



Revista Cubana de Meteorología

ISSN: 2664-0880

Instituto de Meteorología

Gutierrez-Rivera, Marlin; Carnesoltas-Calvo, Mario; Varela-de la Rosa, Alis
Factores físicos - meteorológicos en los niveles medios troposféricos
que determinan la ocurrencia de aeroavalanchas en Cuba
Revista Cubana de Meteorología, vol. 26, núm. 4, e02, 2020
Instituto de Meteorología

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=701977551002>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

UDEM
redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso
abierto

Factores físicos - meteorológicos en los niveles medios troposféricos que determinan la ocurrencia de aeroavalanchas en Cuba

Physical - meteorological factors in the middle tropospheric levels that determinate the occurrence of downbursts in Cuba



<https://eqrcode.co/a/FoafMX>

Marlin Gutierrez-Rivera ¹, Mario Carnesoltas-Calvo ^{2*}, Alis Varela-de la Rosa ³

¹Centro Meteorológico Provincial de Ciego de Ávila, Cuba.

²Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba.

³Centro de Pronósticos, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba.

RESUMEN: Las aeroavalanchas, como se le denomina en Cuba al término en inglés “downburst”, son consideradas como una de las manifestaciones de severidad local. En casos extremos pueden llegar a causar daños considerables a la economía y a la sociedad en general. Es por ello que su pronóstico se torna sumamente importante para la ciencia meteorológica y de ahí que se realicen numerosas investigaciones sobre el tema. Sin embargo, pese a todos los esfuerzos que se han llevado a cabo, la multiplicidad de factores que intervienen en su generación y desarrollo, así como la complejidad de los mismos, impiden que se conozca aún, que elementos discriminan cuando se produce y cuando no este evento severo. Por ello el objetivo de esta investigación fue determinar los factores físicos - meteorológicos en la tropósfera media que discriminan la ocurrencia de las aeroavalanchas, contribuyendo así, a la elaboración de su futuro pronóstico. Fueron seleccionados una serie de factores que responden a leyes y procesos de la física de la atmósfera como posibles discriminantes. Luego de una rigurosa selección de casos, se procedió a comprobar el cumplimiento de cada factor para casos reales de aeroavalanchas y tormentas eléctricas sin severidad, mediante el cálculo de variables físicas. Los resultados más relevantes se le atribuyen a la existencia de una capa seca en los niveles medios y la absorción de calor latente por evaporación y fusión.

Palabras clave: Aeroavalanchas, Corriente descendente, Tormenta Local Severa.

ABSTRACT: The aeroavalanchas, as it is called in Cuba to the english term "downburst", are considered as one of the manifestations of local severity. In extreme cases they can cause considerable damage to the economy and society in general. That is why its forecast becomes extremely important for meteorological science and hence numerous investigations are carried out on the subject. However, despite all the efforts that have been carried out, the multiplicity of factors involved in their generation and development, as well as their complexity, prevent it from being known, which elements discriminate when it occurs and when not this severe event. Therefore, the objective of this research was to determine the physical - meteorological factors in the middle troposphere that discriminate the occurrence of the aeroavalanchas, thus contributing to the elaboration of their future forecast. After a rigorous case selection, the compliance of each factor was verified for real cases of aeroavalanchas and thunderstorms without severity, by calculating physical variables. The most relevant results are attributed to the existence of a dry layer at medium levels and the absorption of latent heat by evaporation and fusion.

Key words: Downburst, Downdraft, Severe Local Storm.

*Autor para correspondencia: Mario Carnesoltas Calvo. E-mail: mario.carnesoltas@insmet.cu

Recibido: 10/02/2020

Aceptado: 07/07/2020

INTRODUCCIÓN

Dentro de la meso - escala ([Orlanski, 1975](#)), uno de los fenómenos más investigados en el mundo son las Tormentas Locales Severas (TLS) y sus correspondientes manifestaciones; entre ellas se encuentran las "aeroavalanchas" (AA). Este término fue propuesto por el meteorólogo cubano Arnaldo Alfonso para referirse al fenómeno denominado en inglés como "downburst", que de acuerdo a la [OMM \(1992\)](#) se define como "fuertes corrientes descendentes que ocasionan vientos destructores al llegar a la superficie terrestre, acompañado de una intensa tormenta que puede ocurrir en unos pocos minutos, mientras que el frente de racha por lo general, tiene una mayor duración." Este evento severo, que se produce con relativa frecuencia, en casos extremos puede cobrar vidas humanas y afectar sectores importantes de la economía; de ahí que los métodos para su pronóstico sean un interés tanto desde el punto de vista científico como práctico; sin embargo, su implementación se torna difícil debido a la complejidad y simultaneidad de los procesos que intervienen en su ocurrencia.

En Cuba, se han desarrollado varios trabajos sobre las AA, donde se destacan los resultados de los proyectos desarrollados desde el año 2005 hasta el 2013 por [Aguilar y otros autores](#) donde se encontraron patrones a escala sinóptica que predominaban cuando se producían las AA. También se encuentran los trabajos de [Aguilar \(2006\)](#) y [De la Nuez \(2010\)](#) con un corte igualmente descriptivo y estadístico. Por otra parte, [Rabelo \(2012\)](#) y [Carnesoltas et al. \(2013\)](#) ofrecieron el primer acercamiento de un análisis físico sobre estos fenómenos, arribando a una expresión matemática - analítica que permite calcular la intensidad potencial de la racha máxima de las AA. La misma constituyó un resultado de gran relevancia, pero al tener dentro de la ecuación algunos de los términos de tipo estadísticos, el resultado no puede generalizarse para todos los casos de AA, sino para aquellos que cumplan con las mismas condiciones físicas y meteorológicas que la muestra empleada en la investigación.

[Carnesoltas \(2019\)](#) plantea que desde el punto de vista conceptual "el conjunto de procesos que intervienen en la generación, desarrollo y disipación de un evento local severo, se pueden agrupar sólo en tres condiciones necesarias y una condición suficiente. Cada condición necesaria se puede expresar brevemente en la forma siguiente: la primera condición es el conjunto de procesos que garantizan el contenido de humedad necesario en la Capa Fronteriza Atmosférica (CFA) para formar una nube de tormenta; en la segunda se encuentran los factores y procesos encargados de crear las corrientes ascendentes en toda la tropósfera, incluyendo los diferentes cambios de fase del agua y las interacciones de energía con el entorno; mientras que, en la tercera condición se incluyen todos los procesos que liberan en breve plazo la energía acumulada en los niveles medios dentro de la tormenta, que se manifestará en la superficie terrestre como un evento local severo. La condición suficiente es la simultaneidad espacio - temporal de las tres condiciones necesarias anteriores."

Las condiciones necesarias primera y segunda, aunque no han sido resueltas en una teoría unificadora, se han obtenido diversas soluciones particulares según las condiciones del entorno en las que se desarrollan; sin embargo, para el caso de las AA, sobre la tercera, sólo se puede hacer referencia a una serie de elementos que aceleran las corrientes descendentes en las tormentas. De esta forma, se pueden mencionar los trabajos de [Foster \(1958\)](#), que sugirió que "las rachas de viento fuerte son generadas por una corriente descendente que se forma por el ingreso de parcelas de aire seco dentro de la tormenta en niveles medios donde son enfriados por evaporación". También se conoce que "la fuerza de la corriente descendente se fortalece por la existencia y/o advección de aire relativamente seco con el consiguiente enfriamiento por evaporación; así como por el refuerzo por la gran cantidad de agua líquida por unidad de volumen, el tamaño pequeño de la gota y un gradiente vertical fuerte" ([Kamburova & Ludlam, 1966](#)) y ([Srivastava, 1985](#)).

[Moncrief & Green \(1972\)](#), plantearon que la energía cinética por unidad de masa del flujo de

salida, es igual a la energía cinética por unidad de masa del flujo de entrada, más el trabajo realizado por las fuerzas de flotabilidad durante el ascenso adiabático". [Caracena & Maier \(1987\)](#) también se refirieron a la importancia del aire seco de niveles medios en un ambiente que produce Micro - AA húmedas en el sur de la Florida. Además, demostraron que en la ecuación de momentum vertical, el efecto de la precipitación ignorado en las Micro - AA secas, juega un papel importante en la generación de intensas corrientes descendentes.

A partir de estos resultados, se pueden resumir como posibles factores discriminantes de la ocurrencia de aeroavalanchas los siguientes:

- **La absorción de calor latente por evaporación y fusión;**
- **La existencia y/o advección de aire seco en y/o desde el entorno en los niveles medios;**
- **Aumento de las fuerzas de flotabilidad de la corriente ascendente;**
- **Aumento de la carga de agua en la vertical durante el descenso**

Además, si se tiene en cuenta un análisis físico del problema en cuestión, también pueden incluirse los factores:

- **Disminución de las fuerzas viscosas,** de acuerdo a que, si disminuye la viscosidad, también lo hace la resistencia que tiene la masa de aire en el descenso.
- **La componente vertical de Coriolis con el flujo del Este,** que, pese a no tenerse en cuenta en altas latitudes, su influencia en el trópico llega a ser mucho mayor que la componente horizontal. Un viento del Este en superficie supondría que la aceleración debido a la componente vertical de Coriolis fuera favorecida en el descenso.
- **La disminución de la advección horizontal de energía y masa del entorno.** Llegado el momento en que la nube ha alcanzado su máximo desarrollo y la corriente descendente comienza su mecanismo de desplazamiento hacia superficie, una disminución de la

advección horizontal provocaría que todo el flujo sacado por la corriente ascendente permanezca en regiones cercanas a la corriente descendente y descienda una mayor cantidad de energía y masa, acelerando dicha corriente.

- **Resonancia entre las frecuencias de la nube y el entorno.** A medida que las porciones de fluido en la atmósfera real ascienden desde la superficie por el efecto de la flotabilidad local, lo harán primero mediante un proceso adiabático seco, pero a partir del nivel de convección libre (NCL), lo hacen por un proceso adiabático saturado (irreversible). La temperatura de las porciones seguirá la curva de la adiabática saturada y su frecuencia natural, que es la de Brunt - Vaisala, será una función de la altura. Si la nube de tormenta se desarrolla en un entorno con un perfil cizallado variable con la altura, el cuadrado de su frecuencia, también cambiará con la altura, pudiendo ocurrir que ambas frecuencias coincidan a determinado nivel en el interior de la tormenta. En este punto de encuentro, la energía que llega a concentrarse es tan elevada que debe liberarse de manera brusca. Si en ese punto, la mayor cantidad de energía se transporta hacia superficie, la corriente descendente llegará a alcanzar valores elevados.

Pese a todo este conocimiento, a los esfuerzos, hipótesis, experimentos teóricos y de laboratorios llevados a cabo para resolver y modelar los procesos de la tercera condición necesaria, aún no se ha logrado encontrar soluciones generales que permitan discriminar con total claridad la ocurrencia anticipada o no, de uno u otro tipo de evento severo, aunque se conozcan las condiciones generales favorables. Esta es la razón por la que todavía no se ha podido aplicar en los pronósticos operativos diarios. Queda demostrado que los esfuerzos para realizar un futuro pronóstico de las TLS y en específico de las AA deben estar encaminados hacia esta tercera condición, o sea, en encontrar cuáles son esos factores que liberan bruscamente la energía acumulada en los niveles medios y provocan que se generen vientos de tan

alta velocidad en superficie, y, en consecuencia, el evento severo.

De ahí que el **objetivo** de la investigación es determinar los posibles factores físicos - meteorológicos preexistentes en los niveles medios de la tropósfera, que pueden provocar la aceleración de las corrientes descendentes en las tormentas para que se produzca la aeroavalancha en superficie bajo condiciones del trópico insular.

MATERIALES Y MÉTODOS

Muestra de estudio

Luego de un análisis exhaustivo de una serie de aeroavalanchas y tormentas eléctricas (TE) que se produjeron en todo el archipiélago cubano y de acuerdo a la disponibilidad de la información que cumpliera rigurosamente las exigencias de confiabilidad necesaria, se seleccionaron un grupo de cinco AA y cinco TE sin reporte de severidad, para comprobar si los factores que se seleccionaron como posibles discriminantes, a los que se hace referencia en la introducción, realmente verificaban cuando se produjo la AA y cuando no. Los reportes de AA se tomaron a partir de los registros del Centro de Pronósticos del Instituto de Meteorología sobre los distintos eventos severos producidos por TLS en todo el país. Para escoger los días con TE sin severidad se estableció el siguiente criterio: se seleccionaron a partir de la Base de Datos del Centro de Clima del INSMET los días más cercanos en los que se reportó TE, a los que se

reportó AA, en el mismo lugar o en lugares próximos, para que los cambios en el terreno, así como los cambios estacionales no hayan influido en la variación de las condiciones, siempre teniendo en cuenta que esos días no estén reportados con ocurrencia de AA u otro tipo de severidad. En la [tabla 1](#) se muestra la relación de todas las tormentas, con su localización puntual determinada de acuerdo a las observaciones por radar.

Métodos empleados

Se utilizaron las salidas del Sistema de Modelación de Pronóstico Numérico del Tiempo Rapid Refresh (RAP), en el plazo cero de análisis para obtener las variables primarias (Temperatura, Humedad Relativa, Componentes del viento y Altura geopotencial), a partir de las cuáles se determinaron las variables secundarias que representan los distintos factores seleccionados como discriminantes. Fueron empleadas las salidas de 13 km de resolución, que además cuentan con 50 niveles verticales (resolución espacial vertical de 25 hPa) y 24 ciclos diarios, es decir, se actualiza cada una hora. Aunque la resolución espacial no es la más ideal para el trabajo de los fenómenos de la mesoescala, la magnitud de las tormentas que generan los fenómenos que se tratan en la investigación y la poca variación que sufren las variables seleccionadas en los niveles medios, área donde se centraron los análisis, permiten que estos datos puedan ser empleados y los errores que traen

Tabla 1. Relación de aeroavalanchas y tormentas eléctricas tomadas como muestra

	Día	Mes	Año	Hora (UTC)	Lugar	Provincia	Latitud de la tormenta	Longitud de la tormenta
	11	7	2015	1905	Las Tunas	Las Tunas	20.72	77.05
	30	5	2016	2003	Unión de Reyes	Matanzas	22.80	81.87
AA	27	4	2017	2110	Unión de Reyes	Matanzas	22.87	81.42
	1	7	2017	2123	Jucarito	Granma	20.72	76.73
	20	7	2017	2100	Guáimaro	Camagüey	21.12	77.53
	9	7	2015	1807	Las Tunas	Las Tunas	20.92	77.06
	20	5	2016	2215	Unión de Reyes	Matanzas	22.80	81.50
TE	30	4	2017	2225	Unión de Reyes	Matanzas	22.77	81.52
	3	7	2017	1900	Jucarito	Granma	20.68	76.67
	18	7	2017	1813	Guáimaro	Camagüey	21.15	77.25

consigo no llegan a perjudicar el resultado. Además, este sistema de modelación emplea de manera intrínseca datos de reanálisis, que ofrece un mayor acercamiento a la realidad atmosférica.

A continuación, se exponen las variables dinámicas y termodinámicas que permitieron materializar matemáticamente los factores que se seleccionaron como posibles discriminantes. Se incluyeron aportes de todas las capas de cada una de las variables en los niveles medios para conocer su compartimiento en esas regiones de la tropósfera, que es en sí, donde la energía debe ser liberada bruscamente para que se reporte la AA en superficie.

Variación de calor latente

En el intercambio de calor que se produce en los procesos de cambio de fase del agua, se libera o absorbe energía. Según [Stull \(2015\)](#). Una forma de determinar la variación de calor latente en dichos procesos es:

$$\Delta Q_L = L \cdot \Delta m_a \quad (1)$$

Donde L es el calor latente, que varía en dependencia del proceso de cambio de fase que se manifieste y Δm_a es el cambio de la masa del agua en dicho proceso. Para un volumen unitario se puede establecer que:

$$\Delta m_a = \Delta \rho_a = \frac{e_s}{p - e_s} \frac{p}{RT} \left(1 - \frac{1}{HR}\right) \quad (2)$$

Donde ρ_a es la densidad del agua en el estado de agregación que se encuentre, p la presión, e_s la tensión del vapor de saturación, R la constante de los gases, T la temperatura de la masa que cambia de fase y HR la humedad relativa del entorno.

En la presente investigación se determinaron las variaciones en el calor latente que experimenta una masa de aire que se evapora o se funde, tanto para la parcela ascendente como para la descendente, pues en ambos procesos se producen la absorción de calor latente por parte de las parcelas al experimentar la evaporación o fusión.

Temperatura potencial equivalente (θ_{eq})

La temperatura potencial equivalente es una variable conservativa en los ascensos y descensos adiabáticos, sin importar los eventos de evaporación o condensación que se produzcan ([Stull, 2015](#)), por ello es de gran utilidad a la hora de analizar los procesos de las corrientes dentro de las tormentas. Puede ser determinada como:

$$\theta_{eq} = \theta + \left(\frac{L_v \cdot \theta}{C_p \cdot T}\right) \cdot r \quad (3)$$

Donde θ es la temperatura potencial, L_v el calor latente de vaporización, C_p el calor específico a presión constante, r la razón de mezcla y T la temperatura.

DCAPE

Una alternativa para estimar la fuerza de la corriente descendente es mediante la Energía Potencial Convectiva Disponible de Descenso, según sus siglas en inglés DCAPE. Se determina mediante la siguiente ecuación ([Stull, 2015](#)):

$$DCAPE = g \int_{z=0}^{z_{NDL}} \frac{\theta_{vp} - \theta_{ve}}{\theta_{ve}} \quad (4)$$

Donde z_{NDL} es la altura del Nivel de Descenso Libre (NDL), que no es más que el nivel donde el aire que rodea la precipitación comienza a tener flotabilidad negativa comparado con el aire del entorno y desciende. θ_{vp} es la temperatura potencial virtual de la parcela, θ_{ve} es la temperatura potencial virtual del entorno y z la altura de cada nivel. En este caso, se determinó como nivel de descenso libre aquel de los niveles medios (400 - 600 hPa) donde la humedad era mínima, ya que constituye el nivel donde se produce la mayor evaporación e inyección de flotabilidad negativa. Para las AA, la velocidad de descenso (w_d) está referida como:

$$w_d = \frac{-\sqrt{2DCAPE}}{2} \quad (5)$$

Se introduce el signo menos para resaltar que la velocidad es negativa porque está dirigida hacia abajo.

Flotabilidad

La flotabilidad que presenta la parcela al ascender puede ser calculada con distintos criterios, uno de ellos, según [Stull \(2015\)](#), es mediante la [ecuación](#):

$$\frac{F}{m} = \frac{\theta_{ve} - \theta_{vp}}{T_{ve}} \cdot g = B \quad (6)$$

Donde θ_{ve} representa la temperatura potencial virtual del entorno, θ_{vp} la temperatura potencial virtual de la parcela, T_{ve} la temperatura virtual del entorno y g la aceleración de la gravedad.

Agua precipitable

Si se considera una columna de aire cuyos límites están dados por los niveles de presión P_1 en la base y P_2 en el tope, y que todas las moléculas de agua dentro de esa columna cayeran al fondo de la misma y formaran un "charco", el volumen del contenido acuoso por unidad de área de dicho "charco" se puede estimar como ([Stull, 2015](#)):

$$d_W = \frac{r_T}{g \cdot \rho_L} (P_1 - P_2) \quad (7)$$

Donde r_T es el promedio de la razón de mezcla en la columna, ρ_L es la densidad del agua líquida que es 1000 kg/m^3 y g la aceleración de la gravedad. Para una columna donde r_T varíe con la altura, se determinan los promedios de r de cada capa y se suman.

Viscosidad

La viscosidad dinámica se determinó a partir de la ley de Sutherland como:

$$\mu = \mu_o \frac{T_o + C}{T + C} \left(\frac{T}{T_o} \right)^{\frac{3}{2}} \quad (8)$$

Donde $\mu_o = 18.26 \cdot 10^{-6} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ y $C = 120.0 \text{ K}$, que representan la viscosidad de referencia para la temperatura de referencia $T_o = 291.15 \text{ K}$ y la constante de Sutherland respectivamente. T es la temperatura del gas.

La viscosidad cinemática (9) es la viscosidad dinámica entre la densidad del fluido.

Componente vertical de Coriolis

$$A_{cz} = 2\Omega u \cos\phi \quad (9)$$

Donde Ω es la velocidad angular de la Tierra; ϕ es la latitud y u la componente zonal del viento.

Advección horizontal de energía y masa

$$Adv_m = V_e \cdot \frac{\partial \rho_p}{\partial z} \quad (10)$$

$$Adv_e = V_e \cdot \frac{\partial \left(\frac{\rho_p \cdot w_d^2}{2} \right)}{\partial z} \quad (11)$$

Donde V_e es la resultante de la velocidad del viento horizontal del entorno en cada capa; ρ_p la densidad de la parcela y z la altura de cada capa.

Frecuencia de Brunt - Vaisala

Una parcela que es desplazada verticalmente de su altura inicial se mantendrá oscilando arriba y abajo ([Stull, 2015](#)). La frecuencia de esta oscilación natural se conoce como frecuencia de Brunt - Vaisala y está dada por la fórmula:

$$N_{VB} = \sqrt{\frac{|g|}{T_v} \frac{\Delta \theta_v}{\Delta z}} \quad (12)$$

Donde T_v la temperatura virtual, z la altura de cada capa y θ_v la temperatura potencial virtual.

Luego de determinar cada una de estas variables secundarias, se estableció una comparación entre las tormentas que produjeron AA y las que no evidenciaron severidad en cuanto al comportamiento de las mismas, para determinar si los factores que se establecieron inicialmente como posibles discriminantes, en la realidad y para las características trópico insulares llegan a discriminar cuando se produce el evento severo y cuando no.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de los posibles factores que fueron referidos en la introducción, se realizaron algunos análisis para comprobar si ellos, además de acelerar dichas corrientes, permiten discriminar cuando ocurre la aeroavalancha.

Absorción de calor latente por evaporación y fusión

En la [figura 1](#) se muestran los gráficos que relacionan la variación de calor latente en los niveles medios, calculado a partir de la [ecuación \(1\)](#), con la velocidad de las corrientes descendentes. Es necesario aclarar que esta velocidad, determinada a partir de la DCAPE, según la [ecuación \(4\)](#), no es la velocidad que mide el anemómetro en superficie, sino la posible velocidad de la corriente descendente. Además, la relación se establece con su módulo, porque el signo menos sólo indica que el desplazamiento es hacia abajo. La línea negra horizontal representa el valor límite de la velocidad descendente y la línea negra vertical el de la absorción de calor latente.

La comparación que se estableció entre los días con AA (puntos rojos) y los días con TE (puntos azules) para comprobar si el factor referido a la absorción de calor latente logra discriminar entre estos eventos, se efectuó tanto para la corriente ascendente como para la descendente. En ambos procesos, dentro de la nube, debió de ocurrir la evaporación y la fusión cuando las parcelas que existían en estas corrientes sufrieron un cambio de fase al interactuar con una capa seca.

La línea negra horizontal representada en la [figura 1](#) y en las restantes figuras que se exponen a continuación, refleja que el módulo de la velocidad de la corriente descendente en las AA superó el valor de 33 m/s, mientras que en los casos de TE, dicha velocidad no superó este valor.

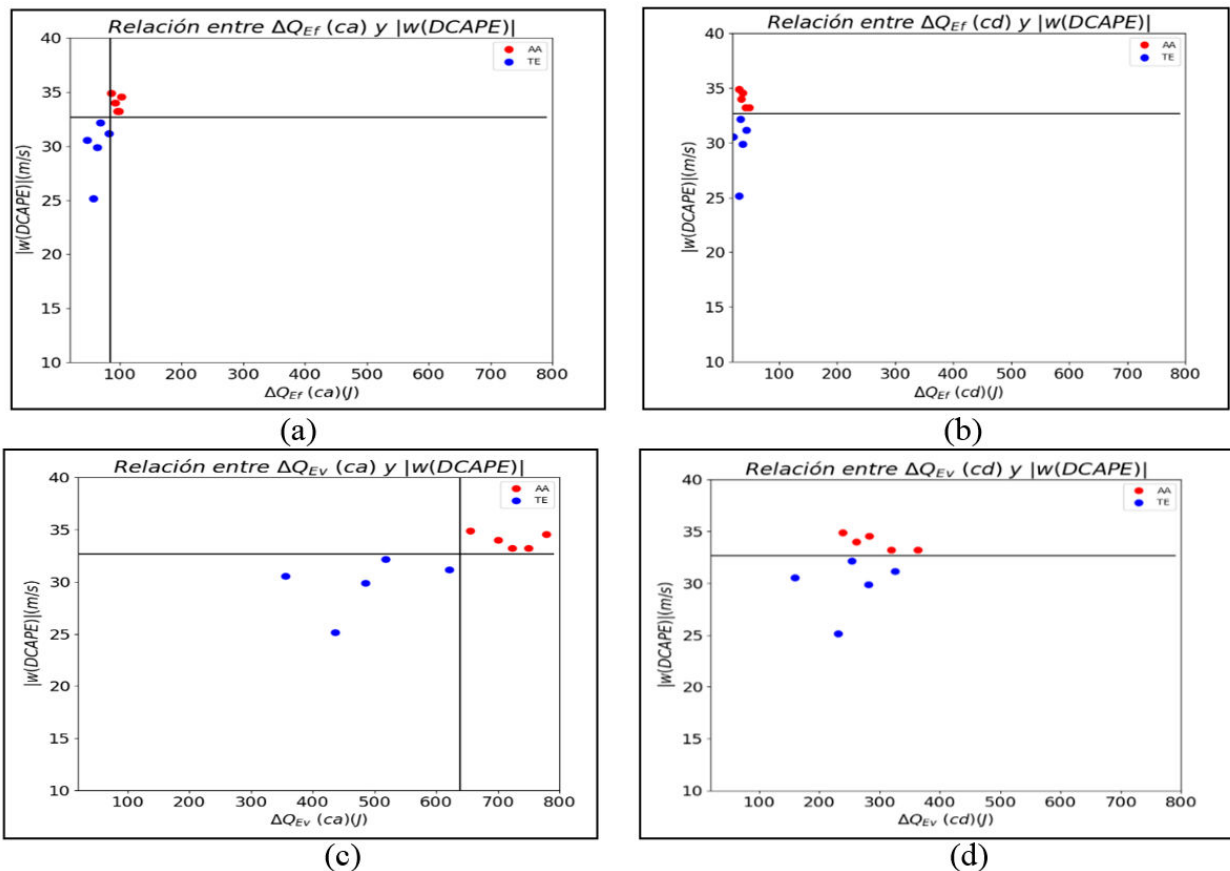


Figura 1. Relación de la variación de calor latente con la velocidad descendente (determinada a partir de la DCAPE): a) Variación de calor latente de fusión (corriente ascendente) b) Variación de calor latente de fusión (corriente descendente) c) Variación de calor latente de evaporación (corriente ascendente) d) Variación de calor latente de evaporación (corriente descendente).

Se puede apreciar que el calor absorbido por evaporación ([figuras 1c y 1d](#)) supera el calor que se absorbe por fusión ([figuras 1a y 1b](#)), lo más probable que esto se deba a que en los trópicos, las nubes de tormenta presentan mayor contenido de agua líquida en comparación con el contenido de agua en estado sólido. La absorción de calor latente en los niveles medios por la corriente ascendente, fue un factor que logró discriminar claramente los casos de tormentas que produjeron las AA, pues presentaron valores de variación de más de 80 J en la fusión ([figura 1a](#)) y más de 650 J en la evaporización ([figura 1c](#)). Mientras que en ninguno de los casos de las TE, se logró superar estos valores. Sin embargo, para la corriente descendente ([figuras 1b y 1d](#)) no se observó una diferencia tan clara. Esto puede estar determinado por los complejos mecanismos que intervienen en la generación y desarrollo del descenso de las corrientes dentro de las nubes. Donde en algunos casos puede descender por fuera de ella y el proceso evaporativo o de fusión no llega a

producirse, de acuerdo a que el aire que desciende se encontrará no saturado.

Capa seca en los niveles medios

A partir de los datos del RAP, se realizaron cortes verticales zonales y meridionales de la variable humedad relativa (HR) en los puntos donde se produjeron las AA y las TE. Los gráficos para los días 1 y 3 de julio del 2017, una AA y una TE, respectivamente, se muestran en la [figura 2](#). Los mismos son una muestra representativa de todos los casos tenidos en cuenta, el resto de AA y de TE mostraron resultados semejantes.

En los casos analizados tanto de AA como de TE, existía un marcado contraste en los valores de HR entre niveles bajos y medios, predominando en los niveles bajos valores de humedad relativa por encima de 80 %, condición necesaria para la formación de convección profunda e incluso severidad dentro de ella ([Carnesoltas et al., 2013](#)). En cambio, la principal diferencia entre estos dos

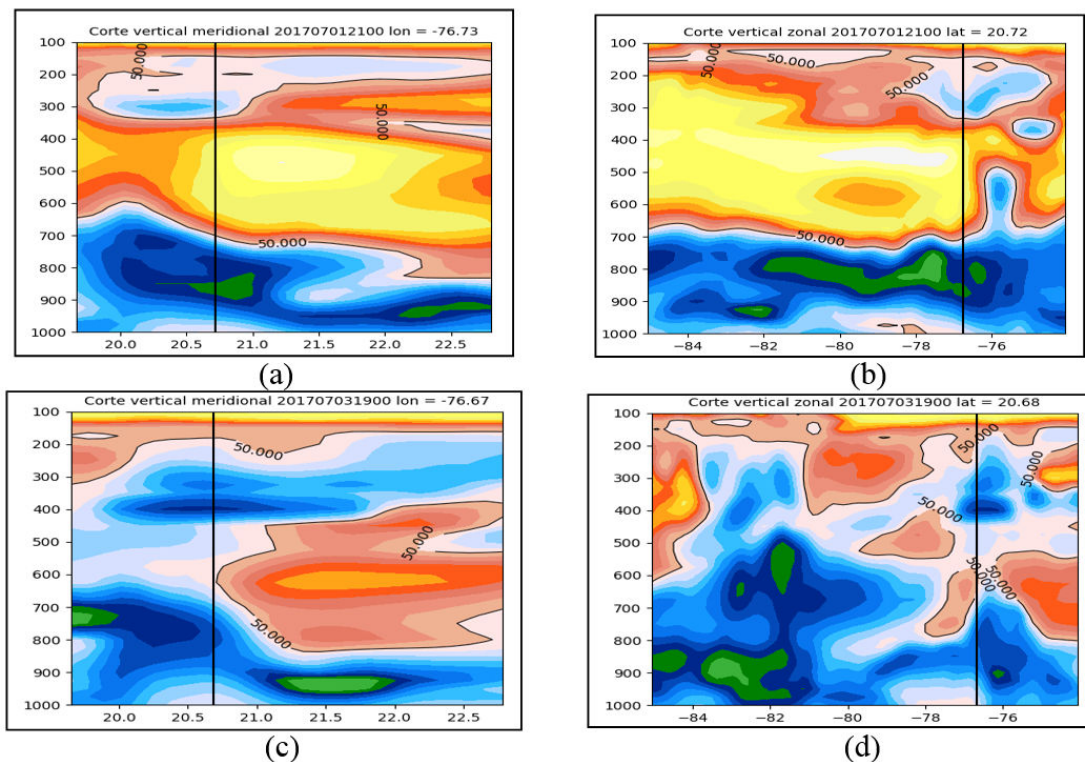


Figura 2. Cortes verticales de humedad relativa a partir del RAP de los días 1 de julio de 2017 (AA): a) Corte meridional b) Corte zonal y 3 de julio de 2017 (TE): c) Corte meridional d) Corte zonal). La línea negra vertical representa la posición de la tormenta.

eventos se encontró en los niveles medios, donde en los días con AA existía una profunda capa seca, comenzando en todos los casos a partir de los 700 hPa hasta niveles superiores (figura 2). Esto confirma lo planteado por Aguilar (2006), que la presencia de una capa seca en niveles medios de la tropósfera es una condición necesaria para la ocurrencia de aeroavalanchas en Cuba. En los casos con TE, aunque también se encontraban bajos valores de humedad relativa en niveles medios en 4 de los días analizados, estos comenzaban a partir de los 500 hPa; además, en las AA, la capa seca era mucho más homogénea que en los casos de TE (figura 2). Estos bajos valores de humedad relativa en una profunda capa de la tropósfera favorecen la absorción de calor latente por evaporación y fusión, como se comprobó en el subepígrafe anterior, lo que ayuda a la aceleración de la corriente descendente.

Los campos de la variación de temperatura potencial equivalente ($\Delta\theta_e$) para cada caso, se muestran en la figura 3. Esta variable ha sido sugerida por varios autores, (entre ellos, Atkins & Wakimoto, 1991) como representativa del contraste de humedad que se genera en el caso de las aeroavalanchas. En este caso, el nivel inferior se tomó como aquel donde la humedad era máxima en los niveles bajos. A continuación, se muestran los campos de los días 1 y 3 de julio de 2017, que representan una AA y una TE, respectivamente. El comportamiento de esta variable en el resto de los casos fue similar.

En la figura 3 se refleja que la AA tendió a estar localizada en regiones del campo donde los valores de $\Delta\theta_e$ eran elevados y para las TE sucede lo contrario. Este resultado se extendió a toda la muestra. La variable constituyó en efecto, la que discriminó con mejores resultados los dos fenómenos meteorológicos. A continuación, se muestra la relación que se estableció entre ella y la velocidad de las corrientes descendentes.

A partir de la combinación de parámetros, que se muestra en la figura 4, se puede observar como las AA se ubicaron en regiones donde era elevada tanto la velocidad de la corriente descendente como la $\Delta\theta_e$, mientras que las TE se localizaron donde ambos valores eran más bajos. Para la muestra tomada, el valor límite que alcanzó la variable $\Delta\theta_e$ fue de 11 K, encontrándose todos los casos de AA por encima, no así los casos de TE.

Otra forma de comprobar la influencia de la capa seca en los niveles medios fue a partir de la DCAPE, puesto que, para determinar esta variable, se tomó como NDL el nivel de mínima humedad en los niveles medios. Al igual que para la $\Delta\theta_e$, en la región donde se localizaban las tormentas con severidad, la DCAPE alcanzó valores superiores a los que presentó el campo de esta variable en los lugares donde se desarrollaron las TE. En la figura 5 se muestran estos campos para los días 1 y 3 de julio de 2017, AA y TE, respectivamente, los mismos son representativos de la muestra de estudio.

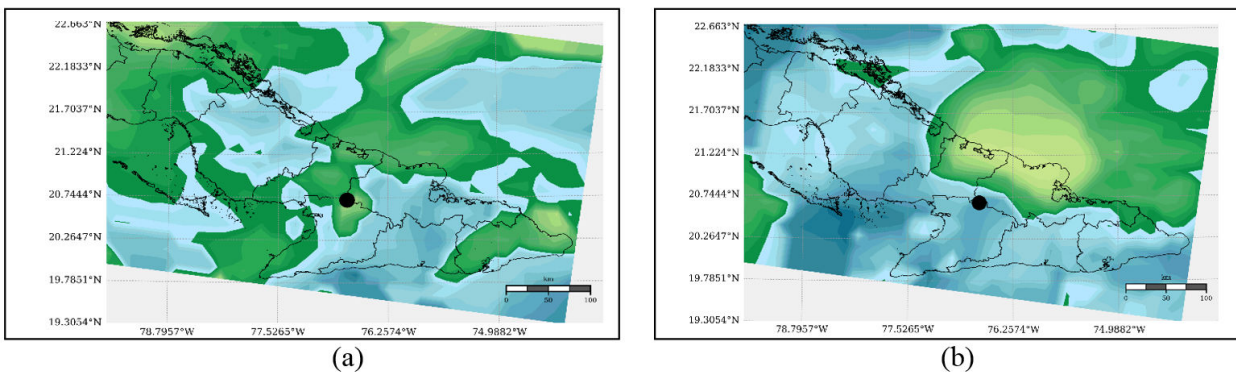


Figura 3. Campos de variación de temperatura potencial equivalente entre el nivel de mínima humedad en los niveles medios y el nivel de máxima humedad en los niveles bajos: a) 1ro de julio de 2017, AA b) 3 de julio de 2017, TE.

También se puede apreciar en las [figuras 4 y 5](#) que existen áreas dentro del campo, donde los valores de las variables diagnóstico DCAPE y $\Delta\theta_e$ son mayores que en los puntos donde se encuentra la tormenta que generó la severidad. Esto puede estar relacionado a que no estaban presentes las condiciones primera o segunda, y sí la tercera, hecho que fue verificado a partir de las imágenes de satélite, donde no se apreciaba la nubosidad requerida para que ocurriera un fenómeno severo. Esto ratifica lo planteado por [Carnesoltas et al. \(2013\)](#) de la necesidad de una simultaneidad espacio - temporal de las tres condiciones necesarias para que se produzca la severidad. Así, aunque en los niveles medios estén las condiciones

creadas para que la AA llegue a la superficie, si la nube de tormenta no se desarrolla lo suficiente, la severidad no se producirá.

Aumento de la flotabilidad en la corriente ascendente

En la [figura 6](#) se muestra la relación entre la flotabilidad en los niveles medios y la velocidad vertical descendente. En ellas no se apreció una diferencia notable entre los valores de estas variables para las AA y para las TE. Esto pudiera deberse a los disímiles factores que influyen a la vez en el comportamiento de las tormentas y sus corrientes. En el proceso de ascenso de las parcelas, existen otras condiciones que impiden

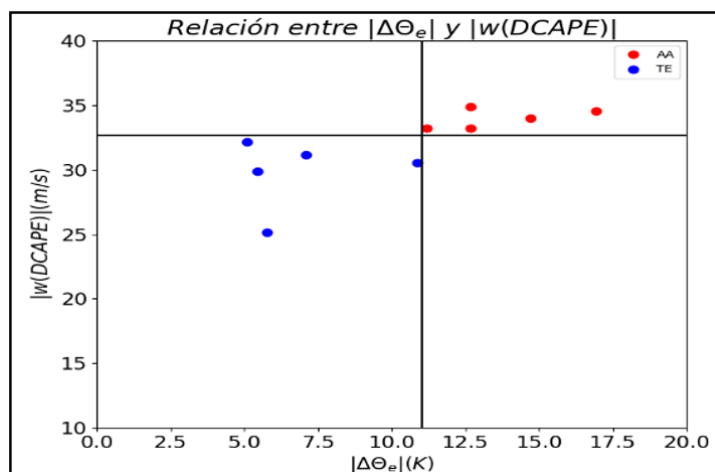


Figura 4. Relación de la variación de temperatura potencial equivalente entre el nivel de mínima humedad en los niveles medios y el nivel de máxima humedad en los niveles bajos con la velocidad descendente (determinada a partir de la DCAPE).

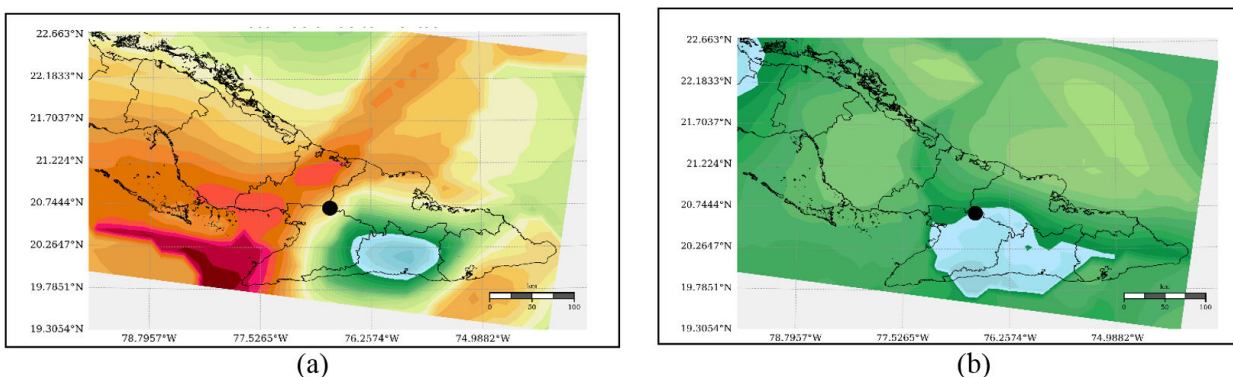


Figura 5. Campos de DCAPE: a) 1ro de julio de 2017, AA b) 3 de julio de 2017, TE.

establecer con claridad la relación directa entre la energía que asciende y la que desciende. Parte de la energía ascendente, puede ser sacada del volumen ocupado por la nube debido a la advección horizontal o ser transformada en otra forma de energía. Por ello, lo idóneo para este tipo de factor sería incluir un tercer eje con otra variable y analizar la búsqueda discriminación no sólo en un plano, sino en tres dimensiones.

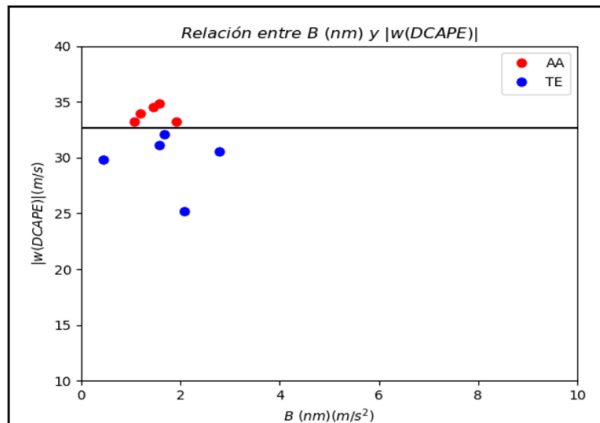


Figura 6. Relación entre la flotabilidad y $|w(DCAPE)|$

Aumento del agua precipitable

También se buscó la posible relación entre el agua precipitable en los niveles medios y la velocidad de la corriente descendente.

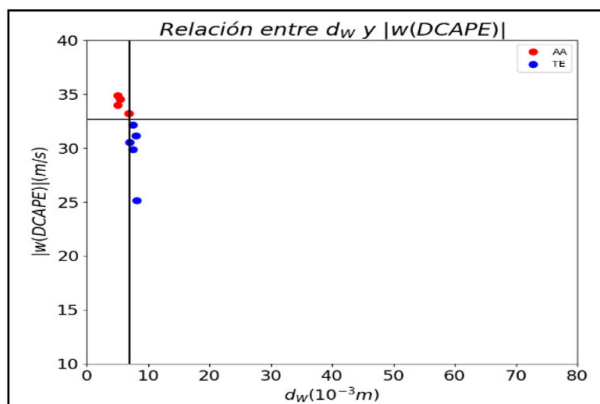


Figura 7. Relación del agua precipitable con la velocidad descendente (determinada a partir de la DCAPE)

En la [figura 7](#) se puede observar que la carga de agua fue mayor en las TE que en las AA, lo que resulta contrario a lo planteado como factor discriminante, que era en este caso el aumento de la carga de agua dentro de la nube. Sin embargo, esta idea no resulta descabellada si se tiene en cuenta que, en las tormentas con AA, la humedad es baja en una capa extensa de la vertical, como se explicó en el epígrafe referido a la capa seca en los niveles medios. Esto parece haber impedido que el contenido líquido en las nubes de AA sea mayor que el que presentan las nubes con TE. De esta forma, se puede inferir que a pesar de constituir un elemento que acelera las corrientes dentro de la nube, el aumento del contenido acuoso no constituye un factor discriminante para la ocurrencia de AA. En todo caso, debe hacerse un análisis más extenso para comprobar si efectivamente bajo las condiciones del trópico insular, este factor se comporta siempre de esta forma.

Disminución de la viscosidad

En la [figura 8](#) se muestran las relaciones entre la viscosidad dinámica y cinemática con la velocidad vertical.

Aunque en la [figura 8](#) se observa una tendencia hacia los menores valores en las AA, el análisis no permitió discriminar estos eventos. Esto puede estar causado por la influencia mínima de este en las corrientes y en los procesos convectivos en general. Los valores que alcanzaron fueron del orden 10^{-4} , por lo que afectaron muy poco el comportamiento de las corrientes dentro de las tormentas y aunque sí aportan al desarrollo de ellas, no permiten discriminar cuando se produce y cuándo no la AA.

Componente vertical de Coriolis con un flujo del Este

También fueron exploradas las posibles relaciones entre el aporte de la componente vertical de Coriolis en los niveles medios y la velocidad vertical.

Como se puede apreciar en la [figura 9](#), no se encontraron diferencias en cuanto a esta variable en los eventos meteorológicos. Al igual que para la viscosidad, los valores que se llegaron a alcanzar fueron de un orden muy pequeño, de 10^{-3} a 10^{-2} , esto implicó que los aportes a las corrientes verticales fueran muy bajos. Se pudo reafirmar nuevamente que los órdenes de magnitud tan pequeños de estas variables, parece impedir que exista una discriminación, ya que los errores que se cometen a la hora de realizar su cálculo (aproximaciones o errores intrínsecos de las salidas del modelo, así como la resolución del mismo), superan en muchas ocasiones los valores de las mismas.

Esto sólo es el reflejo de que el factor no influye determinantemente en las corrientes descendentes, aunque si llega a aportar en el desarrollo de la tormenta. De igual forma, no significa que, bajo otras condiciones, este, como el resto de los factores, no arrojen resultados satisfactorios, pero sería necesario incluir otros términos en el análisis, y no limitarse a establecer relaciones directas entre dos variables, sino a buscar relaciones entre varios términos de las ecuaciones de movimiento que permitan definir mejor el proceso. En la realidad, la atmósfera no toma un grupo específico de factores para el desarrollo de los sistemas, sino que se apoya de todos los procesos que se producen en su entorno para generarlos, de ahí la complejidad de este problema.

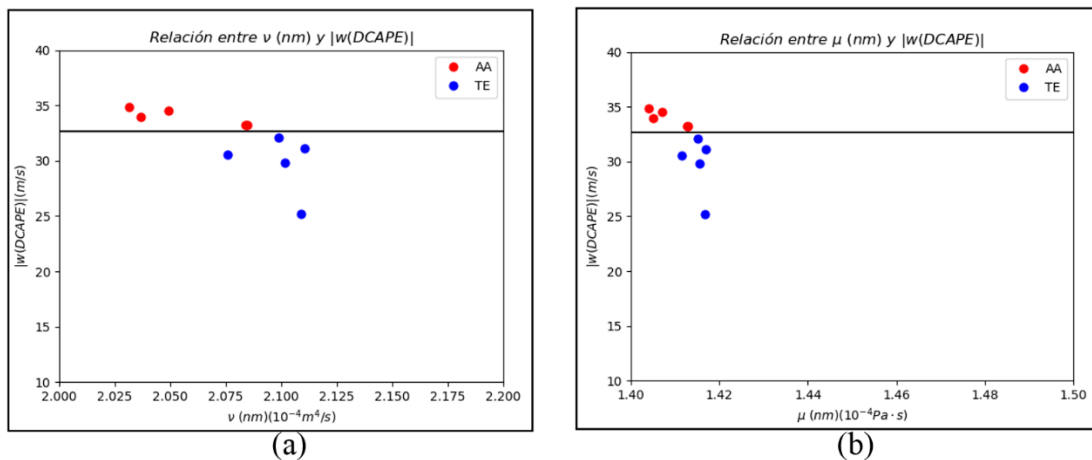


Figura 8. Relación entre la viscosidad y $|w(DCAPE)|$: a) dinámica b) cinemática

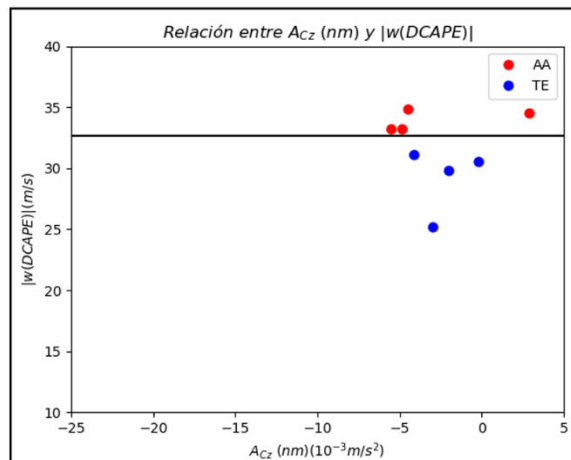


Figura 9. Relación entre la componente vertical de Coriolis y $|w(DCAPE)|$

Disminución de la advección horizontal de energía y masa

Se buscaron las posibles relaciones entre la advección horizontal de masa y energía con la velocidad descendente (figura 10). Se hizo una comparación con el módulo de la advección, ya que el signo menos indica solamente si la variación de energía o masa en la vertical es en ascenso o descenso, y no permitiría discernir con claridad entre las magnitudes de la variable.

En la figura 10 se puede observar que no es posible hacer una clara discriminación entre ambos procesos con respecto a estas variables que representan la advección. De igual forma que para los factores relacionados con la viscosidad y la aceleración vertical de Coriolis, los valores alcanzados por las variables que representan la advección horizontal de energía y masa son de órdenes bajos, si se compara con las velocidades que presenta la corriente descendente en todos los casos (la advección presenta un orden de 10^{-3} a 10^{-1} , mientras que la velocidad descendente tiene un orden de 10^2). A partir de esto se puede fundamentar que existen tres posibles causas para que este y los dos factores explicados anteriormente no lleguen a discriminar las corrientes. En primer lugar, puede ser que realmente no discriminen la ocurrencia de la AA, en parte por los aportes mínimos que otorgan a las corrientes; en segundo lugar, puede ser que la resolución espacial y temporal, así como los

experimentos llevados a cabo deban ser perfeccionados, y por último que se estén determinando los factores sobre la región equivocada, ya que la corriente descendente no tiene porqué localizarse muy cercana a la nube, y en este caso se asume que sí. Sin embargo, para conocer el lugar específico por donde descienden las corrientes de la nube, debe emplearse un modelo con una resolución espacial y temporal mucho mayor que el empleado en esta investigación.

Resonancia entre las frecuencias de las partículas en la nube y el entorno

El análisis de los perfiles de frecuencia del entorno (en este caso de la cizalladura) y la de la parcela ascendente a partir de la frecuencia de Brunt Vaisala, no permitió discriminar entre las TE y las AA. Inicialmente se pensó que en los casos de AA el punto donde ambas frecuencias se cruzarían se iba a localizar dentro de la nube, provocando así que la mayor cantidad de energía liberada en este proceso se transportará hacia superficie, favoreciendo entonces la velocidad de la corriente descendente. Sin embargo, se encontró que en dos casos el cruce de ambas frecuencias ocurrió por encima del NE (Figura 11a), nivel de referencia para el tope de la nube.

De los 5 casos de TE analizados, en 4 de ellos el encuentro de las dos frecuencias se produjo fuera de la nube, mientras el día 9 de julio del 2015 este

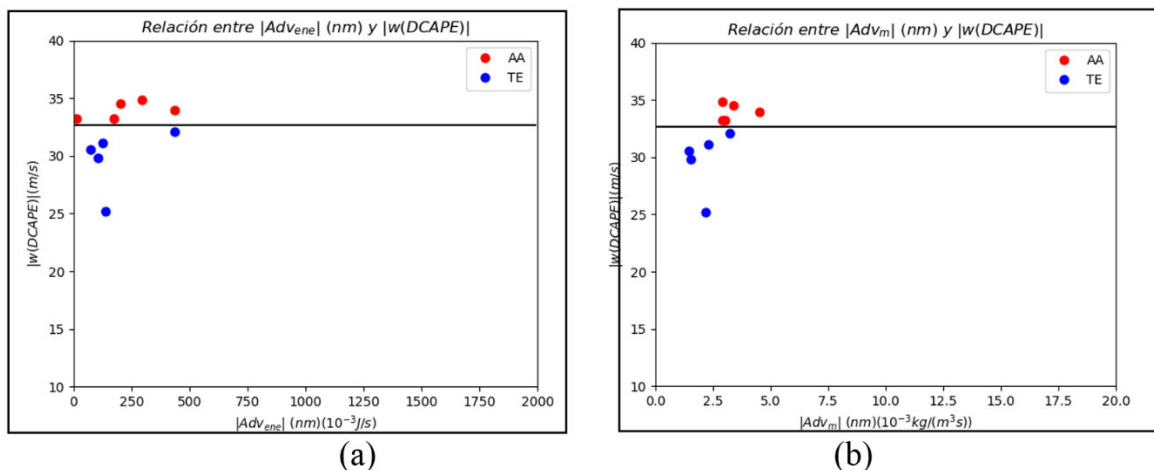


Figura 10. Relación entre la advección y $|w(DCAPE)|$

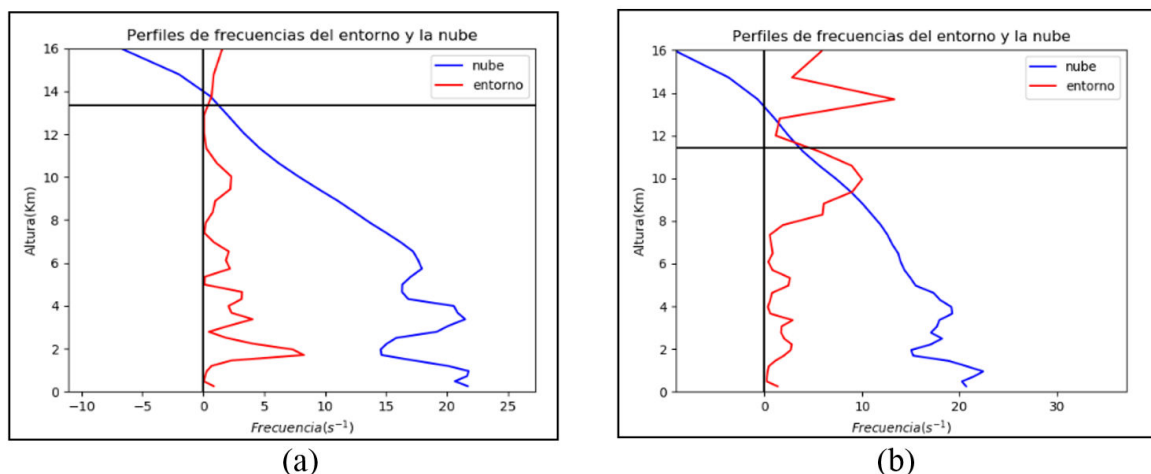


Figura 11. Perfiles de frecuencias del entorno y la nube: a) 9 de julio de 2015 b) 20 de julio de 2017. La línea negra representa el NE.

proceso ocurrió por debajo del NE. En este caso esta condición pudo deberse a dos factores, en primer lugar, la liberación de energía estuvo representada por las propias descargas eléctricas y en segundo lugar, como existió una fuerte cizalladura del viento cerca del punto de encuentro de las frecuencias, la energía que pudo liberarse dentro de la nube haya sido transportada por el flujo horizontal fuera de la ella ([Figura 11b](#)).

CONCLUSIONES

A partir de la muestra de estudio y bajo las consideraciones tenidas en cuenta para el desarrollo de los experimentos se puede arribar a las siguientes conclusiones:

- Los posibles factores preexistentes en el entorno en los niveles medios de la tropósfera que pueden provocar la ocurrencia de aeroavalanchas en Cuba dentro de una nube convectiva son la presencia de una capa seca y la absorción de calor latente;
- Los factores que aceleran las corrientes descendentes en las nubes de tormenta, pero no logran discriminar cuando se produce la aeroavalancha son el aumento de la flotabilidad en la corriente ascendente, el aumento de la viscosidad, la aceleración vertical de Coriolis con el flujo del Este, la advección horizontal de energía y masa, la resonancia entre las

frecuencias del entorno y la nube, así como el aumento de la carga de agua líquida dentro de las nubes de tormenta;

- Las variables que mejor diferencian las tormentas con presencia de aeroavalanchas de las tormentas eléctricas sin severidad son la diferencia de temperatura potencial equivalente entre el nivel de mínima humedad en los niveles medios y de máxima humedad en los niveles bajos, la DCAPE y la variación de calor latente de evaporación y fusión.

REFERENCIAS

- Aguilar, G., Carnesoltas, M., Naranjo, L., & Balseiro, C. 2005. "Climatología de las tormentas locales severas en Cuba en el período 1987-2002. Resultados de la modelación de un caso de estudio". *Revista Cubana de Meteorología*, 12(1):3 - 10.
- Aguilar, G. 2006. "Condiciones a escala sinóptica para la ocurrencia de aeroavalanchas asociadas a las tormentas locales severas en Cuba. Un esquema para su predicción". Tesis de Doctorado: Instituto de Meteorología, p. 124.
- Atkins, N. T. & Wakimoto, R. 1991. "Wet microburst activity over the southeastern United States. Implications for forecasting weather. Forecasting", 6:470 - 482.

- Caracena, F. & Maier, M. 1987. "Analysis of microburst in the FACE meteorological mesonet network in southern Florida". *Monthly Weather Review*, 115:969 - 985.
- Carnesoltas, M., Sierra, M., Rabelo, D., & Fernández, E. 2013. "Factores físicos que influyen en la caída de granizos y en las aeroavalanchas sobre Cuba". Informe de Resultado. Instituto de Meteorología, p. 65.
- Carnesoltas, M. 2019. "Tormentas locales severas. Tres condiciones necesarias. *Revista Cubana de Meteorología*". 25(1): 90-97
- De la Nuez, W. 2010. "Ambientes favorables a mesoescala para la ocurrencia de aeroavalanchas en las provincias habaneras". Trabajo de Diploma de Licenciatura en Meteorología. Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, p. 65.
- Foster, D. S. 1958. "Thunderstorm gusts compared with computed downdraft speeds". *Monthly Weather Review*, 86:91-94.
- Kamburova, P. L. & Ludlam, F. H. (1966). "Rainfall evaporation in thunderstorm downdraughts". *American Meteorological Society*, 92:510-518.
- Moncrieff, M. W. & Green, J. S. (1972). "The propagation of steady convective overturning in shear". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (98):336-352.
- OMM. 1992 "Vocabulario Meteorológico Internacional". OMM - No 182. Ginebra, p. 784.
- Orlanski, I., 1975 "A rational subdivision of scale for atmospheric processes". *Bull. Met. Soc.*, 65(1):527 - 530.
- Rabelo, D. 2012. "Procedimiento para la estimación de la velocidad de la racha máxima de una aeroavalancha". Trabajo de Diploma de Licenciatura en Meteorología. Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, p. 57.
- Rojas, Y. & Carnesoltas, M. 2013. "Configuraciones típicas que adoptan los campos de viento y temperatura a meso escala en la región oriental bajo la influencia de los patrones a escala sinóptica favorables para las tormentas locales severas". Informe de Resultado. Instituto de Meteorología, p. 116.
- Srivastava, R. C. 1985. "A simple model of evaporatively driven down draft: Application to microburst downdraft". *Journal Atmospheric Science.*, (42):1004-1023.
- Stull, R. 2015. *Practical meteorology: An algebra-based survey of atmospheric science*. Dept. of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, p. 939.