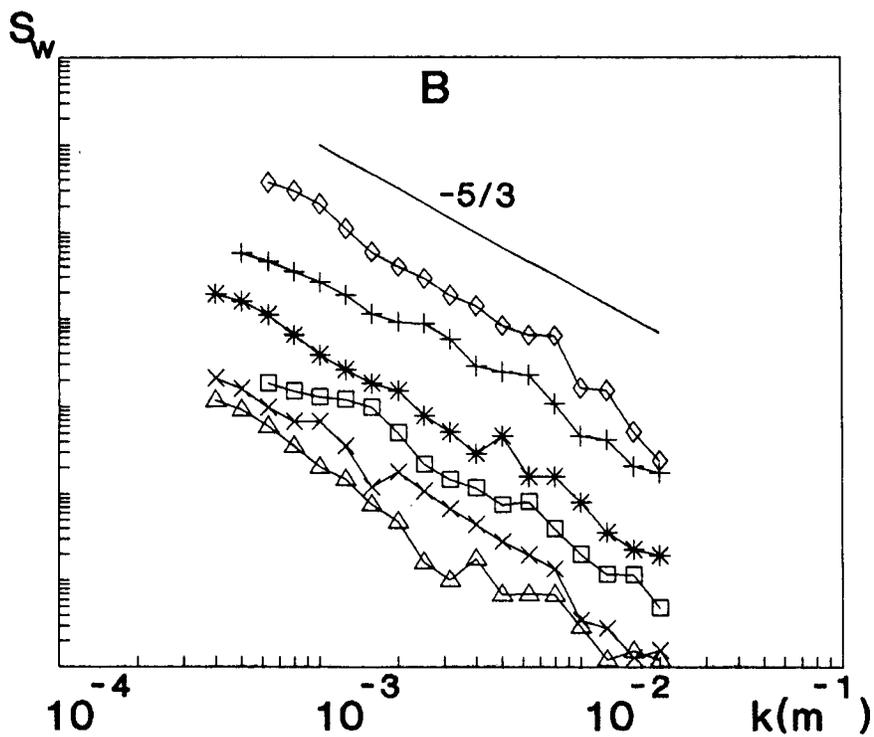
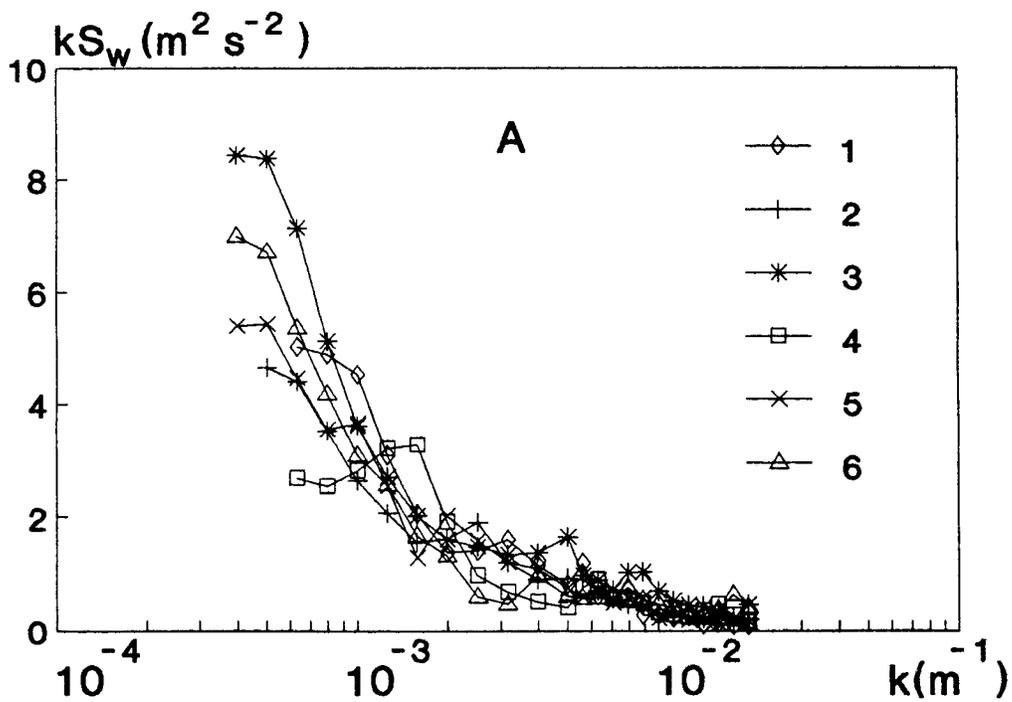


Fig. 6. Espectros energéticos promedio (A) y curvas de densidad espectral normalizadas promedio (B) de la velocidad vertical para seis grupos de nubes definidos en la Tabla 5.

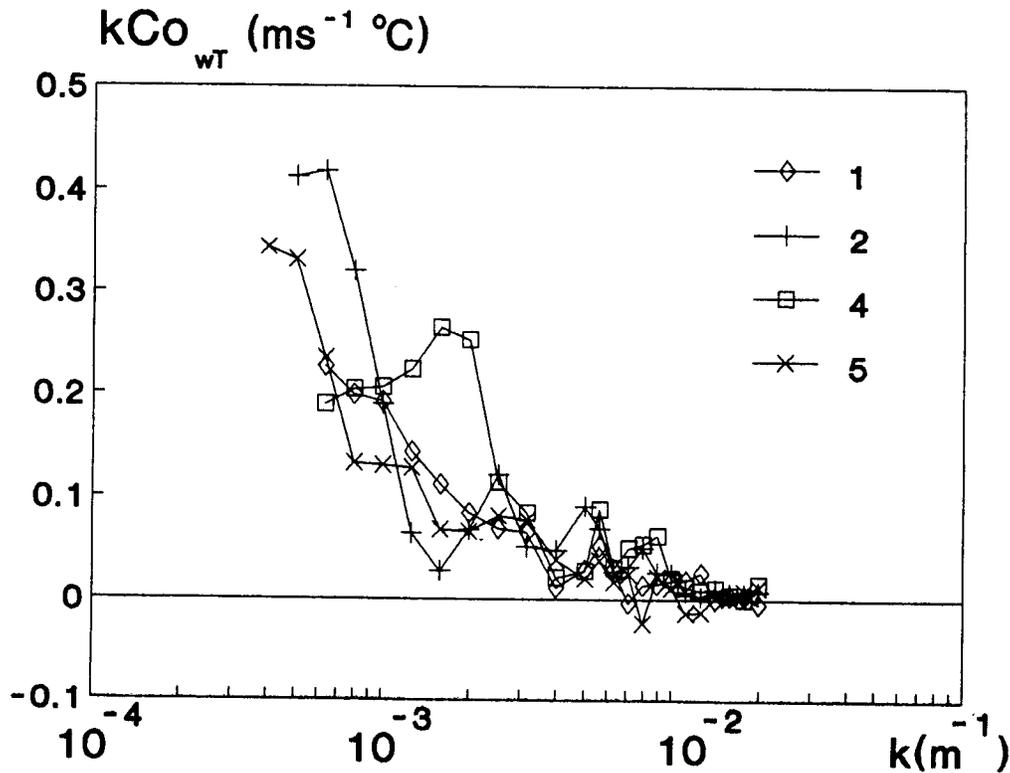


Fig. 7. Coespectros promedio de velocidad vertical y temperatura para cuatro de los grupos definidos en la Tabla 5.

5. Conclusiones

A partir del análisis estadístico de las observaciones de las fluctuaciones de la velocidad del viento y de temperatura en el interior de las nubes convectivas medidas en el Polígono Meteorológico de Camagüey a temperaturas superiores a 0°C se obtuvieron los siguientes resultados:

Los perfiles horizontales de la velocidad vertical muestran la existencia de varias zonas de movimiento ascendente, que se alternan con zonas de movimiento descendente o con zonas de turbulencia débil. La forma del perfil varía drásticamente para diferentes nubes y para una misma nube en diferentes estados de desarrollo.

Los valores máximos por nube de la componente vertical de la velocidad del viento llegaron a 24 m/s en el experimento de 1985 y a 16 m/s en 1986 para las corrientes ascendentes y a -14 y -12 m/s respectivamente, para las descendentes. Los máximos del valor medio y el cuadrático medio de la velocidad vertical fueron de 10 y 8,9 m/s respectivamente, en 1985 y de 7,2 y 5,6 m/s respectivamente, en 1986. Los mayores valores de los parámetros dinámicos de las nubes medidas en 1985 se deben, en nuestra opinión, a las mejores condiciones para la convección en este año, dadas fundamentalmente por la mayor humedad relativa en la capa nubosa.

En general, los parámetros dinámicos medidos para las nubes de Camagüey son cercanos a los reportados en la literatura de nubes continentales de dimensiones similares para otras latitudes, y mayores que los reportados para Cb oceánicos tropicales.

El flujo de calor por unidad de área es mayor en los Cu cong y Cb en desarrollo, donde está asociado al ascenso de aire caliente, alcanzando valores promedios cercanos a $10^3 \omega m^{-2}$. Para las nubes con movimientos descendentes predominantes, el flujo es también positivo, pero

menor en magnitud, estando asociado en este caso principalmente al descenso de aire frío.

Los espectros energéticos de los movimientos verticales presentan generalmente varios picos, correspondientes a las escalas que concentran la máxima energía cinética. La presencia de un pico principal del espectro para escalas mayores que un kilómetro es signo de que la nube se encuentra en desarrollo o madurez, ya que las corrientes cuasiordenadas proporcionan energía cinética a través de la flotabilidad mantenida por la condensación. El intervalo de valores característicos del espectro energético para estos picos está entre 4 y 10 m²/s².

Las nubes cercanas al estado de disipación se caracterizan por la existencia de varios picos de poca energía. El máximo principal está diferenciado, pero tanto su valor como su escala son menores que para las nubes en desarrollo y a medida que avanza el estado de disipación, se va atenuando.

El análisis de los coespectros de velocidad vertical y temperatura indica que el flujo de calor está concentrado en las mismas escalas correspondientes a los máximos principales del espectro de velocidad vertical.

Los espectros normalizados y promediados por grupos se plotearon en coordenadas logarítmicas, resultando con pendientes medias cercanas a -5/3 y menores en valor absoluto para la región del máximo principal.

Reconocimientos

Los autores agradecen el eficiente trabajo de las tripulaciones de pilotaje del avión IL-14, de la empresa Aerocaribbean S. A., así como de todos los colaboradores científicos que trabajaron en las temporadas de 1985 y 1986 en el PCMAT y especialmente a los que participaron en los vuelos del IL-14. En el procesamiento preliminar de los datos participaron Reynaldo Colominas y Gustavo Rodríguez.

REFERENCIAS

- Ariel, N. Z., 1967. Acerca del cálculo de los espectros energético a partir de datos experimentales (en ruso). *Meteor. e Hidrol.*, **10**, 64-70.
- Beliaev, V. P., M. Valdés, D. Martínez y V. V. Petrov, 1989. Investigaciones aéreas de la estructura de las líneas nubosas sobre el territorio del Polígono Meteorológico de Camagüey (en ruso). *Trab. Observ. Aerol. Centr.*, **172**, 11-16. Moscú. Guidrometeoizdat.
- Beliaev, V. P., M. Valdés, S. L. Vasiliev, A. D. Kostenko, D. Martínez, G. A. Medvedev, G. Puente, A. Ruiz y A. Yu. Sereguin, 1985. Resultados preliminares de las investigaciones sobre nubes convectivas en Cuba e influencia activa sobre ellas. En *Meteorología tropical. Trabajos del Segundo Simposium Internacional* (en ruso). Guidrometeoizdat, Leningrado. 116-125.
- Czys, R. R., 1991. A preliminary appraisal of the natural structure and seedability of updrafts in midwestern cumulus at the -10°C level. *Journ. Wea. Mod.*, **23**, 1-17.
- Dmitrev, V. K. y M. A. Strunin, 1983. Mediciones aéreas de las fluctuaciones de la componente vertical de la velocidad del viento (en ruso). *Trab. Observ. Aerol. Centr.*, **147**, 39-51.
- Dmitrev, V. K. y M. A. Strunin, 1985. Sistema de introducción de correcciones mutuas para los medidores aéreos de temperatura y velocidad de las corrientes de aire (en ruso). *Trab. observ. Aerol. Centr.* **158**, 104-112.

- Jorgensen, D. P. y M. A. LeMone, 1989. Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *Jour. Atmos. Sci.*, **46**, 621-640.
- LeMone, M. A. y E. J. Zipser, 1980. Cumulonibus vertical velocity events in GATE. Part I: Diameter, intensity and mass flux. *Journ. Atmos. Sci.*, **37**, 2444-2457.
- Lumley, J. L. y H. A. Panofsky, 1964. The structure of atmospheric turbulence. New York. Interscience Publ.
- MacPherson, J. y G. A. Isaac, 1977. Turbulent characteristics of some Canadian cumulus clouds. *Jour. Appl. Meteor.*, **16**, 81-90.
- Martínez, D., C. A. Pérez, V. P. Beliaev y V. V. Volkov, 1989. Características termodinámicas de las nubes convectivas tropicales (en ruso). En: *Meteorología Tropical. Trabajos del Cuarto Simposium Internacional*. Guidrometeoizdat, Leningrado. 351-360.
- Mazin, I. P. y S. M. Shmeter (eds.), 1977. Los cúmulos y la deformación de los campos meteorológicos debida a ellos (en ruso). *Trab. Observ. Aerol. Centr.*, 134 pp.
- Murty, A. S. R., A. Mary Selvam, S. S. Parasnis, Bh. V. Ramana Murty, 1985. Warm cloud dynamical responses to salt seeding. *Papers presented at the fourth WMO Scientific Conf. on Weather Modification.*, 489-492.
- Pérez, C. A., D. Martínez y V. V. Petrov, 1992. Microstructure, mixing and turbulence in cumulus clouds over Cuba and the Caribbean Sea. In: *Proceedings WMO Workshop on Cloud Microphysics and Application to Global Change, Toronto, 1992. WMP Report No. 19.* 245-256.
- Shmeter, S. M., 1987. Termodinámica y física de las nubes convectivas (en ruso), *Guidrometeoizdat*, Leningrado. 288 pp.
- Silaeva, V. I. y S. M. Shmeter, 1977. La turbulencia en los cúmulos y en su vecindad (en ruso). *Trab. Observ. Aerol. Centr.*, **128**, 63-72.
- Vinnichenko, N. K., N. Z. Pinus, S. M. Shmeter y G. N. Shur, 1976. Turbulencia en la atmósfera libre (en ruso). Segunda Edición. *Guidrometeoizdat*, Leningrado. 288 pp.
- Voit, F. Yu., E. E. Kornenko y S. B. Jusid, 1971. Características estadísticas de la estructura de los movimientos verticales en los cúmulos (en ruso). *Noticias de la A. C. de la URSS. Fís. Atm. y Océano*, 7(11).
- Warner, J., 1970. The microstructure of cumulus clouds. Pt. 3. The nature of updraft. *Journ. Atm. Sci.*, **27**(4), 682-688.
- Wyngaard, J. C., 1983. Lectures on the planetary boundary layer. En: *Mesoscale Meteorol. Theories, observations and models.* 603-650. (D. K. Lilly and T. Gal-Chen, eds.). D. Reidel Publishing Co.