

VALIDACIÓN DE LA TÉCNICA *ERS-SCATTEROMETER* PARA ESTIMAR LA HUMEDAD DEL SUELO A PARTIR DE MEDICIONES DE *TDR* EN EL SECTOR SEMIÁRIDO DE LA CUENCA DEL DUERO (ESPAÑA)

A. Ceballos¹, J. Martínez Fernández¹, W. Wagner² y K. Scipal²

¹ Departamento de Geografía. Universidad de Salamanca. Salamanca. España. ceballos@usal.es

² Institute of Photogrammetry and Remote Sensing. Vienna University of Technology. Vienna. Austria.

RESUMEN. El objetivo general del presente trabajo es validar el denominado *Soil Water Index (SWI)*, obtenido de la señal del satélite *ERS-Scatterometer*, a partir de mediciones de campo aplicando la técnica *TDR (Time Domain Reflectometry)*. El *SWI* es un índice que permite estimar el contenido de agua para el conjunto del perfil edáfico considerando el valor de humedad de los primeros 5 cm del suelo. Para ello se ha medido durante 21 meses (desde junio de 1999 hasta febrero de 2001) la humedad del suelo a intervalos quincenales en un conjunto de 20 estaciones de humedad repartidas en una superficie aproximada de 1.300 km² en el sector semiárido de la cuenca del Duero (España). Cada estación consta de 4 sondas *TDR* insertadas horizontalmente a 5, 25, 50 y 100 cm de profundidad. De manera complementaria, se ha procedido a la medición de las principales propiedades físicas e hídricas (textura, contenido de materia orgánica, estimación de la curva de retención hídrica, etc.) en cada uno de los 4 niveles de las estaciones de medición de humedad. Los resultados muestran un coeficiente de determinación significativo ($R^2 = 0,75$), con una desviación cuadrática media igual a 2,2 % vol. La desviación entre ambas estimaciones puede explicarse por el efecto de la fracción textural del suelo sobre su capacidad de retención hídrica. A partir de los resultados obtenidos es posible abordar el estudio de la dinámica espacio-temporal de la humedad del suelo a escala regional en zonas similares a la utilizada para la validación.

ABSTRACT. The general aim of the present work was to validate the so-called *Soil Water Index (SWI)*, obtained from the signal from the *ERS-Scatterometer* satellite from field measurements by applying the *TDR (Time Domain Reflectometry)* technique. The *SWI* is an index that permits the estimation of the soil water content for the whole of the soil profile from the soil moisture value obtained in the first 5 cm of soil. To do so, we measured soil moisture at fortnightly intervals over 21 months (from June 1999 to February 2001) at 20 soil moisture stations distributed over an area of approximately 1300 km² in the semi-arid sector of the Duero Basin (Spain). Each station has four *TDR* probes inserted horizontally at depths of 5, 25, 50 and 100 cm. At the same time, we measured the main physical and

hydrological properties (texture, organic matter content, soil water retention curve, etc) at each of the four probe levels of the soil moisture stations. The results revealed a significant coefficient of determination ($R^2 = 0.75$), with a mean quadratic deviation of 2.2 % vol. The deviation between both estimations can be accounted for in terms of the effect of the textural fraction of the soil on its water retention capacity. From the results obtained it is possible to study the spatio-temporal dynamics of soil moisture at regional scale in zones similar to the one used for the validation.

1. Introducción

La humedad del suelo es un factor clave en relación con el estudio de balances de agua en cuencas experimentales, tasas de infiltración, coeficientes de escorrentía, riesgos de crecidas, productividad vegetal, dinámica forestal, modelización climática e hidrológica, etc. Por esta razón, en las últimas décadas han sido desarrollados varios métodos y técnicas para su análisis. A escala local destacan técnicas de medición directa como el método gravimétrico o indirectas como la sonda de neutrones o el *TDR (Time Domain Reflectometry)*, siendo esta última la más extendida en la actualidad. En los años 80 del siglo pasado, Topp et al. (1980), Topp y Davis (1985) y Dasberg y Dalton (1985) establecieron los principios físicos de la técnica *TDR*, basándose en la correlación existente entre el tiempo de tránsito de una onda electromagnética introducida en el suelo, la constante dieléctrica de este y su contenido volumétrico de humedad. Entre las ventajas que ofrece la técnica *TDR* destacan la rapidez y seguridad de las mediciones, su mínimo impacto sobre el terreno y la posibilidad de realizar las mediciones de forma continuada.

A otras escalas, la teledetección ofrece la posibilidad de estimar la humedad del suelo en un determinado territorio, sin embargo se trata de una técnica de medición indirecta que debe ser siempre validada con datos obtenidos directamente en campo. La estimación de la humedad del suelo utilizando imágenes de radar tiene el mismo

fundamento físico que la técnica TDR. El dispositivo para su aplicación consiste en un sensor remoto, con una antena de radar, que transmite una onda electromagnética y, al mismo tiempo, recibe una señal de retorno cuya intensidad dependerá de las características de la superficie incidente, destacando entre las mismas el contenido superficial de humedad del suelo (Ulaby, 1998; Narayanan y Hirsave, 2001). En este estudio se ha utilizado la señal del *ERS-Scatterometer (European Remote Sensing Satellite)*, que opera con una longitud de onda de 5,3 GHz, con un pixel de 50 x 50 km y una frecuencia temporal de 3-4 días.

En el presente trabajo se ha aplicado el método propuesto por Wagner et al. (1999) para estimar el contenido de agua en el perfil edáfico, en términos de disponibilidad hídrica para las plantas. La resolución espacial del satélite ERS empleado permite integrar el conjunto de factores de los que depende la variabilidad espacial de la humedad del suelo a escala local. Con el objetivo de validar las estimaciones de humedad del suelo obtenidas con la señal *ERS-Scatterometer* y analizar la posible influencia de los factores que determinan la variabilidad del suelo a escala local, se comparan mediciones directas del volumen de humedad edáfica, procedentes de una red de estaciones instaladas en el sector central de la cuenca del Duero.

2. Zona de estudio y diseño del dispositivo experimental

La zona de estudio está situada en el sector más árido de la cuenca del Duero (41,1-41,5° N, 5,1-5,7° O), con precipitación anual media inferior a 400 mm, temperatura anual media de 12° C y ocurrencia, por término medio, de 4 meses secos al año. Sedimentos del Mioceno y depósitos fluviales del Cuaternario (areniscas, conglomerados, calizas, gravas y arenas) constituyen el sustrato base sobre el que asientan los suelos de la zona de estudio, principalmente luvisoles, cambisoles y regosoles. Aprox. el 80 % del territorio está ocupado por cultivos de secano, con predominio del cereal y, en menor medida, del viñedo.

En esta zona está operativa desde junio de 1999 la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo (REMEDHUS), perteneciente a la Universidad de Salamanca, sobre una superficie de 1.300 km². En el presente estudio se han utilizado los datos de 20 estaciones repartidas en las siguientes unidades edafo-fisiográficas (Fig. 1). I) Areniscas: unidad que se caracteriza por una apreciable heterogeneidad textural a lo largo del perfil edáfico, con una destacable concentración de arena en los primeros 25 cm que contrasta con la mayor presencia de limo y arcilla en la mitad inferior del perfil. II) Terrazas fluviales: en esta unidad el perfil textural es mucho más uniforme con un reparto homogéneo de la fracción arena (en torno al 80 %) a lo largo del mismo. III) Calizas: a diferencia de las dos unidades anteriores, las calizas se caracterizan por su mayor contenido de limo y arcilla en el conjunto del perfil edáfico.

En cada estación de medición de la humedad del suelo hay insertadas, en posición horizontal, 4 sondas para TDR, de doble varilla y 265 mm de longitud, (Martínez

Fernández y Ceballos, 2001) a distintas profundidades a lo largo del perfil: 5, 25, 50 y 100 cm. Las mediciones de humedad se realizan cada 14 días aplicando la técnica TDR (Cassel et al., 1994) con un ecómetro modelo Tektronix 1502C. Para ello, se ha utilizado la fórmula universal propuesta por Topp et al. (1980) una vez validada en el laboratorio por medio de la comparación de series de datos de humedad medida con TDR y gravimétricamente, en monolitos de suelos con diferentes características (Martínez Fernández y Ceballos, 2001).

En el momento de la instalación de las sondas, se recogieron muestras, en cada una de las 4 profundidades, de suelos inalteradas para determinar en el laboratorio ciertas propiedades físicas e hídricas: textura, materia orgánica, contenido de humedad a capacidad de campo, en el punto de marchitamiento y en estado de saturación, tras la elaboración de la curva completa de retención hídrica aplicando el modelo de van Genuchten (1980). En la Tabla 1 se muestran valores medios, para el conjunto del perfil (0-100 cm), de las principales propiedades físicas e hídricas correspondientes a las tres unidades edafo-fisiográficas.

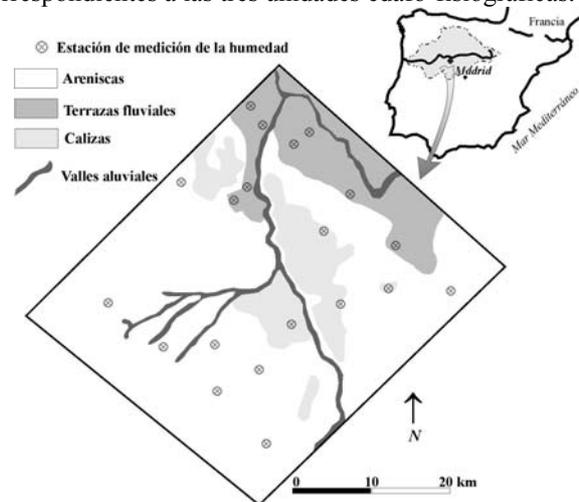


Fig. 1. Localización de la zona de estudio, delimitación de las unidades fisiográficas y distribución de las estaciones de medición de la humedad.

Tabla 1. Valores medios de las fracciones texturales y propiedades hídricas correspondientes al conjunto del perfil (0-100 cm). θ_{cc} , θ_{pm} , θ_{sat} , contenidos de humedad a capacidad de campo, punto de marchitamiento y estado de saturación respectivamente.

Unidad	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	θ_{cc} (vol %)	θ_{pm} (vol %)	θ_{sat} (vol %)
Areniscas (n=8)	71,47	11,37	17,17	15,0	8,1	41,2
Terrazas (n=9)	84,30	7,94	7,77	10,1	3,4	38,1
Calizas (n=3)	49,64	23,92	26,44	23,9	15,5	51,8

El período de estudio es de 21 meses, comprendiendo la fecha de inicio de las mediciones de humedad en REMEDHUS (junio de 1999) y la fecha de finalización de la adquisición de datos del satélite ERS-2 (febrero de 2001). Durante este período, la distribución temporal de las precipitaciones fue muy irregular (Fig. 2.a), con dos destacados períodos secos: el primero durante la estación invernal (desde noviembre de 1999 hasta marzo de 2000) y el segundo durante el verano (desde junio hasta septiembre

de 2000). Sin embargo, la concentración de las precipitaciones fue apreciable en la primavera de 2000 y, sobre todo, entre octubre de 2000 y febrero de 2001.

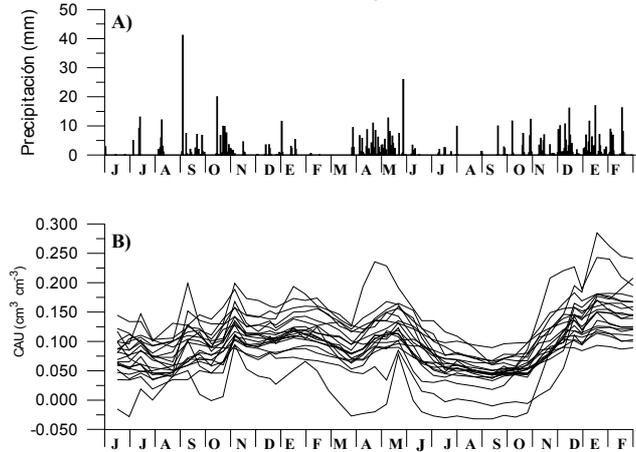


Fig. 2. Distribución temporal de las precipitaciones medias diarias desde junio-1999 hasta febrero- 2001 (A) y de la cantidad de agua útil para las plantas $-cau-$ en las 20 estaciones de medición de la humedad del suelo.

3. Estimación de la humedad del suelo aplicando el SWI

La estimación del volumen de agua en el suelo mediante imágenes de radar se basa en el mismo principio físico que las mediciones efectuadas con la técnica TDR, es decir, la relación existente entre las propiedades dieléctricas del suelo y su contenido de agua (Giacomelli et al., 1995). A partir de la respuesta del medio que se analice, puede estimarse la humedad del suelo en sus primeros 5 cm en términos relativos (m_s) con la siguiente ecuación (Wagner, 1998; Wagner et al., 1999):

$$m_s(t) = \frac{\sigma^0(40, t) - \sigma^0_{dry}(40)}{\sigma^0_{wet}(40) - \sigma^0_{dry}(40)} \quad (1)$$

donde $\sigma^0(40, t)$, $\sigma^0_{dry}(40)$ y $\sigma^0_{wet}(40)$ son, respectivamente, los coeficientes de respuesta del radar en un determinado momento t , en suelos totalmente secos y en suelos en estado próximo a la saturación, con un ángulo de incidencia, en todos los casos, de 40° .

Para poder inferir, a partir de la medición superficial del radar, el contenido de agua para el conjunto del perfil, Wagner et al. (1999) definieron y calibraron el SWI utilizando un modelo simple de transmisión de flujo entre el horizonte inferior del perfil del suelo, que actúa como reservorio de agua, y el horizonte superficial. En este modelo de flujo el parámetro T (que representa la magnitud de las variaciones temporales de la humedad del suelo expresada en días) debe ser calibrado, ya que depende de la profundidad del perfil y de la conductividad hidráulica.

$$SWI(t) = \frac{\sum_i m_s(t_i) e^{-(t-t_i)/T}}{\sum_i e^{-(t-t_i)/T}} \quad (2)$$

para $t_i \leq t$, donde m_s es la humedad del suelo estimada del ERS-Scatterometer en el momento t_i . El SWI correspondiente a un determinado momento (t) es

calculado si al menos hay una medición del satélite en el intervalo de tiempo $(t-T, t)$ y al menos tres medidas en el intervalo de tiempo $(t-5T, t)$. Al igual que en el caso de m_s , el SWI expresa la humedad edáfica en términos relativos, en donde el 0 corresponde a un suelo totalmente seco y el 100 representaría el estado de saturación. Considerando una serie de variables hídricas propias de cada tipo de suelo, obtenidas experimentalmente, puede expresarse el volumen de agua del suelo como cantidad de agua disponible para las plantas (CAU) en porcentaje de humedad volumétrica (%). Las variables consideradas son el valor de humedad a capacidad de campo (θ_{cc}), la capacidad total de agua en el perfil del suelo o estado de saturación (θ_{sat}) y el valor de humedad en el punto de marchitamiento (θ_{pm}), siendo (t) el momento de la medición.

$$CAU(t)_{ERS} = SWI(t) \cdot \left(\frac{\theta_{cc} + \theta_{sat}}{2} - \theta_{pm} \right) \quad (3)$$

Para calcular CAU_{ERS} en el sector seleccionado de la cuenca del Duero, se han utilizado los valores promedios θ_{pm} , θ_{cc} , y θ_{sat} a partir de los datos de θ_{pm} , θ_{cc} y θ_{sat} correspondientes a cada estación. Con el objetivo de evitar cualquier posible confusión en relación con las notaciones utilizadas en el trabajo, se ha elaborado la tabla 2.

Finalmente, para poder comparar la serie temporal de datos del satélite con las mediciones de las 20 estaciones de REMEDHUS se ha promediado una cantidad de agua útil para las plantas a partir de la siguiente ecuación:

$$CAU_{TDR}(k) = \frac{\sum_{i=1}^{20} cau_i}{20} \quad (4)$$

donde cau_i es la cantidad de agua útil para las plantas correspondiente a la estación i y k es la profundidad.

4. Resultados y discusión

4.1. Validación del SWI

El primer paso del análisis fue la comparación de la cantidad de agua útil estimada a partir de la respuesta del ERS-Scatterometer con los valores promedios medidos con el TDR en diferentes niveles del perfil edáfico (0-25, 50-100 y 0-100 cm) considerando varios valores del parámetro T (20, 30, 40, 50 y 60 días) que aparece en la ecuación 2. De acuerdo con la ecuación 3, para transformar los valores relativos del SWI en valores absolutos, expresados en términos de agua disponible para las plantas (CAU_{ERS}), fueron tenidos en cuenta los valores de θ_{pm} , θ_{cc} , y θ_{sat} . La tabla 3 muestra la correlación, el sesgo (S), la desviación cuadrática media (DC) y la raíz del error cuadrático medio (RE) para diferentes valores de T y las distintas profundidades del suelo. Aunque no se observan diferencias destacables en los parámetros estadísticos, $T = 40$ días parece ser la mejor elección para los primeros 25 cm del perfil con un $R^2 = 0,70$. Considerando valores inferiores del parámetro T , la variabilidad temporal de la

humedad reflejada por la señal del satélite era mayor en relación con las mediciones de campo.

Tabla 2. Variables hídricas utilizadas en este trabajo. Los valores están expresados en humedad volumétrica (vol. %). Los promedios han sido calculados a partir de datos individuales de las estaciones (n = 20).

Parámetro	Valores individuales	Valores promedios
Humedad del suelo	θ	$\Theta = \frac{1}{n} \sum \theta$
Punto de marchitamiento	θ_{pm}	$\Theta_{pm} = \frac{1}{n} \sum \theta_{pm}$
Capacidad de campo	θ_{cc}	$\Theta_{cc} = \frac{1}{n} \sum \theta_{cc}$
Humedad a saturación	θ_{sat}	$\Theta_{sat} = \frac{1}{n} \sum \theta_{sat}$
Cantidad de Agua Útil	$cau = \theta - \theta_{pm}$	$CAU = \frac{1}{n} \sum cau$

Tabla 3. Análisis comparativo entre la cantidad de agua útil estimada mediante la señal del satélite y el promedio calculado en la red de estaciones con el TDR. R^2 = coeficiente de determinación, S = sesgo, DC = desviación cuadrática media, y RE = raíz del error cuadrático medio.

T	0-25 cm				50-100 cm				0-100 cm			
	R^2	S	DC	RE	R^2	S	DC	RE	R^2	S	DC	RE
20	0.62	-1.4	3.2	3.4	0.41	3.4	3.5	4.9	0.57	0.9	3.3	3.4
30	0.67	-0.9	3.2	3.3	0.56	4.0	3.3	5.2	0.67	1.5	3.2	3.5
40	0.70	-1.1	2.2	2.4	0.67	3.8	2.1	4.3	0.73	1.3	2.0	2.3
50	0.69	-0.9	2.0	2.2	0.71	4.0	1.7	4.3	0.75	1.4	1.7	2.2
60	0.68	-0.8	2.0	2.1	0.74	4.1	1.5	4.3	0.74	1.5	1.6	2.2

En la base del perfil (50-100 cm) la mejor correlación fue hallada con $T = 60$ días, con un $R^2 = 0,74$. En relación con las observaciones previas, los mejores resultados, integrando el conjunto del perfil (0-100 cm), corresponde a $T = 50$ días, con un coeficiente de determinación, muy significativo (Fig. 3, $R^2 = 0,75$) y unos bajos valores tanto de DC como de RE. La figura 4 refleja la evolución temporal de las observaciones de los registros de campo y del radar considerando la base, el horizonte superficial y la totalidad del perfil.

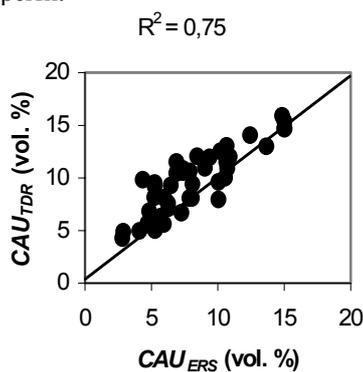


Fig. 3. Comparación entre la cantidad de agua útil para las plantas estimada con la señal del radar (CAU_{ERS}) y la medida en el campo con el TDR (CAU_{TDR}), para el conjunto del perfil y $T = 50$ días, a partir de la media de las 20 estaciones de medición de la humedad.

Los resultados del presente análisis difieren de los obtenidos por Wagner et al. (1999) en Ucrania, en donde para los primeros 20 cm del perfil el mejor ajuste se

produjo con $T = 15$ días, mientras que para el conjunto del perfil el valor de $T = 20$ días mostró la mejor correlación.

Los altos valores de T hallados en la cuenca del Duero, con un rango entre 40 y 60 días, indican una sorprendente baja variabilidad temporal de la humedad tanto en el conjunto del perfil edáfico como en los distintos horizontes del mismo. Debido a la homogeneidad climática, regularidad topográfica y uniformidad en los usos del suelo, este hecho puede asociarse a la heterogénea distribución de las fracciones texturales a lo largo del perfil, con una capa superior caracterizada por presentar texturas gruesas y una capa inferior con texturas más finas como consecuencia de un proceso de iluviación. La textura arenosa de los centímetros superficiales, por un lado, siempre favorecerá el proceso de infiltración, y, por otro, su capacidad de almacenamiento será baja (Ceballos et al., 2002). Debido a estas circunstancias, el máximo valor de humedad del suelo nunca será muy alto, independientemente de la cantidad de lluvia, y su variabilidad temporal relativamente baja. En el caso de la parte inferior del perfil (50-100 cm), la textura más fina conlleva siempre valores de potencial matricial más elevados y una mayor capacidad de retención hídrica, hecho que también incide en una moderada variabilidad del contenido de agua en el suelo a lo largo del tiempo. Además de las características texturales, el uso del suelo tiene una influencia decisiva en la dinámica hídrica. En la zona de estudio predominan los cultivos de cereal (80 % de la superficie), lo que determina que el horizonte de absorción radicular se limite a los primeros 50 cm de profundidad.

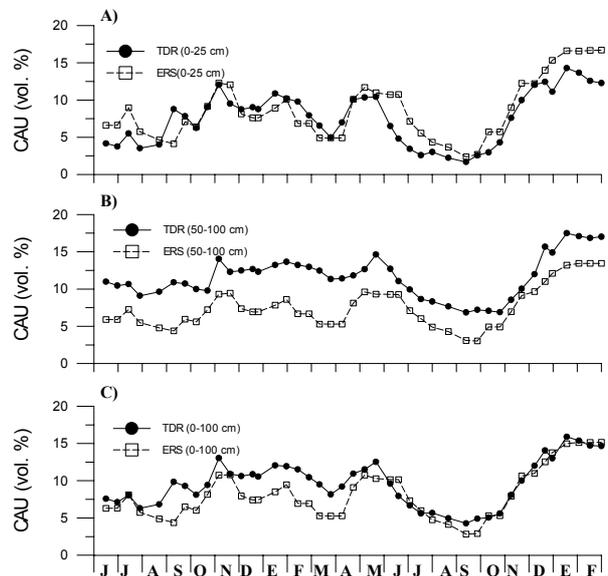


Fig. 4. Evolución temporal del promedio de la cantidad de agua útil para las plantas (CAU) estimada a partir del ERS y medida con el TDR en el campo. A: estimaciones para los primeros 25 cm del perfil ($T = 40$ días); B) para la base del perfil, 50-100 cm, ($T = 60$ días); y para el conjunto del mismo, 0-100 cm ($T = 50$ días).

Esta confluencia de factores probablemente explique que las pérdidas de agua por evapotranspiración desde la parte inferior del perfil sean bajas ya que i) la transpiración

vegetal es baja y ii) existe una discontinuidad hidráulica entre los horizontes inferior y superior del perfil inducida por las diferencias texturales.

Los resultados expresados en la tabla 3 muestran que la ecuación 3, desarrollada para los suelos de Ucrania, es susceptible de ser utilizada también en un contexto edáfico y bioclimático diferente, como el mediterráneo semiárido característico del sector central de la cuenca del Duero, confirmando la aplicabilidad de la técnica.

4.2. La influencia de las propiedades del suelo en la variabilidad de la humedad

A escala local, la humedad del suelo depende de un conjunto de factores como la topografía, propiedades físicas del suelo y la cubierta vegetal, que explican la variabilidad de la misma en una distancia que oscila desde unos pocos metros a decenas de kilómetros (Seyfried, 1998; Famiglietti et al, 1998). La variabilidad espacial de la humedad del suelo en la zona de estudio es evidente observando la figura 2b, que muestra la evolución temporal de *cau* correspondiente a cada estación. La desviación estándar de las series individuales oscila entre 2,7 y 4,8 vol. %, con una media para el conjunto de las series igual a 3,4 vol. %. Estos datos constituyen una estimación válida del error derivado del cambio de escala. Sin embargo, debe destacarse que la consideración de la humedad del suelo expresada en términos de cantidad de agua útil para las plantas recoge el efecto directo de la textura del suelo sobre su contenido de humedad. Si se expresa el contenido de agua en el perfil en términos de humedad volumétrica (θ vol. %), los valores de desviación estándar observados son mayores, con un mínimo y un máximo de 3,8 y 7,3 vol. % respectivamente y un promedio igual al 5 vol. %. Es decir, el error atribuible al cambio de escala sería del doble si se utilizase θ en vez de *cau*.

Recientemente, Martínez Fernández y Ceballos (2003) han analizado la estabilidad temporal de la humedad del suelo en el conjunto de las estaciones de REMEDHUS encontrando un significativo grado de persistencia de los patrones de distribución espacial de la humedad: un conjunto de estaciones sistemáticamente registran valores de humedad inferiores a la media, siendo representativos de condiciones secas, mientras que las restantes muestran periódicamente valores por encima de la media, representando condiciones húmedas. Este hecho explica, por un lado, la variabilidad observada en la figura 2.b y, por otro, el sesgo que existe entre los datos estimados con el *SWI* y la *cau* correspondiente a cada una de las estaciones de humedad, con la mayoría de los valores comprendidos en un rango de $\pm 6,8$ vol. % (± 2 veces la desviación estándar promedio de *cau*).

La Tabla 4 muestra los resultados estadísticos de la comparación entre CAU_{ERS} y las series individuales de cau_i de a cada una de las estaciones y medida con el *TDR*.

En general, la correlación observada es alta, con unos valores de R comprendidos entre 0,72 y 0.89.

Tabla 4. Comparación entre la cantidad de agua útil estimada a partir de los datos medidos en el campo con el TDR y la estimada mediante la señal del ERS, a) considerando los valores promedios (Θ_{pm} , Θ_{cc} , y Θ_{sat}) y los valores individuales de cada una de las estaciones (θ_{pm} , θ_{cc} y θ_{sat}) de los parámetros utilizados en la ecuación 3.

Unidad	ID	R	a) Valores promedio			b) Valores individuales		
			Sesgo	DC	ER	Sesgo	DC	ER
Areniscas	E10	0.81	7.3	2.9	7.8	7.5	2.9	8.1
	F6	0.79	1.2	2.1	2.4	3.5	1.9	4.0
	H11	0.77	1.8	2.6	3.1	1.2	2.6	2.8
	J14	0.74	2.5	2.5	3.5	2.7	2.5	3.6
	H13	0.81	0.9	2.1	2.2	0.0	2.2	2.2
	J12	0.76	4.6	2.5	5.2	5.3	2.4	5.8
	F11	0.72	4.4	2.4	5.1	4.3	2.5	5.0
	Q8	0.77	4.9	4.2	6.4	5.2	4.2	6.7
Terrazas	H7	0.89	-0.5	1.9	1.9	-0.8	2.0	2.1
	I3	0.87	3.3	1.7	3.7	4.4	1.5	4.6
	I6	0.72	3.4	2.5	4.2	4.4	2.1	4.8
	J3	0.84	1.0	1.9	2.1	2.3	1.5	2.8
	L3	0.85	0.2	1.8	1.8	1.5	1.5	2.1
	K10	0.81	1.5	2.4	2.8	1.5	2.4	2.8
	K4	0.77	-0.7	2.5	2.6	-0.8	2.5	2.6
	M5	0.76	-0.3	2.2	2.2	-0.7	2.3	2.4
O7	0.73	1.8	2.4	3.0	0.5	2.7	2.7	
Calizas	N9	0.82	-0.1	2.7	2.6	-1.2	2.6	2.9
	M9	0.79	-3.1	2.4	4.0	-3.7	2.5	4.4
	L7	0.79	-5.6	3.1	6.4	-6.0	3.0	6.7
	Media	0.79	1.4	2.4	3.7	1.6	2.4	4.0

La desviación cuadrática media registra un valor medio de tan sólo 2,4 vol. %. El sesgo oscila en un rango comprendido entre -5,6 y 7,3 vol. %, de acuerdo con los resultados del análisis de la varianza, viéndose afectados los valores de la raíz del error cuadrático medio en los mismos términos. Cuando los valores individuales de θ_{pm} , θ_{cc} y θ_{sat} sustituyen a los valores promedios (Θ_{pm} , Θ_{cc} , y Θ_{sat}) en la ecuación 3, los resultados estadísticos son prácticamente idénticos (Tabla 4). La razón que explica este hecho es que mientras los valores individuales de θ_{pm} , θ_{cc} y θ_{sat} pueden variar en un orden del 15-20 vol. %, el término $(\theta_{cc} + \theta_{sat} / 2 - \theta_{pm})$ de la ecuación 3 se caracteriza por una variabilidad mucho menor.

Con el objetivo de analizar la variabilidad espacial y su incidencia en la interpretación de la señal del ERS, se han considerado por separado las tres unidades edafofisiográficas en que se ha dividido la zona de estudio. En las areniscas el sesgo generalmente es positivo, mostrando los valores más altos (Tabla 4; Fig. 5.a) probablemente como consecuencia de la discontinuidad hidráulica característica de la mayoría de sus perfiles, reflejada en la diferencia entre los valores de θ_{pm} correspondientes a los primeros 5 cm y los de la base de los perfiles (Tabla 5). Mientras la parte superficial del perfil permanece muy seca, la mitad inferior del mismo está más húmeda debido a su mayor capacidad de retención hídrica (diferencia de -4,0 vol. %). El mejor coeficiente de correlación (Fig. 5.b) y los sesgos más bajos corresponden a las terrazas fluviales, ya que, debido a la homogeneidad textural del mismo, las características de la superficie del perfil son representativas de su totalidad. Por ello, la diferencia entre θ_{pm} del horizonte superficial y de la base del perfil es sólo -1,2 vol. %. Finalmente, en las calizas (Fig. 5.c), el sesgo siempre es

negativo debido a la importancia de la suma de las fracciones limosa y arcillosa ($\approx 50\%$) en el horizonte superficial, lo que explica su alta capacidad de retención hídrica (el valor de θ_{pm} correspondiente a los primeros 5 cm del perfil es igual a 12,8 vol. %).

Tabla 5. Propiedades hídricas correspondientes a las unidades fisiográficas. Valores medios de contenido de humedad a capacidad de campo (θ_{cc}), punto de marchitamiento (θ_{pm}) y saturación (θ_{sat}), y diferencia entre el contenido de humedad en el punto de marchitamiento en la base y superficie del perfil edáfico.

Unidades	θ_{cc}	θ_{pm}	θ_{sat}	$\theta_{pm}^{0cm} - \theta_{pm}^{50-100cm}$	θ_{pm}^{0cm}
	vol. %	vol. %	vol. %	vol. %	vol. %
Areniscas	15,0	8,1	41,2	-4,0	5,5
Terrazas	10,1	3,4	38,1	-1,2	2,3
Calizas	23,9	15,5	51,8	-5,1	12,8

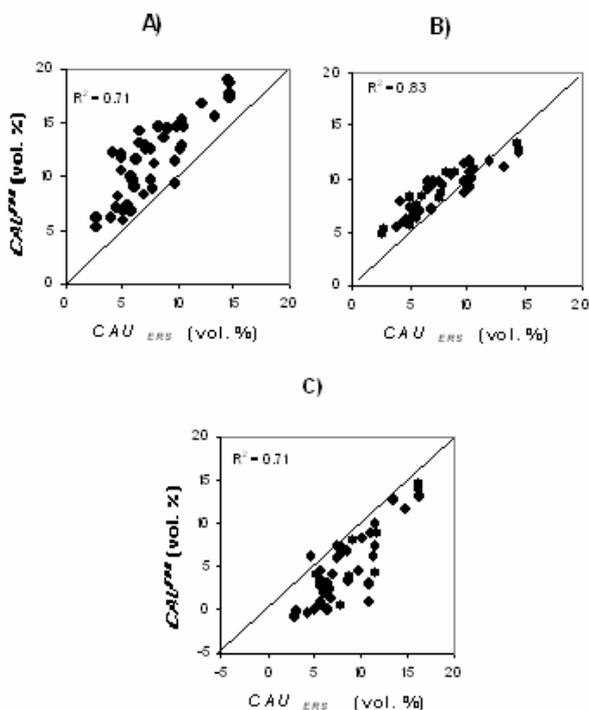


Fig. 5. Correlación entre la cantidad de agua útil estimada a partir de la señal del radar (CAU_{ERS}) y la medida con el TDR (CAU_{TDR}) en las diferentes unidades fisiográficas para el conjunto del perfil. A = areniscas, B = terrazas fluviales, C = calizas.

5. Conclusiones

En el presente trabajo se ha validado el método propuesto por Wagner et al. (1999), para estimar el contenido de agua en el perfil del suelo mediante la señal del satélite *ERS-Scatterometer*, a partir de mediciones de humedad en el campo. La comparación de la dos bases de datos muestra un coeficiente de determinación significativo ($R^2 = 0,75$) y un valor bajo en el cálculo de la raíz del error cuadrático medio (2,2 vol. %). Las diferencias entre las estimaciones aplicando el *SWI* y la cantidad de agua útil para las plantas medida en el campo pueden ser explicadas en relación con

la variabilidad de las fracciones texturales en las distintas unidades fisiográficas y a lo largo del perfil edáfico.

La bondad de los resultados obtenidos conducen a pensar en la viabilidad de la aplicación de esta metodología a zonas más amplias. Si en el futuro es posible contar con bases de datos de variables hídricas básicas, se podrá afrontar la estimación del contenido de humedad del suelo en todo el perfil a cualquier escala.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la Junta de Castilla y León (proyecto SA55/00A), Ministerio de Ciencia y Tecnología (proyecto REN2000-1157), el Austrian Science Fund (proyecto SHARCKS/P14002-TEC) y el Programa de Movilidad del Personal Investigador de la Universidad de Salamanca

Referencias

Cassel, D.K., Kachanoski R.G. y Topp G.C. 1994. Practical consideration for using TDR cable tester. *Soil Technology*. 7: 113-126.

Ceballos, A., Martínez-Fernández, J., Santos, F. y Alonso, P. 2002. Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero basin (Spain). *Journal of Arid Environments*. 51: 501-519.

Dasberg, S. y Dalton, F.N. 1985. Time Domain Reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49: 293-297.

Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W. y Rodell, M. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *Journal of Hydrology*. 210: 259-281.

Giacomelli, A., Bacchiega, U., Troch, P.A. y Mancini, M. 1995. Evaluation of surface soil moisture distribution by means of SAR remote sensing techniques and conceptual and hydrological modelling. *Journal of Hydrology*. 166: 445-459.

Martínez Fernández, J. y Ceballos, A. 2001. Diseño y validación de una sonda TDR para la medición de la humedad del suelo. En (J.J. López, M. Quemada, M. Eds.) *Temas de Investigación de Zona no Saturada*. Universidad Pública de Navarra. Pamplona. 37-43.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (en prensa)

Narayanan, R.M. y Hirsave, P.P. 2001. Soil moisture estimation models using SIR-C SAR data: a case study in New Hampshire, USA. *Remote Sensing of Environment*, 75: 385-396.

Seyfried, M. 1998. Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. *Geoderma*. 85: 231-254.

Topp, G.C. y Davis, J.L. 1985. Measurement of soil water content using time-domain reflectometry (TDR): A field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 19-24.

Topp, G.C., Davis, J.L. y Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16: 574-582.

Ulaby F. T. 1998. SAR Biophysical Retrievals: Lessons Learned and Challenges to Overcome. *Applications Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 21/23-October-1998.

Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.

Wagner, W. 1998. *Soil Moisture Retrieval from ERS Scatterometer Data*. Ph.D. Dissertation, Vienna University of Technology. 101 pp + annex.

Wagner, W., Lemoine, G. y Rott, H. 1999. A method for estimating soil moisture from ERS Scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70. 191-207.