

# FORMACIÓN DE TORNADOS NO ASOCIADOS A SUPERCELDAS EN LA REGIÓN OCCIDENTAL DE CUBA

*Alis Varela de la Rosa<sup>1</sup>, Mario Carnesoltas Calvo<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba, [alis.varela@insmet.cu](mailto:alis.varela@insmet.cu)

<sup>2</sup> Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba, [mario.carnesoltas@insmet.cu](mailto:mario.carnesoltas@insmet.cu)

## Resumen

El origen de los tornados en latitudes medias está fundamentado en que el entorno transfiere rotación a la corriente ascendente de la tormenta, y esta a su vez, genera la vorticidad necesaria en su interior para la formación del fenómeno. Teniendo en cuenta que las condiciones en el trópico insular difieren de las latitudes medias y que los tornados en Cuba son de poca intensidad, deben surgir por mecanismos y procesos que ocurren dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica. Por ello esta investigación se propuso como objetivo principal, determinar los elementos dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica sobre la región occidental de Cuba, que influyen en la formación de vorticidad capaz de generar tornados. A partir de 17 reportes de tornados, se analizó el cumplimiento o no de las dos teorías de generación de tornados a partir de superceldas, analizándose posteriormente las condiciones existentes a mesoescala que fueron capaces de generar vorticidad vertical. De este análisis se encontró que los tornados investigados no se generaron en superceldas, consecuentemente no surgen como resultado de la vorticidad que pueda asimilar la nube convectiva desde el entorno, sino que su origen se encontró en la interacción, dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica, de Rollos Convectivos Horizontales con superficies de discontinuidad como el Frente de Racha o el Frente de la Brisa de Mar.

**Palabras claves:** tornados, vorticidad, Capa Fronteriza Atmosférica.

## 1- Introducción

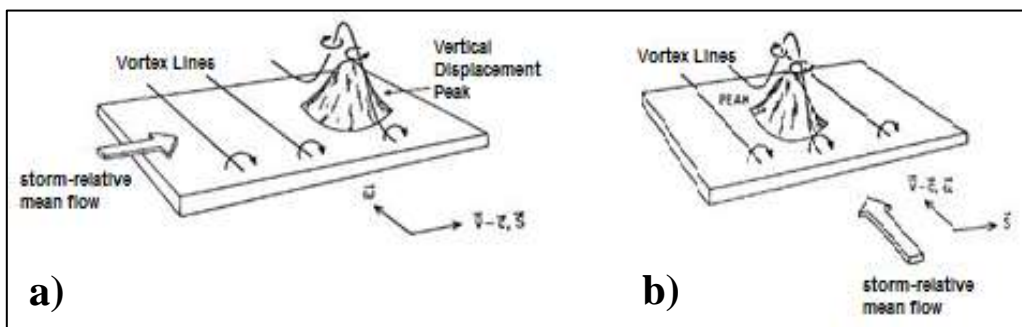
Entre los eventos severos que se encuentran en la naturaleza, los tornados constituyen uno de los más perjudiciales y de más difícil pronóstico, debido a que su formación es el “resultado de una compleja dinámica en la que intervienen múltiples procesos y estructuras a micro escala que sólo se activan bajo ciertas condiciones ambientales” (Acosta, 2008).

Según Johns & Doswell III (1992) y posteriormente Houze (1993), los tornados pueden dividirse en dos grupos básicos: los asociados a superceldas, en los cuales se incluyen la mayoría de los eventos de tornados fuertes y violentos (desde EF3 hasta EF5), y los no asociados a superceldas. Los tornados fuertes y violentos parecen estar conectados con la circulación de gran escala que se extienden a través de la tormenta, mientras que los menos intensos y débiles parecen tener su origen a cortas distancias de la base de nube.

De forma general y según la amplia literatura consultada sobre los tornados, existen dos teorías fundamentales para explicar los procesos que dan origen a estos fenómenos a partir de las superceldas. La primera de ellas fue propuesta por Rotunno & Klemp (1982, 1985), la cual se basa en el papel que juega la cizalladura vertical del viento, mientras la segunda teoría tiene como fundamento el concepto del entorno de helicidad relativa a la tormenta y fue planteada por Davies–Jones en 1984.

El punto de vista de la cizalladura vertical del viento hace más referencia a los procesos por los cuales una corriente ascendente interactúa con un entorno de cizalladura vertical para producir un estado quasi – estacionario de una tormenta en rotación (Rotunno & Klemp, 1982, 1985). La premisa básica de esta teoría es que “una corriente ascendente inicial genera vorticidad vertical en los niveles medios debido a la inclinación de vorticidad horizontal inherente a un entorno de cizalladura vertical del

viento”. Esta vorticidad vertical pasa entonces a la tormenta contribuyendo dinámicamente al déficit de presión inducida, que es máximo en niveles medios, produciendo un “Gradiente Vertical de Presión No Hidrostático” sobre los extremos de la tormenta. Posteriormente, la nueva corriente ascendente continúa inclinando más el vórtice horizontal sobre estos lados de la celda convectiva, conduciendo a un continuo proceso de regeneración y propagación de la propia corriente ascendente. La segunda teoría, la aproximación por la helicidad, postula la existencia de un estado fijo de propagación de la tormenta y a partir de ahí, considera que los movimientos de la tormenta conducen a la generación de una corriente ascendente en rotación, por inclinación de un entorno previo existente dominado por vorticidad paralela (Davies–Jones, 1984). Según Weisman & Rotunno (2000) “si una corriente ascendente se propaga en la dirección del vector medio de la cizalladura vertical (sobre la hodógrafa), se caracterizará por un par de vórtices en niveles medios, resultando una rotación neta nula. Sin embargo, si la corriente ascendente se propaga perpendicular al vector medio de la cizalladura vertical (fuera de la hodógrafa), la misma presentará una preferencia a la rotación; ciclónica si se mueve a la derecha del vector cizalladura, y anticiclónica si se mueve a la izquierda” (figura 1).



**Fig. 1.** Esquema de la vorticidad paralela (a) y perpendicular (b). La vorticidad horizontal está representada por  $\omega$ ,  $V-c$  es el vector del flujo relativo a la tormenta y  $S$  el vector cizalladura del viento en los primeros 6 km de la tropósfera (Tomado de Weisman & Rotunno, 2000).

Con respecto a los tornados no asociados a superceldas, a pesar que se han sugerido algunas causas para su origen, aún no se conocen suficientes elementos que permitan al menos, explicarlos con rigor, para en un futuro poderlos pronosticar. Sin embargo, según Lee & Wilhelmson (1997a) la presencia de fronteras a mesoescala en la tropósfera baja, parece jugar un papel clave en el desarrollo de los tornados no asociados a supercelda. Para el sur de la Florida, Golden (1971), determinó que a menudo los tornados se forman en la zona de convergencia a mesoescala en la Capa Fronteriza Atmosférica (CFA), por lo general asociado al frente de brisa de mar, con una débil cizalladura vertical del viento en la atmósfera a gran escala. Esto se comprobó en otras investigaciones como las realizadas por Holle & Maier (1980), Burgess & Donaldson (1979) y Bluestein (1985), donde siempre estaba presente un débil refuerzo a escala sinóptica con muy débil cizalladura vertical en la formación de los tornados no asociados a superceldas.

En Cuba el frente de brisa de mar (Fbm) es la principal frontera de mesoescala que diariamente está presente. La forma alargada del archipiélago cubano permite el desarrollo de dos sistemas de Fbm bien definidos, uno en la costa sur y otro en la costa norte, de acuerdo al sentido del flujo a mayor escala. Según Carnesoltas (2002) “el Fbm actúa como el factor de inicio de la convección profunda en un entorno condicionalmente inestable la mayoría de los días del año y en presencia de cizalladura vertical”. “La formación y el transporte de la nubosidad convectiva se produce por la interacción del Fbm con circulaciones locales y en presencia de cizalladura vertical. Los procesos a  $\beta$  – micro escala que se producen en la superficie de interacción del Fbm con las circulaciones locales, guardan estrechas relaciones con la ocurrencia de las tormentas, incluso la severidad dentro de ellas” (Carnesoltas, comunicación personal).

Dentro de la CFA, una parte fundamental del mecanismo que interviene en la generación de nubosidad convectiva, incluso con presencia de TLS, es la interacción de estructuras coherentes, como los Rollos Convectivos Horizontales (HCRs) y las Celdas de Rayleigh – Bénard (CRBs), con fronteras de la  $\beta$  – meso escala, como el Fbm o el frente de racha (Fr) de otras tormentas en etapas de madurez (Quintana

et al., 2011). Esta interacción asegura el desarrollo de convección profunda cuando no está presente algún otro fenómeno de escalas superiores (Fovell, 2004).

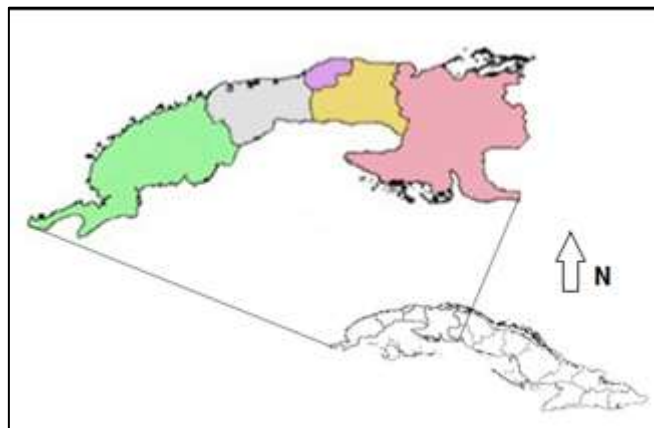
Específicamente en Cuba, desde el 2005, en el Instituto de Meteorología de Cuba (INSMET) con el comienzo de varios proyectos de investigación y la utilización de modelos numéricos de mesoescala, se ha comenzado un análisis más profundo sobre las TLS, no obstante, los tornados aún constituye una de las asignaturas pendientes. A pesar que hasta el momento las investigaciones que existen sobre la caracterización del ambiente local propicio para la formación de los tornados en Cuba son muy escasas, de ellas se ha podido inferir que los mecanismos que dan origen a los tornados difieren del origen propuesto por los modelos conceptuales formulados para latitudes medias y continentales. Esto se debe a que los tornados que se reportan en Cuba son muy débiles y de corta duración, no encontrándose evidencias suficientes para afirmar que estos fenómenos estén asociados a tormentas superceldas, por tanto su origen debe estar relacionado con las condiciones por debajo de la base de la tormenta convectiva o muy próxima a ella, es decir en la Capa Fronteriza Atmosférica. De forma general no se conocen con certeza los mecanismos, estructuras o elementos que intervienen en la formación de tornados débiles en el archipiélago cubano, siendo cualquier investigación dirigida en este sentido una novedad científica, tanto a nivel nacional como internacional.

Partiendo de lo antes expuesto los resultados que se presentan en esta investigación pueden ser tomados como una continuidad en las investigaciones sobre los posibles mecanismos o procesos que generan tornados en Cuba. Por esto, y partiendo de investigaciones anteriores, se propone como hipótesis que “los tornados sobre la región occidental de Cuba se generan debido a la vorticidad que se crea por las interacciones entre estructuras coherentes y las superficies de discontinuidad dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica”. El objetivo principal es: “determinar los mecanismos dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica sobre la región occidental de Cuba que influyen en la formación de vorticidad vertical capaz de generar tornados”. Como objetivos específicos se plantea: 1) “Analizar si se cumplen las dos teorías de formación de tornados asociados a superceldas en la región occidental de Cuba y 2) demostrar que los procesos generadores de vorticidad vertical relacionados con la formación de tornados en la región occidental de Cuba se encuentran en la CFA”.

## 2- Materiales y métodos

### a) Características de la región de estudio

En esta investigación se seleccionó como región de estudio el occidente de Cuba, que comprende las provincias de Pinar del Río, La Habana, Mayabeque y Matanzas (figura 2). Se escogió esta región por ser donde mayor número de tornados se reporta anualmente según Bermúdez et al. (2009). La región occidental de Cuba limita al este con las provincias de Villa Clara y Cienfuegos, al sur con el Mar Caribe, al oeste con el Canal de Yucatán y al norte con el Estrecho de la Florida y el golfo de México. El relieve de la región occidental de Cuba es predominantemente llano, aunque se encuentran elevaciones localizadas hacia el centro y norte del territorio, destacándose las alturas Habana – Matanzas, siendo la mayor elevación el Pan de Matanzas con una altitud de 389 m.



**Fig. 2.** Mapa de la región occidental de Cuba, la que comprende las provincias de Pinar del Río, Artemisa, La Habana, Mayabeque y Matanzas.

## b) Selección de los casos de estudio

Para esta investigación se seleccionaron 17 casos de reportes de tornados distribuidos entre los años 2004 y 2015 en la región occidental de Cuba (tabla 1). Los reportes fueron extraídos de la base de datos referente a TLS disponible en el Instituto de Meteorología de Cuba (INSMET), cuyas fuentes principales provienen de la red de estaciones meteorológicas de superficie del INSMET y de aficionados (Aguilar et al., 2005).

Teniendo en cuenta la clasificación de Fujita – Pearson ninguno de los tornados analizados fueron considerados como fuertes, correspondiendo a tornados débiles con clasificación entre EF0 y EF2. A pesar de existir un gran número de reportes de tornados entre los años 2004 y 2015, solamente se escogieron los 17 casos mencionados, debido a que fueron los únicos de los que se pudo reunir todas las herramientas necesarias para su análisis, es decir, imágenes de satélite meteorológico.

**Tabla 1.** Días con reportes de tornados utilizados en esta investigación.

Día	Hora	Provincia	Municipio
4 – Junio – 2004	18:30 – 19:00	La Habana	Guanajay
25 – Junio – 2008	14:10 – 17:05	Mayabeque	Güines
31 – Julio – 2008	17:00	Mayabeque	Güines
6 – Agosto – 2010	18:00	Mayabeque	Jaruco
4 – Abril – 2011	17:40	Matanzas	Estación indio Hatuey
13 – Agosto – 2011	14:40 – 15:00	Artemisa	Guanajay
27–Septiembre –2001	17:15 – 17:30	Matanzas	Jagüey Grande
19 – Abril – 2012	16:30 – 17:00	Matanzas	Colon
1 – Abril – 2013	13:30 – 14:00	Matanzas	Jovellanos
28 – Abril – 2013	5:00 – 5:30 pm	Mayabeque	San José de las Lajas
21 – Mayo – 2013	15:45 – 16:20	Mayabeque	San José de las Lajas
27 – Mayo – 2013	16:20 –16:25	La Habana	Santiago de las Vegas
28 – Mayo – 2013	16:00	La Habana	Reparto Eléctrico
12 – Julio – 2013	13:15	La Habana	Cotorro
3 – Septiembre–2013	15:50 – 15:55	Artemisa	Guanajay
15 – Agosto – 2014	17:00	Artemisa	San Antonio
10 – Agosto – 2015	14:30 – 15:00	La Habana	Arroyo Naranjo

## c) Información empleada

En esta investigación se utilizaron los datos del NCEP (National Center of Environment Prediction) y NCAR (National Center for Re–Analysis), disponible en el sitio web <http://www.cdc.noaa.gov>, cuya base de datos cuenta con una resolución espacial de 2.5 grados. De este sitio se extrajeron las variables siguientes: componentes meridional y zonal del viento, velocidad vertical y altura geopotencial en los niveles de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 y 250 hPa. Además se utilizó la humedad relativa, la cual se encuentra disponible hasta el nivel de 500 hPa. Todos estos datos fueron extraídos en formato NetCDF.

Las condiciones a mesoescala fueron analizadas a partir de las imágenes del satélite meteorológico GOES 12 E, ubicado en los 75° W. Se utilizaron las imágenes del canal visible con una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal de 15 minutos, extraídas del sitio web <https://www.class.ncdc.noaa.gov/saa/products/welcome>. Además se utilizó las observaciones del radar de Casa Blanca, localizado en la Habana, con una resolución temporal de 15 min. A partir de estas imágenes se obtuvo la localización, movimiento y desarrollo de la nubosidad convectiva.

## d) Métodos y herramientas utilizadas

Para la visualización de los mapas y gráficos, así como para la extracción de los datos de las diferentes variables se utilizó el software GrADS (Grid Analysis and Display System). Este programa es de libre

aplicación y provee una gran variedad de opciones. Es compatible con las principales plataformas de software (Windows y Linux) y admite los datos de entrada en varios formatos (GRIB, NetCDF, etc.).

De los datos extraídos del reanálisis del NCEP/NCAR se calculó la tensión del vapor (hPa), mediante la expresión planteada por Saucier (1955):

$$e_s = 6.11 \times 10^{(at / (t + b))} \quad (2.1)$$

Donde  $a = 7.5$  y  $b = 237.3$  si  $t \geq 0$ , en cambio si  $t \leq 0$  entonces  $a = 9.5$  y  $b = 265.5$ .

La tensión del vapor se utilizó para encontrar los valores de humedad por encima de los cuales se encontraban los días escogidos en el nivel de 1000 hPa, así como en la capa de 1000 a 700 hPa. Se tuvo en cuenta esta variable, pues según Carnesoltas et al. (2013) el contenido suficiente de humedad en niveles bajos es la primera condición para la formación de los procesos convectivos y la posible formación de severidad en ellos. Esto se debe, a que la humedad garantiza la “materia prima” para formar una gran nube de tormenta y contribuye a la inestabilidad de la capa.

También se empleó en esta investigación la cizalladura vertical del viento, pues en un entorno convectivo resulta sumamente significativo comprender la estructura de esta variable para discriminar el tipo de convección que puede desarrollarse. En esta investigación se utilizó la cizalladura positiva ( $\partial u / \partial z$ ), que puede definirse como la suma de las magnitudes de la cizalladura en los diferentes segmentos de la hodógrafa, en los que la dirección del viento se desvía o es unidireccional con la altura (Johns et al., 1990, 1993). Se escogió la cizalladura positiva, ya que Monteverdi et al. (2003) encontraron que los valores de esta cizalladura son más fiables que los obtenidos por la llamada “bulk shear”, para discriminar tormentas que producen tornados EF1/EF2, de aquel que producen EF0 o ninguno en absoluto. Esta cizalladura fue calculada capa a capa, desde el nivel de 1000 hPa hasta 500 hPa, mediante la fórmula:

$$S(z) = \sqrt{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2 + \left(\frac{\Delta v}{\Delta z}\right)^2} \quad (2.2)$$

Estos niveles representan los primeros 6 km de la tropósfera, lo que según Ramsay & Doswell (2005), corresponde con la capa donde existe un balance entre la corriente ascendente y descendente dentro de la nube.

Un aspecto a tener en cuenta para determinar si una celda convectiva evolucionará o no a supercelda es determinar el tipo de vorticidad que alimenta a la tormenta en niveles bajos. Esto se logra analizando los vectores de la velocidad relativa a la tormenta ( $V - c$ ), donde “V” es el vector medio del viento del ambiente en los niveles bajos, y “c” es el vector de la dirección del movimiento de la tormenta, así como la orientación que tiene este vector con el de la cizalladura. En este análisis pueden “obtenerse dos tipos de vorticidad, denominadas paralela” y “cruzada”. La primera es el verdadero origen de la rotación en la corriente ascendente de una supercelda. La corriente ascendente tendrá una rotación neta si el vector del flujo relativo a la tormenta ( $V - c$ ), se encuentra paralelo a la vorticidad horizontal ( $\omega$ ) y perpendicular al vector cizalladura vertical del viento (S) (Quirantes et al., 2014). Sin embargo, “la corriente ascendente no tendrá rotación neta si el vector del flujo relativo a la tormenta ( $V - c$ ), se encuentra perpendicular a la vorticidad horizontal  $\omega$ , y paralelo a la cizalladura S, siendo esta la vorticidad cruzada”. Mencionar que el vector vorticidad horizontal  $\omega = -S(z) \times k$  siempre se encuentra a la izquierda y perpendicular al vector cizalladura en los primeros 5 km de la columna troposférica (Doswell III, 1991).

Las direcciones y velocidades de traslación de las celdas convectivas asociadas a los tornados reportados se obtuvieron de las observaciones de radar. Con la información de reanálisis se determinó la velocidad y dirección media del flujo en las capas bajas de la tropósfera, así como la cizalladura vertical en los primeros 6 km de altura. Posteriormente y mediante un script desarrollado en MATLAB, se graficaron cada uno de los vectores expuestos anteriormente.

### 3- Análisis y discusión de los resultados

Uno de los elementos fundamentales en el origen de los tornados lo constituye la generación de

vorticidad vertical. Markowski & Richardson (2009) expresaron, tomando como referencia las investigaciones de Barnes (1970), Rotunno (1981) y Davies–Jones (1984), que “la vorticidad vertical se origina inicialmente en las corrientes ascendentes de las tormentas, como resultado de la inclinación y posterior estiramiento de la vorticidad horizontal asociada con la cizalladura vertical media del viento”. Según Weisman & Rotunno (2000), existen dos teorías referentes a la cizalladura y su influencia en la formación de rotación dentro de las superceldas. Debe enfatizarse que luego de creada la tormenta supercelda y su mesociclón, sus corrientes ascendentes en rotación son las que generan los vórtices de los tornados.

#### a) Análisis de las dos teorías de formación de tornados asociados a superceldas

##### Análisis del cumplimiento de la primera teoría

La primera teoría hace énfasis en los procesos por los cuales una corriente ascendente interactúa con un entorno de cizalladura vertical para producir un estado quasi–estacionario de una tormenta en rotación (Rotunno & Klemp, 1982, 1985). Para determinar si esta teoría se aplicaba en los 17 casos escogidos, se analizó la cizalladura positiva del viento no solo en la capa de superficie a 500 hPa, sino también en las capas de la tropósfera superficie – 850 hPa y superficie – 700 hPa (tabla 2).

**Tabla 2.** Valores de cizalladura ( $10^{-3}$ ) en diferentes niveles de la tropósfera para los 17 días seleccionados con reportes de tornados.

Días	sup–850 hPa	sup–700 hPa	sup–500 hPa
4 – Junio – 2004	<b>1.97</b>	1.68	1.53
25 – Junio – 2008	<b>1.88</b>	1.82	1.49
31 – Julio – 2008	<b>1.12</b>	1.01	1.01
6 – Agosto – 2010	1.34	1.09	<b>1.41</b>
4 – Abril – 2011	<b>5.02</b>	4.58	4.49
13 – Agosto – 11	<b>1.88</b>	1.83	1.55
27 – Septiembre – 2011	<b>1.56</b>	1.49	1.52
19 – Abril – 2012	<b>4.03</b>	3.56	3.33
1 – Abril – 2013	4.20	3.73	<b>4.72</b>
28 – Abril – 2013	<b>3.33</b>	2.58	2.65
21 – Mayo – 2013	3.23	<b>3.46</b>	2.76
27 – Mayo – 2013	<b>3.66</b>	3.03	2.79
28 – Mayo – 2013	<b>3.56</b>	3.14	2.65
12 – Julio – 2013	<b>1.76</b>	1.62	1.34
3 – Septiembre – 2013	1.66	<b>1.96</b>	1.70
15 – Agosto – 2014	<b>2.09</b>	2.04	1.93
10 – Agosto – 2015	1.86	2.17	<b>2.40</b>

Se encontró que solamente en 7 de los casos escogidos, los valores de cizalladura se encontraban entre  $3.0$  y  $5.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , umbral que según John y Doswell III (1992), refleja moderada tendencia a la organización dentro de la celda convectiva, pero no garantiza la vorticidad necesaria para la formación del tornado dentro de la propia tormenta. Estos autores plantearon que “para la formación de superceldas es necesario valores de cizalladura superiores a  $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  en los primeros 4 kilómetros de la atmósfera”. En sólo uno de los casos analizados – el día 4 de abril de 2011 – el ambiente presentaba una cizalladura del viento favorable para la posible formación de superceldas (valor de  $5.02 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ), sin embargo este valor se encontraba en los primeros 1.5 km de la tropósfera (nivel superficie – 850

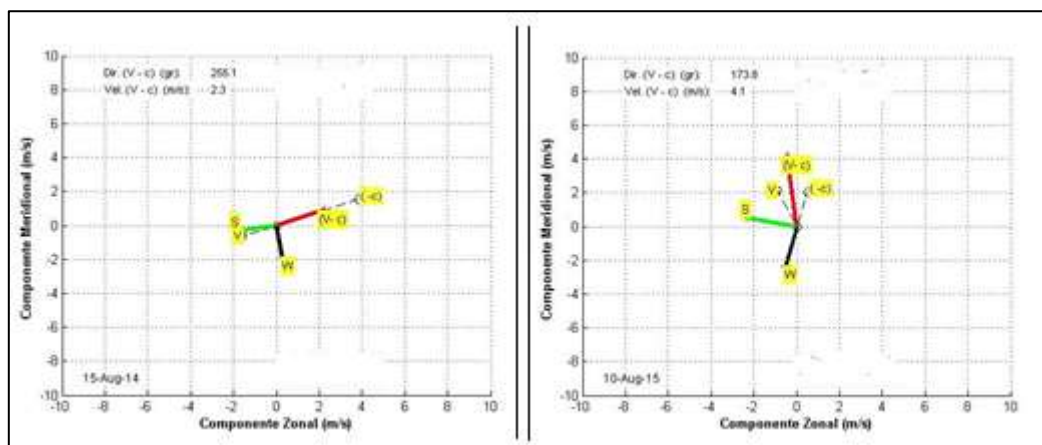
hPa), lo que representaba las condiciones por debajo de la base de la nube convectiva. En el resto de los días analizados, la cizalladura positiva presentó valores inferiores a  $3.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , lo que no garantizaba la suficiente rotación en el ambiente para que la tormenta la asimilase y diera lugar a una supercelda.

En la tabla 2 se puede observar que los valores más elevados de la cizalladura vertical del viento en cada nivel analizado (resaltados en negrita), se encontraban en la mayoría de los casos analizados, en la capa superficie – 850 hPa, representativos de las condiciones por debajo de la base de la nube, es decir dentro de la CFA. Esto refleja que “la intensidad de la cizalladura en la CFA podía ser un factor que influyera en el flujo de entrada de las celdas convectivas, pero no en la generación de los tornados reportados” (Carnesoltas, comunicación personal). No obstante, y a pesar que a inicios de la tarde cuando fueron tomados los datos, la CFA se encuentra muy mezclada, es necesario también tener en cuenta que en dichos valores de cizalladura, está incluido el efecto de la fricción con la superficie terrestre, que como se conoce, produce una desviación a la izquierda de la dirección del viento con respecto a la del viento geostrófico en el tope de la capa.

De este análisis se encontró que el ambiente no era idóneo, en ninguno de los casos examinados, para aportar rotación a las celdas convectivas y dar así posibilidad a la formación de superceldas, que posteriormente dieran lugar a tornados.

### Análisis del cumplimiento de la segunda teoría

De acuerdo a la teoría de la “vorticidad paralela” propuesta por Davies–Jones (1984), la rotación de la corriente ascendente se produce cuando el vector diferencia ( $V - c$ ) se encuentra orientado en el mismo sentido que el vector de la vorticidad vertical ( $\omega$ ). Partiendo de esta teoría, el análisis realizado en cada uno de los 17 casos de tornados (dos ejemplos se muestra en la figura 3 y el resto en el Anexo XII) reflejó que en ninguno de ellos, el movimiento de la celda convectiva fue capaz de incorporar rotación adicional a sus corrientes ascendentes mediante la inclinación de los vórtices horizontales generados por la cizalladura del ambiente y dar así lugar a la formación de una supercelda.



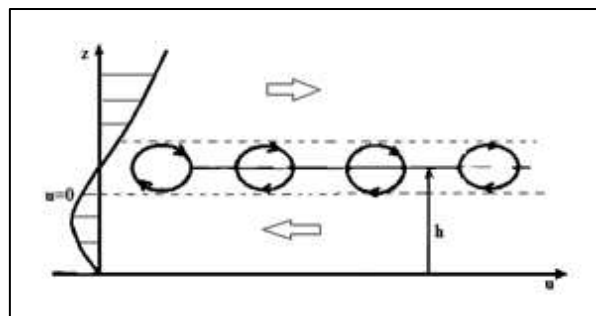
**Fig. 3.** Representación del vector dirección del viento entre 0 – 1km (c), vector dirección del movimiento de las tormentas (V) y el vector de la cizalladura vertical del viento en la capa de 0 – 6 km (S), así como el vector de la vorticidad horizontal ( $\omega$ ) para los días 10 de agosto de 2015 (a) y 15 de agosto de 2014 (b).

Este resultado ratifica que las condiciones dentro de las tormentas no fueron las que dieron lugar a los tornados, ya que el ambiente no era capaz de aportar la suficiente vorticidad para generar en ellas la presencia de mesociclones, característica clásica de una superceldas. Existen dos posibles razones para que esta teoría no se cumpliera en los casos analizados, en primer lugar puede ser que los tornados débiles que se forman sobre el territorio cubano no tengan sus orígenes en los niveles medios de la tropósfera, ni como resultado de tormentas superceldas; y en segundo lugar está el hecho que Cuba se encuentra en latitudes tropicales, donde las condiciones en la columna troposférica resultan muy diferentes a las que se presentan en latitudes subtropicales y continentales, para las que fue desarrollada esta teoría.

La teoría de la “vorticidad paralela” parte de dos premisas: 1) que el vector cizalladura ( $S$ ) y el vector de vorticidad horizontal ( $\omega$ ), ambos del entorno, existen antes de que las corrientes ascendentes de la celda interactúe con ellos, permaneciendo constantes, además los vórtices que generan no yacen sobre la superficie de la tierra, sino a cierta altura en la capa de discontinuidad entre los flujos zonales del este y del oeste; 2) la celda se traslada en sentido contrario ( $c$ ) al flujo que la alimenta ( $V$ ) en la capa subnubosa. Ambas premisas son condiciones típicas para la generación de tormentas superceldas que se desarrollan en latitudes medias y sobre grandes extensiones como los continentes.

Según esta teoría, pueden existir matemáticamente 12 posibles combinaciones extremas de los vectores  $\omega(S)$ ,  $V$  y  $c$ , para las cuales, el nuevo vector ( $V - c$ ), se orienta paralelo (o casi paralelo) al vector  $\omega(S)$ , de manera que el coeficiente de correlación de Davies–Jones  $r = \frac{\langle \zeta' w' \rangle}{\sqrt{\langle \zeta'^2 \rangle \langle w'^2 \rangle}}$  tenga un valor máximo.

Ya que los flujos zonales son los que inciden con mayor frecuencia e intensidad en la creación de vórtices, o mejor dicho, en la creación de capas con vórtices horizontales en el nivel donde la componente zonal se anula (figura 4); para que la cizalladura  $S(z)$  sea máxima resulta conveniente analizar la teoría de la “vorticidad paralela” en dos partes, una con la cizalladura  $S(z)$  dirigida hacia el este, y otra dirigida al oeste.



**Fig. 4.** Nivel donde la componente zonal del viento se anula ( $u = 0$ ) y donde se localizan los vórtices horizontales que rotan en el mismo sentido.

En esta investigación sólo se analizarán y mostrarán 6 casos con  $S(z)$  dirigidas al este (figura 5), ya que matemáticamente, los casos con la componente oeste, serán una simple rotación de coordenadas, aunque física y meteorológicamente no son iguales para la atmósfera real. Además, se requiere distinguir los casos de flujos unidireccionales en los que el vector  $c$  es opuesto al vector  $V$ , con una hodógrafa recta, de los casos de flujos donde la dirección de la cizalladura vertical ( $\partial d / \partial z$ ) cambia fuertemente con la altura, con una hodógrafa circular, y por lo tanto, la dirección del vector  $c$  de la tormenta no coincide con la dirección del vector  $S(z)$ .

A partir del análisis de los casos con  $S(z)$  dirigidas al este, inclusive los dirigidas al oeste (que no se muestran), se pudo deducir una regla empírica general (tabla 3), para conocer las combinaciones que realmente le pueden generar vorticidad a la corriente ascendente de las tormentas superceldas, con hodógrafas rectas y no rectas.

**Tabla 3.** Regla empírica general para conocer las combinaciones que le pueden generar vorticidad a la corriente ascendente de las tormentas superceldas.

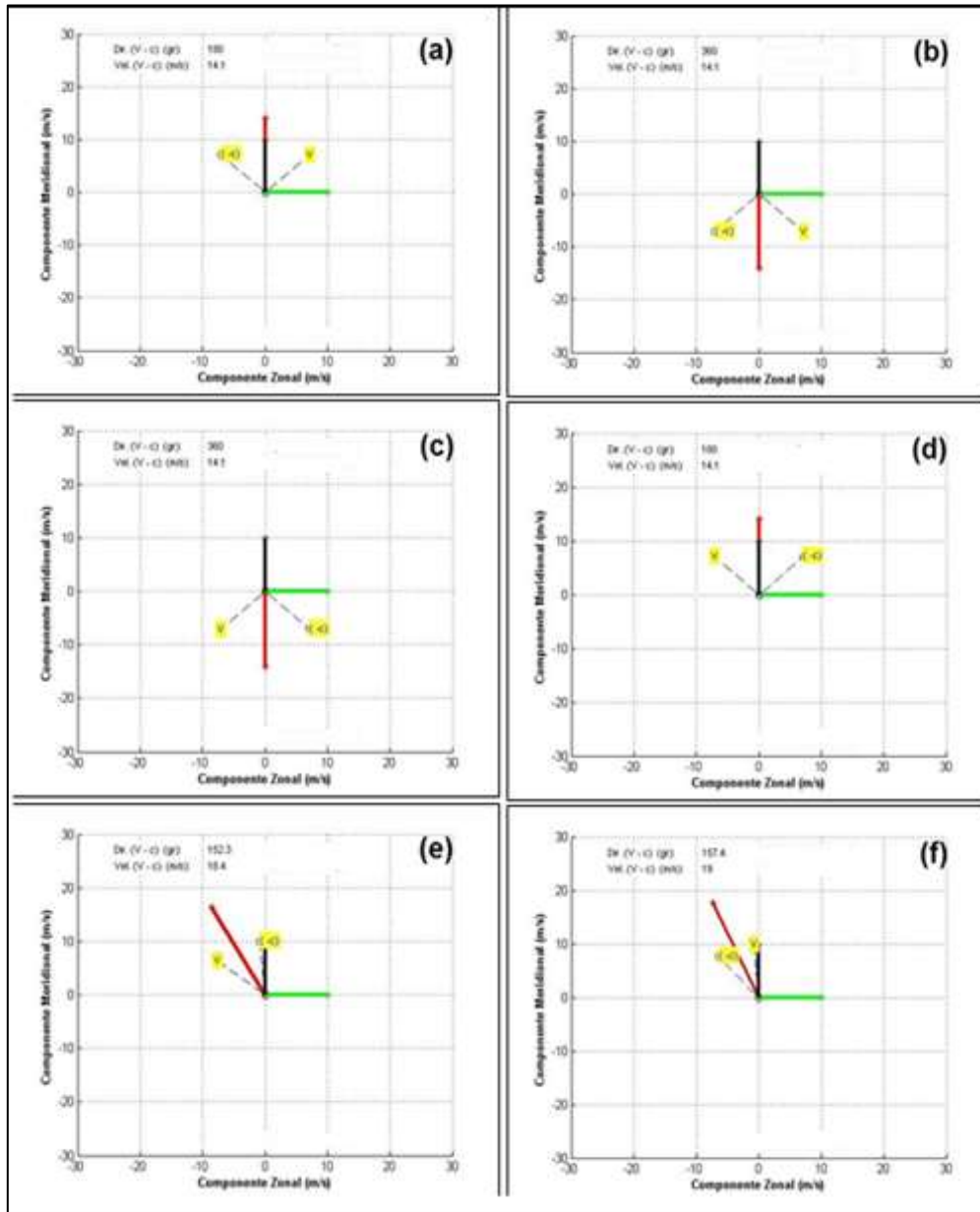
Hodógrafas rectas	Hodógrafas circulares
$V_x S_x < 0$	$V_x S_x < 0$
$V_y \omega_y > 0$	$V_y \omega_y > 0$
$C_x S_x > 0$	$C_x S_x < 0$

De acuerdo a esta regla, los ejemplos (a) y (d), pueden dar la impresión de poder generar vorticidad vertical a la corriente ascendente, pero en (a) el vector  $V$  de la capa subnubosa está dirigido en sentido contrario al que indica la cizalladura  $S(z)$ , y en (d) el vector  $c$  es el que está dirigido en sentido



contrario al vector  $S(z)$ , o sea al nivel superior donde se traslada la tormenta, por lo que se contradice con el entorno real.

Los ejemplos (b) y (c) se eliminan de inmediato, pues el vector  $(V - c)$  tiene sentido opuesto al vector  $\omega$ , por lo que no se podrá producir vorticidad en la corriente ascendente. Luego, los que cumplen los requisitos serán los ejemplos (e) y (f), a pesar que el vector  $c$  tiene una componente muy pequeña sobre  $S(z)$ . Si en estos dos últimos casos el entorno presentara una hodógrafa fuertemente curvada, el vector  $c$  pudiera ubicarse con signo opuesto al vector  $S(z)$ , dando lugar a una mayor correlación entre el vector  $(V - c)$  y el vector  $\omega$ .



**Fig. 5.** Posibles combinaciones extremas de los vectores  $\omega(S)$ ,  $V$  y  $c$ . Ejemplo de 6 casos con la cizalladura  $S(z)$  dirigida al este.

De lo anteriormente expuesto, queda claro que el entorno en los días analizados en esta investigación no tenían condiciones para la formación de superceldas, lo que se infiere que los factores para la formación de vorticidad, capaces de general los tornados reportados debieron localizarse en las capas bajas de la tropósfera, por debajo de la base de la nube, principalmente en la CFA. Partiendo de esta idea se procedió al análisis del entorno existente a mesoescala en cada caso, tratando de encontrar cuales sistemas o mecanismos que estaban presentes, eran capaces de general algún tipo de rotación en

niveles bajos dentro de la propia CFA.

### b) Mecanismos generadores de vorticidad vertical en la Capa Fronteriza Atmosférica.

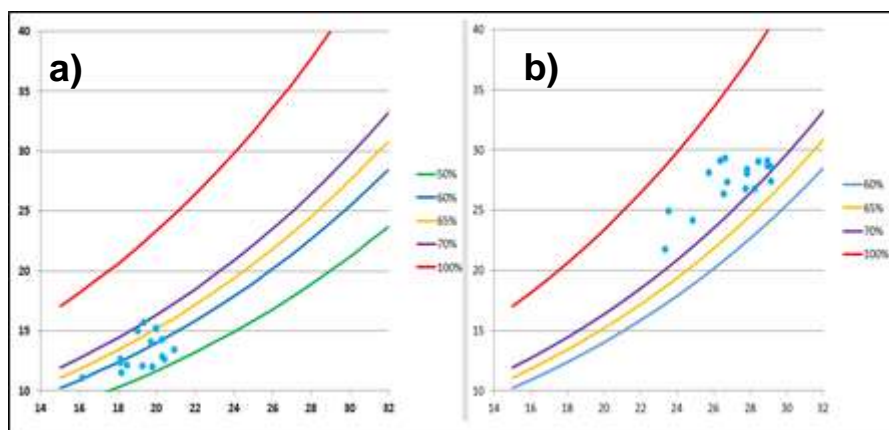
El análisis de las imágenes de satélite, unido a los datos extraídos del reanálisis, reflejo que en todos los casos analizados el flujo en los niveles bajos de la tropósfera era del segundo cuadrante, predominando un flujo del este sudeste al sur sudeste hasta el nivel de 850 hPa.

Cuando se toma como referencia el flujo medio de cada uno de los patrones hallados previamente por Aguilar et al. (2009) para el periodo poco lluvioso y Carnesoltas et al. (2010) para el periodo lluvioso (tabla 4), se puede observar que la mayoría de los casos de tornados reportados bajo cada patrón, así como los de aeroavalanchas, presentaban un rango en la dirección del viento en niveles bajos de la tropósfera similar a la encontrada en los casos de tornados analizados en esta investigación.

**Tabla 4.** Rango en el rumbo de los vientos para los reportes de tornados y las aeroavalanchas bajo los 26 patrones encontrados por Aguilar et al. (2009) y Carnesoltas et al. (2010), para el periodo poco lluvioso (PPLL) y lluvioso (PLL), respectivamente.

		totales		%	rumbo
Aeroavalanchas	PPLL	62	61	98.4	45° < dd < 180°
	PLL	336	333	99.1	90° < dd < 112°
Tornados	PPLL	202	197	97.5	45° < dd < 180°
	PLL	990	986	99.6	90° < dd < 112°

Esta componente del segundo cuadrante del viento contribuye a la advección de calor desde el mar Caribe, así como al aumento del contenido de humedad sobre tierra, condición necesaria para la formación de convección profunda e incluso severidad dentro de ella (Carnesoltas et al., 2013). Como se puede observar en la figura 6b, en el nivel de 1000 hPa los valores de humedad en todos los casos analizados se encontraban por encima de los 65 %, mientras en la capa de 1000 – 700 hPa, los valores de humedad se encontraron por encima del 50 % (figura 6a).

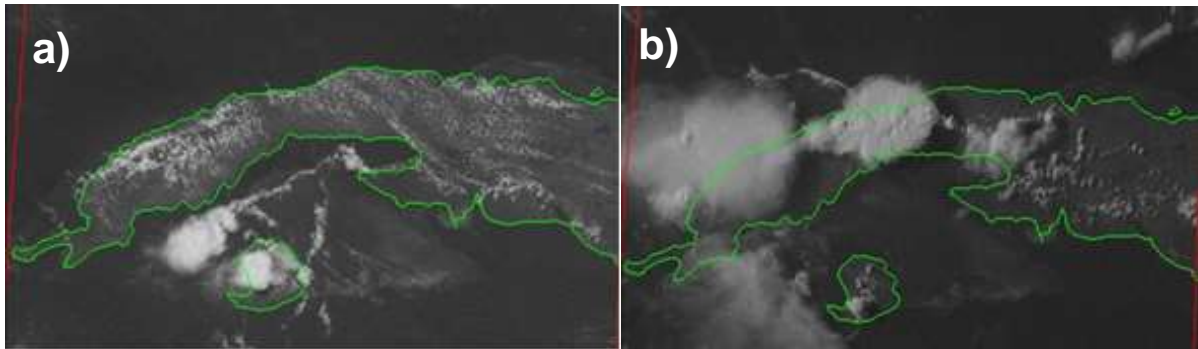


**Fig. 6.** Tensión del vapor de agua en la capa 1000 - 700 hPa (a) y en el nivel de 1000 hPa (b). Las líneas representan las curvas de igual tensión del vapor para 50, 60, 65, 70 y 100 % de humedad relativa, respectivamente.

Estos valores de humedad fueron superiores a los encontrados por John & Doswell III (1992), quienes plantearon que “para la formación de actividad convectiva severa se necesitan valores de humedad relativa superior a los 45 %” (destacar que con temperaturas menores que en los trópicos, este valor representa menor humedad). Además, en el análisis del contenido de humedad en el nivel de 1000 hPa se encontró que incluso en 12 de los 17 días con reportes seleccionados, los valores de humedad relativa se encontraban por encima del 70%.

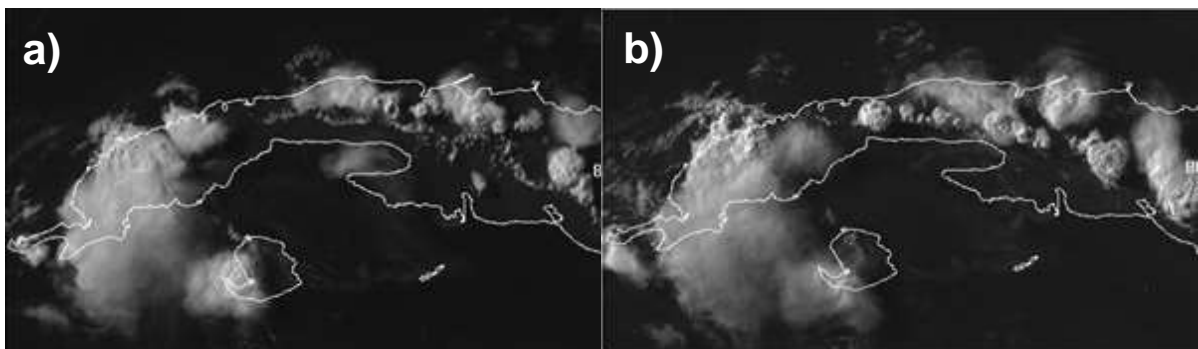
Las condiciones de alta humedad y calor presentes en cada caso analizado, permitió el desarrollo de

campos de CRB cerradas y luego de HCRs bien estructurados desde horas tempranas de la mañana a lo largo del flujo medio de la CFA, como se puede observar en el ejemplo mostrado en la figura 3.5a (solamente se muestra un solo caso porque el resto de los días era muy similar al que se presenta). Partiendo de las imágenes de satélite se comprobó que, una vez que el Fbm interaccionó con las CRBs dentro de los HCRs, se produjo un aumento brusco en el desarrollo vertical de la nubosidad en el borde delantero del Fbm (figura 7b). Esto estuvo relacionado al levantamiento adicional proporcionado por la propia corriente ascendente del HCRs y por la inestabilidad convectiva en el aire dentro de las corrientes de los rollos. Este resultado verifica lo planteado por Carnesoltas (2002), que el principal mecanismo en la formación de convección profunda en horas de la tarde sobre Cuba, está relacionado con la interacción HCRs – CRBc – Fbm.



**Fig. 7.** Imágenes de satélite del día 31 de julio de 2008. En la figura a) se observa la presencia de HCRs a lo largo del flujo del segundo cuadrante a las 1740 UTC. La figura b) muestra la formación de celdas convectivas de gran desarrollo vertical en los puntos de interacción de los HCRs con el Fbm a las 2145 UTC.

La nubosidad convectiva durante las horas de sol presentó, por lo general, 2 ó más picos de máxima actividad, uno durante las primeras horas de la tarde y un segundo al final de la misma y/o principios de la noche, lo que se pudo verificar en las imágenes de satélite. Esto está relacionado con el hecho que el flujo del segundo cuadrante “transporta los frentes de rachas de las tormentas en disipación en una dirección paralela a la orientación de gran parte de las costas cubanas” (Carnesoltas comunicación personal). De esta manera, las corrientes descendentes frías de las primeras tormentas pudieron moverse con sus frentes de racha (Fr) en superficie hacia el tercer o cuarto cuadrante, y con ello influir más tarde en el inicio de otras tormentas, las que a su vez, pudieron interactuar con el Fbm (figura 8). “Otro rumbo del Fr lo transportaría perpendicular a las líneas principales de las tormentas sin ningún efecto” (Carnesoltas comunicación personal).



**Fig. 8.** Imágenes de satélite correspondiente al día 4 de junio de 2004. (a) Se observa la presencia de Fr en varias tormentas a las 1915 UTC. (b) A las 2010 UTC se observa la formación de otras celdas convectivas a partir de los Fr.

Con todo lo antes mostrado, queda claro que en Cuba, donde la mayoría de los tornados que han ocurrido son débiles (EF0 – EF2) y de poca duración, ni las causas de sus orígenes ni de su posterior desarrollo, cumplen las características de los modelos conceptuales clásicos expuesto para latitudes medias. Los resultados hasta aquí expuestos, hace pensar que estos fenómenos se forman inclusive antes de que la tormenta alcance su etapa de madurez y en la capa por debajo de la base de la misma.

Es decir, en los niveles donde pueden interactuar las superficies de discontinuidad, como el Fbm y/o el Fr de las tormentas maduras, con celdas convectivas incipientes aisladas o dentro de los propios HCRs, provocando esta interacción, vórtices horizontales y verticales dentro de la CFA, que al parecer constituyen el factor desencadenante para la formación de los tornados.

#### **4- Conclusiones**

1. El análisis de los 17 casos de tornados reportados en la región occidental de Cuba mostró que ninguno de ellos se originó a partir de tormentas superceldas, pues no se cumplieron las condiciones necesarias en el entorno que plantean las dos teorías existentes que explican la formación de tornados asociados de superceldas.
2. La vorticidad vertical necesaria para la formación de los tornados no asociados a supercelda en la región occidental de Cuba se encontró dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica como resultado de la interacción entre los Rollos Convectivos Horizontales (presentes en todos los casos analizados) y las superficies de discontinuidad como el Frente de Racha y/o el Frente de la Brisa de Mar;

#### **5- Recomendaciones**

- 1- Analizar la presencia o no de tormentas superceldas en la formación de tornados sobre el resto de las regiones de Cuba;
- 2- Análisis a mayor profundidad y a mesoescala de los procesos que dan origen a los tornados dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica sobre Cuba;
- 3- Profundizar en las interacciones físico – dinámicas entre los Rollos Convectivos Horizontales y el Frente de Racha o Frente de Brisa Marina, mediante la simulación con un modelo de mayor resolución.

#### **5- Referencias**

- Acosta, G. (2008). Los tornados en Cuba. Análisis de algunas condiciones favorables para su desarrollo dentro del período lluvioso. Tesis presentada en opción al grado científico de Licenciado en Ciencias Meteorológicas, Instec, 63 pp.
- Aguilar, G., L. Naranjo & M. Carnesoltas (2005). Informe de Resultado Científico. Establecimiento de condiciones de la circulación atmosférica a escala sinóptica en los alrededores de Cuba, favorables para la aparición de tormentas locales severas del proyecto Condiciones sinópticas favorables para la ocurrencia de Tormentas Locales Severas en Cuba. Un esquema para su predicción. Instituto de Meteorología. 35 pp.
- Aguilar, G., C. M. Carnesoltas & D. L. Naranjo (2009). Condiciones a escala sinóptica favorables para la aparición de tormentas locales severas en Cuba. Parte I. período poco lluvioso. Revista Cubana de Meteorología, 15(1), 85–108 pp: ISSN. 0864–151X.
- Alfonso, A. P. (1994). Climatología de las tormentas locales severas de Cuba. Cronología. Editorial Academia, La Habana, 168 pp.
- Barnes, S. L. (1978). Oklahoma thunderstorms on 29-30 April, 1970. Part I: Morphology of a tornadic storm. Mon. Wea. Rev., 106, 673–684 pp.
- Bermúdez, Y., G. Aguilar & A. Wallo (2009). Distribución de las Tormentas Locales Severas en Cuba. Informe de Resultado, La Habana, Cuba. Instituto de Meteorología, 78 pp.
- Bluestein, H. B. (1985). The formation of a “landspout” in a “broken-line” squall line in Oklahoma. Preprints, 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer. Meteor. Soc., 267–270 pp.
- Burguess, D. W., & R. J. Donaldson (1979). Contrasting tornadic storm types. Preprints, 11th Conf. on Severe Local Storms, Kansas City, Amer. Meteor. Soc. 189–192 pp.
- Carnesoltas, M. (2002). La brisa de mar y tierra. Conceptos fundamentales. Revista Cubana de Meteorología, 9(1). 39–60 pp: ISSN. 0864–151X.

- Carnesoltas, M., G. Aguilar & L. Naranjo (2010). Condiciones a escala sinóptica favorables para la aparición de Tormentas Locales Severas en Cuba. Parte II, periodo lluvioso. *Revista Cubana de Meteorología*, 16(1). 13–31 pp: ISSN. 0864–151X.
- Carnesoltas, M., M. Sierra, D. Rabelo, & E. Fernández (2013). Factores físicos que influyen en la caída de Granizos y en las Aeroavalanchas sobre Cuba. Informe de Resultado, La Habana, Cuba. Instituto de Meteorología, 65 pp.
- Davies–Jones, R. P. (1984). Streamwise vorticity. The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.* 41, 2991–3006 pp.
- Doswell, C. A., III, (1991). A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. *Natl. Wea. Dig.*, 16, 2–16 pp.
- Fovell, R. G. (2004). Convective Initiation ahead of the Sea–Breeze Front. *Mon. Wea. Rev.*, v.133, 264–278 pp,
- Gamboa, F. (2004). Selección de indicadores radáricos como productores de severidad. Tesis en Opción al Título Académico de Máster en Ciencias Meteorológicas. Instituto Superior de Ciencias Aplicadas. Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente, 55 pp.
- Golden, J. H. (1971). Waterspouts and tornadoes over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 146–154 pp.
- Holle, R. L., & M. W. Maier (1980). Tornado formation from downdraft interaction in the FACE mesonet. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1010–1028 pp.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*. International geophysics series. 539 pp.
- Johns, R. H. J. M. Davies, & P. W. Leftwich, (1990). An examination of the relationship of 0–2 km AGL “positive” wind shear to potential buoyant energy in strong and violent tornado situations. Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alberta, Canada, Amer. Meteor. Soc., 593–598 pp.
- Johns, R. H. & C. A. Doswell III (1992). Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*. 7, 588–612 pp.
- Johns, R. H., J. M. Davies, & P. W. Leftwich (1993). Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. 2. Variations in the combinations of wind and instability parameters. *The Tornado. Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*, C. R. Church, Ed., Amer. Geophys. Union, 583–590 pp.
- Lee, B. D. & R. B. Wilhelmson (1997a). The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part I. Initiation and evolution of pretornadic mesocyclone circulations along a dry outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, 54, 32–60 pp.
- Markowski, P. M. & Y. P. Richardson (2009). Tornadogenesis. Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. *Atmos. Res.*, 93, 3–10 pp.
- Martín L. F. & R. A. Riosalido (2000). Biblioteca de módulos tempo. Modelos Conceptuales. Radar Servicio de Técnica Análisis y Predicción. INM. Biblioteca INM. Cd publicado para el INM de España. Biblioteca INM.
- Monteverdi, J. P., C. A. Doswell III & G. S. Lipari (2003). Shear parameter thresholds for forecasting tornadic thunderstorms in northern and central California. *Wea. Forecasting*, 18, 357– 370 pp.
- Quintana, N., M. Sierra & M. Carnesoltas (2011). Criterios para el inicio de la convección y la formación de estructuras coherentes sobre Camagüey, Cuba. *Revista Brasileira de Meteorología.*, 26 (3), 473–490 pp.
- Quirantes, J. A., Riesco, J. & J. A. Núñez (2014). Características básicas de las supercélulas en España. Madrid. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Agencia Estatal de Meteorología.

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

Rotunno, R. (1981). On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 577–586 pp.

Rotunno, R. & J. B. Klemp (1982). The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Weather Rev.* 110, 136–151 pp.

Rotunno, R. & J. B. Klemp (1985). On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms. *J. Atmos. Sci.* 42, 271–292 pp.

Weisman, M. L. & R. Rotunno (2000). The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 57, 1452–1472 pp.

## ANEXO XII

Representación de las componentes del vector dirección del viento entre 0 – 1km (c), vector dirección del movimiento de la tormentas (V) y el vector de la cizalladura vertical del viento en la capa de 0 – 6 km (S), así como el vector de la vorticidad horizontal (w) para el resto de los 15 días analizados con reporte de tornado.

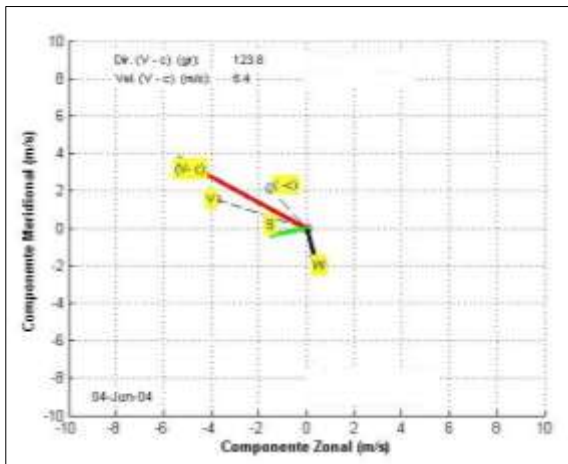


Fig. XII.1. Día 4 de junio de 2004

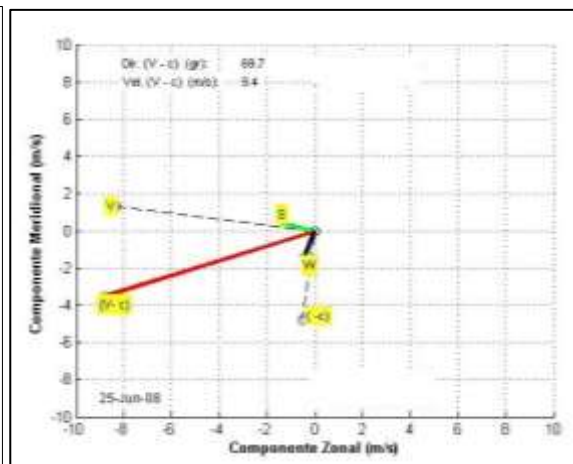


Fig. XII.2. Día 25 de junio de 2008

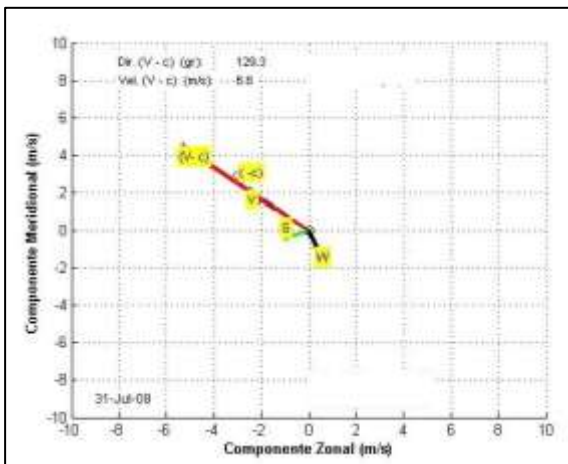


Fig. XII.3. Día 31 de julio de 2008

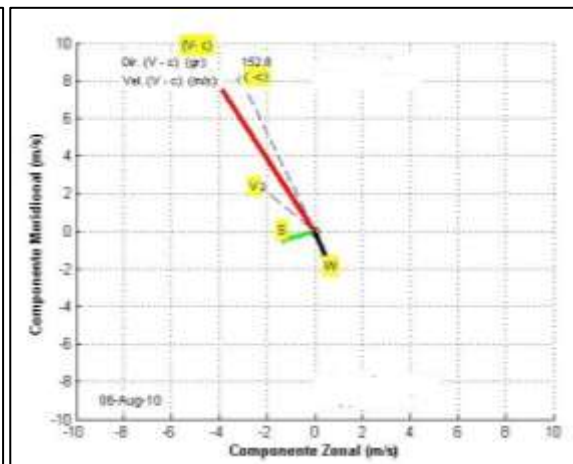


Fig. XII.4. Día 6 de agosto de 2010

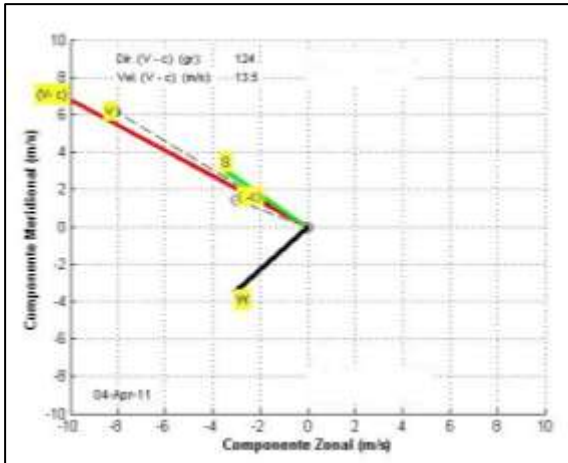


Fig. XII.5. Día 4 de abril de 2011

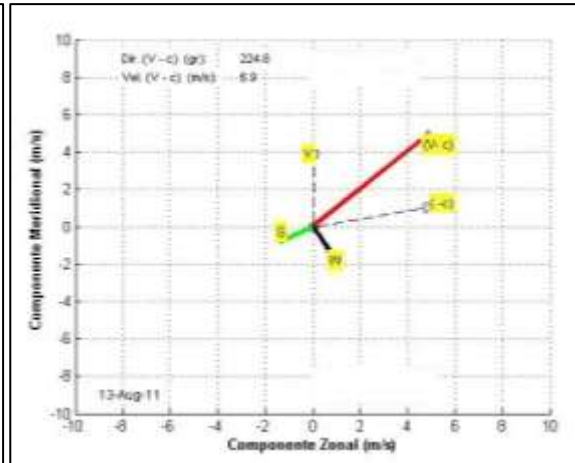


Fig. XII.6. Día 13 de agosto de 2011

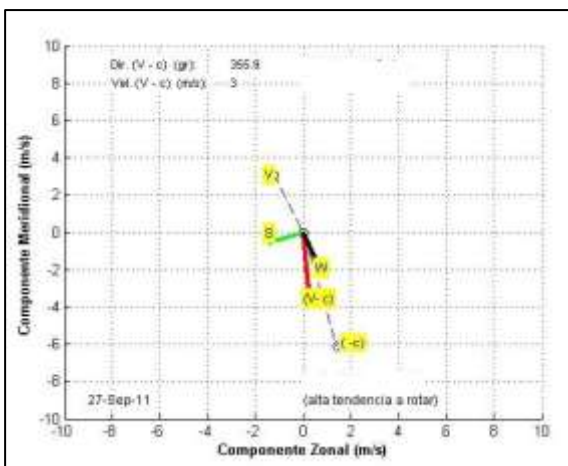


Fig. XII.7. Día 27 de septiembre de 2011

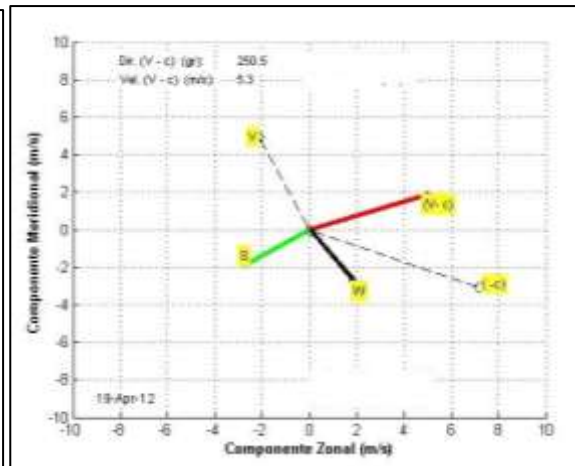


Fig. XII.8. Día 19 de abril de 2012

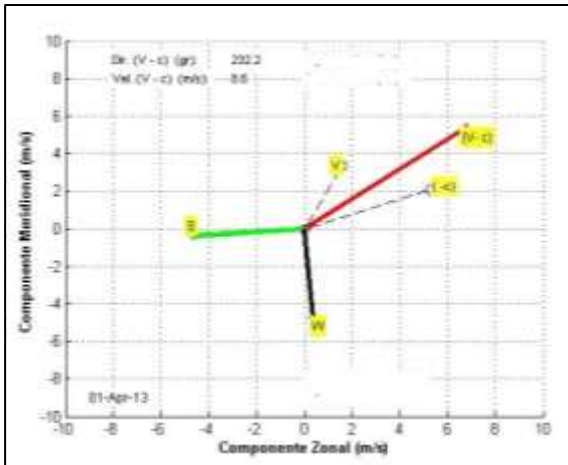


Fig. XII.9. Día 1 de abril de 2013

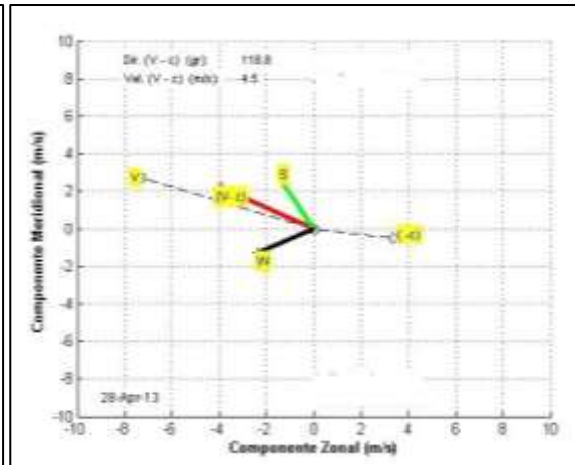


Fig. XII.10. Día 28 de abril de 2013

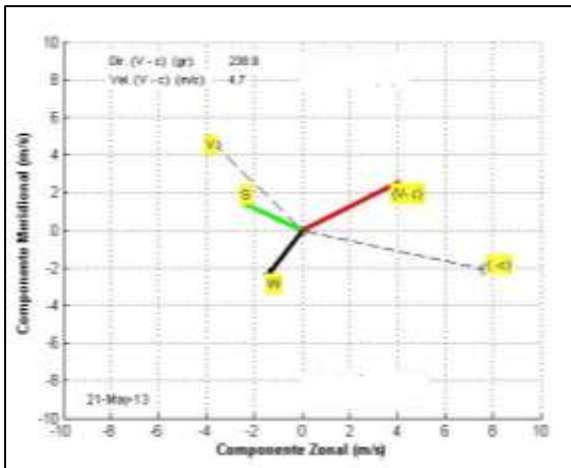


Fig. XII.11. Día 21 de mayo de 2013

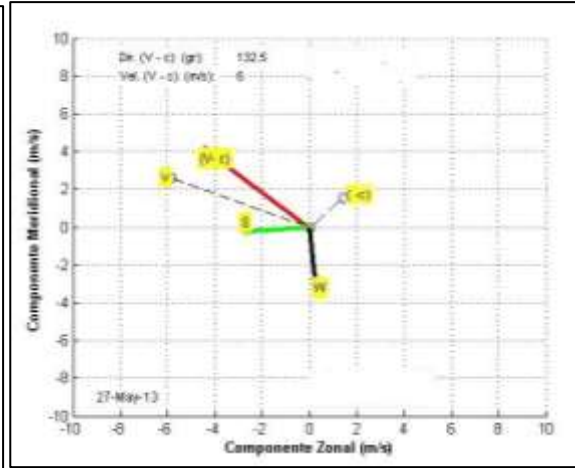


Fig. XII.12. Día 27 de mayo de 2013

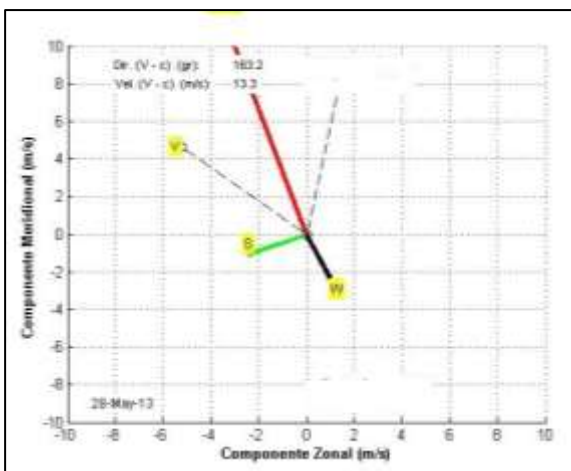


Fig. XII.13. Día 28 de mayo de 2013

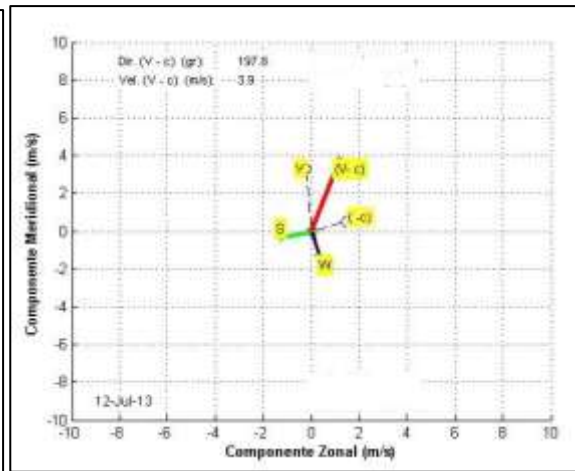


Fig. XII.14. Día 12 de julio de 2013

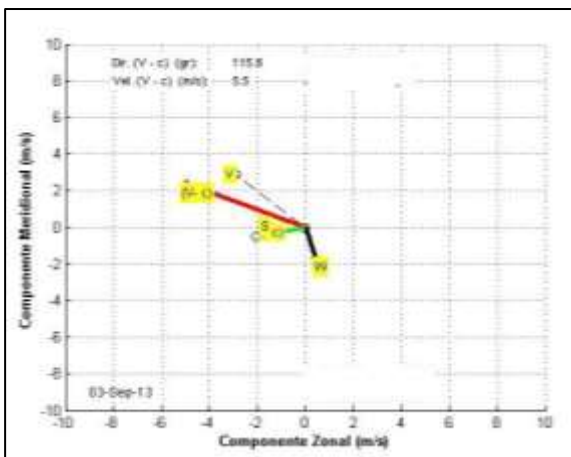


Fig. XII.15. Día 3 de septiembre de 2013