

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

J.V. Giráldez¹, K. Vanderlinden², F.J. Jiménez-Hornero³, A.M. Laguna⁴

¹ Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba e Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Edif. da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, y Finca Alameda del Obispo, 14004 Córdoba, aglgicej@uco.es.

² Área de Recursos Naturales y Producción Ecológica, IFAPA Centro Las Torres-Tomejil, Ctra. Sevilla-Cazalla km 12.2, 41200 Alcalá del Río, Sevilla, karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es.

³ Depto. de Ingeniería Gráfica y Geomática, Universidad de Córdoba, Edif. Mendel, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, ir2jihof@uco.es.

⁴ Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. Einstein, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, fa1lalu@uco.es.

RESUMEN. El análisis de la evolución de la humedad del suelo es uno de los temas de mayor interés de la Hidrología actual. El gran desarrollo de sensores y las numerosas campañas experimentales multidisciplinares ha proporcionado una gran información que exige una revisión de los procesos hidrológicos para comprender mejor la interrelación entre el suelo y la vegetación y su dinámica para prevenir las consecuencias de fluctuaciones y cambios ambientales.

Se exploran algunos aspectos de la humedad del suelo como la ecuación del balance del agua y algunas de las diferentes soluciones propuestas, con sus implicaciones, la estimación de la evaporación real de superficies extensas, y la evaluación de los valores que limitan el intervalo de agua disponible usado en diversos esquemas.

ABSTRACT. The temporal evolution of the soil moisture profile is one of the most relevant challenges of the current Hydrology. The development of new sensors, as well as the increasing number of experimental campaigns, have afforded a huge amount of data that requires a revision of the hydrological process responsible for the evolution of soil moisture to improve our understanding of the soil and vegetation interrelation, to forecast the consequences of environmental changes.

Some aspects of the evolution of soil moisture, like the soil water balance and several of the proposed solutions, the estimation of real evaporation from large areas, and the evaluation of the limits of the available water range in the soil profile are explored.

1.- Introducción

El suelo es un depósito del ciclo del agua de cuya ocupación depende la vida en la Tierra. En la mayoría de los ambientes terrestres el suministro del agua es estacional, las lluvias ocurren en unos escasos periodos en el año, o la fusión de la nieve caída en el invierno se produce tan sólo al final de la primavera y el comienzo del verano. El mantenimiento de las especies vegetales depende del aprovechamiento que éstas hagan del agua que retiene el suelo, o, más precisamente, del conjunto formado por el suelo, o sus horizontes más someros, la planta, y las

capas más superficiales de la atmósfera.

El conocimiento del papel del suelo en el control del agua es tan antiguo como la vida del hombre en la Tierra. Los autores clásicos como Séneca se preguntaban ¿cómo puede bastar la tierra al alimento continuo de los ríos? (*Cuestiones naturales*, Libro III, § 4), recogiendo las dudas sobre el movimiento del agua en el suelo. Más recientemente, Budyko (1974) propuso una interpretación de la distribución de los diferentes climas basados en parámetros hidrológicos sencillos como el índice de aridez, o sequedad, R , la fracción entre la evaporación potencial, $\langle E_p \rangle$, y la precipitación, $\langle P \rangle$, medias anuales, $R = \langle E_p \rangle / \langle P \rangle$, y la fracción de la evaporación real, $\langle E \rangle$, y la precipitación también medias anuales, $I_e = \langle E \rangle / \langle E_p \rangle$, índice de evaporación para Wagener y col. (2007). Aunque las ecuaciones propuestas por Budyko eran empíricas y fueron explicadas de forma analítica posteriormente, (e.g. Gerrits y col. 2009), abrieron una vía que fue ampliamente explotada tras los trabajos de Milly (1993,1994) que permitiendo descubrir la relevancia del almacenamiento del agua en el suelo en el propio ciclo hidrológico. Voepel y col. (2011) han rescatado otro índice climático, sugerido por Horton (1939), el cociente entre el volumen de agua que se evapora y el agua infiltrada que no escurre, que recoge mejor la influencia de la topografía en la variabilidad climática de una cuenca.

El análisis hidrológico ha surgido de forma paralela al desarrollo de campañas experimentales de medidas con gran despliegue de sensores con los que se miden numerosas variables, con los que ha sido posible evaluar, además de los diferentes componentes del balance del agua, la variación temporal y espacial de la humedad del suelo. En la actualidad se conocen bastante bien muchos aspectos del comportamiento del agua en ese sistema formado por el suelo el agua y la planta, pero es preciso comprender mejor algunos detalles, cuya descripción puede servir para repasar la historia corta pero intensa de los Jornadas de la Zona No Saturada, como son la caracterización de la probabilidad que muestra el agua en el suelo, la estimación de la evaporación real de una zona extensa o una cuenca, y la delimitación del intervalo de humedad que se usa en los procesos hidrológicos de cuenca.

2.- Planteamiento del balance de agua en el suelo

El balance del agua en el suelo se establece como una ecuación de conservación de masa, que en su versión más sencilla, (Milly 1993), expresa que la variación temporal de la humedad del perfil del suelo, w , depende de la atmósfera por la lluvia y la evaporación potencial con intensidades respectivas, P y E_p , y del suelo con los límites inferior, $w = 0$, y superior, $w = w_{max}$, del almacenamiento en el mismo

$$\frac{dw}{dt} = \begin{cases} 0 & w = 0 & P \leq E_p \\ 0 & w = w_{max} & P \geq E_p \\ P - E_p & 0 < w < w_{max} \end{cases} \quad (1)$$

Milly (1993) presentó una solución analítica, estocástica, para la humedad del suelo, que expresó en función de los índices de sequedad y de evaporación. La Fig. 1, muestra esta solución con una comparación con la función empírica de Budyko.

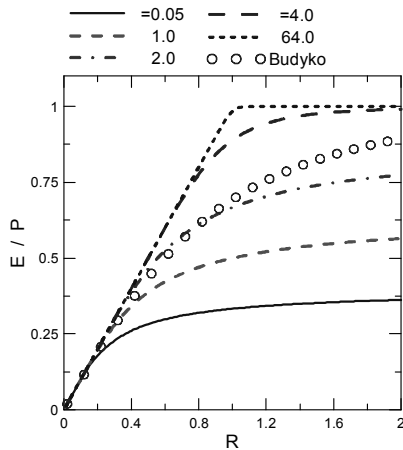


Fig. 1. Relación entre la evaporación y la precipitación medias anuales, índice de evaporación, con el índice de sequedad, R , para diferentes valores de la capacidad de retención de agua, $\alpha = w_{max} / \langle P \rangle$, según el modelo de Milly (1993), y función de Budyko.

La ecuación (1) sirvió también a Milly (1994) para analizar el comportamiento hidrológico de la mitad oriental de Estados Unidos, resolviéndola numéricamente con el método de Monte Carlo. Vanderlinden y col. (2005) adoptaron el mismo esquema para estudiar la Hidrología superficial de Andalucía. Potter y col. (2005) observaron que la inclusión de la generación de escorrentía podría mejorar las predicciones de este modelo, en particular en regiones en las que la estación lluviosa ocurre en el verano.

Posteriormente Laio y col. (2001) adoptaron una ecuación de balance más completa en la que la variable dependiente era el grado de saturación, s , para lo que consideraron la porosidad, n , la profundidad de la zona radical, z_r , incluyendo también la interceptación de la lluvia por la vegetación, In , la evaporación real, E , y la percolación profunda, L ,

$$nz_r \frac{ds}{dt} = P - In - E - L \quad (2)$$

Esta ecuación es parte de un proyecto iniciado al menos 10 años antes, y explotado en los años sucesivos con excelentes resultados. La aportación de agua por la lluvia tamizada por la interceptación en la cubierta vegetal, se caracteriza por procesos que siguen una función de densidad de probabilidad exponencial y de Poisson. La evaporación se describe con una función lineal de la humedad del suelo, en dos etapas sucesivas, y la percolación, al ser un proceso en el que el gradiente de potencial es esencialmente debido a la componente gravitacional del potencial del agua en el suelo, y por tanto igual a uno, equivale a la conductividad hidráulica del suelo. Un elemento clave de este modelo es la propuesta de la función de densidad de probabilidad de la infiltración del agua de lluvia (Rodríguez-Iturbe y col. 1999).

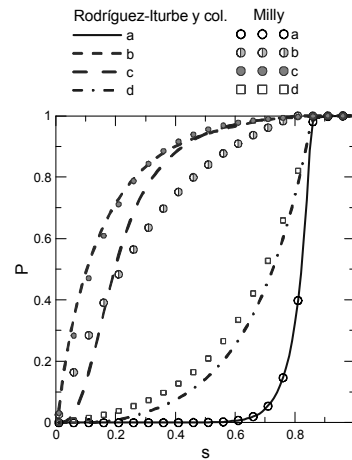


Fig. 2. Funciones de distribución de probabilidad de la humedad del suelo, $P(s)$, estimadas por el modelo de Rodríguez-Iturbe y col. (1999), y por el modelo de Milly (2001), para cuatro casos típicos. El caso a es un suelo profundo con conductividad hidráulica en saturación elevada, evaporación intensa y frecuencia elevada de chubascos. El caso b corresponde a un suelo poco profundo con elevada conductividad hidráulica en saturación, chubascos más espaciados e intensos, y evaporación elevada. El caso c representa suelos algo más profundos con reducida permeabilidad, y evaporación poco intensa. Finalmente el suelo d es más profundo que el c , con permeabilidad reducida, chubascos más frecuentes, y evaporación más intensa.

La resolución de la ecuación (2) es complicada por la componente estocástica de la lluvia. Sin embargo es posible deducir una expresión de la distribución de la probabilidad de la humedad del suelo en equilibrio. En la Fig. 2 se muestra las funciones de distribución de probabilidad de la humedad de cuatro suelos calculada según el modelo de Rodríguez-Iturbe y col. (1999). También en la misma Fig. 2 se insertan estas mismas funciones estimadas a partir del modelo de Milly (2001), que da resultados muy similares.

El modelo de Laio y col. (2001) ofrece muchas posibilidades de aplicación para explorar las condiciones óptimas de desarrollo de la vegetación. Settin y col. (2007) demostraron, mediante un análisis numérico con el método de Monte Carlo, la capacidad de este modelo para obtener descripciones probabilísticas en ambientes muy variables espacial y temporalmente. Por otra parte Porporato y col. (2004) han establecido una clasificación de las condiciones ambientales, adoptando las funciones de densidad de probabilidad de la humedad del suelo. En este trabajo se

resuelve la ecuación principal de la función de densidad de probabilidad de la humedad del suelo normalizada, s_e ,

$$s_e = \frac{s - s_w}{s_1 - s_w} \quad (3)$$

El grado de saturación para condiciones secas, marchitamiento permanente, es s_w y para condiciones húmedas, s_1 . En régimen permanente la solución es una función gama truncada

$$p(s_e) = \frac{c_1}{\eta} s_e^{\lambda/\eta - 1} e^{-\gamma s_e} \quad (4)$$

El valor de la constante c_1 es

$$c_1 = \eta \gamma^{\lambda/\eta} \left[\Gamma\left(\frac{\lambda}{\eta}\right) - \Gamma\left(\frac{\lambda}{\eta}, \gamma\right) \right]^{-1} \quad (5)$$

Los parámetros η , λ y γ corresponden, respectivamente, a las pérdidas de agua por evaporación, la frecuencia de ocurrencia de chubascos, y la relación entre la capacidad de retención del suelo con respecto al volumen medio descargado por cada chubasco. El valor medio de la humedad efectiva es $\langle s_e \rangle$

$$\langle s_e \rangle = \frac{\lambda - c_1 e^{-\gamma}}{\eta \gamma} \quad (6)$$

Al promediar la ecuación (2) se deduce una relación para la ecuación de Budyko

$$\frac{\langle E \rangle}{\langle P \rangle} = R \langle s_e \rangle \quad (7)$$

La Fig. 3 compara las diferentes formas de la ecuación (7), destacándose la práctica coincidencia de la expresión de Budyko con la curva obtenida para el valor del parámetro $\gamma = 5.5$. Independientemente del fundamento de Budyko, el ajuste de la ecuación (7) a ella, mostrado en la Fig. 3, es superior al ajuste de la Fig. 1.

La relación entre los valores medios anuales de la evaporación real y la potencial, normalizados por la precipitación media anual, ha sido explorada por Arora (2002) para identificar las posibles tendencias hidrológicas del cambio climático, o de sus fluctuaciones.

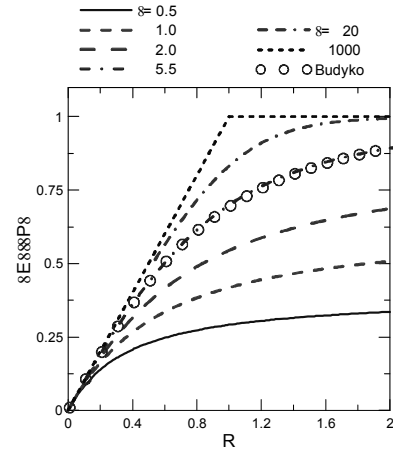


Fig. 3. Relación entre el índice de evaporación, y el índice de sequedad, R , para diferentes valores del parámetro γ , cociente entre la capacidad de retención de agua del suelo y la descarga media de los chubascos, según el modelo de Porporato y col. (2004), y función de Budyko.

La variabilidad interanual del balance de agua ha sido examinada por Sivapalan y col. (2011) con la ayuda del índice de vaporización, V , la fracción de agua que se transpira, y evapora directamente de superficies más inertes, y el índice de humedecimiento por la precipitación, W , la fracción de la lluvia que no escurre de forma inmediata, sugeridos ambos por Horton (1933). El índice de Horton, o índice H, $H = V/W$, como propusieron Sivapalan y col. (2011), mantiene su valor a lo largo de los años con escasa varianza, por lo que recomiendan su uso para el análisis de la variabilidad hidrológica espacial y temporal. En este trabajo rescataron la información proporcionada por L'vovich (1979), iniciado por Ponce y Shetty (1995). En una etapa posterior Harman y col. (2011) determinaron la sensibilidad, elasticidad, de las escorrentías rápida y lenta en las cuencas estadounidenses. La dinámica de la variabilidad de la humedad del suelo fue parcialmente explicada con otro modelo similar al de Laio y col. (2001) por Teuling y Troch (2005)

$$nz_r \frac{ds}{dt} = (P - In) - Q - L - S \quad (8)$$

La novedad del balance descrito por la ecuación (8) es la introducción de una función de absorción de agua por la planta, S , expresado en función de la fracción de raíces en el perfil del suelo, f_r , un parámetro de eficiencia del uso de la energía luminosa, c_2 , una función de resistencia a la sequía, o stress, en el suelo, β , la fracción de cubierta superficial por la vegetación, ξ

$$S = f_r \beta (1 - e^{-c_2 \xi}) E_p \quad (9)$$

La función de resistencia del suelo se definía como

$$\beta = \max \left[0, \min \left(1, \frac{\theta - \theta_w}{\theta_c - \theta_w} \right) \right] \quad (10)$$

En la ecuación (10) se incluye un valor crítico de la humedad, similar al adoptado por Laio y col. (2001) para separar los estados de transpiración con limitaciones, bajo stress, o sin ellas. La cubierta vegetal implica componentes espaciales y temporales, como el día del año, *doy*, y unos coeficientes c_3 , c_4 y c_5 .

$$\xi = \xi_{\max} \left\{ c_3 - (1 - c_3) \operatorname{sen} \left[\frac{2\pi}{c_5} (\text{doy} - c_4) + \frac{\pi}{2} \right] \right\} \quad (11)$$

La influencia sobre la humedad del suelo de los factores no-locales de la topografía, que son los que no se pueden atribuir de forma clara a la geometría de las laderas ocupadas por el suelo y la plana, se expresaban en función de la humedad el umbral inferior, $\theta^* = \theta - \theta_w$, con la ayuda de un coeficiente de humedad, ζ

$$\theta_{top} = \zeta \overline{\theta^*} \quad (12)$$

Los efectos topográficos no-locales se designan con el subíndice *top*. La varianza de la humedad del suelo simulada con este modelo se aproximaba bastante a la varianza observada y a su relación con los valores medios. Para separar los efectos vegetación suelo y topografía en la variación temporal de la varianza se pueden usar las medias de los productos de las fluctuaciones en los términos del balance, ecuación (8), como mostraron Albertson y Montaldo (2003).

3.- Estimación de la evaporación real en una superficie

La evaporación real ha constituido un grave problema para el análisis hidrológico por impedir cerrar de forma precisa la ecuación del balance de agua. Se puede evaluar de forma precisa la demanda atmosférica o evaporación potencial, pero el suelo y la planta han desarrollado mecanismos para evitar la pérdida de agua en situaciones deficitaria. En el año 1963 Bouchet formuló la hipótesis de complementariedad, que proponía que los déficits del intercambio de energía entre la superficie de la cuenca y la atmósfera no se olvidaban aunque no se satisficieran, dando lugar a una relación lineal entre las intensidades respectivas de la evaporación en equilibrio, la que ocurre cuando la humedad es elevada y no hay restricciones, E_0 , la real, E_r , y la potencial, E_p

$$E_r = 2E_0 - E_p \quad (13)$$

Tras la formulación de la hipótesis en una publicación de difusión reducida se presentaron varias formas de la ecuación (13). En la ecuación de Brutsaert y Stricker (1979), E_{BS} , se adoptó la ecuación de Penman, E_{Pen} , para la evaporación potencial y la ecuación de Priestley y Taylor (1972), E_{PT} , para la evaporación de equilibrio

$$E_{BS} = 2E_{PT} - E_{Pen} \quad (14)$$

Otra alternativa es la ecuación de Granger usada por Crago y Crowley (2005), E_{Gra} , en la que intervienen la pendiente de la curva de Clausius-Clapeyron, que relaciona la presión del vapor de agua en saturación en el aire con la temperatura, Δ , y la constante psicrométrica, γ_{psi}

$$E_{Gra} = \left(1 + \frac{\gamma_{psi}}{\Delta} \right) E_{Pen} - \frac{\gamma_{psi}}{\Delta} E_{PT} \quad (15)$$

La ecuación desarrollada por Kahler y Brutsaert (2006), E_{Kah} , para emplear la evaporación medida en cubeta, E_{pa} , es

$$E_{Kah} = \alpha_e (1 - c_R) \left(1 + \frac{1}{b} \right) \frac{\Delta R_n}{\Delta + \gamma_{psi}} - \frac{c_P}{b} E_{pa} \quad (16)$$

En esta ecuación α_e , es la constante de la ecuación de Priestley y Taylor (1972), usualmente igual a 1.26, c_R es un factor que representa la contribución de la radiación neta, R_n , a la radiación que va al terreno, c_P un factor de conversión de la intensidad de evaporación en la cubeta en la evaporación de la vegetación que rodea a ésta, usualmente igual a 1, y b un factor que representa la transferencia de calor entre la cubeta y los alrededores. Esta ecuación se puede reescribir adoptando $c_P = 1$, y substituyendo la intensidad de la evaporación en cubeta por la evaporación de Penman obtenida con el método de Allen et al. (1998). Giráldez y col. (2001) comprobaron que las tres ecuaciones aproximaban bastante bien los valores de la intensidad de evaporación estimada mediante el modelo de balance de humedad de Thornthwaite y Mather, en, aproximadamente, la mitad superior del intervalo de la humedad del suelo, con ventaja para la ecuación de Kahler y Brutsaert (2006). En condiciones más secas los mecanismos de control impiden una estimación mejor. La Fig. 4 muestra los resultados. Se trata propiamente de la región de control edáfico, no atmosférico.

Huntington y col. (2011) han comprobado que la ecuación de Brutsaert y Stricker (1979) puede ser aplicada en superficies cubiertas por matorral en condiciones semiáridas cuando se usa la temperatura del aire equivalente en un ambiente húmedo, para lo que recomendaron una solución iterativa a la ecuación del cociente de Bowen de Szilagyi y Jozsa (2008). Crago y col. (2010) sugirieron el uso de parámetros estimados con la teoría de semejanza de Monin-Obukhov.

4.- Determinación del intervalo de humedad en el perfil del suelo

Para establecer el balance de humedad del suelo se usan unos valores de la humedad que representan límites de validez de diferentes hipótesis como el umbral de la evaporación con limitaciones, bajo estrés, o sin limitaciones. En numerosas ocasiones estos límites se han fijado de forma operativa, o se han estimado por métodos

inversos, despreciando la información disponible de los suelos. Un caso especialmente importante es el de la disponibilidad del agua en el suelo, delimitado usualmente por la capacidad de campo establecida por Veihmeyer y Hendrickson (1931) y el estado, (punto), de marchitamiento permanente, definido también por Veihmeyer y Hendrickson (1928) introduciendo el girasol como planta de ensayo.

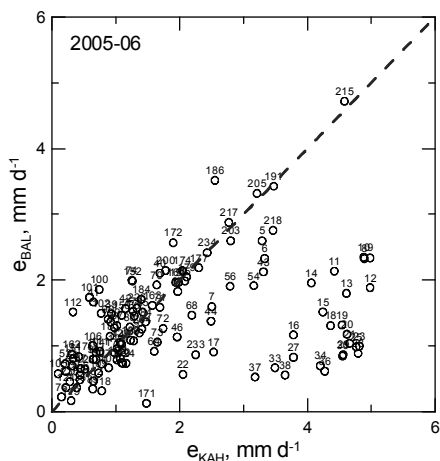


Fig. 4. Comparación entre los valores de la evaporación real diaria estimada por el método de Kahler y Brutsaert y por el método de balance de agua, en el eje de ordenadas, para algunos días del año hidrológico 2005-06 en El Abalarío. Los números que acompañan a los círculos son los días del año contados a partir del 1 de septiembre de 2005 (Giráldez y col. 2011).

La capacidad de campo se definió como la cantidad de agua retenida en el suelo una vez que se ha evacuado el exceso en el interior del perfil y la velocidad del movimiento descendente del agua ha disminuido mucho, lo que suele ocurrir al cabo de 2 a 3 días después de un chubasco o riego en suelos permeables de textura y estructura uniformes. El estado de marchitamiento permanente representa la humedad de un suelo cuando las plantas que sobre él crecen alcanzan una condición de marchitez de la que no pueden recuperarse en una atmósfera aproximadamente saturada con aportación adicional de agua. Ambas definiciones son muy imprecisas, en parte debido al escaso desarrollo de los instrumentos de medida en campo y laboratorio, y a la falta de análisis teóricos que orientasen las medidas experimentales. Por ello se propusieron estimadores como valores de humedad determinados en la curva de retención que correspondían a potenciales determinados. Esta medida era inadecuada porque la curva de retención representa un equilibrio estático, mientras que la definición de ambos límites se basaba en medidas dinámicas. Para agravar la situación no se adoptó un valor único del potencial por lo que coexistían, y coexisten, diferentes estimaciones de la capacidad de campo. Meyer y Gee (1999) sugirieron el uso de la curva de conductividad hidráulica del suelo para estimar la capacidad de campo como la humedad a la que ocurría un flujo pequeño, 0.001 y 0.1 cm d^{-1} según la aplicación que se desease del concepto. Nachabe (1998) indicó que la densidad de flujo que percola podría ser igual a la intensidad de la evaporación diaria, recomendando

además una formulación muy sencilla del proceso de redistribución del agua en el suelo, pues es precisamente éste el proceso que se especifica en la definición primitiva. En ambas definiciones los valores obtenidos en ensayos de campo por Ratliff y col. (1983) no diferían mucho de los valores calculados con los nuevos métodos. Un estudio más sistemático y riguroso de Twarakavi y col. (2009) integrando la ecuación de Richards con las representaciones simplificadas de van Genuchten para la curva de retención del agua en el suelo, y la de Mualem para la conductividad hidráulica, con el fin de disponer una información más precisa en las funciones de edafotransferencia, estableció la conveniencia de la adopción de un flujo de desagüe de 0.01 cm d^{-1} válido para un intervalo amplio de suelos. En este trabajo se recomendaba también el tiempo necesario para alcanzar este estado desde las condiciones iniciales de infiltración abundante en el perfil del suelo.

El estado de marchitamiento permanente ha sido revisado por Minasny y McBratney (2003) considerando la energía necesaria para extraer una parte de la humedad del suelo, aprovechando la curva de retención de agua del suelo. Ambos intentos, Twaraki y col. (2009) y Minasny y McBratney (2003), representan un avance notable para proporcionar una base física a los estudios de balance de agua en el suelo. Sin embargo se requiere una exploración más completa de aspectos tales como la heterogeneidad del suelo y de las condiciones de contorno, la posible influencia de la histéresis en los procesos de infiltración y redistribución, la absorción del agua por la planta.

5.- Conclusiones

Los aspectos de la humedad del suelo comentados: la interpretación del balance de agua, la estimación de la evaporación real, y la evaluación del intervalo de agua disponible en el perfil, se irán resolviendo gradualmente aunque abrirán nuevas cuestiones. Como Rodríguez-Iturbe y col. (2007) han reconocido la humedad del suelo es esencial para la salud de los ecosistemas terrestres. Su análisis plantea numerosos desafíos que hay que afrontar en los próximos años, mejorando los métodos de adquisición y asimilación de datos de campo, así como desarrollando nuevos métodos de solución de la ecuación del balance de agua, evitando muchas de las simplificaciones que actualmente se adoptan.

No será un proceso sencillo ni inmediato, posiblemente, pero sí es necesario para poder encarar un futuro que exige, entre otras cosas, el uso más racional de los recursos agua y suelo, que se han de compartir entre un mayor número de personas, mejorando su calidad.

Agradecimientos. Los autores agradecen el soporte de los Proyectos P09-AGR-4782 de la Junta de Andalucía, y AGL2009-12936-C03-02/03 de la CICYT, así como las contribuciones de colaboradores, muchas de ellas suscitadas en el transcurso de la Jornadas de Estudio de la Zona No Saturada desde 1995 hasta la actualidad.

6.- Bibliografía

- Albertson, J.D. y Montaldo, N. 2003. Temporal dynamics of soil moisture variability: 1. Theoretical basis. *Water Resour. Res.* vol. 39, no. 10, 1274, doi:10.1029/2002WR001616.
- Allen, R., Pereira, L.A., Raes, D. y Smith, M., (1998). *Crop Evapotranspiration*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Roma.
- Arora, V.K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *J. Hydrol.* 265:64–177.
- Bouchet, R.J. 1963. Évapotranspiration réelle et potentielle signification climatique. IAHS Publ. 62, 134-42.
- Brutsaert, W. y Stricker, H. 1979. Advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.* 15: 443-450.
- Budyko, M.I. 1974. *Climate and Life*. Academic Press, Nueva York.
- Crago, R. y Crowley, R. 2005 Complementary relationships for near-instantaneous evaporation. *J. Hydrol.* 300:199-211.
- Crago, R.D., Qualls, R.J. y Feller, M.F. 2010. A calibrated advection-aridity evaporation model requiring no humidity data. *Water Resour. Res.* vol. 46. W059519. doi:10.1029/2009WR008497.
- Gerrits, A.M.J., Savenije, H.H.G., Veling, E.J.M. y Pfister, L. 2009. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. *Water Resour. Res.* vol. 45, W04403, doi:10.1029/2008WR007308.
- Giráldez, J.V., Estévez, J., Vanderlinden, K. y Ordóñez, R. 2011. Estimación de la evaporación real para modelos de recarga usando la información de estaciones meteorológicas automáticas. Congreso ibérico sobre las aguas subterráneas. AIH. 14-16 Sep. Zaragoza.
- Harman, C.J., Troch, P.A. y Sivapalan, M. 2011. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 2. Elasticity of fast and slow runoff components to precipitation change in the continental Unites States. *Water Resour. Res.* vol. 47, WR02523, doi:10.1029/2010WR009656.
- Horton, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union* 14:446–460.
- Huntington, J.L., Szilagyi, J., Tyler, S.W. y Pohl, G.M. 2011. Evaluating the complementary relationship for estimating evapotranspiration from arid shrublands. *Water Resour. Res.* vol. 47, W05533, doi:10.1029/2010WR009874.
- Kahler, D.M. y Brutsaert, W. 2006. Complementary relationship between daily evaporation in the environment and pan evaporation. *Water Resour. Res.* vol. 42, W05413, doi:10.1029/2005WR004541.
- Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L. y Rodríguez-Iturbe, I. 2001. Plants in Water-controlled ecosystems: active role in hydrological processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Adv. Water Res.* 24:707-723.
- L'vovich, M. I. 1979. *World water resources and their future*. Amer. Geophys. Union, Washington.
- Meyer, P. D. y Gee, G. 1999. Flux-based estimation of field capacity, *J. Geotech. Geoenviron. Engng., ASCE* 125:595–599.
- Milly, P.C.D. 1993. An analytic solution of the stochastic storage problem applicable to soil water, *Water Resour. Res.* 29:3755–3758..
- Milly, P.C.D. 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance, *Water Resour. Res.* 30:2143– 2156.
- Milly, P.C.D. 2001. A minimalist probabilistic description of root zone soil water, *Water Resour. Res.* 37:457–63.
- Minasny, B. y McBratney, A.B. 2003. Integral energy as a measure of soil-water availability. *Pl. Soil* 249:253-262.
- Morton, F.I. 1975. Operational estimate of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrol.* 66:1-76.
- Nachabe, M. H. 1998. Refining the interpretation of field capacity in the literature. *J. Irrig. Drain. Engng., ASCE* 124:230 – 232.
- Ponce, V.M. y Shetty, A.V. 1995. A conceptual model of catchment water balance: 1. Formulation and calibration. *J. Hydrol.* 173:20-40.
- Porporato, A., Daly, E. y Rodríguez-Iturbe, I. 2004. Soil water balance and ecosystem response to climatic change. *Am. Nat.* 164:625-632.
- Potter, N.J, Zhang, L., Milly, P.C.D., McMahon, T.A. y Jakeman, A.J. 2005. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments. *Water Resour. Res.* vol. 41, W06007, doi:10.1029/2004WR003697.
- Priestley, C.H.B. y Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Wea. Rev.* 100:81-92.
- Ratliiff, L.F., Ritchie, J.T. y Cassel, D.K. 1983. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47:770-775.
- Rodríguez-Iturbe, I., Porporato, A., Ridolfi, L., Isham, V. y Cox, D.R. 1999. Probabilistic modelling of water balance at a point: the role of climate, soil and vegetation. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 455:3789-3805
- Rodríguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Laio, F., Ridolfi, L. y Tamea, S. 2007. Challenges in humid land ecohydrology: Interactions of water table and unsaturated zone with climate, soil, and vegetation. *Water Resour. Res.* vol. 43, W09301, doi:10.1029/2007WR006073.
- Settin, T., Botter, G., Rodríguez-Iturbe, I. y Rinaldo, A. 2007. Numerical studies on soil moisture distributions in heterogeneous catchments. *Water Resour. Res.* vol. 43, W05425, doi:10.1029/2006WR005737.
- Sivapalan, M., Yaeger, M.A., Harman, C.J., Xu, X. y Troch, P. 2011. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resour. Res.* vol. 47, WR02522, doi:10.1029/2010WR009568.
- Szilagy, J. y Jozsa, J. 2008. New findings about the complementary-based evaporation estimation methods. *J. Hydrol.* 354:171– 186
- Teuling, A.J. y Troch, P.A. 2005. Improved understanding of soil moisture variability dynamics. *Geophys. Res. Lett.* vol. 32, L05404, doi:10.1029/2004GL021935.
- Twarakavi, N.K.C., Sakai, M., Šimůnek, J. 2009. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. *Water Resour. Res.* vol. 45, W10410, doi:10.1029/2009WR007944.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J.V. y Van Meirvenne, M. 2005. Soil water-holding capacity assessment in terms of the average annual water balance in southern Spain. *Vadose Zone J.* 4:317–328
- Veihmeyer, F. J. y Hendrickson, A.H. 1931. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil Sci.* 32:181–193.
- Veihmeyer, F. J. y Hendrickson, A.H. 1928. Soil moisture at permanent wilting of plants. *Pl. Physiol.* 3:355-358.
- Voepel, H., Ruddell, B., Schumer, R., Troch, P.A., Brooks, P.D., Neal, A., Durcik, M. y Sivapalan, M. 2011. Quantifying the role of climate and landscape characteristics on hydrologic partitioning and vegetation response. *Water Resour. Res.* vol. 47, W 00J09, doi:10.1029/2010WR009944.
- Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P.A. y Woods, R. 2007. Catchment classification and hydrologic similarity. *Geogr. Compass* 1:901-931.