

AMBIENTES ATMOSFÉRICOS DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA SOBRE COLOMBIA DURANTE 1998 SEGÚN LA MISIÓN TRMM Y EL RE-ANÁLISIS NCEP/NCAR

por

John Freddy Mejía¹ & Germán Poveda²

Resumen

Mejía, J. F. & G. Poveda: Ambientes Atmosféricos de Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre Colombia durante 1998 según la misión TRMM y el re-análisis NCEP/NCAR. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **29** (113): 495-514. 2005. ISSN 0370-3908.

Se presenta un diagnóstico de los ambientes atmosféricos en los cuales se desarrollan sistemas convectivos de mesoescala (SCM) sobre Colombia y el Pacífico Oriental durante 1998, usando información de satélite de la misión TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), y los datos del re-análisis NCEP/NCAR. Se cuantifican los índices de estabilidad atmosférica denominados *CAPE*, *CINE*, *LI*, y temperatura potencial equivalente, así como índices cinemáticos tales como vorticidad vertical relativa y cortante vertical del viento. Se evalúan los ambientes atmosféricos que se presentaron durante 1998 asociados con la ocurrencia de SCM, y su variabilidad dentro de los distintos trimestres del ciclo anual. Se estiman los índices atmosféricos de gran escala asociados con los eventos mas intensos de precipitación en los SCM, se estudian las relaciones existentes de tales índices atmosféricos de gran escala, y se analizan las condiciones de la atmósfera durante el ciclo de vida que precede y sigue la evolución de los SCM.

Palabras clave: Colombia, Lluvia tropical, Misión TRMM, Sistemas Convectivos de Mesoescala, Ambientes atmosféricos, CAPE, CINE.

Abstract

Diagnostics of prevalent atmospheric conditions during the life cycle of meso-scale convective systems (MCSs) over Colombia and the eastern tropical Pacific are developed using satellite data

¹ Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.

² Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Tel. 4255122, Medellín. Correo electrónico: gpoveda@unalmed.edu.co

from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), and from the NCEP/NCAR Reanalysis project. Atmospheric stability indices such as CAPE, CINE, LI, and equivalent potential temperature are quantified, as well as kinematical indices such as relative vertical vorticity and vertical wind shear. Atmospheric environments associated with MCS are studied for 1998, both as long-term means but also in terms of the seasonal cycle. Large scale atmospheric indices are quantified for the most intense precipitation events within MCS. Relationships between those indices are estimated, and atmospheric conditions are studied for the life cycle of MCSs, including antecedent and subsequent conditions surrounding MCSs' activity.

Key words: Colombia, Tropical Rainfall, TRMM Mission, NCEP/NCAR Reanalysis, Meso-scale Convective Systems, CAPE, CINE.

1. Introducción

El entendimiento de los procesos que gobiernan la dinámica de la precipitación tropical, constituye uno de los retos más fascinantes de la geofísica terrestre. Aspectos centrales de esa dinámica son desconocidos por múltiples razones incluyendo: (1) la complejidad inherente a la dinámica espacio-temporal de la precipitación tropical, (2) la ausencia de información detallada con alta resolución espacio-temporal, (3) las creencias generalizadas de que los procesos del clima tropical son poco variables, y que responden a los mismos patrones y leyes de la precipitación en latitudes extra-tropicales. Tal vez el rasgo más notable de la precipitación tropical es su extraordinaria variabilidad espacio-temporal, más aun en escalas pequeñas de espacio y tiempo. Esta observación es válida tanto para la precipitación sobre océano como sobre tierra. Por ello, la precipitación tropical exhibe rasgos de multifractalidad y multiescalamiento, tal como se ha demostrado en los datos de los proyectos GATE y TOGA-COARE (Over & Gupta, 1994; Olsson & Niemczynowicz, 1996; Deidda *et al.*, 1999). El origen de la mayor parte de la precipitación en el trópico proviene de fenómenos de convección profunda, y de ahí la importancia de la escala vertical en el entendimiento de esa dinámica. Las técnicas de estimación de la precipitación usando datos tomados por satélites permiten mediciones indirectas, con mayor cobertura de los procesos convectivos y con un mejor grado de resolución espacial (North, 1992; Rasmusson & Arkin, 1992).

Por su posición geográfica, Colombia y sus alrededores poseen una alta proporción de precipitación proveniente de eventos muy intensos de convección profunda, los cuales interactúan fuertemente con la dinámica atmosférica global (Poveda 1998, 2004; Poveda & Mesa, 1997, 2000; Poveda *et al.*, 2001; Cuartas & Poveda, 2002; Mapes *et al.*, 2003a, b; Hoyos *et al.* 2005). Sobre el occidente de Colombia se presenta uno de los sitios mas lluviosos de la tierra, localizado sobre el pie de monte

occidental de la Cordillera Occidental alrededor del municipio de Lloró, departamento del Chocó (Eslava, 1993, Poveda, 1998, 2004; Poveda & Mesa, 2000; Poveda *et al.*, 2001). La alta pluviosidad de esta zona es causada por la interacción dinámica y termodinámica entre el transporte de humedad por los vientos del Chorro del Chocó, la orografía de los Andes Occidentales, la interacción de los dos anteriores con los vientos Alisios del este, y la dinámica de Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCM, de aquí en adelante) sobre la región (Velasco & Frisch, 1987; Poveda, 1998, 2002; Poveda & Mesa, 2000, Mapes *et al.*, 2003). Los efectos de las montañas de los Andes en la dinámica diurna de la lluvia son aún desconocidos y la escasez de registros, tanto de la vertical atmosférica como de pluviógrafos, han impedido avanzar en el entendimiento del ciclo diurno y su importancia relativa con la climatología global y con otros fenómenos que favorecen la precipitación en diferentes lugares de Colombia (Poveda *et al.*, 2005). El Chorro del Chocó y las ondas de gravedad que se generan térmicamente en la atmósfera de Colombia tienen un efecto discernible sobre la precipitación sobre el occidente del país (Mapes *et al.*, 2003a).

Existe extensa literatura sobre las regiones del planeta donde se presentan con mayor frecuencia los SCM (Velasco & Fritsch, 1987; Cotton & Antes, 1989; Blanchard, 1992; Blanchard & Cotton, 1994; Ridder, 1997; Mapes, 1997; LeMone *et al.*, 1998; Poveda, 1998; Sherwood & Wahrlich, 1999; Lucas & Zipser, 2000; Laing & Fritsch, 2000; Nessbit *et al.*, 2000). El reciente trabajo de Houze (2004) presenta una excelente revisión del tema.

Sobre Colombia, los estudios de Velasco & Fritsch (1987), Poveda (1998), Poveda & Mesa (2000), Mapes *et al.* (2003a y b) y Warner *et al.* (2003) han comenzado a develar las características de formación de eventos intensos de precipitación y de SCM sobre la región de interés. El trabajo de Zuluaga & Poveda (2004) usa un

esquema de clasificación de los eventos mas intensos de precipitación sobre Colombia y sobre el Pacífico oriental al frente de la costa Colombiana. El esquema de clasificación se aplica para discernir aquellos eventos que pueden ser considerados como SCM, usando las mediciones satelitales del proyecto “Misión para la Medición de la Lluvia Tropical” (TRMM, por las iniciales de *Tropical Rainfall Measuring Mission*), durante el periodo 1998-2003. Allí se cuantifican las frecuencias relativas en las que se produce la lluvia a lo largo del día, su amplitud y fase y se cuantifica su variabilidad espacial dentro de la región de estudio. Se estima además, la contribución de la lluvia volumétrica de estos SCM, usando los algoritmos de estimación de la Misión TRMM. Al mismo tiempo se examinan los rasgos espaciales de la precipitación utilizados para la clasificación de los sistemas convectivos. **Zuluaga & Poveda** (2004) discuten los aspectos centrales de la caracterización de SCM y de Complejos Convectivos de Meso-escala (CCM), en términos de temperatura de brillo y alcance espacial.

Velasco & Fritsch (1987) explican la formación y la dinámica de los SCM en terminos del desarrollo de vórtices de núcleo cálido de tamaño de meso-escala, forzados por calor latente. La mayoría de ellos son nocturnos y continentales. La definición de un SCM se establece en términos de la temperatura infra-roja de cuerpo negro. La frontera de un SCM está entre los -40°C y los -62°C . Tales autores concluyen que los SCM son sistemas predominantemente barotrópicos profundos, es decir que la atmósfera posee temperaturas uniformes horizontales en altura, de manera que se presentan gradientes de presión pero no gradientes de temperatura. Así, la estructura circular de los sistemas convectivos refleja el dominio del flujo de masa vertical sobre la deformación y el corte horizontal de gran escala. Los CCM obtienen energía para su desarrollo a partir de calor latente. **Mapes et al.** (2003a, b) identifican la importancia de pequeños cambios en la temperatura de la atmósfera durante el día sobre los Andes tropicales, como resultado de la interacción de la circulación del Chorro del Chocó durante la tarde, los efectos orográficos de los Andes y la generación de calor latente por las lluvias al occidente de Colombia (**Poveda**, 1998; **Poveda & Mesa**, 2000), para desatar ondas de gravedad con velocidad de propagación de $\sim 15 \text{ ms}^{-1}$, que en las horas de la madrugada se propagan como frentes fríos hacia el Pacífico para contribuir a la formación de la precipitación oceánica del Pacífico cercano durante la madrugada.

Acá se estudian los ambientes atmosféricos de gran escala durante el ciclo de vida (génesis, desarrollo y disipación) de los SCM. Esos ambientes incluyen la caracte-

rización y cuantificación de variables termodinámicas, cinemáticas y dinámicas de la atmósfera existentes antes, durante y después de cada evento. El objetivo es entender los mecanismos físicos que gobiernan la vida activa de los SCM. Para ello, el trabajo se divide en cuatro secciones: en numeral 2 se describen los datos usados y las metodologías de análisis, incluyendo la definición de las variables atmosféricas usadas para la caracterización de los ambientes atmosféricos incluyendo variables termodinámicas y cinemáticas. En el numeral 3 se plantea la metodología implementada para compatibilizar la información climática con la clasificación de SCM en el espacio y en el tiempo, con el objeto de analizar los patrones generales de comportamiento de las perturbaciones del medio ambiente a gran escala durante los SCM. En el numeral 4 se presentan los resultados obtenidos y su interpretación. En el numeral 5 se presentan las conclusiones.

2. Datos y Metodología

La fuente de información para la realización de este trabajo consiste en la información obtenida de la Misión TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*; ver **Kummerow et al.**, 1998). TRMM es una misión conjunta entre Estados Unidos y Japón, con el propósito de cuantificar la precipitación tropical y subtropical del planeta, usando satélites y herramientas con sensores remotos. Esta misión ha estado registrando información desde diciembre de 1997 hasta la actualidad. El análisis que se presenta en este trabajo corresponde al año de 1998. Se dispone de información para el año de 1998 de dos sensores a bordo del satélite. La información fue extractada para la región de estudio (Figura 1) mediante un delicado trabajo computacional de descarga, procesamiento y almacenamiento de los datos.

Los datos empleados corresponden al “Radar de Precipitación” (PR) y a las “Imágenes de Microondas de TRMM” (TMI). Las especificaciones de estos instrumentos puede consultarse en **Kummerow et al.** (1998). Específicamente, hemos usado la información de *Precipitación cerca de la Superficie*, cuyos datos son tomados del Radar de Precipitación (PR 2A25) y *Brillo de Temperatura a 85 GHz* tomados del TMI (1B11). Este tipo de información permite obtener información relevante de la precipitación incluyendo: tipo de lluvia, tipo de nube, altura del tope de las nubes, densidad de gotas, partículas de hielo, etc. Las órbitas del satélite TRMM proveen un cubrimiento extensivo sobre los trópicos (entre las latitudes 35°S y 35°N), y están diseñadas de tal manera que cada punto sea cubierto a una hora local diferente, cada día. Este tipo de muestreo permite el análisis del ciclo

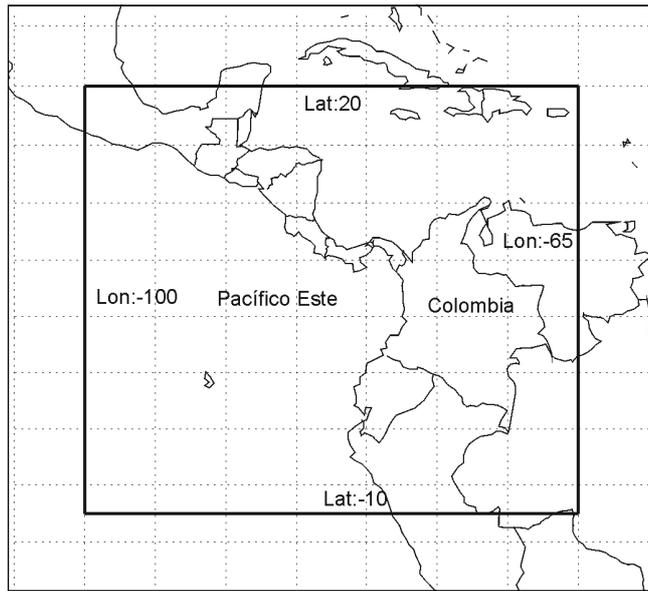


Figura 1. Localización de la región de estudio.

diurno de la precipitación, pasando sobre un mismo punto a la misma hora del día cada 48 días. La información de la Misión TRMM es administrada y distribuida por el *TRMM Science Data and Information System* (TSDIS) de la NASA Goddard, es de libre acceso al público, y es gratuita. Para consultar los detalles de acceso y disponibilidad de la información de la misión TRMM, ver el sitio web <http://trmm.gsfc.nasa.gov>.

Para el diagnóstico de los ambientes atmosféricos que caracterizan la región de influencia de los SCM se usó información del proyecto de re-análisis climático del National Center for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research, de Estados Unidos, conocido como re-análisis NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Se tomaron los datos de 1998 para las siguientes variables: temperatura del aire (T_{aire}), humedad relativa (R_{hum}), y velocidad del viento (componentes zonal, U , y meridional, V). La información tiene una resolución temporal de seis horas y se da a las 00:00, 06:00, 12:00, y 18:00 UTC. La resolución espacial es de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ en la horizontal, para 17 niveles de presión atmosférica en la vertical (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa). La variable R_{hum} sólo está disponible hasta el nivel de 300 hPa.

1.1 Índices Termodinámicos

En este numeral se presentan diversos índices para clasificar el potencial convectivo de los SCM, con base en criterios de estabilidad atmosférica.

1.1.1. Índices de Estabilidad: CAPE, CINE y LI

Los índices de estabilidad de la atmósfera tienen significado en relación con el nivel de condensación (LCL , por sus siglas en inglés), el nivel de convección libre (LFC) y el nivel de cruce contrario es conocido como nivel de boyancia neutra (LNB). Ver detalles en Curry & Webster (1999, p. 198). La energía potencial disponible para convección ($CAPE$), la energía de inhibición de la convección ($CINE$) y el índice de sustentación (LI) representan el potencial convectivo de la atmósfera (Blanchard, 1998; Emanuel, 1994). $CAPE$ se estima mediante (Curry & Webster, 1999, p. 199),

$$CAPE = \int_{p(LNB)}^{p(LFC)} R_d (T_v^{Parcela} - T_v^{Ambiente}) d(\ln(p)), \quad (1)$$

donde $T_v^{parcela}$ es la temperatura virtual de la parcela de aire seco levantada adiabáticamente de la superficie a LCL y luego pseudo-adiabáticamente hasta la cima de la troposfera, $T_v^{Ambiente}$ es la temperatura virtual del medio ambiente, R_d es la constante específica de los gases para aire seco, $p(LFC)$ y $p(LNB)$ son las presiones atmosféricas en LFC y LNB , respectivamente. El parámetro $CAPE$ sólo es definido donde la integral es positiva. La región positiva de la integral por debajo de LFC , es decir entre el nivel de la superficie y LFC , es definida como $CINE$. Estos índices determinan la inestabilidad atmosférica y se usan como variables de estado para determinar la potencialidad de desarrollar una fuerte actividad convectiva en la atmósfera. $CINE$ proporciona una medida de un factor que previene la convección. $CAPE$ y $CINE$ tienen unidades de $[J kg^{-1}]$. Mapes (1997) advierte que la estimación de $CAPE$ hereda los errores de las temperaturas a lo largo de la tropósfera, mientras que $CINE$ puede brindar una mayor consistencia debido a la sensibilidad de la convección a las variables termodinámicas de bajo nivel, las cuales son más fáciles de registrar.

El índice de sustentación (LI ; Blanchard, 1998) considera las diferencias de temperatura entre el ambiente y la parcela, en el nivel de 500 hPa,

$$LI = T(500hPa_Ambiente) - T(500hPa_Parcela)$$

Este índice no tiene en cuenta influencias locales y ha sido objeto de diversas modificaciones (Cullather, 1999). A menor valor de LI se asocia una mayor actividad convectiva.

2.1.2. Temperatura Potencial Equivalente

La temperatura potencial equivalente, q_e , se conserva para procesos adiabáticos saturados, es muy útil en estudios de convección húmeda, y combina los efectos entre la temperatura y la humedad relativa del aire a una presión dada. Esta variable es importante para el análisis de circulaciones de gran escala manejadas por la convección. Ver Emanuel (1994, p. 121).

2.2. Índices Cinemáticos

2.2.1. Vorticidad Vertical Relativa

El vector de vorticidad relativa es $\tilde{N}\mathbf{V}$, con $\mathbf{V} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}$. De esta forma, la componente vertical en coordenadas cartesianas se obtiene como

$$\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y \Big|_p \quad (2)$$

La ecuación (2) se evalúa para un nivel de presión constante, p , lo cual indica que no existe vorticidad producida por gradientes de presión.

2.2.2. Cortante vertical del viento

La cortante del viento, t , es la tasa de cambio del vector velocidad del viento en una distancia determinada, el cual produce rotación. Gray & Frank (1978) reorganizan los términos de la ecuación para la cortante vertical del viento horizontal (t_k), como la diferencia de la vorticidad vertical relativa de bajo nivel (850 hPa) con la de alto nivel (200 hPa) y encuentran que este parámetro es tres veces mayor en ambientes perturbados. De esta manera,

$$\tau_k = \zeta(850 \text{ hPa}) - \zeta(200 \text{ hPa}) \quad (3)$$

2.3. Métodos

Usando los eventos clasificados como SCM por Zuluaga & Poveda (2004), se estudiará la evolución temporal promedio de los ambientes atmosféricos durante el ciclo de vida de SCM. Como ya se dijo, la información del re-análisis NCEP/NCAR es registrada a las 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC. La hora t_0 de ocurrencia se aproximó consistentemente. Espacialmente, el centroide del SCM indica el lugar de la cuadrícula de $2.5' \times 2.5'$ donde se ubica el evento, y la evolución del medio ambiente atmosférico considerará las 24 horas previas y posteriores alrededor de t_0 .

Para el cálculo de las derivadas parciales de la estimación de ζ en los diferentes niveles de presión, se implementó un esquema de diferencias finitas centradas, de primer orden, el cual es suficiente si se tiene en cuenta la resolución espacial de las condiciones de gran escala

que se analizarán. Los datos del re-análisis NCEP/NCAR usados para la estimación de la humedad relativa (R_{hum}) y de las variables relacionadas, se efectúa hasta el nivel de 300 hPa, dada la disponibilidad de información.

3. Resultados

3.1. Ambientes Atmosféricos Promedio

Para la estimación de los índices termodinámicos cada 6 horas se implementaron las rutinas disponibles del lenguaje GrADS (Graphical Display System). Se estimaron los promedios para el año completo y para las épocas Enero-Febrero (EF), Marzo-Mayo (MAM), Junio-Agosto (JJA), y Septiembre-Noviembre (SON). Los estimativos de los promedios anuales se presentan en la Figura 2 y los promedios estacionales se muestran en la Figura 3. En la Figura 2(a), (b) y (c) se presenta la distribución espacial de los valores estimados para los índices $CAPE$, $CINE$, LI , $T_{aire850}$, $T_{aire500}$, $T_{aire300}$, R_{hum850} , R_{hum500} , R_{hum300} , θ_{e850} , θ_{e500} , θ_{e300} , ζ_{850} , ζ_{500} , ζ_{200} y τ_k . El subíndice de las variables indica el nivel vertical en hPa. En todos ellos se confirma que en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se da una alta actividad convectiva, siendo esta región más concentrada sobre el océano que sobre el continente. Los valores promedios de los índices atmosféricos sugieren que esta región se clasifica entre muy inestable a extremadamente inestable. Las regiones delimitadas por umbrales de $CAPE > 2500 \text{ J kg}^{-1}$, $CINE < 50 \text{ J kg}^{-1}$ y $LI < -9^\circ\text{C}$, representan una actividad convectiva entre muy inestable a extremadamente inestable. Esas mismas zonas fueron identificadas como aquellas de mayor frecuencia de eventos convectivos (Zuluaga & Poveda, 2004). Los mapas de $CAPE$ y LI presentan básicamente los mismo rasgos espaciales con respecto a las zonas de mayor favorabilidad de convección profunda. Sin embargo, en la región de los Andes y el Pacífico oriental, el valor del índice $CINE$ sugiere que esta es la zona con más inestabilidad de bajo nivel en la región de estudio. Debe recordarse que este es un parámetro indicador de la actividad convectiva entre los niveles de 1000 hPa y el LFC (~950 hPa sobre el océano y ~800 hPa sobre el continente). Al mismo tiempo se observa que las variables temperatura del aire (T_{aire}) y Humedad Relativa (R_{hum}), Figura 2 (d)-(i), presentan una relación con los rasgos arriba mencionados, los cuales han sido integrados y transformados en forma no lineal por el método de la parcela, ilustrando el efecto de las dos variables combinadas. Las variables T_{aire} y R_{hum} son más complejas para interpretar en términos de la actividad convectiva. Los rasgos espaciales de $CINE$ son más similares a los de R_{hum} de bajo nivel que a los de T_{aire} de bajo nivel. Los rasgos espaciales de LI son similares a los de

R_{hum} de medio nivel y los valores de $CAPE$ son similares a los de R_{hum} de medios y altos niveles. Esto indica la importancia que tiene R_{hum} sobre T_{aire} en todos los niveles de la atmósfera.

Con base en los altos valores de θ_e de bajo nivel, Figura 2(j), se observa que las regiones montañosas de Colombia y al este del Pacífico son zonas con alta advección de calor. Esto ha sido confirmado por **Mapes et al.** (2003).

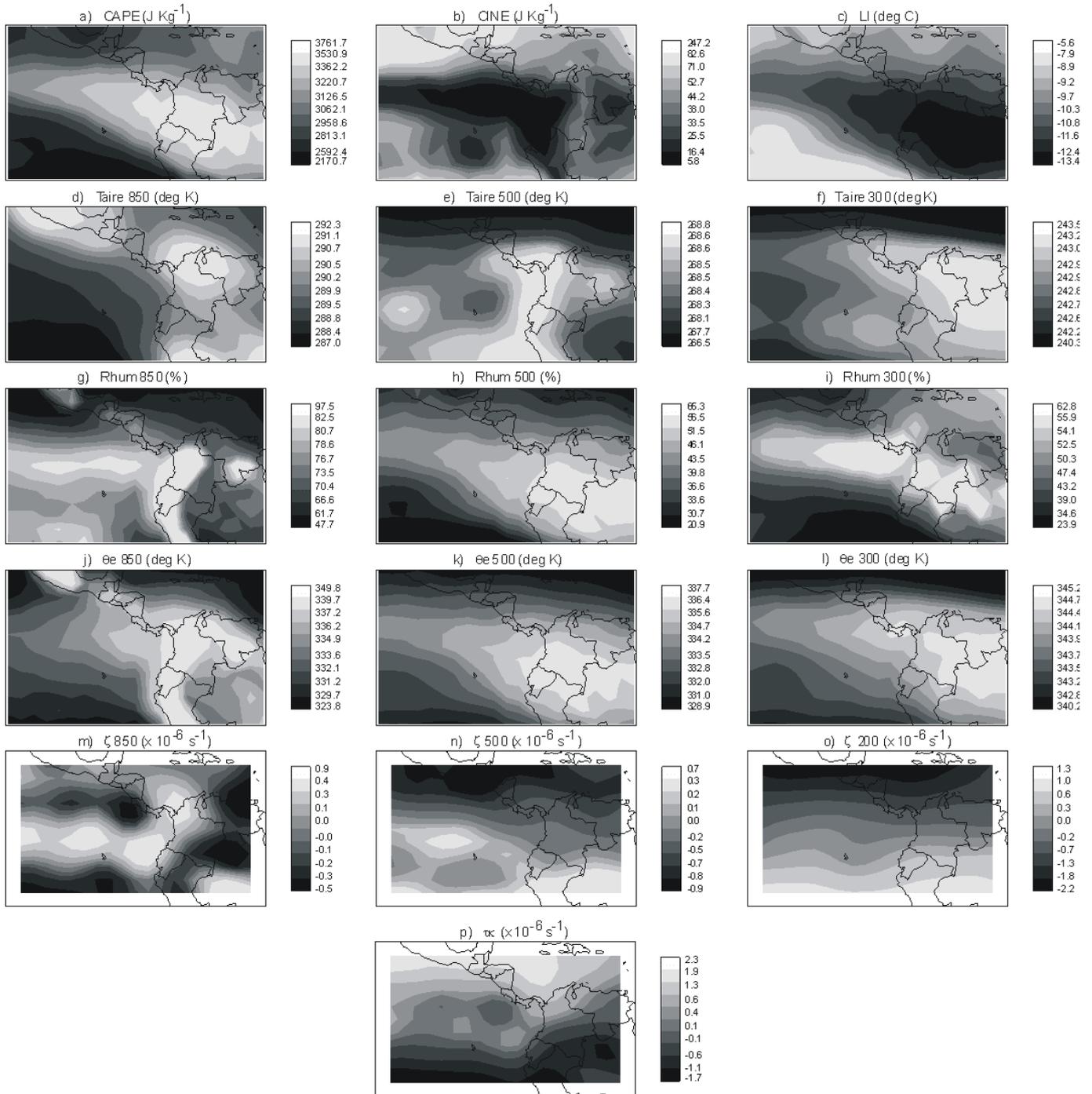


Figura 2. Valores promedio durante 1998, de las variables: (a) $CAPE$, (b) $CINE$, (c) LI , (d) $T_{aire850}$, (e) $T_{aire500}$, (f) $T_{aire300}$, (g) R_{hum850} , (h) R_{hum500} , (i) R_{hum300} , (j) θ_{e850} , (k) θ_{e500} , (l) θ_{e300} , (m) ζ_{850} , (n) ζ_{500} , (o) ζ_{200} , y (p) τ_k . El subíndice de las variables indica el nivel vertical en hPa. Fuente de los datos: re-análisis NCEP/NCAR.

Las variaciones espaciales de las variables cinemáticas para este año presentan fuertes rasgos relacionados con la migración de la ZCIT, ver las gráficas de 2(m) hasta (p). En general, se observan valores de ζ ciclónica de bajo nivel alrededor del ecuador y al noroeste de Colombia ($\zeta_{850} \sim 0.75 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ y $\zeta_{850} \sim 0.5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, respectivamente). Valores de τ_k ligeramente superiores a cero se presentan

en la región del este del Pacífico y en la zona de influencia de la ZCIT.

La Figura 3 con los promedios trimestrales permite concluir que sobre el océano, tanto *CAPE* como *LI* muestran una migración de las regiones con alta inestabilidad convectiva acorde con la migración de la ZCIT y con la presencia de

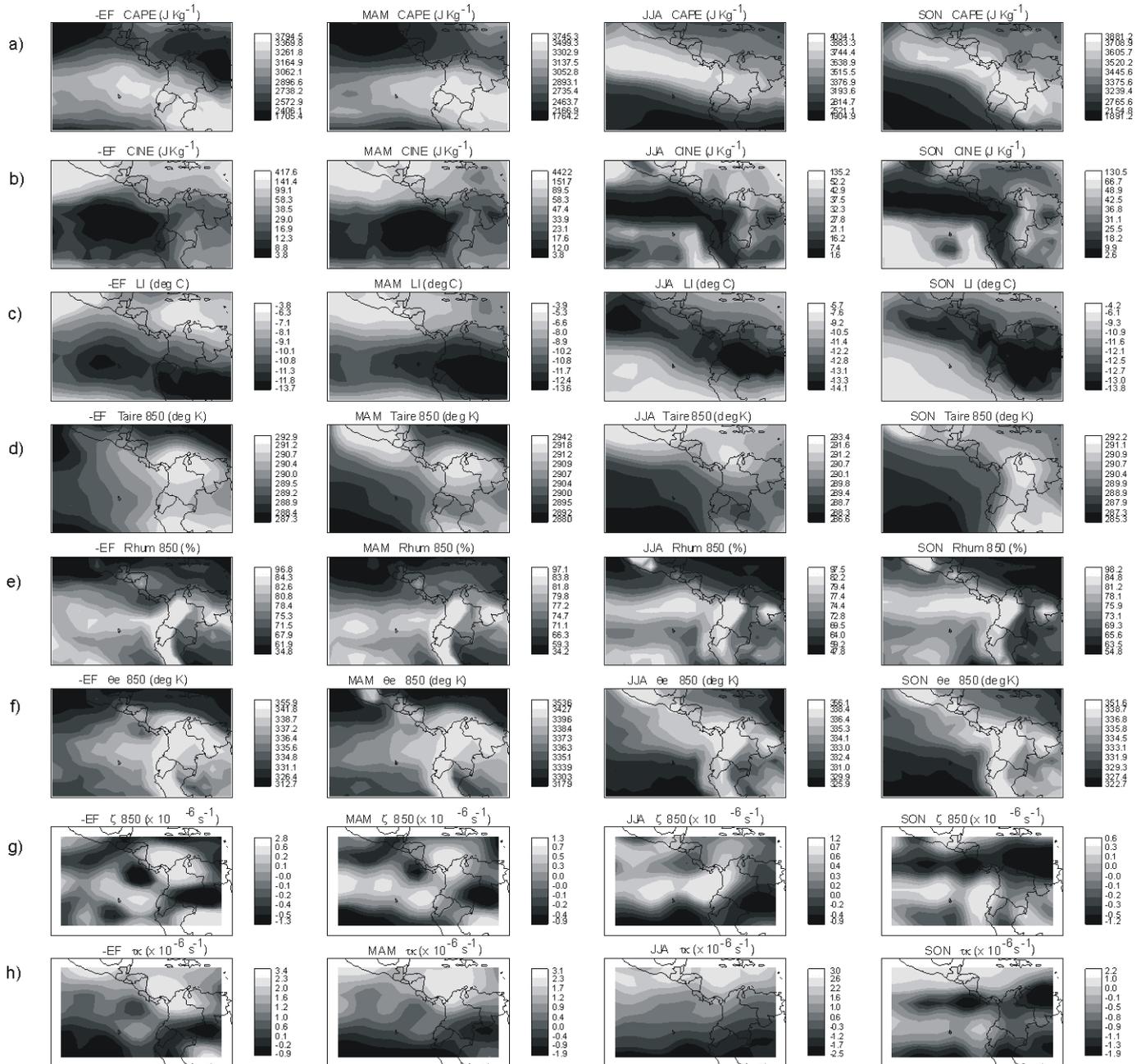


Figura 3. Valores promedio por trimestres de las variables: (a) CAPE, (b) CINE, (c) LI, (d) Taire₈₅₀, (e) Rh_{num850}, (f) θe₈₅₀, (g) ζ₈₅₀ y (h) τ_k. Las columnas corresponden a los periodos EF, MAM, JJA y SON, respectivamente.

eventos convectivos (Zuluaga & Poveda, 2004), mientras que sobre el continente esta migración no es tan aparente. En la Figura 3(a) se observa que durante el bimestre Enero-Febrero se presenta una zona de mayor inestabilidad sobre la cuenca del río Amazonas y sobre el Pacífico al nivel del ecuador. Más tarde en MAM, esta zona se desplaza un poco más al norte sobre las montañas de la región Andina en Colombia; en JJA está básicamente sobre el océano al sur de Centro América pero aún afectando al occidente colombiano; y en SON se mantienen sobre el océano al sur de Centro América pero con valores menores respecto al trimestre anterior, y sobre el continente se presenta nuevamente una zona de mayor inestabilidad. Las disminuciones de *CINE* (asociadas con la inestabilidad atmosférica) al este del Pacífico y sobre la región montañosa de Colombia muestran pocos cambios para 1998, con migración meridional similar a las de baja inestabilidad de *CAPE* y *LI* (Figura 3b). Sin embargo, los menores valores observan siempre sobre el océano ($\sim 5 \text{ J kg}^{-1}$). La región Andina presenta valores de *CINE* menores ($\sim 25 \text{ J kg}^{-1}$) que la Amazonia ($\sim 60 \text{ J kg}^{-1}$), conservando esta relación en la mayor parte del año.

Las variables cinemáticas muestran un patrón que no es claramente definido respecto a la migración meridional de la ZCIT, ni sobre el continente, ni sobre el océano. Sin embargo, la zona con ζ ciclónica el este del Pacífico se mantuvo a lo largo del año, mostrando los mayores cambios al norte de Panamá ($\zeta_{850} \sim 2.5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ durante EF, hasta valores de $\zeta_{850} \sim -0.5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ en SON). Un rasgo importante de esta variable es la presencia de un dipolo con una distribución longitudinal y valores positivos al sur y negativos al norte, cuya migración meridional está en fase con la ZCIT. La línea de cero cortante vertical en los campos trimestrales de τ_k fluctúa acorde a la modulación de la región de influencia en la ZCIT.

3.2 Índices atmosféricos de gran escala asociados con la precipitación en los SCM

En este numeral se establecen relaciones entre las variables termodinámicas y cinemáticas del ambiente atmosférico de los SCM, y se relacionan con los rasgos de la precipitación (Zuluaga & Poveda, 2004). La Figura 4 muestra los resultados para los 1000 eventos de SCM con mayor intensidad promedio.

En la Figura 4 se observa, en general, que la mayoría de eventos presentan valores de *CAPE* entre 3000 y 4000 J kg^{-1} y están relacionados con las mayores áreas con $PCT \leq 225\text{K}$, y menores mínimos PCT (SCM mejor organizados y más intensos). Esta misma relación se observa para los menores *CINE* ($< 50 \text{ J kg}^{-1}$), θ_e de bajo nivel alrededor de un valor central de 340K, ζ de bajo nivel ligeramente

superior a cero y τ_k alrededor de cero. Cuando τ_k es cercano a cero se espera que haya predominancia de las fuerzas verticales produciendo una actividad convectiva más intensa, tal como se evidencia en la Figura 4(e). Allí mismo se observa que para valores de τ_k ligeramente mayores que cero ($0.5 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) se encuentran los eventos más grandes (mayores áreas con $PCT \leq 250\text{K}$) y a medida que se aleja de esta valor central decrecen los tamaños.

Los rasgos de precipitación en los SCM presentan un definido ciclo anual (Zuluaga & Poveda, 2004). En la Figura 6 se muestra el ciclo anual del comportamiento de tales variables, definido trimestralmente. Además, como se muestra en la Figura 7, los índices de inestabilidad atmosférica durante los eventos con SCM presentan claras variaciones trimestrales. La relación que existe entre estas dos figuras es bastante clara. Sobre el océano, durante los eventos con SCM, el promedio de *CAPE* para el trimestre JJA presenta los mayores valores (3800 J kg^{-1}), ver Figura 7(a), lo cual coincide con la época de mayor frecuencia relativa de eventos (38%), menores mínimos de PCT (160 K), áreas ($PCT < 250\text{K}$) relativamente pequeñas (4600 km^2) y la mayor intensidad promedio de lluvia (7.2 mm h^{-1}). De manera consistente, *CINE* muestra que el trimestre JJA es la época de mayor inestabilidad atmosférica de bajo nivel, ver Figura 6(b). Los mayores valores de ζ_{850} ($0.4 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) y τ_k ($1.7 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) están en fase con las condiciones críticas de los rasgos de precipitación al igual que *CAPE*; ver Figuras 7 (e) y (f), respectivamente.

Sobre el continente la situación es un poco diferente. *CAPE* se incrementa de 3500 J kg^{-1} en MAM hasta valores de 3880 J kg^{-1} durante SON. Sin embargo, los meses con rasgos de precipitación asociados a mayor actividad convectiva son JJA (mayor frecuencia relativa de eventos (32%), menores mínimos de PCT (154 K), áreas ($PCT < 250\text{K}$) relativamente pequeñas (4025 km^2) y la mayor intensidad promedio de lluvia (7.1 mm h^{-1}) y coinciden con la época de menor *CINE* (11.5 J kg^{-1}), de menores valores de ζ_{850} ($0.2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) y bajos valores de τ_k ($1.4 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

Estos resultados muestran que la época de mayor actividad convectiva, tal como se registró con los rasgos de precipitación a partir de datos de TRMM (Zuluaga & Poveda, 2004), está asociada con debilitamiento de *CINE*, incremento de *CAPE*, debilitamiento de la vorticidad vertical relativa de bajo nivel y con bajos valores de cortante vertical.

3.3. Relaciones entre Índices Atmosféricos de Gran Escala

Existe una fuerte relación entre los valores estimados de *CAPE* y *CINE*, lo se refleja en aproximaciones cualitativas mostradas en la Tabla 3. La mayoría de los eventos

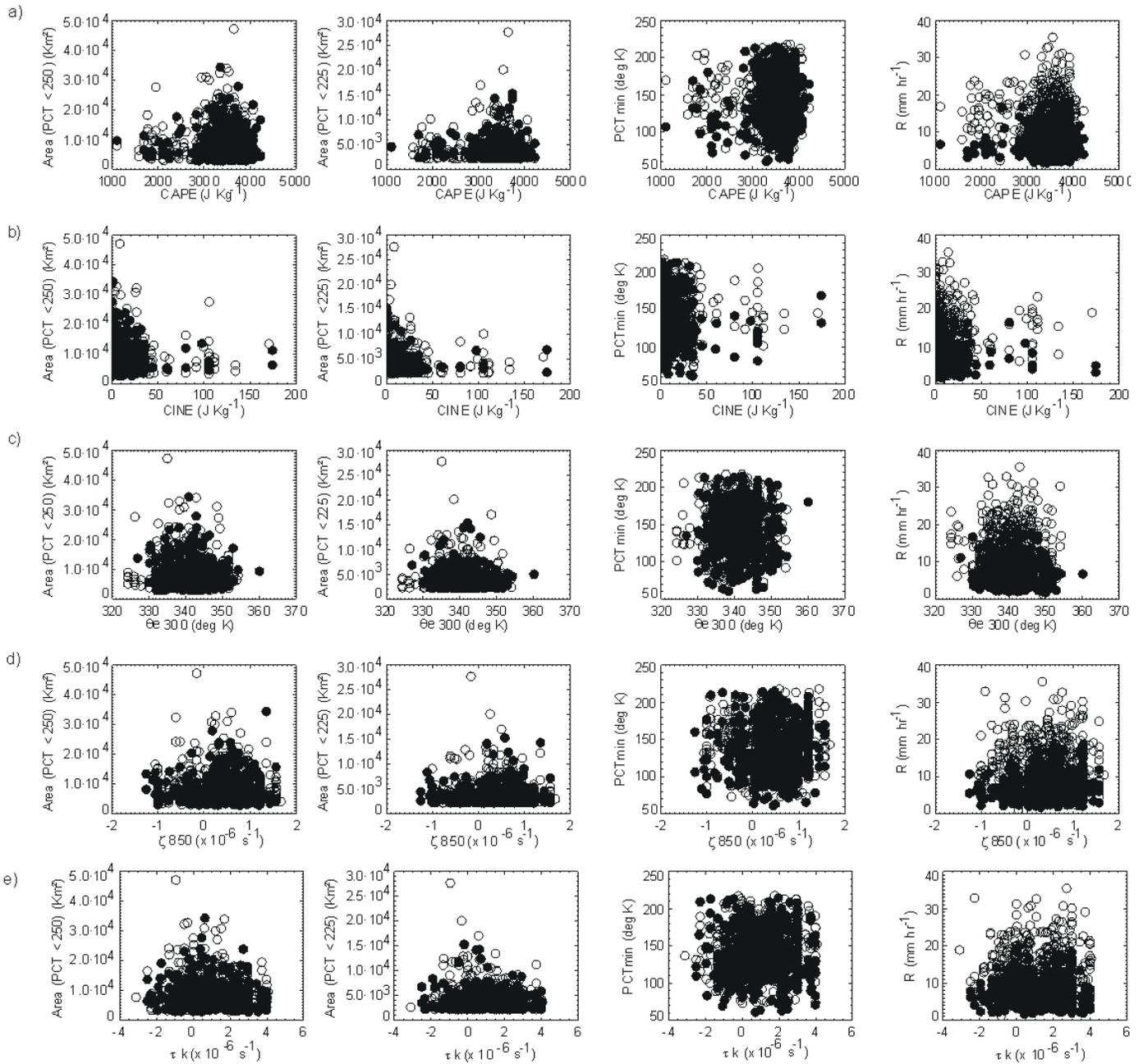


Figura 4. Relación de parámetros convectivos contra rasgos de la precipitación sensados por TRMM (Zuluaga y Poveda, 2004), para los 1000 SCM con mayor intensidad promedio en 1998, en el instante t_v . En las abscisas se muestra para cada fila de gráficos a (a) $CAPE$, (b) $CINE$, (c) $\theta_{e,850}$, (d) ζ_{850} , y (e) τ_k . En las ordenadas, de izquierda a derecha, se muestra Área ($PCT < 250K$), Área ($PCT < 225K$), minPCT y la intensidad de la lluvia promedio, R . Los puntos con (sin) relleno corresponden a los eventos sobre tierra (océano).

se clasifican como extremadamente inestables. La relación entre $CAPE$ y LI mostrada en la Figura 7(b) es más clara. Aunque ambos representan la favorabilidad de la actividad convectiva en altos niveles, $CAPE$ estima la resultante en la vertical por encima del nivel LFC , mientras que LI es un valor puntual. El grado de actividad

convectiva reportado en Figura 7 es consistente con la actividad convectiva, según la Tabla 3.

La Figura 8 muestra diferentes combinaciones entre los índices termodinámicos y cinemáticos, cuyas relaciones en algunos casos son más evidentes que en otros. No

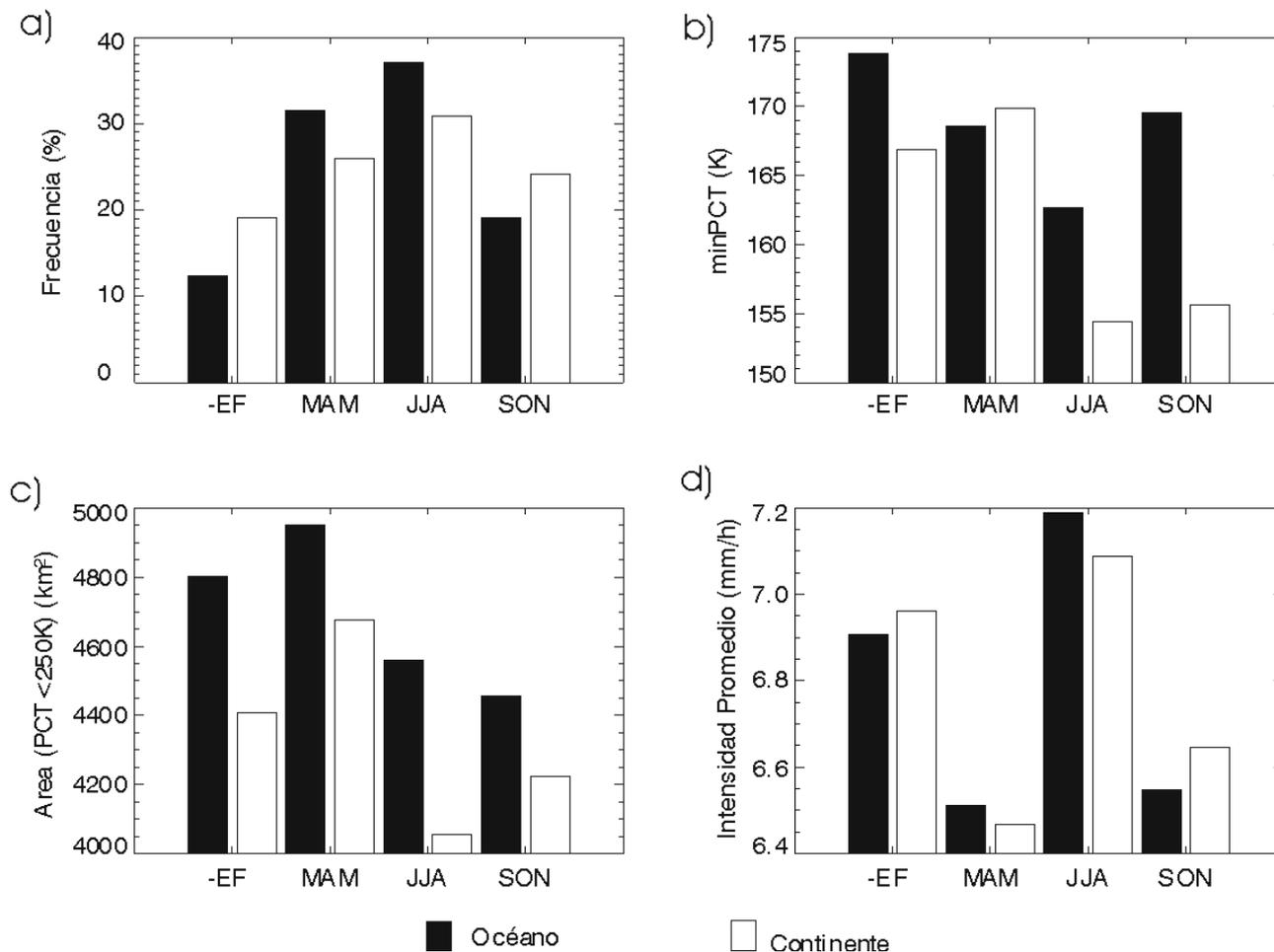


Figura 5. Promedios por trimestres de los rasgos de precipitación de eventos con SCM (a) Frecuencia relativa de eventos, (b) mínimo *PCT*, (c) Área (*PCT*<250K), (d) Intensidad promedio. Las barras con (sin) relleno representan eventos observados sobre océano (tierra).

obstante, el papel que ellos juegan para favorecer y modular la convección, iniciando o reforzando las perturbaciones atmosféricas, no está claramente entendido.

3.4. Evolución de los índices atmosféricos durante los SCM

Cuáles son los cambios atmosféricos asociados con el ciclo de vida de los SCM? Para responder esta pregunta se usaron los datos del Reanálisis NCEP/NCAR, en cuatro instantes anteriores y posteriores a t_0 para cada SCM (nueve observaciones en total). Cada ambiente atmosférico se considera observado en el centroide del SCM. Se estimaron los índices termodinámicos y cinemáticos de cada “sondeo” y se calcularon las anomalías respecto al promedio de los nueve sondeos en cada SCM.

En la Tabla 3 se muestran la media y la desviación estándar de los índices atmosféricos para caracterizar la

actividad convectiva. Se tuvieron en cuenta todos los eventos con SCM censados en **Zuluaga & Poveda (2004)**. Con base en la desviación estándar, se observa la alta dispersión de las estimaciones de gran escala. Hay baja desviación estándar de T_{aire} en los diferentes niveles, mientras que R_{hum} presenta valores mucho mayores con respecto a su promedio en océano y continente, esto demuestra la alta sensibilidad de tal variable primaria en el diagnóstico de ambientes atmosféricos con convección organizada del orden de SCM. Las variables que involucran a R_{hum} en su estimación heredan esta dispersión. Los índices cinemáticos muestran a su vez valores de la desviación estándar del orden de o mayores que el valor promedio, indicando el cuidado que se debe tener en su uso para los diagnósticos atmosféricos de los SCM.

El análisis se efectuó bajo dos esquemas. El primero tiene en cuenta los “sondeos” y el segundo se hace a tra-

Tabla 3. Media y desviación estándar de los diferentes índices de convección de gran escala obtenidos al promediar todos los SCM en los instantes t_0 , clasificados por Zuluaga & Poveda (2004) para 1998. El subíndice la primera columna indica el nivel (hPa).

Variables	Unidades	Eventos Océano		Eventos Continente	
		Media	Desviación Típica	Media	Desviación Típica
<i>CAPE300</i>	J kg ⁻¹	3714.4	491.5	3662.5	483.8
<i>CIN</i>	J kg ⁻¹	16.5	23.7	17.3	24.4
<i>LI</i>	°C	-12.6	2.4	-12.2	2.4
τ_k	x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.58	1.76	1.53	1.78
<i>Taire850</i>	°K	290.8	1.177	290.9	1.143
<i>Taire500</i>	°K	268.3	1.035	268.4	1.045
<i>Taire300</i>	°K	242.9	0.910	242.9	0.960
<i>Rhum850</i>	%	76.3	12.1	75.7	12.2
<i>Rhum500</i>	%	55.3	16.3	53.4	15.8
<i>Rhum300</i>	%	63.5	20.6	61.4	21.3
θ_e850	°K	338.8	5.1	338.8	5.1
θ_e500	°K	335.7	2.6	335.7	2.6
θ_e300	°K	344.5	1.4	344.4	1.4
$\zeta850$	x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	0.369	0.809	0.408	0.831
$\zeta500$	x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	-0.521	0.966	-0.496	0.915
$\zeta200$	x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	-1.210	1.498	-1.123	1.517

vés de un proceso de filtrado de la señal diurna que exhiben las variables T_{aire} , R_{hum} , U y V . Para esto se toma la serie completa de cada una de las variables (cada 6 horas, para el año 1998), y se procesa por medio de la Transformada en Onditas, lo cual que permite localizar temporal y frecuencialmente en forma simultanea, la señal diurna en los datos. Se usó una función ondita madre de Morlet de dos parámetros: uno de localización y otro de escalamiento. Los detalles de la utilización de la transformada de onditas pueden verse en Hoyos (1999). A partir de los datos filtrados se estimaron los índices termodinámicos y cinemáticos. El filtrado se hace con el objeto de observar las anomalías de la evolución promedio de los ambientes atmosféricos, que no están asociados a las variaciones diurnas del ambiente. En la Figura 9 se muestran los resultados para las variables *CAPE*, *CINE*, *LI* y t_k . Las Figuras 10 a 13 muestran un corte transversal de la distribución vertical de las variables T_{aire} , R_{hum} , θ_e y ζ .

De los resultados se destaca que *CAPE* muestra una fuerte caída en t_0 , (de 3830 J kg⁻¹ a 3700 J kg⁻¹ en prome-

dio sobre el océano y de 3790 J kg⁻¹ a 3680 J kg⁻¹ sobre el continente) lo cual puede interpretarse como el consumo de esta energía por parte de la convección organizada, ver anomalías en la Figura 9. Aunque los promedios de *CAPE* sean mayores en un orden de 60 J kg⁻¹ sobre el océano que sobre el continente, inclusive en el campo filtrado, sus cambios son similares a lo largo del ciclo de vida de los SCM. El análisis de las señales en el campo filtrado permite concluir un ligero incremento de *CAPE* con valores por encima de la media después de t_0 (3660 J kg⁻¹, alcanzando su mayor anomalía en t_0+12h (3680 J kg⁻¹). Esto indica la presencia de altos valores de *CAPE* incluso en las etapas de madurez y de disipación de los eventos.

La *CINE* en el campo “normal” muestra una fuerte caída en t_0 (27 a 16 J kg⁻¹) y se detecta una mayor amplitud de las anomalías sobre el continente, lo cual concuerda con las variaciones de la temperatura detectadas y muestra nuevamente la influencia de la temperatura de bajo nivel sobre los cambios en *CINE*. En el campo filtrado se observan cambios desde t_0-6h (25 a 24 J kg⁻¹) lo

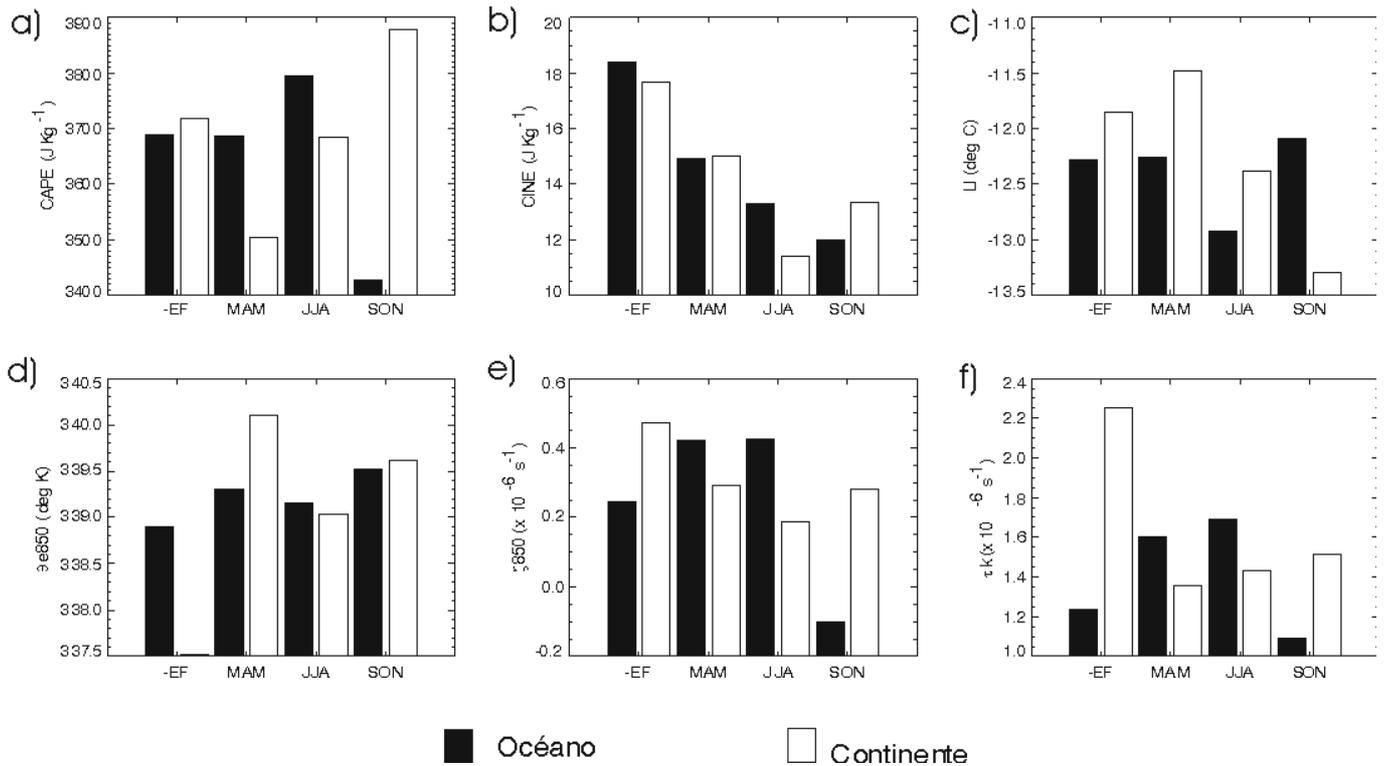


Figura 6. Valores trimestrales durante los eventos con SCM de los índices de inestabilidad atmosférica, para: (a) *CAPE*, (b) *CINE*, (c) *LI*, (d) θ_{e850} , (e) ζ_{850} y (f) τ_k . Las barras con (sin) relleno representan eventos observados sobre océano (tierra).

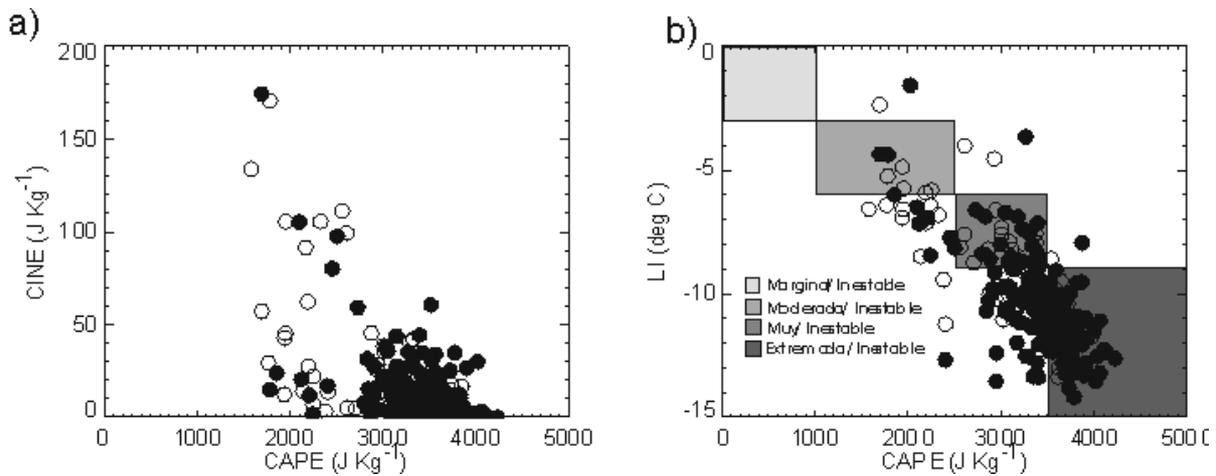


Figura 7. (a) Relación entre *CAPE* y *CINE*, y (b) entre *CAPE* y *LI*. Valores estimados para el instante t_0 de los 1000 eventos con mayor intensidad de lluvia promedio. Los símbolos con (sin) relleno son para los eventos sobre continente (océano). En (b) se somborean los rangos asociados con las diferentes características de actividad convectiva, descritos en la Tabla 3.

cual indica que sus cambios son detectables incluso desde etapas tempranas del desarrollo de los sistemas, pero con prevalencia de los cambios diurnos. Tal comportamiento sugiere que *CINE* es un parámetro precursor importante en la génesis de los SCM. Más tarde, alrededor

de t_0 , se presenta un incremento gradual hasta estabilizarse alrededor de t_0+18h . Así, se presenta un notorio incremento de *CAPE* (inestabilidad en niveles altos de la atmósfera) y disminución de (inestabilidad en niveles bajos) en etapas previas a t_0 .

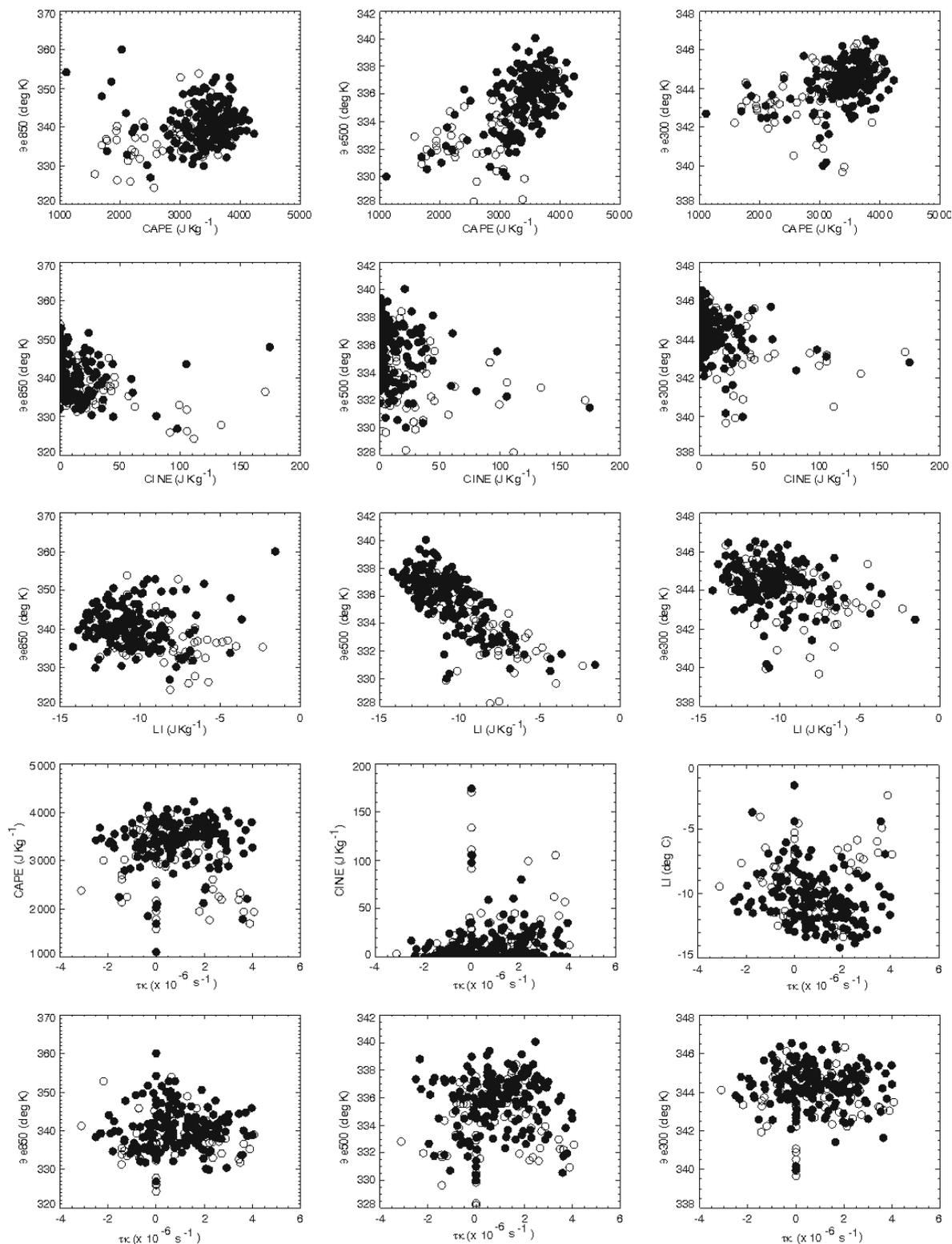


Figura 8. Relación entre diferentes índices cinemáticos y termodinámicos de estabilidad atmosférica para los instantes t_0 de los 1000 eventos con intensidad promedio de lluvia mayor. Los símbolos con (sin) relleno son para los eventos con SCM sensados por Zuluaga & Poveda (2004), durante 1998 sobre continente (océano).

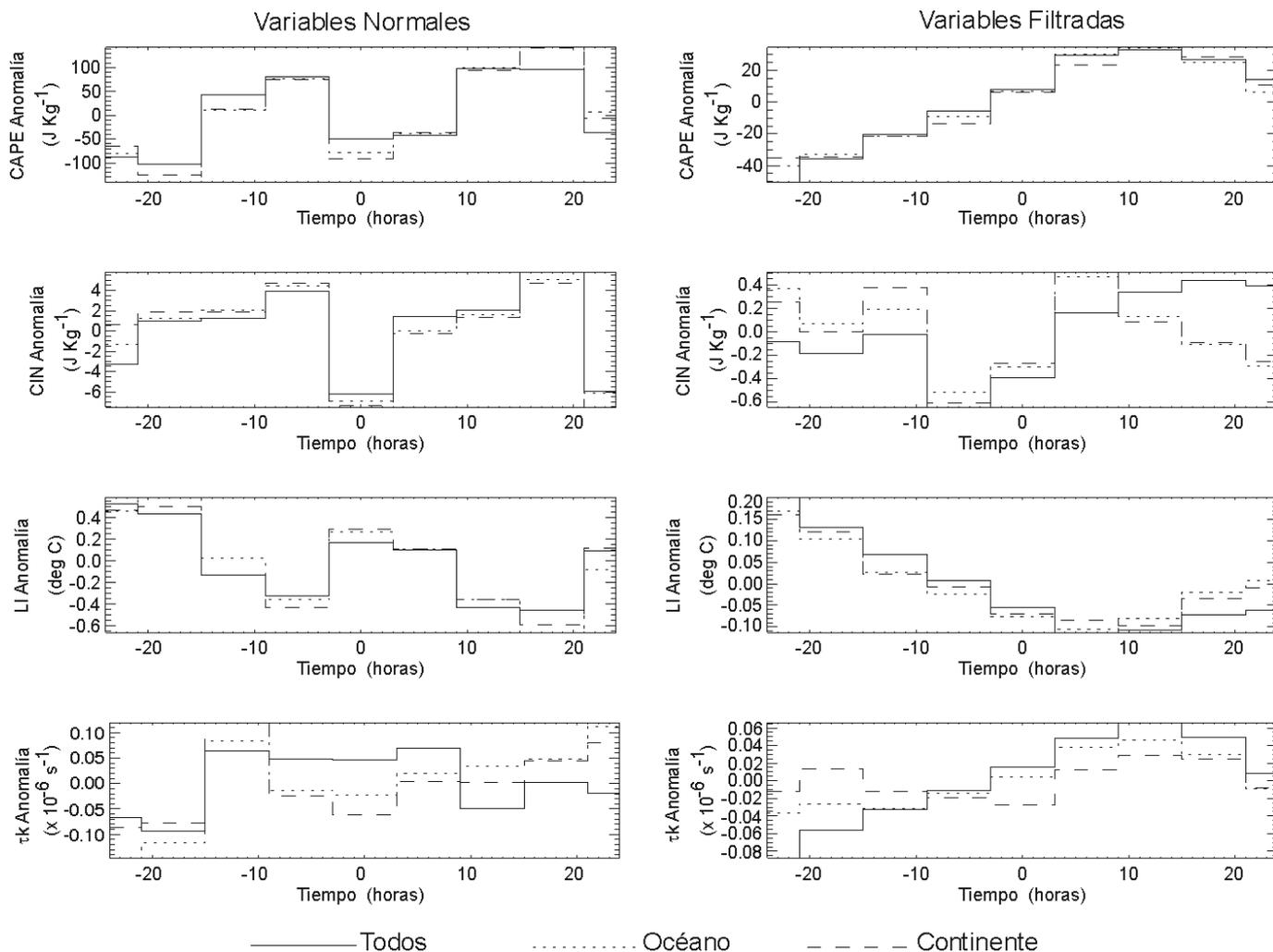


Figura 9. Evolución de las anomalías promedio de índices atmosféricos a partir de variables sin filtrar (columna de la izquierda) y filtrando usando onditas (columna de la derecha). De arriba hacia abajo se muestra *CAPE*, *CINE*, *LI* y τ_k . El tiempo está centrado en t_0 . La línea continua indica el promedio sobre todos los SCM, así como sobre océano (punteada) y tierra (a rayas).

El valor de τ_k muestra un incremento en el campo “normal” (no filtrado) en t_0-12h , el cual disminuye y permanece sin anomalías desde t_0+6h hasta t_0 , sugiriendo la presencia de un pulso de cortante viento desde las primeras etapas que pueden favorecer la activación y la transformación del sistema convectivo organizado en un SCM. Desde t_0 en adelante, tanto sobre el océano como sobre el continente, se presenta un aumento gradual de la anomalía, lo cual es más evidente en el campo filtrado con cambios sólo desde t_0 , y con valores máximos hacia t_0+12h . Los cambios sobre el continente son menos notorios respecto al océano, mostrando la posible resistencia del viento debido a la topografía.

Es importante notar el desarrollo de *CINE* posterior a t_0 , e incluso después en t_0+12h . *CINE* muestra un claro

rompimiento para t_0-12h , sugiriendo que estos cambios se presentaron desde antes o en las etapas iniciales de la vida de los SCM.

En la Figura 10 se muestra la evolución de las anomalías de T_{aire} para los dos esquemas expuestos arriba. A partir de t_0-6h se identifican anomalías positivas en los niveles superiores (300-200 hPa) (del orden de 0.3 K en el campo normal y de 0.03K en el campo filtrado) y en los niveles inferiores (del orden de 0.34K en el campo normal y de 0.02K en el campo filtrado). La primera anomalía puede ser explicada y relacionada con el consumo de *CAPE* que se mencionó antes para esos instantes, evidenciando la condensación y su consecuente liberación de calor latente. La segunda probablemente es la causa de la

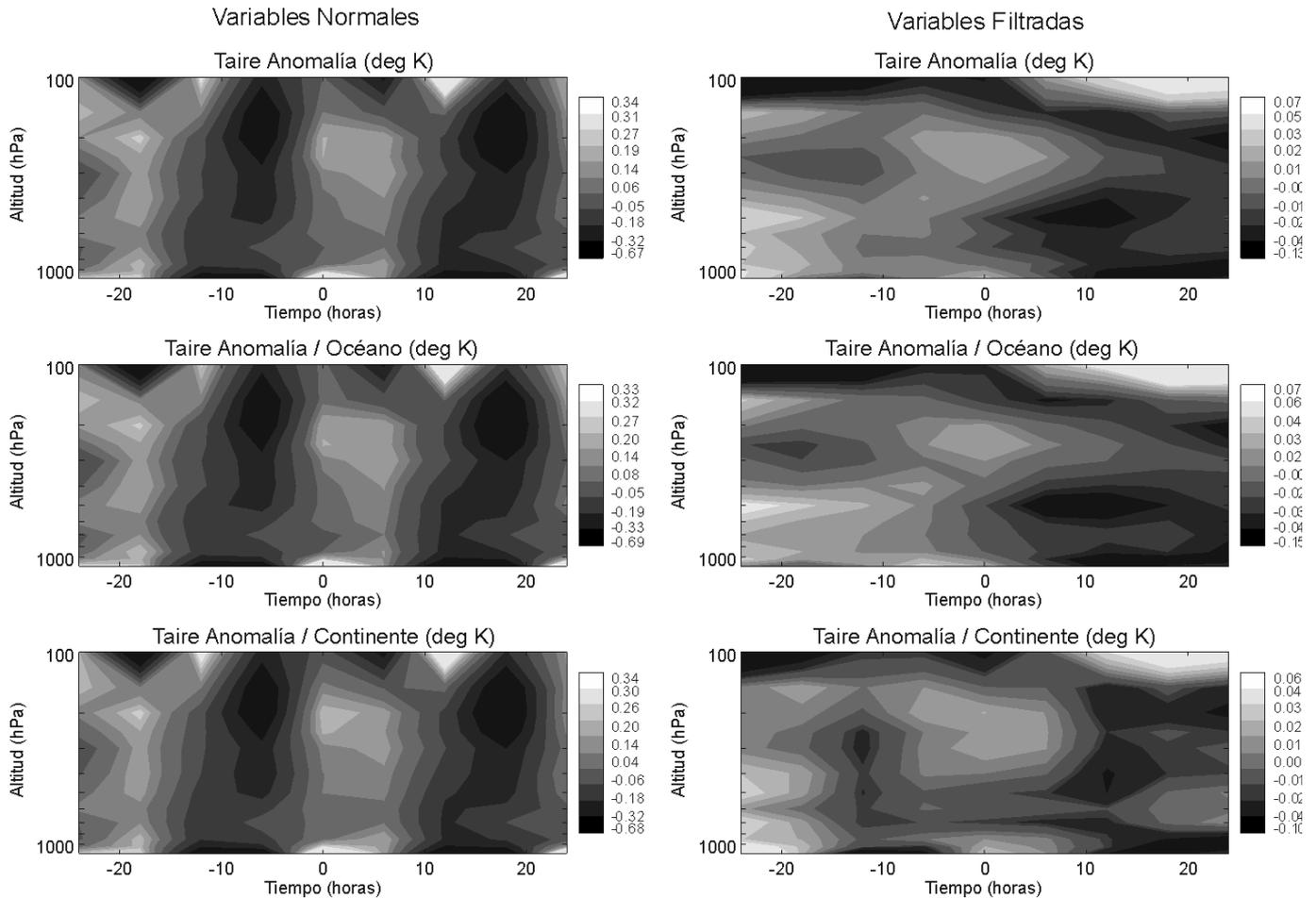


Figura 10. Evolución de las anomalías promedio de T_{aire} a partir de variables sin filtrar (izquierda) y filtradas mediante la Transformada de ondita (derecha). De arriba hacia abajo se muestra el promedio sobre todos los SCM encontrados en la región de estudio, los ocurridos sobre el océano y continente. Los eventos están centrados en el instante t_0 y 24 horas antes y después de ocurridos los SCM encontrados para 1998.

destrucción parcial de *CINE* durante esos instantes. En el campo filtrado se detectan anomalías positivas por debajo del nivel de 500 hPa desde t_0-24h (0.06K) y un aumento en el nivel vertical cuando se acerca a t_0 .

A partir de t_0+6h se detecta un enfriamiento en los niveles inferiores, posiblemente causado por la evaporación de la lluvia aportada por los SCM (-0.15K). A partir de t_0 se detecta un leve calentamiento entre los niveles de 900 y 700 hPa, lo cual confirma los resultados de **Sherwood & Wahrlich** (1999), quienes sugieren que estos cambios son producidos probablemente por el descenso de aire no saturado transportado por las corrientes de aire que descienden de la región estratiforme de los SCM.

La Figura 11 muestra la evolución para R_{hum} . En el campo filtrado se muestra de manera clara un ascenso de las anomalías positivas a medida que trascurren los sistemas, incluso desde t_0-24h . Estas anomalías son máximas sobre el océano y el continente en t_0+12h (del orden de 1%). Estos efectos se explican en términos del transporte convectivo de humedad desde la parte baja de la atmósfera hasta los niveles superiores. Sobre el continente este ascenso es más rápido mostrando anomalías positivas entre 700 y 500 hPa inclusive desde t_0-12h . La pérdida de humedad entre 800 y 500 hPa a partir de t_0+12h , es aparentemente un resultado de ambientes con bajos valores de θ_e , que normalmente se encuentran en estos niveles de atmósferas perturbadas (**Sherwood & Wahrlich**, 1999). A partir de t_0 se observan anomalías

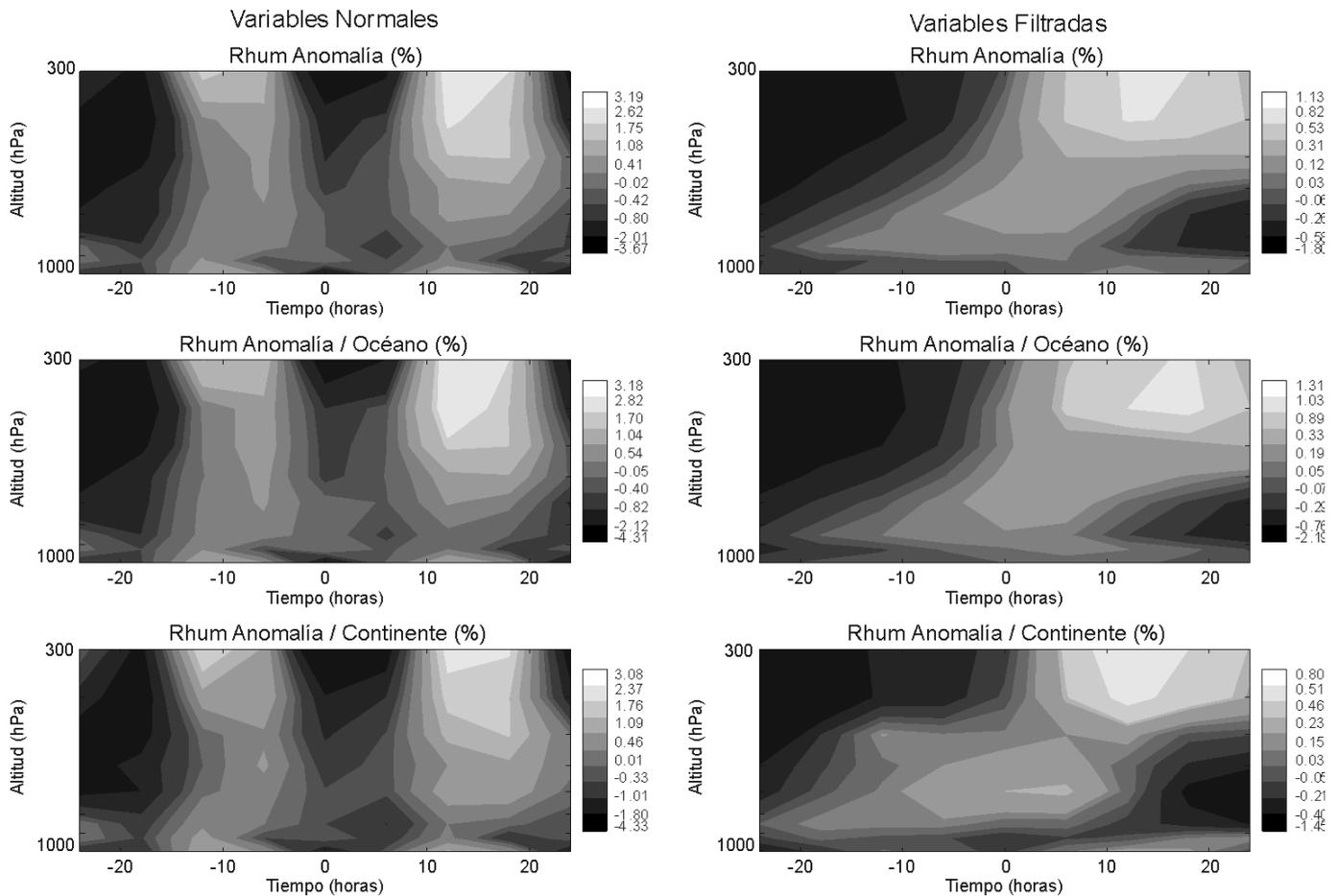


Figura 11. Similar a la Figura 9, para la variable R_{hum} .

positivas en la parte más baja de la atmósfera probablemente por un incremento de la evaporación. Esta configuración sugiere que la convección organizada húmeda es altamente sensible a los perfiles de humedad del medio ambiente donde se desarrolla.

Los cambios en la evolución de θ_e (Figura 12) están relacionados con los cambios observados para T_{aire} y R_{hum} . Los cambios uniformes en la vertical en el campo filtrado y un poco más distorsionado en el campo normal, corresponden con los mencionados por **Sherwood & Wahrlich** (1999). Se observan anomalías negativas antes de t_0+6h y positivas después de t_0+6 , siendo más marcados entre los niveles de 500 y 850 hPa. Las anomalías positivas son más fuertes en este nivel, lo cual está probablemente asociado al alto transporte de calor en esos niveles durante condiciones perturbadas, tal como lo evidencia **Mapes et al.** (2003a). Las anomalías positivas de θ_e en los bajos niveles entre t_0-6h y t_0 facilitan el rompimiento de la *CINE*,

contribuyendo así al posible inicio de la convección desde la parte baja de la atmósfera.

En la Figura 13 se observa la evolución de ζ . Según **Cotton & Antes** (1989), los pequeños cambios que se observan entre los niveles de 700-600 hPa, son más una propiedad del ambiente que una perturbación creada por los mismos SCM. Se observa que la ζ ciclónica (en los niveles bajos, ver Tabla 3) es amplificada a medida que pasa por el instante t_0 . Se observa un comportamiento anticiclónico de ζ alcanzando su máximo a 200 hPa alrededor de t_0+12h , el cual se mantiene hasta t_0+18h . Estas características están fuertemente relacionadas con la convergencia de humedad de bajo nivel y su divergencia en niveles superiores, alrededor de 200 hPa.

4. Conclusiones

Con base en la información de la misión satelital TRMM y del proyecto de Reanálisis Climático NCEP/NCAR,

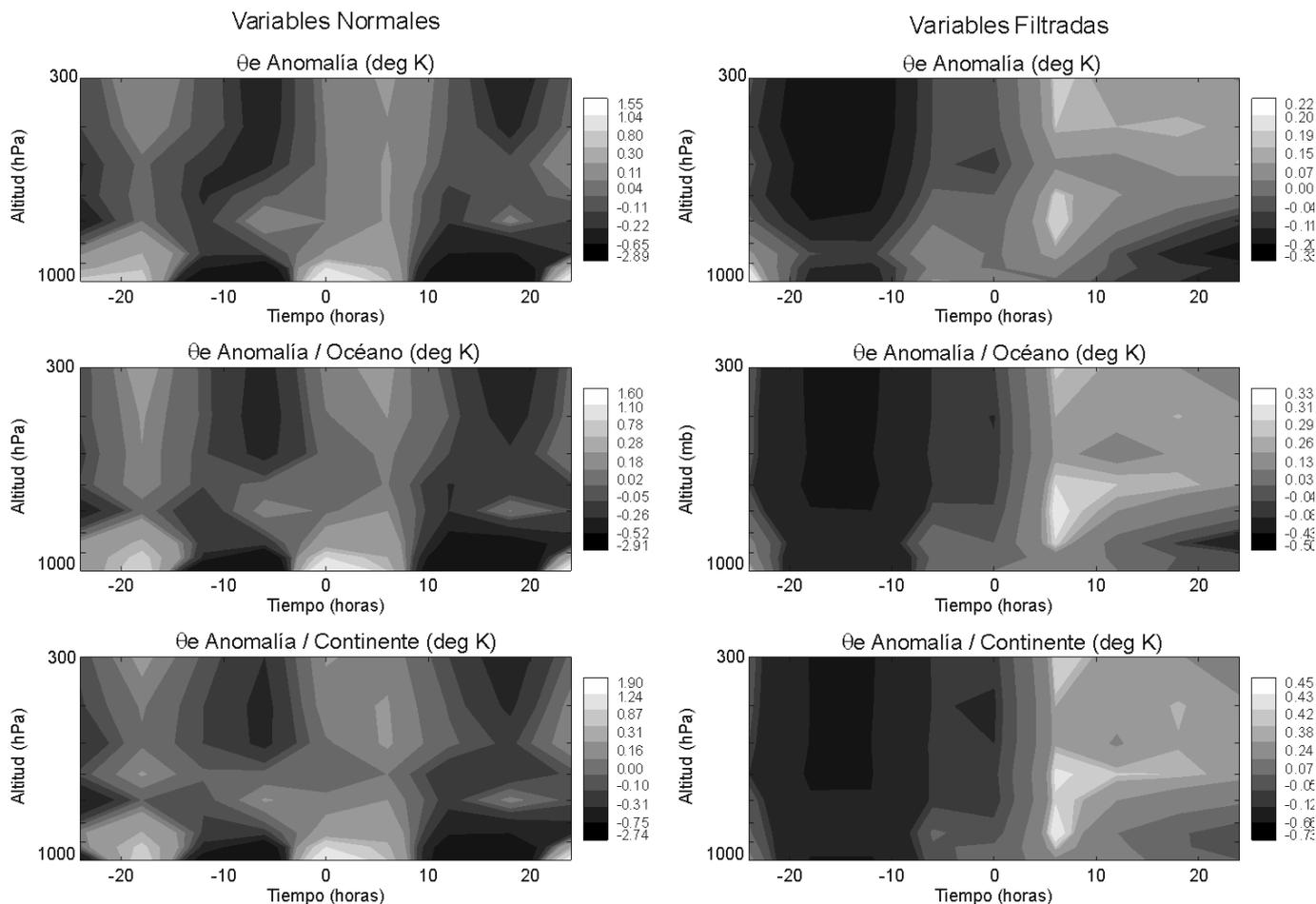


Figura 12. Similar a la Figura 9, para la variable θ_e .

hemos estudiado los ambientes atmosféricos del ciclo de vida de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) sobre Colombia y el Pacífico oriental durante 1998. Sobre los ambientes atmosféricos medios se confirma que $CAPE$, $CINE$ y LI evidencian la ZCIT relacionada con valores favorables para una alta actividad convectiva, con mayor concentración sobre el océano que sobre el continente. Los índices atmosféricos sugieren que la actividad convectiva se clasifica de muy inestable a extremadamente inestable, con valores de $CAPE > 2500 \text{ J kg}^{-1}$, $CINE < 50 \text{ J kg}^{-1}$ y $LI < -9^\circ\text{C}$ (Zuluaga & Poveda, 2004). De acuerdo con los valores estimados de $CINE$, las regiones de los Andes y el este del Pacífico exhiben la mayor inestabilidad de bajo nivel. Los rasgos espaciales de $CINE$ son más similares a los de R_{hum} de bajo nivel que a los de T_{aire} de bajo nivel. Los rasgos espaciales de LI son similares a los de R_{hum} de medio nivel y los $CAPE$ a los de medio y alto nivel. Esto indica la importancia que tiene R_{hum} sobre T_{aire} en todos los niveles. Basándose en los altos valores de θ_e

de bajo nivel, las regiones montañosas de Colombia y al este del Pacífico son zonas con alta advección de calor (Mapes *et al.*, 2003a y b). Las variaciones espaciales de las variables cinemáticas para 1998 presentan fuertes rasgos relacionados con la migración de la ZCIT. Se observaron valores de ζ ciclónica de bajo nivel alrededor del ecuador y al noroeste de Colombia. Valores de τ_k ligeramente superiores a cero se presentan en la región del este del Pacífico y en la zona de influencia de la ZCIT. El análisis trimestral permite concluir que sobre el océano, tanto $CAPE$ como LI muestran una migración acorde con la migración de la ZCIT y a la presencia de eventos convectivos. Los menores valores de $CINE$ se observan siempre sobre el océano ($\sim 5 \text{ J kg}^{-1}$). La región Andina presenta valores de $CINE$ menores ($\sim 25 \text{ J kg}^{-1}$) que la Amazonia ($\sim 60 \text{ J kg}^{-1}$), conservando esta relación durante la mayor parte del año. Las variables cinemáticas muestran un patrón que no es claramente definido respecto a la migración meridional de la ZCIT. La ζ ciclónica al este

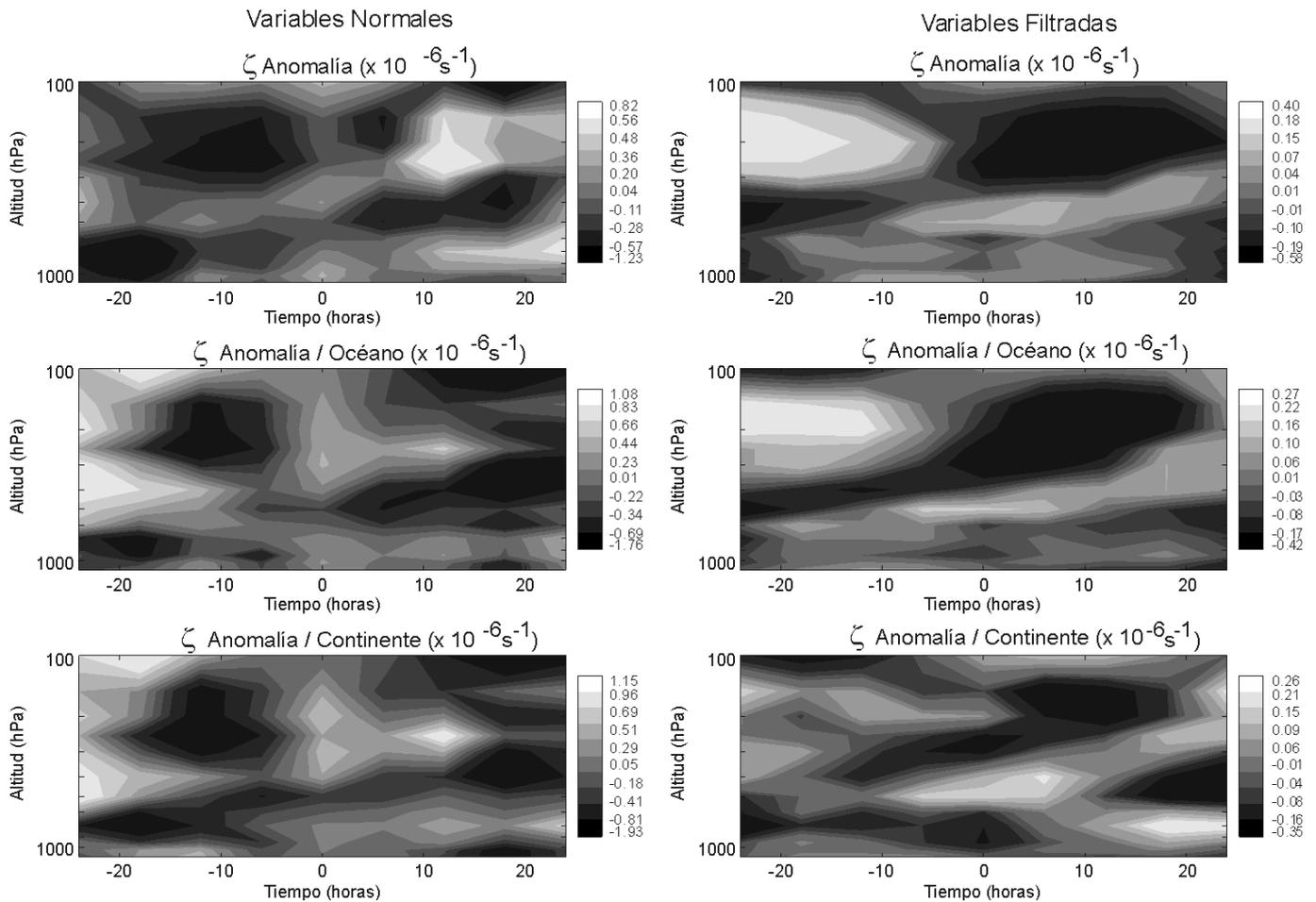


Figura 13. Similar a la Figura 9, para la variable ζ .

del Pacífico se mantuvo a lo largo de 1998 con los mayores cambios ocurridos al norte de Panamá. Un rasgo importante de esta variable es la presencia de un dipolo con una distribución longitudinal y valores positivos al sur y negativos al norte, cuya migración meridional está en fase con la ZCIT.

Con respecto a los índices atmosféricos de gran escala en los eventos de SCM con mejor organización y mayor intensidad de precipitación, se puede concluir que la mayoría poseen valores de $CAPE$ entre 3000 y 4000 $J kg^{-1}$, asociados con las mayores áreas con $PCT \leq 225K$, y menores mínimos PCT . Esta misma relación se observa para los menores $CINE (< 50 J kg^{-1})$, qe de bajo nivel alrededor de un valor central de 340K, ζ de bajo nivel ligeramente superior a cero y t_k alrededor de cero. Los índices de inestabilidad atmosférica durante los eventos con SCM presentan claras variaciones trimestrales. Tanto sobre océano y tierra, el valor de $CAPE$ para el trimestre JJA presenta

los mayores valores ($3800 J kg^{-1}$), coincidiendo con la época de mayor frecuencia relativa de eventos (38%), menores mínimos de PCT (160 K), áreas ($PCT < 250K$) relativamente pequeñas ($4600 km^2$) y la mayor intensidad promedio de lluvia ($7.2 mm h^{-1}$). De manera consistente, $CINE$ muestra que el trimestre JJA es la época de mayor inestabilidad atmosférica de bajo nivel. Se observaron claras relaciones entre índices atmosféricos como $CAPE$ y LI , permitiendo clasificar la mayoría de los eventos como extremadamente inestables.

Sobre la evolución de los ambientes atmosféricos durante los SCM, se observó que $CAPE$ muestra una fuerte caída en t_o , (de $3830 J kg^{-1}$ a $3700 J kg^{-1}$, en promedio sobre el océano, y de $3790 J kg^{-1}$ a $3680 J kg^{-1}$ sobre el continente). Esto indica la presencia de altos valores de $CAPE$ incluso en las etapas de madurez y de disipación de los eventos, y $CINE$ en el campo "normal" (no filtrado) muestra una fuerte caída en t_o (27 a $16 J kg^{-1}$), con una

mayor amplitud de las anomalías sobre el continente. Tal comportamiento sugiere que *CINE* es un parámetro precursor importante en la génesis de los SCM. Más tarde, alrededor del instante t_0 se presenta un incremento gradual hasta estabilizarse alrededor de t_0+18h . Hay una combinación de incremento de *CAPE* (inestabilidad en niveles altos) y disminución de *CINE* (inestabilidad en niveles bajos) en etapas previas a t_0 . El valor de t_k muestra un incremento en el campo "normal" en t_0-12h , el cual disminuye y permanece sin anomalías desde t_0+6h hasta t_0 , lo cual favorece la activación del SCM. La evolución de T_{aire} muestra anomalías positivas a partir de t_0-6h en los niveles superiores e niveles inferiores. La evolución de R_{hum} muestra un incremento en las anomalías positivas desde t_0-24h , que son máximas sobre el océano y el continente en t_0+12h . Los cambios en la evolución de θ_e están relacionados con los cambios observados para T_{aire} y R_{hum} . La ζ ciclónica (en los niveles bajos,) es amplificada a medida que pasa por el tiempo t_0 , con un comportamiento anticiclónico de ζ alcanzando su máximo a 200 hPa, desde t_0+12h hasta t_0+18h . Estas características están fuertemente relacionadas con la convergencia de humedad de bajo nivel y su divergencia en altos niveles.

Estos análisis y resultados permiten avanzar en el entendimiento de los procesos físicos que gobiernan la dinámica de la precipitación en Colombia, en sus regiones terrestres y oceánicas, incluyendo una de las zona más lluviosa del planeta, y contribuirán a desarrollar importantes aplicaciones en pronóstico meteorológico y climático.

Reconocimientos

Los datos del proyecto TRMM usados en este estudio fueron adquiridos como parte de la Misión para la Medición de la Lluvia Tropical (TRMM), un proyecto internacional patrocinado por la Agencia Nacional de Desarrollo del Espacio de Japón (NASDA), y por la Administración del Espacio y Aeronáutica Nacional de Estados Unidos (NASA), Oficina de Geociencias. Los datos del re-análisis NCEP/NCAR fueron suministrados por E. Kalnay. Se agradecen los comentarios del revisor anónimo. Esta investigación fue apoyada parcialmente con fondos de la Dirección Nacional de Investigación (DINAIN) de la Universidad Nacional de Colombia. B. Mapes y D. Blanchard contribuyeron con valiosas ideas.

Referencias

Blanchard, D. O. 1992. Evolution of a mesoscale convective complex: The role of inertial instability. Preprints, *5th Conference on Mesoscale Processes*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 341-346.

Blanchard, D. O., & W. R. Cotton. 1994. Jet-induced inertial instability and upscale growth of mesoscale convective systems, *Proc. 6th Conference on Mesoscale Processes*, Portland, OR, American Meteorological Society, 369-372.

Cotton, W., & R. Antes. 1989. *Storm and Cloud Dynamics*, International Geophysics Series, Vol. 44.

Cuartas, L. A., & G. Poveda. 2002. Balance atmosférico de humedad y estimación de la precipitación reciclada en Colombia según el Reanálisis NCEP/NCAR, *Meteorología Colombiana*, 5, 49-57.

Curry, J. A., & P. J. Webster. 1999. *Thermodynamics of Atmospheres and Oceans*, Academic Press, 471 pp.

Deidda, R., R. Benzi, & F. Siccardi. 1999. Multifractal modeling of anomalous scaling laws in rainfall, *Water Resources Research*, 35, 1853-1867.

Emanuel, K. A. 1994. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580pp.

Eslava, J. 1993. Algunas particularidades climáticas de la región del Pacífico Colombiano, *Atmósfera*, 17, 45-63.

Gray, W. M., & W. Frank. 1978. New results of tropical cyclone research from observational analysis, NEPRF TR 78-01, U.S.A. Navy, 108 pp.

Houze, R. A., Jr. Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 42, RG 4003, 1-43, 2004.

Hoyos, C. 1999. Aplicaciones de la transformada de Fourier y la descomposición en ondas a señales hidrológicas y sísmicas. *Trabajo Dirigido de Grado*, Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Hoyos, N., P. Waylen & A. Jaramillo. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes, *Journal of Hydrology*, 1-15, 2005.

Kalnay, E., & co-autores. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.

Kummerow, C. W., W. Barnes, T. Kosu, J. Shiue, & J. Simpson. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809-817.

Laing, A. G. y J. M. Fritsch. 2000. The large scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, 128, 2756-2776.

LeMone, M. A., E. J. Zipser, & S. B. Trier. 1998. The role of environmental shear and CAPE in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 3493-3518.

Lucas, C., & E. J. Zipser. 2000. Environmental variability during TOGA-COARE. *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, 2333-2350.

Mapes, B. E., 1997. Equilibrium vs. activation controls on large-scale variations of tropical deep convection in the physics and parameterization of moist convection, Kluwer, pp. 321-358.

Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu, & A. Negri. 2003a. Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America. Part I:

- Observations and Context, *Monthly Weather Review*, 131, 799-812.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu, & A. Negri.** 2003b. Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore, *Monthly Weather Review*, 131, 830-844.
- Nesbitt, S. W., E. J. Zipser, & D. J. Cecil.** 2000. A census of precipitation features in the tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. *Journal of Climate*, 13, 4087-4106.
- North, G.** 1992. Characteristics of tropical precipitation important for its estimation by satellites, The global role of tropical rainfall, Hampton, *International Symposium on Aqua and Planet*, Tokai University, Virginia (USA).
- Olsson, J., & J. Niemczynowicz.** 1996. Multifractional analysis of daily spatial rainfall distributions, *Journal of Hydrology*, 187, 29-43.
- Over, T., & V. K. Gupta.** 1994. Statistical analysis of mesoscale rainfall: Dependence of a random cascade generator on large-scale forcing, *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1526-1542.
- Poveda, G.** 1998. Retroalimentación entre el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur y la hidrología de Colombia, *Tesis Ph.D.*, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Poveda, G.** 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna, *Revista Academia Colombiana de Ciencias*, Vol.28 (107), 201-222.
- Poveda, G., A. Jaramillo, M. M. Gil, N. Quiceno, & R. Mantilla.** 2001. Seasonality in ENSO related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index (NDVI) in Colombia, *Water Resources Research*, Vol. 37, No. 8, 2169-2178.
- Poveda, G., & O. J. Mesa.** 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic atmospheric phenomena, *Journal of Climate*, 10, 2690-2702.
- Poveda, G. & O. J. Mesa.** On the existence of Lloró (The rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by low-level jet, *Geophysical Research Letters*, 27, N°11, 1675-1678, Junio 2000.
- Poveda, G., O. J. Mesa, P. A. Arias, L. F. Salazar, H. Moreno, S. C. Vieira, P. A. Agudelo, V. G. Toro, & J. F. Álvarez.** 2004. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia, *Monthly Weather Review*. Vol. 133, No.1, 228-240, 2005.
- Rasmusson, E., & P. Arkin.** 1992. Observing tropical rainfall from space: A review. The global role of tropical rainfall, Hampton, *International Symposium on Aqua and Planet*, Tokai University, Virginia (USA).
- Ridder, K.** 1997. Land surface processes and the potential for convective precipitation, *Journal of Geophysical Research*, 102, D25, 30085-30090.
- Sherwood, S., & R. Wahrlich.** 1999. Observed evolution of tropical deep convective events and their environment, *Monthly Weather Review*, 127, 1777-1795.
- Velasco, I., & J. M. Fritsch.** 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas, *Journal of Geophysical Research*, 92, D8, 9591-9613.
- Warner, T. T., B. E. Mapes, & M. Xu.** 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part II: Model Simulations, *Monthly Weather Review*, 131, 813-829.
- Zuluaga, M. D., & G. Poveda.** 2004. Diagnóstico de sistemas convectivos de mesoescala sobre Colombia y el Océano Pacífico oriental durante 1998-2002, *Avances en Recursos Hidráulicos*, 11, 145-160, 2004.

Recibido el 27 de octubre de 2004.

Aceptado para su publicación el 10 de agosto de 2005.