

Escalamiento Espacial de la Lluvia Amazónica durante la Campaña WETAMC/LBA

Germán Poveda J.

Ingeniero Civil, M. Sc., Ph. D.

Profesor Asociado, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.

Julián E. Morales R.

Ingeniero Geólogo.

Estudiante Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Resumen. A partir de datos de precipitación de radar obtenidos por la campaña de mediciones WETAMC/LBA durante Enero y Febrero de 1999, se analiza el escalamiento espacial de la lluvia en el suroeste de la Amazonía brasileña usando varias de las metodologías existentes en la literatura. Los resultados obtenidos muestran un fuerte control tanto del ciclo diurno de la precipitación como del régimen climático predominante de gran escala sobre los parámetros estadísticos calculados, y sugieren la existencia de una fuerte relación entre la física de los procesos convectivos responsables de la lluvia en dicho sector de la Amazonía y la estadística que los describe.

Palabras clave. Precipitación, escalamiento, convección, ciclo diurno, régimen climático, Amazonas.

1. Introducción

El adecuado conocimiento de las variables que conforman el ciclo hidrológico (precipitación, evapotranspiración, escorrentía) es fundamental para cualquier tipo de estudio hidrológico y/o hidráulico, sin importar sus dimensiones. Las metodologías tradicionales para el análisis de dichas variables, en especial de la precipitación, han experimentado una transformación importante desde el desarrollo de las teorías de escalamiento y de multifractales, debido a su capacidad para representar estadísticamente la gran variabilidad espacial y temporal de procesos tan complejos como la lluvia y para establecer un vínculo apropiado entre las mediciones de un fenómeno y los procesos físicos responsables de su generación (*Tessier et al, 1993, Harris et al, 2001*).

La caracterización de la lluvia mediante análisis de escalamiento es de gran utilidad porque permite conocer las propiedades espaciales y temporales de dicho fenómeno y relacionarlas con los agentes climáticos que lo controlan, que generalmente actúan en un rango de escalas muy amplio. Este tipo de análisis es además fundamental para implementar metodologías de desagregación espacial de campos de lluvia, que son recomendables cuando se hace uso de información secundaria (como las mediciones satelitales) debido a la ausencia de una red de estaciones en tierra confiable y con adecuada cobertura espacial y temporal.

En este trabajo se muestran los resultados de algunos análisis de escalamiento realizados sobre datos de radar provenientes de la Amazonía brasileña. Aunque en nuestro país se ve lejana la posibilidad de contar con este tipo de información meteorológica, es necesario someter a prueba las teorías y modelos desarrollados en ambientes extratropicales y verificar su aplicabilidad a medios climáticamente más complejos como los que se presentan en bajas latitudes, donde los regímenes climáticos son muy variados y existen múltiples controles de índole local, regional y global (Poveda, 2004).

2. Localización, descripción de los datos y regímenes climáticos

El estado de Rondonia (Brasil) está ubicado en la parte suroccidental de la Amazonía. Su vegetación está dominada principalmente por bosques tropicales, pastos y sabanas boscosas. La elevación promedio es de 300 m, aunque varía entre 50 y 1000 m. La temperatura media anual es 24–25°C, con máximos entre 28 y 29°C y mínimos cerca de 22°C. La precipitación media anual oscila entre 2000 y 2500 mm, con promedios mensuales de 250 mm/mes durante la temporada húmeda (Octubre a Abril) y 50 mm/mes durante la temporada seca (Poveda y Zuluaga, 2005).

Los datos utilizados en este estudio consisten en un conjunto de registros de intensidad de precipitación obtenidos mediante el radar S-POL ubicado en Rondonia (61.9982°W, 11.2213°S) durante la campaña de mediciones WETAMC/LBA (Enero y Febrero de 1999). Dicho radar tiene una cobertura aproximada de 31000 km² (100 km de radio). Los datos, originalmente reflectividades en la banda de microondas, fueron convertidos a intensidades de precipitación por el Grupo de Meteorología de Radar de la Universidad del Estado de Colorado, y los mapas resultantes están en resolución espacial de 2 km x 2 km (101x101 píxeles en total) y pueden descargarse en el URL http://tornado.atmos.colostate.edu/lbadata/radar/radar_main.html. En promedio, se cuenta con campos espaciales de intensidad de precipitación cada 10 minutos. La figura 1 ilustra el scan de radar correspondiente a Enero 10/99 a las 19:11:32.

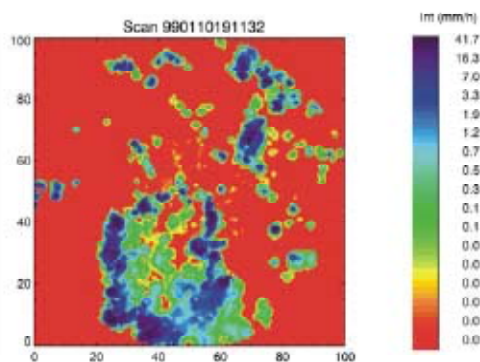


Figura 1. Scan de radar de precipitación para Enero 10/99 19:11:32.

Los ciclos diurnos de la intensidad media del scan de radar y del porcentaje de ocupación se muestran en la figura 2. Se observa que durante las horas de la tarde se presentan los eventos de precipitación más intensos, asociados a coberturas espaciales altas, y que en las horas de la mañana (4 a 8 h) se presentan también

eventos intensos y con cobertura espacial considerable. Estos ciclos diurnos son un reflejo de la influencia de distintos sistemas convectivos de mesoescala en la región amazónica (según *Greco et al, 1990*, citado por *Cifelli et al, 2002*): entre las 14 y las 18 h predominan los sistemas costeros, entre las 10 y las 14 h imperan los sistemas intracuenca y a partir de las 16 h se desarrollan además sistemas locales de actividad convectiva. El ciclo diurno de la intensidad máxima (no mostrado) también revela la presencia de eventos más intensos durante las horas de la tarde.

Figura 2. Ciclo diurno de la intensidad media de precipitación y del % de ocupación del scan de radar.

Estudios previos han revelado la existencia en la Amazonía de dos regímenes climáticos predominantes, caracterizados según la dirección de la velocidad del viento entre los niveles atmosféricos de 850 y 700 mb (*Cifelli et al, 2002, Petersen et al, 2002*). Durante el régimen del E, las condiciones atmosféricas relativamente secas están asociadas con una mayor actividad de relámpagos y con la existencia de sistemas convectivos más profundos e intensos, mientras que durante el régimen del W la tasa de actividad de relámpagos disminuye, la convección es menos profunda y la precipitación menos intensa. El régimen del E tiene carácter convectivo continental, mientras que el del W tiene similitudes con la convección oceánica (*Petersen et al, 2002*). La figura 3 muestra el comportamiento del viento entre los niveles de 850 a 700 mb para la zona de influencia del radar S-POL durante los meses de Enero y Febrero de 1999, según los datos del Reanálisis NCEP-NCAR (*Kalnay et al, 1996*) y de la radiosonda ABRACOS (62.37°W, 10.35°S) de la campaña de mediciones WETAMC/LBA. Además del buen ajuste entre los datos del modelo climático y los de la radiosonda, se observa claramente la existencia de ambos regímenes, del E (vientos zonales negativos) y del W (vientos positivos). Esta información se usará para asignar a cada scan de precipitación un régimen y analizar cómo varían los parámetros estadísticos y de escalamiento según las condiciones climáticas estacionales predominantes.

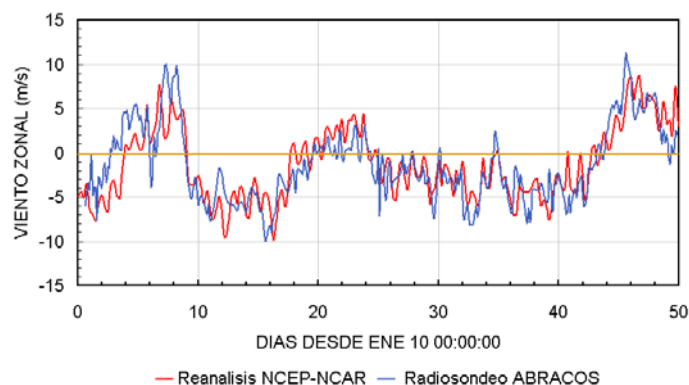


Figura 3. Velocidad zonal del viento entre 850 y 700 mb en la región de influencia del radar.

Las diferencias entre regímenes pueden observarse en los estadísticos básicos de los scans de radar. Aunque no se observan diferencias significativas en los ciclos diurnos de la intensidad media y la intensidad máxima (no mostrados), en general ambas son ligeramente mayores durante el régimen del E. En la figura 4 se muestra el porcentaje de ocupación de los scans de radar, que es significativamente mayor durante el régimen del W.

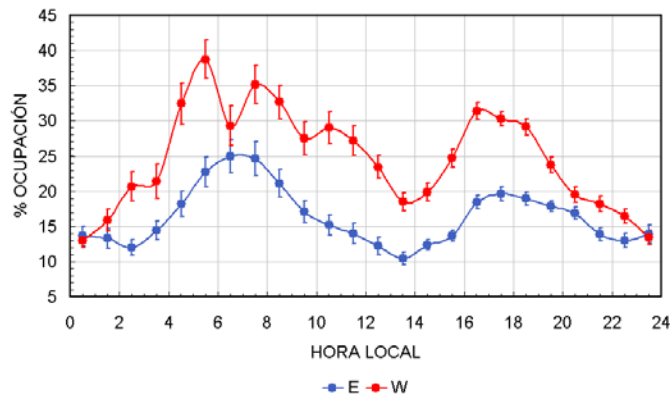


Figura 4. Ciclo diario del porcentaje de ocupación según el régimen climático predominante.

3. Análisis de escalamiento espacial de la lluvia

Existen en la literatura diversas metodologías para caracterizar el escalamiento tanto espacial como temporal de los campos de lluvia. Entre ellas se destacan el análisis del escalamiento de momentos (*Harris et al, 2001*), los multifractales universales (*Tessier et al, 1993, Carvalho et al, 2002*), la teoría de cascadas aleatorias (*Over y Gupta, 1994*), la caracterización de las fluctuaciones multiescala de la lluvia (*Perica y Foufoula-Georgiou, 1996a y 1996b*), el análisis de la función de estructura y del espectro bidimensional de frecuencias (*Harris et al, 2001*) y los estudios de escalamiento espacio-temporal relacionados con las hipótesis de Taylor (*Deidda et al, 2005, Poveda y Zuluaga, 2005*). A continuación se presentan los resultados de la aplicación de dos de éstas metodologías a los datos de la campaña de medición WETAMC/LBA.

3.1. Multifractales Universales

Los campos de precipitación pueden representarse como campos multifractales φ_λ , donde $\lambda \geq 1$ es la relación de escala. Para procesos multifractales $\varphi_\lambda \sim \lambda^\gamma$ (siendo γ el orden de la singularidad cuando $\lambda \rightarrow \infty$), el momento estadístico de orden q sigue la ley potencial: $\langle \varphi_\lambda^q \rangle \propto \lambda^{K(q)}$. Asumiendo que la fenomenología de cascadas es el mecanismo genérico responsable de φ_λ , y que γ pertenece a una distribución estable, el exponente de escalamiento $K(q)$ está dado por (*Tessier et al, 1993*):

$$K(q) = \begin{cases} \frac{C_1}{\alpha - 1} (q^\alpha - q), & \alpha \neq 1 \\ C_1 q \ln(q), & \alpha = 1 \end{cases} \quad (1)$$

La distribución estable está caracterizada por los parámetros α , β , C_1 y μ . El exponente de Lévy α ($0 < \alpha \leq 2$) controla la tasa de caída de la cola de la función de densidad de probabilidad (FDP). Valores altos de α implican una menor probabilidad de encontrar fluctuaciones aleatorias muy alejadas de un valor central. El parámetro μ describe la translación de la FDP con respecto a γ , mientras que β controla el alejamiento de la simetría. En los modelos de cascadas, β se hace igual a -1 para asegurar la existencia de momentos de bajo orden para el campo φ_λ . C_1 se relaciona con el ancho de la PDF y está asociado con la “dispersión” del campo medio o la intermitencia del campo. Por lo tanto, el comportamiento de escalamiento y las propiedades estadísticas de un campo multifractal dado están descritos apropiadamente por α y C_1 (Tessier *et al*, 1993). Las variaciones en dichos coeficientes pueden ser potencialmente útiles para identificar los procesos de escalamiento en φ_λ que pueden estar relacionados con los procesos convectivos responsables de la precipitación. C_1 y α pueden estimarse a partir de la ecuación del exponente de escalamiento $K(q)$ usando las siguientes relaciones (Carvalho *et al*, 2002):

$$C_1 = dK(q)/dq|_{q=1}$$

$$dK(q_{\min})/dq = 0, \text{ para } q_{\min} = (1/\alpha)^{1/(\alpha-1)} \quad (2)$$

En nuestro análisis, sin embargo, se utiliza una regresión no lineal “ill-conditioned” sobre los valores calculados de $K(q)$, buscando la mejor combinación de C_1 y α , dentro de los rangos posibles que pueden tomar, que minimice el error cuadrático medio entre la función teórica de $K(q)$ y las observaciones. Los cálculos se realizan sobre los 64x64 píxeles centrales de cada scan de radar, y el exponente de escalamiento de momentos $K(q)$ se estima de acuerdo a lo planteado por Harris *et al* (2001). Conviene anotar que en éste análisis el valor de $K(q)$ se hace cada vez más positivo al aumentar el orden del momento debido a la forma como está planteada la relación entre $K(q)$ y q : $\langle \varphi_\lambda^q \rangle \propto \lambda^{K(q)}$ (signo del exponente positivo). Este proceso de regresión no se ve afectado significativamente por el número de parejas ($K(q)$, q) consideradas, en especial cuando los valores α del scan son bajos y los valores de C_1 son altos.

La figura 5 muestra el ciclo diurno de los parámetros α y C_1 . Se observa que el valor de α (en azul) es menor en horas de la tarde, especialmente después de las 16 h, indicando que la probabilidad de ocurrencia de campos φ_λ de magnitudes altas aumenta. El comportamiento durante el día del parámetro C_1 (en rojo) es opuesto al del parámetro α : se hace mayor en horas de la tarde, cuando la actividad convectiva aumenta y con ella el rango de fluctuaciones de φ_λ . Valores altos de α indican que la gráfica de $K(q)$ vs q es cada vez menos lineal y adquiere una curva más pronunciada, descrita por la ecuación 1. La relación entre el ciclo diurno de los parámetros α y C_1 y el ciclo diurno de la intensidad media confirma las observaciones anteriores: cuando la intensidad media del campo es mayor, el valor de α es bajo y el de C_1 es alto. Estos resultados concuerdan

con los obtenidos por *Carvalho et al (2002)* para el análisis de campos de temperatura de brillo (T_b) derivados a partir de imágenes infrarrojas del satélite GOES para la misma región de estudio.

El efecto del régimen climático prevaleciente sobre los parámetros multifractales α y C_1 se observa en las figuras 6a y 6b. El ciclo diario de α se mantiene (valores bajos en horas de la tarde) durante ambos regímenes, pero los valores son mayores durante el del W (en rojo), que se caracteriza por una menor actividad convectiva (menores intensidades). El comportamiento de C_1 también es consistente con el régimen de convección dominante: los valores mayores se presentan durante los eventos del E, y el ciclo diario de dicho parámetro también se mantiene una vez se han discriminado los scans de radar según el régimen al cual pertenecen.

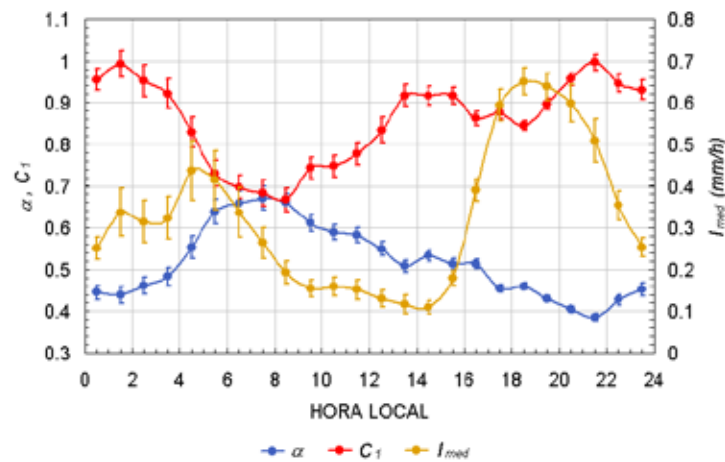
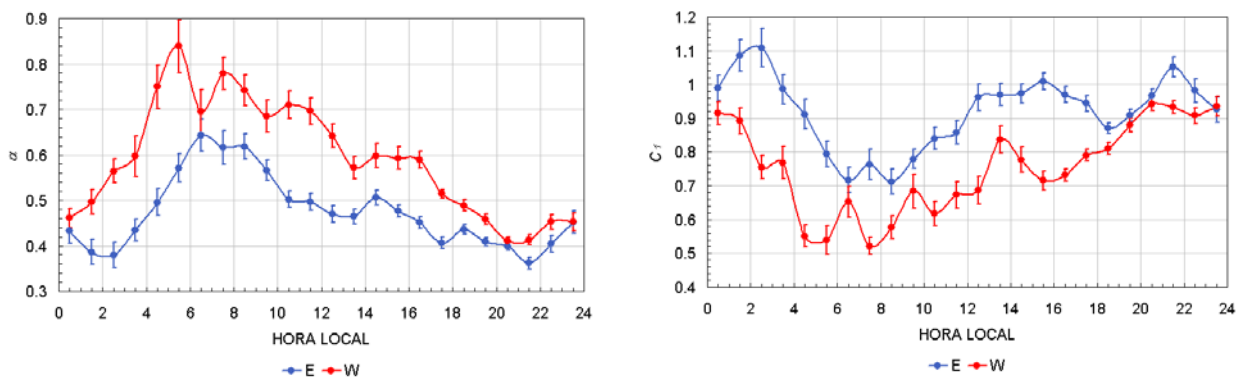


Figura 5. Ciclo diario de los parámetros α y C_1 y su relación con la intensidad media de los campos de lluvia analizados.



Figuras 6a y 6b. Ciclo diario de los parámetros α y C_1 según el régimen climático prevaleciente.

3.2. Cascadas multifractales

Según lo sugerido por *Over y Gupta (1994)* es posible establecer una relación entre los patrones espaciales de lluvia y el forzamiento de gran escala a partir de un solo parámetro p , que aparece en el contexto de la teoría de cascadas aleatorias para la desagregación de campos de lluvia. Este parámetro representa la distribución espacial de la fracción de píxeles dentro del scan de radar con intensidad de lluvia igual a cero, y está

relacionado con la tasa promedio a la cual las áreas sin lluvia crecen a medida que el campo es observado a escalas espaciales distintas. Los menores valores de p se asocian con menores tasas de crecimiento de las áreas de intensidad de lluvia cero.

El parámetro p puede estimarse mediante la función:

$$\hat{p} = 1 - b^{-s/d} \quad (3)$$

donde b es el número de particiones de la cascada multiplicativa (4 en este caso, ya que cada píxel se va subdividiendo sucesivamente en 4), d es la dimensión espacial del campo aleatorio (2 en este caso) y s es el valor estimado de la pendiente de la regresión lineal entre $\log f(r)$ y $\log r$, donde $f(r)$ es la fracción de área con lluvia para cada escala r de observación del campo. Para cascadas bidimensionales con un número de partición b igual a 4, el parámetro p oscila entre 0 y 0.75. La figura 7 muestra un ejemplo de cómo evolucionan la escala espacial de observación r y la fracción de área con lluvia $f(r)$ a medida que se refina la escala; los píxeles en gris tienen intensidades de precipitación mayores a cero.

Para realizar las estimaciones de los parámetros s y p se trabaja con los 64x64 píxeles centrales de cada scan de radar. El comportamiento de la gráfica de $f(r)$ vs r (no mostrado) es lineal en la mayoría de scans analizados, y el valor del parámetro p se incrementa a medida que aumenta la pendiente s , según lo indica la ecuación 3, lo que confirma que para tasas de crecimiento altas (bajas) de la fracción de área con (sin) lluvia (s altos) los valores de p son bajos. En general la fracción de área con lluvia exhibe un marcado ciclo diario (no mostrado), con valores de $f(r)$ consistentemente mayores en horas de la tarde (de las 16 h a las 18 h) para las distintas escalas de observación r , lo que produce mayores valores de s y menores valores de p .

A partir del análisis de datos de precipitación de radar del proyecto GATE (lluvia sobre el Atlántico Tropical), Over y Gupta (1994) muestran que el parámetro p puede relacionarse con la intensidad promedio del campo mediante la expresión:

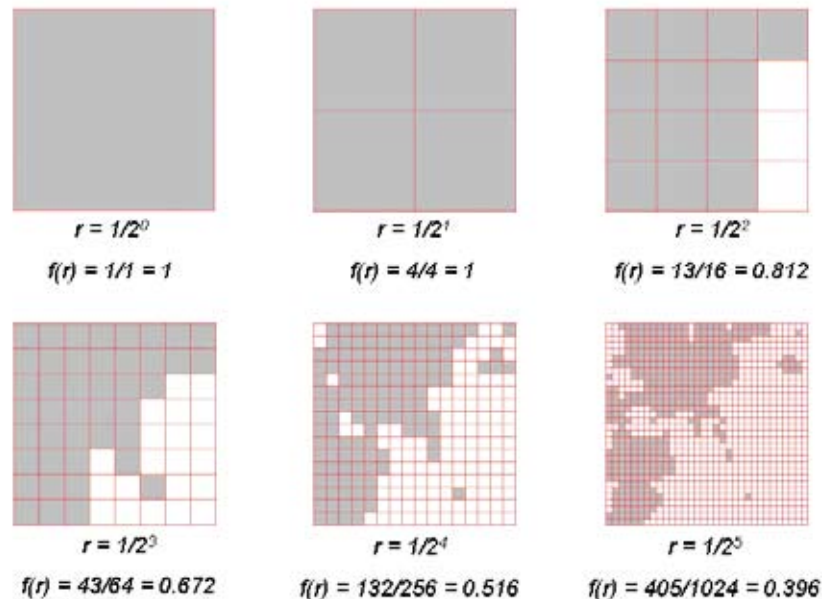


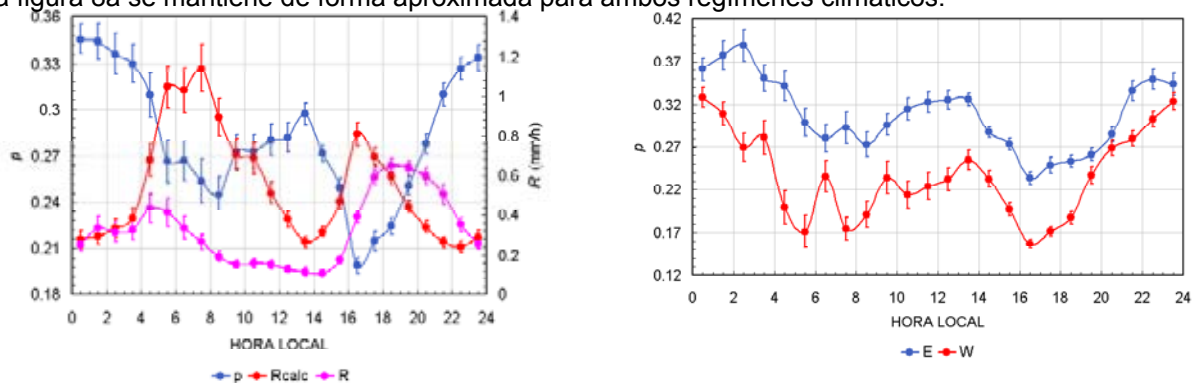
Figura 7. Ejemplo de observación del campo de lluvia a distintas escalas espaciales r y del crecimiento de la fracción de área con lluvia $f(r)$.

$$\left(\frac{\bar{R}}{R_{max}}\right)^k = 1 - \frac{p}{0.75} \quad (4)$$

donde R_{max} y k son parámetros empíricos. Esta relación predice que a medida que aumenta el valor de p , la tasa promedio de precipitación \bar{R} decrece y la variabilidad espacial del campo aumenta. La relación entre p y \bar{R} para todos los campos de radar de la Amazonía (no mostrada) arroja valores de 0.116 para k y de 6.553 mm.h⁻¹ para R_{max} , ligeramente menores a los obtenidos por *Over y Gupta (1994)* para lluvias sobre océano.

Una vez conocidos k y R_{max} , puede predecirse el valor de \bar{R} para cada uno de los scans de radar y compararlo con el valor de \bar{R} medido, para verificar la capacidad del proceso de cascadas multifractales de reproducir adecuadamente la estadística de las observaciones. La figura 8a muestra el ciclo diario de los parámetros p y \bar{R}_{calc} y de la intensidad promedio del campo \bar{R} . Se observa que la relación entre p y \bar{R}_{calc} es inversa, acorde con lo esperado de la ecuación 4, y que los valores de p son menores en horas de la tarde, indicando que las precipitaciones medias son mayores y que la variabilidad espacial del campo de lluvias disminuye entre las 16 h y las 18 h. Aunque la relación entre \bar{R} y p no es tan clara en el ciclo diario, si es consistente el hecho de que los menores valores de p se presenten en horas de la tarde, cuando la intensidad promedio de los campos de lluvia aumenta.

El comportamiento del parámetro p se ve afectado por el régimen climático predominante, según lo ilustra la figura 8b. Se nota que los valores de p son consistentemente mayores durante el régimen del E, que está caracterizado por procesos convectivos más desarrollados. El marcado ciclo diario del parámetro p mostrado en la figura 8a se mantiene de forma aproximada para ambos regímenes climáticos.



Figuras 8a y 8b. (a) Ciclo diario de los parámetros p y \bar{R} y de la intensidad calculada R_{calc} . (b) Ciclo diario del parámetro p según el régimen climático

4. Conclusiones

A partir de los campos de precipitación de radar obtenidos por la campaña de mediciones WETAMC/LBA (Enero–Febrero de 1999) se realizaron análisis extensivos del comportamiento espacial y temporal de la lluvia

en el suroccidente de la cuenca amazónica, una parte de los cuales se expone en el presente trabajo. Se encontró que la precipitación en éste sector de la Amazonía brasileña está dominada tanto por el ciclo diurno de la actividad convectiva como por el régimen climático de gran escala predominante, lo que se refleja en los distintos parámetros estadísticos obtenidos.

Los análisis estadísticos tendientes a caracterizar la intermitencia y rugosidad de los campos de precipitación (multifractales universales) muestran que éstas son mayores durante las horas de la tarde, especialmente entre las 14 h y las 18 h, cuando la convección es más desarrollada. La resolución espacial (2x2 km) y temporal (mediciones aproximadamente cada 10 minutos) de los datos es muy adecuada para capturar el ciclo de vida de las celdas convectivas y de los pequeños sistemas de mesoescala.

La caracterización y análisis de la variabilidad espacial de la lluvia a distintas escalas ha sido un tema de investigación muy prolijo durante los últimos años. Como resultado de esto se han desarrollado muchos métodos de desagregación espacial de la lluvia, tendientes a representar de manera estadísticamente confiable la precipitación a escalas menores a las escalas de observación y/o modelación. Se utilizó uno de dichos modelos (*Over y Gupta, 1994*) para analizar los campos de lluvia de radar en la Amazonía y se encontró que los parámetros de los que depende también exhiben un ciclo diurno claro y se ven afectados por el régimen climático prevaleciente.

La clara relación observada en la Amazonía entre la física de los fenómenos de lluvia y los parámetros estadísticos que la describen abre las puertas para futuras investigaciones en otros ambientes tropicales, específicamente en Colombia. La caracterización estadística de la precipitación en las distintas regiones del país usando los métodos aquí empleados y bases de datos satelitales constituye un paso siguiente necesario en la investigación de éste fenómeno, mas aún si se tiene en cuenta que ya se han hecho avances muy importantes en el estudio del ciclo diurno de la lluvia en nuestro país (*Poveda et al, 2005*). Debe investigarse cuidadosamente si los modelos estadísticos desarrollados para regiones extratropicales son aplicables al ambiente colombiano o si se justifica el desarrollo de nuevas metodologías.

5. Referencias

Carvalho, L. M. V., D. Lavallée y C. Jones, 2002. Multifractal properties of evolving convective system over tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 29(15), 1743.

Cifelli, R., W. A. Petersen, L. D. Carey y S. A. Rutledge, 2002. Radar observations of the kinematics, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D20), 8077.

Deidda, R., M. G. Badas y E. Piga, 2005. Space–time multifractality of remotely sensed rainfall fields. *Journal of Hydrology* (en imprenta).

Harris, D., E. Foufoula–Georgiou, K. K. Droegemeier y J. J. Levit, 2001. Multiscale statistical properties of a high–resolution precipitation forecast. *Journal of Hydrometeorology*, 2, p. 406–418.

Kalnay, E., y coautores, 1996. The NCEP–NCAR 40–year Reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, p.437–471.

Over, T. M. y V. K. Gupta, 1994. Statistical analysis of mesoscale rainfall: dependence of a random cascade generator on large–scale forcing. *Journal of Applied Meteorology*, 33, p. 1526–1542.

Perica, S. y E. Foufoula–Georgiou, 1996a. Linkage of scaling and thermodynamic parameters of rainfall: results from midlatitude mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research*, 101 (D3), p. 7431–7448.

Perica, S. y E. Foufoula–Georgiou, 1996b. Model for multiscale disaggregation of spatial rainfall based on coupling meteorological and scaling descriptions. *Journal of Geophysical Research*, 101 (D21), p. 26347–26361.

Petersen, W., S. W. Nesbitt, R. J. Blakeslee, R. Cifelli, P. Hein y S. A. Rutledge, 2002. TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *Journal of Climate*, 14, p. 1278–1294.

Poveda, G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 28(107), p. 201–222.

Poveda, G. y M. D. Zuluaga, 2005. Testing Taylor’s hypothesis in Amazonian rainfall fields during the WETAMC/LBA experiment. *Advances in Water Resources*, 18(11), p. 1230–1239.

Poveda, G., O. J. Mesa, L. F. Salazar, P. A. Arias, H. A. Moreno, S. C. Vieira, P. A. Agudelo, V. G. Toro y J. F. Álvarez, 2005. The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133, p. 128–140.

Tessier, Y., S. Lovejoy y D. Schertzer, 1993. Universal multifractals: theory and observations for rain and clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 32, p. 223–250.

Zuluaga, M., 2005. Diagnóstico de sistemas convectivos de mesoescala sobre Colombia durante 1998–2002. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 116 p.