

PATRONES EMERGENTES DE AUTOORGANIZACIÓN ESPACIO-TEMPORAL EN UN MODELO HIDROLÓGICO

Julián E. Morales y Germán Poveda

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

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

RESUMEN

Se reproduce un modelo matemático de tipo autómata celular, que simplifica los procesos hidrológicos y considera las interacciones suelo-atmósfera, para analizar el balance hidrológico sobre una región hipotética, así como las series temporales resultantes de humedad del suelo, evapotranspiración, precipitación promedio y escorrentía, y la estructura espacial de la humedad del suelo y de la precipitación. La presencia de interacciones suelo-atmósfera produce invarianza con la escala espacial y temporal en la precipitación, similares a las observadas en datos reales. La humedad del suelo presenta invarianza con la escala independientemente de la intensidad de la interacción suelo-atmósfera. En simulaciones de largo plazo que involucran ciclos anuales e interanuales que representan la dinámica real de la precipitación se observa que las series generadas con el modelo exhiben comportamientos estadísticos semejantes a los datos observados.

PALABRAS CLAVES: Modelación Hidrológica, Invarianza Espacial, Invarianza Temporal, Precipitación, Humedad del Suelo, Mesoscala.

ABSTRACT

A cellular automaton based hydrologic model is reproduced involving soil-atmosphere interactions, with the purpose to studying the hydrological balance over a hypothetical region. The resulting time series of relative soil moisture, evapotranspiration, average rainfall and runoff, as well as the spatial fields of soil moisture and rainfall are quantified in terms of the emergence of temporal and spatial persistence. Our results indicate that strong soil-atmosphere interactions produce scale-invariant rainfall fields, both in space and in time, as is the case for observed rainfall records. Soil moisture time series shows scale invariance regardless of the strength of the land surface-atmosphere interactions. Long-term simulations involving the presence of annual and interannual cycles controlling the dynamics of rainfall, produces series of average precipitation which exhibit similar emergent properties as those observed in nature.

KEY WORDS: Hydrological Modeling, Spatial Invariance, Temporal Invariance, Rainfall, Soil Moisture, Mesoscale

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de interacción entre la tierra, la atmósfera y la biosfera son controlados en gran medida por la humedad del suelo, componente fundamental de los balances geoquímico, hidrológico y energético. Esta variable encadena la mayoría de los procesos del ciclo hidrológico en todas las escalas espacio-temporales, refleja los cambios en la precipitación y controla su reciclado (Poveda et al, 2002). La heterogeneidad de las propiedades del suelo juega un papel importante en el inicio y la evolución de la convección profunda y la lluvia tropical, afectando los balances de agua, momentum y energía (Rodríguez-Iturbe et al, 1998; D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000).

Las variaciones espaciales en las propiedades del suelo (contenido de humedad, rugosidad superficial, albedo, cobertura vegetal, etc.) tienden a reforzar los fenómenos de convección, afectando la relación de Bowen (definida como la razón entre los flujos de calor sensible y latente, Q_{SENS}/Q_{LAT}) e induciendo circulaciones atmosféricas que favorecen el desarrollo de la precipitación convectiva. La humedad del suelo desempeña un papel importante en la partición de la energía en flujos de calor sensible y latente en la superficie del terreno (Rodríguez-Iturbe et al, 1998; D'Odorico et al, 2000; D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000).

En regiones húmedas, la energía solar se utiliza en parte en el proceso de fotosíntesis por la vegetación (evapotranspiración), retornando a la atmósfera como flujo de calor latente (entalpía), mientras que en regiones secas es disipada principalmente como flujo de calor sensible y radiación de onda larga. Los suelos secos alcanzan temperaturas mayores, produciendo mayores flujos de energía hacia la atmósfera y originando gradientes locales de temperatura y presión que desencadenan circulaciones de mesoscala desde las áreas más húmedas (frías) hacia las más secas (calientes) (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000). Estas circulaciones inducidas por la tierra transportan aire húmedo hacia las zonas más secas, donde la convergencia genera su ascenso y la liberación del calor latente atmosférico de condensación a través de la precipitación. Esta dinámica, sostenida por la radiación solar, es particularmente importante en las épocas de verano, con importante ciclo diurno (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe,

2000; Poveda et al, 2005) cubriendo escalas del orden de 10 a 20 kilómetros (Taylor et al, 1997; Taylor y Lebel, 1998).

Estos procesos complejos y altamente no lineales son responsables de los patrones de persistencia temporal y espacial de las variables hidrológicas que se caracterizan por responder a leyes potenciales. En este trabajo se utiliza un modelo de tipo autómata celular desarrollado por *Rodríguez-Iturbe y colegas* (Rodríguez-Iturbe et al, 1991; Rodríguez-Iturbe et al, 1998; Rodríguez-Iturbe et al, 1999; D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000; D'Odorico et al, 2000) para simular la dinámica espacio-temporal del balance hidrológico en una región y analizar el comportamiento espacial y temporal de cada una de las componentes del ciclo. Se realizan simulaciones de período variable (desde 6 meses hasta 22 años), para distintas condiciones iniciales de humedad del suelo y para diferentes niveles de interacción tierra-atmósfera, incluyendo además los ciclos anual e interanual, con el propósito de simular de manera más fiel la dinámica de la precipitación. Las series temporales de las variables y los campos espaciales resultantes son analizados mediante el espectro de potencias de Fourier, el rango reescalado R/S (Hurst, 1951) y las propiedades de escalamiento espacial de los campos hidrológicos en el espacio, en la búsqueda de aquellos patrones emergentes de auto-organización inherentes a procesos complejos.

En la sección II se describe el modelo implementado, la estructura de las simulaciones realizadas se ilustra en la sección III, los resultados obtenidos se analizan en la sección IV, y en la sección V se plantean las conclusiones.

2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO

El modelo de balance hidrológico de una región opera sobre una malla cuadrada de 64 x 64 píxeles, cada uno de 20 km de lado. Es un modelo de tipo autómata celular con vecindad Von Neumann, es decir que cada píxel interactúa sólo con aquellos otros píxeles con los que comparte un lado completo.

En la Figura 1 se ilustran los componentes del balance hidrológico para cada píxel de suelo, que se relacionan mediante la ecuación:

$$\dot{\eta} \cdot Zr \cdot \frac{dS}{dt} = Rp + Rc - E - I - D \quad (1)$$

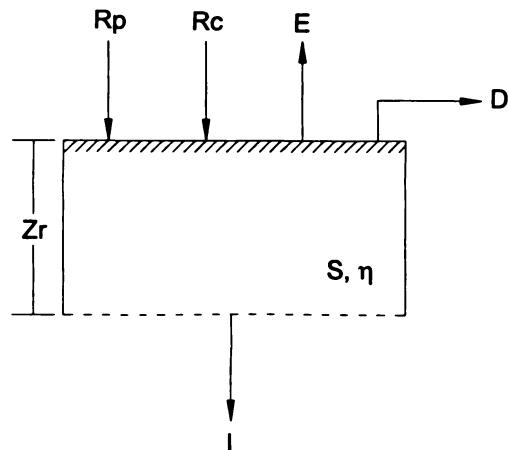


FIGURA 1. Componentes del balance hidrológico en cada pixel del suelo.

donde η es la porosidad del suelo, Zr es la profundidad del suelo activa para el almacenamiento de agua y su intercambio con la atmósfera, S es la humedad relativa del suelo, Rp es la precipitación resultante de factores externos (precipitación sinóptica), Rc es la lluvia producida por las circulaciones de mesoescala, E es la evapotranspiración, I es la infiltración profunda y D es la escorrentía. El modelo busca una representación simple de cada uno de estos componentes y de las interacciones locales suelo-atmósfera.

A continuación se describe en detalle la representación de los componentes del balance hidrológico, así como de las propiedades del suelo, según D'Odorico y Rodríguez-Iturbe (2000).

2.1. Propiedades del suelo

Las propiedades del suelo requeridas por el modelo son la conductividad hidráulica saturada, Ks , (que controla la infiltración), la porosidad, η y la capacidad de campo, fc , (mínimo contenido de agua que puede ser drenado por gravedad). Para conservar las relaciones existentes entre estas propiedades del suelo, se determinan ecuaciones empíricas (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000) a partir de datos publicados (Clapp y Hornberger, 1978).

El campo de conductividad hidráulica saturada, Ks , se genera como una variable aleatoria con distribución lognormal, de media $\langle Ks \rangle = 1000$ mm/día y coeficiente de variación $CV = 0.1$. La porosidad en cada punto de la malla se modela como una variable aleatoria uniformemente distribuida alrededor de un valor medio

$\langle \eta \rangle$: $\eta = \langle \eta \rangle \pm 0.1$. La porosidad media se relaciona con la conductividad hidráulica saturada mediante la expresión empírica (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000) $\langle \eta \rangle = 0.375 - 0.0108 \cdot \log(Ks)$, con Ks en cm/s. La relación entre la capacidad de campo y la porosidad en cada punto está dada por la ecuación $fc = 1.25 \cdot \eta - 0.2625$. Las expresiones usadas no tienen una interpretación física estricta pero garantizan que los campos generados de propiedades del suelo estén relacionados entre sí.

Para estudiar los efectos de las condiciones iniciales de humedad del suelo se generan tres campos iniciales de S : el tipo (a) es un campo aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1, mientras que los tipos (b) y (c) son campos constantes con valores bajos de S (0.15) y altos (0.85), respectivamente.

2.2. Precipitación

La precipitación se representa mediante dos tipos de procesos que actúan a distintas escalas espaciales. Con ello se intenta involucrar el efecto tanto de los eventos sinópticos de gran escala como de los eventos de mesoescala inducidos por la interacción suelo-atmósfera. Los últimos se desarrollan en escalas espaciales de 10 a 20 km (Taylor et al., 1997; Taylor y Lebel, 1998), es decir sobre un pixel de la malla.

Se denota con P la probabilidad de que sobre la región ocurra precipitación sinóptica, Rp , en un día cualquiera. La estructura espacial de Rp se representa mediante un proceso de Poisson: el número de tormentas que ocurren en un día determinado es una variable aleatoria con distribución Poisson y media $\langle N \rangle$. Cada evento tiene dimensiones espaciales independientes que se distribuyen exponencialmente con media $\langle ld \rangle$ (en número de píxeles) y una profundidad de lluvia uniforme que se distribuye exponencialmente con media $\langle dp \rangle$. En los píxeles donde dos o más eventos se superponen, la profundidad de lluvia total es igual a la suma de las profundidades de cada evento.

Según lo ya expuesto, la precipitación de mesoescala se asocia con heterogeneidades en el campo de humedad del suelo. La lluvia, Rc , ocurre sobre las áreas secas cuyo gradiente de humedad con cualquier pixel vecino excede un umbral ζ . La profundidad de lluvia es una variable

aleatoria exponencialmente distribuida con media $\langle dc \rangle$. Para el caso de la precipitación de mesoscala no se considera probabilidad de ocurrencia una vez satisfecha la condición de ζ , ya que los resultados obtenidos no son sustancialmente distintos (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000). El umbral ζ puede tomar valores bajos de hasta 0.1 (Taylor et al, 1997). No existen estimativos reales del valor de ζ y, aunque la precipitación de mesoscala es un proceso complejo que depende de la interacción de muchos factores, su representación se simplifica para efectos de modelación (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000).

2.3. Evapotranspiración

La evapotranspiración E se modela como una función de la humedad del suelo, lo que implica que el contenido de agua es el factor limitante para éste proceso. Dicha relación de dependencia es comúnmente asumida en hidrología y es válida en regiones áridas o durante temporadas secas prolongadas. La tasa de evapotranspiración crece linealmente con la humedad del suelo hasta un valor E_{max} , correspondiente a una humedad S^* ; para humedades superiores a este valor la tasa de evapotranspiración es E_{max} . E_{max} representa la máxima evapotranspiración en la región, que depende tanto del clima como de la vegetación, y que en el modelo se asume constante para toda la zona, ya que por simplicidad no se asumen tipos de vegetación u otras variaciones espaciales que afecten su valor sustancialmente.

En el modelo se asume además que el valor de S^* corresponde a la capacidad de campo, fc , ya generada, aunque esto no es conceptualmente correcto (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000) dado que la capacidad de campo del suelo es mayor que la humedad del suelo a la cual la vegetación disminuye su tasa de transpiración por debajo del máximo valor posible para una condición climática dada. Sin embargo, como aproximación útil para la modelación, puede suponerse que $S^* = fc$.

2.4. Infiltración y escorrentía

La tasa de pérdidas por infiltración profunda I está relacionada con la humedad del suelo mediante la ley potencial $I = Ks \cdot S^c$, donde Ks es la conductividad hidráulica saturada, S es la humedad del suelo y c es una

constante que depende Ks según la expresión $c = \alpha \cdot Ks^{-\beta}$, donde $\alpha = 5.76$ y $\beta = 0.148$ (regresión a partir de los datos presentados por Clapp y Hornberger, 1978, en suelos de Estados Unidos). Así expresada, la infiltración I equivale a la conductividad hidráulica no saturada del suelo, $K(S)$. Cuando la humedad relativa del suelo está por encima de la capacidad de campo S^* , los valores de $K(S)$ permiten el drenaje del suelo por gravedad, mientras que para valores bajos de S , la infiltración profunda es despreciable y casi todas las pérdidas de humedad del suelo son debidas a la evapotranspiración.

Cuando la solución de la ecuación (1) produce resultados de humedad del suelo, S , para un píxel dado en un día cualquiera mayores a 1 (límite superior de S), se define la escorrentía, D , como $(S_f - 1)$ y se considera la humedad en dicho día igual a la unidad. Este modelo no considera flujo lateral subterráneo entre píxeles ni supone rutas para el flujo de la escorrentía generada.

3. ESTRUCTURA DE LAS SIMULACIONES

La solución de la ecuación (1) se realiza a escala temporal diaria en cada píxel a partir de las condiciones iniciales definidas para Ks , η y fc , del valor de la humedad del suelo al inicio del día Si y prescribiendo las tasas de precipitación sinóptica, Rp , y de mesoscala, Rc . Los cálculos de la tasa de evapotranspiración E , de la infiltración, I , y la determinación de la ocurrencia de la lluvia de mesoscala se realizan a partir del campo inicial de humedad del suelo en el día considerado. La ecuación (1) reescrita en forma de diferencias, se soluciona para S_f (humedad al final de día) en cada píxel, de la forma:

$$S_f = \frac{(Rp + Rc - E - I - D) \cdot t + \eta \cdot Zr \cdot Si}{\eta \cdot Zr} \quad (2)$$

Para el análisis temporal se construyen las series de humedad del suelo promedio, evapotranspiración promediado sobre el campo espacial, precipitación total promedio y escorrentía total sobre toda la región. Se analizan también las series de humedad del suelo y de precipitación total, ($Rt = Rp + Rc$), en varios puntos de la malla, seleccionados aleatoriamente. Así mismo, se analizan los campos de humedad del suelo y de precipitación total en un día cualquiera del período simulado.

De todos los parámetros mencionados sólo se necesitan 2 de ellos para describir sintéticamente el papel relativo desempeñado por los mecanismos forzantes externos y por las dinámicas locales: P y ξ . Para un valor dado de P , los valores bajos de ξ implican altas cantidades de lluvia de mesoscala, mientras que los valores altos de ξ representan una precipitación que es casi totalmente debida a eventos sinópticos de gran escala.

La Tabla 1 resume los parámetros utilizados en cada

uno de los ejercicios de simulación efectuados. El periodo de simulación es de 180 días para los ensayos a corto plazo (tipos 1, 2 y 3) y de 8192 días (cerca de 22 años) para los ensayos a largo plazo (tipos 4, 5, 6 y 7). Para que los cambios observados entre las simulaciones sean debidos a la mayor o menor importancia de las dinámicas locales, expresadas mediante P y ξ , se mantuvieron constantes algunos parámetros como Zr , $Emax$, $\langle dc \rangle$, $\langle dp \rangle$ y $\langle lp \rangle$. Los campos de Ks , fc y η se generaron una sola vez y se usaron para todas las simulaciones.

TABLA 1. Parámetros usados en las simulaciones.

Simulación	Tiempo días	Si	P	$\langle N \rangle$	ξ	Zr cm	$Emax$ mm	$\langle dc \rangle$ mm	$\langle dp \rangle$ mm	$\langle lp \rangle$ pixeles
1a	1 – 180	$U \sim (0,1)$	0.95	60	0.9	40	4	15	10	3
1b	1 – 180	0.15	0.95	60	0.9	40	4	15	10	3
1c	1 – 180	0.85	0.95	60	0.9	40	4	15	10	3
2a1	1 – 180	$U \sim (0,1)$	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3
2a2	1 – 180	$U \sim (0,1)$	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3
2a3	1 – 180	$U \sim (0,1)$	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3
2b	1 – 180	0.15	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3
2c	1 – 180	0.85	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3
3a	1 – 60 61 – 180	$U \sim (0,1)$	0.95 0.05	60 10	0.9 0.15	40	4	15	10	3
3b	1 – 60 61 – 180	0.15 0.05	0.95 0.05	60 10	0.9 0.15	40	4	15	10	3
3c	1 – 60 61 – 180	0.85 0.05	0.95 0.05	60 10	0.9 0.15	40	4	15	10	3
4	8192	$U \sim (0,1)$	SOI	SOI	SOI	40	4	15	10	3
5	8192	$U \sim (0,1)$	CAn	CAn	CAn	40	4	15	10	3
6	8192	$U \sim (0,1)$	0.95	60	0.9	40	4	15	10	3
7	8192	$U \sim (0,1)$	0.05	10	0.15	40	4	15	10	3

Los ensayos realizados cubren un amplio rango de combinaciones. Las simulaciones tipo 1 corresponden a un periodo de alta precipitación de 180 días, en el que las dinámicas locales y la interacción suelo-atmósfera no son tan importantes. El caso contrario se observa en las simulaciones tipo 2 en las que hay un periodo prolongado de pocas lluvias con más posibilidades para la generación de precipitación de mesoscala. Las simulaciones tipo 2a1 a 2a3 se realizaron para estudiar en qué medida se ven afectados los resultados por la aleatoriedad en la modelación de los procesos, ya que los parámetros en ellas son iguales. Las simulaciones tipo 3 incorporan dentro de los 180 días un periodo inicial de altas precipitaciones de 60 días y uno final de bajas precipitaciones de 120 días.

Con las simulaciones tipo 4 a 7 se busca explorar el efecto del ciclo anual de la precipitación y sus variaciones interanuales sobre la evolución de la humedad del suelo. Para la simulación tipo 4 se construyeron series diarias de P , $\langle N \rangle$ y ξ a partir de los datos mensuales del SOI presentados por Poveda y Mesa (1996) para un periodo comprendido entre Enero de 1970 y Diciembre de 1992. En dicho periodo se cuenta con 5 eventos El Niño (1972, 1976–1977, 1982–1983, 1986–1987 y 1991–1992) y 4 eventos La Niña (1970–1971, 1973, 1975 y 1988). Para valores positivos del SOI (condiciones La Niña) se considera que hay mayor probabilidad de precipitación sinóptica en un día (P), mayor número de tormentas promedio diarias ($\langle N \rangle$) y menor importancia de los

procesos de lluvia de mesoescala (ξ altos), mientras que lo contrario se presenta en condiciones El Niño (SOI negativos). La relación entre los parámetros P , $\langle N \rangle$ y ξ es lineal con el SOI a lo largo de todo el período.

En la simulación tipo 5 las series de P , $\langle N \rangle$ y ξ se construyen a partir del ciclo anual de precipitación determinado con el registro de la estación Observatorio Meteorológico Nacional de Bogotá (4°38' N y 74°06' W). En esta simulación no hay variaciones de los parámetros entre cada uno de los años. Las simulaciones tipo 6 y 7 corresponden a períodos extremos de invierno y verano respectivamente, y en ellas los parámetros P , $\langle N \rangle$ y ξ permanecen constantes a lo largo de todo el ensayo.

4. RESULTADOS

4.1. Simulaciones de corto plazo

La Tabla 2 resume los resultados del análisis de las series de tiempo promedio de humedad del suelo (S), evapotranspiración (E), precipitación total (Rt) y escorrentía total (D). Se realizaron análisis del espectro de potencias de Fourier y del rango ajustado reescalado, R/S, (Hurst, 1951; Poveda, 1987; Poveda y Mesa, 1993), con los que se puede cuantificar el grado de persistencia temporal de las series estudiadas. En el caso de la

escorrentía, a la serie obtenida se le adicionó un valor de flujo base único para producir una serie de caudales, buscando que la serie resultante no tuviese altos porcentajes de ceros. El caudal base para la región se determinó como el promedio de la máxima escorrentía obtenida en cada una de las simulaciones (860 m³/s), valor que se considera adecuado dada el área de la región (1.64x10⁶ km²).

La serie promedio de humedad del suelo presenta en todos los casos un comportamiento 'fractal' en el tiempo (Feder, 1988), respondiendo a leyes potenciales tanto en el análisis R/S como en el espectro de potencias. Los mayores valores de β (exponente de escalamiento para el análisis de Fourier: $S(f) \sim f^\beta$) y de H (exponente de Hurst: $Rn^* \sim n^H$) se presentan cuando la interacción suelo-atmósfera es importante (simulaciones tipo 2), mientras que para valores altos de ξ , β y H (y con ellos la persistencia del proceso) disminuye. En todos los casos se presenta el denominado fenómeno de Hurst, esto es, valores de H mayores que 0.5. Para las simulaciones tipo 3 se observa un comportamiento intermedio aunque semejante a las condiciones de bajas lluvias, reflejo del ciclo que las gobierna. La Figura 2 muestra las gráficas del espectro de potencias de humedad del suelo para las simulaciones tipo 1a y 2b; en ella se ilustra la inexistencia de escalas temporales características (invarianza con la escala) al ser el espectro ajustable a una línea recta de pendiente única.

TABLA 2. Resultados obtenidos del análisis temporal de las series promedio.

Simulación	Series promedio en el tiempo, análisis de Fourier y Hurst									
	S		E		Rt		Q			
	β	H	β	H	β	H	β	H		
1a	1.556	0.650	1.711	—	0.078 (*)	0.588	0.038	0.631		
1b	1.256	0.615	1.233	—	0.218 (*)	0.605	0.732	0.628		
1c	1.557	0.702	1.693	—	0.002 (*)	0.642	0.013	0.621		
2a1	1.925	0.796	2.315	—	0.424	0.877	0.058	0.707		
2a2	2.204	0.790	2.526	—	0.866	0.871	0.215 (*)	0.706		
2a3	2.270	0.797	2.871	—	0.881	0.642	0.252	0.642		
2b	2.299	0.797	2.354	—	0.940	1.034 (*)	0.197 (*)	0.641		
2c	2.057	0.761	2.424	—	0.403	0.815	0.030	0.711		
3a	1.951	0.707	2.069	—	0.463	0.796	0.065	0.686		
3b	1.899	0.676	1.853	—	0.234	0.792	0.214	0.656		
3c	1.340	0.748	1.648	—	0.260 (*)	0.824	0.417	0.744		

(*) Valores subrayados son datos de pendientes positivas en el espectro de potencias o de H mayores a 1.0

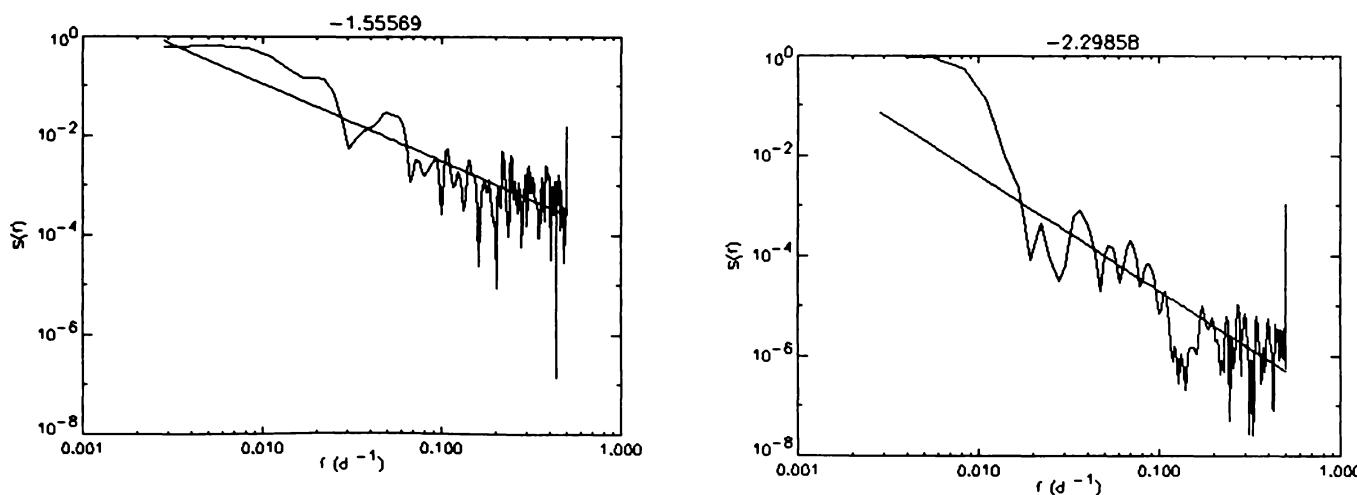


FIGURA 2. Espectros de potencia de S para las simulaciones 1a (ξ alto) y 2b (ξ bajo).

Pese a la persistencia temporal de la humedad del suelo, en general no se observa una dependencia marcada de β o H con las condiciones iniciales de S . Aunque para las simulaciones tipo 3 se nota que para campos de valores de Si altos (3c), la persistencia temporal de la serie es menor; esto puede deberse también a variaciones ocasionadas por la modelación aleatoria de los procesos. Se observa en las simulaciones tipo 2a1 a 2a3 que variaciones de este tipo son normales y pueden influir bastante en el valor de β mientras que H parece más robusto a esta clase de fluctuaciones.

Las series de tiempo de la evaporación promedio sobre la región tienen un comportamiento similar al de la humedad del suelo, como se ilustra en la tabla 2 y en la Figura 3. Los mayores valores de β ocurren cuando la precipitación de mesoescala se desarrolla fácilmente (simulaciones tipo 2) mientras que para períodos de invierno (simulaciones tipo 1) la persistencia temporal de las series es menor. De nuevo, el comportamiento de la serie al involucrar un ciclo de altas y bajas precipitaciones arroja un comportamiento intermedio (simulaciones tipo 3), y no se observan patrones de respuesta a la humedad inicial del suelo Si , pero sí variaciones en β para simulaciones con los mismos parámetros.

En el caso de la precipitación promedio se observa un comportamiento bastante distinto entre las simulaciones con respecto a los valores de x (Figura 4). Los valores de β para las simulaciones tipo 1 son positivos e indican

un espectro casi plano (ruido blanco, Mandelbrot, 1998) al ser la lluvia fundamentalmente sinóptica y estar modelada como un proceso de Poisson. En cambio, al permitir el desarrollo de eventos de mesoescala, la precipitación total se comporta como un ruido $1/f^\beta$ similar a lo que ha sido encontrado experimentalmente en registros observados (Rodríguez-Iturbe et al, 1998; D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000). La presencia de un ciclo de altas y bajas precipitaciones produce resultados semejantes a los obtenidos con valores bajos de ξ . Las condiciones iniciales de Si no se reflejan en los resultados de los análisis y la variabilidad debida a la modelación aleatoria de los procesos sigue siendo importante. Los exponentes de Hurst obtenidos para las series de precipitación total en los que se desarrolla lluvia de mesoescala concuerdan con los valores obtenidos para series de precipitación reales (Moreno y Poveda, 2004), como lo ilustra la Figura 5.

Para el análisis de los caudales se ha supuesto, además de la existencia de flujo base, que toda la escorrentía que se genera en la región sale inmediatamente en el mismo día. Pese a dichas suposiciones, y aunque el análisis de Fourier no muestra valores de β a partir de los cuales se puedan extraer conclusiones, el análisis del rango R/S produce valores de H acordes con los conocidos para series de caudales (Poveda, 1987), especialmente cuando las dinámicas locales y la interacción suelo-atmósfera son importantes.

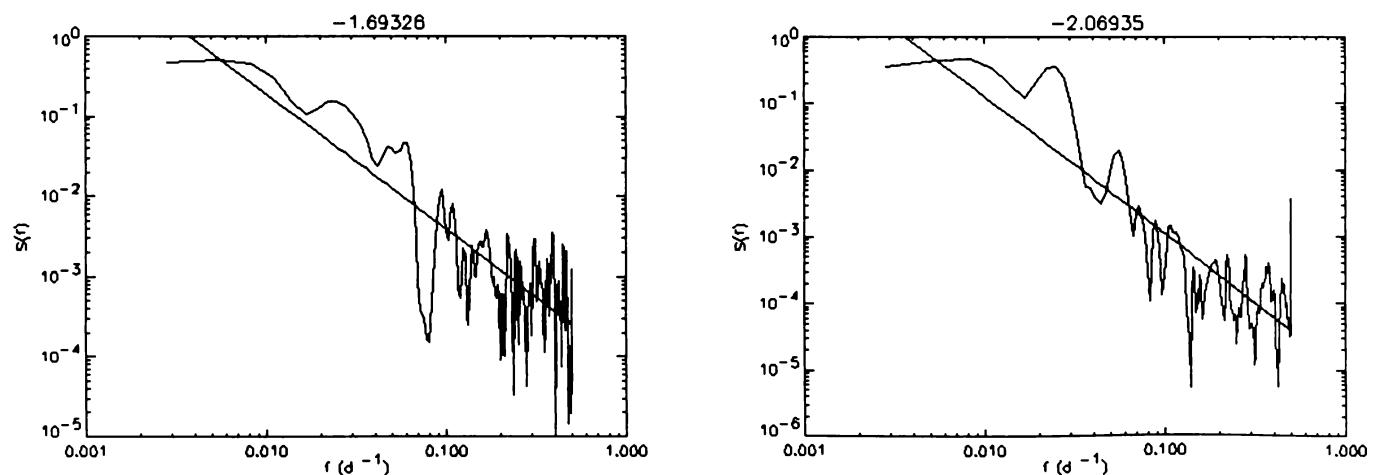


FIGURA 3. Espectros de potencia de E para las simulaciones 1c (ξ alto) y 3a (ξ ciclo).

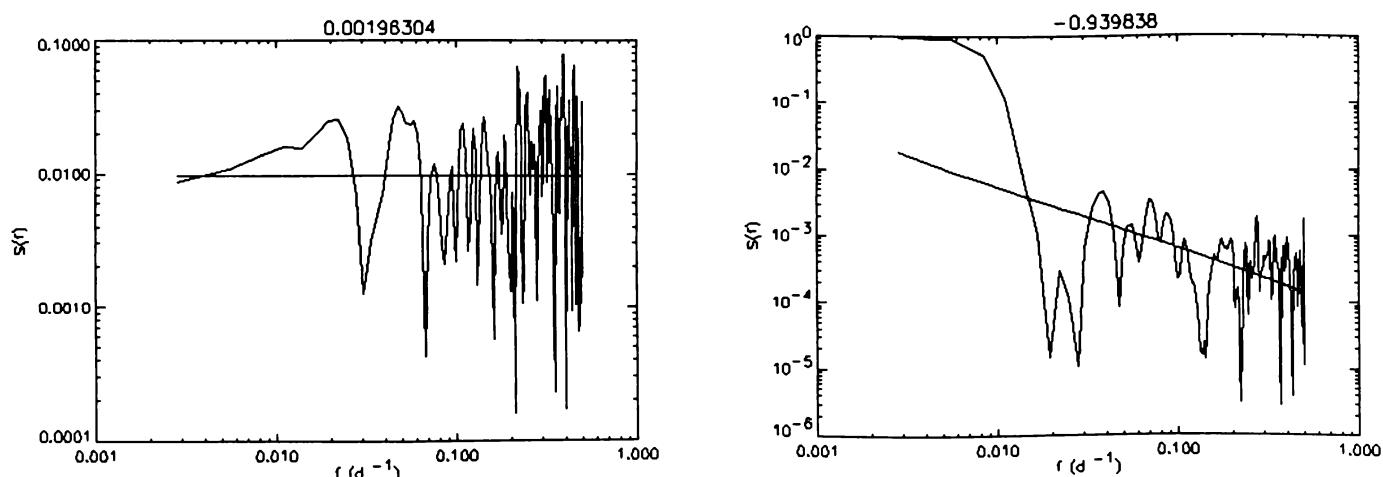


FIGURA 4. Espectros de potencia de Rt para las simulaciones 1c (ξ alto) y 2b (ξ bajo).

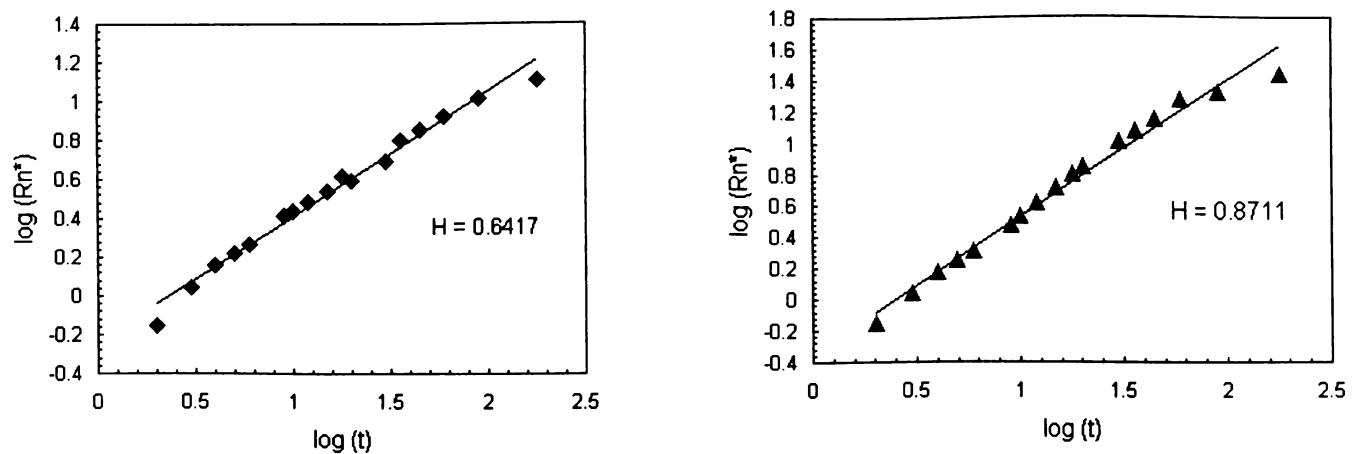


FIGURA 5. Análisis R/S de Rt para las simulaciones 1c (ξ alto) y 2a2 (ξ bajo).

La Tabla 3 muestra los resultados del análisis R/S de las series de humedad del suelo y de precipitación total en puntos individuales dentro de la malla, así como los resultados del estudio de grupos de píxeles para determinar las propiedades espaciales de los campos de S y Rt generados por el modelo. Se seleccionaron al azar 3 puntos en los que se registraron las series de S y Rt para las distintas simulaciones, mientras que para el análisis espacial se utilizaron los campos de S y Rt del día 90 de cada simulación.

En la Tabla 3 se observa que el comportamiento en el tiempo de las series de humedad del suelo en un punto

individual es bastante variable, sin que se noten diferencias apreciables entre los distintos tipos de simulaciones. En general, al ser los exponentes de Hurst $H > 0.5$ puede inferirse una persistencia temporal de las series de humedad del suelo, resultado similar al obtenido con las series de S promedio. En este caso se presentan diferencias considerables con los resultados de D'Odorico y Rodríguez-Iturbe (2000), quienes identifican $H = 0.5$ para las series sin Rc y $H > 0.5$ para las series con Rc , aunque esto puede deberse a las diferencias en el tiempo de simulación y en el método de cálculo del exponente de Hurst.

TABLA 3. Resultados obtenidos del análisis de las series puntuales y de los campos espaciales.

Simulación	Series temporales de S y Rt en un punto, análisis de Hurst						Clusters día 90	
	S			Rt			S	Rt
	píxel 1	píxel 2	píxel 3	píxel 1	píxel 2	Pixel3	α (fdp)	α (fdp)
1a	0.679	0.602	0.601	0.720	0.621	0.710	0.824	N / A
1b	0.578	0.642	0.642	0.619	0.685	0.693	0.913	N / A
1c	0.614	0.583	0.695	0.615	0.579	0.699	0.858	N / A
2a1	0.632	0.580	0.638	0.698	0.629	0.666	0.802	1.899
2a2	0.624	0.696	0.586	0.653	0.683	0.611	—	—
2a3	0.648	0.606	0.519	0.612	0.584	0.644	—	—
2b	0.668	0.686	0.747	0.702	0.711	0.726	0.633	1.896
2c	0.699	0.589	0.624	0.691	0.603	0.667	0.872	2.140
3a	0.616	0.538	0.625	0.600	0.630	0.686	0.753	1.907
3b	0.565	0.642	0.566	0.602	0.651	0.679	0.930	2.002
3c	0.555	0.655	0.636	0.605	0.651	0.677	0.852	1.845

Para la precipitación total, Rt , en los puntos considerados se exhiben de nuevo comportamientos de persistencia en las series, aunque no hay patrones claros entre simulaciones. En algunos casos el valor de H es mayor para las simulaciones con ξ bajos (píxel 2), mientras que en otros los H altos se presentan cuando no hay precipitación de mesoescala (píxel 1). De nuevo se notan diferencias importantes con lo publicado en D'Odorico y Rodríguez-Iturbe (2000), debidas probablemente a los tiempos de simulación distintos entre ambos estudios, aunque los valores obtenidos en general se aproximan a los reportados para datos de lluvia.

El estudio de la configuración espacial de los campos de humedad del suelo y precipitación total se realiza mediante el análisis de la distribución de probabilidad

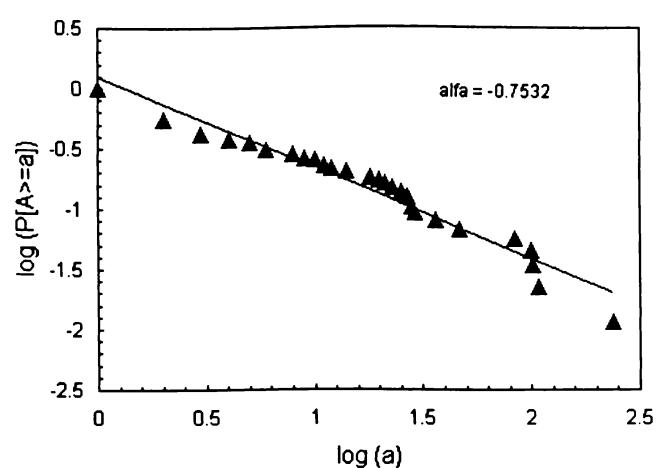
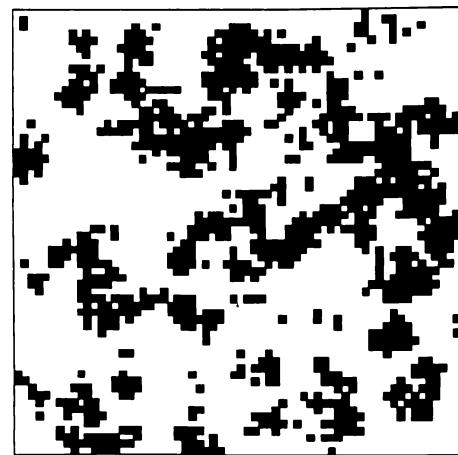
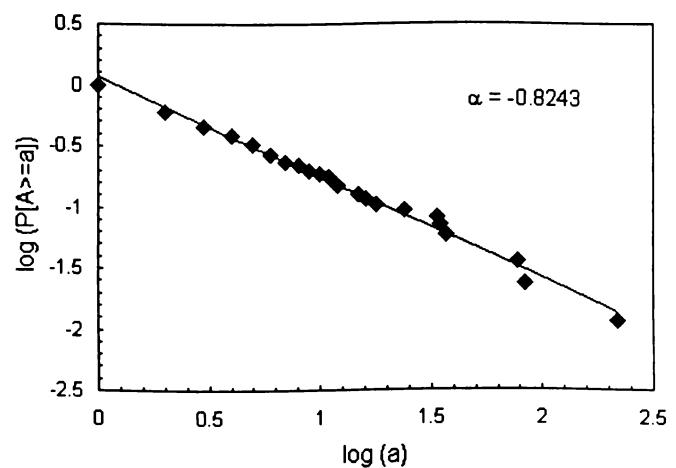
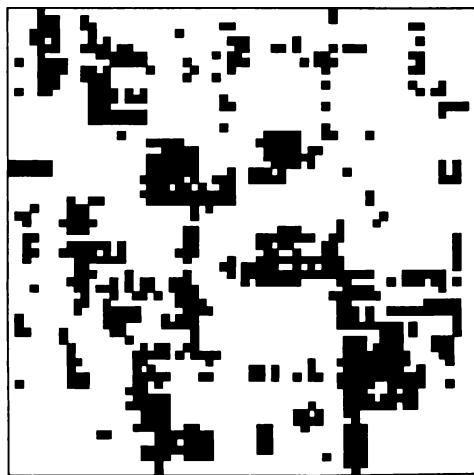
de los tamaños de grupos de píxeles, definidos éstos como los píxeles conectados entre sí (manteniendo el criterio de vecindad de Von Neumann) en los que S o Rt excede un cierto umbral. Para la humedad del suelo, se fija el umbral en $S = 0.3$, ya que la combinación de parámetros usada en las simulaciones produce humedades de suelo promedio cercanas a dicho valor, mientras que para la precipitación total Rt se separan las zonas de $Rt > 0$ de las de $Rt = 0$.

Como se muestra en la Tabla 3 y en las Figuras 6 y 7, los campos de humedad del suelo siguen leyes potenciales caracterizadas por la expresión $P[A >= a] \sim a^{-\alpha}$, con α entre 0.6 y 1.0, donde a es el tamaño del grupo de píxeles en consideración y $P[A >= a]$ es una probabilidad empírica que se define a partir del número total de grupos

de pixeles y del número de grupos de cada tamaño. La ley potencial se ajusta tanto para simulaciones con ξ bajos como con ξ altos, lo que indica que la estructura espacial de los campos de S no se ve afectada por la presencia de dinámicas locales e interacciones suelo-atmósfera, de la misma forma que las series temporales de S .

El análisis de los campos de precipitación total Rt , muestra diferencias importantes debidas a la presencia o no de lluvia de mesoescala, como se ilustra en la Tabla 3 y en las Figuras 8 y 9. Cuando los campos de precipitación son exclusivamente sinópticos no existe un ajuste a la ley potencial $P[A>=a] \sim a^{-\alpha}$ y el

comportamiento de escalamiento se pierde gradualmente a medida que aumenta el área de los grupos de pixeles. En cambio, si los valores de ξ son bajos, los campos de precipitación obedecen la ley potencial y no se presentan tamaños de grupos característicos. Los valores de α obtenidos para los campos de precipitación que incluyen lluvia de mesoescala son mayores que los reportados en D'Odorico y Rodríguez-Iturbe (2000), aunque esto puede deberse al menor tamaño de la malla usada en este trabajo (64 x 64 pixeles) en comparación tanto con la malla usada por dichos autores (256 x 256 pixeles) como con los datos reales del centro de los Estados Unidos (335 x 159 pixeles de 4 km de lado) presentados por ellos.



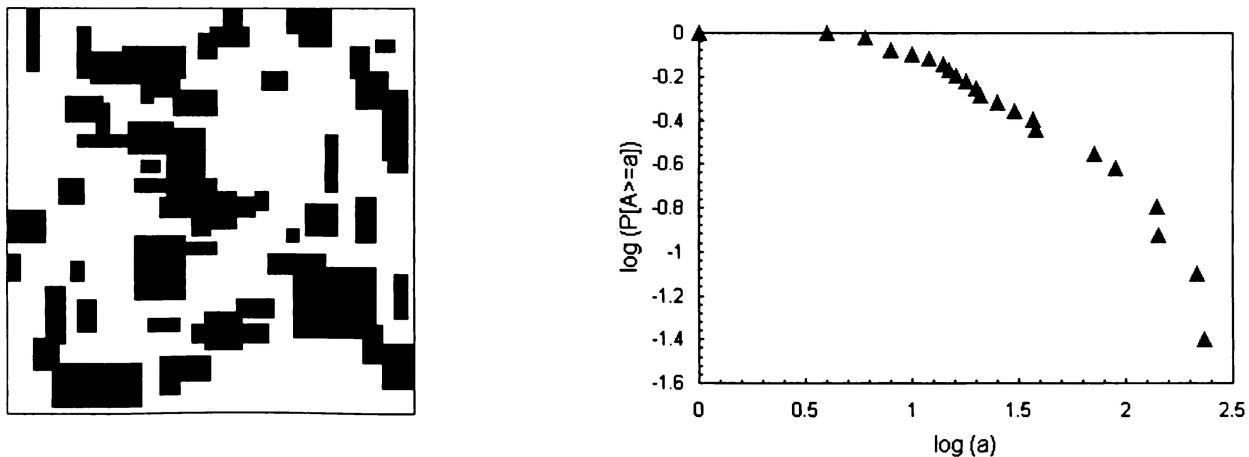


FIGURA 8. Campo de grupos de píxeles de precipitación (en negro) y distribución de los tamaños de los grupos para la simulación 1a (ξ alto).

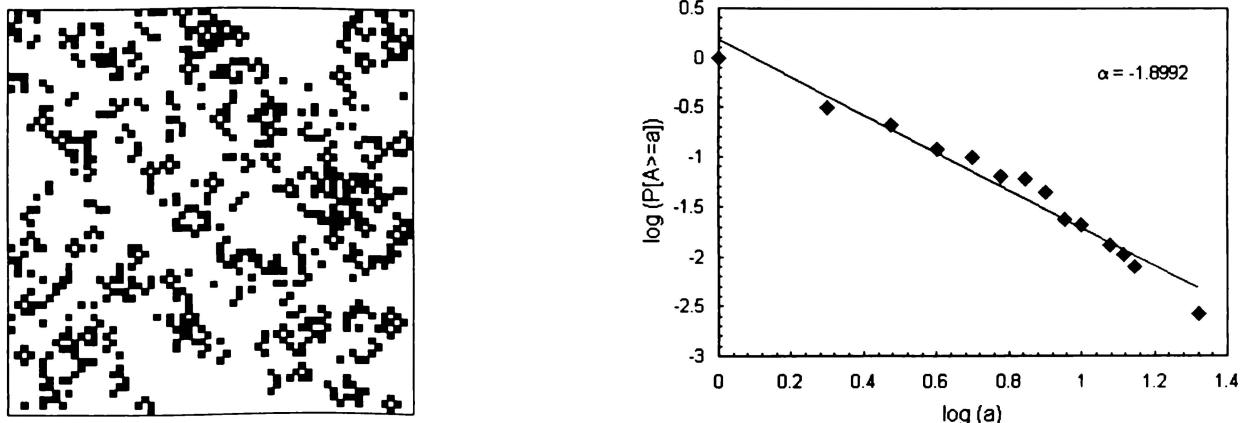


FIGURA 9. Campo de grupos de píxeles de precipitación (en negro) y distribución de los tamaños de los grupos para la simulación 2a1 (ξ bajo).

4.2. Simulaciones de largo plazo

El comportamiento de las series temporales promedio de humedad del suelo S y precipitación total Rt resultantes

de los procesos de simulación de largo plazo se muestra en la tabla 4. Se realizaron análisis del espectro de potencias de Fourier para ambas componentes del ciclo hidrológico.

TABLA 4. Valores del exponente β para el análisis de espectro de potencias de Fourier en las series resultantes de las simulaciones a largo plazo.

Simulación	S	Rt
4	1.571	0.053
5	1.765	0.207
6	1.539	0.003
7	2.366	0.864

En primer lugar se observa que las series de humedad del suelo simuladas a largo plazo se comportan de forma similar que las de corto plazo (tabla 2), con mayores exponentes β cuando la probabilidad de lluvia sinóptica es baja y las interacciones suelo-atmósfera fuertes (simulación 7). Al suponer variaciones de los parámetros P , $\langle N \rangle$ y ξ durante el período de simulación se obtienen exponentes β para la humedad del suelo intermedios entre los períodos de invierno y verano prolongados. En las series promedio de humedad del suelo no se notan diferencias al considerar variaciones interanuales o anuales de los parámetros P , $\langle N \rangle$ y ξ (simulaciones 4 y 5 respectivamente).

Para las series promedio de precipitación se presenta un fenómeno similar. Los espectros de potencias son planos cuando se consideran altas probabilidades de precipitación sinóptica e interacciones suelo-atmósfera débiles (simulación 6), mientras que se comportan como un ruido $1/f^\beta$ cuando las interacciones suelo-atmósfera son fuertes (simulación 7). Se observa que tanto para las

series de P , $\langle N \rangle$ y ξ interanuales (simulación 4) como anuales (simulación 5) el registro de precipitación promedio sobre la región tiene un espectro de potencias plano, similar al comportamiento de un ruido blanco. En la Figura 10 se presentan los espectros de potencias de dos estaciones reales de registros de lluvia diaria en Colombia, calculados para el mismo período Enero 1970 – Diciembre de 1992 (estaciones El Peñol [EPM, $6^{\circ}14'N$ $75^{\circ}13'W$] y Luker [CENICAFÉ, $5^{\circ}05'N$ $75^{\circ}41'W$]). La simulación con ciclo anual e interanual de los parámetros P , $\langle N \rangle$ y ξ produce espectros de potencias planos similares a los obtenidos a partir de mediciones, lo que comprueba la importancia de las interacciones suelo atmósfera para el desarrollo de la precipitación en zonas tropicales: durante una fase de sequía (P bajos, condiciones El Niño para Colombia) la precipitación se genera principalmente por los contrastes entre humedad del suelo (lluvia de mesoescala), mientras que durante fases de invierno las interacciones suelo-atmósfera son menos importantes que la lluvia de gran escala (sinóptica).

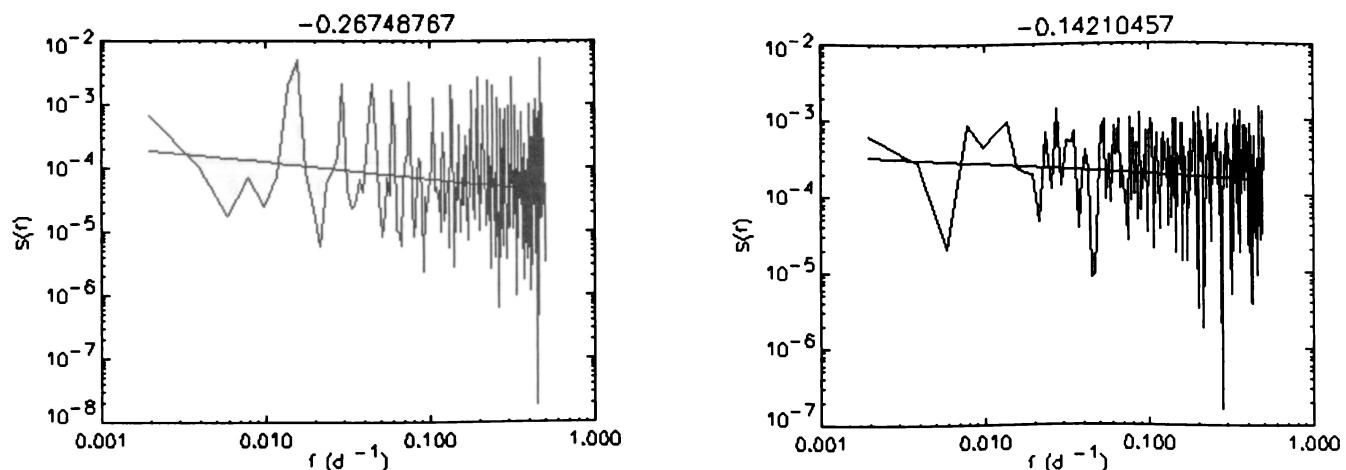


FIGURA 10. Espectros de potencia de los registros de lluvia diaria en las estaciones El Peñol (izquierda) y Luker (derecha).

5. DISCUSIÓN

Se reprodujo un modelo de tipo autómata celular desarrollado por *Rodríguez-Iturbe y colegas* para simular la dinámica hidrológica de una región mediante balances hídricos en píxeles e involucrando las interacciones suelo-atmósfera como mecanismo de control para el desarrollo de la precipitación de mesoescala. A diferencia del trabajo original (D'Odorico

y Rodríguez-Iturbe, 2000), se redujo el área de la región estudiada, se introdujo la dinámica de ciclos anuales e interanuales de precipitación durante la simulación y se analizaron (bajo ciertas suposiciones) las series de caudales resultantes en la modelación.

Con las simulaciones adelantadas mediante el modelo se demostró la emergencia de autoorganización espacial y temporal de la humedad del suelo, independientemente

de si las dinámicas locales son importantes o no. En las simulaciones de verano permanente (tipo 2 y 7) se observa mayor persistencia temporal para las series de S promedio, lo que se refleja en valores más altos del exponente β . Esto indica que la memoria de los procesos hidroecológicos durante las condiciones de sequía es mayor, lo que ya ha sido reportado para variables que reflejan la actividad de la vegetación, como el NDVI (Poveda y Salazar, 2004).

Los valores de β y H obtenidos para el análisis de las series temporales de humedad del suelo promedio no pudieron ser comparados con valores reales. Para el caso de las series de tiempo en un punto existen valores de comparación pero los valores de H obtenidos fueron menores a los reportados (D'Odorico y Rodríguez-Iturbe, 2000). Para campos espaciales de humedad del suelo, el ajuste de la distribución de tamaños de los grupos de píxeles a una ley potencial demuestra la invarianza con la escala y la inexistencia de escalas espaciales características, tanto para interacciones suelo-atmósfera fuertes como débiles.

Las series de tiempo promedio de evapotranspiración exhiben un comportamiento semejante a las series de humedad del suelo, es decir, persistencia temporal y ausencia de escalas temporales características, al ser sus espectros de potencias ajustables a una línea recta de pendiente negativa única.

Las series temporales de precipitación se ven afectadas por la presencia de interacciones suelo-atmósfera. Cuando estas interacciones son débiles, el modelo predice espectros de potencia planos, reflejo de la formulación de la precipitación sinóptica como un proceso de Poisson. En cambio, si las dinámicas locales son importantes, las series promedio de precipitación se comportan como ruidos $1/f^\beta$ y exhiben fenómeno de Hurst, lo que ha sido evidenciado en los estudios de precipitación real en altas latitudes. Los exponentes de Hurst calculados para las series en las que la lluvia de mesoescala está presente coinciden con valores los determinados a partir de datos reales, lo que da cuenta de la importancia de las interacciones suelo-atmósfera en el desarrollo de los procesos de precipitación.

La estructura espacial de los campos de precipitación que predice el modelo se ajusta a los datos reales cuando

las dinámicas locales son importantes y se desarrollan lluvias de mesoescala. En estos casos se observa que no hay tamaños de tormentas característicos. Estos resultados coinciden con los reportados para campos reales de precipitación, lo que revalida lo expresado en el párrafo anterior.

Pese a las suposiciones realizadas para su generación, las series de caudales predichas por el modelo presentan valores de exponente de Hurst cercanos a los valores reportados para datos reales (0.7), en especial cuando las interacciones suelo-atmósfera son importantes.

El comportamiento de las series de precipitación obtenidas en simulaciones a largo plazo, involucrando ciclos anuales e interanuales para controlar su desarrollo, es similar al observado en series de estaciones reales de medición en Colombia. Esto demuestra la importancia de las interacciones suelo-atmósfera para la generación de la lluvia y para el ciclo hidrológico. En las épocas de invierno domina la precipitación de gran escala y las interacciones suelo-atmósfera son de poca importancia, mientras que durante épocas de verano los papeles se invierten, lo que tiene implicaciones en los mecanismos responsables del desarrollo de la precipitación durante las fases extremas del fenómeno ENSO.

El modelo induce variaciones importantes en los resultados por la formulación aleatoria de muchos de los procesos hidrológicos, lo que se evidencia al realizar simulaciones bajo los mismos parámetros y obtener valores de β y H diferentes en las series temporales promedio.

Pese a que las series de las variables hidrológicas demostraron tener estructura fractal en el tiempo (persistencia, invarianza con la escala y autoorganización) no se evidencia una dependencia importante con las condiciones iniciales de humedad del suelo a partir de las simulaciones realizadas.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Clapp, R. B. y Hornberger, G. M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4), pp. 601–604.
- D'Odorico, P. y Rodríguez-Iturbe, I., 2000. Space-time self-organization of mesoscale rainfall and soil

- moisture. *Advances in Water Resources*, 23, pp. 349-357.
- D'Odorico, P., Ridolfi, L., Porporato, A. y Rodríguez-Iturbe, I., 2000. Preferential states of seasonal soil moisture: the impact of climate fluctuations. *Water Resources Research*, 36(8), pp. 2209-2219.
- Feder, J., 1998. *Fractals*. Plenum Press, New York.
- Hurst, H. E., 1951. Long term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 116, pp. 770-779.
- Mandelbrot, B. B., 1998. Multifractals and 1/f noise. *Wild Self-Affinity in Physics*, Selecta Volume N, Springer-Verlag, New York.
- Moreno, H. A. y Poveda, G., 2004. Colas pesadas en el análisis probabilístico de la lluvia y exponente Hurst durante las fases del ENSO. *Memorias del XVI Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología*, Armenia, Colombia. 11 p.
- Poveda, G., 1987. El Fenómeno de Hurst. M. Sc. Tesis, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Poveda, G. y Mesa, O. J., 1993. The Hurst effect: the scale of fluctuation approach. *Water Resources Research*, 29, pp. 3995-4002.
- 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 en México*, XI (1), pp. 21-37.
- Poveda, G., Ramírez, J. M. y Jaramillo, A., 2002. Un modelo estocástico para la humedad del suelo bajo diferentes coberturas vegetales en la región cafetera de Colombia. *Avances en Recursos Hidráulicos*, 9, pp. 47-56.
- Poveda, G. y Salazar, L. F., 2004. Annual and interannual (ENSO) variability of spatial scaling properties of a vegetation index (NDVI) in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, 93(3), pp. 391-401.
- Poveda, G., Mesa, O. J., Salazar, L. F., Arias, P. A., Moreno, H. A., Vieira, S. C., Agudelo, P. A., Toro, V. F. y Álvarez, J. F., 2005. The diurnal cycle of precipitation in the Tropical Andes of Colombia. *Monthly Weather Review*, 133, pp. 228-240.
- Rodríguez-Iturbe, I., Entekhabi, D. y Bras, R., 1991. Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales. *Water Resources Research*, 27(8), pp. 1899-1906.
- Rodríguez-Iturbe, I., D'Odorico, P. y Rinaldo, A., 1998. Possible self-organizing dynamics for land-atmosphere interaction. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D18), pp. 23071-23077.
- Rodríguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Porporato, A. y Ridolfi, L., 1999. On the spatial and temporal links between vegetation, climate and soil moisture. *Water Resources Research*, 35(12), pp. 3709-3722.
- Rodríguez-Iturbe, I., 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), pp. 3-9.
- Taylor, C. M., Saïd, F. y Lebel, T., 1997. Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. *Monthly Weather Review*, 125(9), pp. 221-227.
- Taylor, C. M. y Lebel, T., 1998. Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review*, 126(6), pp. 1597-1607.