

Umrales en la respuesta de humedad del suelo a condiciones meteorológicas en una ladera Altoandina



Daniel Tenelanda Patiño¹ , Patricio Crespo Sánchez^{1,2,3} , Giovanni Mosquera Rojas^{1,3} 

¹ Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales, Universidad de Cuenca, Ecuador

² Facultad de Ingeniería, Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador

³ Carrera de Ingeniería Agronómica, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador

⁴ Institute for Landscape Ecology and Resources Management, Justus-Liebig-Universität Gießen, Germany

Autor para correspondencia: dtenelanda@gmail.com

Fecha de recepción: 2 de agosto 2018 - Fecha de aceptación: 5 de noviembre 2018

RESUMEN

El suelo y su cobertura vegetal desempeñan un papel crítico en la hidrología del Páramo Andino, proporcionando escorrentía, principalmente por flujo subsuperficial poco profundo. Comprender la dinámica de la humedad del suelo bajo cobertura vegetal prístina, durante eventos de lluvia, es esencial para la planificación futura de los recursos hídricos, considerando la creciente influencia antrópica. Por lo tanto, este estudio se centra en la evaluación de los controladores y umbrales en el cambio máximo de la humedad del suelo ($\Delta\theta_{max}$) durante eventos de lluvia y su dinámica durante diferentes condiciones de humedad. Los factores que controlan $\Delta\theta_{max}$, determinados mediante el coeficiente de correlación de Spearman, fueron el volumen precipitado, la intensidad del evento, la humedad antecedente y las condiciones climáticas previas de 5 y 15 días. El análisis de umbrales reveló una respuesta de aumento o disminución en función del estado de humedad, la posición topográfica y la profundidad del estrato de suelo. Este estudio demuestra que, bajo vegetación prístina del Páramo, la precipitación, la humedad antecedente y las condiciones climáticas, determinan, en gran medida, el estado de humedad del suelo que afecta posteriormente la conectividad de las laderas y su funcionamiento hidrológico.

Palabras clave: Humedad del suelo, eventos de lluvia, factores que controlan la humedad del suelo, umbrales de lluvia, ladera de Páramo Andino.

ABSTRACT

Soil and vegetation cover play a critical role in the hydrology of the Andean Páramo generating runoff primarily by shallow subsurface flow. Understanding the dynamics of soil moisture response under pristine vegetation cover during rainfall events is essential for water resource planning considering the increasing anthropogenic pressure. Hence, this study focuses on the evaluation of the factors and thresholds controlling maximum changes in soil moisture ($\Delta\theta_{max}$) during rainfall events and their dynamics during different wetness conditions (from dry to wet). To determine the factors controlling $\Delta\theta_{max}$, a nonparametric Spearman correlation coefficient test was applied. We found that the factors controlling $\Delta\theta_{max}$ were the precipitated volume, intensity, moisture conditions just before the event and the 5- and 15-days antecedent weather conditions. The threshold analysis shows a response of increase or decrease as function of moisture state, topographic position and soil layer depth. This study demonstrates that under pristine Andean Páramo vegetation precipitation, antecedent moisture and weather conditions determine to a significant degree the soil moisture status affecting subsequently hillslope connectivity and hydrologic functioning.

Keywords: Soil moisture response, rainfall event scale, factors controlling soil moisture response, rainfall thresholds, Andean Páramo hillslope.

1. INTRODUCCIÓN

La humedad del suelo (θ) es bien conocida como el factor clave que vincula las fluctuaciones climáticas y la dinámica de la vegetación en el espacio y el tiempo (Rodríguez-Iturbe, 2000). Como tal, ejerce un fuerte efecto sobre los flujos hidrológicos en el continuo suelo-planta-atmósfera. Por lo tanto, aumentar la comprensión de la respuesta de θ , frente a eventos de lluvia, es esencial para mejorar la conservación y mitigación de los impactos del uso del suelo y cambio climático, y, de esta manera, generando una comprensión profunda de los procesos y controles involucrados en la respuesta hidrológica de las

regiones montañosas, en donde θ influye de manera trascendental en los procesos hidrológicos (Dusek & Vogel, 2016; He, Zhao, Liu, & Chang, 2012; Tetzlaff *et al.*, 2007). Aunque esta comprensión es importante a nivel mundial, los ecosistemas húmedos de pradera de las regiones montañosas de los Andes (conocidos como el Páramo) son de particular interés dada la escasez y calidad de datos (Buytaert & Beven, 2010; Celleri, Willems, Buytaert, & Feyen, 2007), las presiones antropogénicas que afectan los recursos hídricos (Buytaert, Iniguez, & De Bièvre, 2007; Crespo *et al.*, 2010; Ochoa-Tocachi *et al.*, 2016) y las incertidumbres relacionadas con el cambio futuro del clima (Buytaert & De Bièvre, 2012). En este sentido, el monitoreo de θ y los estudios eco-hidrológicos

son escasos debido a dificultades económicas y logísticas (Crespo *et al.*, 2011; Mosquera *et al.*, 2016) a pesar del importante papel de los ecosistemas de Páramo como principal proveedor de servicios económicos y ambientales en la región (Buytaert *et al.*, 2006; Célleri & Feyen, 2009).

Los estudios hidrológicos del Páramo sugieren que los principales factores a los cuales se puede atribuir la regulación hídrica incluyen la precipitación, la cual es sostenida a lo largo del año (Muñoz, Célleri, & Feyen, 2016; Padrón, Wilcox, Crespo, & Célleri, 2015) y a la alta capacidad de infiltración y almacenamiento de agua de sus suelos (Buytaert, Wyseure, De Bievre, & Deckers, 2005). Por otro lado, estudios relacionados a la identificación de fuentes de generación de escorrentía han demostrado la importancia de los suelos (altamente correlacionados con la cobertura vegetal y la posición topográfica) en la respuesta hidrológica del Páramo (Mosquera, Lazo, Célleri, Wilcox, & Crespo, 2015). De esta manera, el movimiento de agua a través de las laderas se vuelve trascendental, considerando la topografía empinada de las cuencas de Páramo y al hecho de que la escorrentía generada está compuesta principalmente por flujo subsuperficial derivado de los suelos (Correa *et al.*, 2017; Mosquera *et al.*, 2016). Sin embargo, bajo cobertura vegetal prístina del Páramo, estudios sobre la vinculación de la respuesta de θ con la precipitación aún no se han llevado a cabo. Inclusive, aún se desconoce en su totalidad acerca de los controladores y umbrales que regulan la dinámica de θ dentro de los diferentes estratos de suelo y las posiciones topográficas de la ladera durante eventos de lluvia.

Estudios en una gran variedad de ecosistemas a escala de parcela y ladera han revelado que los principales factores que controlan la dinámica de θ son: el volumen precipitado e intensidad del evento (Albertson & Kiely, 2001; He *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2015); las propiedades del suelo (Gwak & Kim, 2017; Weiler & Naef, 2003); la topografía (Famiglietti, Rudnicki, & Rodell, 1998; Grayson, Western, & Chiew, 1997); el clima (Lawrence & Hornberger, 2007); y las condiciones antecedentes de humedad del suelo (Ivanov *et al.*, 2010; Jost, Schume, & Hager, 2004). Por otra parte, la respuesta umbral, observada entre el volumen de un evento de lluvia y el flujo subsuperficial generado, se ha aceptado como una propiedad emergente de estudios a escala de ladera (Buttle, Dillon, & Eerkes, 2004; Graham, Woods, & McDonnell, 2010). Las relaciones de umbral entre la lluvia y la escorrentía subsuperficial a esta escala se han demostrado en varios ecosistemas, basándose en la medición directa de flujo en zanjas excavadas al pie de las laderas (Buttle & McDonald, 2002; Tromp-van Meerveld & McDonnell, 2006). Según Tromp-van Meerveld & McDonnell (2006), el umbral de precipitación necesario para generar flujo subsuperficial es una propiedad de la ladera que depende en gran medida de la permeabilidad y topografía del lecho rocoso, los flujos preferenciales y las propiedades de los suelos del sitio específico de estudio. No obstante, la variación de estos umbrales ha sido difícil de generalizar, dado el desafío de realizar mediciones en las laderas y debido a que pueden presentarse variaciones en función de los volúmenes precipitados durante el evento, así como variaciones debidas a las diferentes condiciones antecedentes de humedad que, según Graham *et al.* (2010), deben ser analizados para un mejor entendimiento de los procesos hidrológicos de subsuperficie.

Por tanto, este estudio busca mejorar la comprensión del funcionamiento hidrológico a nivel de subsuperficie de los ecosistemas de Páramo, mediante la evaluación de $\Delta\theta_{max}$ durante eventos de lluvia en diferentes posiciones topográficas y estratos de suelo de una ladera cubierta con vegetación prístina del Páramo. Para este fin, registros de θ y de las condiciones meteorológicas serán usados para dar respuesta a las siguientes preguntas de investigación: i) ¿Cuáles son los controladores de $\Delta\theta_{max}$ durante eventos de lluvia bajo diferentes estados de humedad? y ii) ¿Cuál es la variación de la respuesta umbral de los controladores identificados durante cada estado de humedad?

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Ladera experimental de estudio

La ladera experimental se encuentra ubicada en el Observatorio Ecohidrológico del río Quinuas (94.1 km²) al sur del Ecuador (2°47'31.3" S, 79°12'15.0" W), dentro de la Reserva de Biósfera del Macizo del Cajas. La cuenca tiene una variación altitudinal entre 3,100 a 4,250 ms.n.m., caracterizada por una geomorfología empinada, con una pendiente promedio del 42%. En la cabecera de la cuenca, donde se encuentra ubicada la estación meteorológica y la ladera de estudio (P1 y T1 en la Fig. 1a), la precipitación anual promedio es de 1,080 mm, la temperatura y humedad relativa del aire son, en promedio, de 8.7°C y 93.5%, respectivamente (Muñoz *et al.*, 2016). La ladera está cubierta por la vegetación prístina más común de un ecosistema de Páramo, conocida como pajonal (*Calamagrostis sp.*), la cual representa más del 70% del área total de la cuenca (Fig. 1b). Esta ladera fue monitoreada en tres posiciones topográficas, denominadas la parte alta (A), media (M) y baja (B) (Fig. 1c), ubicadas a 4,006, 3,958 y 3,913 m s.n.m., respectivamente. La distancia entre las posiciones A y B es de 200 m, con una pendiente del 42%. Las características topográficas, edáficas, y de cobertura vegetal, son representativas de las laderas de la cuenca. En la ladera experimental se encontró únicamente suelos Andosoles, caracterizados por un horizonte Ah con una profundidad media de 0.61 m, seguido de un horizonte mineral C con una profundidad media de 0.50 m (Blanco, Gomez, Crespo, & Ließ, 2018).

2.2. Propiedades hidrofísicas del suelo

Las propiedades hidrofísicas del suelo se determinaron en cada posición topográfica (A, M y B) y a cuatro profundidades de monitoreo (5, 20, 45 y 75 cm; Fig. 1d) dentro de la ladera (Tabla 1). Estas profundidades incluyeron la caracterización de los horizontes de suelo orgánico (Ah) y mineral (C), específicamente: (i) la zona con predominancia de raíces del horizonte Ah a 5 cm; (ii) la capa de horizonte Ah a 20 cm; (iii) la capa de transición entre los horizontes Ah y C a 45 cm, y (iv) el horizonte C a 75 cm (Fig. 1d). En cada posición topográfica y profundidad se realizaron tres repeticiones para capturar la variabilidad espacial. Los datos reportados corresponden a una media de las tres mediciones.

La conductividad hidráulica saturada (Ks) de los suelos se determinó mediante pruebas de campo, utilizando el método de pozo invertido (Oosterbaan & Nijland, 1994). La densidad aparente (BD) y los contenidos de humedad en pF 0 (punto de saturación) y pF 2.52 (capacidad de

campo) se determinaron utilizando muestras de suelo inalterado, recolectadas en anillos de acero de 100 cm³. El contenido de humedad en pF 4.2 (punto de marchitez) se determinó usando 1,000 gr de muestras alteradas de suelo.

Los contenidos de humedad en pF 0 se determinaron mediante gravimetría, usando las muestras saturadas. Los contenidos de humedad en pF 2.52 y pF 4.2 se determinaron mediante ollas de presión con membranas (van Reeuwijk, 1993). Los contenidos de humedad gravimétrica se transformaron en contenidos volumétricos de agua (cm³ cm⁻³).

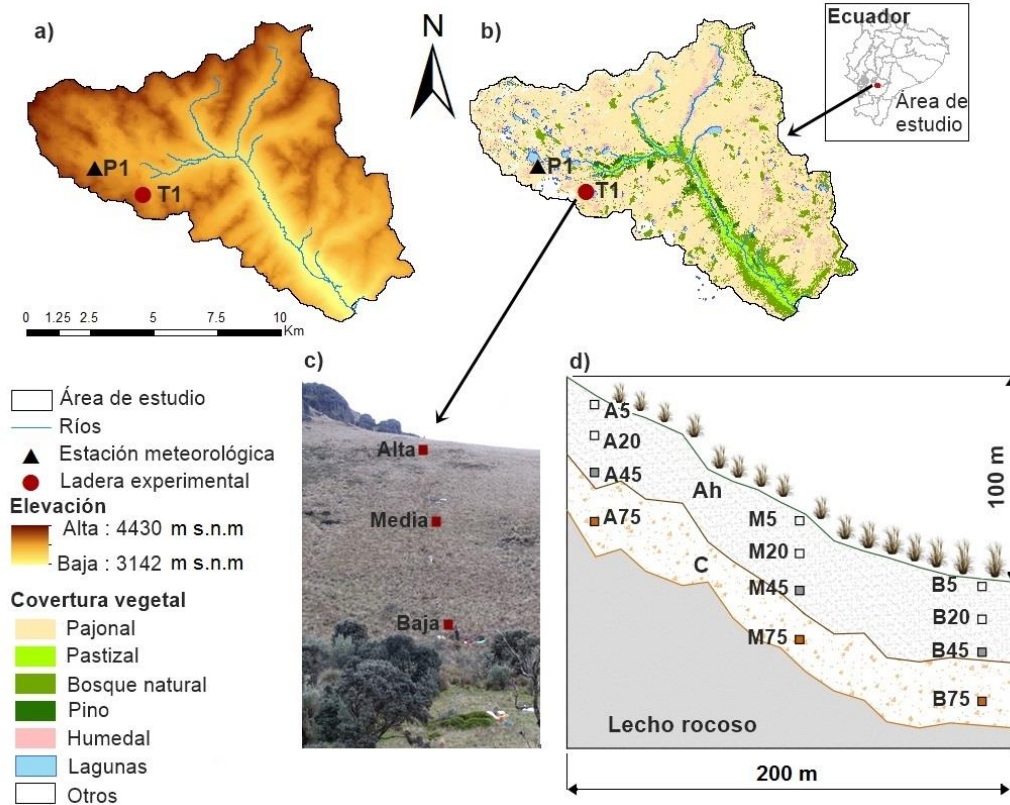


Figura 1. Ladera experimental de estudio, localizada dentro del Observatorio Ecohidrológico del río Quinuas, al sur del Ecuador, ubicación de la ladera (T1), estación meteorológica (P1): a) mapa de elevación; b) mapa de cobertura vegetal; c) fotografía de T1 con las respectivas posiciones topográficas monitoreadas (cuadrados rojos); y d) profundidades y posiciones de monitoreo de la humedad del suelo en T1. En la Figura 1d Ah denota el horizonte orgánico y C el horizonte mineral, las abreviaciones A5, M5, B5 etc., denotan la posición alta, media y baja, respectivamente, a una profundidad de 5 cm.

Tabla 1. Propiedades hidrofísicas del suelo en diferentes posiciones topográficas, horizontes y profundidades de la ladera experimental. Ksat = conductividad hidráulica saturada; BD = densidad aparente y pF = potencial matricial del suelo expresado como log₁₀ (cm columna de agua) en saturación (pF 0), capacidad de campo (pF 2.52) y punto de marchitez (4.2).

Posición	Prof. (cm)	Horizonte	Ksat (cm hr ⁻¹)	BD (g cm ⁻³)	pF 0 (cm ³ cm ⁻³)	pF 2.52 (cm ³ cm ⁻³)	pF 4.2 (cm ³ cm ⁻³)
A	5	Ah	1.69	0.33	0.84	0.69	0.47
A	20	Ah	0.46	0.39	0.80	0.67	0.53
A	45	Ah	0.24	0.30	0.85	0.68	0.37
A	75	C	0.55	1.07	0.59	0.52	0.28
M	5	Ah	0.93	0.37	0.82	0.68	0.42
M	20	Ah	0.67	0.46	0.78	0.65	0.50
M	45	Ah	0.32	0.51	0.78	0.63	0.50
M	75	C	1.55	1.37	0.48	0.42	0.34
B	5	Ah	1.34	0.29	0.84	0.65	0.37
B	20	Ah	0.45	0.29	0.84	0.67	0.37
B	45	Ah	0.29	0.35	0.84	0.70	0.34
B	75	C	2.59	0.91	0.65	0.55	0.12

2.3. Mediciones del contenido de humedad del suelo y recopilación de datos meteorológicos

La ladera experimental fue instrumentada para monitorear θ en las posiciones A, M y B y a profundidades de 5, 20, 45 y 75 cm usando sensores de capacitancia 5TE y 10HS (Decagon Devices, Inc., Pullman, EE. UU.), en intervalos de 5 minutos durante el período de abril de 2015 a enero de 2017. Diferentes tipos de sensores fueron usados debido a restricciones logísticas. Ambos tipos de sensores fueron calibrados para las condiciones locales en laboratorio. El método de calibración usado fue similar al usado por Blume, Zehe, & Bronstert (2009) para suelos de cenizas volcánicas de los Andes Chilenos. De esta manera, se obtuvieron ecuaciones para los sensores 5TE del horizonte Ah a 5 y 45 cm en las posiciones A, M y B de la ladera (Ecu. 1), para los sensores 10HS, localizados en las tres posiciones de la ladera a 20 cm en el horizonte Ah (Ecu. 2) y para los sensores 5TE del horizonte C a 75 cm (Ecu. 3). Los coeficientes de determinación (r^2) obtenidos fueron de 0.98, 0.99 y 0.94 para las Ecu. 1, 2 y 3, respectivamente, en donde *raw counts* corresponde a los valores medidos en el sensor.

$$\theta \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)} = 2.23 * 10^{-11} * (\text{raw counts})^3 - 1.39 * 10^{-7} * (\text{raw counts})^2 + 3.87 * 10^{-4} * \text{raw counts} + 0.3 \quad (1)$$

$$\theta \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)} = 7.9 * 10^{-7} * (\text{raw counts})^2 - 1.56 * 10^{-3} * \text{raw counts} + 1.47 \quad (2)$$

$$\theta \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)} = 4 * 10^{-8} * \text{raw counts} - 0.14 \quad (3)$$

La lluvia, la temperatura del aire, la humedad relativa, la velocidad del viento y la radiación solar se registraron continuamente en la estación meteorológica (P1) ubicada a 3,962 msnm, a unos 2 km de la ladera. Estos datos se registraron en intervalos de 5 minutos. La lluvia fue monitoreada usando un pluviógrafo de balancín (Texas TE525MM) con una resolución de 0.1 mm. La temperatura del aire y la humedad relativa se midieron usando una sonda Campbell Scientific CS-215. Se midió la velocidad del viento utilizando un anemómetro Met-One 034B Windset, y la radiación solar mediante un piranómetro Campbell Scientific CS300 fabricado por Apogee Instruments (Córdova, Carrillo-Rojas, Crespo, Wilcox, & Célleri, 2015). La evapotranspiración de referencia (ET_o) se calculó por medio del método de Penman-Monteith (FAO 56) (Allen, Pereira, Raes, & Smith, 1998).

2.4. Selección de eventos de lluvia y estados de humedad

En base al criterio de tiempo mínimo entre eventos (Dunkerley, 2008), definido como el lapso de tiempo mínimo sin lluvia entre dos eventos consecutivos, las series temporales de θ se separaron para cada evento de lluvia. Debido a la frecuente ocurrencia de lluvia en el Páramo a lo largo del año (Padrón *et al.*, 2015), un lapso de tiempo de 6 horas fue seleccionado para la obtención de eventos independientes (Fig. 2). Según Lozano-Parra, Schnabel, & Ceballos-Barbancho (2015), el aumento de θ , utilizando sensores de capacitancia, puede deberse tanto a

la precipitación o a el ruido del instrumento de medición, por tanto, se consideró un umbral mínimo de variación de 0.003 cm³ cm⁻³ entre la humedad inicial (θ_{ini}) y la máxima generada durante el evento (θ_{max}), considerando que la exactitud en las mediciones contenido volumétrico reportada por el fabricante es de 0.3%. Además, se consideraron eventos en los cuales exista información para las tres posiciones topográficas y cuatro profundidades diferentes dentro de la ladera.

El cambio máximo en el contenido de humedad del suelo ($\Delta\theta_{max} = \theta_{max} - \theta_{ini}$) se utilizó para representar el grado de respuesta de humedad del suelo durante los eventos de lluvia (Zhu, Nie, Zhou, Liao, & Li, 2014), en cada posición topográfica y profundidad de la ladera (Fig. 2). Con el fin de evaluar posibles influencias de las características de los eventos en $\Delta\theta_{max}$, se calculó el volumen, duración e intensidad. Para evaluar la influencia de las condiciones meteorológicas previas, con respecto a $\Delta\theta_{max}$, fueron consideradas la lluvia y la evapotranspiración de referencia (ET_o) acumuladas en las 12 horas y 1-5-10-15 días previos al evento (Tabla 2).

Debido a que la respuesta de θ está altamente influenciada por condiciones de humedad antecedentes, estas han sido usadas en varios ecosistemas para definir estados de humedad (Gómez-Plaza, Alvarez-Rogel, Albaladejo, & Castillo, 2000; Lozano-Parra *et al.*, 2015). Por tanto, en este estudio, tres condiciones o estados de humedad antecedente fueron definidos en función de curvas de frecuencia de no-excedencia de θ de los sensores localizados a 5 cm de profundidad en la ladera. En este sentido se definieron: el estado húmedo (EH), en el cual los valores de θ oscilaron entre θ_{max} y θ_{90} (frecuencia de no-excedencia del 90% de los valores de θ); el estado intermedio (EI), en donde los valores de θ oscilaron entre θ_{90} y θ_{25} (frecuencia de no-excedencia del 25% de los valores de θ); y el estado seco (ES), en donde los valores estuvieron por debajo de θ_{25} (Fig. 3).

2.5. Análisis estadístico

Para identificar los factores que controlan $\Delta\theta_{max}$, durante los eventos de lluvia en las diferentes posiciones topográficas y profundidades monitoreadas, se realizó un análisis no paramétrico de correlación de Spearman (ρ) entre $\Delta\theta_{max}$ versus las características de los eventos y las variables meteorológicas antecedentes. Esto, debido a que algunas de las variables de respuesta, y las variables de predicción, no mostraron una distribución normal al usar la prueba de Kolmogorov-Smirnov. La significancia estadística de la correlación se evaluó usando una prueba F a un nivel de significancia (p) de 0.05. Adicionalmente, se realizó un análisis de los posibles umbrales de respuesta (t) entre las variables correlacionadas significativamente con $\Delta\theta_{max}$. Este análisis se realizó mediante la exploración visual de los diagramas de dispersión, generados entre cada variable de predicción versus $\Delta\theta_{max}$. Todos los análisis de los datos meteorológicos y de humedad del suelo fueron llevados a cabo utilizando la versión R2014a del software matemático MATLAB.

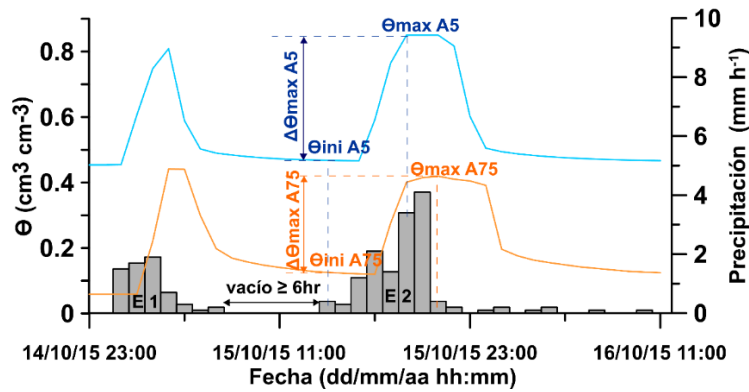


Figura 2. Respuesta máxima de la humedad del suelo ($\Delta\theta_{max}$), humedad inicial (θ_{ini}) y humedad máxima (θ_{max}) en la posición alta (A) a dos profundidades (5 y 75 cm) durante dos eventos consecutivos de lluvia (E1 y E2 en la figura) monitoreados del 14 al 16 de octubre de 2015 en la ladera experimental.

Tabla 2. Características meteorológicas, y de humedad, medidas para cada uno de los eventos de lluvia monitoreados durante el período abril de 2015 a enero de 2017.

Símbolo	Descripción	Unidad
Vol	Volumen total del evento de lluvia	mm
Dur	Duración total del evento de lluvia	h
Int	Intensidad promedio durante el evento de lluvia	mm h ⁻¹
Ap _j	Precipitación antecedente (mm) de j (j = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días)	mm
AET _o _j	ET de referencia antecedente (mm) de j (j = 12 h, 1, 5, 10 o 15 días)	mm
$\theta_{ini,x}$	Humedad inicial del suelo justo antes del inicio del evento en la posición l (l = A, M o B) y profundidad x (x = 5, 20, 45 o 75 cm)	cm ³ cm ⁻³
$\Delta\theta_{max,x}$	Cambio máximo de humedad del suelo durante un evento de lluvia en la posición l y la profundidad x	cm ³ cm ⁻³

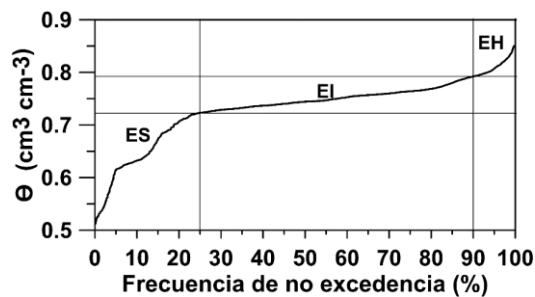


Figura 3. Curva de duración de θ del sensor ubicado en la posición media, a 5 cm de profundidad (M5). En la figura se representa los estados de humedad definidos, estado húmedo (EH), estado intermedio (EI), y estado seco (ES).

3. RESULTADOS

3.1. Características de los eventos de precipitación

Se identificaron un total de 72 eventos de lluvia durante el período de estudio, desde abril de 2015 a enero de 2017. Estos incluyeron 17 eventos durante ES, 36 eventos durante EI y 19 eventos durante EH. Los valores promedio, máximo y mínimo de las variables meteorológicas (Tabla 3) evidenciaron que la duración de los eventos para todos los estados de humedad es similar (9.6, 10.7 y 10.2 horas, en promedio, para ES, EI y EH, respectivamente). Durante los eventos ES, los

volúmenes precipitados (Vol) así como la intensidad (Int) mostraron los valores más altos, en donde el 50% de los eventos excedieron 10 mm de Vol y 75% excedieron 1 mm h⁻¹ de Int. Mientras que, durante EI y EH, el 80% de los eventos no superaron los 10 mm de Vol y el 85% de los eventos del EH no superaron una Int de 1 mm h⁻¹.

A pesar de que el Vol e Int de los eventos del ES son generalmente los más altos, las condiciones de precipitación antecedente son las más bajas y las demandas antecedentes de ETo son las más altas (Tabla 3). Estas tendencias son opuestas para los eventos del EH. Por otra parte, valores intermedios de las condiciones antecedentes de precipitación y ETo se encontraron para los eventos del EI.

3.2. Cambios máximos de humedad del suelo durante diferentes estados de humedad

Los valores de $\Delta\theta_{max}$ obtenidos en los eventos de precipitación, durante los diferentes estados de humedad, en todas las posiciones topográficas y profundidades de la ladera, se resumen en la Tabla 4.

Durante el ES en donde las condiciones antecedentes de humedad fueron las menores, los $\Delta\theta_{max}$ obtenidos fueron generalmente los más altos en todas las posiciones de ladera (Tabla 4). Durante este estado se alcanzó el punto de saturación en B5 durante un evento registrado el 29-01-2017, en donde se obtuvo el máximo volumen precipitado del estudio: 32.3 mm, con una intensidad de 1 mm h⁻¹.

Tabla 3. Valores medios, máximos y mínimos de las características de los eventos y variables meteorológicas durante el estado seco, intermedio y húmedo desde abril de 2015 a enero de 2017. * Los valores entre paréntesis indican el número de eventos monitoreados en cada estado de humedad. Ap_x = precipitación antecedente (mm) de x ($x = 12$ h, 1, 5, 10 o 15 días). AET_{Ox} = evapotranspiración de referencia antecedente (mm) de x ($x = 12$ h, 1, 5, 10 o 15 días). Las abreviaturas y unidades se muestran en la Tabla 2.

	Estado seco *(17)			Estado intermedio *(36)			Estado húmedo *(19)		
	Media	Max	Min	Media	Max	Min	Media	Max	Min
Vol	10.2	32.3	2.7	6.8	20.6	1.8	5.7	14.3	1.5
Dur	9.6	33.0	2.0	10.7	36.0	2.0	10.2	28.0	2.0
Int	1.4	4.6	0.3	0.9	2.9	0.2	0.7	2.9	0.2
Ap_{12h}	0.7	3.3	0.0	0.7	4.9	0.0	1.3	8.2	0.0
Ap_{1d}	3.1	4.0	0.0	5.7	16.6	0.0	12.5	31.6	0.1
Ap_{5d}	9.1	27.5	0.3	15.5	31.9	1.3	23.2	42.9	8.7
Ap_{10d}	16.0	48.7	0.6	27.0	56.0	3.9	40.5	74.9	19.5
Ap_{15d}	27.5	69.8	6.0	38.8	80.7	12.7	54.8	79.9	31.8
AET_{O12h}	1.4	3.1	0.0	0.9	2.6	0.0	0.6	2.2	0.0
AET_{O1d}	3.9	5.8	1.7	3.1	6.0	1.0	2.3	4.7	1.2
AET_{O5d}	10.6	14.8	7.1	8.1	14.6	3.1	6.9	13.7	3.9
AET_{O10d}	21.2	31.2	14.5	16.5	23.7	10.3	14.9	23.4	8.9
AET_{O15d}	29.8	40.8	22.4	24.4	34.8	18.4	22.9	33.5	15.7

Tabla 4. Valores medios, máximos y mínimos de los $\Delta\theta_{max}$ obtenidos en los eventos monitoreados durante los estados seco, húmedo e intermedio para el período de abril de 2015 a enero de 2017 en cada posición topográfica dentro la ladera. * Los valores entre paréntesis indican el número de eventos para cada uno de los estados de humedad. En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$; A, M y B, las posiciones altas, media y baja de la ladera; y 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis.

	Estado seco *(17)			Estado intermedio *(36)			Estado húmedo *(19)		
	Media	Max	Min	Media	Max	Min	Media	Max	Min
dA5	0.119	0.395	0	0.153	0.403	0	0.194	0.398	0
dA20	0.003	0.010	0	0.003	0.006	0	0.002	0.005	0
dA45	0.011	0.043	0	0.010	0.030	0	0.010	0.025	0
dA75	0.109	0.431	0	0.111	0.384	0	0.147	0.328	0
dM5	0.045	0.165	0	0.024	0.098	0	0.017	0.054	0
dM20	0.004	0.015	0	0.003	0.010	0	0.002	0.006	0
dM45	0.026	0.165	0	0.016	0.149	0	0.014	0.112	0
dM75	0.015	0.073	0	0.006	0.038	0	0.004	0.031	0
dB5	0.024	0.073	0	0.015	0.040	0	0.005	0.033	0
dB20	0.004	0.013	0	0.003	0.008	0	0.002	0.007	0
dB45	0.018	0.083	0	0.030	0.099	0	0.034	0.103	0
dB75	0.052	0.229	0	0.055	0.228	0	0.050	0.259	0

Tabla 5. Coeficientes de correlación de Spearman (ρ) y umbrales (t) encontrados entre $\Delta\theta_{max}$ versus las características de los eventos y variables meteorológicas en cada ubicación topográfica y profundidad dentro de la ladera experimental, durante los estados de humedad seco (ES), intermedio (EI) y húmedo (EH). En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$; A, M y B, las posiciones altas, media y baja dentro de la ladera; 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis (los valores en negrita fueron significativos en la prueba F a un nivel de confianza 0.05. (* La correlación entre $\Delta\theta_{max}$ y θ_{ini} también se incluyó en esta tabla).

ES	Vol		Int		Ap_{5d}		AET_{O15d}		θ_{ini}	
	ρ	t	ρ	t	ρ	t	ρ	T	ρ	t
dA5	0.91	8.4	0.79	1.2	0.00	0.3	-0.06	24.1	0.37	0.45
dA20	0.94	8.4	0.64	1.3	0.19	0.3	0.05	24.1	0.18	0.72
dA45	0.88	9.2	0.66	1.3	0.04	0.3	0.18	24.1	-0.03	0.65
dA75	0.82	10.1	0.59	1.3	0.06	0.3	0.19	24.1	0.18	0.06
dM5	0.78	4.5	0.29	0.3	0.24	0.3	0.00	24.1	-0.31	0.61
dM20	0.95	4.5	0.51	0.3	0.08	0.3	0.04	24.1	-0.11	0.72
dM45	0.88	6.2	0.58	1.1	0.09	0.3	0.20	24.1	-0.13	0.53
dM75	0.88	10.1	0.60	1.1	0.07	0.3	0.17	24.1	-0.25	0.32
dB5	0.82	2.8	0.35	0.4	0.20	0.3	-0.08	24.1	-0.37	0.76
dB20	0.90	2.8	0.46	0.4	0.06	0.3	-0.01	22.4	-0.21	0.72
dB45	0.88	8.9	0.63	1.2	0.17	0.3	-0.05	24.1	0.09	0.70
dB75	0.89	9.7	0.44	1.2	-0.03	0.3	0.14	24.1	-0.36	0.34

EI											
dA5	0.82	3.3	0.57	0.3	0.31	2.1	0.13	18.4	0.27	0.45	
dA20	0.83	3.3	0.55	0.3	0.24	2.1	0.15	18.4	-0.01	0.73	
dA45	0.85	3.3	0.53	0.3	0.24	2.1	0.17	18.4	0.04	0.66	
dA75	0.87	5.3	0.50	0.3	0.30	2.1	0.07	18.4	0.28	0.06	
dM5	0.75	1.8	0.38	0.2	0.15	1.7	0.08	18.4	-0.03	0.73	
dM20	0.93	1.8	0.59	0.3	0.09	1.7	0.28	18.4	0.04	0.72	
dM45	0.89	3.2	0.57	0.3	0.27	2.1	0.19	18.4	0.09	0.54	
dM75	0.85	3.2	0.35	0.3	0.24	6.5	0.24	18.4	0.01	0.37	
dB5	0.65	2.7	0.57	0.2	0.25	2.1	0.11	18.4	-0.48	0.78	
dB20	0.84	1.8	0.66	0.3	0.17	2.1	0.37	18.4	-0.07	0.73	
dB45	0.83	1.8	0.54	0.3	0.27	2.1	0.11	18.4	-0.03	0.71	
dB75	0.65	2.7	0.57	0.2	0.25	2.1	0.11	18.4	-0.48	0.78	
EH											
dA5	0.84	3.2	0.48	0.3	0.15	11	0.22	15.7	-0.23	0.46	
dA20	0.89	3.2	0.69	0.3	-0.01	11	0.42	15.7	-0.28	0.73	
dA45	0.91	3.3	0.56	0.3	0.06	11	0.37	15.7	0.26	0.67	
dA75	0.82	3.3	0.41	0.3	0.17	11	0.29	15.7	0.12	0.08	
dM5	0.83	1.7	0.44	0.2	-0.32	8.7	0.32	15.7	0.08	0.79	
dM20	0.87	1.0	0.60	0.4	-0.06	11	0.44	15.7	-0.35	0.73	
dM45	0.88	3.2	0.63	0.4	0.07	11	0.36	15.7	0.37	0.56	
dM75	0.59	1.7	0.18	0.4	-0.09	11	0.17	15.7	0.27	0.38	
dB5	0.88	2.1	0.63	0.3	0.62	8.7	0.59	15.7	-0.89	0.82	
dB20	0.91	2.1	0.54	0.4	0.20	11	0.37	15.7	0.01	0.73	
dB45	0.79	2.7	0.36	0.4	0.03	11	0.24	15.7	-0.20	0.71	
dB75	0.73	1.3	0.36	0.4	-0.05	11	0.31	15.7	-0.02	0.41	

Durante el EI se obtuvieron valores intermedios de $\Delta\theta_{max}$ con respecto al ES y el EH en todas las posiciones de la ladera (Tabla 4). De los 36 eventos analizados, 13 de estos alcanzaron el punto de saturación en B5, con volúmenes precipitados entre 6 y 20 mm y con intensidades que oscilaron entre 0.3 y 2.9 mm h⁻¹. Mientras que, durante el EH se obtuvieron los valores más bajos de $\Delta\theta_{max}$ en todas las posiciones de la ladera (excepto en las posiciones A5, A75 y B45 en donde se obtuvieron los valores más altos). En este estado se alcanzó el punto de saturación en 16 de los 19 eventos analizados en la posición B5.

Independientemente del estado de humedad analizado los $\Delta\theta_{max}$ obtenidos en todas las posiciones topográficas a 20 cm de profundidad fueron los más bajos y con valores similares, con $\Delta\theta_{max}$ entre 0.002 y 0.004 cm³ cm⁻³ (Tabla 4) durante cualquiera de los tres estados de humedad analizados.

3.3. Factores que controlan el cambio máximo de humedad del suelo

Los coeficientes de correlación de Spearman (ρ) entre $\Delta\theta_{max}$, con las características de los eventos y las variables meteorológicas, se reportan en la Tabla 5. Los resultados obtenidos mostraron que los valores de ρ entre $\Delta\theta_{max}$ y el volumen precipitado, durante el evento (Vol), fueron estadísticamente significativos ($p < 0.05$, valores de ρ en negrita en la Tabla 5) y superiores a 0.72 para todos los estados de humedad en todas las posiciones topográficas y todas las profundidades, excepto en B5 durante el EI ($\rho = 0.65$) y en M75 durante el EH ($\rho = 0.59$). Con respecto a la intensidad de los eventos (Int), los valores de ρ durante el ES fueron superiores a 0.59 ($p < 0.05$) en la parte A de la ladera. En las partes M y B, en donde la correlación fue estadísticamente significativa,

los valores de ρ variaron entre 0.51 y 0.63 (no existió correlación significativa entre $\Delta\theta_{max}$ e Int en las posiciones M5, B5, B20 y B75). Durante el EI los valores de ρ fueron superiores a 0.50 ($p < 0.05$), excepto en M5 y M75. Mientras que, durante el EH, los valores de ρ fueron mayores a 0.48 ($p < 0.05$), la correlación no fue estadísticamente significativa en A75, M5, M75, B45 y B75.

Los valores de ρ obtenidos con las condiciones meteorológicas antecedentes, como la precipitación previa de 5 días (Ap_{5d}), la ETo antecedente de 15 días (AET_{015d}) así como con θ_{ini} , tuvieron correlación estadísticamente significativa únicamente en la posición B5 durante el EH (Tabla 5). Por otra parte, las demás variables relacionadas con las condiciones meteorológicas antecedentes no tuvieron correlación estadística significativa (ρ entre -0.47 y 0.46 y $p > 0.06$; correlaciones no incluidas en la Tabla 5 por brevedad, estos valores pueden observarse en el anexo del artículo).

3.4. Umbrales de la relación entre el cambio máximo de humedad del suelo versus las características del evento y variables meteorológicas

La variación de los umbrales (t) obtenidos del análisis de los diagramas de dispersión entre las variables meteorológicas y características de los eventos que controlan $\Delta\theta_{max}$, se reportan en la Tabla 5. Los resultados obtenidos mostraron que únicamente los umbrales del volumen precipitado del evento (Vol) revelaron una respuesta umbral bien definida durante el ES, en cualquier posición topográfica (Fig. 4). Durante EI y EH, en cualquier posición topográfica, los umbrales de Vol, así como los umbrales del resto de factores meteorológicos: Int, Ap_{5d} y AET_{015d} (durante cualquier estado), mostraron una respuesta menos clara.

La Figura 4 representa la variación de los umbrales, utilizando los diagramas de dispersión, en donde se observan los $\Delta\theta_{max}$ como una función del Vol durante los diferentes estados de humedad. En general, se revelaron tres formas de variación de los valores del umbral, las cuales fueron: (i) en una determinada posición topográfica, y durante un determinado estado de humedad, los umbrales incrementaron al aumentar la profundidad desde los 5 cm hacia los 75 cm de profundidad; (ii) durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte A de la ladera y los más bajos a la parte B; y (iii) en una determinada posición topográfica, los umbrales más altos correspondieron al ES y los más bajos al EH. Dentro de la variación de umbrales (i) se identificó que durante un

determinado estado de humedad y en una determinada parte de la ladera, el umbral más bajo de Vol, Int y Ap_{5d} correspondió a la capa de suelo menos profundo (5 cm) y aumentó para obtener la respuesta de humedad en el estrato de suelo más profundo (75 cm). Por ejemplo, durante ES, en la parte A, el umbral de Vol aumentó, desde los 5 cm a los 75 cm de profundidad, de 8.4 mm a 10.1 mm, de 4.5 a 10.1 mm en la parte M y de 2.8 a 9.7 mm en la parte B. Mientras que, el umbral de Int aumentó de 1.2 a 1.3 $mm\ h^{-1}$ en la parte A, de 0.3 a 1.1 $mm\ h^{-1}$ en la parte M y de 0.4 a 1.2 $mm\ h^{-1}$ en la parte B (Tabla 5). No obstante, estas tendencias no se presentaron para los umbrales de Vol durante el EI en la posición B20 y B45 y durante el EH en las posiciones M20, M75 y B75

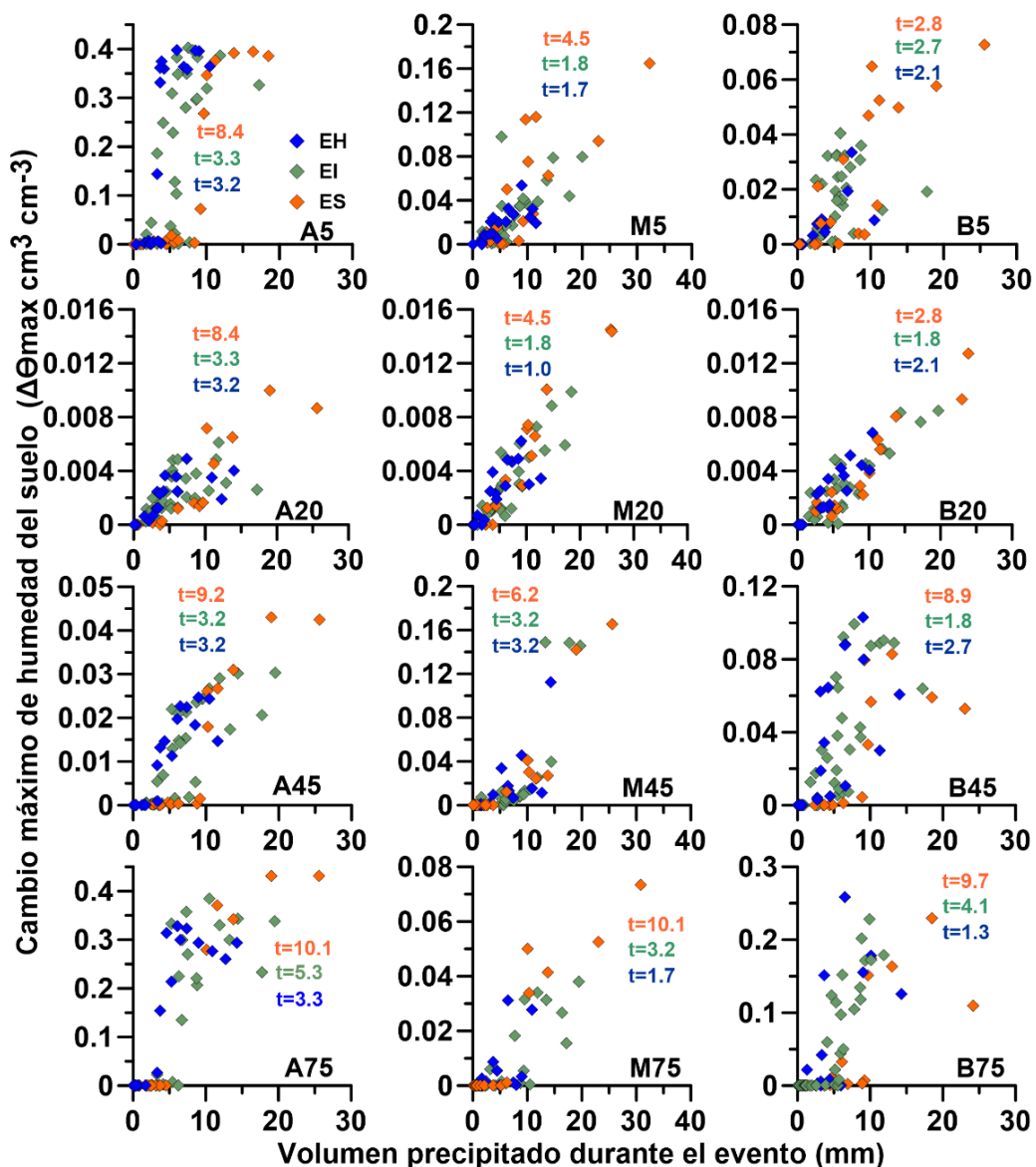


Figura 4. Cambio máximo de humedad del suelo versus el volumen del evento precipitado durante los diferentes estados de humedad, en cada posición topográfica y profundidad dentro de la ladera. En esta figura: t = umbrales; A, M y B, son la posición alta, media y baja de la ladera; 5, 20, 45 y 75 las profundidades del suelo (cm) dentro de la ladera, en las cuales se llevó a cabo el análisis. En la sub-figura A5 se denota el color usado para diferenciar el ES (tomate), EI (verde) y EH (azul).

Por otra parte, la variación de umbrales (ii) reveló que durante un determinado estado de humedad, los umbrales del Vol e Int disminuyeron en función del avance hacia las posiciones topográficas inferiores de la ladera. De esta manera, en la misma profundidad de suelo, los umbrales más altos correspondieron a la parte A y los más bajos a la parte B de la ladera (por ejemplo, durante el ES los umbrales de Vol, a 5 cm de profundidad, disminuyeron desde 8.4 mm en A5 a 2.8 mm en B5, y en Int disminuyeron desde 1.2 mm hr⁻¹ en A5 a 0.4 mm hr⁻¹ en B5). Sin embargo, durante EI y EH, los umbrales de Vol fueron más bajos en la posición M de la ladera, específicamente en las profundidades de 5 y 20 cm (1.8 mm); también, durante EI se encontró el valor umbral más bajo (3.2 mm) en la posición M a 75 cm. Mientras que, durante el ES se obtuvieron los umbrales más bajos de Int (0.3 a 1.1 mm hr⁻¹) en todas las profundidades de la parte M. Además, los umbrales de AET_{O15d} no variaron en función del avance desde la posición A hacia la B de la ladera, mientras que la variación de umbrales (iii) identificó que los valores de umbral más altos se obtuvieron durante el ES y los más bajos durante EH para los factores Vol, Int y AET_{O15d}. Por ejemplo, en A5 los umbrales disminuyeron al pasar de ES a EH desde 8.4 a 3.2 mm en el Vol, desde 1.3 a 0.3 mm hr⁻¹ en la Int y desde 24.1 a 15.7 mm en la AET_{O15d} (Tabla 5). Estas tendencias fueron opuestas para los umbrales de los factores Ap_{5d} y θ_{ini} en todas las posiciones y profundidades dentro de la ladera. Por ejemplo, en M5 el valor de umbral aumentó al pasar del ES al EH desde 0.3 a 8.7 mm en la Ap_{5d} y desde 0.61 a 0.79 en la θ_{ini} (Tabla 5).

4. DISCUSIÓN

4.1. Controladores de la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad

La respuesta de $\Delta\theta_{max}$ durante eventos de precipitación reveló que, en las diferentes posiciones topográficas, dichos cambios fueron controlados principalmente por Vol e Int, sin importar los estados de humedad (Tabla 5). Esta observación fue consistente con el estudio de Zhu *et al.* (2014) en los $\Delta\theta_{max}$ de una región subtropical de China, bajo condiciones húmedas o secas. De igual manera, Albertson & Kiely (2001) y Liu *et al.* (2015) contrastaron estos resultados en praderas de zonas húmedas y áridas, respectivamente. Por otra parte, los valores bajos de correlación (en ningún caso con significancia estadística) obtenidos con las variables meteorológicas antecedentes restantes, no mostraron influencia en $\Delta\theta_{max}$ a escala de eventos de precipitación. Estos resultados fueron similares a los encontrados por Lozano-Parra *et al.* (2015) quienes no obtuvieron indicios de ser factores influyentes del cambio de humedad en praderas de clima Mediterráneo en España. Sin embargo estos factores han revelado mayor influencia en estudios que consideran escalas temporales semanales o mensuales (Crockford & Richardson, 2000).

No obstante, la importancia de los controladores de $\Delta\theta_{max}$, revelaron una variación de acuerdo con el estado de humedad y a la posición topográfica analizada. Estudios en varios ecosistemas han demostrado que en diferentes posiciones de la ladera existe variación de la humedad del suelo y su respuesta a la lluvia así como los flujos

preferenciales, que a su vez se desencadenan por la cantidad, intensidad de la lluvia y las condiciones antecedentes de humedad (Graham & Lin, 2011; Hardie *et al.*, 2011; Lin & Zhou, 2008; Wickenkamp, Huisman, Bogaen, Lin, & Vereecken, 2016). De esta manera, bajo cualquier estado de humedad, en la parte A de la ladera se notó un claro control del volumen precipitado (Tabla 5). Esta observación fue consistente con el estudio de Kim (2009) quien determinó al volumen del evento como principal controlador de los cambios de humedad en la parte alta de una ladera de topografía empinada (45%). Por otra parte, las posiciones M y B de la ladera evidenciaron una disminución en la influencia del volumen precipitado (especialmente en las profundidades de 45 y 75 cm). Esto se puede atribuir a la conectividad hidrológica de ladera durante el estado intermedio o húmedo. A estas posiciones de la ladera Kim (2009) las denominó como la zona media, en donde se reveló una estabilidad a las respuestas a los eventos de lluvia durante los periodos seco y lluvioso, y la zona baja de la ladera como una zona de almacenamiento de agua del suelo, la cual corresponde a la parte B de nuestra ladera experimental.

4.2. Umbrales de lluvia e intensidad en la respuesta máxima de humedad del suelo en diferentes posiciones topográficas de la ladera y bajo diferentes estados de humedad

El análisis de umbrales reveló que en una determinada posición topográfica y durante un determinado estado de humedad, los valores umbral más bajos corresponden al estrato más cercano a la superficie (5 cm) y los valores umbral más altos corresponden al estrato de mayor profundidad (75 cm) (Tabla 5). Resultados similares fueron obtenidos por He, Zhao, Liu, & Chang (2012) en praderas subalpinas de regiones montañosas, en donde se demostró que el volumen precipitado necesario para generar respuesta en la humedad de suelo aumentó desde 15 mm a los 20 cm, 20 mm a los 40 cm, hasta 40 mm a los 60 cm de profundidad. De igual manera, Heisler-White, Knapp, & Kelly (2008) demostraron que los eventos de mayor volumen (en promedio 31.7 mm) permiten ganancia de humedad a mayores profundidades en el perfil del suelo, a diferencia de los eventos de bajo volumen precipitado (en promedio 21.1 mm) en praderas de clima semiárido.

Por otra parte, se observó que durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte A de la ladera y los más bajos a la parte B. Debido a que la ladera se encuentra más húmeda en la parte baja independientemente del estado de humedad (Fig. 4e). En laderas subtropicales con cobertura de prado y plantaciones de té, Zhu *et al.* (2014) encontraron similares hallazgos al evaluar la variación del almacenamiento (obtenidos de la multiplicación del contenido de humedad del suelo por el espesor del mismo), demostrando que en las partes altas fue necesario eventos mayores a 37 mm para generar cambios de almacenamiento entre 23 y 28 mm, mientras que, en las partes bajas eventos menores a 10 mm generaron cambios de almacenamiento mayores a 35 mm. No obstante, durante EI y EH se encontró que los umbrales más bajos en las profundidades de 5 y 20 cm correspondieron a la parte M de la ladera, lo que puede atribuirse a la mayor influencia de los flujos laterales desde A hacia M durante estos estados, así como a la altura del pajonal circúndate en cada posición topográfica, que en la

parte M oscila entre 45 y 60 cm, mientras que en la B es superior a 90 cm (altura tomada en 10 m² de área circundante a cada posición de la ladera), generando un mayor umbral en la parte B para superar la intercepción generada en el pajonal más denso de esta posición.

Finalmente, con relación a los estados de humedad, en una misma posición topográfica se determinaron umbrales más altos durante el ES y más bajos durante el EH. Estos resultados fueron consistentes con los de Dusek & Vogel (2016), quienes usando un modelo numérico para evaluar las condiciones de saturación de una ladera, la intensidad y volumen del evento en la generación de flujo subsuperficial en praderas de *Calamagrostis sp.* demostraron que: (1) durante condiciones secas en la ladera (análogas al ES en el presente estudio), el umbral de volumen fue de 96 mm durante eventos con intensidades entre 1.04 y 1.62 mm hr⁻¹; (2) durante condiciones intermedias de saturación (análogas al EI), el umbral de volumen osciló entre 25 y 35 mm durante eventos con intensidades promedio entre 0.91 y 1.21 mm hr⁻¹; y (3) durante condiciones de saturación en la ladera (análogas al EH), el umbral de volumen osciló entre 0 y 12 mm durante eventos con intensidades entre 0.69 y 0.87 mm hr⁻¹. Además, en laderas subtropicales húmedas de pradera, Sarkar, Dutta, & Dubey (2015) demostraron que, durante condiciones secas de humedad antecedente, los eventos de precipitación menores a 35 mm no generan escorrentía superficial, la cual es común durante eventos en los cuales el volumen precipitado excede los 28 mm durante condiciones altas de humedad antecedente, contrastando la variación de umbrales atribuidas a los estados de humedad. A pesar de que el patrón de variación de umbrales fue consistente con nuestros hallazgos, los valores umbral fueron sustancialmente más altos que los umbrales de nuestro estudio. Lo que puede atribuirse a la alta capacidad de retención de agua en los suelos y la pendiente de nuestra ladera experimental (pF 0 entre 0.78 y 0.84 cm³ cm⁻³ y pendiente de 42%) en comparación a los estudios de Dusek & Vogel (2016) y Sarkar *et al.* (2015), en donde el pF 0 osciló entre 0.49 y 0.54 cm³ cm⁻³ y la pendiente entre 14 y 20%.

5. CONCLUSIONES

El análisis de respuesta máxima de cambios de humedad en la ladera experimental de pradera del Páramo húmedo Andino reveló que la parte alta de la ladera muestra mayor dinámica en respuesta a los eventos de lluvia, mientras que en la parte media y, sobre todo, en la parte baja, la respuesta es menos pronunciada debido a que las zonas más bajas reciben flujos provenientes de las partes alta y media, lo que contribuye a mantener humedades altas en todas las profundidades del suelo. La alta humedad sostenida sobre la capacidad de campo, del análisis a 20 cm del horizonte Ah, sugiere que a este estrato puede atribuirse la alta capacidad de almacenamiento y regulación del agua del Páramo Andino.

En relación con los controladores de la respuesta máxima de la humedad, durante el estado seco se obtuvo mayor influencia de la cantidad e intensidad de la precipitación (especialmente en la parte alta de la ladera). Mientras que durante el estado intermedio y húmedo se reveló una mayor influencia de las condiciones antecedentes de precipitación y evapotranspiración de los 5 y 15 días

previos, respectivamente. La influencia de cada factor contribuyó a un mejor entendimiento de la conectividad hidrológica en las laderas del Páramo Andino. No obstante, esta caracterización podría ser mejorada usando mediciones directas en zanjas al pie de ladera (o incluso por posición topográfica), ya que en este estudio se abordó una inferencia de estos flujos a través de la medición indirecta de la humedad del suelo.

Con respecto al análisis de variación de los umbrales de cantidad e intensidad del evento, se revelaron tres tendencias claramente marcadas: (i) la variación de los valores umbral en una determinada posición topográfica y durante un determinado estado de humedad, reveló un incremento en función del aumento de profundidad, desde los 5 cm hacia los 75 cm de profundidad; (ii) durante un determinado estado de humedad y a una misma profundidad, los umbrales más altos correspondieron a la parte alta de la ladera y los más bajos a la parte baja de la misma; y (iii) en una determinada posición topográfica, los umbrales más altos correspondieron al estado seco y los más bajos al estado húmedo. No obstante, esta caracterización podría ser mejorada usando mediciones directas en zanjas al pie de ladera (o incluso por posición topográfica), ya que en este estudio se abordó una inferencia de estos flujos a través de la medición indirecta de la humedad del suelo. Además, estudios complementarios para investigar la conectividad hidrológica en cada posición y profundidad de la ladera podrían realizarse por medio del uso de trazadores artificiales o hidrológicos naturales, los cuales han ofrecido un potencial para el análisis de rutas de generación de escorrentía y conectividad subsuperficial en estas regiones montañosas de los Andes (por ejemplo Correa *et al.*, 2017; Mosquera *et al.*, 2016).

Finalmente, al evaluar la dinámica hidrológica de subsuperficie para identificar los principales controladores y umbrales de esta respuesta en cada posición topográfica de la ladera, este estudio contribuye de manera relevante al esfuerzo por preservar y manejar de manera sostenible las praderas de los ecosistemas montañosos alto Andinos, que sufren afecciones en sus suelos (y por tanto a la generación de escorrentía) debido principalmente a la labranza y pastoreo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo gracias al proyecto de investigación “Desarrollo de indicadores hidrológicos funcionales para la evaluación del impacto del cambio global en ecosistemas Andinos” financiado por la Secretaría de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación (SNESCYT) y la Dirección de Investigación de la Universidad de Cuenca (DIUC). Además, los autores agradecen a ETAPA-EP y al Ministerio del Ambiente del Ecuador por la provisión de permisos para conducir este estudio en el Parque Nacional Cajas (N_002-SGA-2014-PNC-BD-VR), así como al equipo de monitoreo conformado por Juan Pesantez, Darío Zhiña, Franklin Marín y Jorge Ramón.

REFERENCIAS

- Albertson, J. D., & Kiely, G. (2001). On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models. *Journal of Hydrology*, 243(1), 101-119. [http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00405-4](http://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00405-4)
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 56. Available at <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.htm#Contents>
- Blanco, C. M. G., Gomez, V. M. B., Crespo, P., & Ließ, M. (2018). Spatial prediction of soil water retention in a Páramo landscape: Methodological insight into machine learning using random forest. *Geoderma*, 316, 100-114. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.12.002>
- Blume, T., Zehe, E., & Bronstert, A. (2009). Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1215-1234.
- Buttle, J. M., Dillon, P. J., & Eerkes, G. R. (2004). Hydrologic coupling of slopes, riparian zones and streams: an example from the Canadian Shield. *Journal of Hydrology*, 287(1), 161-177. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.022>
- Buttle, J. M., & McDonald, D. J. (2002). Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slope. *Water Resources Research*, 38(5), 16-18. <http://doi.org/10.1029/2001WR000773>
- Buytaert, W., & Beven, K. (2010). Models as multiple working hypotheses : hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, 25, 1784-1799. <http://doi.org/10.1002/hyp.7936>
- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1), 53-72.
- Buytaert, W., & De Bièvre, B. (2012). Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, 48(8), 1-13. <http://doi.org/10.1029/2011WR011755>
- Buytaert, W., Iñiguez V., & De Bièvre, B. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean paramo. *Forest Ecology and Management*, 251(1-2), 22-30. <http://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.035>
- Buytaert, W., Wyseure, G., De Bièvre, B., & Deckers, J. A. (2005). The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in South Ecuador. *Hydrological Processes*, 19(20), 3985-3997.
- Célleri, R., & Feyen, J. (2009). The hydrology of tropical andean ecosystems: Importance , knowledge status and perspectives. *Mountain Research and Development*, 29(4),350-355. <https://doi.org/10.1659/mrd.00007>
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space-time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21(24), 3316-3327. <http://doi.org/10.1002/hyp.6575>
- Cobos, D. R., & Chambers, C. (2010). *Calibrating ECH2O soil moisture sensors. Application Note*. Decagon Devices, Pullman, WA, USA. Disponible en <http://www.onsetcomp.com/files/15922-C%20Calibrating%20ECH2O%20Soil%20Moisture%20Sensors.pdf>
- Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B., & Célleri, R. (2015). Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data. *Mountain Research and Development*, 35(3), 230-239.
- Correa, A., Windhorst, D., Tetzlaff, D., Crespo, P., Célleri, R., Feyen, J., & Breuer, L. (2017). Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo. *Water Resources Research*, 53(7), 5998-6017. <http://doi.org/10.1002/2016WR020187>
- Crespo, P., Célleri, R., Buytaert, W., Feyen, J., Iñiguez, V., Borja, P., & Bievre, B. (2010). *Land use change impacts on the hydrology of wet Andean páramo ecosystems*. IAHS-AISH publication 2010. Disponible en [dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/22092/1/scopus 135.pdf](https://space.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/22092/1/scopus%20135.pdf)
- Crespo, P. J., Feyen, J., Buytaert, W., Bücker, A., Breuer, L., Frede, H.-G., & Ramírez, M. (2011). Identifying controls of the rainfall-runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407(1-4), 164-174. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.021>
- Crockford, R. H., & Richardson, D. P. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16-17), 2903-2920. [http://doi.org/10.1002/1099-1085\(200011/12\)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6](http://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6)
- Dunkerley, D. (2008). Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrological Processes*, 22(26), 5024-5036. <https://doi.org/10.1002/hyp.7122>
- Dusek, J., & Vogel, T. (2016). Hillslope-storage and rainfall-amount thresholds as controls of preferential stormflow. *Journal of Hydrology*, 534, 590-605. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.047>
- Famiglietti, J. S., Rudnicki, J. W., & Rodell, M. (1998). Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*, 210(1), 259-281. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00187-5](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00187-5)
- Gómez-Plaza, A., Alvarez-Rogel, J., Albaladejo, J., & Castillo, V. M. (2000). Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes*, 14(7), 1261-1277. [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(200005\)14:7<1261::AID-HYP40>3.0.CO;2-D](http://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(200005)14:7<1261::AID-HYP40>3.0.CO;2-D)
- Graham, C. B., & Lin, H. S. (2011). Controls and Frequency of Preferential Flow Occurrence: A 175-Event Analysis All rights reserved. No part of this periodical may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording, or any. *Vadose Zone Journal*, 10, 816-831.

- <http://doi.org/10.2136/vzj2010.0119>
- Graham, C. B., Woods, R. A., & McDonnell, J. J. (2010). Hillslope threshold response to rainfall: (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*, 393(1), 65-76. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.015>
- Grayson, R. B., Western, A. W., & Chiew, F. H. S. (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns. *Water Resources Research*, 33(12), 2897-2908.
- Gwak, Y., & Kim, S. (2017). Factors affecting soil moisture spatial variability for a humid forest hillslope. *Hydrological Processes*, 31(2), 431-445. <http://doi.org/10.1002/hyp.11039>
- Hardie, M. A., Cotching, W. E., Doyle, R. B., Holz, G., Lisson, S., & Mattern, K. (2011). Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. *Journal of Hydrology*, 398(3), 191-201. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.008>
- He, Z., Zhao, W., Liu, H., & Chang, X. (2012). The response of soil moisture to rainfall event size in subalpine grassland and meadows in a semi-arid mountain range: A case study in northwestern China's Qilian Mountains. *Journal of Hydrology*, 420-421, 183-190. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.056>
- Heisler-White, J. L., Knapp, A. K., & Kelly, E. F. (2008). Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland. *Oecologia*, 158(1), 129-140. <http://doi.org/10.1007/s00442-008-1116-9>
- Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, G. D., Espeleta, J. F., Troch, P. A., & Huxman, T. E. (2010). Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the "homogenizing" effect of vegetation. *Water Resources Research*, 46(9), 1-15. <https://doi.org/10.1029/2009WR008611>
- Jost, G., Schume, H., & Hager, H. (2004). Factors controlling soil water-recharge in a mixed European beech (*Fagus sylvatica* L.)-Norway spruce [*Picea abies* (L.) Karst.] stand. *European Journal of Forest Research*, 123(2), 93-104. <https://doi.org/10.1007/s10342-004-0033-7>
- Kim, S. (2009). Characterization of soil moisture responses on a hillslope to sequential rainfall events during late autumn and spring. *Water Resources Research*, 45(9), 1-15. <http://doi.org/10.1029/2008WR007239>
- Lawrence, J. E., & Hornberger, G. M. (2007). Soil moisture variability across climate zones. *Geophysical Research Letters*, 34(20), 1-5. doi:10.1029/2007GL031382
- Lin, H., & Zhou, X. (2008). Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills catchment. *European Journal of Soil Science*, 59(1), 34-49. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00988.x>
- Liu, X., He, Y., Zhang, T., Zhao, X., Li, Y., Zhang, L., ... Yue, X. (2015). The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 8699-8708. <http://doi.org/10.1007/s12665-015-4125-0>
- Lozano-Parra, J., Schnabel, S., & Ceballos-Barbancho, A. (2015). The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. *Journal of Hydrology*, 529(Part 3), 951-961. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.018>
- Mosquera, G. M., Célleri, R., Lazo, P. X., Vaché, K. B., Perakis, S. S., & Crespo, P. (2016). Combined use of isotopic and hydrometric data to conceptualize ecohydrological processes in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrological Processes*, 30(17), 2930-2947. <http://doi.org/10.1002/hyp.10927>
- Mosquera, G. M., Lazo, P. X., Célleri, R., Wilcox, B. P., & Crespo, P. (2015). Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena*, 125, 120-128. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.010>
- Muñoz, P., Célleri, R., & Feyen, J. (2016). Effect of the resolution of tipping-bucket rain gauge and calculation method on rainfall intensities in an Andean mountain gradient. *Water*, 8(11), 534. <http://doi.org/10.3390/w8110534>
- Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W., De Bièvre, B., Célleri, R., Crespo, P., Villacís, M., ... Arias, S. (2016). Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hydrological Processes*, 30(22), 4074-4089. <http://doi.org/10.1002/hyp.10980>
- Oosterbaan, R. J., & Nijland, H. J. (1994). *Determining the saturated hydraulic conductivity*. Chapter 12, In: Ritzema, H. P. (Ed.). *Drainage Principles and Applications*, International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), Wageningen, The Netherlands, pp. 1125.
- Padrón, R., Wilcox, B., Crespo, P., & Celleri, R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 985-996. <http://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0135.1>
- Rodriguez-Iturbe, I. (2000). Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), 3-9.
- Sarkar, R., Dutta, S., & Dubey, A. K. (2015). An insight into the runoff generation processes in wet sub-tropics: Field evidences from a vegetated hillslope plot. *Catena*, 128, 31-43. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.01.006>
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Waldron, S., Malcolm, I. A., Bacon, P. J., Dunn, S. M., ... Youngson, A. F. (2007). Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. *Hydrological Processes*, 21(10), 1289-1307. <http://doi.org/10.1002/hyp.6309>
- Tromp-van Meerveld, H. J., & McDonnell, J. J. (2006). Threshold relations in subsurface stormflow: 1. A 147-storm analysis of the Panola hillslope. *Water Resources Research*, 42(2), n/a--n/a. <http://doi.org/10.1029/2004WR003778>
- van Reeuwijk, L. P. (1993). *Procedures for soil analysis*. International Soil Reference and Information Centre. Retrieved from <https://books.google.com.ec/books?id=r6QdAQAAAMAJ>
- Weiler, M., & Naef, F. (2003). An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrological Processes*, 17(2), 477-

493. <http://doi.org/10.1002/hyp.1136>
 Wiekenkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Lin, H. S., & Vereecken, H. (2016). Spatial and temporal occurrence of preferential flow in a forested headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 534(C), 139-149. <http://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.050>

Zhu, Q., Nie, X., Zhou, X., Liao, K., & Li, H. (2014). Soil moisture response to rainfall at different topographic positions along a mixed land-use hillslope. *Catena*, 119, 61-70. <http://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.010>

ANEXO. Coeficientes de correlación de Spearman (ρ) entre las condiciones meteorológicas antecedentes y $\Delta\theta_{max}$ en cada ubicación topográfica y profundidad dentro de la ladera experimental, durante los estados de humedad seco (ES), intermedio (EI) y húmedo (EH). En esta tabla: d = $\Delta\theta_{max}$; A, M y B, las posiciones altas, media y baja dentro de la ladera; 5, 20, 45 y 75, las profundidades del suelo (cm) en las que se realizó el análisis.

	Ap12h	Ap1d	Ap10d	Ap15d	AETo12d	AETo1d	AETo5d	AETo10d
ES								
dU5	-0.20	-0.03	0.03	0.18	0.35	0.35	0.00	0.16
dU20	-0.16	-0.07	0.24	0.13	0.27	0.27	0.18	0.27
dU45	-0.03	0.15	0.05	0.07	0.35	0.35	0.26	0.36
dU75	0.06	0.16	0.15	0.11	0.36	0.36	0.27	0.32
dM5	0.19	0.23	0.25	0.00	0.00	0.00	0.15	0.14
dM20	0.09	0.19	0.06	-0.14	0.20	0.20	0.26	0.24
dM45	0.05	0.13	0.13	0.04	0.24	0.24	0.31	0.36
dM75	0.02	0.13	0.12	0.03	0.28	0.28	0.29	0.34
dB5	0.07	0.19	0.31	0.07	-0.02	-0.02	0.05	0.00
dB20	0.04	0.11	0.01	-0.07	0.12	0.12	0.16	0.21
dB45	-0.02	0.11	0.16	0.08	0.39	0.39	0.15	0.18
dB75	-0.19	0.01	-0.01	-0.08	0.38	0.38	0.28	0.34
EI								
dA5	0.04	0.10	0.18	0.05	0.07	0.07	-0.08	0.06
dA20	-0.14	-0.11	0.05	-0.02	0.14	0.14	0.04	0.10
dA45	-0.05	-0.03	0.07	-0.06	0.04	0.04	-0.09	0.05
dA75	0.08	0.04	0.13	0.06	0.04	0.04	-0.12	0.01
dM5	-0.02	-0.06	0.10	0.00	0.04	0.04	-0.03	0.04
dM20	-0.15	-0.17	0.03	0.01	0.12	0.12	0.16	0.26
dM45	0.13	0.09	0.09	0.03	0.12	0.12	-0.03	0.11
dM75	0.20	0.17	0.12	0.03	-0.04	-0.04	0.11	0.21
dB5	-0.09	-0.12	0.17	0.11	0.31	0.31	-0.04	-0.05
dB20	-0.19	-0.04	-0.07	-0.12	0.30	0.30	0.10	0.31
dB45	0.09	0.16	0.13	0.03	0.13	0.13	-0.09	0.00
dB75	-0.07	-0.09	0.19	0.10	0.22	0.22	-0.02	0.11
EH								
dA5	-0.03	0.41	-0.03	-0.10	0.01	0.01	-0.07	0.12
dA20	-0.38	0.14	-0.23	-0.35	0.16	0.16	0.45	0.46
dA45	-0.23	0.30	-0.10	-0.24	0.04	0.04	0.16	0.23
dA75	-0.24	0.25	0.06	-0.08	0.02	0.02	0.06	0.12
dM5	-0.32	0.00	-0.45	-0.47	-0.03	-0.03	0.39	0.28
dM20	-0.07	0.36	-0.23	-0.33	0.04	0.04	0.31	0.39
dM45	0.02	0.41	-0.06	-0.16	-0.01	-0.01	0.12	0.28
dM75	0.24	0.46	-0.30	-0.25	0.22	0.22	0.10	0.18
dB5	-0.40	0.16	0.46	0.33	0.29	0.29	0.34	0.40
dB20	-0.09	0.34	-0.09	-0.29	0.18	0.18	0.09	0.26
dB45	-0.12	0.17	-0.28	-0.41	0.01	0.01	0.00	0.05
dB75	-0.18	0.20	-0.34	-0.29	0.14	0.14	0.22	0.29