

## VARIABILIDAD DE LAS ANOMALÍAS Y DE LA ESCALA DE FLUCTUACIÓN DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES CON EL ÁREA DE LA CUENCA

*Catalina Góez y Germán Poveda*

*Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos - Escuela de Geociencias y Medio Ambiente -  
Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín  
cgoeza@unaimed.edu.co*

Recibido para evaluación: 17 de Junio de 2005 / Aceptación: 25 de Agosto de 2005 / Recibida versión final: 26 de Agosto de 2005.

### RESUMEN

Se estudia la variabilidad de las anomalías de caudales medios mensuales y la variabilidad de la escala de fluctuación con el área de la cuenca de drenaje, usando registros históricos de caudales medios mensuales en las cuencas de los ríos Magdalena-Cauca en Colombia y Tocantins-Purus en Brasil. Las anomalías se definen como las desviaciones de los caudales con respecto a la media del mes, escalados por la desviación típica mensual. Se efectuaron análisis de correlación entre las series de anomalías en estaciones a lo largo de los cauces principales. Para las cuencas estudiadas se encontró un comportamiento decreciente entre los coeficientes de correlación de las anomalías a medida que el área de drenaje aumenta. Se encuentra que la correlación entre de las anomalías escala con el área de la cuenca propia, es decir, con la diferencia entre las áreas de drenaje de ambas estaciones. La escala de fluctuación de un proceso estocástico se define como la integral de correlación en el tiempo. En hidrología, la escala de fluctuación proporciona una cuantificación de la estructura de correlación lineal de los procesos hidrológicos, así como del intervalo de muestreo óptimo de variables hidrológicas, y está involucrada en el análisis de las propiedades estadísticas de eventos extremos máximos y mínimos, incluyendo teoría de cruces y rachas, y en el fenómeno de Hurst. La escala de fluctuación se estimó por tres métodos diferentes (la función de autocorrelación, la función de varianza, y el espectro de potencias). La escala de fluctuación estimada, en todos los casos es del mismo orden de magnitud y su relación con el área de la cuenca es variable para las diferentes cuencas. Estos resultados sirven para la estimación de las anomalías mensuales en cuencas sin medición y permiten un mejor entendimiento de la variabilidad hidrológica de los caudales a lo largo de cuencas hidrográficas, con importantes aplicaciones en el diseño, operación y manejo de recursos hídricos.

**PALABRAS CLAVES:** Anomalías de Caudales Medios Mensuales, Escala de Fluctuación de Caudales Medios Mensuales, Magdalena, Cauca, Purus, Tocantins.

### ABSTRACT

The variability of both monthly river flows anomalies and the scale of fluctuation with drainage area is studied, using records of monthly river flows of the Magdalena-Cauca Rivers in Colombia and Tocantins-Purus Rivers in Brazil. Anomalies are defined as the standardized deviations from the monthly means. Correlation analysis were performed among the series of anomalies for stations along the main channels. For the studied basins a decreasing behavior between correlation coefficients between series of anomalies as the drainage area increases was found. It is found that the correlation among series of monthly anomalies scale with the area of the own basin, defined as the difference among the areas pertaining to downstream gauging stations. The scale of fluctuation of a stochastic process is defined as the integral correlation in time. In hydrology the scale of fluctuation provides a measure of persistence in time of hydrologic processes, as well as the optimum sampling interval of records, and it is involved on the analysis of the statistical properties of extreme events, including crossing theory, run lengths and the Hurst phenomenon. The scale of fluctuation is estimated according to three different methods (correlation function, variance function, and spectral density function), and results are quite similar, but no clear-cut relationship was identified with drainage area. These results contribute to estimate monthly anomalies in ungauged river basins, but also towards a better understanding of hydrological variability of river flows along basins, with important applications in water resources design, operation and management.

**KEY WORDS:** Monthly Flows Anomalies, Scale of Fluctuation of Monthly Flows, Magdalena, Cauca, Purus, Tocantins.

## 1. INTRODUCCIÓN

La pregunta fundamental de la hidrología se refiere al entendimiento de la variabilidad espacio-temporal de los procesos del ciclo hidrológico, en distintas escalas. El área de drenaje es el parámetro de escala más relevante en el entendimiento de la dinámica de los caudales medios y extremos máximos y mínimos en cuencas hidrográficas (Gupta y Waymire, 1990; Smith, 1992; Turcotte y Greene, 1993; Gupta *et al.*, 1994; Tessier *et al.*, 1996; Gupta y Waymire, 1998; Vogel y Sankarasubramanian, 2000; Menabde *et al.*, 2001; Schertzer *et al.*, 2002; Odgen y Dawdy, 2003; Gupta, 2004; Mantilla *et al.*, 2005; Malamud y Turcotte, 2005). Los caudales medios y, en algunos casos, los caudales extremos exhiben escalamiento simple con el área de drenaje (Goodrich *et al.*, 1997), y en otros casos exhiben escalamiento múltiple con el área como parámetro de escala (Gupta y Dawdy, 1995). Esto tiene implicaciones importantes en el problema de la predicción hidrológica en cuencas con mediciones escasas o en cuencas sin mediciones, lo cual constituye la preocupación central del programa PUB (*"Prediction in Ungaged Basins"*, <http://www.cig.ensmp.fr/~iahs/>), de la Asociación Internacional para las Ciencias Hidrológicas (IAHS). Las aplicaciones van desde diseño y construcción de obras públicas, estudios de prefactibilidad de generación de energía, análisis de riesgos, hasta predicción climatológica, entre otras.

Dos preguntas guían este trabajo con relación a los caudales medios mensuales de ríos tropicales, y su variabilidad con respecto al área de drenaje de la cuenca: (i) ¿Cómo varían las anomalías de los caudales medios mensuales a lo largo de la cuenca?, y (ii) ¿Cómo varía la escala de fluctuación temporal a lo largo de la cuenca?

### 1.1. Las Anomalías de caudales y el fenómeno ENSO

La relevancia de la primera de las preguntas mencionadas se pone de manifiesto en el contexto de los efectos del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), sobre los caudales medios mensuales de los ríos. Se definen las anomalías (estandarizadas) de los caudales medios mensuales, como la desviación de los valores de los caudales observados,  $Q(i, t)$ , con respecto al promedio mensual de largo plazo,  $\mu(i)$ , y escalados por la desviación típica mensual,  $\sigma(i)$ . La serie de anomalías

se construye como (Montgomery y Runger, 1996),

$$q(i, t) = \frac{Q(i, t) - \mu(i)}{\sigma(i)}$$

donde,  $i = 1, \dots, 12$ , denota los meses y  $t = 1, \dots, T$ , denota los años del registro de longitud total,  $T$ . Esta transformación (estandarización) tiene dos efectos: (i) produce una serie de promedio nulo y desviación estándar unitaria, y (ii) remueve el ciclo anual promedio de largo plazo, poniendo de manifiesto la variabilidad de los caudales a la escala de tiempo interanual. A tal escala de tiempo, el fenómeno ENSO es el principal modulador de la hidrología de Colombia y del trópico Americano (Poveda, 1994, 2004; Poveda y Mesa, 1996, 1997, Mesa *et al.*, 1997; Poveda *et al.* 2001; Waylen y Poveda, 2002) incluyendo la cuenca Amazónica (Marengo *et al.*, 1993; Marengo *et al.*, 2001, Nobre *et al.*, 2004). Por lo tanto, el estudio de las anomalías a lo largo de la cuenca intenta responder la pregunta de los efectos de las dos fases del fenómeno ENSO (La Niña - Fase fría y El Niño - Fase cálida), sobre los caudales medios mensuales de un río aguas abajo, asumiendo que los efectos del ENSO sobre las demás componentes del ciclo hidrológico fuesen homogéneos sobre toda la cuenca. Esta pregunta tiene aplicación práctica en la estimación de las anomalías de los caudales asociadas al ENSO en sitios del río que no cuentan con mediciones.

### 1.2. La Escala de Fluctuación como memoria temporal

La escala de fluctuación para un proceso estocástico fue propuesta por G. I. Taylor (1921) en el estudio de flujos turbulentos, con relación al número de datos independientes de un experimento en el tiempo, y con el intervalo óptimo de muestreo de datos para obtener una muestra independiente. Taylor (1921) propuso la escala de fluctuación como,

$$\theta = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho(k) dk \quad (1)$$

donde,  $\rho(k)$  representa la función de autocorrelación del proceso estocástico y  $k$  el número de rezagos. La función de autocorrelación está definida mediante,

$$\rho(k) = \frac{\psi(k)}{\psi(0)} = \frac{\psi(k)}{\sigma^2} \quad (2)$$

donde,  $\psi(k)$  es la función de autocovarianza de rezago  $k$  del proceso estocástico.

La escala de fluctuación,  $\theta$ , es un parámetro fundamental en el análisis y modelación de series temporales y, además de las aplicaciones propuestas por Taylor, también juega un papel importante en la predicción de eventos extremos, en el estudio de cruce por umbrales y del tamaño de excursiones y rachas en series temporales (Vanmarcke, 1983). Así mismo, es un factor determinante en el análisis del fenómeno de Hurst (Mesa y Poveda, 1993), en la estimación de la magnitud del error en la estimación de caudales medios garantizables para cualquier aprovechamiento de recursos hídricos, y está altamente relacionado con la intensidad de ruido blanco en procesos de tipo Poisson. Asumiendo que la escala de fluctuación es finita ( $\theta < \infty$ ), ésta permite cuantificar el estado de persistencia temporal de procesos estocásticos de memoria finita, es decir cuyo correlograma es sumable.

En el dominio del tiempo discreto la escala de fluctuación se estima mediante,

$$\theta = 1 + 2 \sum_{k=1}^K \rho(k) \quad (3)$$

donde,  $K$  representa el número total de rezagos considerados,  $k$  el rezago y  $\rho(k)$  representa la función de autocorrelación.

Según la literatura (Vanmarcke, 1983; Betancurt y Sánchez, 1993), es recomendable que el número de rezagos no exceda un número equivalente a la cuarta parte del número de datos.

Análogamente, la escala de fluctuación, puede ser estimada mediante la función de varianza y el espectro de potencias normalizado, evaluado en la frecuencia cero (Vanmarcke, 1983; Betancurt y Sánchez, 1993).

La función de varianza se define para examinar el comportamiento de las series temporales y los estimadores de sus diferentes parámetros estadísticos en diferentes intervalos de agregación.

Para calcular la función de varianza,  $\gamma(T)$ , es necesario generar una familia de procesos de media local  $X_T(t)$  a partir de la serie original. De esta manera se obtiene una nueva serie con media igual a la del proceso original, pero con varianza diferente y que depende del intervalo de agregación. Así, la función de varianza está definida

como la relación entre la varianza del proceso agregado ( $\sigma_T^2$ ) y la varianza del proceso original ( $\sigma^2$ ), de la forma,

$$\gamma(T) = \frac{\sigma_T^2}{\sigma^2} \quad (4)$$

donde,  $T$  es el intervalo de agregación.

La función de varianza es adimensional y decae monótonamente a medida que crece el intervalo de agregación  $T$ . La función se puede calcular con o sin traslapo de  $T$ . Teniendo en cuenta la expresión anterior se define la escala de fluctuación como sigue,

$$\theta = T\gamma(T), \text{ cuando } T \rightarrow \infty \quad (5)$$

Para estimar la escala de fluctuación mediante el método del espectro de potencias se hace una transformación del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, del proceso estocástico (serie de tiempo) en estudio. En el dominio de la frecuencia se recurre al espectro de potencias, definido como la transformada de Fourier de la función de autocorrelación.

La función de densidad espectral está definida por,

$$G(f) = 1 + 2 \int_{k=1}^{\infty} \rho(k) e^{-2\pi f k i} dk \quad (6)$$

donde,  $k$  representa el rezago,  $\rho(k)$  la función de autocorrelación y  $f$  la frecuencia. De esta manera, la escala de fluctuación es proporcional a la función de densidad espectral de un solo lado y de área unitaria, evaluada en la frecuencia cero,

$$\theta = \pi g(0) \quad (7)$$

La estimación de la escala de fluctuación mediante la ecuación (7) supone que la función de densidad espectral de un solo lado y de área unitaria tiene pocas variaciones en las frecuencias pequeñas, es decir  $g(\theta) \gg g(f_o)$ , donde  $f_o$  es una frecuencia muy baja. Esto impone una evaluación numérica para efectos del estudio de series de tiempo discretas, las cuales se discuten más adelante.

El doble objetivo de este trabajo es estudiar cómo varían las anomalías y la escala de fluctuación de los caudales medios mensuales, con respecto al área de drenaje de la cuenca, usando información de los ríos Magdalena-Cauca en Colombia y Tocantins-Purus en Brasil. La

estimación del parámetro  $\theta$  efectúa mediante la función de correlación, la función de varianza  $\gamma(T)$ , y la función de densidad espectral de área unitaria.

Este trabajo está organizado de la siguiente manera. En el numeral II se hace una descripción de los datos empleados, en el numeral III se describe el ciclo anual de las series de caudal utilizadas, en el numeral IV se presentan los resultados de la variabilidad de las anomalías con el área y sus interrelaciones, en el numeral V se presentan los resultados de la variabilidad de la escala de fluctuación con el área y finalmente en el numeral V se presentan los análisis de resultados y las conclusiones del trabajo.

## 2. DATOS USADOS

La información utilizada para las cuencas de los ríos Magdalena y Cauca proviene del Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), y los registros empleados para los ríos Tocantins y Purus se tomaron de la base de datos de la Agencia Nacional de

Energía Eléctrica de Brasil-ANEEL (Costa et al, 2001; LBA-HydroNET, 2004). Los registros corresponden a series de caudales medios mensuales. Ver los detalles de la información usada en la Tabla 1 y en la Figura 1. Todas las series de tiempo de caudales medios mensuales utilizadas tienen al menos 19 años de registros.

Para el análisis se trató de garantizar una buena distribución espacial de las estaciones de registro a lo largo de las cuencas hidrográficas respectivas, que los períodos de registro de estaciones localizadas sobre la misma cuenca fueran iguales y que el porcentaje de datos faltantes fuese menor del 5%. Los registros faltantes fueron reconstruidos mediante métodos sencillos como la relación de áreas de drenaje ó el promedio de caudales medios conocidos (Poveda y Betancur, 1983). En síntesis, los periodos de análisis considerados fueron los siguientes: para la cuenca del Río Magdalena 36 años (1959-1994), para el Río Cauca 26 años (1965-1990), para el Río Tocantins 20 años (1979-1998) y para la cuenca del Río Purus 19 años (1968-1986). Las estaciones de registro seleccionadas se muestran en la Tabla 1 (Ver la localización en la Figura 1).

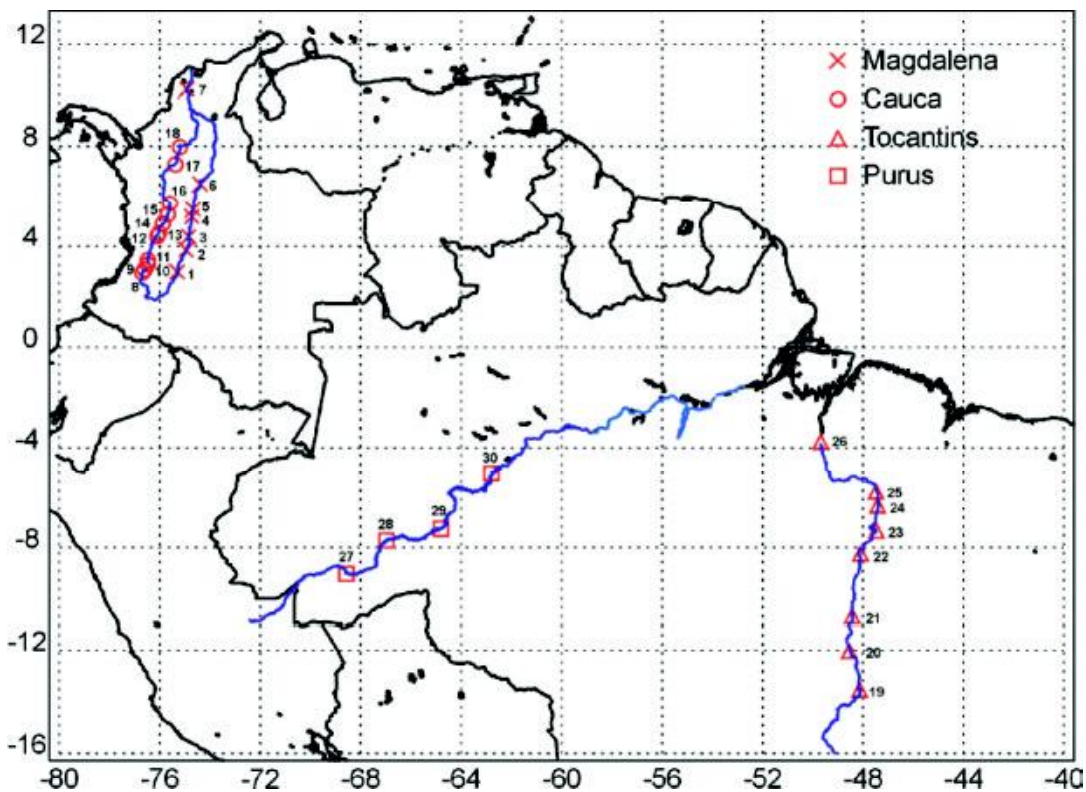


FIGURA 1. Ubicación de las estaciones seleccionadas.

TABLA 1. Estaciones seleccionadas.

NÚMERO	NOMBRE ESTACIÓN	CORRIENTE	ÁREA (km <sup>2</sup> )	LAT	LONG
1	Pte. Santander	Magdalena	15705	2.98	-75.30
2	Purificación	Magdalena	26115	3.85	-74.95
3	Nariño	Magdalena	47910	4.38	-74.85
4	Arrancaplumas	Magdalena	54359	5.18	-74.72
5	Pto. Salgar	Magdalena	56905	5.47	-74.67
6	Pto. Berrio	Magdalena	74410	6.50	-74.38
7	Calamar	Magdalena	257438	10.25	-74.92
8	Suarez	Cauca	3652	2.95	-76.70
9	La Balsa	Cauca	5451	3.08	-76.60
10	Hormiguero	Cauca	8018	3.28	-76.48
11	Juanchito	Cauca	9066	3.45	-76.48
12	Guayabal	Cauca	16036	4.40	-76.10
13	La Victoria	Cauca	16737	4.52	-76.03
14	La Virginia	Cauca	22814	4.90	-75.88
15	Irra	Cauca	25472	5.27	-75.68
16	La Pintada	Cauca	27452	5.73	-75.60
17	Pto. Valdivia	Cauca	37966	7.28	-75.38
18	La Coquera	Cauca	41699	7.97	-75.20
19	São Felix ( A/B )	Tocantins	57062	-13.53	-48.13
20	Peixe	Tocantins	130352	-12.02	-48.55
21	Porto Nacional	Tocantins	173828	-10.70	-48.43
22	Tupiratins	Tocantins	243841	-8.23	-48.10
23	Carolina	Tocantins	276520	-7.33	-47.47
24	Tocantinópolis	Tocantins	290570	-6.32	-47.42
25	Descarreto	Tocantins	298559	-5.77	-47.48
26	Tucuruí	Tocantins	758000	-3.75	-49.68
27	Seringal da Caridade (PCD)	Purus	63166	-9.04	-68.57
28	Seringal Fortaleza	Purus	153016	-7.72	-66.98
29	Labrea	Purus	220351	-7.25	-64.80
30	Beaba (Cariuacanga)	Purus	347147	-5.02	-62.80

### 3. CICLO ANUAL DE CAUDALES MEDIOS MENSUALES

Las series de caudales medios mensuales de los ríos Cauca y Magdalena exhiben un marcado ciclo anual con comportamiento de tipo bimodal, con mayores caudales durante los periodos abril-junio y noviembre-diciembre. De otro lado, los caudales medios mensuales en los ríos Tocantins y Purus presentan un marcado ciclo anual de tipo unimodal, con mayores valores durante los primeros meses del año, y menores durante el segundo semestre del año (Ver Figura 2.).

### 4. VARIABILIDAD DE LAS ANOMALÍAS CON EL ÁREA Y SUS INTERRELACIONES

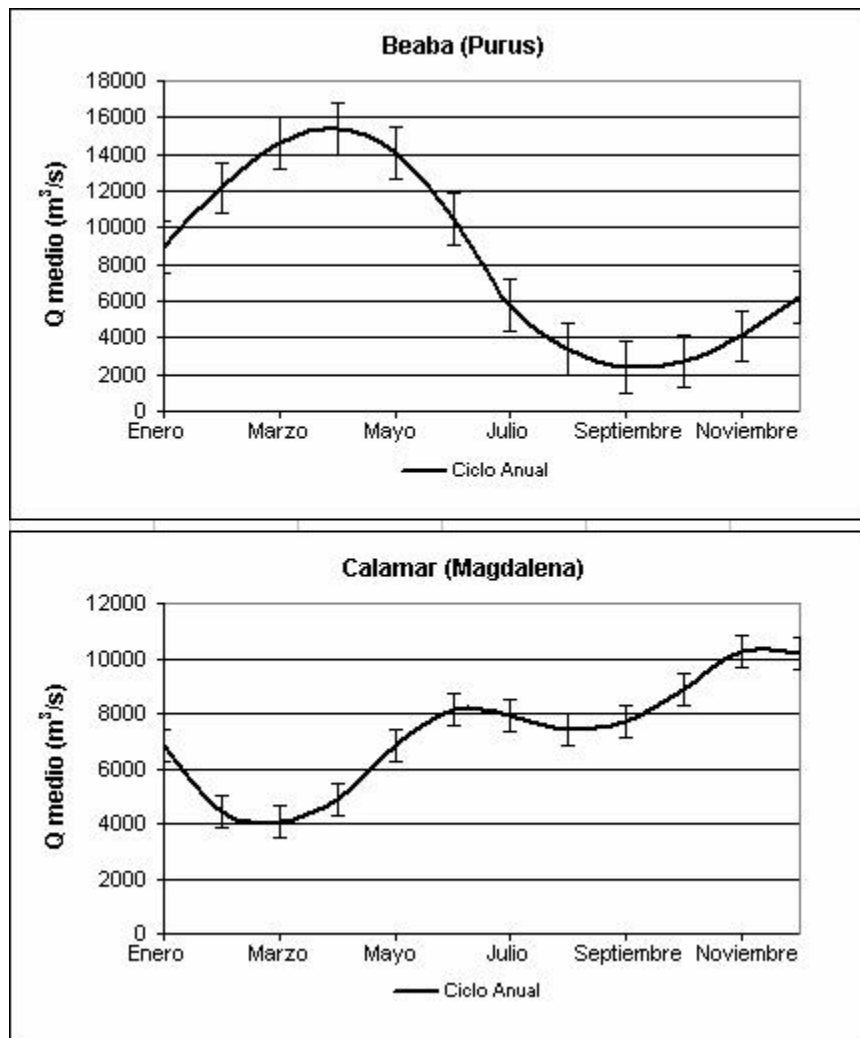
Tal como se discutió, las anomalías estandarizadas se definen como las desviaciones de los caudales con respecto a la media del mes, escalados por la desviación típica mensual (Montgomery y Runger, 1996). Se efectuaron pruebas gráficas y estadísticas para determinar si las series de anomalías se ajustaban a una distribución Normal. La prueba gráfica consistió en dibujar los histogramas de las series de anomalías superpuestos con la gráfica de una distribución Normal y comparar si a simple vista los histogramas de anomalías se ajustaban a la gráfica de la Normal. Además, se usó la prueba de

Kolmogorov-Smirnov (Press, 1989; Shahin et al., 1993), con un nivel de significancia de 0.05, para todas las series de anomalías. En este caso la prueba se utilizó para verificar la hipótesis nula de distribución Normal de las anomalías. De ambas pruebas se concluyó que ninguna de las series de anomalías se distribuye según una función de distribución Normal.

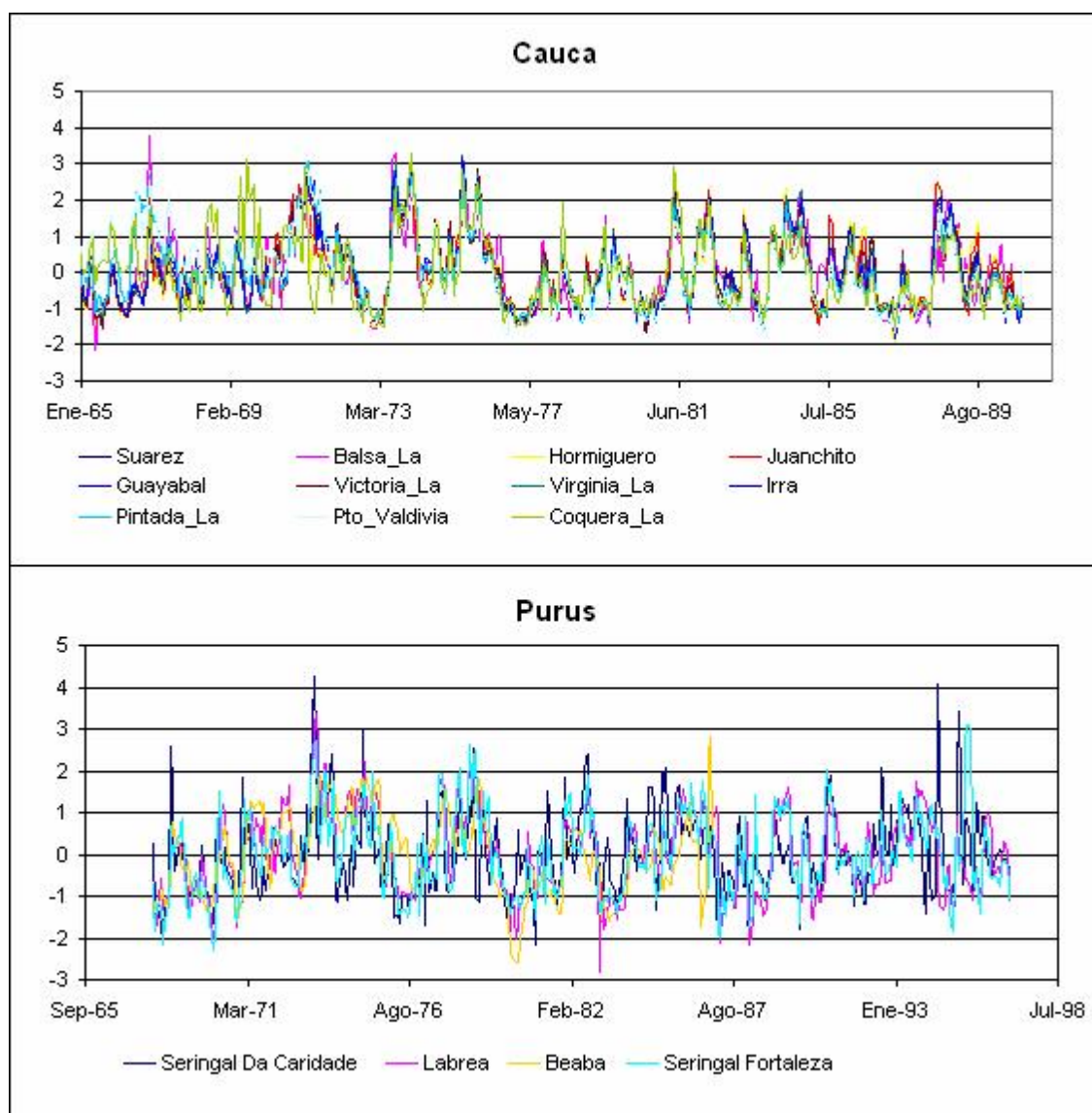
Las series de anomalías de caudales medios mensuales en las distintas estaciones de registro de los ríos Cauca y Purus se presentan en la Figura 3. A simple vista se observa una alta correlación entre tales series. Esto pone de manifiesto la alta coherencia espacial de los efectos de la variabilidad interanual (principalmente asociada al ENSO) a lo largo de las cuencas hidrográficas estudiadas. Sin embargo las correlaciones entre las series de

anomalías van disminuyendo con la distancia entre estaciones de registro.

En la Figura 4, se presentan los valores del coeficiente de correlación estimado entre las series de anomalías en cada una de las estaciones de registro y aquellas estaciones localizadas aguas abajo de cada una de ellas, a lo largo de la cuenca, con el área como parámetro. En la Figura 4 el símbolo define la estación de más aguas arriba para el cálculo de las correlaciones. En la Figura 5 se presenta un esquema del área propia de drenaje de estaciones, es decir, la diferencia de áreas entre la estación en mención y la estación de aguas arriba. En la Figura 6 se muestra el escalamiento de las anomalías con el área propia de drenaje de cada estación.



**FIGURA 2.** Ciclo Anual de caudales medios mensuales en los Ríos Purus (estación Beaba, arriba) y Magdalena (estación Calamar, abajo).



**FIGURA 3.** Series de anomalías en los Ríos Cauca (arriba) y Purus (abajo).

En la Figura 4 se observa una tendencia decreciente del coeficiente de correlación a medida que el área de drenaje aumenta, es decir que las anomalías que se presentan en una cuenca pequeña difieren de las que se presentan en cuencas más grandes. Este hecho puede ser el resultado de la capacidad de regulación que va adquiriendo el río a medida que el área de drenaje aumenta.

Por otro lado, en la Figura 6 se observa que la correlación entre anomalías de caudales entre estaciones decrece

linealmente a medida que aumenta la diferencia de sus áreas de drenaje. Los ajustes en las cuencas de los ríos Tocantins, Purus y Cauca presentan un coeficiente de correlación alto, por lo cual este ajuste lineal se puede utilizar para estimar las anomalías de los caudales medios mensuales en sitios sin medición. Este ajuste también se puede emplear como una herramienta para la reconstrucción de series de caudales medios mensuales.

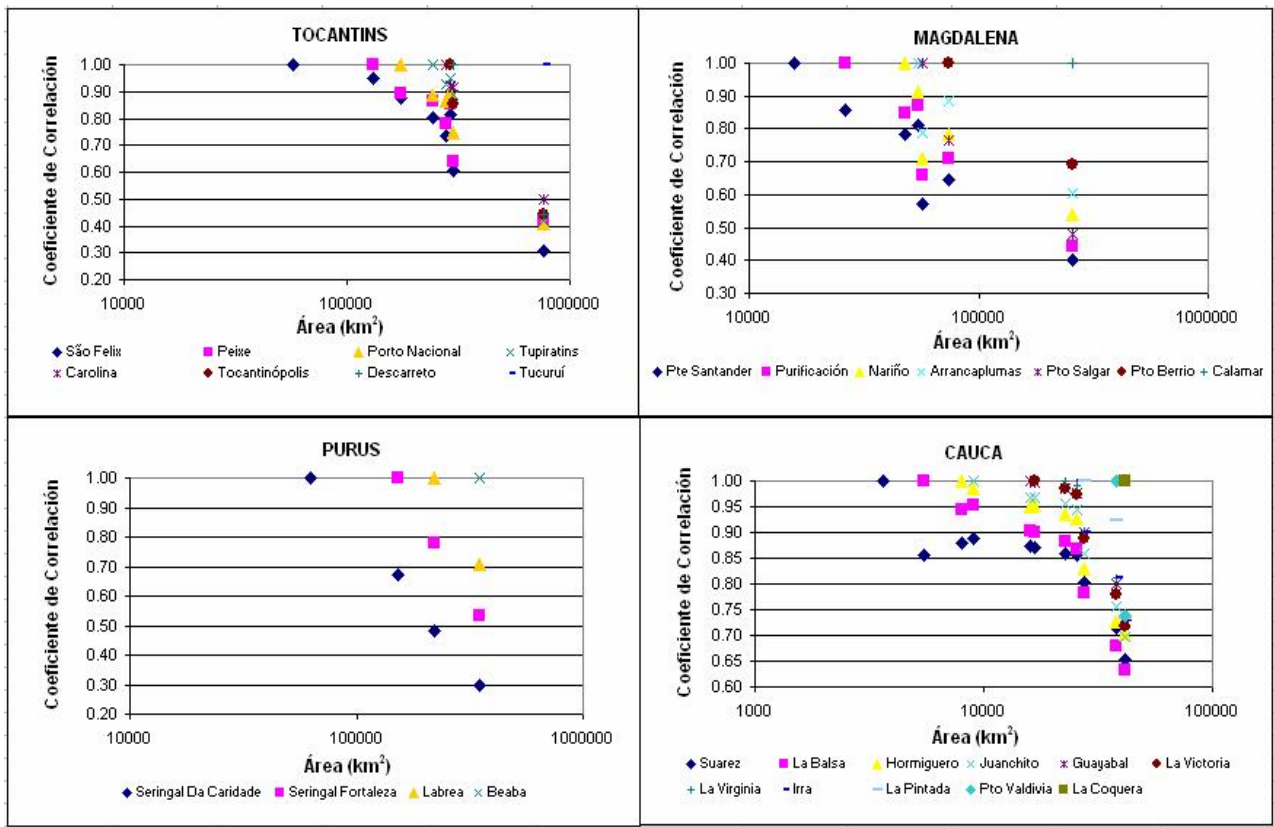


FIGURA 4. Correlaciones entre las anomalías de caudal medio en las estaciones seleccionadas.

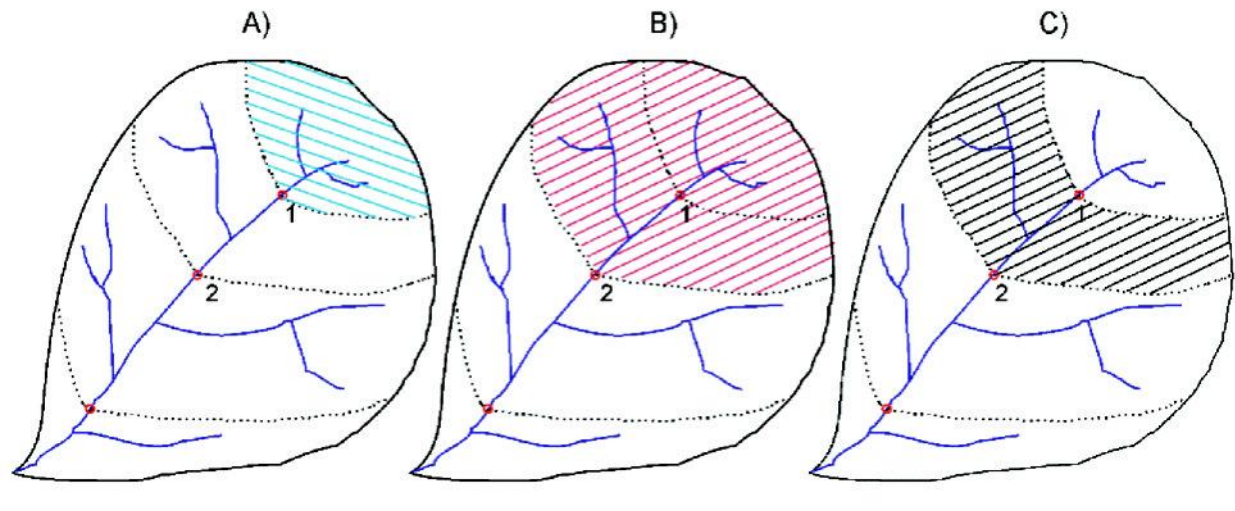


FIGURA 5. A) Área aferente de la estación 1. B) Área aferente de la estación 2. C) Área propia de las estaciones de medición 1 y 2.



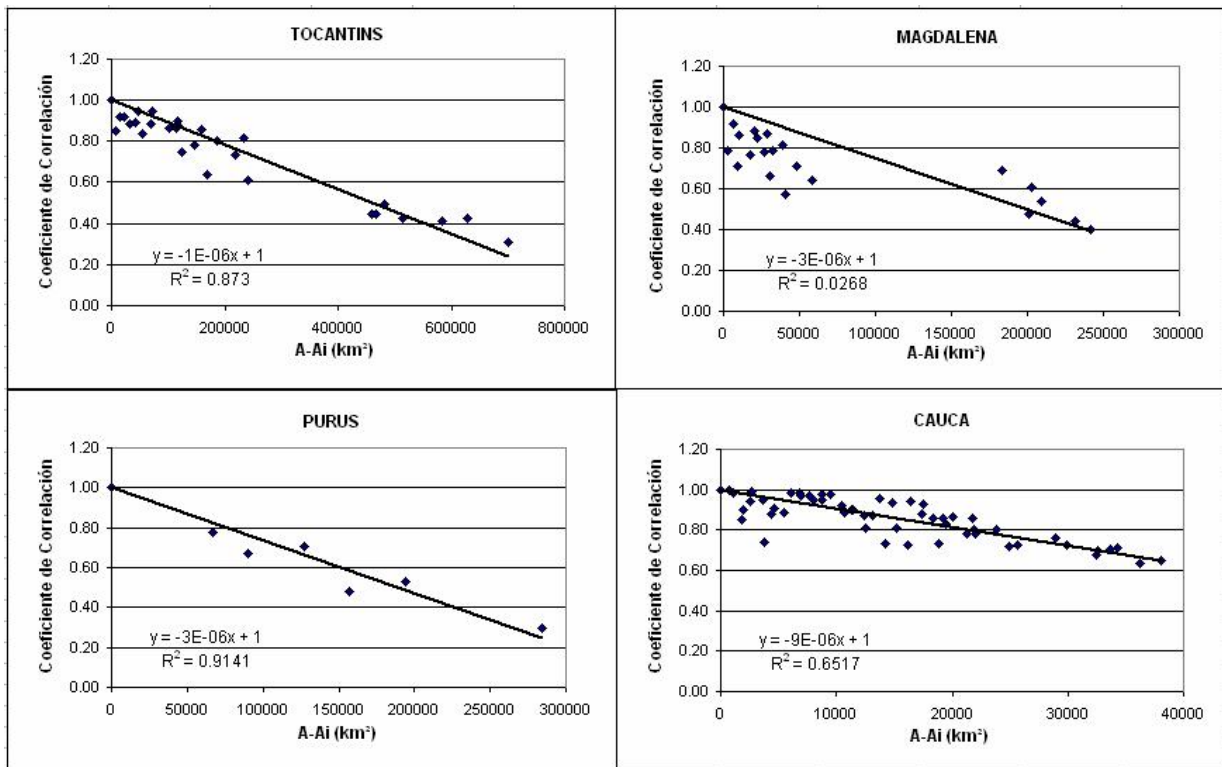


FIGURA 6. Correlaciones entre las anomalías de caudal medio y el área de drenaje propia de las estaciones seleccionadas.

## 5. VARIABILIDAD DE LA ESCALA DE FLUCTUACIÓN CON EL ÁREA

Para la estimación de la escala de fluctuación por medio de la función de correlación se utilizó la cuarta parte del número total de datos como número máximo de rezagos ( $K$  en la ecuación 3). Por otro lado, para el cálculo de la escala de fluctuación utilizando la función de varianza se consideró la función con traslapo en el tiempo, y finalmente el cálculo de  $q$  por medio de la función de

densidad espectral de área unitaria se realizó considerando el valor promedio de los valores en las cuatro frecuencias más bajas como valor estimado de la escala de fluctuación.

En la Tabla 2 se presentan los resultados obtenidos con los diferentes estimadores de la escala de fluctuación, para las series seleccionadas. La variación de la escala de fluctuación con el área de la cuenca se muestra en la Tabla 2 y en la Figura 5.

**TABLA 2.** Escala de fluctuación estimada por diferentes métodos (función de autocorrelación, función de varianza y función de densidad espectral).

Corriente	Estación	Área	$\theta$		
			Correlograma	Varianza	Espectro de Potencias
Tocantins	São Felix	57062	3.42	2.93	3.11
	Peixe	130352	3.23	3.07	2.85
	Porto Nacional	173828	3.13	2.97	3.15
	Tupiratins	243841	1.72	1.64	2.69
	Carolina	276520	1.83	1.65	2.24
	Tocantinopolis	290570	1.47	1.17	1.99
	Descarreto	298559	1.07	0.68	1.59
	Tucuruí	758000	0.62	0.34	1.38
Purus	Seringal da Caridade (PCD)	63166	0.15	0.20	0.40
	Seringal Fortaleza	153016	0.19	0.18	0.24
	Labrea	220351	0.13	0.21	0.35
	Beaba (Cariucanga)	347147	1.30	1.37	1.37
Magdalena	Puente Santander	15705	2.77	2.22	3.88
	Purificación	26115	1.38	2.40	2.16
	Nariño	47910	3.01	3.06	2.16
	Arrancaplumas	54359	1.95	2.24	3.56
	Puerto Salgar	56905	12.05	4.94	9.39
	Puerto Berrio	74410	3.01	3.06	3.72
	Calamar	257438	1.57	1.56	3.46
	Suarez	3652	1.26	1.71	1.33
Cauca	La Balsa	5451	1.59	2.16	1.50
	Hormiguero	8018	1.95	2.53	2.09
	Juanchito	9066	2.53	2.68	2.53
	Guayabal	16036	3.49	3.37	3.25
	La Victoria	16737	3.55	3.55	3.12
	La Virginia	22814	3.56	3.37	3.29
	Irra	25472	3.28	3.44	3.27
	La Pintada	27452	8.88	5.50	7.05
	Puerto valdivia	37966	14.43	8.78	9.01
	La Coquera	41699	3.35	3.68	2.39

De la Tabla 2 se observa que la escala de fluctuación estimada por los tres métodos utilizados es muy similar en casi todos los casos, aunque su relación con el área no es clara. Sin embargo, se observa un comportamiento decreciente de éste parámetro en la cuenca del río Tocantins, mientras que para las demás cuencas no se puede establecer ninguna tendencia.

La estimación de la escala de fluctuación tiene una gran importancia para saber cada cuanto se debe muestrear

una señal de tal manera que se incurra en un costo mínimo. Según los resultados obtenidos el intervalo de muestreo óptimo de caudales para las diferentes estaciones puede variar entre días y varios meses, dependiendo de la ubicación de la estación. Asimismo, se tiene que el número de datos independientes en cada serie de caudal medio mensual, en algunos casos es de días y en otros de meses.

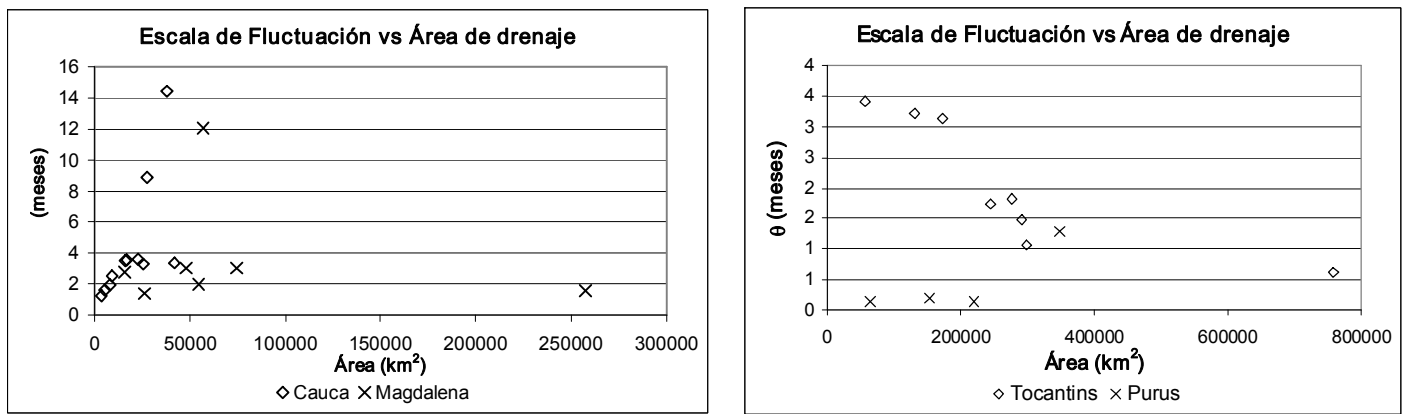


FIGURA 7. Relación entre la escala de Fluctuación estimada por el método del correlograma y el área de drenaje. Series de caudal en las cuencas de los Ríos Cauca y Magdalena (arriba) y en las cuencas de los Ríos Tocantins y Purus (abajo).

## 6. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El análisis de la variabilidad de las anomalías aguas abajo en la cuenca confirma una disminución de la correlación entre anomalías a medida que aumenta el área de la cuenca. Esto se explica fácilmente por la agregación de los procesos hidrológicos aguas abajo, los cuales producen series de anomalías de caudales con menor variabilidad en el tiempo e intermitencia aguas abajo, lo cual se manifiesta en menores valores de los momentos estadísticos de tercer (coeficiente de asimetría) y cuarto orden (coeficiente de curtosis) cuando crece el área de la cuenca, un resultado que hemos confirmado en el presente trabajo (no se muestra aquí). Las anomalías que se presentan en cuencas pequeñas difieren de las que se presentan aguas abajo. Este hecho puede ser el resultado de la capacidad de regulación que va adquiriendo el río a medida que el área de drenaje aumenta.

Otras razones para explicar el decrecimiento de la correlación entre series de anomalías aguas abajo es la variabilidad espacio-temporal de la lluvia, de la vegetación, de la humedad de suelo y de la evapotranspiración, todos los cuales se agregan mediante la ecuación de balance hídrico para explicar la variabilidad temporal de los caudales. De todas formas hemos identificado el carácter lineal y monótonico de tal decrecimiento de las correlaciones aguas abajo, lo cual provee una manera de estimar las anomalías de caudales medios mensuales en sitios sin mediciones a lo largo de la cuenca.

En la Figura 6 se observa que la correlación entre las anomalías de las estaciones localizadas sobre los ríos Tocantins, Purus y Cauca, escala linealmente con el área de la cuenca propia, es decir, con la diferencia entre las áreas de drenaje de las estaciones. Para la cuenca del río Magdalena, aunque se observa un comportamiento decreciente, el coeficiente de correlación es muy bajo y no se observa un decrecimiento de tipo lineal. Los valores estimados de la escala de fluctuación usando los tres métodos utilizados en este trabajo son muy similares, (ver Tabla 2), y no es clara su relación con respecto al área de la cuenca (Ver Figura 7). Se observa un comportamiento decreciente de la escala de fluctuación con el área de la cuenca en el Río Tocantins, mientras que para las demás cuencas no es posible establecer con claridad alguna tendencia creciente o decreciente.

Se esperaría que para cuencas grandes, la capacidad de regulación contribuya a que la memoria de la cuenca sea mas larga y por lo tanto su escala de fluctuación adopte un valor alto, mientras que para cuencas pequeñas se espera que estén sometidas a altas variabilidades que hacen que el valor de la escala de fluctuación sea bajo (memoria corta). Este comportamiento puede ser explicado por las condiciones que presenta la cuenca en la parte alta incluyendo las características geomorfológicas y climáticas, entre otras. Además, se debe tener en cuenta la manera en la cual el comportamiento estadístico de la escala de fluctuación está afectada por la dependencia y la periodicidad de las series de caudales medios mensuales (Troutman, 1978),

incluyendo los identificados ciclos anuales e interanuales asociados al ENSO. Existen varios factores que influyen en la estimación de la escala de fluctuación como son los rezagos considerados en el autocorrelograma y el rezago máximo utilizado para su estimación, así como el intervalo de agregación en la función de varianza y la escala de agregación de la variable en estudio. La hipótesis de correlograma sumable (memoria corta), y por tanto de una escala de fluctuación finita, para los caudales de los ríos puede ser discutida por las escuelas "fractales" y multifractales de los procesos hidrológicos (Mesa y Poveda, 1993; Mandelbrot, 1998; Kantelhardt et al., 2003).

Desde el punto de vista práctico, una estimación adecuada de la escala de fluctuación, sirve para conocer el comportamiento de eventos extremos, sirve para obtener una aproximación de la capacidad del embalse óptimo de regulación, sirve para conocer la persistencia de la variable en estudio y por lo tanto sirve como base para mejorar la predicción de variables hidroclimatológicas, entre otras aplicaciones.

Los resultados que se pueden dar a partir de la base propuesta para la realización de este trabajo son muy importantes desde el punto de vista práctico, ya que una buena implementación de las herramientas estadísticas, permite de una manera aproximada, realizar la reconstrucción de datos hidrológicos que servirán para su posterior utilización.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

Betancur, C. y Sánchez, L., 1993. La Escala de Fluctuación en los Procesos Hidrológicos. TDG Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Medellín.

Costa, M. H., Oliveira, C. H., Andrade, R., Bustamante, T. R., Silva, F. A. y Coe, M., 2001. A Macro-Scale Hydrological Dataset of River Flow Routing Parameters for the Amazon Basin. LBA special section of Journal of Geophysical Research - Atmospheres.

Gupta, V. K., y Waymire, E., 1990. Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions. J. Geophys. Res., 95(D3), pp. 1999-2009.

Gupta, V. K., Mesa, O. J., y Dawdy, D. R., 1994. Multiscaling theory of flood peaks: Regional quantile analysis. Water Resour. Res., 30, pp. 3405-3421.

Gupta, V. K. y Dawdy, D. R., 1995. Physical interpretations of regional variations in the scaling exponents of flood quantiles. Hydrological Processes, 9, pp. 347-361.

Gupta, V. K. y Waymire, E., 1998. Spatial variability and scale invariance in hydrologic regionalization, En: Scale dependence and scale invariance in hydrology, editado por G. Sposito, Cambridge, London, 88-135.

Gupta, V. K., 2004. Emergence of statistical scaling in floods on channel networks from complex runoff dynamics. Chaos, Solitons and Fractals, 19, pp. 357-365.

Kantelhardt, J.W., Rybski, D., Zschiegner, S.A., Braun, P., Koscielny-Bunde, E., Livina, V., Havlin, S., Bunde, A., 2003. Multifractality of river runoff and precipitation: Comparison of fluctuation analysis and wavelet methods. Physica A 330, pp. 240-245.

LBA-HydroNET Version 2.0, 2004. A Regional, Electronic Hydrometeorological Data Network For The LBA Study Domain. (<http://www.lba-hydronet.sr.unh.edu/station/maps/sa/english.html>, 2 marzo 2004).

Mandelbrot, B. B., 1998. Multifractals and 1/F Noise. Wild Self-Affinity in Physics (1963-1976). Springer-Verlag, New York, selecta volumen n edition. 442 pp.

Mantilla, R. I., Gupta, V. K., y Mesa, O. J., 2005. Role of coupled flow dynamics and real network structures on Hortonian scaling of peak flows. J. Hydrology, in press.

Malamud, B. y Turcotte, D., 2005. The applicability of power-law frequency statistics to floods. Journal of Hydrology, in press.

Marengo, J. A. y Hastenrath S., 1993. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. Journal of Climate, 6: pp. 617-627.

Marengo, J. A. y Nobre C. A., 2001. General characteristics and variability in the Amazon basin and its links to the global climate system. En: M. E. McClain, R. L. Victoria y J. E. Richey (Eds.), The biogeochemistry of the Amazon basin. New York: Oxford University Press.

Menabde M., Veitzer, S., Gupta, V. K., y Sivapalan, M., 2001. Tests of peak flow scaling in simulated self-similar river networks. Adv. Water Resour., 24, pp. 991-999.

Mesa, O., y Poveda, G., 1993. The Hurst Effect: The Scale of Fluctuation Approach. Water Resources Research. Vol. 29, pp. 3995-4002.

- Mesa, O.J., Poveda, G., y Carvajal, L.F., 1997. Introducción al Clima de Colombia. Universidad Nacional de Colombia Press, Bogotá, p 390.
- Montgomery, D. y Runger, G., 1996. Probabilidad y Estadística Aplicadas a la Ingeniería. Santafé de Bogotá: McGraw-Hill. p.895.
- Nobre, C. A., Silva Diaz, M. A., Culf, A. D. , Polcher, J., Gash, J. H. C., Marengo, J. A. y Avissar, R., 2004. The Amazonian climate. En: P. P.Kabat, M. Claussen, P. A. Dirmeyer, J. H. C. Gash, L. Bravo de Guenni, M. Meybeck, R. A. Pielke, C. J. Vfrfsmarty, R. W. A. Hutjes, & S. Lqtkemeier (Eds.), Vegetation, water, humans, and the climate: A new perspective on an interactive system. New York: Springer. pp. 79–92.
- Ogden F., y Dawdy, D. R., 2003. Peak discharge scaling in a small Hortonian watershed. *J. Hydrol. Eng.*, 8, pp. 64-73.
- Poveda, G. y Betancur, T., 1983. Técnicas para la Reconstrucción de Registros Hidrológicos. Trabajo dirigido de Grado. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Medellín.
- Poveda, G., 1994. Cuantificación del efecto del El Niño y La Niña sobre los caudales en Colombia. Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile. pp. 107-117.
- Poveda G. y Mesa O. J., 1996. Las fases extremas del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia. Ingeniería Hidráulica de México. pp. 21-37.
- Poveda G. y Mesa O. J., 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic-atmospheric phenomena. *Journal of Climate*. 10: pp. 2690–2702.
- Poveda, G. y Jaramillo, A., 2000. ENSO-related variability of river discharges and soil moisture in Colombia. *Biospheric Aspects of the Hydrologic Cycle*. IGBP, (8): pp. 3-6.
- Poveda, G., Jaramillo, A., Gil, M. M., Quiceno, N. y R. Mantilla, 2001. Seasonality in ENSO related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index (NDVI) in Colombia. *Water Resources Research*, 37 (8): pp. 2169-2178.
- Poveda, G., 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 28 (107): pp. 201-222.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S. y Vetterling, W., 1989. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press. p. 818.
- Schertzer, D., Hubert, P., y Lovejoy, S., 2002. Scaling, multifractals and predictions in ungauged basins: Where we've been, where we're going? En: *Communications of the Brasilia PUB meeting*. Hubert, P., Schertzer, D., Takeuchi, K., and Koide, S., (eds.), Brasilia, pp. 20-22.
- Shahin, M., Van Oorschot H. J. L. y de Lange S. J., 1993. *Statistical Analysis in Water Resources Engineering*. A.A. Balkema, Rotterdam. p. 394.
- Smith, J. D., 1992. Representation of basin scale in flood peak distributions. *Water Resour. Res.*, 21, pp. 2993-2999.
- Tessier, Y., Lovejoy, S., Hubert, P., Schertzer, D., y Pecknold, S., 1996. Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. *J. Geophys. Res.*, 101(D21), 26, pp. 427-26,440.
- Troutman, B. M., 1978. Reservoir Storage With Dependent, Periodic Net Inputs. *Water Resources Research*. Vol. 14, No 3. pp. 395-401.
- Turcotte, D. L., y Greene, L., 1993. A scale-invariant approach to flood-frequency analysis. *Stochastic Hydrol. Hydraul.*, 7, pp. 33-40.
- Vanmarcke, E., 1983. *Random Fields: Analysis and Synthesis*. The MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- Vogel, R. M. y Sankarasubramanian, A., 2000. Spatial scaling properties of annual streamflow in the United States. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 45(3), pp. 465-476.
- Waylen, P. R. y Poveda, G., 2002. El Niño-Southern Oscillation and aspects of western South America hydro-climatology. *Hydrol. Proc.*, 16: pp. 1247-1260.