

# Transformación de la energía en la convección atmosférica local

---

Mario Carnesoltas Calvo [ [mario.carnesoltas@insmet.cu](mailto:mario.carnesoltas@insmet.cu) ]  
*Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, Cuba*

## Resumen

Se propone la aplicación del principio de conservación de la energía para identificar la secuencia de transformaciones sucesivas de la energía en el proceso de la convección atmosférica a escala local, en especial para conocer los elementos que dan lugar a la severidad en las tormentas locales.

**Palabras clave:** energía de la convección, convección atmosférica.

## Introducción

Byers y Braham (1949) fueron los primeros en plantear que las tormentas locales cumplían un ciclo que se podía dividir en tres etapas: de cúmulo, de madurez y de disipación. Browning (1965) planteó la necesidad de distinguir entre la madurez y lo que él llamó “madurez severa”, cuando ocurre al menos una de las manifestaciones de severidad en la tormenta local. Zipser (1990) consideró la madurez severa como parte de la etapa de madurez.

En el transcurso de la investigación sobre las condiciones favorables a escala sinóptica para la ocurrencia de Tormentas locales Severas (TLS) sobre Cuba, (Aguilar y col., 2005; Carnesoltas y col., 2007), plantearon la necesidad de conocer, en cuáles lugares, dentro de una amplia zona con condiciones favorables a escala sinóptica, pudieran desarrollarse tormentas que dieran lugar a tornados, granizos o aeroavalanchas.

Dentro de la amplia gama de enfoques en los que se pudiera plantear la solución al nuevo problema, se encontró el empleo del principio de conservación de la energía, para solucionar procesos atmosféricos a diferentes escalas. En la escala planetaria, varios autores han estudiado la transferencia de calor desde el ecuador hacia las altas latitudes, como motor de la circulación general de la atmósfera. Palmén (1960) planteó que “la energía potencial zonal disponible (ZAPE) puede,

en ciertas circunstancias, convertirse directamente en energía cinética de los movimientos zonales medios”. Lorenz (1960) planteó que “de las diferentes formas de energía presentes en la atmósfera, la energía cinética es la que recibe mayor atención”; este autor también dijo que “uno de los métodos para caracterizar la atmósfera o una parte de esta, consiste en examinar el comportamiento de la energía implicada”.

Garstang y Betts (1974) reflejaron en su informe la naturaleza interactiva de los sistemas tierra-atmósfera, sobre todo en la convección de los cúmulos en la capa fronteriza tropical, y la necesidad de tenerlos en cuenta, en los modelos numéricos. Dalu y Green (1980), a partir de las ecuaciones primitivas, realizaron un estudio numérico de las circulaciones de mesoescala que son inducidas no adiabáticamente por la energía potencial disponible a mesoescala (MAPE), y plantearon que después de 12 h de simular la circulación de la brisa de mar, la energía cinética solo era la cuarta parte de la energía potencial disponible a mesoescala que se había producido. Holton (1990) aclara que “la energía potencial total no es una medida muy adecuada para la atmósfera a causa de que solamente una pequeña fracción de la energía potencial total (0,05 %) es utilizable para convertir la energía cinética en tormentas”. Yang y Slingo (2001), con un archivo global de alta resolución, con múltiples satélites (observaciones trihorarias y 0,5° de resolución espacial), construyeron una climatología del ciclo

diario de la convección, nubosidad y temperatura; Con eso demostraron la universalidad de las características del ciclo diario entre la tierra y el océano a escala planetaria, en cielos claros contra regímenes convectivos.

Como se podrá apreciar en el breve análisis bibliográfico anterior, los investigadores han estudiado y empleado con éxito el principio de conservación de la energía para identificar la secuencia de sus transformaciones en los procesos atmosféricos, con el objetivo de simplificar los sistemas de ecuaciones y las parametrizaciones, y tener un hilo conductor coherente que, con razonable aproximación, llegue a los resultados esperados en tan complejo medio como la atmósfera terrestre. Un ejemplo de eso es que los modelos numéricos mejoraron, considerablemente, cuando incluyeron las interacciones de energía en el sistema tierra-atmósfera-océano; sin embargo, hasta ahora no se encontró alguno que aplicara el principio de conservación de la energía en la escala local de tormenta, desde las condiciones preexistentes hasta la total disipación de la nubosidad convectiva y el regreso a las condiciones iniciales en un plazo diario.

## Fundamentación teórica

El hecho de que las tres formas principales de energía que se presentan en la atmósfera son la cinética, la interna y la potencial, y que la fuente fundamental de energía de los procesos atmosféricos es la radiación de onda larga emitida por la superficie de la tierra, sugirió que el conjunto de todos los procesos locales que provocan la nubosidad convectiva, también debían ser consecuencia de transformaciones sucesivas de estas formas de energía con un ciclo diario. Por otra parte, tanto para los meteorólogos pronosticadores como para los investigadores, es muy difícil determinar con muchas horas de antelación si la evolución de las condiciones meteorológicas o si la enorme cantidad de combinaciones posibles de las variables por separado, pueden desencadenar o no el desarrollo de la nubosidad convectiva

acompañada de eventos severos.

Con los razonamientos anteriores se decidió analizar el problema de manera integral, a partir de la secuencia de transformaciones de las formas de energía, que intervenían en el proceso de la convección local. El principio que se aplicó, y se describe en el presente trabajo, consiste en el análisis de las transformaciones consecutivas de la energía en un medio complejo, utilizado con éxito anteriormente en otros procesos atmosféricos a diferentes escalas (Palmén, 1960; Lorenz, 1960; Garstang y Betts, 1974; Dalu y Green, 1980; Yang y Slingo, 2001).

En la figura 1 se muestra un esquema de las principales transformaciones de la energía en la atmósfera (OMM, 1975), adaptado por el autor para la escala de trabajo local. En el esquema, las cantidades se simbolizan de la manera siguiente: el aporte externo de energía al volumen unitario como  $dQ$ , la energía interna  $U$ , el trabajo  $W$ , las energías cinética media  $K$  y cinética turbulenta  $TKE$ ; las energías potenciales media  $P$  y turbulenta  $P'$ ; y las transformaciones de energía como  $C$  y la disipación como  $D$ . A la suma de las energías cinética y potencial es comúnmente llamada energía mecánica. Por razones de simplicidad en el esquema no se reflejan los cambios de fase del agua.

No se encontró con anterioridad un análisis integral de la conservación de la energía en la convección local, por lo que se adoptará la definición siguiente para las Transformaciones Sucesivas Locales de la Energía en la Convección Atmosférica (en lo adelante la Transformación local): "secuencia de transformaciones de la energía interna en energía mecánica (y viceversa) que se producen en los procesos convectivos locales e incluyen los cambios de fase del agua contenida en el aire".

## Descripción de las transformaciones de la energía en el proceso

En la figura 2 se muestra un esquema simplificado de la secuencia de las transformaciones locales de la energía en la convección atmosférica. Cada etapa (con

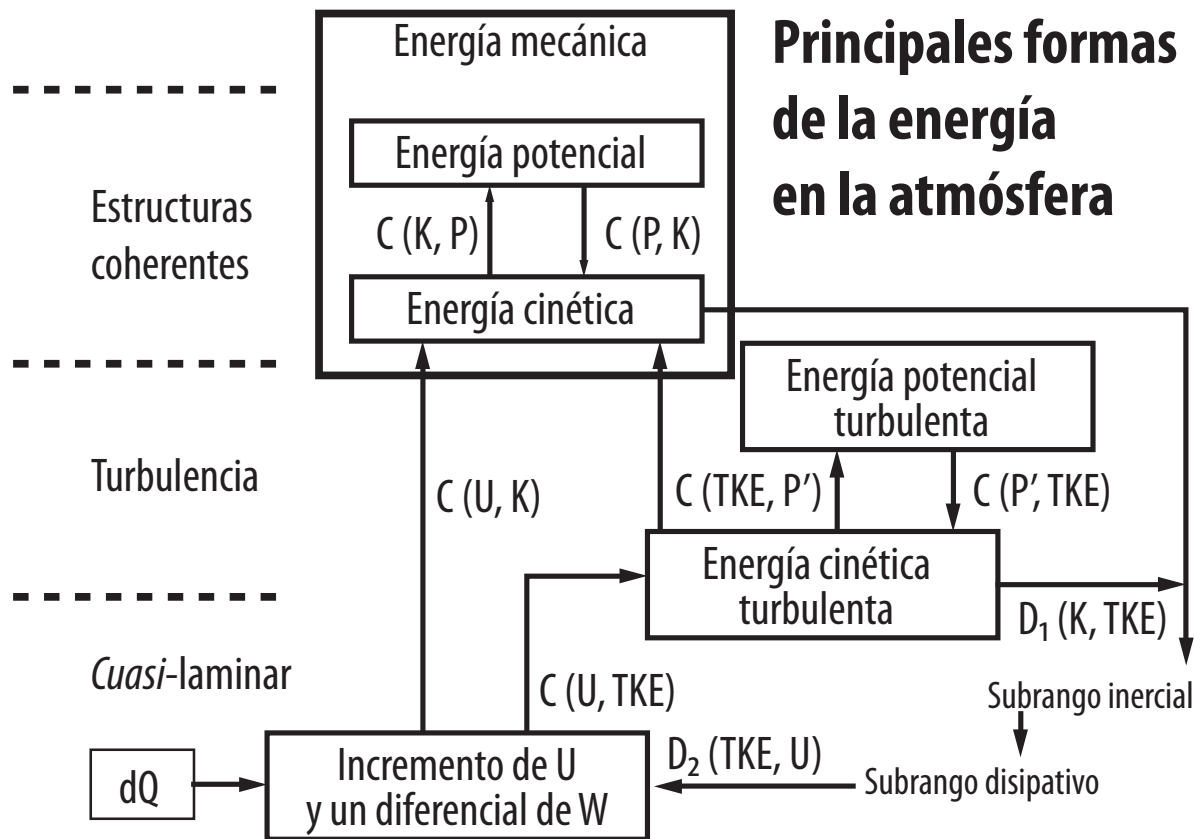


Fig. 1. Esquema de las principales formas de energía en la atmósfera. Tomado de OMM (1975) y adaptado por el autor a los propósitos del presente trabajo.

su denominación) se representa por un rectángulo y las saetas señalan la dirección de las transformaciones de las diferentes formas de la energía, tanto por los elementos que contribuyen al desarrollo como por los que actúan para disiparlos. Con la aparición de las nubes, se incluyen los cambios de fase del agua.

El camino que sigue la energía en la convección local debe comenzar con el paso de las condiciones que presenta el flujo nocturno de las capas inferiores (que incluye la capa superficial) al flujo turbulento. Como se conoce, mientras que durante las horas de la noche el flujo se puede considerar *cuasi-laminar* (en ausencia de fuerzas que lo perturben), con la exposición de las diferentes superficies a la radiación del sol, comienza el calentamiento de las capas más bajas de la atmósfera; este proceso conduce al inicio a la turbulencia térmica y a la convección, aunque la convección, en casos muy especiales, puede comenzar sin que aún

exista turbulencia.

En el análisis de las transformaciones de la energía, se distinguen los dos orígenes de la turbulencia atmosférica: mecánico y térmico. La turbulencia de origen mecánico solo se produce cuando el fluido está en movimiento, y se debe a la interacción del flujo con las irregularidades del propio terreno, a la cizalladura vertical y a las fuerzas viscosas actuantes. Constituye el principal mecanismo de la disipación de la energía turbulenta, a partir de los remolinos de mayores longitudes de onda hacia los de menores dimensiones (cascada de disipación de la turbulencia); es por eso que en la transformación local aparecerá, como elemento modulador de una de las estructuras coherentes y como disipador de la energía. El flujo *cuasi-laminar* pasa a turbulento por causas mecánicas, cuando las tensiones de Reynolds superan las fuerzas viscosas, o sea, a partir de cierto valor crítico del número adimensional

## Transformaciones locales de la energía en la convección atmosférica

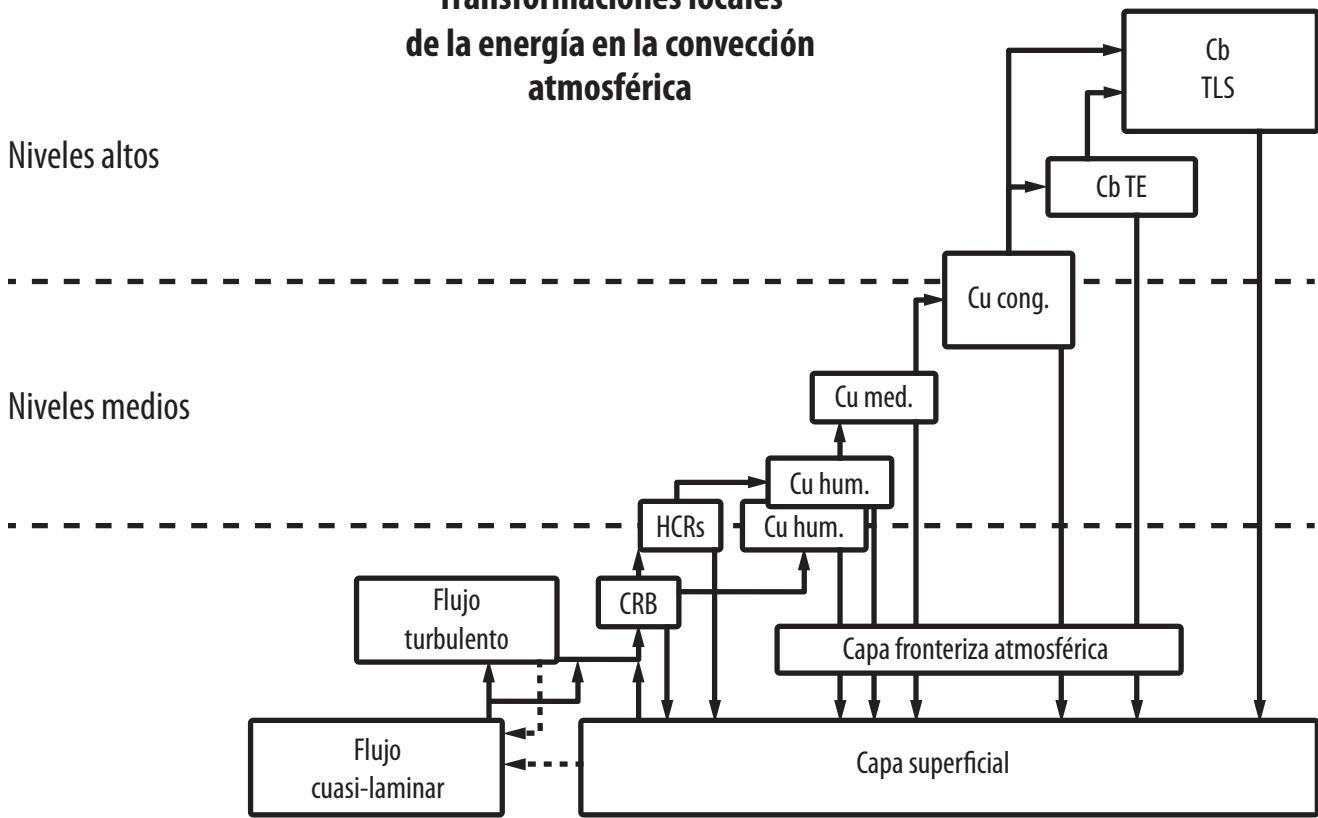


Fig. 2. Esquema de la secuencia de transformaciones locales de la energía, en la convección atmosférica.

$Re > Re_{crit}$  (que depende de la velocidad del flujo y de las características propias del fluido).

La turbulencia de origen térmico, al surgir por el desigual calentamiento entre las partes del fluido, es la responsable de la denominada fuerza de flotabilidad; el fluido puede estar o no en movimiento, es el mecanismo principal de generación de remolinos turbulentos desde las longitudes menores hacia las mayores, en este caso, en la Transformación local aparecerá como elemento generador de los remolinos turbulentos, y debe ocurrir luego de superar el valor crítico del número de Richardson ( $R_i > R_{ic}$ ), el cual es una cantidad adimensional que relaciona las fuerzas de flotabilidad con las fuerzas inerciales, y que depende del gradiente vertical de la temperatura potencial, de la temperatura potencial media de la capa y de la cizalladura vertical del viento.

En Meteorología es muy corriente emplear como criterio del paso de un estado del fluido a otro, la relación

entre el espesor  $z_i$  de la Capa Fronteriza Atmosférica (CFA) y la longitud  $L$  (Monin y Obukhov, 1954), que relaciona el transporte de vertical turbulento de calor y el transporte vertical medio turbulento de *momentum*. El flujo es inestable, cuando la relación  $z_i/L < 0$  (límite  $z/L = 0$ ); pero, independientemente del criterio que se utilice, en todos los casos tiene que mantenerse un permanente suministro de energía, ya que la turbulencia es un estado inestable para el flujo, y por sí solo tratará de regresar al flujo *cuasi-laminar*.

Por lo anterior, la primera conversión de energía ocurre con el paso del flujo *cuasi-laminar* a turbulento (Figs. 1 y 2), en este caso de energía interna ( $U$ ) a energía cinética turbulenta [ $C(U, TKE)$ ], y esta en una conversión casi inmediata a energía potencial de la turbulencia [ $C(TKE, P')$ ]; además, puede estar ocurriendo, simultáneamente, una transformación directa de parte de la energía interna a energía cinética, en el inicio de

la convección  $[C(U,K)]$  y a su vez a energía potencial  $[C(K,P)]$ . En esta etapa, el proceso alcanza dimensiones verticales de tan solo algunas decenas de metros en un tiempo aproximado de 1 h.

La transformación siguiente se debe a que, no obstante, el medio turbulento se caracteriza por movimientos caóticos y desorganizados, la convección que se genera dentro de esta en la parte inferior de la CFA, toma cierta organización espacial y temporal que se denominan estructuras coherentes. De estas estructuras hay dos que desempeñan un papel especial en la formación de nubosidad convectiva: las Celdas de Rayleigh-Bénard (CRBs) y los Rollos Convectivos Horizontales (HCRs). Las primeras aparecen, por lo general, con viento en calma (o muy débil), cuando predominan las fuerzas de flotabilidad en relación con las fuerzas inerciales. En el plano horizontal, estas celdas pueden tener formas cuadradas o hexagonales.

Las segundas estructuras, los HCRs, surgen con vientos de cierta velocidad, en condiciones, tanto de turbulencia mecánica como por flotabilidad. Su forma geométrica (Fig. 3) es de rollos horizontales alargados (solenoides) que “descansan” sobre la superficie terrestre con sus ejes longitudinales orientados con la dirección media del vector del viento en la capa, y con rotación que se alternan en uno y otro sentidos. Se debe recordar que la turbulencia mecánica no origina convección organizada, al contrario, tiende a destruirla, mientras la turbulencia de origen térmico puede originar celdas cerradas y rollos horizontales. La acción simultánea de la turbulencia de ambos orígenes organizan los HCRs. Según Atkins y colaboradores (1997), “el desarrollo inicial de la nube y la consecuente convección más profunda a lo largo de una frontera, son generados y organizados por la interacción con estructuras turbulentas en la capa fronteriza, comúnmente rollos convectivos horizontales”. Con el paso de la energía interna, directamente a energía cinética  $[C(U,K)]$ , y de energía cinética turbulenta a energía cinética de las grandes estructuras  $[C(TKE,K)]$ , y luego

a energía potencial media  $[C(K,P)]$ , se ha efectuado la segunda conversión de energía de la transformación local (Figs. 1 y 2).

Las dimensiones verticales que alcanzan estas estructuras determinarán la altura de la propia CFA, como promedio no más de los 2 km de altura a la hora del máximo calentamiento de la superficie; aunque pueden tener una vida de varias horas, su tiempo característico se debe considerar desde su surgimiento hasta que logran formar la primera nube.

La tercera conversión de energía en la transformación local se debe a que las dimensiones verticales, tanto de las CRBs cerradas como de los HCRs, al sobrepasar cualquiera de los niveles de condensación (por ascenso, convectivo y turbulento), sus ramas ascendentes pueden transportar el vapor de agua desde las capas inferiores hacia arriba, con lo que aparecerán las nubes convectivas en sus primeras etapas. Las celdas solo son capaces de generar nubes de poco desarrollo

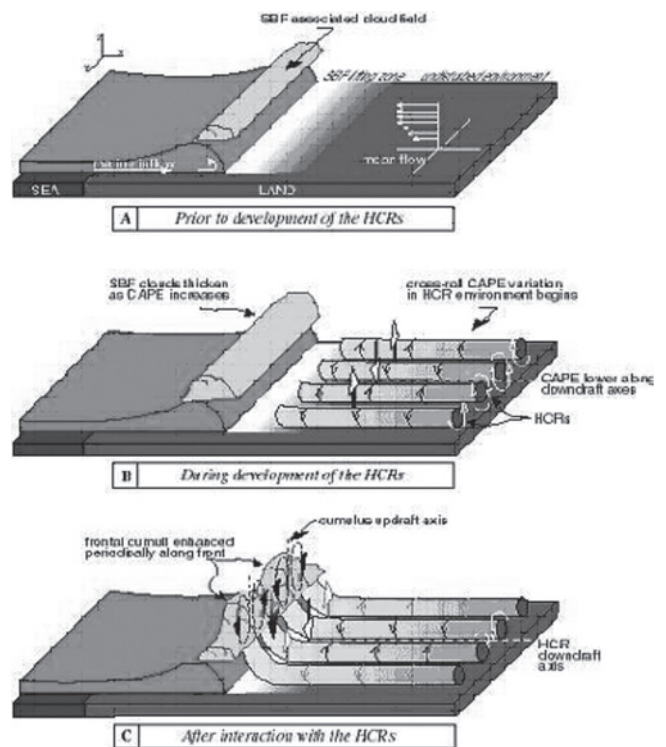


Fig. 3. Esquema de la interacción entre los HCRs con una superficie de discontinuidad en movimiento. (Tomado de <http://www.atmos.ucla.edu/~fovell/images/contact.html>, Robert Fovell.)

vertical (frCu y *Cu humilis*), pero con los rollos pueden llegar hasta *Cu mediocris*. Con este paso, la transformación local ha logrado el primer cambio de fase del agua, o sea, de vapor a agua líquida, con su correspondiente inicio del proceso de liberación de calor latente. La escala vertical de estas nubes no es mayor a los 5-6 km, mientras su tiempo (desde el primer frCu hasta que surja el primer *Cu congestus*) es de unas 4-5 h.

La siguiente conversión de energía, la cuarta, es el inicio y desarrollo de la convección profunda, que se manifiesta con el paso de las nubes de *Cu mediocris* a *Cu Congestus*. Esta convección solo aparecerá con la intervención directa de un proceso mecánico sobre la corriente vertical en ascenso, como también puede ser la pendiente en movimiento de un frente frío activo, una línea prefrontal o el frente de la brisa de mar (Figs. 3 y 4).

Lo anterior significa que las estructuras coherentes, por sí solas, a pesar de recibir continuamente energía interna transformada en cinética durante un tiempo prolongado de horas de sol, nunca serán capaces de llevar las parcelas de aire hasta el Nivel de Convección Libre (NCL), sino que se requiere una fuerza adicional

dirigida en el mismo sentido que la convección. “Las nubes se formarán en los puntos de intersección de la frontera con las estructuras turbulentas” (Atkins y col., 1997). Luego, solo en los puntos de interacción de estas superficies de discontinuidad con las ramas ascendentes de los HCRs, es que podrán aparecer los *Cu congestus*. Esta transformación ocurre en intervalos que no sobrepasan los 15 min, y son capaces de avanzar en la dirección vertical entre 3-4 km en la zona tropical (desde los toques de los *Cu mediocris* hasta los toques de las *Cu congestus*). En algunos casos, los grandes remolinos que se generan sobre las superficies de discontinuidad debido a la Inestabilidad de Kelvin-Helmholtz (KHI) y la presencia de los chorros de los bajos niveles inducidos (LLJ), contribuyen a acelerar la corriente ascendente ya formada dentro de la enorme nube. El cambio de etapa en la transformación local en este caso, se ha producido fundamentalmente por intercambios de *momentum* de la corriente ascendente con el entorno inmediato que la rodea, y por la liberación de calor latente.

Con los elementos explicados, ahora se puede ver

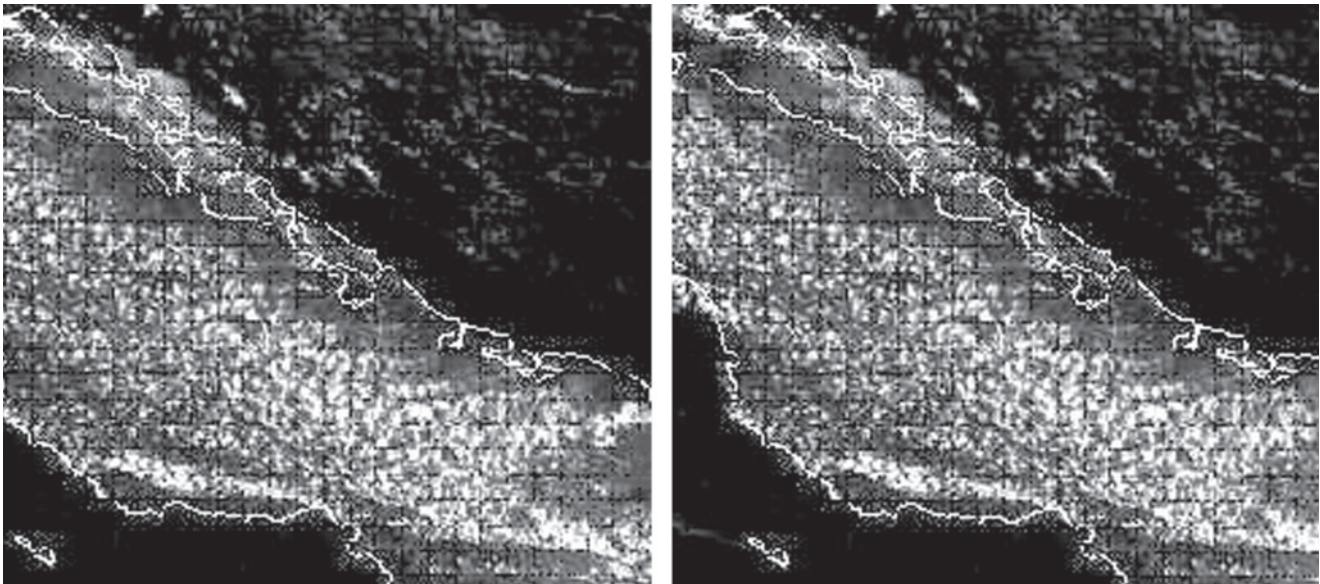


Fig. 4. Imágenes visibles obtenidas por el satélite GOES de la nubosidad convectiva, el 2 mayo de 2004, sobre las provincias de Camagüey y Las Tunas. A la izquierda se puede apreciar, en horas de la mañana, la formación en línea de los *Cu mediocris* debido a la presencia de CRBs y los HCRs; a la derecha la interacción de los HCRs durante la tarde; con el frente de la brisa de mar que penetró desde la costa sur, provocó la formación de una línea de Cb.

que la causa evidente de que en las condiciones de viento en calma en las que se producen las CRBs no puede llegarse a la convección profunda, es que bajo estas condiciones tampoco se produce el frente de la brisa de mar (brisa de 2da. especie).

Aunque la existencia de *Cu congestus* no asegura la caída de precipitación líquida, es posible que en esta etapa ocurra en forma de chubascos con intensidades de ligeros a moderados. Si existe suficiente contenido de agua en la vertical, ya sobrepasado el NCL, la nube seguirá creciendo y llegará hasta la quinta etapa de transformaciones, esto es a la nube cumulonimbus (Cb); es la etapa denominada "madurez", que se pudiera pensar es parte de la anterior o que se trata de un simple crecimiento, si no fuera porque en esta surge una nueva característica que la distingue de todas las anteriores: descargas eléctricas. También se producen precipitaciones en forma de chubascos que pueden llegar a ser fuertes.

La transformación de energía siguiente, la sexta, requiere condiciones adicionales en los niveles medios y altos, fundamentalmente. Esas condiciones serán las responsables de reorganizar la energía interna y la potencial, que dispone el sistema en esos niveles, y actuar sobre el flujo ascendente de energía cinética, de tal forma que determinarán si la transformación local logrará alcanzar su última etapa, o si regresará definitivamente a sus etapas inferiores de menor energía total.

Entre las condiciones adicionales que se requieren, se pueden mencionar la advección de aire frío en los niveles medios que acelera la inestabilidad y disminuye la altura de la isoterma 0 °C, ambas favorables para que los granizos de la nube lleguen a la superficie de la tierra; la cizalladura vertical en los niveles bajos y medios que contribuye a la helicidad del entorno (condición favorable para los tornados); y la intrusión de aire seco en niveles medios que incrementa las corrientes descendentes (favorece las aeroavalanchas).

La presencia o no de estas condiciones del entorno, entre otras, y las enormes combinaciones posibles de sus intensidades, determinarán si el Cb se queda en la

etapa de madurez como una celda simple o Tormenta Eléctrica (TE), o si alcanza la categoría de madurez severa (TLS) con alguna de sus manifestaciones: la caída de granizos, el tornado, los vientos lineales con más de 25 m/s, la lluvia intensa, y la actividad eléctrica intensa. Es precisamente en esta etapa donde ocurren simultáneamente y con mayores valores que las anteriores, las diferentes formas de transformación de la energía, y el conjunto de procesos de intercambio que predominará será el que determinará el tipo, las características y la intensidad del evento severo de la tormenta; en esta etapa es donde hay que añadir las fuertes contribuciones de la advección e intercambio horizontal de energía interna y cantidad de movimiento. Estas condiciones adicionales del entorno (de mucha mayor dimensión espacial y temporal que la nube de tormenta) son las responsables de crear un fuerte gradiente de energía potencial dentro de un reducido espacio con características específicas: la nube convectiva.

En cuanto a las escalas verticales y temporales de estas etapas de la transformación local, una celda simple en las regiones tropicales puede alcanzar, como promedio, los 12 km de altura y una supercelda los 15 km; sus tiempos de vida promedios son de 1 h. En todos los casos de severidad en las tormentas ocurren, en la segunda mitad de su período de vida, después de alcanzar su máximo desarrollo. Esto no es más de 30 min.

Con la disminución de la radiación incidente del sol durante la tarde ya no existirá el suministro de energía que requiere la transformación local para desarrollarse; Además, con la caída de la precipitación desde la nube, comienza su etapa de disipación. Este es el último nivel, donde se invierte totalmente la dirección de las transformaciones de la energía y pasa a predominar la potencial hacia la cinética [C(P,K)] y [C(P',TKE)] con corrientes fundamentalmente descendentes. En esta etapa, como en las anteriores, siempre están presentes las fuerzas disipadoras (viscosas y de rozamiento), que de acuerdo con la teoría de Kolmogorov (1941), toman la energía contenida en los grandes remolinos (de las estructuras

coherentes) para convertirla en los más pequeños (en el subrango inercial [ $D_1(K, TKE)$ ]) y, finalmente, en energía interna (en el subrango disipador [ $D_2(TKE, U)$ ]). La energía residual se concentrará en las capas inferiores (capa superficial) durante la siguiente noche con otro flujo *cuasi*-laminar.

Aunque la convección de la transformación local aquí descrita, tiene su origen dentro de la CFA donde también comienza su organización, adopta su estructura definitiva en los niveles medios y altos de la troposfera, por las condiciones explicadas. De manera general, es posible plantear que la secuencia de las principales transformaciones de la energía y los cambios de fase del agua que tienen lugar durante el desarrollo de la transformación local son los siguientes:

- Flujo *cuasi*-laminar a flujo turbulento.
- Inicio de la convección organizada.
- Inicio de la convección no profunda.
- Convección profunda y etapa de madurez.
- Desarrollo de la madurez severa (si se desarrolla).
- Disipación y retorno al flujo *cuasi*-laminar.

Se puede comprobar que ninguna de las etapas de la transformación local elimina, totalmente, ciertas características de su etapa anterior, ya que conservando unas, incorporando otras y logrando una combinación diferente entre los valores de los parámetros que intervienen en su proceso, cada etapa posee su propia identidad por su nueva posición en el espacio físico. Además, como los estados en equilibrio de un sistema tienen un número menor de parámetros de estado que en los estados de no equilibrio, es evidente entonces que hay que considerar el desarrollo de la transformación local, como un sistema sobre el que constantemente están actuando fuerzas externas, cuyo equilibrio siempre se desviará en la dirección en que disminuya la resultante de esas fuerzas.

Un elemento significativo y novedoso que permite la aplicación del principio de conservación de la energía en las transformaciones sucesivas del proceso en estudio

(la convección), es enmarcar con mayor claridad, tanto la escala temporal característica y la escala espacial característica de cada una de sus etapas en que estas ocurren y que se acoplan entre sí. Aunque se puede tomar la escala espacial en cualquier dirección, es aconsejable referirse a la vertical, puesto que es la dirección principal donde se deben medir los efectos de la convección; así se puede hablar de las velocidades características de la transformación local y determinarlas de dos maneras: la primera es relacionar individualmente la dimensión característica que abarca una etapa con el tiempo que transcurre desde su surgimiento hasta la aparición de la siguiente; la segunda es relacionar la dimensión característica que abarca cada etapa con el tiempo que transcurre desde que comenzó el suministro de energía al sistema hasta el momento en que la etapa que se trate se encuentre en su máximo desarrollo.

Con la primera forma de calcularla se verá cómo las velocidades de cada etapa van en aumento desde el paso del flujo *cuasi*-laminar al turbulento, hasta la etapa de madurez severa; mientras que con la segunda forma se podrá apreciar la no linealidad de la velocidad característica del ciclo como un todo único. Es por eso que se puede hablar de las escalas espacio-temporales características y de la velocidad característica del proceso con una visión integradora y no de cada uno de los procesos individuales conocidos.

Por otra parte, como cualquier proceso complejo, para que surja y se desarrolle la transformación local se requiere la concurrencia de muy diversos factores estrechamente concatenados que se expresan en los valores de un gran número de variables físicas y meteorológicas. Sin embargo, con el enfoque energético es posible agruparlos en solo tres condiciones necesarias (o básicas):

- El suministro estable de calor a la atmósfera, para disponer de la necesaria cantidad de energía interna.
- Un contenido de vapor de agua suficiente para formar nubes de gran tamaño.



- Un acoplamiento espacial de cada transformación temporalmente oportuno.

La condición suficiente será, entonces, la ocurrencia simultánea de las tres condiciones necesarias; de faltar una en un momento dado, del desarrollo no se producirá la transformación siguiente y la transformación local se mantendrá en la etapa o tenderá a cerrarse de forma espontánea, a partir de esta hacia sus etapas más estables. En la 2, esto se señala con las saetas verticales dirigidas hacia abajo desde cada etapa. Otro elemento que queda completamente esclarecido con la aplicación del principio de conservación de la energía y sus transformaciones sucesivas es que, sin el suministro de calor, y la acción de fuerzas externas, el nivel de mayor estabilidad de la transformación local (de menor energía total) son las condiciones *cuasi*-laminares en reposo, y que la ocurrencia de cualquiera de los eventos severos de las tormentas locales, pertenecen al eslabón más inestable (de mayor energía total). Como podrá apreciarse, las etapas de la Vida de las Tormentas Locales de Byers y Braham (1949), constituyen los eslabones finales de las transformaciones sucesivas locales de la energía en la convección atmosférica.

## Conclusiones

La aplicación del principio de conservación de la energía al proceso de la convección atmosférica local, permite ordenar con mayor claridad y de manera integral la secuencia de procesos que deben ocurrir para que tengan lugar la nubosidad convectiva, al cual esta etapa de desarrollo podrá llegar bajo las condiciones que le propician su entorno, en especial la madurez severa. Confirma el carácter cíclico del proceso (con período diario) y permite determinar las variables de mayor significación que se deben tener en cuenta en la simplificación en las parametrizaciones de los modelos de pronóstico con plazos entre 24 y 72 h de antelación.

También se pueden señalar varios aspectos relevan-

tes que, aunque tienen un carácter general en la naturaleza, el enfoque integral de la transformación local pone en evidencia de manera particular:

1. Todos los eventos severos en las tormentas locales se caracterizan por la transformación violenta (liberación) de energía potencial a energía cinética;
2. La dimensión espacial de cualquiera de los eventos considerados severos, es menor que las dimensiones que abarcan las causas del entorno que le dieron origen.
3. La duración de la severidad en las tormentas locales ocurre en intervalos de tiempo mucho menor que todo el tiempo que emplearon los diversos mecanismos en concentrar la energía.
4. La ocurrencia de un evento severo, en una tormenta local, requiere la creación de un fuerte gradiente de energía potencial (en el campo gravitatorio, termodinámico o eléctrico) capaz de transformarse en energía cinética.
5. La causa que origina la liberación de la energía potencial acumulada en una tormenta local es, por lo general, de carácter simple y frecuente en la naturaleza, y no tendrá ninguna trascendencia si no coincide espacial y temporalmente con el gradiente de energía potencial.
6. De no cumplirse una de las tres condiciones necesarias en cualquiera de sus etapas, para que se produzcan las transformaciones sucesivas locales de la energía en la convección atmosférica, no se producirá la siguiente transformación, y se mantendrá en la etapa o se dirigirá en forma espontánea hacia un nivel de menor energía.

## Recomendación

Ampliar la aplicación del principio de conservación de la energía a las transformaciones sucesivas de la energía que intervienen en los procesos de la convección atmosférica local, ya que constituye una sólida hipó-

tesis de trabajo para cualquier investigación sobre el tema, en especial, en los que intervienen en el desarrollo de las TLS.

## Agradecimientos

Al doctor Rosendo Álvarez Morales; a la master en Ciencias Gloria Rodríguez Fernández; al licenciado José A. Espinosa Martínez; y al master en Ciencias Oscar Díaz Rodríguez, por las útiles opiniones y sugerencias.

## Bibliografía

- Aguilar, G., M. Carnesoltas, C. Fernández y L. Naranjo (2005): "Climatología de las tormentas locales severas en Cuba, en el período 1987 - 2002. Resultados de la modelación de un caso de estudio", Rev. Cubana de Meteorología, 12, 1, 3–10.
- Aguilar, G., M. Carnesoltas y L. Naranjo (2005): "Condiciones a escala sinóptica favorables para la aparición de Tormentas locales Severas en Cuba. Parte I: Período poco lluvioso", Rev. Cubana de Meteorología, 12, 1, 3–10.
- Atkins, N. T., R. M. Wakimoto, and C. L. Zigler (1997): "Observations of the fine-scale structure of a dryline during VORTEX 95", Mon. Wea. Rev., In Press.
- Browning, K. A. (1965): "The evolution of tornadic storm", J. Atm. Sci., 22(6): 664 - 668.
- Byers, H. R., y R. R. Braham, Jr. (1949): "Thunderstorm structure and Circulation", J. Meteorol., 5, 71–86.
- Carnesoltas, M., G. Aguilar y L. Naranjo (2005): "Condiciones a escala sinóptica favorables para la aparición de Tormentas locales Severas en Cuba. Parte II: Período lluvioso", Rev. Cubana de Meteorología, 12, 1, 3–10.
- Dalu, G. A. and J. S. A. Green (1980): "Energetics of diabatic mesoscale circulation: A numerical study", Quart. J. R. Met. Soc., 106, 727 – 734.
- Garstang, M., and A. K. Betts (1974): "A review of the tropical boundary layer and cumulus convection: structure, parameterization, and modelling", Bull. Amer. Meteorol. Soc., 55, 10, 1195–1205.
- Holton, J. (1990): Introducción a la Meteorología Dinámica, Edición del Instituto Nacional de España, 423 pp.
- Kolmogorov, A. N. (1941): "The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers", Doklady ANSSSR, 30, 301–304.
- Lorenz, E. (1960): Energy and Numerical Weather Prediction, Tellus XII, 4, 364 – 373.
- Monin, A. S. y A. M. Obukhov (1954): "Basics laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground", Akad. Nauk SSSR 24, 163–187.
- OMM (1975): Meteorología dinámica, vol. 1, parte 1, Nota Técnica no. 364, Ginebra, Suiza, 274 pp.
- Palmén, E. (1960): On generation and frictional dissipation of kinetic energy in the atmosphere, University of Helsinki, Institute of Meteorology, Papers No., 80, 15 pp.
- Yang, G. and J. Slingo (2001): "The Diurnal Cycle in the Tropics", Mon. Wea. Rev., 129, 784–801.
- Zipser, E. J. (1990): Utilización de un modelo teórico del ciclo de vida de los sistemas convectivos de mesoescala para mejorar las predicciones a muy corto plazo, Versión española de Nowcasting, Madrid, España.

### Abstract

*The use of the energy transformation principle is proposed, for identifying the successively transformations of energy in atmospheric convection processes at a local scale, particularly to know the elements determining the severity of local storms.*

**Keywords:** convection's energy, atmospheric convection.