

Modelación de caudales en función de los macroporos del suelo en una microcuenca forestal de Durango, México

Modeling runoff components as a function of soil macropores in a forest watershed of Durango, Mexico

José Návar^{1‡}, Liliana Lizárraga Mendiola² y Marco A. Jiménez Gómez³

¹ Profesor de Hidrología Forestal y Manejo de Cuencas Hidrológicas. Tecnológico Nacional de México-Instituto Tecnológico de Ciudad Victoria, Tamps. Blvd. Emilio Portes Gil No. 1301 Pte. 87010 Cd. Victoria, Tamps., México.

[‡] Autor responsable (jose.navar@itvictoria.edu.mx)

² Profesora de Química Ambiental, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ingeniería. Carretera Pachuca-Tulancingo km 4.5, Col. Carboneras. 42184 Mineral de la Reforma, Pachuca, Hidalgo, México.

³ Profesor de Estadística, Tecnológico Nacional de México-Instituto Tecnológico de Ciudad Victoria. Blvd. Emilio Portes Gil No. 1301 Pte. 87010 Cd. Victoria, Tamaulipas, México.

RESUMEN

La predicción de caudales en suelos forestales y el efecto potencial de la silvicultura son importantes en el manejo forestal. En este reporte de investigación se probó el efecto de la presencia y ausencia de macroporos en el suelo en la producción de caudales utilizando un balance hidrológico de masas. Con mediciones de la precipitación diaria (P) y la evaporación en evaporímetros (Et), desde 1945 hasta 2007 y utilizando submodelos para estimar la interceptación (I) y la evapotranspiración potencial (Etp), se calcularon las descargas superficiales (Qs), subsuperficiales (Qp), y los cambios en el contenido de humedad del suelo (θ) para la microcuenca La Rosilla II del Salto, Pueblo Nuevo en el Estado de Durango, México. Los resultados del análisis matemático mostraron que la falta de macroporos aumentó Qs en 149 mm pero disminuyó Qp a 0; así mismo la evapotranspiración actual (Eta) aumentó de 506 mm hasta 541 mm y el valor promedio de θ cambió de 0.43 a 0.38 cm cm⁻¹. Como consecuencia, la ausencia de macroporos trae consigo la falta de caudales de infiltración profunda por la eliminación de la recarga y el aumento de la escorrentía superficial durante la época de lluvias y un aumento en el agua disponible para Eta. Es por estas razones que las prácticas de manejo forestal deben de estar encaminadas al mantenimiento de los bosques que cumplan al mismo tiempo con los objetivos del manejo forestal, destinado a la producción de bienes, y con su efecto regulador en la hidrología de los suelos forestales para cumplir con uno de los objetivos de los servicios que prestan los ecosistemas forestales.

Palabras clave: *manejo forestal, bienes y servicios, balance hídrico, modelos físicamente basados, regresión no-lineal.*

SUMMARY

The prediction of streamflow production with mathematical techniques and the potential relationship to silvicultural practices in forest soils is important in conventional and sustainable forest management. In this paper, we report the effect of the presence and absence of soil macropores in streamflow production using a mass balance approach. Using daily measurements of precipitation (P) and pan evaporation (Et) from 1945 to 2007 and sub-models to estimate forest interception (I) and potential evapotranspiration (Etp), surface runoff (Qs), sub-surface runoff (Qp), and changes in soil moisture content (θ) were calculated for the watershed La Rosilla II of El Salto, P.N., Durango, México. The results showed that absence of soil macropores increases Qs by 139 mm but diminishes Qp to 0. Actual evapotranspiration, Eta, increases from 506 mm to 541 mm and the average value of θ decreases from 0.43 to 0.38. As a consequence, the absence of soil macropores leads to lack of deep infiltration by eliminating water recharge and augmenting surface runoff during the rainy season, which increases water available for Eta. Therefore, forest management practices must work towards forest maintenance to meet the objectives of conventional forest management to provide goods as well as to regulate the water cycle of forest soils to comply with one of the services furnished by forest ecosystems.

Cita recomendada:

Návar, J., L. Lizárraga Mendiola y M. A. Jiménez Gómez. 2017. Modelación de caudales en función de los macroporos del suelo en una microcuenca forestal de Durango, México. *Terra Latinoamericana* 35: 89-100.

Recibido: agosto de 2016. Aceptado: enero de 2017.
Publicado en *Terra Latinoamericana* 35: 89-100.

Index words: *forest management, goods and services, water balance, physically-based models, no lineal regression.*

INTRODUCCIÓN

Los suelos forestales regulan el ciclo hidrológico (Swank *et al.*, 2001; Jarvis, 2007), reducen los problemas de inundaciones por las altas tasas de infiltración locales (Robichaud, 2000; Laurance, 2007), mantienen los manantiales, ojos de agua y veneros activamente fluyendo durante la época de estiaje, lo que da vida a los arroyos y ríos y en consecuencia a las comunidades riparias en sequías inter-estivales (Baker y Mace, 2007). En regiones áridas y semi-áridas más del 90% del agua que transita por los cauces fue infiltrada profundamente en las regiones montañosas aledañas (Viviroli and Weingartner, 2004; Liniger and Weingartner, 2005).

Los suelos forestales presentan estratos bien definidas, con un horizonte orgánico, por lo general horizontes A, B, y a continuación el material parental. El material rocoso se encuentra generalmente fracturado por la intemperización, la penetración de las raíces de los árboles, por una combinación de ambos o por otros procesos (Laurance, 2007). El paso del agua de la superficie a las capas profundas se realiza a través de los macroporos que resulta de las presiones positivas que se generan localmente en la matriz del suelo (Návar *et al.*, 1995; 1996). Los macroporos son perforaciones dentro de la matriz del suelo que poseen dimensiones mayores que 2 mm de diámetro que incluyen: raíces vivas, en descomposición, conductos hechos por nemátodos e insectos, grietas de desecación, espacios estructurales del suelo, entre otros (Jarvis, 2007). En contraste, los mesoporos o microporos del suelo conducen el agua y el transporte de los químicos siguiendo preferencialmente las leyes del flujo laminar. Las raíces vivas, en descomposición y totalmente descompuestas, los conductos perforados por nemátodos, hormigas y otros insectos y las grietas estructurales del suelo y material rocoso permiten la percolación del agua a sitios de mayor profundidad a velocidades que se ajustan a las leyes cinemáticas y son los principales procesos que recargan acuíferos (Beven y Germann, 1982; Smettem, 2009).

Estudios recientes han demostrado la importancia relativa de los macroporos en el transporte del agua a pesar de su limitada variación espacial (Buttle y

McDonald, 2002; Jarvis, 2007) y de transporte de contaminantes (Turton *et al.*, 1995; Skovdal *et al.*, 2004). Sin embargo, los mecanismos que controlan el flujo del agua a través de los macroporos del suelo sigue siendo un tema controversial (Návar *et al.*, 1996; Hutchinson and Moore, 2000; Weiler, 2001; Jarvis, 2007).

El papel que juegan las estructuras macroporosas del suelo en el flujo del agua es dinámico en el tiempo, entre y dentro de una misma tormenta y en espacio (Návar *et al.*, 1995; McDonnell, 1990). Factores tales como la intensidad de la lluvia y el contenido inicial de humedad del suelo parecen determinar el tipo y número de macroporos que participan activamente en el transporte del agua y contaminantes durante una lluvia (Smettem, 2009; Alaoui *et al.*, 2011). Sin embargo, a escalas intermedias de tiempo, estas estructuras pueden ser perturbadas, modificadas, reducidas o eliminadas de un suelo forestal y cambiar sutilmente los regímenes hidrológicos, sobretudo la producción de escorrentía superficial, sub-superficial y la recarga de acuíferos. La apertura de caminos, de los carriles de arrime y arrastre, las prácticas de sobrepastoreo con diversos animales, los incendios forestales a través del percolado de materia orgánica parcialmente quemada, pero sobre todo el cambio de uso del suelo y el cambio de las especies forestales con diferentes hábitos radiculares pueden modificar substancial y permanentemente el número, las dimensiones y la profundidad de las estructuras macroporosas del suelo forestal (Robichaud, 2000; Williamson y Neilsen, 2000; Jégou *et al.*, 2002; Drewry *et al.*, 2008).

En vista de la importancia que reviste el volumen de macroporos de los suelos forestales en la regulación del ciclo hidrológico, esta investigación tuvo como objetivos a) investigar el efecto de la presencia-ausencia de macroporos en los cambios hidrológicos y b) describir los mejores sistemas de manejo forestal que cumplan con los objetivos primarios de extracción de trocería y secundarios de la conservación de los regímenes hidrológicos de la microcuenca 'La Rosilla II' de Durango, México.

MATERIALES Y MÉTODOS

El estudio se realizó en la microcuenca La Rosilla II en la región del Salto, Pueblo Nuevo, Durango, México. La microcuenca tiene una superficie de 944 ha y se localiza en la cuenca del Río Presidio en

la Región Hidrológica No. 11 del Presidio-San Pedro. La microcuenca se localiza en la porción centro – norte de México, dentro de las coordenadas geográficas extremas, en su posición septentrional, $23^{\circ} 41' 12.6''$ N, $-105^{\circ} 25' 2.9''$ O; en su zona oriental $23^{\circ} 42' 33.9''$ N, $-105^{\circ} 23' 27.7''$ O; en su posición más al norte $23^{\circ} 43' 55.2''$ N y $-105^{\circ} 25' 2.9''$ O, y en su posición occidental $23^{\circ} 42' 33.9''$ N, $-105^{\circ} 26' 37.9''$ O (Figura 1). La microcuenca se eleva desde los 2500 hasta los 2900 m sobre el nivel medio del mar. El clima templado frío predomina en las más altas estribaciones y el clima templado en las estribaciones bajas de la microcuenca (García, 1987). En la parte alta las precipitaciones sobrepasan los 1000 mm anuales, mientras que en las partes bajas la precipitación anual promedio es de 850 mm. El gradiente de precipitación en las vertientes orientales de la cuenca es de aproximadamente 40 mm por cada 100 m de altitud (Návar, 2014). Los bosques templados cubren la totalidad de la microcuenca; donde dominan los bosques puros de pino en las más altas estribaciones y los bosques de pino-encino en las zonas intermedias. Los suelos predominantes son los Litosoles y los Regosoles.

El Balance Hidrológico de los Suelos Forestales.

En este reporte se utilizó un método físico indirecto, clasificado como la técnica del balance de masas que mide las entradas, salidas y cambios del agua en el suelo (Viessman *et al.*, 2007). La entrada

del agua por la lluvia que se almacena en el suelo es el excedente de la precipitación que logra traspasar la barrera de la interceptación. La entrada de agua o tasa de infiltración es alta en suelos forestales (Swank *et al.*, 2001; Viessman *et al.*, 2007) y en suelos de la SMOcc de Durango, en México esta tasa se sobrepasa solo en lluvias intensas que se presentan con una frecuencia promedio cada 2 años (Dueñez *et al.*, 2006). Parte del agua que sobrepasa la barrera de la interceptación humedece el suelo y cuando éste se satura, el contenido de agua entre la capacidad de campo y el punto de saturación escurre superficial o sub-superficialmente y parte se percola hacia mayores profundidades para recargar acuíferos. El contenido de agua por arriba del punto de saturación escurre libremente por la superficie del suelo siguiendo los gradientes de gravedad como flujo de saturación dando origen al proceso del área dinámica que contribuye al escurrimiento durante la lluvia (Viessman *et al.*, 2007). Para estimar los cambios en el contenido de humedad del suelo (θ), el balance de masas consideró la entrada por la precipitación y las pérdidas de agua por: a) interceptación, b) evapotranspiración y c) escorrentía.

El contenido del agua se calculó con el volumen de poros del suelo mineral y orgánico. La salida de agua del suelo se calculó como el contenido de agua gravitacional, que escurre y se encuentra entre los contenidos de agua a la capacidad de campo y al punto de saturación o con menos de 1/3 de bar de presión (Hillel, 2013). Cuando los suelos se saturan ocurre

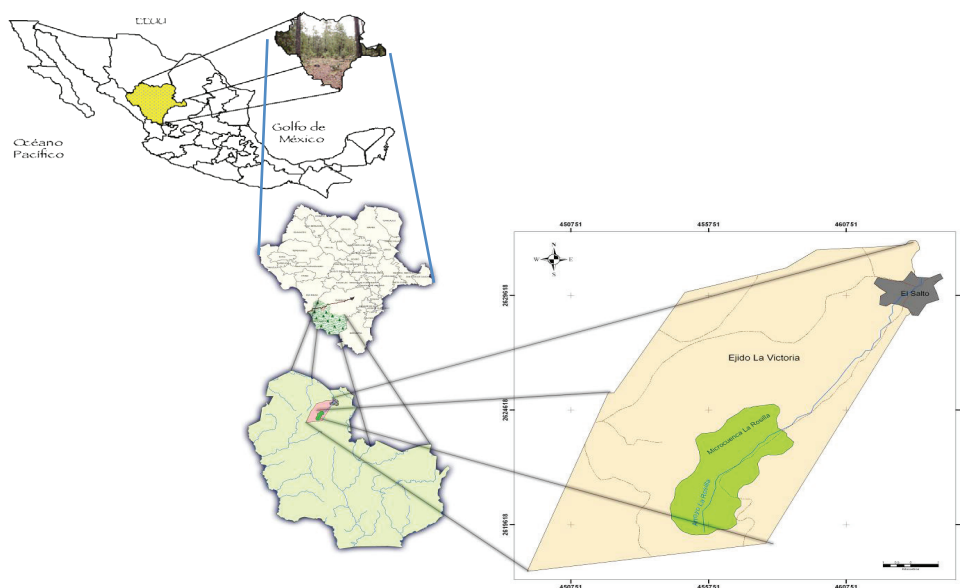


Figura 1. Ubicación de la Microcuenca ‘La Rosilla’ en el estado de Durango, México.

el escurrimiento superficial y saturado. La ecuación del balance de masas dentro del suelo se presenta en los modelos (1), (2), (3), (4) y (5).

$$E - S = \frac{\partial A}{\partial t}; E = P \quad (1)$$

$$S = (I + Et + Tr + Qs + Qp); Eta = f(Et + Tr); Etp = f(Et) \quad (2)$$

$$P - (I + Eta + Qs + Qp) = \frac{\partial A}{\partial t} \quad (3)$$

$$Q = Qs + Qp \quad (4)$$

$$Q = P - (I + Eta) \pm \frac{\partial A}{\partial t} \quad (5)$$

La precipitación (P) se registró en pluviómetros. La evaporación (Et) se midió en evaporímetros. Estas dos variables fueron registradas en la estación climática El Salto de donde se tomaron los datos. Eta se calcula comúnmente con la ecuación de Penman-Monteith (Viessman *et al.*, 2007) o con la ecuación de física de suelo (Hillel, 2013), reportada por la ecuación 7, y está regulada por el contenido de agua del suelo, la evapotranspiración potencial (Etp) y el tipo de vegetación. En ausencia de mediciones micrometeorológicas, Eta se calculó con un modelo como se explica mejor en la ecuación (7). La Etp está en función de Et. La escorrentía superficial (Qs) se midió en secciones del cauce con el uso de correntómetros. La escorrentía que sale fuera del alcance de las raíces (Qp) y drena hacia los acuíferos se calculó convencionalmente con el contenido del agua gravitacional del suelo. La interceptación (I) es el volumen de agua que se utiliza en humedecer la vegetación y el mantillo orgánico y regresa a la atmósfera sin haber contribuido al aumento de la humedad del suelo y se calcula con la diferencia de la precipitación (P) menos la translocación (Th) y la escorrentía cortical (S).

En esta investigación I se estimó con el modelo reformulado de Gash (Gash *et al.*, 1995; Valente *et al.*, 1997), cuya ecuación se presenta en el modelo (6):

$$\sum_{j=1}^{n+m} I_j = n(c)P'_G + (c\bar{E}_c/\bar{R}) \sum_{j=1}^n (P'_{Gj} - P'_G) + (c) \sum_{j=1}^m P_{Gj} + qS_c + p_i \sum_{j=1}^{n-q} P_{Gj} \quad (6)$$

donde: c = la proporción del suelo sin cobertura forestal; Ec = la tasa de evaporación del agua interceptada ponderada por la cobertura forestal; R = la intensidad de la lluvia sobre la cobertura; P'_G = cantidad de lluvia necesaria para iniciar la redistribución de la lluvia sobre el suelo; q = la precipitación de lluvias que no sobrepasan P'_G; S_c = la cantidad de agua necesaria para saturar la cobertura forestal; P'_i = la proporción de la lluvia que es escorrentía cortical. P_Gj es la cantidad de lluvia del evento j. n es el número de lluvias que saturan la cobertura forestal y m es el número de lluvias que producen escorrentía cortical.

Los parámetros del modelo para bosques mixtos, bosques de encino y bosques de pino se extrajeron de Nívar (2011) y de Nívar (2013). La evapotranspiración real (Eta), se calculó con la ecuación 7 que incluye la evapotranspiración potencial, Etp, que está en función de la evaporación en tanques (Et), el factor climático (Fc), el factor de cobertura forestal (Ftv); y se encuentra ponderada por el contenido del agua del suelo. El factor de ponderación se calculó con el contenido inicial de agua del suelo (θ_i), el contenido de agua del suelo al punto de marchitamiento permanente (θ_{pmp}) y a la capacidad de campo (θ_{cc}).

$$Eta = \frac{Ln \left[100 * \frac{\theta_i - \theta_{pmp}}{\theta_{cc} - \theta_{pmp}} \right]}{Ln(101)} * Etp * Fc * Ftv \quad (7)$$

El modelo (7) estima la evapotranspiración actual o real, la cual está regulada por el tipo de cobertura forestal (Hillel, 2013). El factor Etp fue calculado como $Et \times 0.95$. El contenido final de agua del suelo en forma proporcional se estimó a partir del balance hídrico de masas, donde $\theta_i = \theta_{i-1} \pm [Precipitación_{i-1} - Interceptación_{i-1} - Eta - Qs - Qp]$. En este documento, la nomenclatura i-1 se refiere al tiempo inmediato anterior, que para este propósito en la escala temporal diaria es del día anterior. El modelo se alimentó con los parámetros siguientes del suelo: profundidad del suelo = 21 cm, contenido del agua del suelo al punto de marchitamiento permanente, $\theta_{pmp} = 0.27$; contenido de agua del suelo al punto de capacidad de campo ($\theta_{cc} = 0.51$); y contenido de agua del suelo al punto de saturación de la porosidad del suelo ($\theta_s = 0.63$); con el parámetro climático de factor de conversión de Et a Etp = 0.95; el parámetro de vegetación (Ftv) = 1.25;

y los parámetros de la interceptación (c) = 0.058; E_c = 2.64; R = 12.66; P'_G = 0.25; q = 0.058; S_c = 0.135; P_t = 0.039. Los parámetros del suelo fueron tomados de Nívar (2011). Los datos de física de suelos fueron derivados de 12 muestras extraídas aleatoriamente de la microcuenca 'La Rosilla II'. Las muestras de suelo de la microcuenca se analizaron con respecto a las siguientes variables: profundidad del suelo en cm (20 ± 13), densidad aparente (0.82 ± 0.09 g cm⁻³), densidad real (2.24 ± 0.05 g cm⁻³), capacidad de campo (0.51 ± 0.12 cm cm⁻¹) y punto de marchitamiento permanente (0.27 ± 0.06 cm cm⁻¹). Los datos de densidad aparente y densidad real indican que el suelo tiene una porosidad promedio (desviación estándar) de 0.63 cm cm⁻¹ (0.03).

Los Macroporos del Suelo

Las mediciones directas del volumen de los macroporos del suelo son difíciles de realizar en campo. Por esta razón, las estimaciones indirectas a través del contenido de agua en el suelo y de la descarga de agua de suelos forestales se han empleado como estimadores de estas estructuras (Nívar *et al.*, 1995). En este reporte se usó el contenido de agua del suelo cuando se encuentra entre la capacidad de campo (-1/3 bar de succión) y el contenido de agua al punto de saturación (0 bar de succión), consistente con: a) el agua que drena gravitacionalmente por tres días, b) el cambio agudo de la curva de retención del agua del suelo (contenido del agua del suelo en función de la succión o la energía con la cual es retenida) y c) el quiebre de la curva de la conductividad hidráulica no saturada en función del contenido de agua o la succión del suelo (Van Genuchten, 1980).

El balance hidrológico de masas se corrió utilizando las ecuaciones 5, 6 y 7; cuando el contenido actual de agua del suelo (θ_i) sobrepasa 0.63 cm cm⁻¹ se produce la escorrentía superficial y el caudal de saturación (Q_s). Cuando el contenido de agua del suelo sobrepasa de 0.51 cm cm⁻¹ hasta 0.63 cm cm⁻¹ se produce la percolación profunda, drenaje de agua fuera de la zona radicular, o recarga de acuíferos y escorrentía subsuperficial (Q_p). Para que haya movimiento de agua por los macroporos deben de existir potenciales de presión positivos en la matriz del suelo; es por esta razón que el agua que se encuentra a menos de 1/3 de bar de succión no drena libremente por estas perforaciones o conductos de agua.

Se graficaron las descargas superficiales (con y sin macroporos) y la descarga sub-superficial (con

macroporos) en función de la precipitación total anual para ajustar ecuaciones de regresión. Estas ecuaciones facilitan los cálculos de los tres tipos de escorrentía con solo la precipitación anual en lugar de utilizar todo el balance hidrológico de masas a escala diaria. El modelo del balance de masas usa un tipo de análisis de sensibilidad para obtener información sobre el efecto de los macroporos en la recarga de acuíferos y no utiliza datos reales en su validación por la dificultad que presenta su obtención y por la naturaleza de los acuíferos profundos en la SMOcc. El modelo fue originalmente asociado con la superficie y el número de incendios y la superficie incendiada para el Estado de Durango, México como un indicador de su realidad y los resultados mostraron una excelente correlación validando así su uso posterior (Nívar, 2015).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El balance hidrológico de masas fue altamente sensible a la presencia-ausencia de macroporos en el suelo forestal de la microcuenca 'La Rosilla II', cambiaron drásticamente E_t , Q_s , Q_p y θ (Cuadro 1).

Los registros de la parte baja de la microcuenca (estación climática del Salto, P.N., Durango, México) muestran que la precipitación promedio anual para el periodo de 1945-2006 fue de 855 mm. El balance hidrológico de masas estimó que en promedio, 93 (11%) se interceptan, 506 (59%) se evapotranspiran y 255 mm (30%) producen caudales superficiales, sub-superficiales y subterráneos. Los caudales superficiales se aproximan en promedio a 81 mm (9%) cuando existen macroporos en el suelo, en la microcuenca de referencia (Cuadro 1). Si se consideran los caudales totales como fuentes de salida de agua de los suelos, la descarga total que sale por los ríos se aproxima al 30% de la precipitación total. Este porcentaje es consistentemente mayor que los datos reportados por Nívar (2008) en su balance hídrico para el estado de Durango, quien calculó que los caudales superficiales explican aproximadamente el 15.5% del destino de la precipitación promedio anual para el estado. De acuerdo con estimaciones anuales de la presente investigación, entre el 30 y el 50% es caudal base y el restante es caudal directo. El contenido promedio del agua del suelo es de 0.38 cm cm⁻¹ cuando el punto de saturación es de 0.63 cm cm⁻¹ o el contenido de agua a capacidad de campo es de 0.51 cm cm⁻¹.

Cuadro 1. Balance hidrológico de masas calculado con y sin macroporos en un suelo forestal de la microcuenca ‘La Rosilla II’ de Durango, México.

Años	P	I	Sin macroporos				Con macroporos			
			Et	Eta	Qs	θ	Eta	Q	Qs	θ
			mm				mm			
1945	827.50	90.30	1149.10	636.27	116.98	0.40	610.26	143.24	26.39	0.37
1946	853.70	93.13	1135.50	640.58	117.19	0.41	596.86	163.67	0.00	0.37
1947	902.40	98.48	1043.05	635.62	138.46	0.41	611.41	163.69	31.72	0.37
1948	1012.90	110.63	1130.18	765.01	162.41	0.43	715.39	214.70	62.72	0.38
1949	670.90	73.23	724.90	507.52	60.29	0.45	455.01	108.79	0.00	0.39
1952	279.40	30.48	433.90	217.66	0.00	0.36	216.10	19.03	0.00	0.36
1953	1022.00	111.64	1075.42	729.94	194.21	0.44	671.98	242.20	122.94	0.39
1954	382.50	41.73	871.10	381.57	0.00	0.37	354.91	17.29	0.00	0.34
1955	1007.50	110.06	1035.38	562.74	348.71	0.43	515.64	395.23	157.28	0.37
1956	567.00	61.89	1013.90	425.39	79.61	0.36	399.02	106.08	37.79	0.33
1957	555.00	60.61	767.78	418.74	70.80	0.38	368.53	124.09	30.17	0.34
1958	158.20	17.28	284.93	137.19	8.70	0.36	110.91	31.84	0.00	0.33
1959	457.10	49.93	814.33	353.81	39.09	0.34	337.49	55.59	0.00	0.33
1960	759.00	82.97	915.15	523.10	145.49	0.41	456.49	214.01	40.77	0.36
1961	741.70	81.07	883.54	548.25	90.72	0.43	499.39	150.21	0.00	0.38
1962	880.00	96.11	925.70	569.21	232.19	0.42	539.43	258.24	60.14	0.37
1963	1224.60	133.79	902.30	623.08	431.27	0.47	607.28	462.86	253.39	0.40
1964	782.90	85.44	785.05	618.86	136.32	0.48	572.32	162.20	0.00	0.40
1965	933.00	102.01	885.06	497.43	283.82	0.41	467.46	334.25	109.95	0.37
1966	1235.10	135.00	833.47	699.42	392.33	0.51	657.36	426.91	87.82	0.43
1967	1242.40	135.86	864.08	585.17	510.64	0.46	541.59	562.02	227.82	0.40
1968	1413.40	154.59	875.41	685.85	571.51	0.51	647.61	609.74	248.44	0.43
1969	871.80	95.32	834.49	588.56	192.21	0.45	532.91	247.91	125.92	0.39
1970	883.00	96.54	873.24	585.96	271.06	0.45	528.48	303.54	122.18	0.38
1971	705.50	77.12	929.71	520.24	105.98	0.39	490.16	137.83	25.55	0.35
1972	1073.20	117.33	939.41	588.87	298.19	0.46	577.14	333.13	57.18	0.40
1973	1044.50	114.19	906.00	646.70	354.57	0.45	597.41	378.89	82.16	0.39
1974	1066.00	116.43	779.42	477.36	401.76	0.41	460.77	443.29	191.24	0.37
1975	763.30	83.39	948.03	518.00	218.31	0.43	468.31	248.78	32.56	0.37
1976	938.50	102.59	852.78	520.37	254.75	0.44	501.83	292.52	111.91	0.38
1977	713.50	77.98	826.90	560.46	145.54	0.45	515.40	170.02	25.24	0.38
1978	1162.80	127.14	884.35	537.24	476.91	0.41	509.21	504.26	93.01	0.37
1979	643.30	70.33	674.58	395.21	189.77	0.37	350.32	233.23	54.29	0.33
1980	769.90	84.18	638.48	409.35	250.13	0.45	399.66	280.96	89.88	0.39
1981	419.60	45.87	206.49	180.42	162.93	0.53	170.99	173.94	69.19	0.43
1982	779.00	85.12	572.85	454.43	240.43	0.51	408.94	285.88	121.29	0.42
1983	1102.80	120.41	839.52	682.35	362.33	0.52	634.84	392.13	178.95	0.43

Xp = promedio; S.D. = desviación estándar; I.C. = intervalo de confianza; P = precipitación total anual (mm); I = interceptación anual (mm); Et = evaporación en evaporímetros (mm); Eta = evapotranspiración actual o real (mm); Qs = escorrentía superficial (mm); Qp = escorrentía subsuperficial y recarga de acuíferos (mm); Q = escorrentía total (superficial, subsuperficial y profunda) (mm); θ = contenido del agua del suelo (cm cm⁻¹). Note que algunos años la precipitación es baja; esto se debe a lo incompleto de la serie de tiempo en estos años. Note que Qp = Q-Qs.

Cuadro 1 (continuación). Balance hidrológico de masas calculado con y sin macroporos en un suelo forestal de la microcuena ‘La Rosilla II’ de Durango, México.

Años	P	I	Sin macroporos				Con macroporos			
			Et	Eta	Qs	θ	Eta	Q	Qs	θ
			mm				mm			
1984	755.20	82.40	851.31	465.47	149.03	0.41	436.07	195.49	27.14	0.36
1985	1018.40	111.19	922.15	612.30	327.38	0.44	564.01	353.00	183.64	0.38
1986	1098.00	119.90	902.07	598.07	353.38	0.45	576.83	393.99	253.95	0.39
1987	406.90	44.45	253.59	220.56	126.77	0.55	211.02	140.28	62.54	0.45
1988	868.50	94.83	999.57	628.47	179.69	0.43	579.94	220.07	31.08	0.38
1989	785.00	85.68	935.73	571.15	116.08	0.44	536.92	156.04	93.61	0.38
1990	136.00	14.85	241.97	158.10	14.12	0.43	132.86	16.86	0.00	0.37
1991	1208.50	132.07	1012.54	543.59	473.07	0.42	519.70	521.72	196.64	0.37
1992	1265.30	138.26	995.09	719.01	421.86	0.48	668.69	471.53	268.21	0.41
1993	960.80	104.98	1002.32	611.18	290.58	0.42	543.83	333.81	149.25	0.36
1994	961.70	105.04	1066.03	604.29	232.75	0.40	571.88	265.86	76.00	0.36
1995	774.10	84.55	1054.99	497.55	196.53	0.38	473.66	219.95	65.02	0.35
1996	910.80	99.49	960.91	537.01	266.53	0.41	520.93	285.59	35.16	0.37
1997	999.50	109.12	923.75	749.34	142.67	0.49	703.07	190.10	77.32	0.42
1998	660.60	72.11	926.39	521.37	88.39	0.41	487.76	117.61	0.00	0.36
1999	770.00	84.06	996.75	527.67	156.46	0.38	507.79	176.86	38.22	0.35
2000	786.50	85.83	999.22	598.42	102.29	0.41	573.49	126.99	0.00	0.37
2001	938.00	102.41	996.75	579.21	231.28	0.40	559.56	253.34	32.83	0.37
2002	943.00	102.99	996.75	637.35	196.26	0.41	613.34	239.43	87.96	0.37
2003	953.00	104.07	996.75	652.67	196.26	0.42	609.50	239.43	87.96	0.37
2004	1258.50	137.45	999.21	760.37	387.91	0.49	709.48	422.97	78.58	0.41
2005	892.50	97.50	996.75	573.57	227.51	0.42	519.87	275.14	39.09	0.37
2006	1098.00	119.91	996.75	640.06	302.46	0.43	626.37	319.74	104.01	0.38
Xp	854.90	93.39	868.05	540.58	220.58	0.43	505.76	255.47	81.10	0.38
S.D	270.40	29.56	211.41	142.57	134.42	0.04	135.72	138.00	73.50	0.03
I.C	68.42	7.48	53.49	36.07	34.01	0.01	34.34	34.92	18.60	0.01

Xp = promedio; S.D. = desviación estándar; I.C. = intervalo de confianza; P = precipitación total anual (mm); I = interceptación anual (mm); Et = evaporación en evaporímetros (mm); Eta = evapotranspiración actual o real (mm); Qs = escorrentía superficial (mm); Qp = escorrentía subsuperficial y recarga de acuíferos (mm); Q = escorrentía total (superficial, subsuperficial y profunda) (mm); θ = contenido del agua del suelo (cm cm^{-1}). Note que algunos años la precipitación es baja; esto se debe a lo incompleto de la serie de tiempo en estos años. Note que $Qp = Q - Qs$.

El balance hídrico de masas mostró que los suelos permanecen la mayor parte del tiempo semi-secos, con θ cercanos al punto de marchitamiento permanente ($\theta_{\text{pmp}} = 0.27 \text{ cm cm}^{-1}$); lo que explica la alta incidencia de incendios forestales. Existe evidencia en la microcuena ‘La Rosilla II’ y en general en los bosques templados de Durango de que los incendios forestales tienen una frecuencia de 1 cada 15 años (Návar, 2015; Drury y Veblen, 2008; Fule y Covington, 1994). Los incendios forestales retroalimentan la pérdida de producción de

caudales sub-superficiales o de recarga de acuíferos por espacios cortos de tiempo. El destilado de materia orgánica parcialmente quemada hacia las partes inferiores del suelo, sella el sistema poroso del suelo y reduce considerablemente la infiltración (DeBano, 2000; Alanís *et al.*, 2000; Nyman *et al.*, 2010). Como consecuencia, la escorrentía superficial se incrementa posterior a la presencia de incendios en bosques templados con la concurrente producción de erosión superficial (Alanís *et al.*, 2000; 2009).

Los bajos contenidos de humedad del suelo calculados por el balance hídrico de masas (en promedio $\theta = 0.43$ sin macroporos y $\theta = 0.38$ con macroporos) son también un factor limitante en la productividad forestal de los bosques de la zona de estudio. Se ha encontrado que el crecimiento radial de las pináceas se relaciona positivamente con los altos contenidos de agua en el suelo en las etapas tempranas de la primavera en la región norte de México (González-Elizondo *et al.*, 2005; Návar y Lizárraga-Mendiola, 2014). Lluvias invernales abundantes ocasionadas por el efecto El Niño/Oscilación del Sur aumentan preferencialmente los contenidos del agua del suelo y en ocasiones esporádicas producen escorrentías importantes (Návar, 2012). Sin embargo, estas condiciones se presentan en el norte de México solo una vez cada 3 a 7 años (Cavazos y Hastenrath, 1990) mientras que en el resto del tiempo prevalecen condiciones de La Niña o de sequía invierno-primaveral y de los inicios del verano. Los monsoones, asociados con el canal de convergencia inter-tropical son los fenómenos que traen consigo lluvias importantes de Julio a Septiembre, en la etapa tardía del crecimiento de los árboles.

Efecto de la Falta de Macroporos en la Hidrología del Suelo

Las simulaciones con el modelo del balance hidrológico de masas mostraron que la Eta aumentó en promedio de todos los años de 505 a 541 mm en la ausencia de macroporos en el suelo (Cuadro 1). Esto es, la Eta incrementó en 35 mm anuales (14% del total normal). Por el contrario, en presencia de los macroporos, la escorrentía total ($Q_s + Q_p$) aumentó en 35 mm. Esta cantidad representa igualmente el 4% de cambio en el caudal con respecto a la precipitación promedio anual y en el 14% con respecto al caudal total.

Cuando no hay macroporos en el suelo la θ_s se modificó de 0.63 a 0.51, el cambio más notorio sucedió en la escorrentía profunda (Q_p) se redujo a 0 y toda la escorrentía que se presenta es por la vía superficial y casi exclusivamente durante la época de lluvias abundantes. En la ausencia de macroporos en el suelo, se producen 221 mm de escorrentía superficial y cuando existen estas estructuras, Q_s se reduce a 81 mm. Es decir, existe un diferencial de 140 mm de escorrentía sub-superficial, lo que equivale a casi el doble ($\approx 172\%$) de mayor escorrentía sub-superficial que superficial

en la presencia de macroporos del suelo. El contenido de biomasa radicular se ha asociado en forma positiva con el volumen de macroporos y como consecuencia con la tasa final de infiltración (Jarvis, 2007; Yang *et al.*, 2007). Por esta razón, los diferentes tipos de bosques juegan un papel diferente en la regulación del ciclo hidrológico a través de la recarga de los mantos acuíferos porque poseen cantidades diferenciales de macroporos explicados parcialmente por la biomasa radicular. Por ejemplo, en Corea del Sur los bosques de *Quercus* poseen tasas finales de infiltración mayores que los bosques de *Abies* como consecuencia de las más altas cantidades de biomasa radicular (Yang *et al.*, 2007).

La cantidad de agua que se infiltra superficial y profundamente con el sistema de macroporos equivale en promedio a 140 mm por año. De estos, es altamente probable que, un tercio contribuya al hidrograma de corrientes durante las lluvias de Julio-Septiembre; entonces, 59 mm que emergen sub-superficialmente y 81 mm que se producen superficialmente contabilizan aproximadamente los 140 mm. Este valor equivale al 16% de la precipitación total anual y es similar a los calculados por los balances hidrológicos derivados de los caudales de los ríos que drenan de la SMOcc (Návar, 2008). Los restantes 116 mm probablemente se encuentren emergiendo allende las fronteras del estado de Durango o durante la producción del caudal base en las épocas inter-estivales secas, durante sequías importantes. Otra posibilidad es que este volumen de agua se encuentre almacenado en la misma cadena de montañas y se esté liberando lentamente vía veneros, manantiales, ojos de agua. Esta cantidad de agua almacenada tiene relevancia al denominar a las montañas como las torres verticales de almacenamiento de este vital líquido (Viviroli y Weingartner, 2004; Liniger y Weingartner, 2005) que escurre lenta y probablemente por periodos largos en varias regiones de la SMOcc. Existen ríos sobre todo a lo largo de la vertiente occidental de la SMOcc (Ríos Baluarte, Presidio, Humaya, Piaxtla, San Lorenzo, San Pedro, entre otros) y oriental (Nazas) que no han reportado su total desecación aún en sequías decadales como la de los 1950's o la de los 1990's (Návar, 2012). Sequías inter-anales máximas históricamente registradas, como la reportada en 2010-2012 tampoco han logrado impactar la continuidad en el flujo de varios ríos que nacen en las partes altas de la SMOcc (Návar, 2015).

Ecuaciones Empíricas que Explican los Diferentes Caudales de la Microcuenca

Los caudales superficiales y sub-superficiales se encuentran estrechamente relacionados con la precipitación total anual (Figura 2). Este comportamiento se explica porque los caudales se presentan preferencialmente durante días consecutivos definidos por lluvias abundantes que ocurren preferencialmente durante la estación de lluvias. Lluvias abundantes aisladas no producen volúmenes importantes de Q_s ni de Q_p y solo aumentan parcialmente θ cuyo volumen promedio es de aproximadamente 12.6 cm.

Las ecuaciones de potencia se ajustan adecuadamente a los diferentes caudales estimados por el balance hidrológico de masas en el suelo forestal de la microcuenca estudiada. Las diferencias estadísticas entre las pendientes también son claras y significativas ($P \leq 0.05$). El caudal superficial que se genera por la falta de macroporos es mayor que el caudal superficial que se genera con la presencia de estas estructuras porosas. El caudal que recarga acuíferos profundos y que mantiene los ríos fluyendo con agua y la transpiración de las especies forestales durante las épocas de estiaje

es intermedio entre los dos caudales superficiales. Este caudal que se genera por el sistema de macroporos, sin embargo, tiene una pendiente menor en contraste con el resto de los caudales, lo que obedece parcialmente a que no está tanto en función de mayores cantidades de precipitación como son los caudales superficiales. Este caudal está más bien regulado por las características físicas del suelo y la evapotranspiración.

Para que exista caudal superficial anual importante ($Q_s > 100$ mm) en la presencia de macroporos se requieren de precipitaciones anuales mayores a 1000 mm. Por el contrario, en la ausencia de macroporos del suelo, esta precipitación anual produce caudales superficiales del orden de los 300 mm. Este valor es el triple y conforme aumenta la precipitación anual esta proporción disminuye ligeramente por la diferencia en la pendiente, la cual es mayor en el caudal superficial con macroporos del suelo.

El caudal sub-superficial se presenta aún en lluvias anuales con poco volumen total. Por ejemplo, lluvias anuales de 400 mm generan caudales sub-superficiales y profundos cercanos a los 70 mm con la presencia de macroporos en el suelo forestal. Esto sucede porque las lluvias que se presentan en el estado de Durango

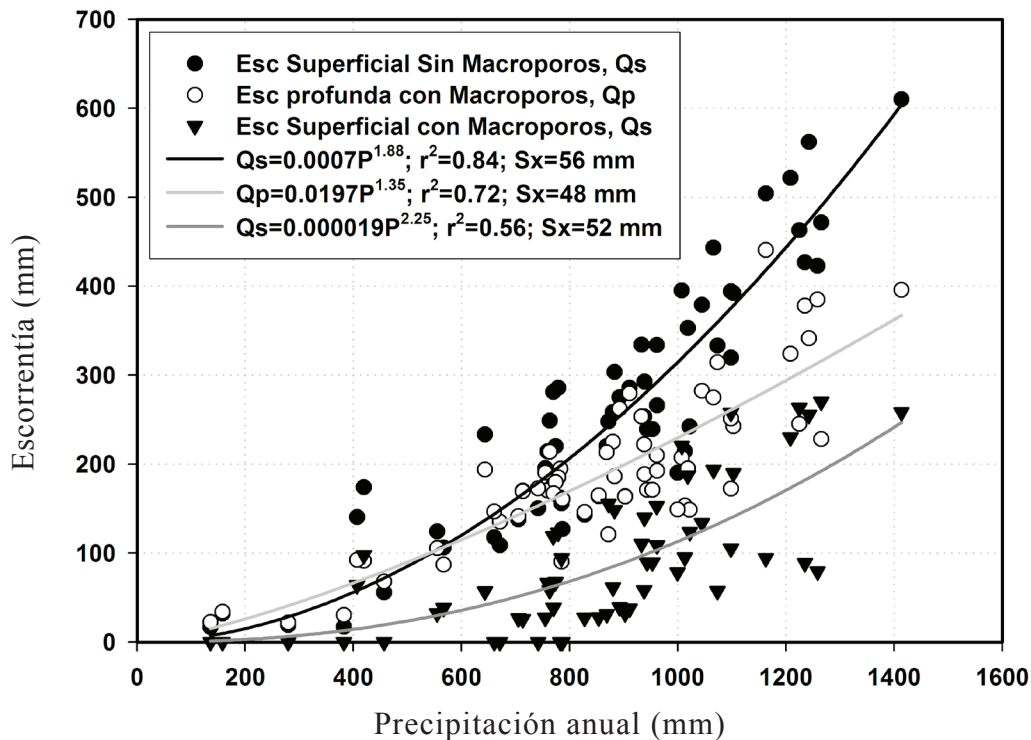


Figura 2. Caudales estimados en función de la precipitación anual con la simulación de macroporos y falta de los mismos en el suelo forestal de la microcuenca 'La Rosilla II' de Durango, México.

tienen intensidades que sobrepasan la interceptación y cambian el contenido de humedad del suelo por arriba de la capacidad de campo. Es decir, las lluvias diarias son continuas y en cantidades importantes sobre todo en la época de monzones que está bien definida de julio a septiembre, con julio y agosto siendo los meses que presentan los mayores promedios mensuales. Este patrón se repite constantemente tanto en años secos, intermedios o lluviosos.

El cálculo de los diferentes tipos de caudales por el método del balance hidrológico de masas se necesita confirmar con otros tipos de estudios. Los diferentes tipos de caudales en los ríos del estado de Durango se deben separar para determinar la vida media de la precipitación infiltrada; de los flujos base y directo y de los diferentes aportes de agua a los cauces. Návar-Cháidez y Lizárraga-Mendiola (2016) reportaron por el método de separación de hidrogramas de corrientes aproximaciones promedio del 50% en caudal base y del 50% como caudal directo para 172 estaciones hidrométricas distribuidas en varias cuencas hidrológicas en el norte de México. Una combinación de la separación hidrológica y química con base en isótopos preferencialmente dará mayor información sobre la vida media del agua en las diferentes cuencas.

Volumen de los Macroporos y sus Controles Espacio-Temporales

El valor obtenido en la presente investigación del volumen de macroporos fue de 0.12 cm cm^{-1} ($0.63\text{-}0.51 \text{ cm cm}^{-1}$). Sin embargo, la variabilidad espacial en los diferentes parámetros físicos de los suelos es alta; por ejemplo, el θ_{pmp} ; θ_{cc} y θ_{s} tienen promedios (desviación estándar) de 0.27 (0.06), 0.51 (0.12) y 0.63 (0.03) cm cm^{-1} , respectivamente. Esta alta variación se debe a diferentes causas naturales y antropogénicas, y explica que en algunas partes de la microcuenca existen condiciones que generan mayores cantidades de recarga de acuíferos que en otras. Este volumen es comparable y consistente con otros estudios en otras partes del mundo. Návar *et al.* (1995; 1996) para las Montañas Ouachita de Arkansas en USA reportan un promedio de 6 cm cm^{-1} . Shi *et al.* (2007) encontraron que el área proporcional cubierta por macroporos tuvo un rango de 0.76 cm cm^{-1} hasta 31.3 cm cm^{-1} , con un promedio de 10.8 cm cm^{-1} en las Montañas Liupan del noreste de China. Yang *et al.* (2007) en bosques de coníferas Coreanos encontraron un valor del 6%

de la porosidad no capilar. Los macroporos forman aproximadamente el 5.5% de un suelo forestal en el sureste de Australia (Nyman *et al.*, 2010). En suelos forestales Franceses, Legout *et al.* (2009) midieron 11 cm cm^{-1} de espacio cubierto por macroporos. La variabilidad natural del volumen de macroporos en suelos forestales descritos anteriormente es clara y la variación está relacionada con las características de los bosques mismos. La densidad, la diversidad de especies arbóreas y el estado sucesional del bosque parecen explicar estas variaciones. En el modelo del balance hidrológico de masas se muestra que a medida de que aumenta el volumen de macroporos aumenta la recarga de acuíferos y disminuyen la escorrentía superficial y la evapotranspiración actual y que el volumen de macroporos medido en esta investigación produce una recarga de acuíferos equivalente en promedio a 140 mm por año.

Los tipos de macroporos reportados comúnmente en la literatura y presentes en los suelos forestales, con excepción de las raíces de árboles vivos que sirven de conductos preferenciales del agua, pueden reducirse fácilmente por la presión a que se someten los suelos. El arrastre de trocería, el sobrepastoreo y el tráfico vehicular ejercen presión sobre el suelo y los macroporos son los primeros en absorber el esfuerzo a través de la reducción de sus dimensiones (Beven y Germann, 1982; Návar *et al.*, 1995; 1996; Nyman *et al.*, 2010). El 10% de la microcuenca está cubierta por caminos de acceso y extracción de trocería, sitios que se han compactado en su volumen de macroporos y como consecuencia al estancamiento de la precipitación. También existe sobrepastoreo que abre caminos de acceso visibles a simple vista en las pendientes de los suelos forestales de la microcuenca. Los carriles de acceso reducen el volumen de macroporos por la compactación y como consecuencia las tasas de infiltración disminuyen drásticamente (Dueñez *et al.*, 2006). La carga animal recomendada es de 1 unidad animal, UA, por cada 20 hectáreas, cuando en la microcuenca existe en promedio 1 UA por cada 5 ha (Manzano y Návar, 2000; Manzano *et al.*, 2000).

Los métodos de manejo forestal comunes a los bosques de la SMOcc de Durango, México son: a) el Método Mexicano de Ordenación de Montes, MMOM y b) El Método de Desarrollo Silvícola, MDS. El primero cumple con los objetivos de mantener el suelo con un buen volumen de macroporos al intervenir selectivamente los árboles adultos y quedando

los bosques en general con una buena cobertura forestal y por consiguiente con un buen volumen de raíces. Solo en las aperturas del dosel por la extracción selectiva se modifica temporalmente el volumen de macroporos.

El segundo método deja el bosque con un mosaico de edades desde la regeneración, latizales, bajos fustales, hasta los bosques maduros. Su impacto en el volumen de los macroporos no se ha determinado aún con un buen nivel de precisión. Este sistema de manejo promueve involuntariamente: a) la reducción de la diversidad arbórea alfa; ya que en los rodales intervenidos con cortas de regeneración se establecen preferencialmente las especies pioneras de la sucesión *P. durangensis*; *P. cooperi* y *P. Engelmannii*, especies que concentran la mayor parte de las raíces en la parte superficial del suelo y b) los sistemas de arrastre y arrime disturban aproximadamente un 10% de la superficie del terreno, propiciando el cambio en la infiltración y produciendo en su mayor parte escorrentía superficial. Es por esta razón que se requieren más investigaciones que describan el impacto del Método de Desarrollo Silvícola en el volumen de macroporos y como consecuencia en el régimen hidrológico de las cuencas forestales para determinar con mayor exactitud el tamaño, forma y distribución de los sitios a intervenir bajo MDS sin modificar substancialmente el proceso de regulación del ciclo hidrológico.

CONCLUSIONES

En la microcuenca 'La Rosilla II' de Durango, México, el ciclo hidrológico se modifica substancialmente con la eliminación de los macroporos del suelo. En particular se pierde el proceso regulatorio del ciclo hidrológico por los bosques al eliminar la recarga de acuíferos y producir preferencialmente escorrentía superficial. El volumen de macroporos presente fue de 0.12 cm cm^{-1} y debería aumentar en promedio a los 0.15 cm cm^{-1} que se reportan en su variabilidad dentro de la microcuenca. Este nuevo valor incrementaría la recarga de acuíferos en un 25% y reduciría el caudal superficial y la evapotranspiración real en la misma proporción. Por esta razón, se recomienda mantener los bosques en etapas intermedias de la sucesión por los métodos de manejo forestal existentes. La diversidad de macroporos a diferentes profundidades del suelo continuaría realizando el trabajo de regular el ciclo hidrológico sin menoscabo de la productividad forestal.

LITERATURA CITADA

- Alanís M., H. E., J. Nívar, and P. A. Domínguez. 2000. The effect of prescribed burning on surface runoff in pine forest stands of Chihuahua, México. *For. Ecol. Manage.* 137: 199-207.
- Alanís M., H. E., J. J. Nívar Ch. y J. G. Flores G. 2009. Impacto de una quema controlada en la infiltración y el escurrimiento superficial en un bosque de pino. pp. 265-274. *In: J. G. Flores-Garnica (ed.). Impacto ambiental de incendios forestales.* Mundi-Prensa. México, D. F. ISBN 978-607-7699-03-3.
- Alaoui, A., U. Caduff, H. H. Gerke, and R. Weingartner. 2011. Preferential flow effects on infiltration and runoff in grassland and forest soils. *Vadose Zone J.* 10: 367-377.
- Baker, M. B. and A. C. Mace. 2007. Factors affecting spring runoff on two forested watersheds. *J. Am. Water Res. Assoc.* 12: 719-730.
- Beven, K. and P. Germann. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18: 1311-1325.
- Buttle, J. M. and D. J. McDonald. 2002. Coupled vertical and lateral preferential flow on a forested slopes. *Water Resour. Res.* 38: 18-1-18-16. doi: 10.1029/2001WR000773.
- Cavazos, T. and S. Hastenrath. 1990. Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.* 10: 377-386.
- DeBano, L. F. 2000. The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: A review. *J. Hydrol.* 231-232: 195-206.
- Drewry, J. J., K. C. Cameron, and G. D. Buchan. 2008. Pasture yield and soil physical property response to soil compaction from treading and grazing - A review. *Soil Res.* 46: 237-256.
- Drury, S. A. and T. T. Veblen. 2008. Spatial and temporal variability in fire occurrence within The Las Bayas, forestry reserve. Durango, Mexico. *Plant Ecol.* 19: 299-316.
- Dueñez-Alanís, J., J. Gutiérrez, L. Pérez y J. Nívar. 2006. Manejo silvícola, capacidad de infiltración, escurrimiento superficial y erosión. *Terra Latinoamericana* 24: 233-240.
- Fule, P. Z. and W. Covington. 2004. Fire regime disruption and pine-oak structure in the Sierra Madre Occidental, Durango, Mexico. *Restor. Ecol.* 2: 261-272.
- García, E. 1987. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: Para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana. Instituto de Geografía UNAM. México, D. F.
- Gash, J. H. C., C. R. Lloyd, and G. Lachaud. 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *J. Hydrol.* 170: 79-86.
- González-Elizondo, M., E. Jurado, J. Nívar, M. S. González-Elizondo, J. Villanueva, O. Aguirre, and J. Jiménez. 2005. Tree-rings and climate relationships for Douglas-fir chronologies from the Sierra Madre Occidental, México: A 1681-2001 rain reconstruction. *For. Ecol. Manage.* 213: 39-53.
- Hillel, D. 2013. *Fundamentals of soil physics.* Academic Press. Washington, DC, USA.
- Hutchinson, D. G. and R. D. Moore. 2000. Throughflow variability on a forested hillslope underlain by compacted glacial till. *Hydrol. Process.* 14: 1751-1766.
- Jarvis, N. 2007. Near-saturated hydraulic properties of macroporous soils. *Vadose Zone J.* 7: 1302-1310.

- Jégou, D., J. Brunotte, H. Rogasik, Y. Capowicz, H. Diestel, S. Schrader, and D. Cluzeau. 2002. Impact of soil compaction on earthworm burrow systems using X-ray computed tomography: Preliminary study. *Eur. J. Soil Biol.* 38: 329-336.
- Laurance, W. F. 2007. Environmental Science: Forests and floods. *Nature* 449: 409-410.
- Legout, A., C. Legout, C. Nys, and E. Dambrine. 2009. Preferential flow and slow convective chloride transport through the soil of a forested landscape (Fougères, France). *Geoderma* 151: 179-190.
- Liniger, H. and R. Weingartner. 2005. Mountains and freshwater supply. FAO Corporate Document Repository. FAO. Rome, Italy.
- Manzano, M. G. and J. Návar. 2000. Processes of desertification by goats overgrazing in the Tamaulipan thornscrub (matorral) in north-eastern Mexico. *J. Arid Environ.* 44: 1-17.
- Manzano, M., J. Návar, M. Pando-Moreno, and A. Martínez. 2000. Overgrazing and desertification in Mexico: Highlights on the northeastern region. *Ann. Arid Zone* 39: 285-304.
- McDonnell, J. J. 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resour. Res.* 26: 2821-2832.
- Návar, J. 2008. Atlas hidrológico del Estado de Durango. Reporte Final. Instituto Politecnico Nacional. México, D. F.
- Návar, J. 2011. Stemflow variation in Mexico's northeastern temperate forest communities: its contribution to soil moisture content and aquifer recharge. *J. Hydrol.* 408: 35-42.
- Návar, J. 2012. Modeling annual river discharge of six Mexico's northern rivers. *Ambi. Agua* 7: 36-50. doi:10.4136/1980-993X.
- Návar, J. 2013. The performance of the reformulated Gash's interception loss model in Mexico's northeastern temperate forests. *Hydrol. Process.* 27: 1626-1633. doi: 10.1002/hyp.9309.
- Návar, J. 2014. Spatial and temporal hydro-climatic variability in Durango, Mexico. *Tecnol. Cienc. Agua* 5: 103-123.
- Návar, J. 2015. Hydro-climatic variability and perturbations in Mexico's northwestern temperate forests. *Ecology* 8: 1065-1072. doi: 10.1002/eco.1564.
- Návar, J. J. and L. Lizárraga Mendiola. 2014. Tree-ring growth and hydro-climatic variability in temperate dendrochronologies of northern Mexico. *Agronomía Colombiana* 32: 103-112. <http://dx.doi.org/10.15446/agron.colomb.v32n1.41271>.
- Návar, J. J. and L. Lizárraga Mendiola. 2016. Temporal river flow patterns in Mexico's northern watersheds. *Tecnol. Cienc. Agua* 7: 1-16.
- Návar, J., D. Turton, and E. L. Miller. 1995. Estimating macropore and matrix flow using the hydrograph separation procedure in an experimental forest plot. *Hydrol. Process.* 9: 743-753.
- Návar, J., E. Miller, and D. Turton. 1996. Subsurface flow generation in an experimental forest plot in the Ouachita Mountains of Arkansas. *Geofis. Int.* 35: 595-605.
- Nyman, P., G. Sheridan, and P. N. J. Lane. 2010. Synergistic effects of water repellency and macropore flow on the hydraulic conductivity of a burned forest soil, south-east Australia. *Hydrol. Process.* 24: 2871-2887.
- Robichaud, P. R. 2000. Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in Northern Rocky Mountain forests, USA. *J. Hydrol.* 231-232: 220-229.
- Skovdal, J., M. Thorsen, T. Clausen, S. Hansen, and J. Refsgaard. 2004. Modelling of macropore flow and transport processes at catchment scale. *J. Hydrol.* 299: 136-158.
- Shi, Z. J., Y. H. Wang, P. T. Xu, W. Xiong, and D. P. Xu. 2007. Soil macropore characteristics under typical vegetations in Liupan Forest Mountains of northwestern China. *J. Appl. Ecol.* 18: 2675-2680.
- Swank, W. T., J. M. Vose, and K. J. Elliot. 2001. Long-term hydrologic and water quality response following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. *For. Ecol. Manage.* 143: 163-178.
- Smettem, K. 2009. The relation between runoff generation and temporal stability of soil macropores in a fine sandy loam. *Biologia* 64: 470-473.
- Turton, D. J., D. R. Barnes, and J. J. Návar. 1995. Old and new water in subsurface flow from a forest soil block. *J. Environ. Qual.* 24: 139-146.
- Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.* 44: 892-898.
- Viessman, W. J., G. L. Lewis, and J. W. Knapp. 2007. Introduction to hydrology. Harper and Row. New York, NY, USA.
- Viviroli, D. and R. Weingartner. 2004. Mountains: Essential water towers for a thirsty world. pp. 65-72. *In*: B. Webb, M. Acreman, C. Maksimovic, H. Smithers, and C. Kirby (eds.). *Hydrology: Science and Practice for the 21st Century*. International Conference at Imperial College for Science, Technology and Medicine. Volume 1. British Hydrological Society. London, UK.
- Weiler, M. H. 2001. Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. Dye tracer experiments and simulations. Diss. ETHZ no. 14237. doi: 10.3929/ethz-a-004180115.
- Williamson, J. R. and W. A. Neilsen. 2000. The influence of forest site on rate and extent of soil compaction and profile disturbance of skid trails during ground-based harvesting. *Can. J. For. Res.* 30: 1196-1205.
- Yang, H., Z. Li, T. F. Pei, A. Z. Wang, C. J. Jin, and J. J. Zhu. 2007. Soil hydro-physical properties under broadleaved Korean pine and dark coniferous forests on northern slope of Changbai Mountains. *For. Ecol.* 18: 272-276.