

¿POR QUÉ LOS SUELOS VOLCÁNICOS NO SIGUEN LA ECUACIÓN DE TOPP?

C.M. Regalado¹, R. Muñoz Carpena¹, A.R. Socorro¹, J.M. Hernández Moreno².

¹ Instituto Canario Investigaciones Agrarias (ICIA), Dep. Suelos y Riegos, Apdo. 60, 38200 La Laguna, cregalad@icia.es

² Universidad La Laguna, Dep. Edafología, 38200 La Laguna.

RESUMEN. La transmisión de una onda electromagnética a través de un suelo mediante la técnica del TDR (Time Domain Reflectometry) permite determinar su contenido en humedad, θ , conocida la constante dieléctrica compuesta del mismo (ϵ_c), a través de la ecuación de Topp. Esto es posible gracias a que la constante dieléctrica del agua es muy superior a la de la fase sólida del suelo (80 frente a 5) y por tanto variaciones en humedad llevan aparejado cambios en ϵ_c . Sin embargo suelos orgánicos y volcánicos no siguen la relación “universal” de ϵ_c - θ propuesta por Topp, y de ahí que varios autores hayan sugerido relaciones empíricas alternativas entre ϵ_c - θ . Los suelos volcánicos son particulares en cuanto a su baja densidad aparente, gran porosidad (superior a un 60%) y gran superficie específica (de hasta 1000 m²g⁻¹), debido principalmente a la fuerte agregación de partículas producida por el alto contenido en oxihidróxidos de Fe, y a la presencia de arcillas alófanas, con gran superficie específica y afinidad por las moléculas de agua. Por tanto, es de esperar que la capacidad de retención de agua en suelos volcánicos exhiba un comportamiento dieléctrico atípico. En este trabajo se demuestra que modelos físicos de calibrado de TDR que incorporan parámetros como la densidad aparente, porosidad y superficie específica pueden explicar el comportamiento dieléctrico anómalo de suelos volcánicos. Entre estos modelos se encuentran los de tres fases (agua-suelo-aire) y aquellos que distinguen para el agua entre una fase libre y una fase adsorbida al suelo (modelos de cuatro fases). Se propone además una relación alternativa de calibrado ϵ_c - θ para este tipo de suelos que puede ser incorporada en aparatos de TDR comerciales para medidas rutinarias de humedad en campo y laboratorio.

ABSTRACT. The transmission of an electromagnetic wave through the soil using Time Domain Reflectometry (TDR) permits the determination of its water content, θ given the composite dielectric constant of the soil, ϵ_c , via Topp's equation. This is possible since the dielectric constant of water is much larger than that of the soil's solid phase (80 vs. 5), and therefore changes in soil moisture content lead to variations in ϵ_c . However, organic soils and those of volcanic origin do not obey the “universal” relationship ϵ_c - θ originally proposed by Topp. Hence several authors have proposed alternative empirical ϵ_c - θ relationships. Volcanic soils are particular with respect to their low bulk density, large porosity (greater than 60%) and large surface area (up to 1000 m²g⁻¹), mainly due to the strong aggregation of particles and high concentration of Fe-oxihydroxides, and also due to the presence of allophanic clays, with large

surface area and water affinity. Thus it is likely that the water retention characteristics of volcanic soils will exhibit an atypical dielectric behaviour. This work shows that physical models which incorporate parameters such as bulk density, porosity and surface area can explain the anomalous dielectric behaviour of volcanic soils. Among these models we shall distinguish those which consider three phases (water-air-soil) and those which separate the water content in two phases, i.e. free and bound water (four-phase models). Additionally we propose an alternative ϵ_c - θ calibration relationship for these kind of soils, that may be incorporated in commercial TDR devices for laboratory and field water content determination.

1.- Introducción

Bajo el nombre de suelos volcánicos se agrupa a aquellos suelos originados a partir de materiales piroclásticos y que contienen una alta proporción de minerales con gran afinidad por las moléculas de agua. Nombres tales como Andosoles o Andisoles hacen referencia a suelos originados a partir de material volcánico. No todos los suelos desarrollados a partir de materiales volcánicos son Andosoles o Andisoles, pero si al menos presentan ciertas propiedades ándicas (p. ej. Ultisoles, Oxisoles o Podsoles). Entre estas propiedades podemos destacar su alto contenido en materia orgánica, alta porosidad (60-80%), baja densidad aparente, gran capacidad de retención de agua y la formación de microagregados estables. Tales características pueden explicarse en base al alto contenido en oxihidróxidos de Fe y a la estructura que las arcillas alofanas presentan en estos suelos: esferulas huecas que permanecen discretas a humedades altas (Allbrook, 1984; Grandjean *et al.*, 1984). Aunque los suelos volcánicos cubren sólo el 0.84% de la superficie terrestre, su importancia es extrema, dado que se encuentran entre los suelos más productivos del Mundo, debido a su elevada fertilidad y capacidad de retención de agua. En el caso de las Islas Canarias estos suelos toman aún mayor relevancia dado que el 90% del cultivo de plátano y tomate se realiza en sorribas construidas con Andosoles.

La técnica de TDR (Time Domain Reflectometry) se ha convertido en los últimos diez años en el método por excelencia para la determinación del contenido de humedad del suelo. Entre sus ventajas destacan la posibilidad de realizar determinaciones de humedad *in situ* e instantáneas, al ser una técnica no-destructiva y que permite

automatización y multiplexado de lecturas para el seguimiento de variaciones de humedad en experimentos intensivos y en una amplia escala de tiempo. El TDR se basa en el retraso que se produce en una onda electromagnética que viaja por una sonda insertada en el suelo. La constante dieléctrica del aire es 1, la de la mayoría de suelos minerales varía entre 3-5, y es aproximadamente 81 para el agua (a 20 °C). Por tanto, pequeñas variaciones de humedad en un suelo insaturado llevan aparejado un cambio significativo en la constante dieléctrica compuesta (ϵ_c) aire-suelo-agua. La constante ϵ_c se mide mediante el tiempo que tarda en viajar y retroceder un pulso de voltaje a lo largo de las guías de la sonda mediante la expresión $\epsilon_c = (ct/2L)^2$, donde c es la velocidad de la luz en el vacío, L es la longitud de las guías de la sonda y t es el tiempo de tránsito del pulso de voltaje. Topp *et al.* (1980) midieron este tiempo de tránsito y correlacionaron el valor calculado de la constante dieléctrica del suelo con el contenido volumétrico de humedad, llegando a la siguiente expresión

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_c - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_c^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_c^3 \quad (1)$$

La ecuación (1), aunque empírica, ha resultado ser lo bastante general (esto es independiente de la textura y estructura del suelo, salinidad y temperatura) como para ser considerada función “universal” de humedad volumétrica (q) vs. constante dieléctrica del suelo (ϵ_c). De hecho la relación q - ϵ_c encontrada originalmente por Topp ha sido una de las claves del uso extendido del TDR, ya que permite obviar la necesidad de calibraciones previas a la determinación de humedad.

Sin embargo ciertas excepciones son conocidas en la literatura de suelos que no siguen la ecuación de Topp, tales como suelos orgánicos (Topp *et al.*, 1980; Roth *et al.*, 1992) y aquellos con origen volcánico (Weitz *et al.*, 1997; Tomer *et al.*, 1999). Tales desviaciones de la ecuación de Topp, se han atribuido a la baja densidad aparente, gran superficie específica (Tomer *et al.*, 1999; Paterson, 1977) y mayor contenido en materia orgánica (Weitz *et al.*, 1997) que exhiben estos últimos. Sin embargo cuánto y en qué manera estos distintos factores afectan al comportamiento hídrico característico de los suelos volcánicos no ha sido aún estudiado, entre otros motivos porque en calibraciones previas (Weitz *et al.*, 1997; Tomer *et al.*, 1999) no se realizaron determinaciones simultáneas de superficie específica, contenido en materia orgánica y densidad aparente.

La estrategia que se seguirá en este trabajo para determinar el origen de este comportamiento dieléctrico atípico de los suelos volcánicos es la de ajustar contenidos de humedad volumétrica vs. ϵ_c experimentales a modelos físicos de respuesta de TDR que incorporan parámetros como la densidad aparente, porosidad y superficie específica, previamente medidos en el laboratorio. Entre estos modelos se encuentran los de tres fases: agua-suelo-aire (Roth *et al.*, 1990) y aquellos que distinguen para el agua entre una fase libre y una fase unida al suelo, o modelos de cuatro fases (De Loor, 1964; Dobson *et al.*, 1985). Estos modelos son luego comparados con la ecuación “universal” de Topp.

2.- Materiales y métodos

2.1 Muestreo, TDR y determinación de humedad volumétrica

Cinco cilindros de PVC de 17 cm de alto por 12 cm de diámetro se utilizaron como muestreadores de suelo inalterado clavándolos en el suelo con un mazo. El borde inferior de los cilindros se encontraba biselado hacia el exterior y a medida que eran insertados el suelo circundante se retiró para así favorecer su introducción y evitar la compactación. Posteriormente se saturaron con una solución de timol y sulfato cálcico de abajo a arriba para evitar, respectivamente, degradación de materia orgánica, disgregación de las arcillas y aire atrapado. El borde inferior se recubrió con una gasa para así minimizar la pérdida de suelo durante manipulación y saturación de las columnas.

Las medidas de ϵ_c se realizaron con un equipo TDR Trase (Soilmoisture Equipment Corp.) con sondas de 2 varillas enterrables de 15 cm de longitud. Las varillas se fijaron permanentemente al borde superior de las columnas mediante una lámina de metacrilato de 0.4 cm de grosor y con una distancia de 5 cm entre varillas. Las lecturas de ϵ_c se practicaron insertando el cabezal de lectura sobre las varillas, las cuales se mantuvieron fijas durante la duración de todo el experimento para así evitar erosión del punto de inserción y asegurar un contacto íntimo del suelo con las varillas. El volumen de suelo medido por el TDR se aproxima a un cilindro cuyo eje se sitúa en el centro de las dos varillas y cuyo diámetro es aproximadamente 1.4 veces el espacio inter-varillas (Topp y Davis, 1985). Teniendo en cuenta la separación existente entre varillas (5 cm) y su longitud, el volumen muestreado por el TDR es aproximadamente 1/3 del volumen total de las columnas. Medidas de TDR obtenidas sobre esa fracción del volumen se consideraron representativas del volumen total, al mismo tiempo que descartan la posibilidad de artefactos por efectos de borde (tales como compactación del suelo en la periferia del tubo).

El contenido en humedad se determinó mediante pesada a lo largo del secado: en las etapas iniciales, las columnas previamente saturadas, se dejaron drenar, para en etapas posteriores secarlas al aire y luego continuar con un secado en estufa a 50-70 °C, y finalmente determinar el peso seco a 105°C hasta peso constante. En cualquier caso, antes de proceder a las lecturas de TDR, las columnas se dejaron enfriar hasta alcanzar la temperatura ambiente para así disminuir posibles efectos de la temperatura sobre la constante dieléctrica del agua (Pepin *et al.*, 1995) y permitir homogeneización y estabilización de la humedad. Se realizaron lecturas de TDR y pesadas en decrementos de 5-8% en humedad volumétrica. La duración total del experimento fue aproximadamente un mes.

2.2 Selección de los suelos para el estudio

Para este primer estudio se seleccionaron dos suelos, ambos en la zona Norte de la isla de Tenerife. El denominado en este estudio como Pajalillos es un suelo procedente de una sorriba cultivada actualmente de

platanera situado en la población de Valle Guerra. El segundo, referido en este estudio como Las Aves, es un suelo natural con vegetación de pinar y fayal-brezal, localizado en la Esperanza. Algunas características mineralógicas de éste último aparecen descritas en Gonzales-Batista *et al.* (1982).

2.3 Determinación de las propiedades del suelo

Las texturas se determinaron por el método del densímetro Bouyoucos en el que se usó como agente dispersante el hexametafosfato de sodio (Métodos Oficiales de Análisis, 1986). Para el caso particular de Pajalillos, estudios previos indican que el uso de resinas de intercambio, modifica la proporción de arenas en beneficio del contenido en arcillas hasta casi triplicar las mismas, posiblemente debido a la fuerte microagregación que presentan estos suelos (Bartoli *et al.*, 1991; Regalado *et al.*, 2001). Para la determinación de la superficie específica, S_e , se utilizó el método de adsorción en atmósfera de sulfúrico previo tamizado a 2 mm y secado bajo vacío en una atmósfera de difósforo pentaóxido (Newman, 1983). Los datos se compararon con los obtenidos mediante un método alternativo en el que el suelo es secado previo a la saturación con LiNO_3 (Newman, 1983). Se prefirieron estos dos métodos frente a otros de más extendido uso, tales como el método del etilenglicol, dado que es conocido que éste último sobrestima la superficie específica en estos suelos (Gonzales-Batista *et al.*, 1982; Fernandez-Caldas *et al.*, 1982).

El contenido en materia orgánica se determinó mediante el método de Walkey (Métodos Oficiales de Análisis, 1986). La densidad aparente y porosidad se determinaron mediante métodos convencionales (Klute, 1986).

La mineralogía se determinó mediante difracción de rayos X. Se utilizaron los métodos del polvo desorientado y agregado orientado con tratamiento de etilenglicol y calentado a 105°C, utilizando un difractor Philips P.W.1720.

2.4 Modelos físicos de calibrado de TDR

Con la finalidad de determinar el contenido en humedad a partir de medidas de la constante dieléctrica mediante TDR, se han propuesto modelos físicos que relacionan la constante dieléctrica compuesta del medio en el que viaja la onda electromagnética, ϵ_c , con la constante dieléctrica de las distintas fases que la componen. En el caso particular del suelo podemos distinguir tres fases: matriz sólida, agua y aire. Los modelos desarrollados bajo estas premisas se conocen como de tres-fases y toman la siguiente forma (Roth *et al.*, 1990):

$$\theta = m\epsilon_c^\alpha - b, \quad (2)$$

$$m = \frac{1}{\epsilon_w^\alpha - \epsilon_a^\alpha}; \quad b = \frac{(1-\phi)\epsilon_s^\alpha + \phi\epsilon_a^\alpha}{\epsilon_w^\alpha - \epsilon_a^\alpha}$$

donde f (cm^3/cm^3) es la porosidad; q es el contenido volumétrico de humedad; ϵ_w , ϵ_a y ϵ_s corresponden a la constante dieléctrica del agua, aire y sólido,

respectivamente; a es un parámetro geométrico que refleja la orientación y forma de las partículas del suelo.

Resultados experimentales sugieren que las moléculas de agua en contacto con la superficie de arcillas (agua adsorbida) poseen menor movilidad que el agua libre. Se propuso por tanto un modelo de cuatro fases en el que se hace distinción entre estos dos estados del agua (Dobson *et al.*, 1985):

$$\theta = m\epsilon_c^\alpha - b, \quad (3)$$

$$m = \frac{1}{\epsilon_w^\alpha - \epsilon_a^\alpha}; \quad b = \frac{(1-\phi)\epsilon_s^\alpha + \phi\epsilon_a^\alpha + \theta_{bw}^\alpha(\epsilon_{bw}^\alpha - \epsilon_w^\alpha)}{\epsilon_w^\alpha - \epsilon_a^\alpha}$$

donde q_{bw} hace referencia a la fracción de volumen de agua adsorbida, con constante dieléctrica ϵ_{bw} . q_{bw} se calcula a partir de (Dirksen y Dasberg, 1993):

$$\theta_{bw} = l\delta\rho_b S_e, \quad (4)$$

donde l es el número de capas de moléculas de agua adsorbidas a las partículas de suelo. En este trabajo l se toma igual a 1, el valor límite inferior del agua adsorbida (Yu *et al.*, 1999); d corresponde al grosor de una monocapa de agua y S_e representa la superficie específica; ρ_b es la densidad aparente del suelo obtenida a partir de $\rho_b = \rho_s(1-f)$, donde ρ_s corresponde a la densidad específica del suelo.

El valor de los parámetros utilizados en los modelos descritos arriba se resume en la Tabla 1.

Tabla 1. Parámetros utilizados en los modelos de TDR.

Parámetro	Significado físico	Valor
α	factor geométrico 3-fases	0.45, 0.25
α	factor geométrico 4-fases	0.60, 0.37
ϵ_a	constante dieléctrica del aire	1
ϵ_s	constante dieléctrica del sólido	5
ϵ_w	constante dieléctrica del agua (25°C)	78.5
ϵ_{bw}	constante dieléctrica del agua adsorbida	3.2
ϕ	porosidad	*
l	número de monocapas de agua	1
δ	grosor de 1 monocapa de agua	$3 \cdot 10^{-10}$ m
ρ_b	densidad aparente	*
S_e	superficie específica	*
θ_{bw1}	fracción volumétrica de agua adsorbida	$l\delta\rho_b S_e$

* ver Tabla 2.

El parámetro a que aparece en las ecuaciones (2) y (3) refleja la geometría del medio con respecto al campo electromagnético aplicado, estando $-1 < a < 1$ (Roth *et al.*, 1990). Para un medio complejo como el suelo, a toma valores próximos a 0.5 (para un suelo isotrópico), pero en general es desconocido y se convierte por tanto en un parámetro de ajuste. Esto representa una importante restricción al uso de estos modelos cuando lo que se pretende es, como en nuestro caso, aislar los parámetros físicos responsables del comportamiento dieléctrico particular de un suelo. De forma alternativa, el modelo de Maxwell-De Looer sólo considera parámetros físicos y no aparecen en el mismo parámetros de ajuste adicionales (De Looer, 1964; Dobson *et al.*, 1985):

$$\epsilon_c = \frac{3\epsilon_s + 2(\theta - \theta_{bw})(\epsilon_w - \epsilon_s) + 2\theta_{bw}(\epsilon_w - \epsilon_s) + 2(\phi - \theta)(\epsilon_a - \epsilon_s)}{3 + (\theta - \theta_{bw})(\epsilon_s / \epsilon_w - 1) + \theta_{bw}(\epsilon_s / \epsilon_{bw} - 1) + 2(\phi - \theta)(\epsilon_s / \epsilon_a - 1)} \quad (5)$$

3.- Resultados y discusión

3.1 Caracterización del suelo

La clasificación de los suelos en estudio y sus propiedades físico-químicas se resumen en la Tabla 2. Pajalillos es un suelo con textura franco-arenosa (13% arcilla, 21% limo, 66% arena), densidad aparente $0.87 \pm 0.08 \text{ gr/cm}^3$, porosidad $66.4 \pm 2.4\%$ y superficie específica $200 \pm 17 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$.

La textura del suelo Las Aves es franco-arenosa (6.3% arcilla, 21.3% limo, 72.4% arena), densidad aparente $0.65 \pm 0.05 \text{ gr/cm}^3$, porosidad $76.7 \pm 2.6\%$ y superficie específica $296 \pm 7 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$.

Para el caso particular de Pajalillos, y como consecuencia de un estudio hidrológico en curso en esta finca, la superficie específica de 70 muestras adicionales de suelo sirvió para determinar que ésta toma valores distribuidos de forma normal y que por tanto la media aritmética es un estadístico válido para definir el resto de determinaciones de S_e . Así mismo se obtuvieron diferencias positivas de un 15-25% entre el método del LiNO_3 y el del H_2SO_4 .

3.2 Efecto de la porosidad, f. Modelo de 3-fases

Dado que el modelo de tres fases (2) no incorpora la superficie específica sino sólo la porosidad, hemos elegido éste modelo para aislar el posible efecto que f tiene sobre la relación $q-\epsilon_c$. En la Figura 1 se observa que el modelo de tres fases se ajusta a los datos experimentales, aunque para valores de humedad $>0.5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el modelo se aleja de las mediciones. En el caso de Pajalillos sobrestima el contenido en humedad, mientras que para Las Aves el modelo predice valores de humedad menores que los observados para $q > 0.5 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Una disminución en la porosidad reduce las diferencias que existen entre el modelo y la ecuación de Topp. Para el caso de Pajalillos ($a=0.45$) el efecto que la porosidad tiene sobre qes del orden de 0.04 para una

variación en f de 0.66 a $0.45 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, y las diferencias con la ecuación de Topp son del orden de $0.07-0.1$ en q lo que no supone una diferencia en humedad sustancial (ver también Yu *et al.*, 1999). Sin embargo, para valores de porosidad más elevados, como es el caso de Las Aves, el efecto de la misma comienza a ser relevante: del orden de $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ entre el modelo de 3-fases y Topp (Figura 1b).

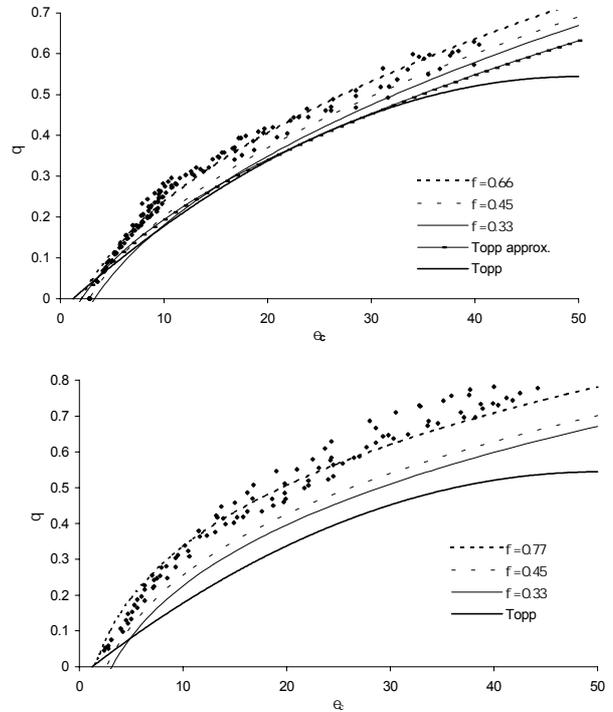


Figura 1. Efecto de la porosidad, f, sobre la relación $q-\epsilon_c$. Modelo de 3-fases. a) Pajalillos; b) Las Aves.

Tales diferencias pueden explicarse en base al valor que el parámetro a toma en los distintos suelos (0.45 vs. 0.60). En el espacio $q-\epsilon_c^a$ las rectas de la familia $q = m \epsilon_c^a - b$, para $f=0.77, 0.66, 0.45, 0.33$, difieren entre sí para un mismo suelo (a) en el punto de corte con las abscisas, $b/m = f(1-\epsilon_s^a) + \epsilon_s^a$ (Figura 2). Sin embargo, cuando se comparan suelos con distinta a, son las diferencias en la pendiente $m = 1/(\epsilon_w^a - \epsilon_a^a)$, y en definitiva en a (dado que ϵ_w y ϵ_a toman el mismo valor en ambos casos) las que provocan las discrepancias con la ecuación de Topp (Figura 2a). De hecho la ecuación de Topp puede aproximarse mediante la expresión $q = 0.11 \epsilon_c^{0.5} - 0.16$ (Yu *et al.*, 1997), esto es $m=0.11$, mientras que para Las Aves $m=0.5$ (Figura 2).

Tabla 2. Clasificación y parámetros físico-químicos de los suelos estudiados.

Ref.	Clasificación	Mineralogía		Textura USDA*	Porosidad, ϕ (%)	Densidad ap., ρ_b (gr/cm ³)	Sup. esp., S_e^{**} (m ² /g)	M.O. (% en peso)
Pajalillos		Haloisita	Ilita	F-A	66.4 ± 2.4	0.87 ± 0.08	200 ± 17	2.3 ± 0.5
Las Aves	Typic Dystrandept	Alofanas>imo golita	Gibsita, goetita	F-A	76.7 ± 2.6	0.65 ± 0.05	296 ± 7	5.7 ± 0.4

*F=franco, A=arenoso; **Método del H_2SO_4

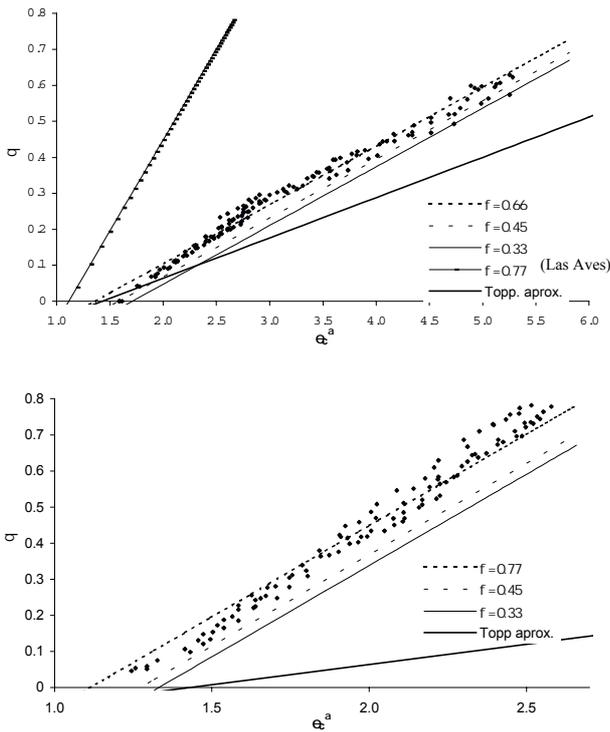


Figura 2. Efecto de la porosidad, f , sobre la relación $q-\epsilon_a$. Modelo de 3-fases. a) Pajalillos; b) Las Aves.

3.3 Efecto de la superficie específica, S_e . Modelo de 4-fases

El modelo de 4 fases (3) ofrece la posibilidad de investigar el efecto que la elevada superficie específica, que en general presentan los suelos volcánicos, tiene sobre la relación $q-\epsilon_c$. Valores de $S_e=200 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ para Pajalillos y de $S_e=300 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ para las Aves predicen con el modelo de 4 fases un comportamiento ajustado a los datos experimentales. Incrementos (decrementos) en el valor de superficie específica alejan (acercan) la predicción del modelo de 4 fases de la ecuación de Topp (Figura 3). Obsérvese también que incrementos en S_e provocan un aumento de la curvatura del modelo en la región de humedad $<0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Una disminución en ambas, porosidad y superficie específica, tiene un efecto combinado. Así por ejemplo, en el caso de Pajalillos, el modelo de 4-fases se ajusta a la ecuación de Topp en la región de humedad $0.2 < q < 0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, para $S_e=25, f=0.45$ (Figura 3). Una disminución única de S_e o de f no consiguen acercar el modelo de 4-fases a la curva de Topp. Este efecto puede explicarse a través del término b/m en (3), que determina el punto de corte de la curva de TDR con el eje de las abscisas (Figura 4). Nótese que aunque S_e y f tienen efectos inversos sobre la fracción volumétrica de agua adsorbida (4), S_e es 2-3 ordenes de magnitud superior a f y por tanto su influencia sobre este término de la ecuación prevalece. Así por ejemplo una disminución en S_e de 200 a $25 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ acompañada de una reducción en la porosidad de 0.66 a 0.45 (Figura 3b), disminuye 5 veces la fracción de agua adsorbida, y por tanto el término $\alpha_w(\epsilon_{bw}^\alpha - \epsilon_w^\alpha)$ en (3). Igualmente, pero en menor medida, una disminución de la

porosidad reduce el peso del término $f(\epsilon_a^\alpha - \epsilon_s^\alpha)$ en (3). Evidentemente y dado que la constante dieléctrica del sólido, ϵ_s , aparece en (3), ésta puede afectar el valor de b . Sin embargo, y dado que ϵ_s varía dentro de un intervalo corto de 3-7 (Alharti y Lange, 1987), el efecto de la constante dieléctrica del sólido sobre ϵ_c es pequeño (Yu *et al.*, 1999). Un razonamiento similar a Pajalillos es aplicable en el caso del suelo de Las Aves.

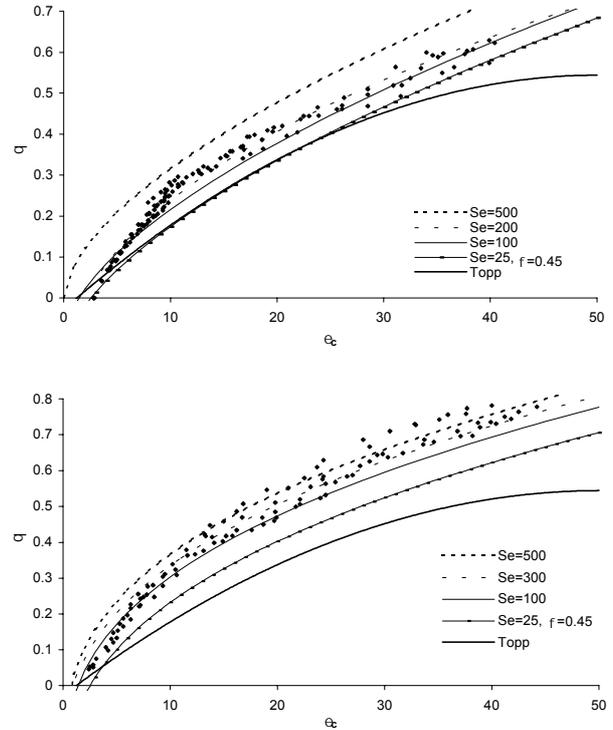
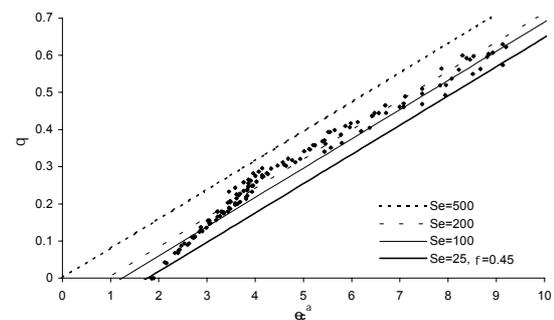


Figura 3. Efecto de la superficie específica, S_e , sobre la relación $q-\epsilon_c$. Modelo de 4-fases. a) Pajalillos; b) Las Aves.

Por tanto, podemos concluir que la alta superficie específica que presentan los suelos volcánicos incrementa la fracción volumétrica de agua adsorbida, y esto contribuye en gran medida a que su comportamiento dieléctrico se aleje de la relación “universal” de Topp. Así mismo, pero con menor peso, los valores altos de porosidad que en general exhiben estos suelos contribuye a este comportamiento dieléctrico atípico.



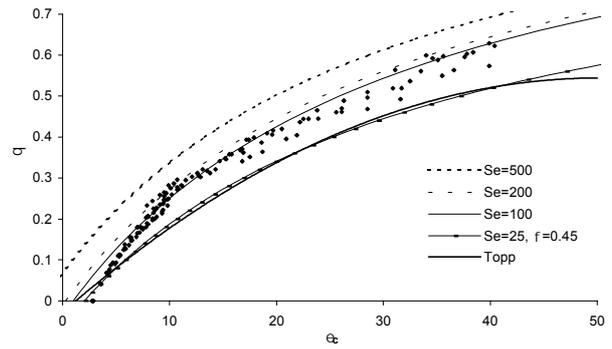
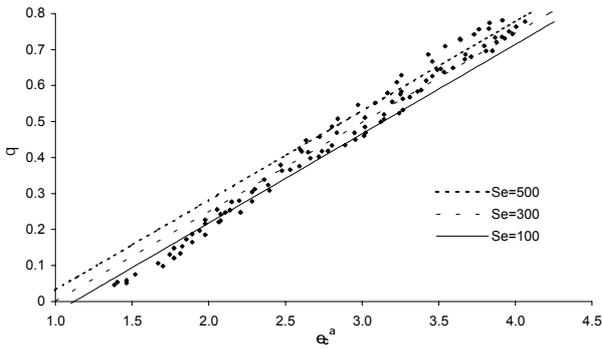


Figura 4. Efecto de la superficie específica, S_e , sobre la relación $q-\epsilon_c^a$. Modelo de 4-fases. a) Pajalillos; b) Las Aves.

3.4 Modelo Maxwell-De Loor

La dependencia, en los modelos de tres y cuatro fases, de un parámetro de ajuste a , reduce su utilidad como modelos predictivos de respuesta de TDR. A continuación se investiga el comportamiento del modelo desarrollado por Maxwell-De Loor, en el que no aparecen tales parámetros de ajuste.

En el caso de Pajalillos el modelo sobrestima el contenido en humedad, mientras que para Las Aves el modelo predice valores de humedad por debajo de los observados para $q > 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. El modelo Maxwell-De Loor asume una fase sólida homogénea e isotrópica en la que se encuentran embebidas las partículas de agua. Si la fase acuosa ocupa más de un tercio del volumen total, esta hipótesis del modelo puede no cumplirse, y de ahí su desviación para contenidos de humedad alto (Dirksen y Dasberg, 1993). En el caso de Pajalillos si la superficie específica se mantiene fija $S_e = 200 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ el modelo predice un valor de porosidad de $f = 0.56 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ($r^2 = 0.99$), próximo al medido experimentalmente ($f = 0.66$); si se fija el valor de porosidad a $f = 0.66 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ el modelo predice un valor de $S_e = 100 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ ($r^2 = 0.99$); con la optimización simultánea de f y S_e se obtiene $f = 0.64 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $S_e = 60 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$. Por el contrario en el caso de Las Aves la optimización de S_e o f , obliga a que algunos de estos dos parámetros tomen valores muy alejados del rango medido, para alcanzar un coeficiente de regresión $r^2 = 0.99$.

El modelo predice que la superficie específica tiene un efecto importante sobre el contenido en humedad. Así por ejemplo, en el caso de Pajalillos, una variación en S_e de 100 a $500 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ produce una variación en humedad de $0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, mientras que una reducción en porosidad de 0.66 a 0.33 se traduce en un decremento en q de $0.02 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Figura 5; ver también figuras 2 y 3 en Dirksen y Dasberg, 1993). Sin embargo, decrementos en superficie específica por sí solos no explican el alejamiento de los datos de la curva de Topp, ya que manteniendo $f = 0.66 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ no se consigue acercar el modelo de Maxwell-De Loor al de Topp. Son necesarios valores de, por ejemplo, $f = 0.45 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, $S_e = 25 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ para alcanzar este objetivo (Figura 5).

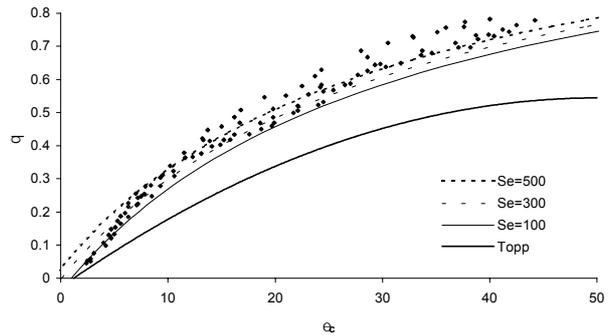
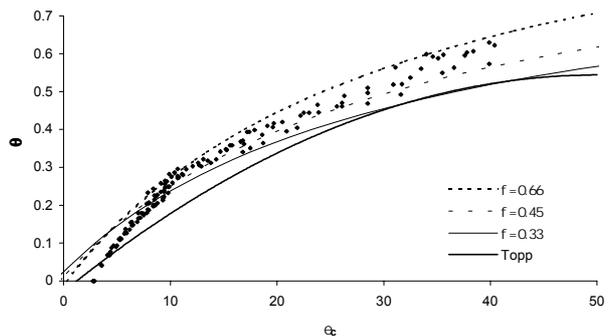


Figura 5. Efecto de la superficie específica, S_e , sobre la relación $q-\epsilon_c$. Modelo Maxwell-De Loor. a) Pajalillos; b) Las Aves.

La forma algebraicamente compleja que toma el modelo Maxwell-De Loor hace difícil analizar el efecto de f y S_e mediante (5). Sin embargo de las Figura 5 y Figura 6 se desprende que variaciones en S_e generan una familia de curvas paralelas con una distancia entre curvas que tiende a 0 a medida que $S_e \rightarrow 0$, mientras que f parece controlar la pendiente del modelo en el origen. Dado que S_e sólo contribuye a la ecuación (5) a través del término (4), son las variaciones en el volumen de agua adsorbida las que explican las diferencias de las figuras anteriores; el mecanismo de la porosidad es más difícil de analizar. Es por tanto de esperar que para “mover” la curva del modelo de Maxwell-De Loor hasta la curva de Topp sean necesarios tanto una disminución de f como de S_e .



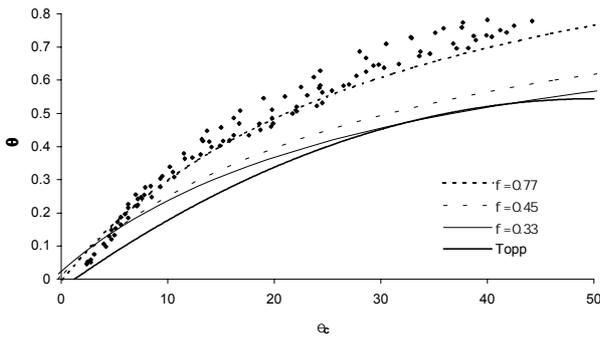


Figura 6. Efecto de la porosidad, f , sobre la relación $q-\epsilon_c$. Modelo Maxwell-De Loor. a) Pajalillos; b) Las Aves.

3.5 Modelos empíricos

Los modelos arriba discutidos pueden calificarse como físicos dada la motivación que subyace bajo su planteamiento. Sin embargo, sólo el modelo Maxwell-De Loor puede considerarse como tal, dado que tanto el modelo de 3 como el de 4 fases, aunque presentan parámetros físicos, la presencia de un parámetro de ajuste a , los convierte en “semiempíricos”. Desde un punto de vista de su aplicabilidad, la utilidad de modelos de calibrado de TDR empíricos es evidente. Ésta, de hecho, fue la aproximación seguida por Topp para suelos minerales con bajo contenido en arcillas, y por Tomer *et al.* (1999) para suelos volcánicos. A continuación se discute este tipo de modelos empíricos para los suelos de Pajalillos y Las Aves.

En el caso de Las Aves se puede ajustar una función polinómica del tipo de la de Topp o Tomer que toma la forma ($r^2=0.98$)

$$\theta = -4.0 \times 10^{-2} + 4.3 \times 10^{-2} \epsilon_c - 10 \times 10^{-4} \epsilon_c^2 + 9 \times 10^{-6} \epsilon_c^3 \quad (6)$$

Ambas curvas (Topp (1) y ecuación 4 en Tomer *et al.*, 1999) se encuentran por debajo de la ajustada para Las Aves (Figura 7b).

Un modelo más sencillo de tipo logarítmico también parece aceptable ($r^2=0.97$) para Las Aves

$$\theta = 2.75 \times 10^{-2} \ln(\epsilon_c) - 0.293 \quad (7)$$

aunque este modelo no guarda correlación con el encontrado por Tomer para 3 suelos arenosos de origen volcánico (ecuación (5) en Tomer *et al.*, 1999).

En el caso de Pajalillos tanto un ajuste polinómico como logarítmico resultan aceptables ($r^2=0.99$, $r^2=0.98$, respectivamente).

$$\theta = -11.2 \times 10^{-2} + 5 \times 10^{-2} \epsilon_c - 16 \times 10^{-4} \epsilon_c^2 + 2 \times 10^{-5} \epsilon_c^3 \quad (8)$$

$$\theta = 2.32 \times 10^{-2} \ln(\epsilon_c) - 0.275 \quad (9)$$

La función polinómica de calibrado propuesta por Tomer (ecuación (4) en Tomer *et al.*, 1999), se ajusta a los datos para $q > 0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (Figura 7a).

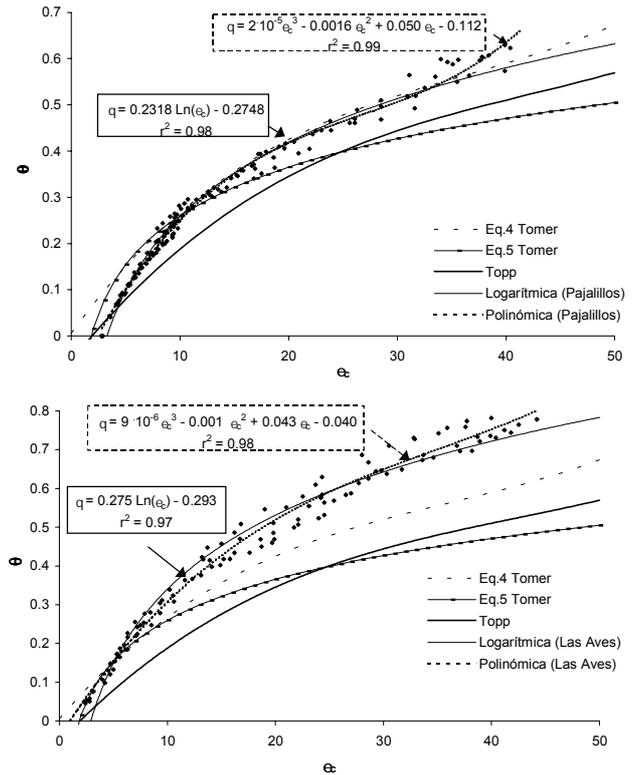


Figura 7. Modelos empíricos de calibrado de TDR. a) Pajalillos; b) Las Aves.

4.- Conclusiones

La respuesta dieléctrica atípica de los suelos volcánicos, alejada de la ecuación “universal” de Topp, puede explicarse haciendo uso de modelos físicos de calibrado de TDR. Desde un punto de vista práctico los modelos empíricos ofrecen exactitud y simplicidad en el calibrado $\epsilon_c-\theta$. Los modelos de 3 y 4 fases permiten comparaciones dentro de un mismo suelo, aunque la presencia de un parámetro de ajuste, a , limita su utilidad. Por el contrario, el modelo Maxwell-De Loor presenta sólo parámetros físicos, sin embargo, las predicciones del modelo no parecen ajustarse a los datos experimentales, en especial para contenidos de humedad altos para los que las hipótesis del modelo no se cumplirían. Dichos modelos apuntan a que una relación compleja entre alta porosidad y superficie específica sea responsable de que una fracción mayor de agua se encuentre adsorbida a las partículas de suelo, y de ahí que la relación $\epsilon_c-\theta$ sea particular en suelos con origen volcánico.

Agradecimientos. El trabajo ha sido financiado con fondos del INIA-Plan Nacional de I+D Agrario (Proyecto SC99-024-C2) y la Unión Europea COST 622. Los autores agradecen la participación de M. Morawietz (Universidad de Friburgo) en los experimentos con el suelo de Pajalillos.

5.- Referencias

Alarhi, A. y J. Lange. 1987. Soil water saturation: dielectric determination. *Water. Resour. Res.*, 23:591-595.
 Allbrook, R.F. 1984. Physical properties of volcanic ash soils. Congreso Internacional de Suelos Volcánicos. Comunicaciones, pp:1-9. Secretariado de Publicaciones de La Universidad de La Laguna, Tenerife, Serie Informes N° 13.

- Bartoli, F., G. Burtin y A. Herbillon (1991) Disaggregation and clay dispersion of Oxisols: Na resin, a recommended methodology. *Geoderma*, 49: 301-307.
- De Loor, G.P. 1964. Dielectric properties of heterogeneous mixtures. *Appl. Sci. Res. B3*: 479-482.
- Dirksen, C. y S. Dasberg. 1993. Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 57:660-667.
- Dobson, M.C., F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen y M.A. El-Rayes. 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Trans Geosci. Remote Sensing GE-23*: 35-46.
- Fernandez-Caldas, E., M.L. Tejedor-Salguero y P. Quantin. 1982. Suelos de regiones volcánicas. Tenerife, Islas Canarias. Colección Viera y Clavijo IV. Secretariado de publicaciones de la Universidad de La Laguna, CSIC.
- Gonzales-Batista, A., J.M. Hernández-Moreno, E. Fernández-Caldas y A.J. Herbillón. 1982. Influence of silica content on the surface charge characteristics of allophanic clays. *Clays and Minerals*, 30: 103-110.
- Grandjean, E., Y.M. Cabidoche, M. Robert, y Tessier. 1984. Effect of allophane hydric behavior on that of some guadulopean andosols. Congreso Internacional de Suelos Volcánicos. Comunicaciones, pp:24-42. Secretariado de Publicaciones de La Universidad de La Laguna, Tenerife, Serie Informes N° 13.
- Klute, A. (ed). 1986. Methods of Soil Analysis. 2nd. Ed. Agronomy monograph no.9. Madison:ASA-SSSA.
- Paterson, E. 1977. Specific surface area and pore structure of allophanic soil clays. *Clay Minerals*, 12:1-9.
- Pepin, S., N.J. Livingston y W.R. Hook. 1995. Temperature-dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 59:38-43.
- Métodos Oficiales de Análisis, Tomo III. 1986. Secretaría General Técnica, Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (ed.) pp. 93-208. Madrid.
- Newman, A.C.D. 1983. The specific surface of soils determined by water sorption. *J. Soil Sci.*, 34:23-32.
- Regalado, C.M., R. Muñoz-Carpena, J. Alvarez-Benedí, A.R. Socorro y J.M. Hernández-Moreno. 2001. Field and laboratory setup to determine preferential flow in volcanic soils. Proceedings of the 2nd international symposium on Preferential flow, Hawaii.
- Roth K., R. Schulín, H. Flüher y W. Attinger. 1990. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water. Resour. Res.*, 26: 2267-2273.
- Roth, C.H., M.A. Malicki y R. Plagge. 1992. Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *J. Soil Sci.*, 43:1-13.
- Tomer, M.D., B.E. Clothier, I.Vogeler y S. Green. 1999. A dielectric-water content relationship for sandy volcanic soils in New Zeland. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 63:777-781.
- Topp, G.C., J.L. Davis y A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: 574-582.
- Topp, G.C. y J.L. Davis. 1985 Time Domain Reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling. *Advances in Irrigation*, 3: 107-127, Academic Press.
- Weitz, A.M., W.T. Grauel, M. Keller y E. Veldkamp. 1997. Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin. *Water. Resour. Res.*, 33:1241-1249.
- Yu, C., A.W. Warrick, M.H. Conklin, M.H. Young y M. Zreda. 1997. Two- and three- parameter calibrations of time domain reflectometry for soil moisture measurement. *Water. Resour. Res.*, 33:2417-2421.
- Yu, C., A.W. Warrick y M.H. Conklin. 1999. Derived functions of time domain reflectometry for soil moisture measurement. *Water. Resour. Res.*, 35:1789-1796.