

Trabajo Fin de Máster

DETERMINACIÓN Y EVALUACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO Y SU APLICACIÓN AL ESTUDIO DEL BALANCE DE AGUA EN CULTIVOS DE REGADÍO

Intensificación: ORDENACIÓN, GESTIÓN Y RESTAURACIÓN DE CUENCAS

Autor:

*FRANCISCO JOSÉ BERBEGALL
BELTRÁN*

Tutor:

DR. ALBERTO GARCÍA PRATS

Director Experimental:

DR. CARLOS RAMOS MOMPÓ

Septiembre, 2017.



UNIVERSITAT
POLITÈCNICA
DE VALÈNCIA

máster en ingeniería
hidráulica y medio ambiente
mihma



Resumen del Trabajo de Fin de Máster

Datos del proyecto

Título del TFM en español: Determinación y evaluación de las propiedades hidráulicas del suelo y su aplicación al estudio del balance de agua en cultivos de regadío

Título del TFM en inglés: Determination and evaluation of the hydraulic properties of the soil and its application to the study of water balance in irrigated crops

Título del TFM en Valenciano: Determinació i avaluació de les propietats hidràuliques del sòl i la seua aplicació a l'estudi del balanç d'aigua en cultius de regadiu

Alumno: FRANCISCO JOSÉ, BERBEGALL BELTRÁN

Tutor: ALBERTO, GARCÍA PRATS

Director experimental: CARLOS, RAMOS MOMPÓ

Fecha de Lectura: Septiembre, 2017.

Resumen

En español (máximo 5000 caracteres)

El conocimiento de las propiedades hidráulicas del suelo en la agricultura es necesario para la optimización del manejo del riego y la fertilización y para la estimación de la lixiviación de solutos, como el nitrato y otros compuestos contaminantes.

La literatura describe numerosas técnicas y metodologías para la determinación de las propiedades hidráulicas, con resultados muy diferente. No existe un acuerdo sobre el método más apropiado para cada determinación.

En el presente trabajo se comparan diferentes metodologías para estimar la humedad a saturación (θ_{sat}), la humedad a capacidad de campo (θ_{cc}) y la humedad en el punto de marchitez (θ_{pmp}) en suelos de tres parcelas de la Huerta de Valencia.

θ_{sat} se determinó por capilaridad en laboratorio y con las funciones de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) y Wösten et al. (1999) y a partir de la densidad aparente del suelo, obteniéndose buenos resultados con la FPT de Wösten. Para las determinaciones θ_{cc} se utilizaron varios métodos: 1) muestreos sucesivos de suelo después de un riego, 2) medidas con tensiómetros y, 3) las funciones de pedotransferencia (FPT) descritas por Saxton et al. (1986) y Wösten et al (1999). Los valores de θ_{cc} estimados con el método de los muestreos, las medidas de los tensiómetros (y estimando θ_v a 20 kPa) y con la FPT de Wösten a 20 kPa fueron similares a las determinaciones en laboratorio a la misma tensión. En cambio, la FPT de Saxton a 20 kPa, sobreestimó los valores de θ_{cc} frente a las medidas obtenidas en laboratorio. θ_{pmp} se determinó

sólo a partir de las funciones de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) y Wösten et al. (1999), los valores obtenidos con la función de Wösten fueron superiores.

Los valores de los parámetros hidráulicos obtenidos con las diferentes metodologías se utilizaron en el modelo de simulación EU-Rotate_N, y se comparó la humedad volumétrica del suelo simulada frente a los valores de humedad medidos. La calibración del coeficiente de drenaje del modelo EU-Rotate_N, mejoró de forma importante las predicciones. En general las simulaciones sobrestimaron la humedad del suelo, sugiriendo que los parámetros hidráulicos utilizados en estas simulaciones (θ_{cc} y θ_{sat}) fueron altos. La θ_{pmp} fue el parámetro hidráulico menos crítico, debido a que la humedad en el suelo siempre se mantuvo muy por encima de este valor en gran parte del periodo de simulación.

Las simulaciones que utilizaron los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo obtuvieron las mejores predicciones de la humedad del suelo, los peores resultados se obtuvieron con las simulaciones que utilizaron los parámetros obtenidos con las FPT de Saxton.

En el balance de agua las principales diferencias se observaron en el drenaje de agua. Las simulaciones que utilizaron los parámetros obtenidos mediante muestreos fueron las que más drenaje generaron, al contrario de lo que sucedió con las simulaciones que utilizaron los parámetros de la función de Saxton. Estos resultados son consistentes con su menor sobrestimación de la humedad del suelo.

El método de muestreos de suelos después del riego proporcionó estimaciones aceptables de la capacidad de campo, con un menor consumo de recursos y tiempo. Buenos resultados también se obtuvieron con la función de pedotransferencia de Wösten et al. (1999) y, por tanto; puede ser una buena alternativa cuando no se dispone de medidas de campo.

En valenciano (máximo 5000 caracteres)

El coneixement de les propietats hidràuliques del sòl en l'agricultura és necessari per a l'optimització del maneig del reg i la fertilització i per a l'estimació de la lixiviació de soluts, com el nitrat i altres compostos contaminants.

La literatura descriu nombroses tècniques i metodologies per a la determinació de les propietats hidràuliques, amb resultats molt diferent. No existeix un acord sobre el mètode més apropiat per a cada determinació.

En el present treball es comparen diferents metodologies per a estimar la humitat a saturació (θ_{sat}), la humitat a capacitat de camp (θ_{cc}) i la humitat en el punt de marchitez (θ_{pmp}) en sòls de tres parcel·les de l'Horta de València.

θ_{sat} es va determinar per capil·laritat en laboratori i amb les funcions de pedotransferència de Saxton et al. (1986) i Wösten et al. (1999) i a partir de la densitat aparent del sòl, obtenint-se bons resultats amb la FPT de Wösten. Per a les determinacions θ_{cc} es van utilitzar diversos mètodes: 1) mostrejos successius de sòl després d'un reg, 2) mesures amb tensiòmetres i, 3) les funcions de

pedotransferència (FPT) descrites per *Saxton et al. (1986)* i *Wösten et al. (1999)*. Els valors de θ_{cc} obtinguts amb el mètode dels mostrejors, les mesures dels tensiòmetres (i estimant θ_v a 20 kPa) i amb la FPT de Wösten a 20 kPa van ser similars a les determinacions en laboratori a la mateixa tensió. En canvi, la FPT de Saxton a 20 kPa, sobreestimà els valors de θ_{cc} enfront de les mesures obtingudes en laboratori. θ_{pmp} es va determinar només a partir de les funcions de pedotransferència de *Saxton et al. (1986)* i *Wösten et al. (1999)*, els valors obtinguts amb la funció de Wösten van ser superiors.

Els valors dels paràmetres hidràulics obtinguts amb les diferents metodologies es van utilitzar en el model de simulació EU-Rotate_N, i es va comparar la humitat volumètrica del sòl simulada enfront dels valors d'humitat mesurats. El calibratge del coeficient de drenatge del model EU-Rotate_N, va millorar de forma important les prediccions. En general les simulacions van sobreestimar la humitat del sòl, suggerint que els paràmetres hidràulics utilitzats en aquestes simulacions (θ_{cc} i θ_{sat}) van ser alts. La θ_{pmp} va ser el paràmetre hidràulic menys crític, a causa que la humitat en el sòl sempre es va mantenir molt per sobre d'aquest valor en gran part del període de simulació.

Les simulacions que van utilitzar els paràmetres hidràulics benvolguts mitjançant mostrejors de sòl van obtenir les millors prediccions de la humitat del sòl, els pitjors resultats es van obtenir amb les simulacions que van utilitzar els paràmetres obtinguts amb les FPT de Saxton. En el balanç d'aigua les principals diferències es van observar en el drenatge d'aigua. Les simulacions que van utilitzar els paràmetres obtinguts mitjançant mostrejors van ser les que més drenatge van generar, al contrari del que va succeir amb les simulacions que van utilitzar els paràmetres de la funció de Saxton. Aquests resultats són consistents amb el seu menor sobrestimació de la humitat del sòl.

El mètode de mostrejors de sòls després del reg va proporcionar estimacions acceptables de la capacitat de camp, amb un menor consum de recursos i temps. Bons resultats també es van obtenir amb la funció de pedotransferència de Wösten et al. (1999) i, per tant; pot ser una bona alternativa quan no es disposa de mesures de camp.

En inglés (máximo 5000 caracteres)

Knowing soil hydraulic properties is important in agriculture for the optimization of irrigation and fertilization management as well as for the estimation of solute leaching, such as nitrate and other pollutants.

Numerous techniques and methodologies have been described for the determination of hydraulic properties and their results are very variable. So far, there is no agreement on the most appropriate method for each determination.

In this work different methodologies to estimate moisture at saturation (θ_{sat}), moisture at field capacity (θ_{cc}) and wilting point moisture (θ_{pmp}) are compared using the soil of three plots located in La Huerta de Valencia.

θ_{sat} was determined by capillarity in the laboratory as well as by the pedotransfer functions (PTF)

described by Saxton et al. (1986) and Wösten et al. (1999) and from the bulk density of soil, obtaining good results with the Wösten PTF. The methods for determining θ_{cc} were: 1) successive soil sampling, after one irrigation, 2) measurements with tensiometers and, 3) pedotransfer functions (PTF) given by Saxton et al. (1986) and Wösten et al. (1999). θ_{cc} values estimated with the soil sampling method, measurements with tensiometers (and estimating θ_v at 20 kPa) and the Wösten PTF at 20 kPa were similar to those obtained with the laboratory determinations at the same water tension. In contrast, Saxton PTF at 20 kPa overestimated θ_{cc} compared against the laboratory measurements values. θ_{pmp} was calculated only using pedotransfer functions of Saxton et al. (1986) and Wösten et al. (1999); the values derived from Wösten function were higher.

All the hydraulic parameter values obtained by the different methods were used in the simulations with the EU-Rotate_N model; simulated and measured soil water contents were compared. Calibration of drainage coefficient in the EU-Rotate_N model significantly improved the predictions. Overall, the simulations overestimated soil moisture, suggesting that the hydraulic parameters used in these simulations (θ_{cc} and θ_{sat}) were higher than the true values. θ_{pmp} was the less critical hydraulic parameter, this was due to the fact that soil moisture always was far above this value over most of the simulation period.

The simulations that used the values of the hydraulic parameters estimated by soil sampling achieved the best predictions of soil moisture, whereas the worst results were obtained with the simulations that used the parameters obtained with the Saxton PTF. Regarding the soil water balance, the main differences detected were in drainage. The simulations that used the parameters of the sampling method were the ones that gave the highest drainage, in contrast to the simulations using the parameters of Saxton's PTF. These results are consistent with their respective lower overestimation of soil moisture.

The method of soil sampling after irrigation provided acceptable estimates of field capacity, with lower consumption of resources and time. Good results were also obtained with the pedotransfer function developed by Wösten et al. (1999) and, therefore can be an adequate alternative method when field measurements are not available.

Palabras clave español (máximo 5): Propiedades hidráulicas, curva característica, funciones de pedotransferencia, capacidad de campo, modelos de cultivos

Palabras clave valenciano (máximo 5): Propietats hidràuliques, funcions de pedotransferencia, capacitat de camp, models de cultius.

Palabras clave inglés (máximo 5): Hydraulic properties, soil water retention function, pedotransfer functions, field capacity, crop models

*A Gloria,
familia
y amigos*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a Carlos Ramos director del trabajo, por su ayuda, apoyo incansable y por su enseñanza. También agradecer a Alberto García por su ayuda.

Destacar en el IVIA el trabajo y la ayuda prestada por Piedad Romero y la ayuda prestada por Antonio Lidón y Claudia Jaramillo en la UPV.

Agradecer también al Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria (INIA), por la financiación del proyecto “Integración de medidas de suelo, planta y modelos de simulación para el manejo eficiente del nitrógeno en cultivos hortícolas” (RTA2011-00136-CO4) dentro del cual se ha realizado el presente trabajo en el Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias, durante los años 2011 a 2014.

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	El agua en el suelo	2
1.1.1	Contenido de agua en el suelo	2
1.1.2	Estado energético del agua en el suelo.....	4
1.2	Las propiedades hidráulicas de los suelos no saturados.....	7
1.2.1	Curva característica del suelo.....	7
1.2.2	Función de conductividad hidráulica	16
1.3	Determinación de la curva característica.....	17
1.3.1	Medidas experimentales.....	17
1.3.2	Modelos para la curva característica	20
1.3.3	Métodos inversos.....	23
1.3.4	Funciones de pedotransferencia.....	24
1.4	Modelos de simulación de movimiento de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera	27
1.4.1	Modelos empíricos.....	27
1.4.2	Modelos mecanicistas	28
1.4.3	Parametrización de modelos.....	29
1.4.4	El modelo EU-Rotate_N.....	30
1.5	OBJETIVOS.....	32
2.	MATERIAL Y MÉTODOS.....	33
2.1	Parcelas experimentales	34
2.2	Ensayos realizados.....	35
2.2.1	Estimación de la capacidad de campo a partir de muestreos de suelo	35
2.2.2	Estimación de la curva característica con medidas de tensiómetros	40
2.2.3	Obtención de la curva característica en laboratorio.....	46
2.2.4	Funciones de pedotransferencia.....	48
2.3	Modelo EU-Rotate_N	53
2.3.1	Descripción del modelo.....	53

2.3.2	Simulaciones con EU-Rotate_N.....	54
3.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	59
3.1	Propiedades hidráulicas	60
3.1.1	Estimación de la capacidad de campo a partir de muestreos de suelo	60
3.1.2	Estimación de la curva característica con medidas de tensiómetros	65
3.1.3	Obtención de la curva característica en laboratorio.....	71
3.1.4	Funciones de pedotransferencia (FPT).....	73
3.2	Comparación de los resultados obtenidos.....	76
3.2.1	Humedad de saturación	76
3.2.2	Humedad a capacidad de campo	78
3.2.3	Punto de marchitez permanente	82
3.2.4	Resumen.....	83
3.3	Simulaciones con EU-Rotate_N.....	84
3.3.1	Predicción de la humedad volumétrica en el suelo	84
3.3.2	Balance de agua	96
3.3.3	Efecto del coeficiente de drenaje.....	97
4.	CONCLUSIONES	99
5.	BIBLIOGRAFÍA	102

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Diferentes tipos de tensiómetros. Tensiómetro con manómetro y tensiómetros con sensatez eléctricos o transductores de presión. (Fuente: Or et al. 2005).....	5
Figura 2. Ejemplo de curvas de retención (izquierda) y curvas de conductividad hidráulica (derecha), para tres tipos de textura. (Durner and Flühjer, 2006).	7
Figura 3. Ejemplo de curva característica de humedad para un suelo franco limoso. Se han marcado las zonas de entrada de aire y los contenidos de saturación (θ_s) y residual(θ_r). (Fuente: Fredlund and Xing, 1994).....	8
Figura 4. A) diferencia entre la curva de humedecido y de secado. B) efecto del ángulo de contacto entre las partículas de suelo y el agua. C) efecto de la uniformidad del tamaño de poros (botella de tinta). (Fuente: Tuller and Or, 2005)	9
Figura 5. Ejemplo de curva característica para tres suelos con textura arenosa, franca y arcillosa. En esta figura se puede observar las diferencias existentes entre las curvas en función de la textura y el tipo de estructura del suelo. (Fuente: Brady and Weil, 2002).	10
Figura 6. Esquema del ensayo realizado por Jabro et al (2009)	13
Figura 7. Curva de la conductividad hidráulica insaturada. (Fuente: Pachepsky and van Genuchten, 2014)	16
Figura 8. Interior y exterior de la placa de presión (Tuller and Or, 2005).	19
Figura 9. Organización de las rutinas en el modelo EU-Rotate_N (Rahn et al. 2010).	31
Figura 10. Imagen aérea con la localización de las parcelas experimentales (Fuente: Google Earth)	34
Figura 11. Tipos de barrenas utilizados: Barrena tipo Riverside (izquierda). Barrenas de percusión (derecha).	36
Figura 12. Tensiómetros instalados en la parcela Paterna 1, en la zona central de la bancada de cultivo.	40
Figura 13. Distribución de los tensiómetros la parcela B: tensiómetros colocados en el surco de riego (marca azul) y tensiómetros colocados en la bancada de cultivo (marca roja).....	41
Figura 14. Distribución de los tensiómetros en la parcela P1: tensiómetros colocados en el surco de riego (marca azul), tensiómetros colocados junto a las plantas de calabaza (marca verde) y tensiómetros colocados en la bancada de cultivo (marca roja).	42
Figura 15. Ubicación de los tensiómetros en la parcela P2, sobre el caballón de cultivo.	43
Figura 16. Barrena utilizada para obtener muestras inalteradas (izquierda) y la muestra de suelo obtenida (derecha).	47
Figura 17. Equipo de placas de presión utilizado (Laboratorio de suelos de la ETSMRE-UPV)	48
Figura 18. Humedad del suelo después de los riegos en la parcela B. Las barras indican el error estándar de la media.	60
Figura 19. Humedad del suelo después de los riegos en P1. Las barras muestran el error estándar de la media.....	62
Figura 20. Humedad del suelo después de los riegos en P2. Las barras representan el error estándar	64

Figura 21. Relación entre la humedad volumétrica y la tensión medida con los tensiómetros en las parcelas experimentales.....	66
Figura 22. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela B. (Ajuste 1: utilizando el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la función de pedotransferencia Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).	68
Figura 23. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela P1. (Ajuste 1: con el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la FPT de Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).	69
Figura 24. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela P2. (Ajuste 1: con el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la FPT Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).	70
Figura 25. Humedad volumétrica (cm ³ /cm ³) a diferentes tensiones con placas de presión.....	72
Figura 26. Curvas características obtenidas con las funciones de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) y Wösten et al. (1999)	75
Figura 27. Comparación de los valores de humedad a saturación obtenidos por los diferentes métodos	77
Figura 28. Comparación de los diferentes métodos para la obtención de la humedad a capacidad de campo en función de la tensión. Las barras de error representan el error estándar de la media	81
Figura 29. Valores del punto de marchitez permanente (θ_{pmp}) obtenidos con FPT	82
Figura 30. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela B, con los valores de K _{dr} por defecto	86
Figura 31. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P1, con los valores de K _{dr} por defecto	87
Figura 32. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P2, con los valores de K _{dr} por defecto	88
Figura 33. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela B, con los valores de K _{dr} calibrados	89
Figura 34. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P1, con los valores de K _{dr} calibrados	90
Figura 35. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P2, con los valores de K _{dr} calibrados.	91
Figura 36. Comparación de la humedad volumétrica media del suelo (0-90 cm) medida y simulada, utilizando los parámetros hidráulicos obtenidos por los diferentes métodos, con valores de k _{dr} calibrados	92
Figura 37. Ejemplo del efecto del k _{dr} sobre el contenido de agua simulado hasta 90 cm, en la parcela B con los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo	98
Figura 38. Ejemplo del efecto del k _{dr} en el drenaje acumulado simulado a 90 cm en la parcela B, con los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo.	98

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Métodos de medida indirecta de la humedad en el suelo	3
Tabla 2. Listado de FPT con las propiedades del suelo que requieren	26
Tabla 3. Datos de las parcelas experimentales.....	34
Tabla 4. Características de los suelos de la parcelas experimentales	35
Tabla 5. Riegos y muestreos realizados en la parcela B para determinar θ_{cc}	38
Tabla 6. Riegos y muestreos realizados en la parcela P1 para determinar θ_{cc}	38
Tabla 7. Riegos y muestreos realizados en la parcela B para determinar θ_{cc}	39
Tabla 8. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela B	41
Tabla 9. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela P1	42
Tabla 10. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela P2	43
Tabla 11. Características de los suelos utilizadas para obtener la humedad de saturación con la función de Wösten et al. 1999	45
Tabla 12. Puntos muestreados para la obtención de la curva característica en laboratorio	46
Tabla 13. Principales características de las funciones de pedotransferencia utilizadas para obtener los parámetros hidráulicos	51
Tabla 14. Periodos de simulación en cada parcela	54
Tabla 15. Muestreos realizados en cada parcela para obtener la humedad durante el periodo de simulación	57
Tabla 16. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela B (cm^3/cm^3). E.Std.:es el error estándar.	61
Tabla 17. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de B	61
Tabla 18. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela P1 (cm^3/cm^3). E.Std.:error estándar.	63
Tabla 19. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de P1	63
Tabla 20. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela B (cm^3/cm^3). E.Std.:error estándar.	65
Tabla 21. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de P1	65
Tabla 22. Valores de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) y el coeficiente de correlación (pseudo- R^{2*}) obtenidos con diferentes métodos de ajuste.	67
Tabla 23. Valores de capacidad de campo (cm^3/cm^3) obtenidos con las tres métodos de ajuste de la curva característica a los datos medidos con tensiómetros	71
Tabla 24. Valores de humedad volumétrica (cm^3/cm^3) obtenidos en laboratorio con placas de presión a 0, 10, 20, 33 y 70 kPa. E.Std: es el error estándar de la media.	73

Tabla 25. Valores de humedad volumétrica (cm^3/cm^3) estimados con las FPT a saturación (0 kPa), a capacidad de campo (10, 20 y 33 kPa) y en el punto de marchitez permanente (1500 kPa).....	74
Tabla 26. Valores de humedad a saturación (cm^3/cm^3) obtenidos por los diferentes métodos.....	76
Tabla 27. Valores de capacidad de campo (cm^3/cm^3) para la parcela B y P1.....	78
Tabla 28. Valores de capacidad de campo (cm^3/cm^3) para la parcela P2.	79
Tabla 29. Punto de marchitez permanente (cm^3/cm^3) obtenido con FPTs	82
Tabla 30. Resultado de las determinaciones de los parámetros hidráulicos (cm^3/cm^3)	83
Tabla 31. Valores de los parámetros hidráulicos y coeficientes de drenaje (k_{dr}) utilizados en cada simulación	85
Tabla 32. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela B. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)	93
Tabla 33. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela P1. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)	94
Tabla 34. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela P2. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)	95
Tabla 35. Balance de agua en el suelo a 90 cm en las parcelas experimentales, para cada simulación con el kdr calibrado.....	96

1. INTRODUCCIÓN

1.1 EL AGUA EN EL SUELO

El agua tiene un comportamiento dinámico en el suelo, ocupando y circulando por los poros del suelo y a su vez transportando elementos nutritivos, sales solubles y contaminantes.

El suelo, recibe y retiene el agua de lluvias o riegos, transmite el agua a capas más profundas y también libera agua a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. Las propiedades hidráulicas del suelo juegan un papel clave en la creación de las condiciones de crecimiento de las plantas, determinan la disponibilidad de agua para el sistema radicular de la planta y el movimiento del agua en el perfil del suelo donde se desarrollan las raíces.

El estudio de estas propiedades y procesos es fundamental para el diseño y gestión del riego y la fertilización de los cultivos.

1.1.1 Contenido de agua en el suelo

El contenido de agua en el suelo, se puede expresar de diferentes formas:

Contenido gravimétrico, es la masa de agua en una unidad de masa de suelo seco. Se obtiene registrando el peso húmedo de la muestra de suelo, luego la muestra se seca a 105°C hasta peso constante y se pesa nuevamente (*Gardner, 1986*). De esta forma se puede determinar cómo:

$$H_g = \frac{M_w}{M_s} = \frac{\text{masa de agua (kg)}}{\text{masa de suelo seco (kg)}}$$

Contenido volumétrico, relación entre el volumen de agua y el volumen de suelo.

$$H_v = \frac{V_w}{V_t} = \frac{\text{volumen de agua (m}^3\text{)}}{\text{volumen total de suelo (m}^3\text{)}}$$

Ambos contenidos se pueden relacionar a través de la densidad aparente del suelo (d_a):

$$d_a = \frac{M_s}{V} = \frac{\text{masa de suelo seco (kg)}}{\text{volumen total (m}^3\text{)}}$$

$$H_v = H_g d_a$$

El método más simple para medir el contenido de agua en el suelo, es el método gravimétrico. Consiste en tomar muestras de suelo a la profundidad deseada y posteriormente, en el laboratorio, se determina la humedad gravimétrica. La ventaja de este método es la exactitud, pero la determinación por secado del suelo es lenta, laboriosa y es una determinación destructiva. A pesar de ello es el método estándar para la calibración y evaluación de los instrumentos de medida indirecta de la humedad en el suelo.

Como alternativas al método gravimétrico, se han desarrollado otros métodos y equipos que permiten determinar el contenido de agua de forma indirecta, pero generalmente requieren de un calibrado previo que relacione la variable medida, con el contenido de agua en el suelo. A continuación, en la *tabla 1*, se enumeran algunos de estos métodos.

Tabla 1. Métodos de medida indirecta de la humedad en el suelo

Método y referencia	Propiedad medida	Ventajas e inconvenientes
Sondas de neutrones (<i>Evelt y Steiner, 1995</i>)	Número de neutrones lentos que se producen a partir de la colisión de neutrones rápidos con moléculas de hidrógeno en el suelo.	<ul style="list-style-type: none"> - Requiere de calibración - Equipo caro - Preciso - Requiere personal cualificado - Peligroso
Bloque de resistencia eléctrica (<i>Hillel, 1998, Spaans y Baker, 1992</i>)	Resistencia eléctrica a través de un puente de corriente alterna	<ul style="list-style-type: none"> - Sensible a la salinidad y temperatura del suelo - Requiere de calibración "in situ" - Medida del potencial del suelo - Económico
TDR (time domain reflectometry) (<i>Topp et al. 1980; Topp and Ferré, 2002</i>)	Velocidad de propagación de la onda electromagnética	<ul style="list-style-type: none"> - La calibración mejora las medidas - Instrumento caro - Sensible a la salinidad
FDR (frequency domain reflectometry) (<i>Veldkamp and O'Brien, 2000</i>)	Frecuencia de oscilación o de la capacitancia	<ul style="list-style-type: none"> - Requiere de calibración - Equipos más baratos que la TDR - Obtienen medidas en suelos salinos

Otros métodos para la medida del contenido de agua en el suelo son la técnica de atenuación de rayos gamma, tomografía computerizada de rayos X (*Hopmans et al., 1992; Taina et al., 2008*) y resonancia magnética nuclear (NMR) (*Randall et al., 1997*).

1.1.2 Estado energético del agua en el suelo

Los procesos que se dan entre el suelo, el agua y la planta están determinados por la energía potencial, que es debida a la acción de un campo de fuerzas. El suelo como medio poroso permite que el agua circule y se almacene en estos poros, entrando en contacto con la partícula y estando sometida a unas determinadas fuerzas.

En la práctica para facilitar los cálculos, las fuerzas actuantes se diferencian en: fuerzas debidas a la matriz, causadas por las interacciones entre la fase sólida, líquida y gaseosa del suelo; fuerzas debidas al campo gravitatorio; fuerzas debidas a los iones en solución; y fuerzas de presión sobre el agua, (Day et al. 1967).

En suelos agrícolas, no saturados y no salinos, las fuerzas dominantes son las debidas a la matriz del suelo y al campo gravitatorio.

El potencial del agua en el suelo es la cantidad de trabajo que debe hacerse por unidad de una determinada cantidad de agua pura con el fin de desplazar de forma reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal entre dos puntos definidos (*Glossary of Soil Science Terms, SSSA*).

El agua del suelo tiende a moverse desde zonas de más energía potencial a zonas con menos energía potencial, en búsqueda del equilibrio. La magnitud de esta fuerza que impulsa el movimiento es la diferencia de la energía potencial entre dos puntos separados una distancia determinada (Or et al. 2005).

El potencial (Ψ) se puede expresar como la suma algebraica de las componentes del potencial correspondientes a los diferentes campos de fuerzas que actúan sobre el agua:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_z + \Psi_s + \Psi_p$$

ψ_m , es el potencial matricial, debido a las fuerzas de la matriz (cohesión y adhesión). En estado de saturación el potencial matricial será cero, e ira incrementando en valor negativo a medida que el suelo se va secando y las fuerzas antes mencionadas adquieren importancia.

ψ_z , es el potencial gravitacional, debido a las fuerzas gravitatorias y está determinado por la elevación del agua en cada punto respecto a un nivel de referencia (superficie del suelo).

ψ_s , es el potencial osmótico, debido a los iones de la solución del suelo. La presencia de sales en el agua del suelo disminuye (se hace más negativo) su potencial, la diferencia en potencial osmótico origina el movimiento del agua entre dos puntos por difusión, hasta alcanzar el equilibrio.

ψ_p , es el potencial de presión, se debe a la diferencia de presión debida al peso del agua o la presión del gas entre un punto considerado y el punto de referencia. Este potencial puede considerarse de forma global o discriminando según si nuestro punto de referencia

se encuentra en la zona saturada (potencial de presión hidrostática, ψ_{pm}) o en la zona no saturada (potencial de presión de aire, ψ_{pa}).

En los estudios de flujo en suelos no saturados y no salinos, el potencial hidráulico se define como:

$$\Psi_H = \Psi_m + \Psi_g$$

El potencial del agua del suelo y sus componentes pueden expresarse de diferentes maneras en función de las unidades utilizadas: energía por unidad de masa (μ), energía por unidad de volumen (Ψ) y como energía por unidad de peso (h).

La medida directa del potencial de un suelo no saturado, se obtiene mediante los tensiómetros. Los tensiómetros proporcionan la medida del potencial matricial, estos están formados por una capsula cerámica porosa conectada a través de un tubo plástico a un manómetro de vacío (vacuómetro). La capsula porosa se coloca en contacto íntimo con el suelo a la profundidad de medida y se llena de agua a través del orificio superior del tubo, quedando tanto la capsula como el tubo totalmente llenos de agua y cerrado herméticamente, (Figura1).

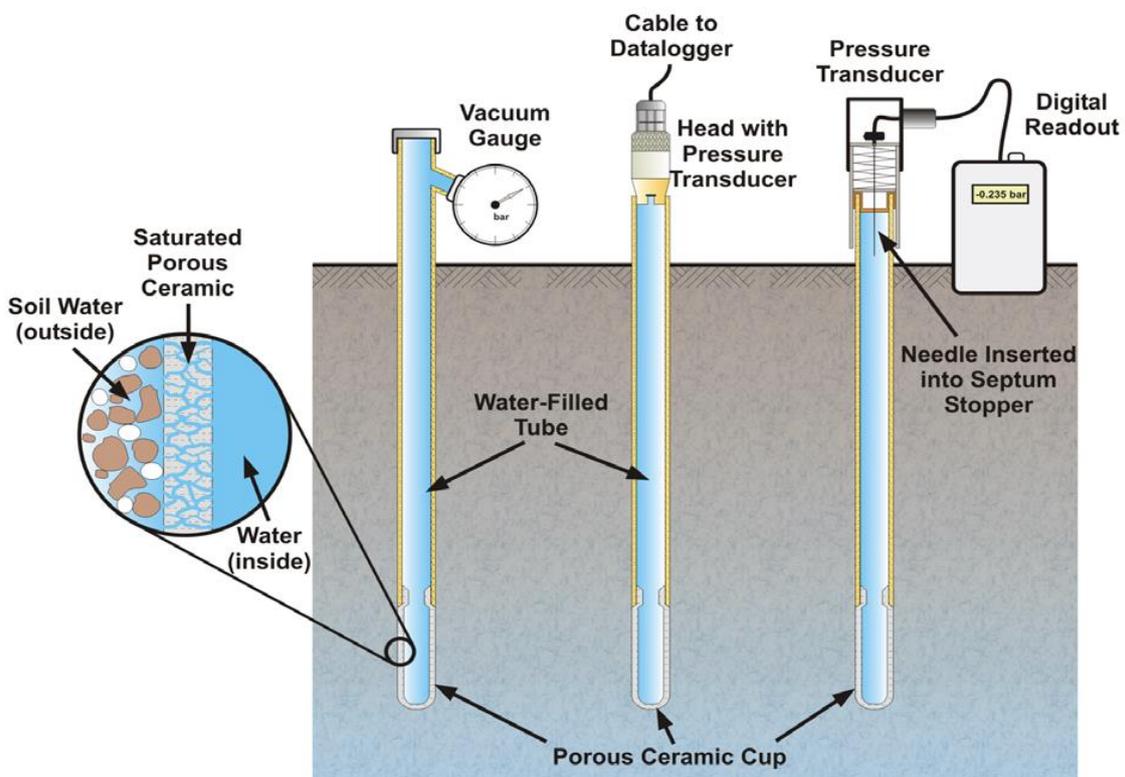


Figura 1. Diferentes tipos de tensiómetros. Tensiómetro con manómetro y tensiómetros con sensores eléctricos o transductores de presión. (Fuente: Or et al. 2005)

Una vez instalados los tensiómetros, la cápsula porosa dejara salir el agua hasta alcanzar el equilibrio con el agua del suelo. Cuando el potencial matricial del suelo es menor (más negativo), que el existente en el interior de la capsula porosa, el agua del tensiómetro tenderá a salir debido al gradiente de potencial existente. El equilibrio se alcanza cuando el potencial matricial del suelo es igual a la succión en el interior del tensiómetro. Cuando se humedece el suelo, ocurrirá lo contrario, el agua del suelo tenderá a entrar a través de la cápsula poroso en el interior del tensiómetro, hasta alcanzar de nuevo el equilibrio.

El intervalo de medida de los tensiómetros se encuentra limitado, por el efecto de la cavitación que impide tomar medidas inferiores a potenciales de -80 kPa (es decir tensiones de agua superiores a 80 kPa), por debajo de estos valores se rompe la columna de agua y aparecen burbujas.

Una alternativa a los tensiómetros tradicionales son los tensiómetros que utilizan otra sustancia diferente al agua, generalmente polímeros (*de Rooij et al. 2009*), que permiten ampliar el rango de medida.

También existen métodos de medida indirecta como los psicrómetros de termopolar (*Hillel, 1998*) y los sensores de disipación de calor. Con el psicrómetro se determina el efecto matricial y el osmótico, en rangos entre -800 y -10.000 kPa. Con los sensores de disipación de calor se obtiene el potencial matricial, a partir de la medida de la conductividad térmica, medida a partir de la diferencia de temperatura entre pulsos de calor. El intervalo o rango de medida se encuentra entre -10 y -1.000 kPa. Actualmente se siguen desarrollando técnicas mejoradas que se basan en la respuesta térmica de los sensores al potencial hídrico del suelo (*Or and Wraith, 2002*).

1.2 LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE LOS SUELOS NO SATURADOS

Las propiedades hidráulicas reflejan la capacidad de un suelo para retener o transmitir el agua y solutos disueltos. El conocimiento de las propiedades hidráulicas es necesario para resolver los problemas en numerosas disciplinas, como la hidrología, ecología, ciencias ambientales, ciencia del suelo y la agricultura (*Durner and Flühjer, 2006*).

Las principales relaciones estudiadas para definir las propiedades hidráulicas son las siguientes:

- $\theta(h)$: relación entre el contenido de humedad (θ) del suelo y el estado energético del agua expresado como presión (h), esta relación forma la curva de retención o curva característica, (*Figura 2*).
- $K(\theta)$: relación entre la conductividad hidráulica (K) de un suelo y su contenido de humedad (θ), llamada curva de conductividad hidráulica (*Figura 2*).

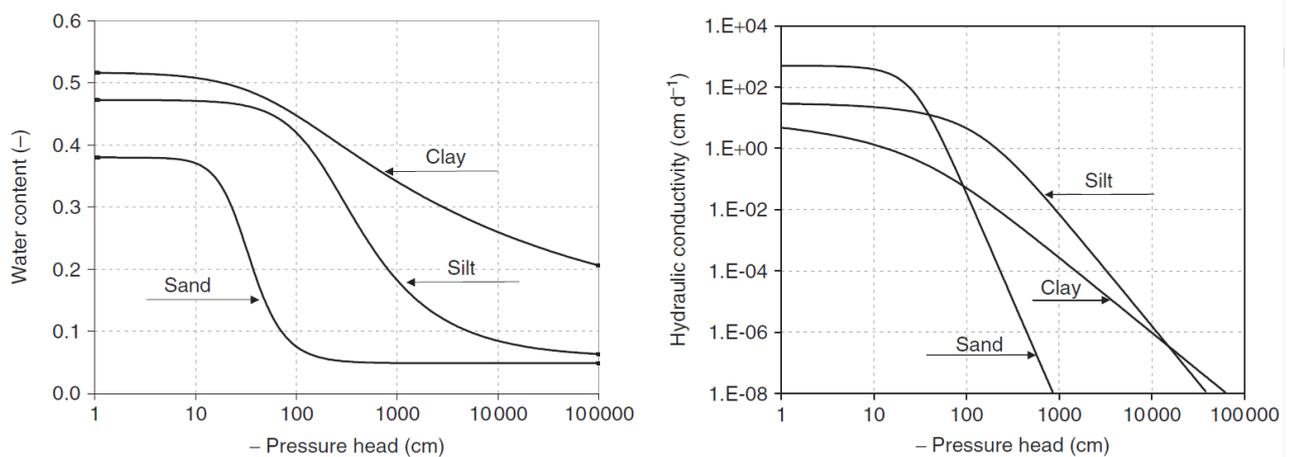


Figura 2. Ejemplo de curvas de retención (izquierda) y curvas de conductividad hidráulica (derecha), para tres tipos de textura. (Durner and Flühjer, 2006).

1.2.1 Curva característica del suelo

A la representación de la relación entre el contenido de agua en el suelo y la tensión del agua en el mismo se le denomina curva característica de humedad o curva de retención de agua (*Croney and Coleman, 1960*).

En la curva característica, el contenido volumétrico de humedad varía desde el contenido residual de agua (θ_r), hasta el contenido de saturación (θ_{sat}) (*Fredlund y Xing, 1994*). El contenido residual de agua, es el punto en el que se requiere un gran cambio en la succión matricial para cambiar el contenido de agua. Este contenido es función del

tipo de suelo, puede estar cercano a cero, pero nunca llega a tener este valor por la acción de las fuerzas de adhesión. Los suelos con poros de menos tamaño (arcillosos) presentaran valores de contenidos residuales de agua más altos que los suelos arenosos. El contenido de agua a saturación (θ_{sat}), es el valor máximo del contenido de agua de la curva característica, que se da con los valores de succión matricial cercanos a cero, depende fundamentalmente de la porosidad del suelo.

En la curva característica se pueden diferenciar tres regiones diferenciadas: la zona de saturación capilar, la zona de desaturación y la zona de saturación residual (*Figura 3*).

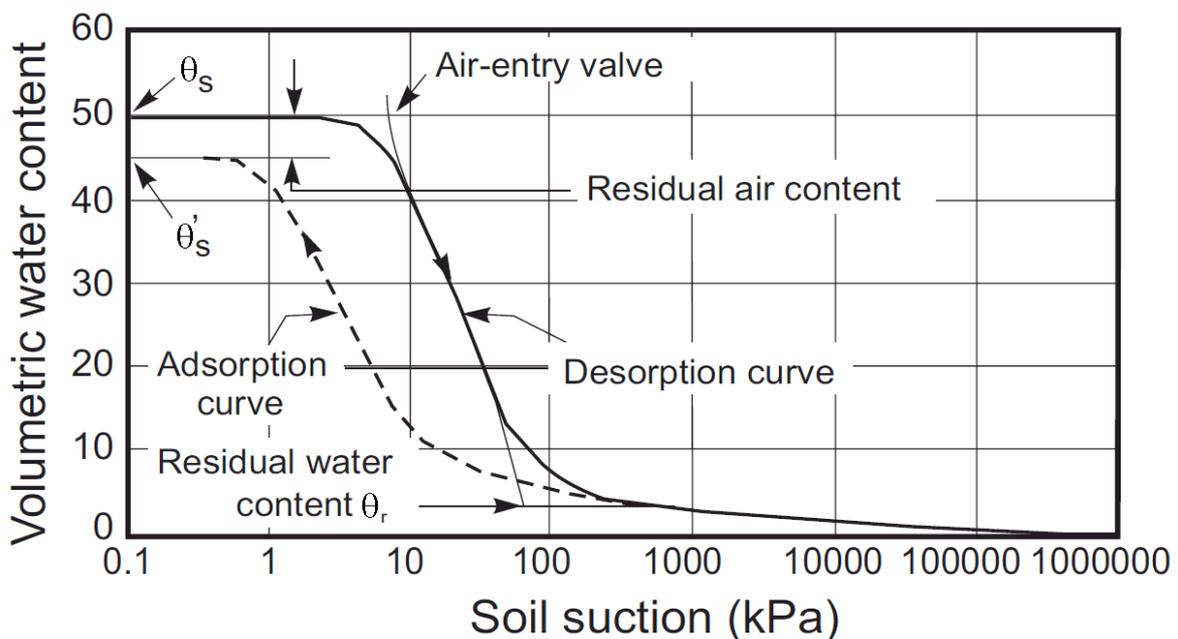


Figura 3. Ejemplo de curva característica de humedad para un suelo franco limoso. Se han marcado las zonas de entrada de aire y los contenidos de saturación (θ_s) y residual (θ_r). (Fuente: Fredlund and Xing, 1994)

Para una mejor visualización y comprensión de la curva característica, la representación del eje con el potencial en algunos casos se realiza en escala logarítmica. La relación descrita por la curva característica es una relación no lineal y está afectada por el fenómeno de la histéresis (*Koorevaar, et al., 1983*). La histéresis es el fenómeno por el cual la curva obtenida a partir del secado de muestras saturadas de agua no coincide con la obtenida a partir de una muestra seca que se humedece. Es por ello, que se pueden construir dos curvas, una secando el suelo (desorción) y otra humectando el suelo (sorción). La histéresis es debida a que el agua es retenida con mayor energía cuando el suelo está secándose y por tanto los potenciales obtenidos en la curva de secado son superiores a los obtenidos en la curva de sorción, para un mismo contenido de agua.

En la *figura 4* se incluye un ejemplo de las curvas características formadas en un proceso de secado y de humectado, además se representa gráficamente el efecto “botella de tinta” y el efecto del ángulo de contacto.

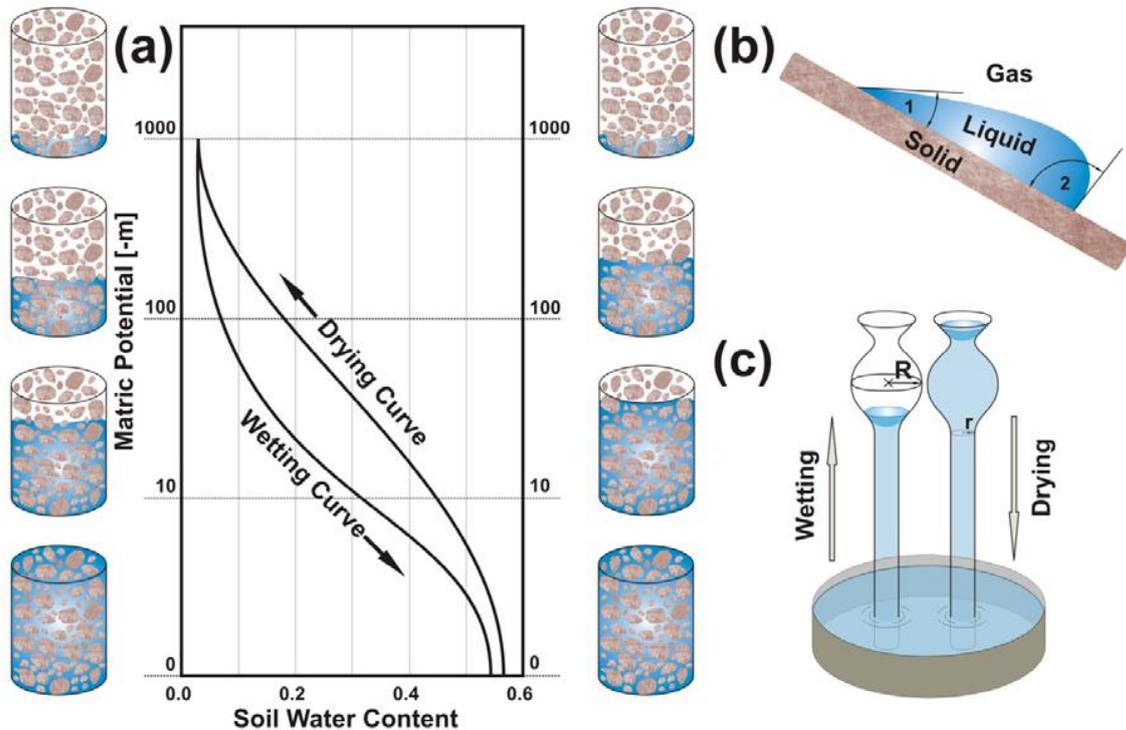


Figura 4. A) diferencia entre la curva de humedecido y de secado. B) efecto del ángulo de contacto entre las partículas de suelo y el agua. C) efecto de la uniformidad del tamaño de poros (botella de tinta). (Fuente: Tuller and Or, 2005)

El espacio poroso del suelo varía con la textura y la estructura del suelo, variando el tamaño de los poros y la conectividad de estos entre sí.

Los suelos de textura fina al presentar poros con tamaño más uniforme presentan un vaciado menos brusco, formando curvas más lineales que las formadas con suelos de textura gruesa, por el contrario, los suelos de textura gruesa tienen un drenaje más rápido hasta tensiones relativamente pequeñas. El punto de entrada de aire en los suelos finos se produce con succiones mayores, ya que el agua se retiene con más fuerza, además durante el vaciado las fuerzas de adhesión de los suelos finos son más fuertes que en los de textura gruesa, por lo que se requerirá una mayor succión para extraer la misma cantidad de agua (*Figura 5*).

La estructura del suelo es otro de los factores que influye sobre la forma de la curva característica de humedad. Los suelos bien estructurados con una distribución de poros de tamaños uniformes adoptarán curvas menos bruscas debido al vaciado ordenado que

sufren, por el contrario, los suelos mal estructurados o compactados, donde los poros de mayor tamaño se han reducido, admiten inicialmente menos agua y esta es retenida con más fuerza que en los suelos bien estructurados, debido a la presencia mayoritaria de poros de tamaño pequeño donde el agua es retenida con más fuerza. La influencia de la estructura en la curva se observa principalmente en el extremo húmedo (Tuller and Or, 2005), como se observa en la figura 5.

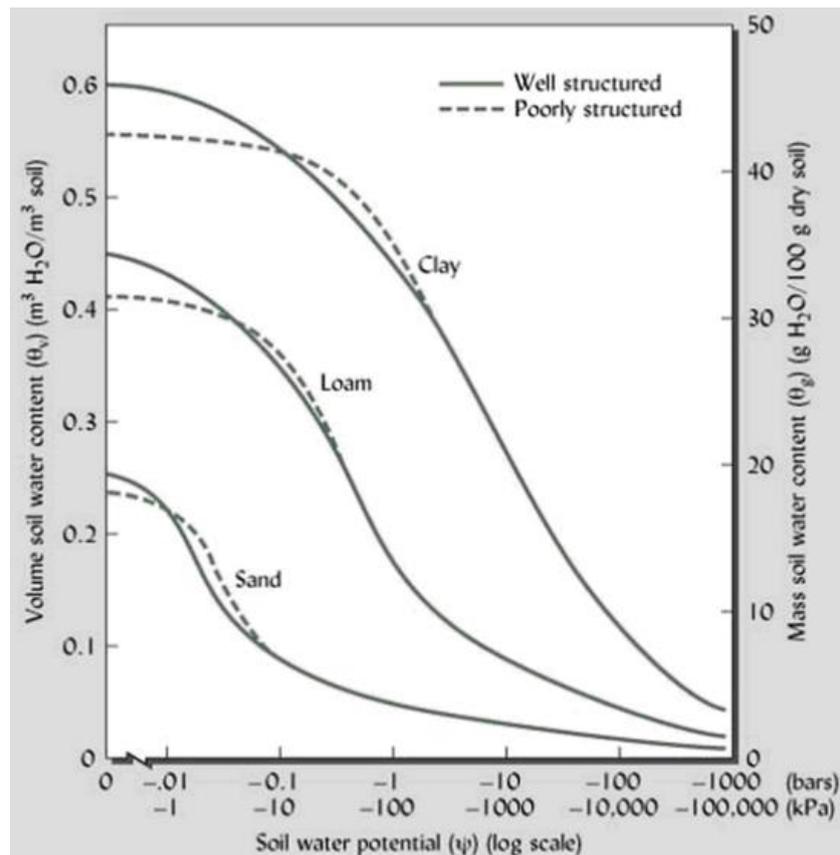


Figura 5. Ejemplo de curva característica para tres suelos con textura arenosa, franca y arcillosa. En esta figura se puede observar las diferencias existentes entre las curvas en función de la textura y el tipo de estructura del suelo. (Fuente: Brady and Weil, 2002).

La parte de la curva con tensiones más bajas ($< 1500 \text{ kPa}$) determinan la disponibilidad de agua para las plantas, así, curva característica permite obtener unos puntos de especial relevancia en el manejo y planificación del riego y en el uso de modelos de simulación, estos puntos o valores característicos son el contenido de humedad a saturación (θ_{sat}), a capacidad de campo (θ_{cc}) y punto de marchitez (θ_{pmp}).

1.2.1.1 Humedad de saturación(θ_{sat})

La humedad de saturación como ya se comentó anteriormente, es el valor máximo de humedad que alcanza un determinado suelo y equivale al valor más alto de humedad de la curva característica. Su valor es casi igual a la porosidad del suelo, aunque nunca llega a ser igual a ésta, debido al aire que queda encerrado en el suelo durante la humectación (*van Genuchten et al. 1991*). La humedad a saturación por tanto es la capacidad máxima que tiene un suelo para almacenar agua.

1.2.1.2 Capacidad de campo (θ_{cc})

Viehmeyer and Hendrikson (1931), introdujeron el concepto de capacidad de campo y lo definieron como: “la cantidad de agua retenida en el suelo después de que el exceso de agua gravitacional ha evaporado y una vez la tasa de infiltración se ha reducido considerablemente”.

Esta definición fue cuestionada por números investigadores, por su imprecisión y por su poca objetividad,). Así, *Baver et al., (1972)*, y *Hillel (1980)*, entre otros investigadores, reconocieron las deficiencias de dicha definición, ya que los términos “exceso de agua” y “reducido considerablemente” podían tener diferente significado para cada persona y para cada aplicación.

Posteriormente, con el desarrollo de técnicas más precisas, el concepto se ha considerado como arbitrario, ya que el valor no se correspondía con un único valor de humedad, sino con un rango de valores y no se trataba de un equilibrio, ya que es un proceso dinámico, donde el movimiento descendente del agua nunca cesa.

A partir de 1984 en el Glosario de Términos de la Ciencia del Suelo (SSSA), el término capacidad de campo (CC) fue definido como:” el contenido de agua de un suelo a los 2 o 3 días después de haber sido humedecido y cuando el drenaje libre es despreciable”.

Nuevamente la definición planteó numerosas críticas (*Meyer and Gee, 1999* y *Assouline and Or, 2014*).

La CC no debe caracterizarse únicamente por un tiempo de drenaje en particular, ya que el tiempo necesario para que se alcance el estado de capacidad de campo dependerá además de las propiedades del suelo, del contenido de agua inicial y de la profundidad del agua en el suelo (*Nachabé, 1998*).

Numerosos trabajos han tratado de asociar la CC con un potencial matricial para facilitar su determinación. *Baize (1988)* asoció el valor θ_{cc} a potenciales matriciales de -10 kPa para suelos arenosos, -33 kPa para suelos francos y -100 kPa para suelos arcillosos. Esta metodología ignora las propiedades de transmisión de todo el perfil, por lo que es posible cometer errores al seleccionar arbitrariamente el potencial asociado a la

capacidad de campo (Hillel 1998). Además, con el uso de este método no se garantiza que el flujo de drenaje sea “insignificante” (Meyer and Gee, 1999).

Hillel (1998), aunque reconoce la definición de capacidad de campo como subjetiva, la considera necesaria ya que representa una propiedad importante en el proceso de drenaje y en el crecimiento de las plantas.

A pesar de que el concepto de capacidad de campo, no tiene un valor exacto, más bien un rango de valores de contenido de agua, la principal razón por la que se ha mantenido el término en la literatura es debido al creciente uso de programas o modelos de simulación del agua en el suelo que requieren de este término para predecir el agua en el suelo en modelos de simulación de cultivo, para calcular la retención de agua en el suelo y su disponibilidad para la planta y para definir el drenaje de los suelos (Kirkham, 2014).

La capacidad de campo, por tanto, se puede obtener bien a través de la curva característica, utilizando un valor de tensión determinado o bien mediante mediciones directas en campo.

Las determinaciones en campo para estimar θ_{cc} se basan en observaciones in situ tras un riego o lluvia abundante. Las observaciones se realizan con mediciones periódicas del contenido de humedad a diferentes profundidades, ya sea mediante muestreos de suelo, tensiómetros o sensores de humedad, de forma que se realiza un seguimiento del proceso dinámico del flujo de agua, (curva de variación de humedad) siendo posible obtener valores de θ_{cc} una vez cesa el drenaje debido a la gravedad, es decir cuando la variación de humedad es menor.

Jabro et al. (2009) utilizaron equipos TDT y sensores Watermark sobre una zona de suelo delimitada de 1,2x1,2 m (Figura 6). Inicialmente saturaron el suelo hasta los 50 cm de profundidad y posteriormente cubrieron el suelo con plástico. Estimaron la θ_{cc} a 15-30 cm de profundidad en base a la relación entre el potencial del suelo y el tiempo transcurrido desde el cese de la infiltración, que fueron desde 50 a 450 horas para suelos franco-arenosos y franco arcillosos, respectivamente (18 y 27 kPa).

Siempre son preferibles las determinaciones en campo a las determinaciones en laboratorio (Cassel and Nielsen, 1986). Pero en caso de no ser posible la determinación en campo se pueden utilizar las placas de presión (Richards, 1941) o técnicas de centrifugación (Nimmo et al. 1987).

Ratliff et al. (1983), encontraron diferencias significativas entre las estimaciones del contenido de agua a capacidad de campo en campo y las medidas de laboratorio con placas de presión a 33 KPa. Las estimaciones de laboratorio infraestimaron la capacidad de campo medida en campo para suelos arenosos y arcillas arenosas y al contrario ocurrió con los suelos limosos y arcillo-limosos. Atribuyeron estas diferencias a la variabilidad espacial de suelo.



Figura 6. Esquema del ensayo realizado por Jabro et al (2009)

Las funciones de pedotransferencia también se pueden aplicar a la obtención de la humedad a CC (Guber et al. 2006).

El principal problema de las determinaciones con placas de presión y con las funciones de pedotransferencia es la incertidumbre que existe a la hora de seleccionar la tensión asociada a la capacidad de campo.

1.2.1.3 Punto de marchitez permanente

El punto de marchitez permanente (PMP) se define como el contenido de agua a partir del cual una planta indicadora se marchita y no se recupera cuando se vuelve a hidratar. Cuando el contenido de agua en el suelo desciende el agua es retenida con más fuerza por el suelo y las plantas tienen cada vez más dificultades para absorberla, y pueden sufrir estrés hídrico.

Briggs and Shantz (1912) observaron como el marchitamiento de las plantas ocurría a diferentes potenciales en función del suelo y el tipo de planta, así determinaron el coeficiente de marchitamiento para un gran número de plantas. Posteriormente *Viehmeyer and Hendrickson (1928)* utilizaron el girasol (*Helianthus annuus L*) como la planta indicadora del marchitamiento.

Al igual que sucedió en las definiciones tempranas de la capacidad de campo, el PMP fue considerado inicialmente como un valor único y estático, actualmente está demostrado que es dinámico y debe referirse a un rango de valores (*Kirkham, 2014*).

El valor de θ_{pmp} también es imprescindible para numerosos modelos de crecimiento de cultivos, ya que participa en los procesos de crecimiento de las raíces, la difusividad del suelo y en la transpiración.

Al igual que sucede con la definición de la capacidad de campo, numerosos autores han cuestionado los diferentes métodos de determinar del punto de marchitez permanente y coinciden en que el método más conveniente para determinar el valor de θ_{pmp} es la medición en campo (Tolk, 2007).

En las mediciones en campo se humedece todo el perfil del suelo afectado por las raíces de la planta usada como indicadora, de forma que la planta no sufra un estrés hídrico hasta que se produzca el máximo desarrollo vegetativo, momento en el cual se dejara de aplicar agua hasta que la planta comience a marchitarse, obteniéndose el contenido de agua del perfil a partir del muestro del suelo, o con sensores de humedad o bien con medidas del potencial mediante tensiómetros.

Cuando la medida directa en campo no se puede realizar, a menudo se estima la θ_{pmp} como el contenido de agua equivalente a una tensión o potencial matricial de -1,5 MPa en laboratorio con placas de presión. Richards and Weaver (1943), demostraron la similitud entre el θ_{pmp} obtenido con la planta de girasol y el obtenido aplicando un potencial matricial de -1,5 MPa.

Ratliff et al. 1983, compararon las medidas de campo y de laboratorio para estimar la θ_{pmp} , obteniendo que las medidas de laboratorio eran mayores a las medidas de campo en suelos arcillosos y arcillo-limosos y menores en suelos arenosos y franco limosos.

También se pueden aplicar las funciones de pedotransferencia para su obtención considerando también una tensión de 1500 kPa.

Así numerosos autores demostraron que la predicción del contenido de agua a tensiones de -1500kPa depende principalmente del contenido de arcilla, así desarrollaron funciones de pedotransferencia donde la propiedad básica más importante era la arcilla (Wösten et al. 2001).

1.2.1.4 Agua disponible

El término de agua disponible (AD) es utilizado para cuantificar el agua disponible para las plantas. Briggs and Shantz (1912), desarrollaron el concepto de máxima humedad disponible, definida como la diferencia entre el coeficiente de marchitamiento (equivalente al θ_{pmp}) y la humedad equivalente (similar a la θ_{cc}).

Este término, de nuevo ha recibido muchas críticas por los investigadores (Hillel, 1998; Kitikok and Nielsen, 1994; Richards, 1928). Las críticas principalmente se centran en el establecimiento de los límites superior e inferior del agua disponible, como ya hemos visto anteriormente.

La SSSA (*Glossary of Soil Science Terms*) define el término AD como: “la cantidad de agua entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente (generalmente estimado como el contenido de agua a un potencial matricial de -1,5 MPa). No siendo la cantidad de agua que puede absorber una planta, ya que dependerá de cada especie”.

Debido a que contenidos de humedad por encima de CC no pueden ser retenidos en contra de las fuerzas de gravedad y son drenados y debido a que contenidos de humedad por debajo del PMP no pueden ser extraídos por las raíces de las plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre θ_{cc} y θ_{pmp} :

$$AD = 1000 \cdot (\theta_{cc} - \theta_{PMP}) \cdot Z$$

Donde:

AD , agua disponible, en mm;

θ_{cc} , el contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo, en cm^3/cm^3 ;

θ_{pmp} , el contenido volumétrico de agua en el suelo en el punto de marchitez permanente, en cm^3/cm^3 ;

Z , es la profundidad de raíces o la altura del perfil considerado, en m.

El uso de la ecuación anterior asume que el agua en todo este rango puede ser tomada por las raíces de la planta con igual facilidad, es decir el concepto de AD asume igual disponibilidad de agua entre dos potenciales y no considera la trayectoria a lo largo de la curva de retención de agua (*Minasny and McBratney, 2003*).

Numerosos estudios han demostrado que los rendimientos de los cultivos se ven afectados cuando el contenido de agua se acerca al PMP, demostrando que el agua no es igualmente disponible entre la CC y PMP. Por otra parte, en el rango superior, un aumento de la humedad disminuye la aireación y por tanto puede reducirse el crecimiento de la planta por falta de oxígeno.

Los investigadores actuales proponen en uso unos nuevos términos para definir el rango de agua disponible, definiendo este rango como un rango real de igual disponibilidad o facilidad de absorción de agua por la planta, sin limitaciones. Este rango de disponibilidad de agua sin limitaciones dependerá del tipo de cultivo, su etapa de crecimiento y de la evaporación potencial (*Kirkham, 2014*).

1.2.2 Función de conductividad hidráulica

Según la *Soil Science Society of America (SSSA)*, la conductividad hidráulica representa la capacidad de un suelo para transmitir agua y es equivalente al flujo de agua por unidad de gradiente de potencial hidráulico y por unidad de superficie y tiempo.

La función de la conductividad hidráulica insaturada representa la relación entre la conductividad hidráulica (K) y el contenido de agua del suelo (θ) o la tensión del suelo (h). (Figura 7).

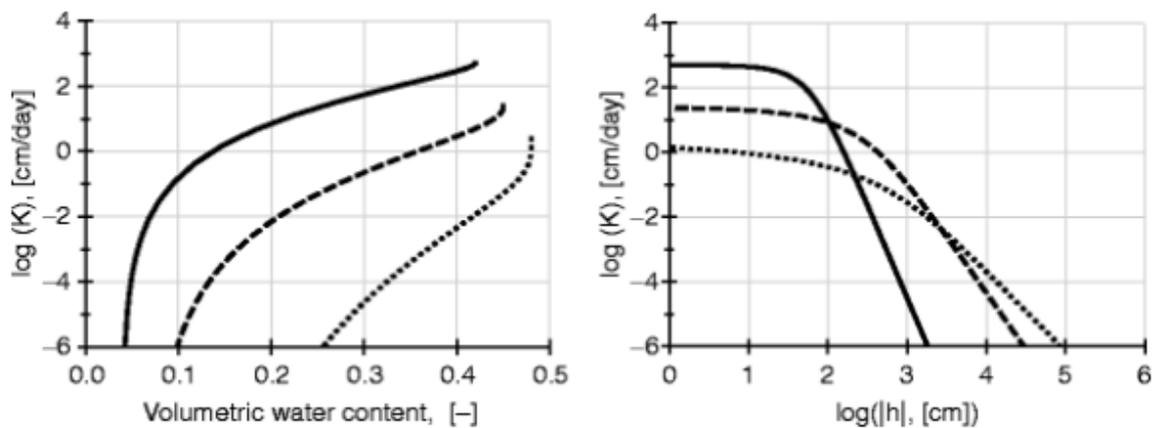


Figura 7. Curva de la conductividad hidráulica insaturada. (Fuente: Pachepsky and van Genuchten, 2014)

Como se observa en la figura 7 y como ya demostró *Buckingham* la conductividad hidráulica es totalmente dependiente del contenido de agua en los suelos no saturado, de forma que la conductividad hidráulica aumenta con el contenido de agua.

La textura condiciona la cantidad de agua que puede conducir y retener el suelo. El flujo en los suelos de textura fina es más uniforme y constante. La conductividad hidráulica es mayor en suelo arenosos que en arcillosos a bajas tensiones del suelo y al contrario a tensiones más altas.

Los suelos con buena estructura, tienen una distribución del tamaño de poros uniforme, permitiendo un movimiento más uniforme del agua. La conductividad hidráulica del suelo disminuye con el volumen y con la continuidad de los poros de mayor tamaño.

1.3 DETERMINACIÓN DE LA CURVA CARACTERÍSTICA

Existen diferentes métodos para obtener la curva característica del suelo, desde determinaciones directas tanto en laboratorio como en campo, hasta el uso de modelos indirectos que permiten obtener la curva característica a partir de otras características del suelo (textura, densidad aparente, contenido de C orgánico, etc.).

1.3.1 Medidas experimentales

La determinación directa de la curva característica requiere de medidas simultáneas de contenido de agua (θ) y potencial del suelo (ψ) y su posterior ajuste de los datos obtenidos.

No existe actualmente ningún equipo de medición capaz de determinar la curva característica completa en todo el rango de humedad (*Schelle et al. 2013*), así algunos autores proponen la combinación de diferentes metodologías para obtener la curva característica evitando los errores debidos a la extrapolación.

A la hora de construir e interpretar las curvas características también hay que considerar el fenómeno de la histéresis del suelo, por lo que cada tipo de suelo puede generar dos curvas con diferente forma, una para el proceso de humectación y otra para el proceso de secado. La curva característica obtenida tras un proceso saturación y aplicando aspiraciones gradualmente en aumento o procesos de secado, es la curva de secado principal; mientras que la curva de humectación o de mojado, se obtiene humedeciendo lentamente un suelo previamente secado.

Siempre son preferibles las medidas de campo a las de laboratorio (*Tuller and Or, 2005*). Los parámetros obtenidos de un experimento de laboratorio a menudo no son representativos de la condición de campo. Estas discrepancias se deben a un conjunto de factores como son la presencia de grandes poros, la variabilidad espacial, la histéresis y las escalas de medida (*Field et al. 1985, Pachepsky et al. 2001*).

En el mismo sentido, *Morgan et al (2001)* compararon diferentes técnicas de medida del contenido de agua a tensiones por debajo de los 20 kPa, obtuvieron resultados similares entre las medidas de los tensiómetros, sensores Watermark y medidas de laboratorio con placas de presión a tensiones de 10 a 20 kPa, mientras que a tensiones por debajo de 10 kPa los tensiómetros y los sensores Watermark dieron humedad más altas, que las medidas de laboratorio.

Las determinaciones en campo requieren de la instalación de equipos para la medida del potencial hídrico, generalmente tensiómetros o psicrómetros, y además se requiere de un dispositivo cercano para la medida de la humedad, como puede ser la TDR o sondas de humedad. La humedad del suelo también se puede determinar a partir de la

toma de muestras de suelo y posterior secado en laboratorio mediante estufas. Este proceso a pesar de ser el más preciso, es más lento, laborioso y destructivo.

El uso de tensiómetros, no permite obtener la curva característica completa, debido a que el rango de medidas no supera los 80 kPa de tensión, este hecho impide las medidas en suelo algo más seco. Las medidas del tensiómetro también pueden verse afectadas por la temperatura del suelo. Otro inconveniente del uso de los tensiómetros en el fenómeno de la histéresis, es decir durante la toma de las medidas se deberá tener en cuenta si se trata de una medida tras un proceso de humectado o de secado.

Para medidas en rangos inferiores a los de medida con tensiómetro se utilizan sensores de disipación de calor o psicrómetros.

Durante los últimos años se han diseñado técnicas que permiten medir θ y Ψ simultáneamente. Así, por ejemplo, *Or and Wraith, (1999)* combinaron sondas con tensiómetros y TDR; *Rassam and Williams, (2000)* utilizaron la combinación de sensores de resistencia y tensiómetros para obtener la curva característica; *Sun et al (2010)*, diseñaron un dispositivo con un tensiómetro y un sensor de impedancia (FD).

El principal problema de los sensores combinados se debe a la diferencia que existe entre los volúmenes de suelo medidos por cada sensor y por el “efecto retardo” que puede darse en las medidas del potencial del suelo.

En cuanto a las medidas de laboratorio, las técnicas tradicionales consisten en la aplicación de presiones o succiones fijas al sistema aire-suelo-agua, dejando drenar el agua de la muestra (previamente saturada) hasta que se alcanza el contenido de agua en equilibrio. *Dane and Hopmans (2002)*, realizan una revisión detallada de estas técnicas describiendo los equipos y procedimiento.

Entre las técnicas de presión el equipo más utilizado son las placas de presión, también llamadas placas Richards (*Klute, 1986*). El aparato consiste en una cámara de acero con cierre hermético que se somete a presiones internas, simulando de esta forma las condiciones de succión del suelo (tensión matricial). En el interior de la cámara hay una placa cerámica semipermeable sobre la que se coloca la muestra, esta placa permite el paso del agua, pero no del aire. La placa está conectada con un colector a través del cual se extrae el agua que drena de las muestras. En la parte superior de la cámara está el colector de aire a través del cual se inyecta aire en el interior a la presión deseada (Fig. 8).

Al utilizar placas de presión, previamente se satura la muestra y posteriormente son sometidas en el interior de las placas a la tensión deseada, una vez alcanzado el equilibrio se determina la humedad del suelo mediante desecación en estufa de 105°C durante 24 horas. Si se determinan varios puntos de la curva característica, en cada equilibrio se determina la humedad del suelo y se empareja con el valor de tensión

aplicada. En función de la presión a aplicar o el punto de la curva de retención a obtener se utilizarán muestras de suelo inalteradas o no. Así para medidas donde la estructura del suelo tiene un peso importante en la retención de agua, se utilizarán muestras de suelo inalteradas, que se corresponde con el rango de menos de 100 kPa.

La placas de presión permiten obtener medidas de tensiones desde 10 a 2000 kPa, para medidas con tensiones menores se requiere sustituir la placa cerámica por una lámina de acetato de celulosa.

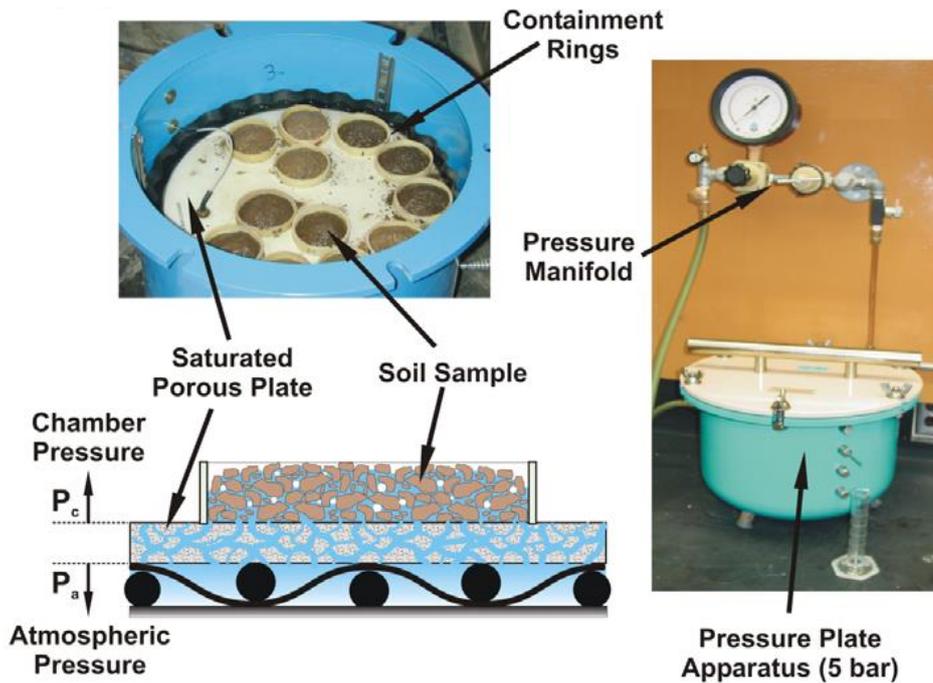


Figura 8. Interior y exterior de la placa de presión (Tuller and Or, 2005).

Una problemática de las placas de presión, destacada por numerosos autores, es debida a la falta de contacto entre la muestra de suelo y la placa cerámica, que genera sobreestimaciones de la humedad (Schelle et al. 2013). También Bittelli and Flury, (2009) describieron este problema principalmente a tensiones por encima de 1000 kPa, obteniendo sobreestimaciones de la humedad en suelo franco limosos, concluyendo que esta sobreestimación se debía a los procesos de secado a los que se sometió la muestra para determinar diferentes puntos de la curva característica.

Por otra parte, entre las técnicas de succión utilizadas en laboratorio, destacan los equipos de columna colgante, embudo de Buchner y las placas y celdas de succión. Son instrumentos sencillos que presentan la ventaja de no requerir equipos de presión. El principal inconveniente de las técnicas de succión es que no pueden alcanzarse succiones por encima de 85 kPa, que se corresponde con los valores de cavitación del agua. Aunque con estas técnicas se evita el problema del aire atrapado en el suelo, al

encontrarse la muestra de suelo a presión atmosférica, en algunos casos puede quedarse el aire entre la muestra y la placa cerámica rompiéndose la continuidad del flujo, es por ello que algunos equipos utilizan recipientes transparentes que permiten ver estas burbujas y eliminarlas.

Otro método aplicado para obtener la curva característica, es el método de evaporación, que permite cuantificar de forma simultánea la curva característica y la función de conductividad hidráulica insaturada con muestra de gran tamaño (100 a 250 cm³). La principal ventaja es que es un método más rápido que los métodos tradicionales de laboratorio, pero no se pueden obtener medidas por encima de 70 kPa. Para ampliar el rango de medidas se tienen que utilizar el método de evaporación extendido que utiliza tensiómetros de cavitación. Actualmente existen dispositivos comerciales como el Hyprop[®] que proporciona mediciones de la curva característica aplicando en método de evaporación extendida, obteniéndose medidas desde la saturación hasta el punto de marchitez (*Schindler et al, 2010*).

1.3.2 Modelos para la curva característica

Como se ha visto anteriormente los métodos de obtención de la curva característica son laboriosos y tienen un intervalo de medida que no permiten obtener la curva característica en todo el rango de humedad. Para resolver este problema existen numerosos modelos o expresiones paramétricas que nos permiten representar la curva característica completa a partir de un conjunto de medidas directas de los pares de datos θ y Ψ o a partir de la estimación de los parámetros del modelo aplicado.

La estimación de los parámetros de los modelos a partir de datos experimentales requiere de un número mínimo de medidas pares (θ y Ψ), *Or and Wraith (2002)*, recomiendan entre 5 y 8 medidas. Además, se requiere de un programa matemático para realizar la regresión lineal, aunque actualmente este ajuste se puede realizar mediante el algoritmo Solver disponible en la mayoría de las hojas de cálculo (*Wraith and Or, 1998*).

También existen programas informáticos específicos para el ajuste de la curva característica a partir de un conjunto de datos medidos, un ejemplo es el programa RETC, obtenido por *van Genuchten et al. (1991)*, que permite describir la curva característica con las ecuaciones de *Brooks and Corey, (1964)* y *van Genuchten (1980)*.

En la literatura se proponen numerosos modelos matemáticos para la curva característica en todo el rango del contenido de agua del suelo. La gran mayoría de ellos se derivan de la distribución del tamaño de poros. Es común entre los autores que

describen los modelos de la curva característica utilizar el término adimensional “grado de saturación o saturación efectiva” (S_e) en las representaciones de las ecuaciones de la curva característica:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Donde:

θ , es la humedad del suelo;

θ_r y θ_s son el contenido de agua residual y a saturación, respectivamente.

Los modelos más comúnmente empleados son los modelos de *Gardner (1956)* y *van Genuchten (1980)* y el modelo de *Brooks and Corey (1964)*:

Gardner, 1956

Gardner (1956), propuso una función continua para modelar el coeficiente de permeabilidad en suelos no saturados. Esta ecuación ha sido aplicada por muchos autores para obtener la curva de retención:

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (a \Psi)^n} \right]$$

Donde:

a , está relacionado con la inversa del valor de tensión de entrada de aire;

n , está relacionado con la distribución del tamaño de poros;

Ψ , es la tensión del suelo.

Brooks and Corey, 1964

La ecuación de *Brooks y Corey* fue una de las primeras propuestas para determinar la curva característica. Es uno de los modelos más populares entre los investigadores por su simplicidad ya que la curva puede representarse como una recta si en ambos ejes se utiliza la escala logarítmica. Este modelo no proporciona una función matemática para toda la curva, el modelo es lineal para tensiones mayores a la dada en el punto de entrada de aire, mientras que por debajo de esta zona se comporta de forma exponencial.

$$\begin{aligned} \Psi > \Psi_b & \quad S_e = \left[\frac{\Psi_b}{\Psi} \right]^\lambda \\ \Psi \leq \Psi_b & \quad S_e = 1 \end{aligned}$$

Donde:

ψ_b , es el valor de tensión de entrada de aire;

λ , es el índice de distribución de tamaño de poros;

Ψ , es la tensión del suelo.

La variación de el parámetro ψ_b puede generar cambios bruscos en la curva que no se corresponden con la realidad. El modelo obtuvo buenos resultados en suelos de textura gruesa, siendo los resultados menos precisos para suelo de textura fina y para suelos no alterados (*van Genuchten y Nielsen, 1985*).

van Genuchten, 1980

Van Genuchten, basándose en el modelo de *Mualem (1976)*, desarrollo un modelo continuo de uso común que relaciona el contenido de agua (θ) con el potencial matricial (Ψ_m), a partir de la saturación efectiva (S_e):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

Donde:

h , es la tensión del agua en el suelo;

α , está relacionado con la inversa del valor de entrada de aire;

n , está relacionado con la estructura del suelo;

m , está relacionado con la asimetría del modelo.

Esta ecuación es similar a la obtenida por *Gardner en 1956*, a su vez cuando m es igual a la unidad el modelo es igual al descrito por *Brutsaert (1966)*. Una simplificación común que toman muchos investigadores es asumir (*Tuller and Or, 2005*):

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

De esta forma el modelo solo requiere de la estimación de θ_s , θ_r , α y n . θ_s se obtiene con facilidad, mientras que el resto de parámetros en la mayoría de los casos son estimados a partir de datos experimentales o mediante algoritmos de optimización.

El modelo de van Genuchten ha sido comparado por numerosos investigadores con otro modelo como el de Brooks-Corey, obteniéndose mejores resultados que este último (*van Genuchten and Nielsen, 1985*).

Sillers et al. (2001), realiza una descripción más detallada de los diferentes modelos matemáticos y sus parámetros.

1.3.3 Métodos inversos

La mayoría de los métodos de laboratorio para determinar la curva característica requieren condiciones estáticas o estados de flujo estacionario, por lo que las determinaciones son lentas y requieren tiempo. Es por esto que algunos investigadores introdujeron el método de modelación inversa, donde no se requiere la condición estática o de equilibrio.

El método inverso es un método matemático para determinar las causas desconocidas sobre la base de la observación de los efectos, en oposición a los métodos directos que buscan los efectos de una determinada causa. La modelación inversa permite estimar las propiedades hidráulicas del suelo a partir de experimentos en transitorio, permitiendo una mayor flexibilidad y permiten la estimación simultánea de las funciones de retención de agua y la conductividad hidráulica insaturada (*Kool et al. 1987* y *Hopmans et al. 2002*).

La aplicación del método requiere invertir la ecuación de Richards, obteniendo resultados más rápidos, al no requerir que se alcance el equilibrio. Para ello se aplica el método de flujo de salida en laboratorio y el método de evaporación, obteniéndose la curva de secado y métodos de infiltración en campo para la obtención de la curva de humectación.

Una vez obtenidos los parámetros básicos hay que seleccionar las funciones de las propiedades hidráulicas más apropiada en función de los parámetros disponibles, generalmente se aplica la función de *van Genuchten (1980)*, y una función de optimización para reducir los errores entre los valores simulados y los medidos.

A pesar de que los métodos de laboratorio utilizados para aplicar el método inverso son rápidos y precisos, pueden presentar diferencias con las medidas en campo, por lo que como ya hemos dicho antes, serán preferibles los ensayos en campo (*Hopmans et al. 2002*). Los métodos en régimen transitorio a menudo pueden fallar en las zonas cercanas a la saturación, siendo recomendable para estas zonas el uso de métodos en estado estacionario (*Simunek et al. 1999*).

Algunos investigadores han cuestionado estos métodos por las incertidumbres y enfoques tomados, partiendo de que el mejor ajuste entre la variable medida y estimadas, no siempre proporciona la solución más adecuada.

1.3.4 Funciones de pedotransferencia

Con el auge durante las últimas décadas de modelos para describir los procesos de movimiento de agua y transporte del agua del suelo, surgió la necesidad del conocimiento de las propiedades hidráulicas del suelo por métodos más rápidos y menos costosos que los métodos tradicionales de laboratorio y de campo.

La estimación de las características hidráulicas del agua en el suelo a partir de parámetros físicos fácilmente disponibles ha sido objeto de numerosas investigaciones (*Saxton and Rawls, 2006*). Así, numerosos autores empezaron hablar de “*estimaciones, predicciones y correlaciones*” de las propiedades hidráulicas, como una forma indirecta y más rápida de obtención (*Wösten et al 2001*).

Bouma 1989 introdujo el término de funciones de pedotransferencia (FPT) para definir así a las funciones matemáticas que predicen las propiedades del suelo a partir de datos disponibles o fácilmente medibles, como (textura, contenido de materia orgánica y densidad aparente).

Actualmente la predicción de la curva característica a partir del uso de FPT es un procedimiento bien establecido, pero, por el contrario, la estimación de la conductividad hidráulica no saturada es más incierta. En el presente trabajo nos vamos a centrar en las predicciones de la curva característica.

La mayoría de las FPTs son empíricas y se han desarrollado a partir de extensas bases de datos de suelos. *Schaap and Leij (1998)*, clasificaron las FPTs en tres grandes grupos:

- FPT de clases, se basan en asumir que los suelos similares tienen propiedades hidráulicas similares (*Rawls and Brakensiek, 1985*) y utilizan exclusivamente la clase textural. Son simples tablas donde se da el valor de los parámetros hidráulicos para cada tipo de textura. Ejemplos de FPT de clase son: *Rawls et al 1982*, *Cosby et al 1984* y *Wösten et al 1999*.
- FPT continuas, utilizan el contenido de arena, limo y arcilla para estimar las propiedades hidráulicas, aunque también pueden incorporar otros parámetros como la densidad aparente del suelo y el contenido de materia orgánica (Ej.: *Vereecken et al. 1989*). La precisión de este tipo de FPT es mayor que el anterior, pero requiere la determinación de la granulometría. Ejemplos de FPT continuas son: *Rawls and Brakensiek (1985;1989)*; *Vereecken et al (1989)*; y *Wösten et al. (1999)*.
- FPT obtenidas mediante redes neuronales, las redes neuronales se han introducido para mejorar las predicciones en las FPTs empíricas (*Pachepsky et al. 1999* y *Schaap and Bouten, 1996*). Un ejemplo de este tipo es Rosetta (*Schaap et al. 2001*).

La mayor parte de las FPTs aplicadas para estimar la curva de retención y la conductividad hidráulica se basan en la textura, la densidad aparente y el contenido en materia orgánica del suelo, como variables independientes del modelo, propiedades que son fácilmente medibles. La reciente confección de la base de datos de suelo EU-HYDI (Weynants *et al.* 2013) ha permitido el desarrollo de nuevas FPT que incluyen además de los parámetros físicos, parámetros químicos como el pH, el contenido de carbonatos y la capacidad de intercambio catiónico (Toth *et al.* 2015).

A pesar de que en la mayoría de los casos el aumento del número de predictores o *inputs* mejora la predicción de las propiedades hidráulicas, no hay que olvidar que el origen de las FPTs es la predicción de las propiedades hidráulicas a partir de datos disponibles o fácilmente medibles, por tanto, el uso excesivo de predictores nos puede alejar del objetivo original de las FPTs. Es por ello que también algunos autores proponen FPT de tipo jerárquico, donde el usuario puede seleccionar la FPT a aplicar en función de los datos disponibles (Schaap *et al.* 2001; Toth *et al.* 2015).

La gran mayoría de las FPTs no incorporan información sobre la estructura del suelo, a pesar de la influencia que esta puede tener en el comportamiento hidráulico del suelo (Weynants *et al.* 2009). Cada vez más la información estructural está disponible y se va incorporando a los modelos predictivos.

Además, las FPTs tienen limitaciones geográficas de uso, los resultados de una FPT utilizadas fuera de la región en la que fueron desarrolladas, son peores. Esto es debido a que cada FPT se calibra y valida con los datos y escala para una determinada región.

Existen numerosos estudios de comparación de diferentes FPT con diferentes conjuntos de datos, con diferentes procedimientos matemáticos y con diferentes parámetros de entrada. Schaap *et al.* (2004), realizó una comparación de diferentes FPT (Rosetta: Schaap *et al.* 2001; Rawls and Brakensiek, 1985; y Wösten *et al.* 1999) para la determinación de la retención del agua y el agua disponible a partir de la base de suelos NRCS, concluyó que los resultados dependen fuertemente de la base de datos de suelos utilizada en el desarrollo de cada FPT y que las FPTs más complejas no siempre resultaron ser las mejores.

Por otra parte, la gran mayoría de las FPTs se han desarrollado a partir de bases de datos que utilizan medidas de la curva característica realizadas en laboratorio, principalmente con placas de presión, por tanto, como ya hemos visto, estos resultados en algunos casos no coinciden con los valores de campo. Ritchie *et al.* (1987) desarrollaron FPTs a partir de medidas en campo, para la estimación del contenido de agua a CC, PMP y a saturación, a partir de la textura, materia orgánica del suelo y la densidad aparente.

En la literatura se describen numerosas FPTs para obtener la curva característica. A continuación, se presenta un listado (*tabla 2*) con la principales FPT. En el listado se incluye el origen de la base de datos que utilizadas para su desarrollo y las propiedades del suelo que requieren como datos.

Tabla 2. Listado de FPT con las propiedades del suelo que requieren

Autor	Región	N.º muestras	Modelo CR	Textura	Arena (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	MO (%)	CO (%)	Da (g/cm³)	ϕ (1)	Prof. (2)
<i>Gupta and Larson, 1979</i>	USA	43			X	X	X			X		
<i>Hall et al. 1977</i>	UK	261			X	X	X			X		
<i>Rawls et al. 1982</i>	USA	5320	BC		X	X		X				
<i>Rawls and Brakensiek, 1989</i>	USA	5320	BC		X	X					X	
<i>Saxton et al. 1986</i>	USA	5320	BC		X	X						
<i>Vereecken et al, 1989</i>	Bélgica	182	VG		X	X			X	X		
<i>Williams et al. 1992</i>	Australia	196	BC		X	X				X		
<i>Wosten et al. 1999</i>	Europa	4030	VG	X								X
<i>Wosten et al. 1999</i>	Europa	4030	VG		X	X	X	X		X		X

(1) ϕ , es la porosidad del suelo. (2)Prof., es la profundidad del suelo (superficial o subterráneo).

Revisiones más completas sobre las FPTs aplicadas a la obtención de la curva característica, son las incluidas en *Wösten et al. (2001)*, *Guber et al. (2009)*, *Pachepsky and Rawls (2004)*, *Tóth et al. (2015)* y *Patil and Singh (2016)*.

1.4 MODELOS DE SIMULACIÓN DE MOVIMIENTO DE AGUA EN EL SISTEMA SUELO-PLANTA-ATMÓSFERA

Existe una gran variedad de modelos de simulación para predecir el movimiento del agua y otras sustancias a través de la zona no saturada del suelo, junto con el crecimiento de los cultivos. Estos modelos de cultivo ayudan en la toma de decisiones sobre el manejo del riego y la fertilización, y sus efectos sobre la producción y el medio ambiente.

Actualmente los modelos que simulan el movimiento de agua y solutos en el suelo, se diferencian en función de los enfoques que utilizan para simular el movimiento del agua. Así, se diferencia entre modelos empíricos y modelos mecanicistas. Los modelos empíricos al basarse únicamente en el concepto de capacidad son más simples y requieren de menos parámetros que los modelos mecanicistas que requieren el conocimiento de la curva característica y la conductividad hidráulica. Los modelos más complejos o mecanicistas requieren un mayor esfuerzo en la parametrización, mayor poder de cálculo y trabajo adicional en la interpretación de los resultados (*Lu Zhang et al. 2002*).

A la hora de seleccionar un modelo u otro, el usuario ha de evitar la complejidad innecesaria, ya que, el aumento de la complejidad del modelo no necesariamente mejora la precisión (*Walker y Zhang 2001*).

Existen básicamente dos errores al utilizar modelos, los errores sistemáticos que son debidos a las simplificaciones o hipótesis que asume cada modelo, por tanto, a medida que el modelo añade más procesos y se vuelve más complejo también se reduce el error sistemático. El otro tipo de error es el error de calibración, que se debe al error en los parámetros que requiere el modelo, éste será mayor en los modelos mecanicistas que tienen más parámetros que los modelos empíricos.

1.4.1 Modelos empíricos

Los primeros modelos de agua en el suelo modelaban la humedad del suelo como un depósito del tipo “tipping bucket” (*Manabe, 1969*) que se llenaba a partir de la precipitación y se vaciaba por la evaporación del suelo, de forma que cuando este depósito se llenaba, el exceso de agua producía el drenaje. Posteriormente se incorporó la variable de la transpiración a estos modelos. Estas simplificaciones asumían un suelo homogéneo y en una sola capa.

El siguiente avance fue incorporar el balance de agua a un conjunto de capas horizontales, de forma que era posible incorporar la heterogeneidad vertical del suelo. Es de destacar como uno de los primeros modelos de capa múltiple, el modelo CERES

desarrollado por *Greacen and Hignett (1976)* para la simulación del cultivo de trigo con un balance de agua en dos capas. La ventaja principal de los modelos de capa múltiple además de permitir incorporar la heterogeneidad del suelo, es que la evaporación es más realista, al estar incluida en la capa superior.

Actualmente los modelos de enfoque empírico del flujo aplican el concepto de capacidad de campo como un contenido de humedad donde se supone que la gravedad y las fuerzas capilares están equilibradas en un volumen de suelo definido. Por esto son también llamados como *modelos capacitivos*. Estos modelos asumen el suelo como un conjunto de capas. El espesor de estas capas depende del modelo (por ejemplo, el modelo *EU-Rotate_N* utiliza espesores de capa de 5 cm).

En estos modelos al aplicar un evento de riego o precipitación el agua se acumula en la capa superior hasta que se alcanza el contenido de capacidad de campo, es entonces cuando se transfiere el agua adicional a la capa inferior. La velocidad y la cantidad de agua drenada una vez alcanzado el valor de capacidad de campo viene regulado en muchos modelos por un coeficiente de drenaje. El agua al entrar en una capa se almacena hasta que se alcanza el valor de la capacidad de campo, una vez se alcanza este valor el agua empieza a drenar a la capa inferior. La velocidad de este drenaje depende del modelo utilizado.

Los principales parámetros hidráulicos que requieren son la humedad a saturación, a capacidad de campo y en el punto de marchitez permanente. En estos modelos el intervalo de los cálculos generalmente es diario.

Algunos ejemplos de este tipo de modelo son: *CropSyst (Stöckle et al., 2003)*, *NLEAP (Shaffer et al., 1991)* y *EU-Rotate_N (Rahn et al. 2010)*.

1.4.2 Modelos mecanicistas

Los modelos mecanicistas se basan en la física del transporte en medios porosos, aplicando los principios básicos de la mecánica de fluidos. El flujo de agua en este tipo de modelos se obtiene a partir de la ecuación de Richards, estando determinado por la conductividad hidráulica del suelo (K) y la curva característica $\theta(\Psi)$. Para la resolución numérica de la ecuación de Richards se aplican métodos de ecuaciones de diferencias finitas o elementos finitos. La resolución de las ecuaciones requiere de la definición de las condiciones iniciales de contenido de agua o tensión en el suelo y de la definición de las condiciones del contorno.

La ecuación de Richards es:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left[K(\Psi) \frac{d\Psi}{dz} \right]$$

Donde:

θ , es la humedad volumétrica del suelo;

z , el espesor de suelo considerado;

K , es la conductividad hidráulica;

Ψ , es el potencial hidráulico del suelo.

Entre estos modelos destacan: Hydrus (*Simunek et al., 2006*) y LEACHMN (*Hutson y Wagenet, 1991*).

1.4.3 Parametrización de modelos

Al aumentar la complejidad del modelo también aumenta como ya hemos visto el número de parámetros que se requiere conocer. Generalmente el usuario dispone de datos climáticos con valores de precipitación y que permiten estimar la evapotranspiración del cultivo simulado, pero el resto de parámetros que regulan el movimiento del agua en el suelo han de estimarse.

Existen parámetros físicos bien definidos y medibles, que se pueden obtener por diferentes métodos de campo, laboratorio o indirectamente a través de funciones de pedotransferencia, como ya hemos descrito anteriormente. Pero algunos de los parámetros de los modelos hay que determinarlos mediante el calibrado del modelo.

El proceso de calibración de un modelo consiste en determinar los parámetros a partir de las predicciones del propio modelo de modo que se minimicen las diferencias entre los valores simulados y los medidos, por lo que se requiere un conjunto de medidas experimentales representativas para realizar esta comparación.

El principal problema del calibrado es generalmente el bajo número de medidas experimentales, frente a un elevado número de parámetros que requiere un modelo (sobrep parametrización), este hecho puede ocasionar que distintas combinaciones de parámetros conduzcan al mismo resultado. Para resolver este problema, numerosos investigadores proponen realizar estudios de sensibilidad de los parámetros del modelo, de forma que se seleccionen los parámetros más influyentes.

1.4.4 El modelo EU-Rotate_N

El modelo EU-Rotate_N (*Rahn et al. 2010*) fue desarrollado a través del proyecto de la UE: QLK5-2002-01110 “*Development of a model based system to optimize nitrogen use in horticultural crop rotations across Europe*”, con la finalidad de evaluar los efectos medioambientales de diferentes prácticas de fertilización en cultivos hortícolas y como ayuda en las daciones sobre riego y fertilización, en diferentes regiones climáticas de Europa. El modelo se puede descargar en:

<http://www2.warwick.ac.uk/fac/sci/lifesci/wcc/research/nutrition/eurotaten>

El modelo simula el crecimiento del cultivo y la dinámica del agua y del nitrógeno en el sistema suelo planta a escala diaria, está basado en N-ABLE (*Greenwood, 2001*), pero incorpora algunas modificaciones o novedades, como son el desarrollo de raíces, procesos de mineralización de materia orgánica y la dinámica del agua del suelo.

El carácter bidimensional del modelo para simular los procesos que suceden en el suelo le proporciona una mayor flexibilidad en las simulaciones, permitiendo cultivos con sistemas de caballones/surcos y diferentes sistemas de riego (inundación, goteo y aspersión).

El modelo funciona aplicando ordenadamente un conjunto de rutinas cada una de ellas encargadas de simular diariamente los diferentes procesos que intervienen en el balance de agua y nitrógeno. Estos procesos están regulados por variables climáticas como la temperatura, precipitación y la radiación, tasas de crecimiento del cultivo y variables de transformación del N en el suelo (*Fig. 9*).

Se puede utilizar para un total de 70 cultivos hortícolas, permitiendo la simulación de rotaciones de cultivos con diferentes sistemas de riego.

El modelo requiere que el usuario introduzca los siguientes datos en el archivo de entrada:

- Situación geográfica de la parcela (longitud y latitud)
- Periodo de simulación
- Propiedades del suelo de cada capa del perfil a estudiar: humedad a capacidad de campo, en el punto de marchitez y a saturación; textura; y densidad aparente del suelo.
- Condiciones iniciales de humedad y contenido de N mineral de cada capa
- Fertilizaciones (fechas y dosis de N)
- Riegos (fechas y dosis de agua)
- Datos del cultivo.

Una vez el usuario ha introducido los datos en el fichero de entrada y los datos climáticos en el fichero correspondiente, se puede ejecutar la simulación, obteniendo como resultado un conjunto de ficheros de salida que contiene una información muy completa

sobre los procesos relacionados con el crecimiento y los balances de nitrógeno y agua en el suelo.

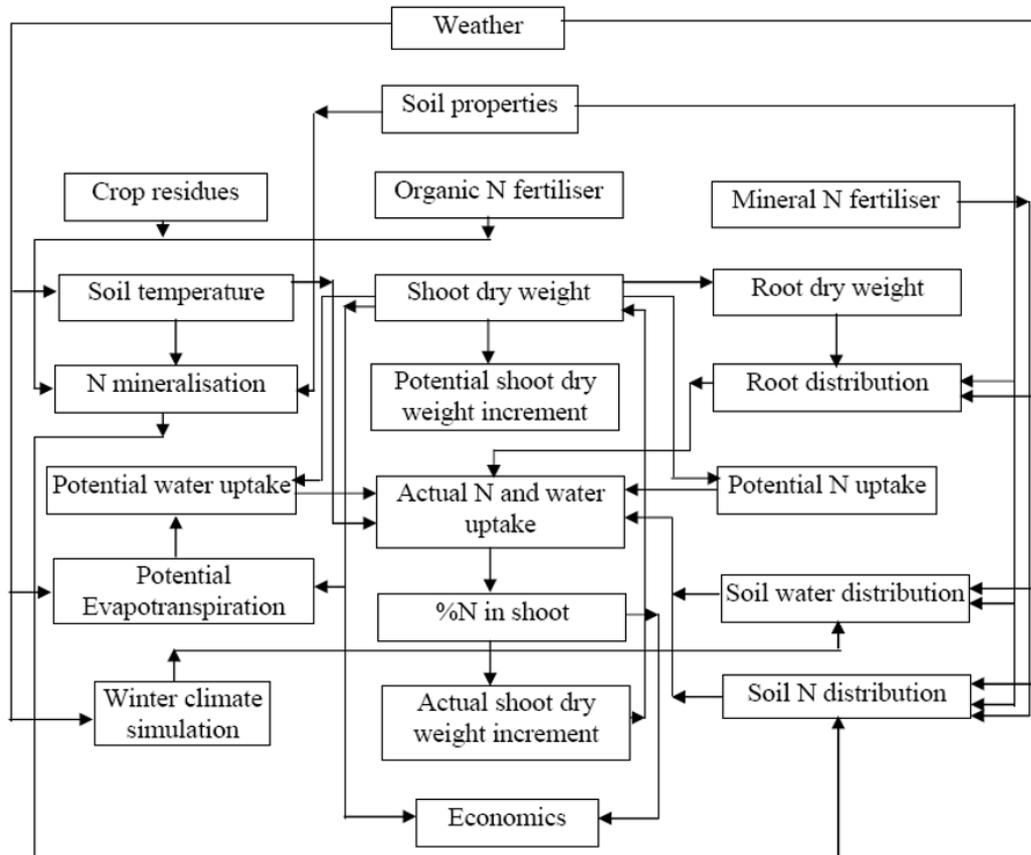


Figura 9. Organización de las rutinas en el modelo EU-Rotate_N (Rahn et al. 2010).

1.5 OBJETIVOS

El objetivo de este trabajo es comparar diferentes métodos para la obtención de los parámetros hidráulicas del suelo y aplicar los resultados obtenidos con estos métodos a la predicción de la humedad del suelo y el balance de agua con un modelo de simulación de cultivo.

Los métodos que se compararán serán, las placas de presión, las medidas de tensiómetros en campo y dos funciones de pedotransferencia (*Saxton et al. 1986*; y *Wösten et al. 1999*). Además, se evaluará una metodología sencilla para la determinación de la humedad a capacidad de campo basada en la toma de muestras de suelo después de un riego abundante.

Para evaluar los resultados obtenidos con los diferentes métodos, se utilizará el modelo de simulación EU-Rotate_N, a fin de predecir la humedad del suelo y el balance de agua, en tres parcelas de la Huerta de Valencia con un cultivo de coliflor.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 PARCELAS EXPERIMENTALES

Los ensayos se llevaron a cabo durante los años 2011 a 2013 en tres parcelas de cultivos hortícolas, ubicadas en la zona de la Huerta de Valencia, en los términos municipales de Burjassot (B) y Paterna (P1 y P2), según la *figura 10*. En la *tabla 3*, se muestran las características principales de las parcelas experimentales.

Tabla 3. Datos de las parcelas experimentales

Código parcela	Localización	Coordenadas UTM-30	Elevación (m)	Superficie parcela (m ²)
B	Burjassot	723376 m E; 4376298 m N	26	2846
P1	Paterna	720212 m E; 4374534 m N	29	2472
P2	Paterna	720540 m E; 4374570 m N	32	3316



Figura 10. Imagen aérea con la localización de las parcelas experimentales (Fuente: Google Earth)

La zona de la Huerta de Valencia pertenece a un bioclima termo-mediterráneo, con ombroclima seco (Costas, 1982). La temperatura media anual es de 18°C, con una temperatura media máxima mensual de 27°C y una mínima de 10°C. El mes más cálido es julio y el más frío es diciembre y enero. La precipitación media anual es de 450 mm, concentrada gran parte en otoño. Entre abril y septiembre se da un periodo seco.

Los suelos de la zona donde se encuentran las parcelas experimentales tienen su origen en depósitos del cuaternario, formados por materiales sedimentarios como arcillas, limos, arenas y gravas, sobre los que se originan suelos jóvenes, profundos y fértiles. Son suelos de textura media. En la *tabla 4* se muestran las principales características de los suelos de las parcelas experimentales.

Tabla 4. Características de los suelos de la parcelas experimentales

Parcela	Capa (cm)	% Arcilla	% Limo	% Arena	Textura USDA	DA g/cm ³	MO %
B	0 - 30	20,9	27,8	51,4	Loam	1,60	1,77
	30 - 60	30,2	34,2	35,7	Clay loam	1,63	1,50
	60 - 90	39,4	42,4	18,3	Silty clay loam	1,71	1,06
P1	0 - 30	29,3	43,3	27,3	Clay loam	1,28	2,45
	30 - 60	40,3	41,9	17,8	Silty clay	1,60	0,96
	60 - 90	41,4	41,0	17,6	Silty clay	1,72	0,64
P2	0 - 30	31,0	38,3	30,7	Clay loam	1,52	1,67
	30 - 60	41,1	41,6	17,3	Silty clay	1,62	0,94
	60 - 90	33,6	43,3	23,1	Clay loam	1,77	0,61

El sistema de riego de las parcelas es el tradicional por inundación, a través de una red de acequias, con agua procedente de la Real Acequía de Moncada. En periodos de mayor consumo las comunidades de regantes disponen de agua de origen subterráneo.

2.2 ENSAYOS REALIZADOS

2.2.1 Estimación de la capacidad de campo a partir de muestreos de suelo

Con este ensayo se pretendía evaluar un método sencillo de estimación de la humedad a capacidad de campo de los suelos comparándolo con otros métodos más laboriosos propuestos en la literatura.

El método se basa en la determinación de la humedad volumétrica a partir de muestreos de suelo a los pocos días después de un riego abundante. El ensayo se llevó a cabo en las tres parcelas experimentales (B, P1 y P2), durante periodos sin cultivo o en fases

iniciales de desarrollo del cultivo, para evitar la influencia de extracción de agua por las raíces de las plantas en la variación de la humedad del suelo.

Después de realizar los riegos por inundación y una vez se podía acceder a la parcela se realizaron los muestreos de suelo a intervalos de 30 cm, hasta llegar a 90 cm, de profundidad. Se utilizaron barrenas tipo “Riverside” o de percusión (Fig.11).



Figura 11. Tipos de barrenas utilizados: Barrena tipo Riverside (izquierda). Barrenas de percusión (derecha).

Las muestras de suelo obtenidas se secaron en estufa a 65 °C hasta peso constante, determinándose así la humedad gravimétrica (h_g). Aunque en el método estándar de obtención de la humedad gravimétrica la temperatura de secado es de 105°C, el gran volumen de muestras impidió el uso de estufas de 105°C, a pesar de que las diferencias son mínimas, la humedad obtenida a 65°C fue corregida mediante un coeficiente de 0,997 obtenido para suelos con diferentes contenidos de humedad. Los datos de humedad obtenidos se convirtieron a humedad volumétrica a partir de la densidad aparente del suelo. La densidad aparente del suelo se obtuvo mediante la toma de muestras de suelo inalteradas.

$$h_g \times d_a = h_v$$

Donde:

h_g : humedad gravimétrica (g/g) = $h_{g65^\circ\text{C}} \times 0.997$;

d_a : densidad aparente (g/cm^3);

h_v : humedad volumétrica (cm^3/cm^3).

Una vez obtenida la humedad de todos los muestreos realizados después de los riegos, se observó la evolución y el comportamiento de la humedad en cada capa tras los riegos practicados y a partir de esta observación se estimaron los valores de humedad correspondientes al estado de capacidad de campo (θ_{cc}), considerando la definición de la humedad de capacidad de campo: *“el contenido de agua de un suelo a los 2 o 3 días después de haber sido humedecido y cuando el drenaje libre es despreciable”* (Glossary of Soil Science Terms, SSSA).

En la capa 0-30 cm los valores que se tomaron como contenidos a capacidad de campo, fueron los obtenidos en el primer muestreo 4 o 5 días después del riego (DDR), ya que las condiciones de humedad del suelo impidieron la práctica de muestreos de suelo a los 2 o 3 DDR según la definición de capacidad de campo. Este hecho pudo suponer una infraestimación de los valores de capacidad de campo en esta capa.

En las capas inferiores 30-60 y 60-90cm se seleccionaron los valores de humedad correspondientes a capacidad de campo siguiendo las curvas de variación de humedad obtenidas con los muestreos en cada parcela, seleccionando los valores que presentaron poca variación de humedad con respecto al anterior muestreo, entre los 5 y 11 días después del riego.

Al tratarse de fechas de muestreos con condiciones climáticas similares y suelos con texturas medias, en las tres parcelas experimentales, el número de DDR de los muestreos para estimar la capacidad de campo para cada perfil son similares en las tres parcelas.

Burjassot (B)

En la parcela localizada en Burjassot los muestreos de suelo para estimar la humedad a capacidad de campo se realizaron en octubre de 2011, con la parcela sin cultivo. Se realizaron tres muestreos, los dos primeros a los 5 y 11 días después del primer riego de 124 mm y el tercer muestreo se realizó a los 5 días después de un riego de 85 mm.

A partir de los datos de humedad obtenidos en los muestreos de suelo, se estimaron los valores de capacidad de campo (θ_{cc}) para cada perfil. Para la capa 0-30 cm, se estimó un valor θ_{cc} , ligeramente superior al obtenido en los muestreos más cercanos a los riegos (5 DDR), ya que se pensó que una mejor estimación de la θ_{cc} para la capa más superficial se correspondería con los valores de humedad a los 2 o 3 DDR. En la capa 30-60 cm, el valor de θ_{cc} se estimó como la media de los valores de humedad obtenidos a los 5 y 11 DDR. Por último, en perfil 60-90 cm se tomó como valor de θ_{cc} la humedad obtenida en el muestreo de suelo realizado a los 11 DDR, (Tabla 5).

Tabla 5. Riegos y muestreos realizados en la parcela B para determinar θ_{cc}

Fecha		Cantidad (mm)	N.º puntos muestreados			DDR ⁽¹⁾
			0-30	30-60	60-90	
30-09-11	Riego	124				-
05-10-11	Muestreo		9	9	4	5
11-10-11	Muestreo		9	9	4	11
15-10-11	Riego	85				-
20-10-11	Muestreo		9	9	4	5

⁽¹⁾DDR: días después del riego

Paterna (P1)

En la parcela P1 los muestreos de suelo se realizaron en dos periodos, antes del cultivo de coliflor (en los meses de agosto y septiembre de 2012) y después del cultivo (durante el mes de mayo de 2013). En el primer periodo, se realizaron seis muestreos de suelo, después de 2 riegos de 212 y 180 mm, obteniéndose valores de humedad del suelo a los 3, 4, 6, 7, 9 y 11 DDR. En el segundo periodo, solo se realizó un muestreo de suelo a los 4 días después de un riego de 136 mm (Tabla 6).

Tabla 6. Riegos y muestreos realizados en la parcela P1 para determinar θ_{cc}

Fecha		Cantidad (mm)	N.º de puntos muestreados			DDR ⁽¹⁾
			0-30	30-60	60-90	
21-08-12	Riego	212				-
24-08-12	Muestreo		9	9	4	3
27-08-12	Muestreo		9	9	4	6
30-08-12	Muestreo		9	9	4	9
30-08-12	Riego	180				-
03-09-12	Muestreo		9	9	4	4
06-09-12	Muestreo		9	9	4	7
10-09-12	Muestreo		9	9	4	11
.....						
06-05-13	Riego	136				-
10-05-13	Muestreo		9	9	4	4

⁽¹⁾DDR: días después del riego

De esta forma se obtuvieron siete datos de humedad para cada capa muestreada entre los 3 y 11 DDR.

Los valores de capacidad de campo θ_{cc} para la capa 0-30 cm, se estimaron a partir de las humedades obtenidas a los 4 DDR. Para la capa 30-60 cm se tomó un valor de θ_{cc} correspondiente al valor medio de los muestreos a los 6, 7, 9 y 11 DDR, mientras que para la capa 60-90 cm se tomó el valor obtenido a los 11 DDR.

Paterna (P2)

En la parcela Paterna2, durante un periodo sin cultivo en el mes de septiembre de 2012, se realizaron seis muestreos de suelo para determinar la humedad del suelo. Se realizó un primer riego de 146 mm y dos muestreos a los 4 y 8 DDR, posteriormente se realizó un segundo riego de 110 mm, con muestreos a los 4 y 7 DDR, y un tercer riego de 62 mm con muestreos a los 4 y 7 DDR. De esta forma se obtuvo la humedad del suelo a los 4 (3 muestreos), 7 (2 muestreos) y 8 días después de los riegos (*Tabla 7*).

Tabla 7. Riegos y muestreos realizados en la parcela B para determinar θ_{cc}

Fecha	Cantidad (mm)	N.º de puntos muestreados			DDR ⁽¹⁾
		0-30	30-60	60-90	
02-09-13	Riego	146			-
06-09-13	Muestreo		8	8	4
10-09-13	Muestreo		20	20	4
16-09-13	Riego	110			-
20-09-13	Muestreo		8	8	4
23-09-13	Muestreo		30	30	6
24-09-13	Riego	62	9	9	4
27-09-13	Muestreo		6	6	4
30-09-13	Muestreo		30	30	6

⁽¹⁾DDR: días después del riego

En esta parcela, los valores de capacidad de campo para la capa 0-30 cm se estimaron como el valor medio de los tres muestreos realizados a los 4 DDR, para la capa 30-60 cm se tomó el valor medio de los dos muestreos a los 7 DDR y para la capa de 60-90 cm se tomó el valor de humedad obtenido a los 8 DDR.

2.2.2 Estimación de la curva característica con medidas de tensiómetros

En el presente ensayo, se pretendía obtener una aproximación de la curva de retención a partir de la relación entre medidas de humedad del suelo y las medidas de tensión en cada parcela, para el rango de tensiones que permite medir el tensiómetro, con medidas de campo en las tres parcelas experimentales. Para ello se realizaron medidas simultáneas del potencial hidráulico y de la humedad del suelo

El potencial hidráulico (Ψ_h), se calculó como la suma entre el potencial matricial (ψ_m) y el potencial gravitacional (ψ_g)

$$\Psi_h = \psi_m + \psi_g$$

Utilizando tensiómetros se obtuvieron las medidas del potencial matricial del suelo en la zona de medida. Las medidas obtenidas con los tensiómetros, fueron corregida por el potencial gravitacional, que se correspondía con la columna de agua entre la capsula del tensiómetro y el vacuómetro.



Figura 12. Tensiómetros instalados en la parcela Paterna 1, en la zona central de la bancada de cultivo.

Se utilizaron tensiómetros *Irrrometer ISR*[®] con dial de vacuómetro graduado de 0 a 100 cbar. Los tensiómetros se colocaron en diferentes zonas de las parcelas, a profundidades de 15-20 cm, 45 cm y 75 cm, de forma que quedaran aproximadamente en la zona media de las capas 0-30, 30-60, 60-90 cm (Fig. 12).

Los tensiómetros se calibraron antes de la instalación mediante un calibrador de presión (Druck DPI 610).

La humedad del suelo se determinó a partir de la toma de muestras cercanas a los tensiómetros utilizando barrenas tipo “Riverside” y de percusión a la profundidad de la cápsula del tensiómetro.

Burjassot (B)

El ensayo se realizó con la parcela cultivada de calabazas, durante el verano de 2013. Se colocaron seis tensiómetros junto al caballón de riego y cercanos a las plantas de calabaza; y otros cuatro tensiómetros en el medio de la bancada de cultivo (más alejados de la zona regada), según la *figura 13*.



Figura 13. Distribución de los tensiómetros la parcela B: tensiómetros colocados en el surco de riego (marca azul) y tensiómetros colocados en la bancada de cultivo (marca roja).

En la *tabla 8*, se muestra el número total de tensiómetros instalados en esta parcela y el número de muestras de suelo tomados simultáneamente a la anotación de la lectura del correspondiente tensiómetro.

Tabla 8. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela B

Prof. instalación (cm)	N.º de tensiómetros instalados			N.º de muestras de suelo
	Surco de riego	Bancada	Total	
0-30	3	3	6	20
30-60	3	3	6	20

Paterna (P1)

En esta parcela, también con el cultivo de calabaza, se realizó el ensayo con tensiómetros durante el verano de 2013. En este caso, se colocaron tensiómetros en tres zonas, en el centro del surco de riego, junto a las plantas de calabaza y en la zona central de la bancada de cultivo, alejado de las plantas de calabaza, según la *figura 14*.

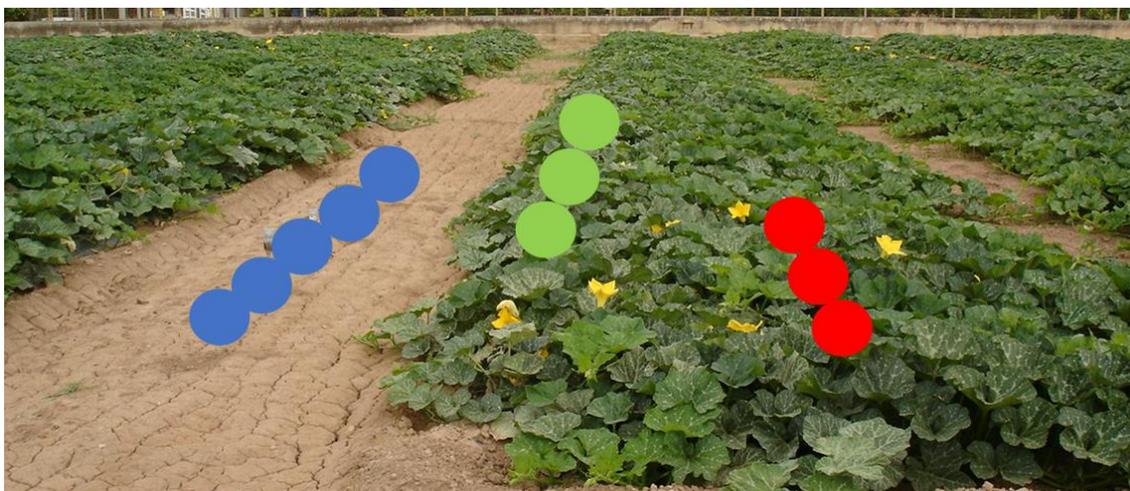


Figura 14. Distribución de los tensiómetros en la parcela P1: tensiómetros colocados en el surco de riego (marca azul), tensiómetros colocados junto a las plantas de calabaza (marca verde) y tensiómetros colocados en la bancada de cultivo (marca roja).

En la *tabla 9*, se muestra el número total de tensiómetros instalados en esta parcela y el número de muestras de suelo tomadas simultáneamente a la anotación de la lectura del correspondiente tensiómetro.

Tabla 9. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela P1

Prof. instalación (cm)	N.º de tensiómetros instalados			Total	N.º de muestras de suelo
	Surco de riego	Zona plantas	Bancada		
0-30	2	1	2	5	23
30-60	2	3	2	7	37
60-90	1	2	1	4	13

Paterna (P2)

En la parcela P2 el ensayo con tensiómetros se realizó durante el cultivo de coliflor, desde octubre de 2013 a febrero de 2014. Los tensiómetros se colocaron en la parte alta

del caballón y entre dos plantas (*Fig.15*), distribuidos entre el principio, medio y final de la parcela.

En la *tabla 10*, se muestra el numero total de tensiómetros instalados en esta parcela y el número de muestras de suelo tomados simultáneamente a la anotación de la lectura del correspondiente tensiómetro.

Tabla 10. Tensiómetros instalados y número de muestras de suelo tomadas en la parcela P2

Prof. Instalación	N.º de tensiómetros instalados				N.º de muestras de suelo
	Principio	Medio	Final	Total	
0-30	2	2	2	6	19
30-60	2	2	2	6	39
60-90	2	0	2	4	35



Figura 15. Ubicación de los tensiómetros en la parcela P2, sobre el caballón de cultivo.

Obtención de la curva característica

Una vez obtenidos los datos de tensión y humedad del suelo en los diferentes muestreos de suelo, se representó gráficamente esta relación, para estimar la curva característica, aplicando el modelo de *van Genuchten (1980)*:

$$S = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \Psi)^n} \right]^m$$

Donde:

S_r representa la humedad “relativa” respecto de la máxima posible, θ_s (humedad volumétrica saturada) corregidas por la humedad residual, θ_r ;

ψ es la tensión del agua en el suelo;

α , n y m son parámetros que varían de un suelo a otro.

Para resolver la ecuación, es necesario obtener los parámetros θ_s , θ_r , α y n , ya que el parámetro m , se obtuvo como $m=1-1/n$. Estos parámetros de la ecuación de la curva característica se obtuvieron utilizando tres métodos:

1) Programa RETC

RETC es un programa informático desarrollado por *van Genuchten, et al. (1991)* para la obtención de la curva característica en suelos no saturados con los modelos paramétricos de *Brooks and Corey (1964)* y *van Genuchten (1980)*. Está disponible en la red: <https://www.ars.usda.gov/pacific-west-area/Riverside-ca/us-salinity-laboratory/docs/retc-model/>.

El programa se utilizó para obtener la curva características de los datos medidos, aplicando el modelo de *van Genuchten (1980)*.

2) Algoritmo Solver

Solver es un algoritmo de optimización disponible en Excel para el ajuste no lineal. Este se utilizó sobre los datos medidos, minimizando la suma de mínimos cuadrados. *Wraith and Or (1998)* aconsejan el uso de las siguientes restricciones: $0 \leq m \leq 1$ y $\theta_r \geq 0$, para asegurar la convergencia y obtener soluciones reales. Pero en varios de los suelos estudiados estas restricciones no fueron suficientes para obtener una solución, por lo que se emplearon las siguientes restricciones: $0.001 \leq \alpha \leq 0.05$, $1 \leq n \leq 10$ y $\theta_r \geq 0$, estos límites se fijaron a partir de los valores dados por diferentes autores, entre ellos *van Genuchten (1980)*, *Wösten et al. (1999)* y *Guber et al. (2006)*; para diferentes tipos de suelos.

3) Combinación de funciones de pedotransferencia y el algoritmo Solver

Otra opción que se planteó para determinar los parámetros del modelo de la curva característica es la combinación de funciones de pedotransferencia junto con un algoritmo de optimización Solver. Se utilizaron las funciones de pedotransferencia propuestas por *Wösten et al. (1999)* para obtener los valores de humedad residual (θ_r) y humedad de saturación (θ_s). Una vez fijados los dos parámetros anteriores, se

determinaron los parámetros α y n por optimización con Solver, incluyendo las siguientes restricciones: $0,001 \leq \alpha \leq 0,05$ y $1 \leq n \leq 10$.

La ecuación de *Wösten et al. (1999)* utilizada para calcular θ_s , es la siguiente:

$$\theta_s = 0.7919 + 0.001691 (C) - 0.29619 (Da) - 0.000001491(Si)^2 + 0.0000821 (MO)^2 + 0.02424/(C) + 0.01113/(Si) + 0.01472 \ln(Si) - 0.0000733 (OM)(C) - 0.000619 \rho_b(C) - 0.001183 \rho_b (OM) - 0.0001664 T (Si)$$

Donde:

C , es el contenido de arcilla (%);

Si , es el contenido de limo (%);

MO , es la materia orgánica (%) del suelo;

Da , es la densidad aparente (gr/cm^3);

T , toma el valor de 1 para la capa de suelo superficial y 0 para las capas no superficiales..

La humedad residual (θ_r) se fijó empleando los valores dados por el mismo autor (*Wösten et al. 1999*), en función de la textura y la profundidad de la capa de suelo estudiada. Para los suelos estudiados con textura media y fina, dicho autor define una θ_r de $0,010 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Las características de los suelos utilizadas como datos para las expresiones anteriores, fueron los dados en la *tabla 11*.

Tabla 11. Características de los suelos utilizadas para obtener la humedad de saturación con la función de Wösten et al. 1999

Parcela	Prof.(cm)	%Arcilla	%Limo	%MO	Da (g/cm^3)	Profundidad
	0 - 30	20,9	27,8	1,77	1,60	Topsoil
	30 - 60	30,2	34,2	1,50	1,63	Subsoil
P1	0 - 30	29,3	43,3	2,45	1,28	Topsoil
	30 - 60	40,3	41,9	0,96	1,60	Subsoil
	60 - 90	41,4	41,0	0,64	1,72	Subsoil
P2	0 - 30	31,0	38,3	1,67	1,52	Topsoil
	30 - 60	41,1	41,6	0,94	1,62	Subsoil
	60 - 90	33,6	43,3	0,61	1,77	Subsoil

Para estimar la bondad de cada ajuste de forma sencilla, se empleó un *pseudo-R²* que dan los programas de ajuste en regresión no lineal y que equivale a:

$$Pseudo - R^2 = (SC_{Modelo}) / (SC_{total})$$

Donde: *SC*, es la suma de cuadrados.

Obtención de la humedad de capacidad de campo

La humedad a capacidad de campo (θ_{cc}) se determinó interpolando en la curva característica obtenida con las medidas de los tensiómetros con las tres tensiones asociadas a la θ_{cc} (10, 20 y 33 kPa).

2.2.3 Obtención de la curva característica en laboratorio

Para la obtención de la curva característica en laboratorio se utilizó un equipo de placas de presión (*Richards, 1941*), con muestras de suelo inalteradas, extraídas a la profundidad de medida.

Mediante este ensayo se obtuvo una aproximación de la curva de retención a partir de un número limitado de puntos para así comparar los puntos obtenidos con los puntos obtenidos a partir de las medidas con el resto de métodos utilizados.

Las muestras de suelo se tomaron mediante barrenas de percusión para la toma de muestras inalteradas (*figura 16*), estas barrenas permiten la extracción de una muestra de suelo cilíndrica de aproximadamente 5 cm de diámetro y 5 cm de altura. Se tomaron muestras en la zona central de las capas 0-15, 15-30, 30-45, 45-60 y 60-75 cm, (*Tabla 12*).

Tabla 12. Puntos muestreados para la obtención de la curva característica en laboratorio

Parcela	Fecha	N.º de puntos
B	03/04/12	6
P1	07/09/12	6
P2	02/10/13	12

Una vez realizado el muestreo, las muestras se llevaron al laboratorio, allí se tomó una submuestra de aproximadamente 1 cm de altura para la colocación en las placas de

presión, y el resto de la muestra de suelo se colocó en estufa para obtener la humedad del suelo y la densidad aparente.



Figura 16. Barrena utilizada para obtener muestras inalteradas (izquierda) y la muestra de suelo obtenida (derecha).

Inicialmente las muestras inalteradas de suelo se saturaron por capilaridad y posteriormente se colocaron en la cámara de presión, sobre la placa cerámica. Después se cerró la cámara y se inyectó aire en el interior de la cámara hasta conseguir una presión equivalente al primer punto a determinar (10 kPa), una vez cesó el drenaje se pesó la muestra de suelo y se volvió a colocar en la cámara, para aplicar una nueva presión. Una vez se alcanzaron los puntos de medida, se procedió a secar la muestra en estufa durante un mínimo de 24 hora a 105°C. La presión alcanzada dentro de la placa en cada caso es igual numéricamente a la tensión a la que queda el agua del suelo cuando se abren las placas de presión.

Así, se determinó la humedad de cada una de las submuestras a saturación y a las tres tensiones asociadas con el estado de capacidad de campo: 10, 20 y 33kPa, en las tres parcelas, además en la parcela P2 se incluyó la medida a 70 kPa.



Figura 17. Equipo de placas de presión utilizado (Laboratorio de suelos de la ETSMRE-UPV)

2.2.4 Funciones de pedotransferencia

El objetivo de este ensayo fue predecir el contenido de agua en el suelo a unas determinadas tensiones equivalentes a los puntos de humedad a saturación, capacidad de campo y punto de marchitez, utilizando el método indirecto de las funciones de pedotransferencia (FPT).

Se utilizaron las FPTs de *Saxton et al. (1986)* y las de *Wösten et al. (1999)*, que se encuentran entre las más aplicadas en la predicción de la curva característica. A continuación, se realiza una descripción sobre estas.

2.2.4.1 Saxton et al. 1986

En este artículo, los autores revisaron las FPTs obtenidas por *Rawls et al. (1982)* y propusieron unas nuevas funciones para obtener los parámetros de la curva característica según la ecuación de *Brooks and Corey (1964)*, utilizando la base de datos de suelos de *Rawls et al. (1982)*, con suelos de América del Norte. En las curvas obtenidas, los autores diferencian tres rangos de tensiones donde aplicaron distintas

ecuaciones. Las ecuaciones únicamente requieren los datos del porcentaje de arcilla y arena de la capa estudiada.

Tensión (kPa)	Ecuación
1500 a 10	$\Psi = A \theta^B ;$ $A = 100 \exp[a + b (C) + c (S)^2 + d (S)^2 (C)]$ $B = e + f (C)^2 + g (C)^2 (C)$
10 a Ψ_e	$\Psi = 10 - (\theta - \theta_{10})(10 - \Psi_e)/(\theta_s - \theta_{10});$ $\theta_{10} = \exp[(2.302 - \ln A)/B]; \quad \Psi_e = 100(m + n \theta_s)$ $\theta_s = h + j (S)^2 + k \log_{10}(C)$
Ψ_e a 0	$\theta = \theta_s$

Donde:

Ψ , tensión de agua (kPa); Ψ_e , es la tensión de entrada de aire (kPa); θ es el contenido de agua (m^3/m^3); θ_s contenido de agua en saturación (m^3/m^3); θ_{10} , contenido de agua a 10 kPa (m^3/m^3); (C%) y (S%), son los porcentajes de arcilla y arena respectivamente; $a-v$, son los coeficientes de regresión, y tienen los siguientes valores:

$$\begin{array}{llll}
 a = -4.396 & b = -0.0715 & c = -4.88 \cdot 10^{-4} & d = -4.285 \cdot 10^{-5} \\
 e = -3.14 & f = -2.2 \cdot 10^{-3} & g = -3.484 \cdot 10^{-5} & h = 0.332 \\
 j = -7.251 \cdot 10^{-4} & k = 0.1276 & m = -0.108 & n = 0.341 \\
 p = 10.012 & q = -7.55 \cdot 10^{-2} & r = -3.8950 \cdot 10^{-2} & u = -0.1103 \\
 v = 8.7546 \cdot 10^{-4} & & &
 \end{array}$$

2.2.4.2 Wösten et al. 1999

Estos autores, a partir de la base de datos de suelo Hypress que incluye suelos principalmente de Europa occidental, desarrollaron FPTs para estimar la curva característica completa a partir de la obtención de los parámetros de la ecuación de *van Genuchten (1980)*. Las ecuaciones requieren el conocimiento de los porcentajes de arcilla y limo, el contenido de materia orgánica del suelo y su densidad aparente; además aplica diferentes coeficientes en función de si se trata de suelo superficial o subterráneo.

Los autores proponen las siguientes expresiones para el cálculo de los parámetros de la ecuación de *van Genuchten (1980)*:

$$\theta_s = 0.7919 + 0.001691 (C) - 0.29619 d_a - 0.000001491(Si)^2 + 0.0000821 (MO)^2 + 0.02424/(C) + 0.01113/(Si) + 0.01472 \ln(Si) - 0.0000733 (OM)(C) - 0.000619 d_a(C) - 0.001183 d_a (OM) - 0.0001664 T (Si)$$

$$\theta_r = 0.01$$

$$\alpha = \exp[-14.96 + 0.03135 (C) + 0.0351 (Si) + 0.646 (OM) + 15.29 d_a - 0.192 T - 4671 d_a^2 - 0.000781 (C)^2 - 0.00687 (OM)^2 + 0.0449/(OM) + 0.0663 \ln(Si) + 0.1482 \ln(OM) - 0.04546 d_a(OM) + 0.00673 T (C)]$$

$$n = 1 + \exp[-25.23 - 0.02195 (C) + 0.0074 (Si) - 0.1940 (OM) + 45.5 d_a - 7.24 d_a^2 + 0.0003658 (C)^2 + 0.002885 (OM)^2 - 12.81/d_a - 0.1524/(Si) - 0.01958/OM - 0.2876 \ln(Si) - 0.0709 \ln(OM) - 44.6 \ln(d_a) - 0.02264 d_a (C) + 0.0896 d_a OM + 0.00718 T (C)]$$

Donde:

θ_s , es contenido de agua en saturación(m³/m³);

θ_r , es contenido de agua residual(m³/m³);

α , es un parámetro de ajuste del modelo relacionado con la inversa de la tensión de entrada de aire (cm⁻¹);

n , es un coeficiente de ajuste del modelo relacionado con la distribución del tamaño de los poros del suelo;

C , es el contenido de arcilla (%);

Si , es el contenido de limo (%);

MO , es la materia orgánica (%) del suelo;

d_a , es la densidad aparente (gr/cm³);

T , toma el valor de 1 para suelo superficiales y 0 para suelos no superficiales.

En la *tabla 13*, se muestra un resumen con las principales características de las funciones de pedotransferencia utilizadas:

Tabla 13. Principales características de las funciones de pedotransferencia utilizadas para obtener los parámetros hidráulicos

Autor	Región	N.º muestras	Modelo	Datos necesarios					Prof.
				Arena %	Arcilla %	Limo %	MO %	Da g/cm ³	
S 86	USA	5320	BC	X	X				
W 99	Europa	4030	VG		X	X	X	X	X

S 86: Saxton et al. 1986. W99: Wösten et al. 1999.

2.2.4.3 Determinación de las propiedades básicas del suelo

Determinación de la textura

La determinación de la textura se realizó por el método de sedimentación de *Bouyoucos (1962)*, que consiste en la determinación indirecta de los porcentajes de las distintas fracciones que componen el suelo (arena, limo y arcilla) aplicando la ley de sedimentación de Stokes.

Las determinaciones se realizaron sobre 40 gramos de suelo seco previamente tamizado para eliminar elementos gruesos ($\phi > 2\text{mm}$) y restos de materia orgánica. Sobre el suelo tamizado se realizó una dispersión química (con metafosfato sódico y carbonato sódico) y posteriormente una dispersión mecánica mediante una batidora manual. La solución resultante se transfirió a una probeta donde se realizan las medidas con un densímetro después de unos tiempos fijados de sedimentación.

El tamaño de las partículas se clasificó en función del diámetro, siguiendo la nomenclatura USDA: Arcilla: $< 2\ \mu\text{m}$; Limo: $2\ \mu\text{m}$ a $50\ \mu\text{m}$; Arena: $> 50\ \mu\text{m}$.

Determinación de la densidad aparente

La densidad aparente del suelo se obtuvo mediante el muestro del suelo con barrenas de percusión para muestras inalteradas (*Fig. 16*). Estas barrenas permiten la extracción de una muestra en un anillo metálico de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura. Se tomaron muestras cada 15 cm, hasta 60 cm de profundidad. Para profundidades superiores a 60 cm las muestras se tomaron con una barrena de media caña con un diámetro de 17 mm.

En laboratorio se determinó el peso seco de cada muestra de suelo con estufas de 105°C, durante un tiempo mínimo de 24 horas. La densidad aparente (d_a) se calculó como:

$$d_a = \frac{\text{Peso seco (g)}}{\text{Volumen de suelo (cm}^3\text{)}}$$

Materia orgánica del suelo

La materia orgánica de las muestras se determinó mediante análisis químico por el método de *Walkley-Black*, que consiste en someter a la materia orgánica del suelo a un proceso de oxidación con un exceso de dicromato potásico en un medio sulfúrico. El dicromato potásico que no reacciona con el carbono de la materia orgánica se determinó mediante una valoración con una solución de sulfato amónico ferroso.

Con este procedimiento se oxida aproximadamente el 77% del carbono de la materia orgánica, es por ello que se aplica un factor de 1,3 para obtener el porcentaje de carbono orgánico (*Walkley and Black, 1934*). Para obtener el porcentaje de materia orgánica (%MO) se supone que la materia orgánica del suelo contiene un 58% de carbono, según indica la literatura:

$$\%MO = 1,724 \%CO$$

2.3 MODELO EU-ROTATE_N

2.3.1 Descripción del modelo

EU-Rotate_N es un modelo de simulación diaria del crecimiento de cultivos y de la dinámica del agua y el nitrógeno en el sistema suelo-planta. El modelo se basa en el modelo N_ABLE, pero incorpora nuevas rutinas para simular el desarrollo de raíces, movimiento del agua en el suelo y otras relacionadas con el balance de nitrógeno (*Rahn et al. 2010*).

A continuación, se realiza una descripción más detallada de las subrutinas del modelo relacionadas con el módulo del agua y concretamente con los procesos de distribución del agua en el suelo, que son las que interesan en el presente trabajo.

La evapotranspiración de los cultivos (ET) se calcula con el método de la FAO (*Allen et al. 1998*), a partir de la evapotranspiración de referencia y un coeficiente de cultivo.

La distribución del agua en el suelo sigue el enfoque de tipo capacitivo en el que cada capa de suelo tiene una capacidad de almacenamiento de agua regulado por sus propiedades hidráulicas:

- Humedad en el punto de marchitez (θ_{pmp})
- Humedad de capacidad de campo (θ_{cc})
- Humedad en estado de saturación (θ_{sat})

Las celdas elementales de suelo con las que trabaja el modelo son de 5 cm de espesor (profundidad) y 5 cm de anchura en el sentido perpendicular a las hileras de plantas.

El drenaje se define como un flujo descendente de agua, que es función del exceso de humedad de la capa:

$$Dr = K_{dr}(\theta - \theta_{cc})L$$

El coeficiente de drenaje (k_{dr}) permite regular la velocidad de la transferencia de agua al perfil o capa inferior, siempre que la capa tenga una humedad superior al valor de capacidad de campo. Este coeficiente puede ser definido por el usuario o calculado por el modelo, según la ecuación propuesta por *Jones and Kiniry (1986)*:

$$K_{dr} = \frac{\theta_{sat} - \theta_{cc}}{\theta_{sat}}$$

El modelo también considera flujo capilar ascendente o descendente aplicando los modelos de difusión de agua descritos por *Rose (1968)* y *Ritchie (1998)*.

La escorrentía se obtiene con el método propuesto por el NRCS (*Mockus et al., 2004*).

Destacan el papel que tienen θ_{cc} y θ_{sat} en el contenido de agua del suelo, mientras que θ_{pmp} , únicamente participa en procesos de difusividad de agua.

2.3.2 Simulaciones con EU-Rotate_N

El objeto de la simulación con el modelo EU-Rotate_N fue observar las diferencias que existen entre las predicciones del contenido de agua en el suelo y el balance de agua en el suelo, en función de los valores de las propiedades hidráulicas determinadas con los diferentes métodos empleados en este trabajo. Además, se emplearon cinco valores diferentes al coeficiente de drenaje (k_{dr}), para estudiar el efecto de este coeficiente sobre los aspectos antes señalados.

De esta forma, se realizaron las simulaciones combinando cuatro métodos de estimación de las propiedades hidráulicas y cinco valores del coeficiente de drenaje, en cada una de las parcelas.

Las simulaciones se realizaron en las tres parcelas experimentales, considerando tres capas de suelo de 30 cm (0-30, 30-60 y 60-90cm). Las simulaciones se realizaron en un periodo con y sin cultivo. El cultivo que se incluyó en las simulaciones fue la coliflor. En la *tabla 14* se muestran los periodos de simulación de cada parcela.

Tabla 14. Periodos de simulación en cada parcela

Parcela	Inicio simulación	Fin de simulación	Periodo total (días)	Período con cultivo (días)	Periodo sin cultivo (días)
B	28/09/2011	26/03/2012	180	158	22
P1	11/07/2012	21/06/2013	345	153	192
P2	27/06/2013	21/02/2014	239	152	87

Los datos climáticos introducidos en el modelo, para el caso de la parcela B se tomaron de la estación meteorológica del Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias en Moncada, mientras que para las parcelas localizadas en Paterna se utilizaron los registros de la estación meteorológica del CEAM en Paterna. En algunos casos las precipitaciones fueron corregidas por los valores registrado con pluviómetros en las propias parcelas.

2.3.2.1 Parámetros hidráulicos

A continuación, se describe como se obtuvieron los parámetros hidráulicos empleados en las diferentes simulaciones:

Simulaciones con parámetros obtenidos a partir de los muestreos de suelo

Los valores de capacidad de campo que se utilizaron fueron los obtenidos con el método de muestreos de suelo a los pocos días después del riego.

Los valores de humedad a saturación, se han obtenido indirectamente a partir de la porosidad (ϕ), asumiendo que el contenido de saturación se corresponde el volumen de poros del suelo. Se aplicó la fórmula propuesta por *Rawls and Brakensiek (1986)*:

$$\phi = 1 - \frac{d_a}{2,65}$$

Siendo: d_a la densidad aparente del suelo, obtenida por muestreos de suelo con muestras inalteradas.

Los valores de humedad en el punto de marchitez, se estimaron aplicando la FPT propuesta por *Wösten et al. (1999)*, considerando una tensión de 1500 kPa.

Simulaciones con parámetros obtenidos a partir de medidas de laboratorio

Los valores de humedad de saturación y capacidad de campo utilizados se corresponden con las determinaciones realizadas en laboratorio con las placas de presión. Para la humedad a saturación se tomó el valor obtenido por capilaridad, mientras que para el valor de humedad a capacidad de campo se tomó el valor de humedad obtenido a 20 kPa de tensión.

Se tomó el valor de 20 kPa, porque se pensó que era el valor más apropiado para los suelos de los ensayos, que son de textura media, ya que en la literatura se recomienda el uso de tensiones de 10 kPa para suelos arenosos y 33 kPa para suelos arcillosos, por lo tanto, el valor de 20 kPa, sería un valor intermedio apropiado para los suelos estudiados.

La humedad en el punto de marchitez se determinó a partir de la FPT de *Wösten et al. (1999)*, considerando una tensión de 1500 kPa.

Simulaciones con parámetros obtenidos con la FPT de *Saxton et al. (1986)*

Para la determinación de la humedad de saturación los autores utilizan una expresión que es únicamente función de la textura, mientras que, para la determinación del punto de marchitez y saturación, los autores proponen expresiones en función de la textura y la tensión considerada. En nuestro caso hemos utilizado en los cálculos de las expresiones las tensiones de: 20 y 1500 kPa, respectivamente para la capacidad de campo y punto de marchitez permanente.

Simulaciones con parámetros obtenidos con la FPT de *Wösten et al. (1999)*

Esta función además de la textura, requiere la densidad aparente del suelo, el contenido de materia orgánicas y si se trata de una capa superficial o subterránea. De la curva resultante, se obtuvo la humedad volumétrica a 0, 20 y 1500 kPa, para θ_{sat} , θ_{cc} y θ_{pmp} , respectivamente.

2.3.2.2 Coeficiente de drenaje

Como ya se ha mencionado anteriormente el modelo EU-Rotate_N calcula por defecto un coeficiente de drenaje (K_{dr}) a partir de los valores de humedad a capacidad de campo y a saturación, o bien el usuario puede introducir el valor que considere oportuno. En nuestro caso para ver la influencia que tiene este coeficiente en los resultados de las simulaciones se utilizaron diferentes valores: por una parte, se utilizó el valor por defecto del modelo y por otra se emplearon tres valores fijos: 0,4; 0,6 y 0,8. Además se incluyó los valores del coeficiente obtenidos por calibración (es decir, los que proporcionaron un mejor ajuste a los datos experimentales).

El calibrado del coeficiente de drenaje se realizó con datos de un periodo sin plantas y después de un riego abundante, tomando para el ajuste los valores de humedad de dos muestreos posteriores al riego. Los valores del coeficiente de drenaje seleccionados para cada capa se corresponden con los valores que mejor estimaron el contenido de humedad del suelo, considerando el comportamiento conjunto de las tres capas y no el resultado individual de cada capa, ya que, los valores asignados a las capas superiores afectan al contenido de humedad simulado de la capa en cuestión y también a la de las capas inferiores.

2.3.2.3 Humedad volumétrica del suelo

La humedad volumétrica se simuló en las tres capas de suelo de cada parcela, se comparó los resultados obtenidos con las simulaciones con los valores de humedad medidos en cada parcela. Los valores medidos se obtuvieron mediante muestreos con barrenas tipo "Riverside" y de percusión. En la *tabla 15* se incluyen los muestreos que se realizaron en cada parcela durante el periodo de simulación.

Los ficheros de salida del modelo que se utilizaron para obtener los resultados sobre la humedad del suelo simulada son:

_Sum.dat, que contiene entre otros, datos diarios de la humedad y drenaje de cada perfil

_WCont.dat, contiene la humedad diaria de la capa por cada celda de 5 cm (en las dos dimensiones en las que trabaja (profundidad y distancia a las hileras de plantas).

Tabla 15. Muestréos realizados en cada parcela para obtener la humedad durante el periodo de simulación

Parcela	Capa 0-30 cm		Capa 30-60 cm		Capa 60-90 cm	
	Nº muestréos	Nº puntos/muestreo	Nº muestréos	Nº puntos/muestreo	Nº muestréos	Nº puntos/muestreo
B	7	24	7	24	6	8
P1	24	17	23	17	22	6
P2	12	16	12	16	12	4

Para evaluar las predicciones del modelo con los diferentes parámetros hidráulicos utilizados, se utilizaron los índices estadísticos RMSE y el coeficiente d (Willmott, 1982):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i^n (S_i - O_i)^2}{n}}$$

$$d = 1 - \frac{\sum_i^n (S_i - O_i)^2}{\sum_i^n (|S_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}$$

Donde:

O_i y S_i , son los valores medidos y simulados respectivamente;

n , es el número de valores pares simulados-medidos;

\bar{O} , es la media de los valores medidos.

2.3.2.4 Balance de agua

A partir del fichero de salida del modelo “_Wbala.dat” donde se muestra el balance diario de agua en el suelo hasta 90 cm de profundidad, se calculó el balance global para el periodo de simulación completo. De esta forma se compararon los valores obtenidos en cada término del balance en función del método aplicado para la obtención de los parámetros hidráulicos.

El balance comprende los siguientes términos, todos expresados en mm:

$$I + P - R - E - T - D = \Delta\theta,$$

Donde:

I , son los riegos; P , la precipitación; R , la escorrentía superficial; E , la evaporación del suelo; T , la transpiración del cultivo; D , el drenaje a 90 cm; y $\Delta\theta$, la variación de humedad en el suelo a 90 cm.

El término de la escorrentía es opcional en el modelo, y debido a las características de las parcelas experimentales (parcelas niveladas y sin desagües superficiales) no se incluyó en las simulaciones.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 PROPIEDADES HIDRÁULICAS

A continuación, se muestran los resultados de las estimaciones y determinaciones de las propiedades hidráulicas de los suelos de las tres parcelas experimentales en cada una de las capas, con cada uno de los métodos utilizados.

3.1.1 Estimación de la capacidad de campo a partir de muestreos de suelo

Burjassot (B)

En la parcela de Burjassot se realizaron tres muestreos, dos a los 5 días después del riego (DDR) y un tercero a los 11 DDR (*Fig. 18*).

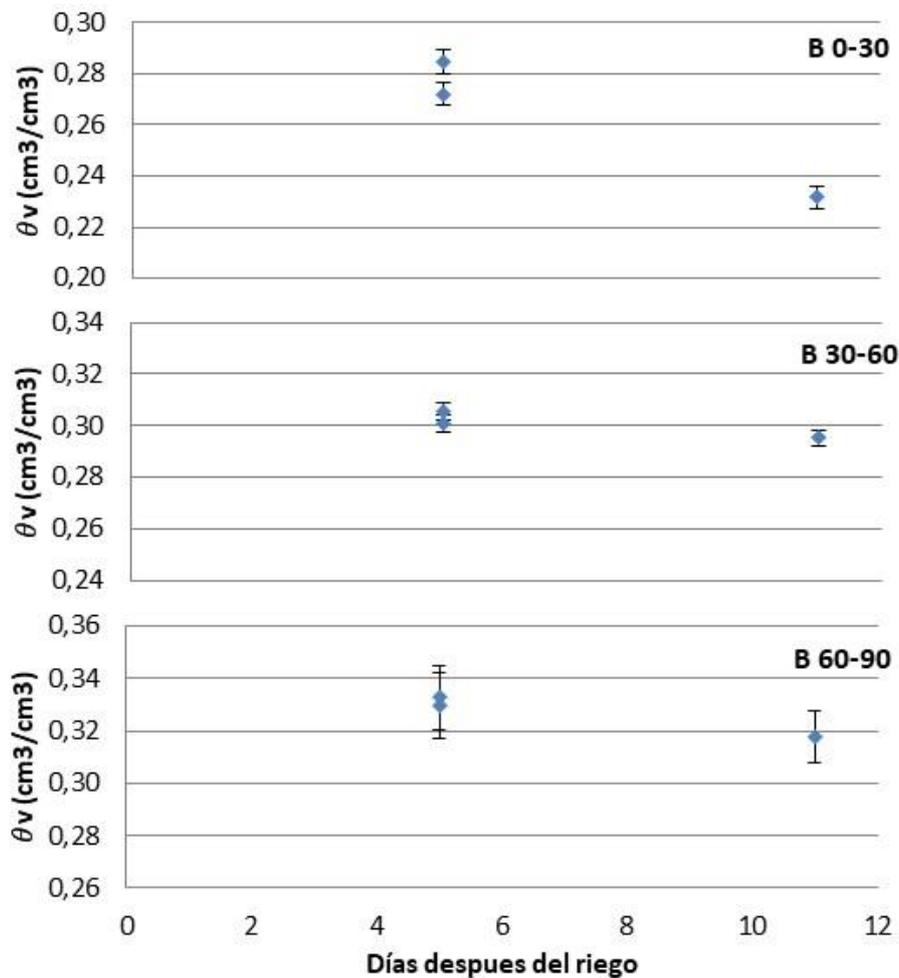


Figura 18. Humedad del suelo después de los riegos en la parcela B. Las barras indican el error estándar de la media.

Se observó, como se muestra en la *figura 18*, que los dos valores de humedad obtenidos después de eventos diferentes de riego a los 5 DDR fueron similares en las capas 30-60 y 60-90 cm, mientras que en la capa 0-30 cm se dio una diferencia más grande, que fue debida bien a la variabilidad espacial y/o a la diferencia entre las pérdidas de agua por evaporación durante ambos periodos. También se observó un descenso de humedad a los 11 DDR en la capa 0-30 cm, debido a las pérdidas por evaporación y por drenaje. En las capas 30-60 y 60-90 cm este descenso fue pequeño, indicando que la cantidad de agua recibida desde capas superiores fue similar al agua drenada en estas capas, (*tabla 16*).

Tabla 16. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela B (cm³/cm³). E.Std.:es el error estándar.

Fecha	DDR	0 - 30	30 - 60	60-90
		$\theta \pm E.Std$	$\theta \pm E.Std$	$\theta \pm E.Std$
05/10/2012	5	0,285 ± 0,005	0,301 ± 0,003	0,33 ± 0,01
11/10/2011	11	0,232 ± 0,004	0,295 ± 0,003	0,318 ± 0,010
20/10/2011	5	0,272 ± 0,005	0,306 ± 0,003	0,33 ± 0,01

En base a lo anterior, se estimaron los valores de capacidad de campo (θ_{cc}) para cada capa. Para la capa 0-30 cm, el valor de θ_{cc} se consideró que sería algo superior a la humedad del suelo medida a los 5 DDR, ya que normalmente se considera que la capa más superficial del suelo alcanzaría los valores de humedad a capacidad de campo a los 2 o 3 DDR, según la definición del concepto de capacidad de campo. En la capa 30-60 cm, se estimó el valor de θ_{cc} como la media de los valores de humedad obtenidos a los 5 y 11 DDR. Por último, a la capa 60-90 cm se le asignó el valor de θ_{cc} correspondiente a la humedad obtenida en el muestreo de suelo realizado a los 11 días DDR, (*tabla 17*).

Tabla 17. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de B

Capa (cm)	DDR	θ_{cc} (cm ³ /cm ³)
0 - 30	Aprox. a 4	0,290
30 - 60	Media 5 y 11	0,299
60-90	11	0,318

Paterna 1 (P1)

En esta parcela se realizaron muestreos de suelo a los 3, 4, 6, 7, 9 y 11 días después de diferentes riegos. En la *figura 19* se representan los valores de humedad obtenidos en cada muestreo de suelo. Al disponer de un mayor número de muestreos realizados en diferentes fechas después de los riegos se observa mejor la variación de la humedad con el tiempo en cada capa de suelo entre 3 y 11DDR.

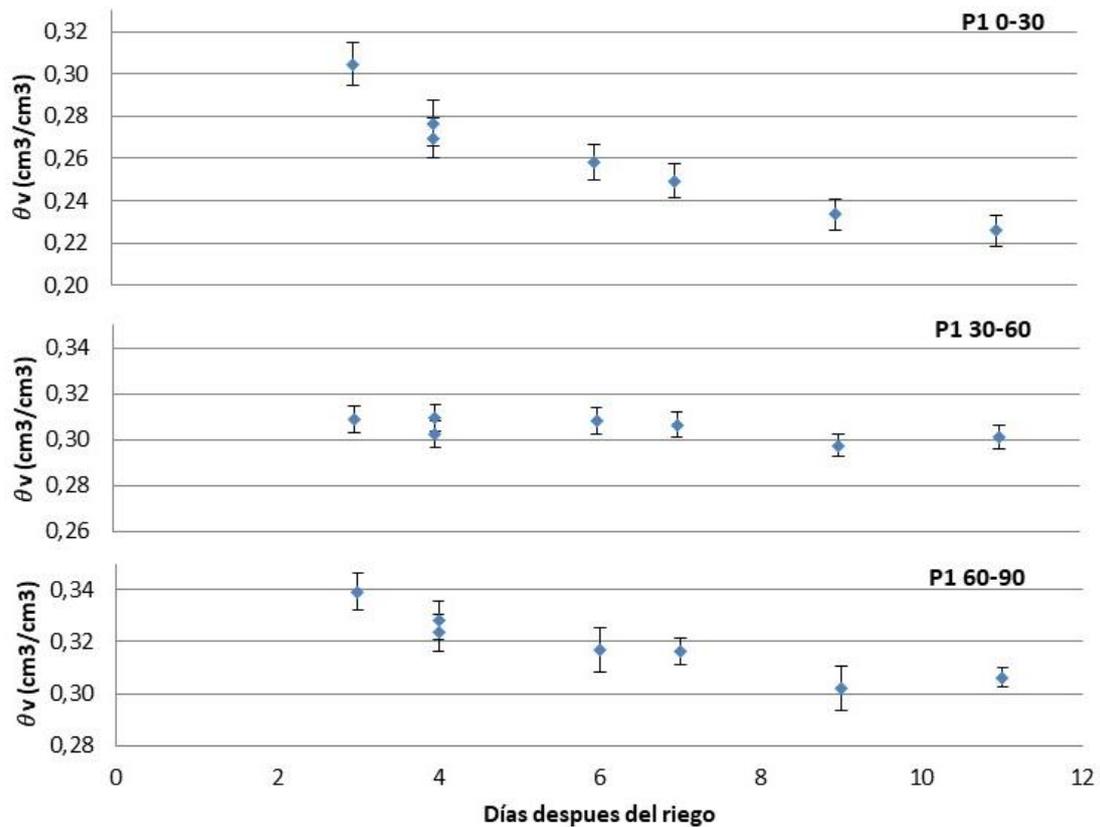


Figura 19. Humedad del suelo después de los riegos en P1. Las barras muestran el error estándar de la media.

En la capa 0-30 cm la mayor variación de humedad del suelo se observó en los muestreos realizados a los 3 y 4 DDR, esto se corresponde con pérdidas importantes de agua por evaporación y drenaje durante los primeros días, que se va reduciendo a partir del día 4 DDR. En cambio, en la capa 30-60 cm, la humedad disminuyó más lentamente siendo el resultado del balance del agua recibida de la capa superior, y del agua transmitida a la capa inferior. En la capa 60-90 cm, se observó un descenso de humedad durante los primeros días después del riego, mientras que entre los días 6 y 11 DDR, la variación de la humedad del suelo fue más pequeña, (*tabla 18*).

Los valores de capacidad de campo (θ_{cc}) para la capa 0-30 cm, se estimaron a partir de la humedad obtenida a los 4 DDR. Para la capa 30-60 cm se tomó un valor de θ_{cc} correspondiente al valor medio de los muestreos a los 6, 7, 9 y 11 DDR, mientras que para la capa de 60-90 cm se tomó el valor obtenido a los 11 DDR, (tabla 19).

Tabla 18. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela P1 (cm^3/cm^3). E.Std.:error estándar.

Fecha	DDR	0 - 30	30 - 60	60-90
		$\theta \pm \text{E.Std}$	$\theta \pm \text{E.Std}$	$\theta \pm \text{E.Std}$
24/08/2012	3	0,304 \pm 0,010	0,309 \pm 0,006	0,339 \pm 0,007
27/08/2012	6	0,258 \pm 0,008	0,308 \pm 0,006	0,317 \pm 0,009
30/08/2012	9	0,234 \pm 0,007	0,298 \pm 0,005	0,302 \pm 0,009
03/09/2012	4	0,270 \pm 0,009	0,302 \pm 0,006	0,328 \pm 0,008
06/09/2012	7	0,249 \pm 0,008	0,306 \pm 0,006	0,316 \pm 0,005
10/09/2012	11	0,226 \pm 0,007	0,301 \pm 0,005	0,306 \pm 0,004
10/05/2013	4	0,28 \pm 0,01	0,309 \pm 0,006	0,323 \pm 0,007

Tabla 19. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de P1

Perfil	DDR	θ_{cc} (cm^3/cm^3)
0 - 30	Media 4	0,273
30 - 60	Media 6 A 11	0,303
60 - 90	11	0,306

Paterna 2 (P2)

En Paterna 2, se realizaron muestreos a los 4 DDR (en 3 riegos), a los 7 DDR (2 riegos) y un muestreo a los 8 DDR. En la figura 21, se representa la humedad obtenida.

Se observó una mayor variabilidad en los tres muestreos a los 4 DDR, en las tres capas de suelo, tras diferentes eventos de riego. Estas diferencias fueron pequeñas en los dos muestreos realizados a los 7 DDR. En la capa 0-30 cm se observó un descenso importante de la humedad, debido a las pérdidas por evaporación y drenaje, que son mas importante entre los 7 y 8 DDR. En la capa 30-60 cm y a pesar de la variabilidad de los

datos obtenidos a los 4 DDR, se observó un aumento inicial de la humedad del suelo a los 7 DDR posiblemente debido al agua recibida de la capa superior, posteriormente (8 DDR) se observó un pequeño descenso de la humedad del suelo. En la capa 60-90 cm la humedad del suelo a los 7 DDR fue similar a la existente a los 4 DDR, mientras que a 8 DDR se redujo de la humedad en el suelo, al igual que sucedió en las capas superiores, (Figura 20).

En la *tabla 20*, se muestran los valores de humedad en cada uno de los muestreos y en la *tabla 21* se dan los valores que se tomaron para estimar la capacidad de campo.

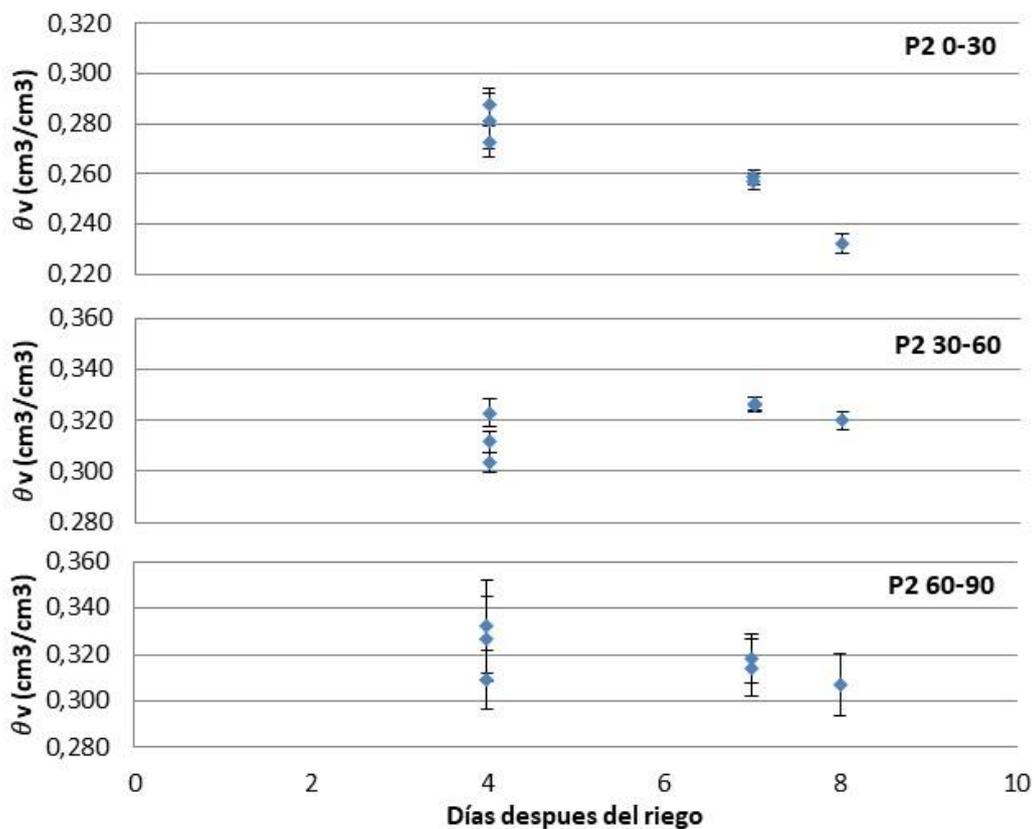


Figura 20. Humedad del suelo después de los riegos en P2. Las barras representan el error estándar

Tabla 20. Valores de humedad del suelo obtenida en los diferentes muestreos después del riego en la parcela B (cm^3/cm^3). E.Std.:error estándar.

Fecha	DDR	0 - 30	30 - 60	60-90
		$\theta \pm \text{E.Std}$	$\theta \pm \text{E.Std}$	$\theta \pm \text{E.Std}$
06/09/2013	4	0,273 \pm 0,006	0,323 \pm 0,006	0,33 \pm 0,02
10/09/2013	8	0,232 \pm 0,004	0,320 \pm 0,003	0,31 \pm 0,01
20/09/2013	4	0,287 \pm 0,007	0,311 \pm 0,004	0,33 \pm 0,02
23/09/2013	7	0,259 \pm 0,003	0,326 \pm 0,003	0,31 \pm 0,01
27/09/2013	4	0,28 \pm 0,01	0,303 \pm 0,004	0,31 \pm 0,01
30/09/2013	7	0,257 \pm 0,003	0,326 \pm 0,003	0,32 \pm 0,01

Tabla 21. Valores estimados de θ_{cc} , en la parcela de P1

Perfil	DDR	θ_{cc} (cm^3/cm^3)
0 - 30	Media 4	0,280
30 - 60	Media 7	0,326
60 - 90	8	0,307

3.1.2 Estimación de la curva característica con medidas de tensiómetros

En la *figura 21*, se muestra la relación entre las medidas de tensión obtenidas con los tensiómetros y las medidas de la humedad determinada mediante muestreos de suelo.

Como se observa en la *figura 21*, la mayor parte de los datos se encuentran entre las tensiones de 5 y 30 kPa, y pocos datos en los rangos altos de tensión (suelo más seco). La variabilidad de los datos obtenidos fue muy grande en las tres parcelas experimentales y en las tres capas del suelo, si bien es cierto que el efecto de la histéresis del suelo y la temperatura, puede generar diferentes valores de humedad en el suelo para una misma tensión, esto no explica por si solo la magnitud de dicha dispersión.

A pesar de la variación obtenida en las medidas, se aplicó el modelo de *van Genuchten (1980)* para representar las curva características que más se ajustará al conjunto de datos medidos en cada capa de suelo. Se utilizaron tres métodos para la obtención de los parámetros de dicho modelo, los valores obtenidos para cada parámetro se muestran en la *tabla 22* y en las *figuras 22, 23 y 24*, se representa el ajuste de la curva obtenido en cada caso.

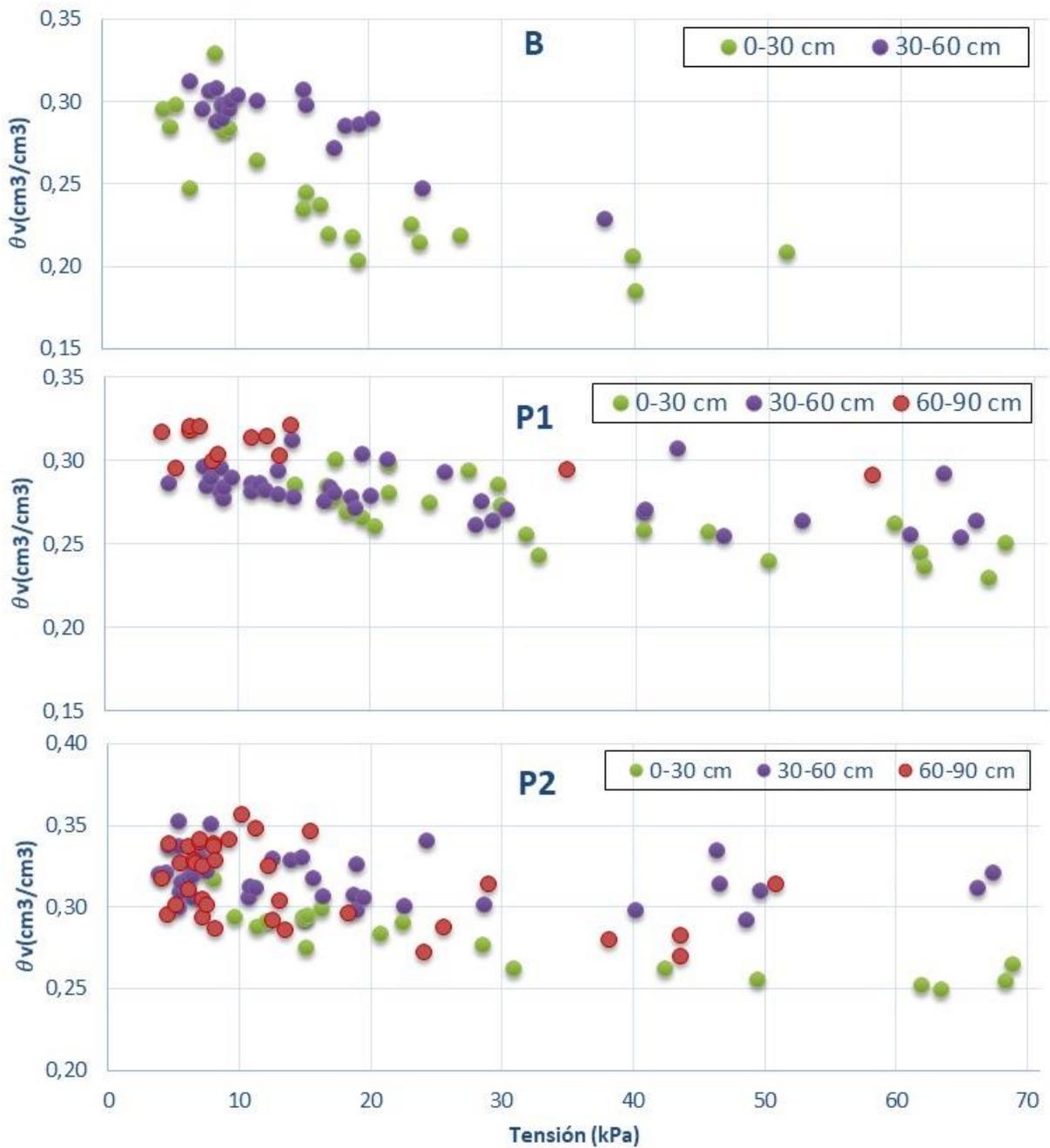


Figura 21. Relación entre la humedad volumétrica y la tensión medida con los tensiómetros en las parcelas experimentales

Tabla 22. Valores de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) y el coeficiente de correlación (*pseudo-R^{2*}*) obtenidos con diferentes métodos de ajuste.

Parámetro	Método ajuste	Parcela B		Parcela P1			Parcela P2		
		0-30	30-60	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
θ_r (cm ³ /cm ³)	1	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
	2	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
	3	0,206	0,001	0,223	0,260	0,010	0,161	0,308	0,288
θ_{sat} (cm ³ /cm ³)	1	0,348	0,305	0,369	0,292	0,314	0,355	0,334	0,330
	2	0,370	0,375	0,478	0,394	0,359	0,405	0,390	0,338
	3	0,289	0,305	0,288	0,286	0,317	0,375	0,324	0,321
α (cm ⁻¹)	1	0,024	0,002	0,050	0,001	0,001	0,050	0,050	0,004
	2	0,038	0,042	0,050	0,050	0,050	0,050	0,050	0,011
	3	0,007	0,002	0,003	0,004	0,003	0,061	0,007	0,006
n	1	1,259	2,289	1,122	1,291	1,261	1,099	1,026	1,161
	2	1,238	1,149	1,216	1,152	1,080	1,152	1,097	1,097
	3	7,031	2,282	2,699	8,894	1,078	1,223	4,284	146,773
m	1	0,206	0,563	0,109	0,225	0,207	0,090	0,026	0,139
	2	0,192	0,130	0,177	0,132	0,074	0,132	0,088	0,088
	3	0,858	0,562	0,629	0,888	0,073	0,183	0,767	0,993
Pseudo-R ^{2*}	1	0,74	0,79	0,59	0,53	0,37	0,83	0,16	0,25
	2	0,74	0,63	0,58	0,45	0,30	0,83	0,16	0,24
	3	0,83	0,79	0,60	0,56	0,35	0,83	0,17	0,32

(Ajuste 1: utilizando el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la FPT de Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC)

Los ajustes en algunos casos proporcionaron valores bajos de pseudo-R², debido a la gran variabilidad obtenida en las medidas. El ajuste realizado con el programa RETC (método de ajuste 3) proporcionó un coeficiente *pseudo-R²* ligeramente superior a los otros dos métodos, pero con este método se obtuvieron valores de θ_r muy superiores a los esperados y vistos en la literatura, que podemos considerar como valores anormales.

Los mejores ajustes se obtuvieron en la capa 0-30, mientras que los peores ajustes se obtuvieron en la capa 60-90 de la parcela P1 y en las capas 30-60 y 60-90 de la parcela P2.

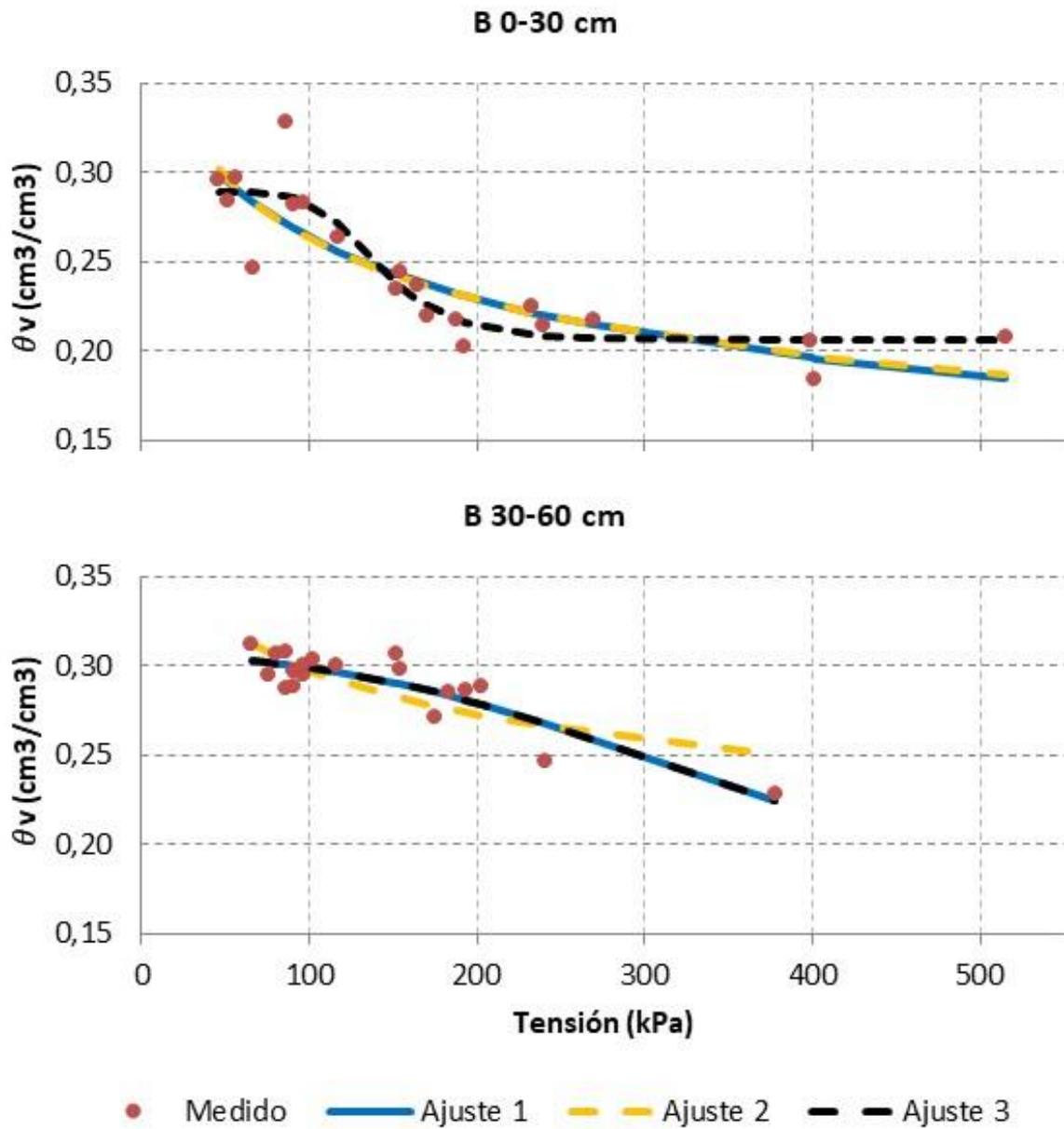


Figura 22. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela B. (Ajuste 1: utilizando el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la función de pedotransferencia Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).

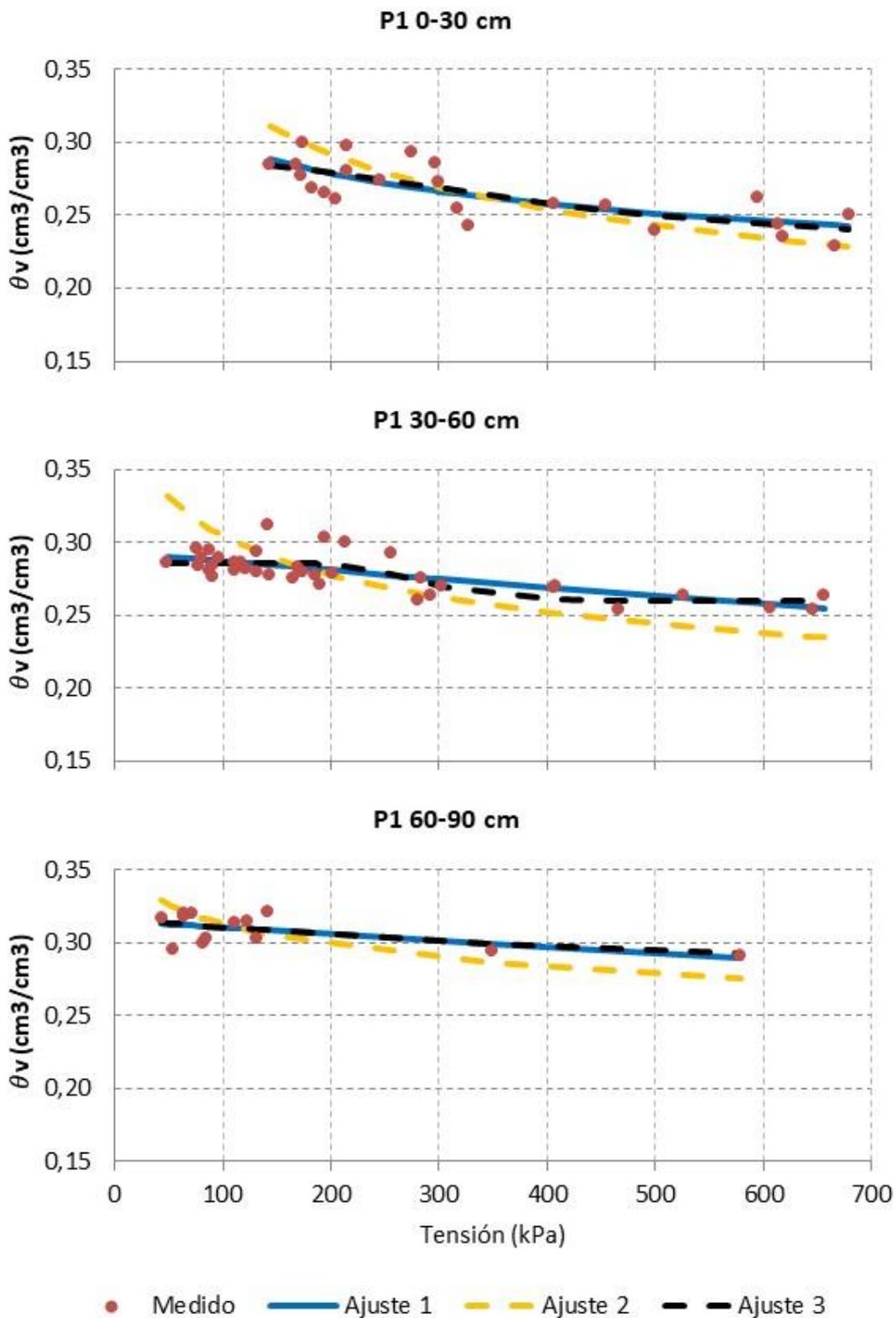


Figura 23. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela P1. (Ajuste 1: con el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la FPT de Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).

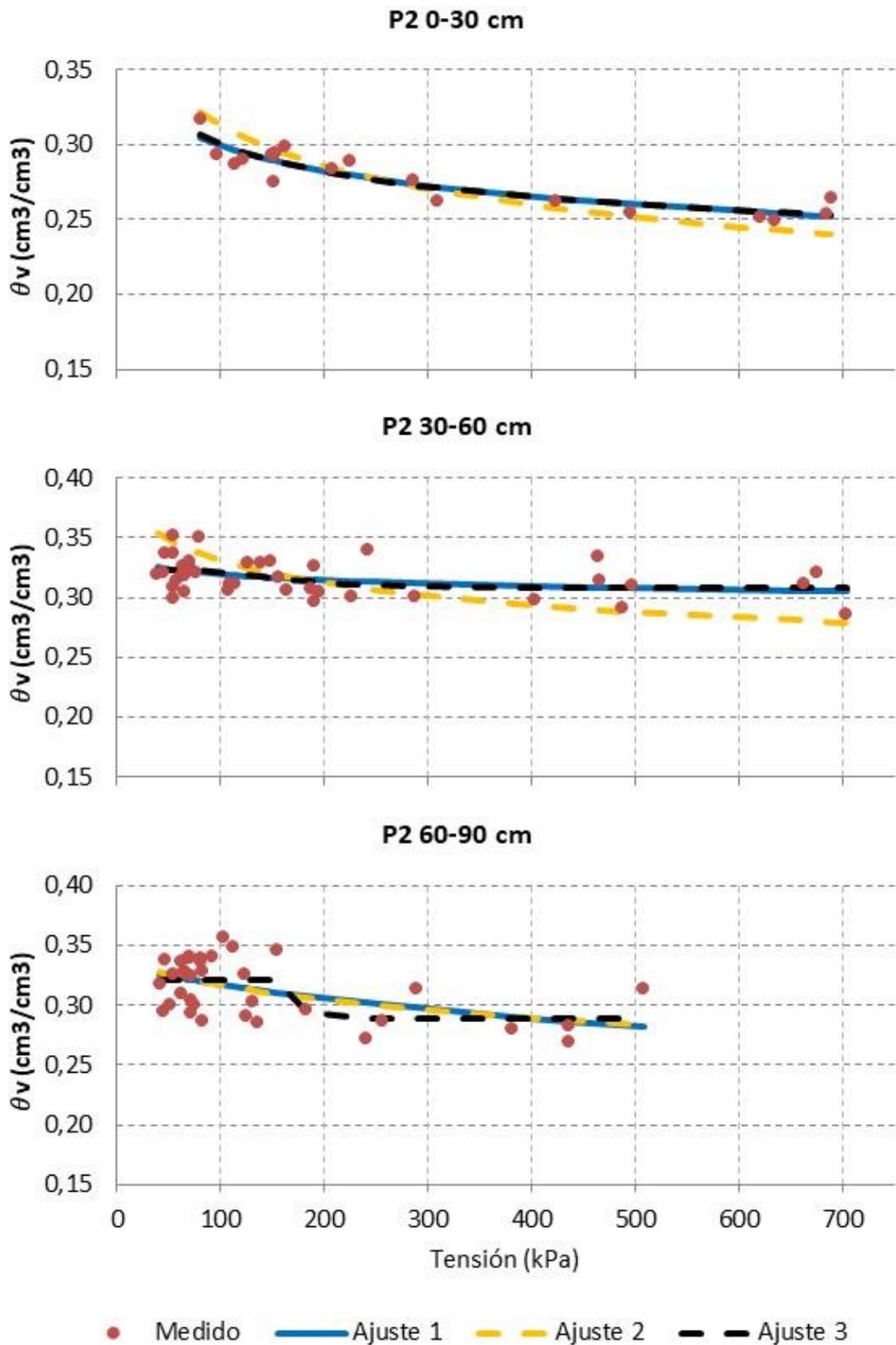


Figura 24. Ajuste de los datos medidos con tres tipos de curva característica en la parcela P2. (Ajuste 1: con el algoritmo Solver. Ajuste 2: combinación del ajuste Solver y la FPT Wösten et al (1999). Ajuste 3: con el programa RETC).

Valores de capacidad de campo

A partir de las curvas característica obtenida con los diferentes ajustes (*Fig. 22 ,23 y 24*) se determinó la humedad del suelo a diferentes tensiones asociadas con el contenido de agua en el suelo a capacidad de campo (θ_{cc}), los valores obtenidos se exponen en la *tabla 23*.

Tabla 23. Valores de capacidad de campo (cm³/cm³) obtenidos con las tres métodos de ajuste de la curva característica a los datos medidos con tensiometros

Parcela	Capa cm	10 kPa			20 kPa			33 kPa		
		Ajuste1	Ajuste2	Ajuste3	Ajuste1	Ajuste2	Ajuste3	Ajuste1	Ajuste2	Ajuste3
B	0 - 30	0,264	0,263	0,282	0,229	0,229	0,214	0,205	0,205	0,206
	30 - 60	0,299	0,298	0,299	0,279	0,273	0,279	0,240	0,255	0,240
P1	0 - 30	0,300	0,333	0,287	0,279	0,292	0,280	0,264	0,264	0,266
	30 - 60	0,287	0,305	0,286	0,281	0,278	0,285	0,273	0,259	0,266
	60 - 90	0,311	0,313	0,311	0,306	0,298	0,306	0,300	0,288	0,300
P2	0 - 30	0,300	0,313	0,301	0,283	0,286	0,282	0,270	0,267	0,269
	30 - 60	0,320	0,331	0,321	0,315	0,312	0,312	0,311	0,299	0,309
	60 - 90	0,317	0,317	0,321	0,306	0,304	0,288	0,294	0,294	0,288

No se observaron diferencias importantes entre los valores de humedad θ_{cc} obtenidos con cada uno de los métodos de ajuste. Si es de destacar que la humedad volumétrica en promedio aumentó con la profundidad 0.27, 0.29 y 0.30 cm³/cm³, para las capas 0-30, 30-60 y 60-90 cm, respectivamente. En promedio la humedad disminuyó un 7% desde 10 a 20 kPa y un 6% desde 20 a 33 kPa. La parcela B, tuvo en promedio los valores más bajos, mientras que en la parcela P2, los valores fueron más altos.

3.1.3 Obtención de la curva característica en laboratorio

En la *tabla 24* y en la *figura 25* se muestran y representan, los valores de humedad obtenidos en laboratorio a diferentes tensiones a partir de las medidas con las placas de presión (la humedad a saturación corresponde a humedad cero).

Se observa en la *figura 25* que los valores obtenidos en la parcela B, abarcaron un rango mayor de humedad, debido a los menores contenidos de agua alcanzados en la capa 0-30 cm. En la parcela P2 también se diferencian los valores de la capa 0-30 cm por su

menor contenido de agua, mientras que en la parcela P1 las diferencias entre los contenidos de agua en cada capa a las tensiones de medida, son menores.

Los valores obtenidos en promedio de las tres parcelas en la capa 0-30 cm fueron menores a los obtenidos en el resto de capas en cada punto de tensión (10, 20 y 33 kPa), por el contrario, los valores más altos se obtuvieron en la capa 60-90 cm. Las medidas a 20 kPa, fueron un 13% menores a las de 10 kPa, mientras que a 33 kPa descendieron un 11% con respecto a las de 20 kPa. Por parcelas, la parcela B mostro los valores más bajos de humedad, al contrario de lo que ocurrió con la parcela P2, (tabla 24).

Se observó como los valores de la capa 0-30 en las parcelas B y P2, fueron claramente inferiores a los obtenidos en el resto de las capas, esto posiblemente fue debido a que el contenido de arena en estas capas fue más alto que en el resto. Aunque, en la parcela P1, con un contenido similar al de la parcela P2, este efecto no se observó (figura 25).

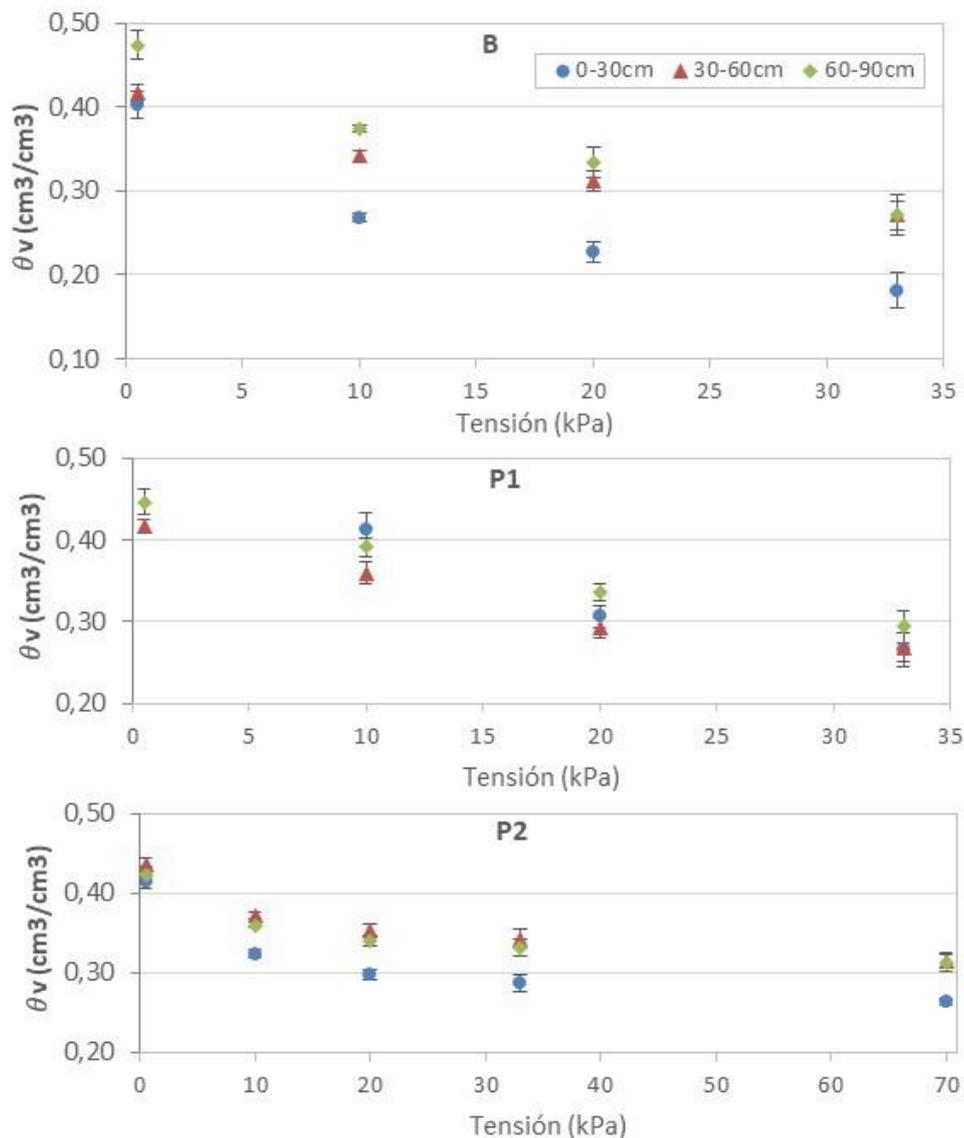


Figura 25. Humedad volumétrica (cm^3/cm^3) a diferentes tensiones con placas de presión.

Tabla 24. Valores de humedad volumétrica (cm^3/cm^3) obtenidos en laboratorio con placas de presión a 0, 10, 20, 33 y 70 kPa. E.Std: es el error estándar de la media.

Parcela	Capa cm	Saturación		10 kPa		20 kPa		33 kPa		70 kPa	
		Hv	E.Std.	Hv	E.Std.	Hv	E.Std.	Hv	E.Std.	Hv	E.Std.
B	0-30	0,40	0,02	0,268	0,005	0,23	0,01	0,18	0,02	-	-
	30-60	0,42	0,01	0,342	0,007	0,31	0,01	0,27	0,02	-	-
	60-90	0,47	0,02	0,374	0,004	0,33	0,02	0,27	0,02	-	-
P1	0-30	0,52	0,02	0,41	0,02	0,31	0,01	0,27	0,02	-	-
	30-60	0,417	0,008	0,36	0,01	0,23	0,01	0,27	0,02	-	-
	60-90	0,45	0,02	0,39	0,01	0,34	0,01	0,29	0,02	-	-
P2	0-30	0,414	0,008	0,324	0,005	0,298	0,004	0,287	0,004	0,264	0,005
	30-60	0,435	0,009	0,372	0,006	0,353	0,007	0,343	0,007	0,315	0,008
	60-90	0,42	0,01	0,30	0,01	0,34	0,01	0,33	0,01	0,31	0,01

3.1.4 Funciones de pedotransferencia (FPT)

A partir de las FPT propuestas (Saxton et al. 1986 y Wösten et al. 1999) y utilizando las características de los suelos requeridas por estas FPT, se obtuvieron las curvas características completas para cada capa de suelo (Fig. 26). Se observa que la estimación de la humedad en función de la tensión del agua en el suelo es bastante similar en las dos FPT, aunque hay una tendencia a que la estimación de θ_v por la FPT de Wösten et al. (1999) sea ligeramente superior a tensiones por encima de 300 kPa, mientras que, a tensiones por debajo de este valor, es la función de Saxton et al. (1986) la que proporciona humedad más elevadas.

En la tabla 25, se muestran los valores de humedad obtenidos a través de las dos FPT, a los valores de tensión asociados a la humedad a saturación (0 kPa), capacidad de campo (10, 20, 33 kPa) y punto de marchitez permanente (1500 kPa).

La FPT de Saxton en general proporciona valores más altos de θ_{cc} y de θ_{sat} , que la función de Wösten, al contrario, ocurrió con las determinaciones de la θ_{pmp} .

Tabla 25. Valores de humedad volumétrica (cm^3/cm^3) estimados con las FPT a saturación (0 kPa), a capacidad de campo (10, 20 y 33 kPa) y en el punto de marchitez permanente (1500 kPa)

Parcela	Capa (cm)	Saxton et al. 1986					Wösten et al. 1999				
		Tensión (kPa)					Tensión (kPa)				
		0	10	20	33	1500	0	10	20	33	1500
B	0-30	0,463	0,301	0,268	0,247	0,131	0,370	0,282	0,254	0,234	0,125
	30-60	0,495	0,367	0,330	0,305	0,170	0,375	0,327	0,308	0,294	0,203
	60-90	0,522	0,449	0,407	0,379	0,221	0,360	0,339	0,328	0,319	0,249
P1	0-30	0,499	0,389	0,345	0,317	0,164	0,478	0,385	0,351	0,327	0,186
	30-60	0,524	0,454	0,412	0,385	0,226	0,394	0,362	0,348	0,336	0,252
	60-90	0,526	0,459	0,418	0,391	0,233	0,359	0,338	0,328	0,319	0,252
P2	0-30	0,500	0,384	0,344	0,318	0,173	0,405	0,335	0,310	0,300	0,177
	30-60	0,525	0,458	0,417	0,389	0,231	0,390	0,361	0,347	0,307	0,255
	60-90	0,510	0,414	0,371	0,342	0,186	0,338	0,316	0,305	0,291	0,224

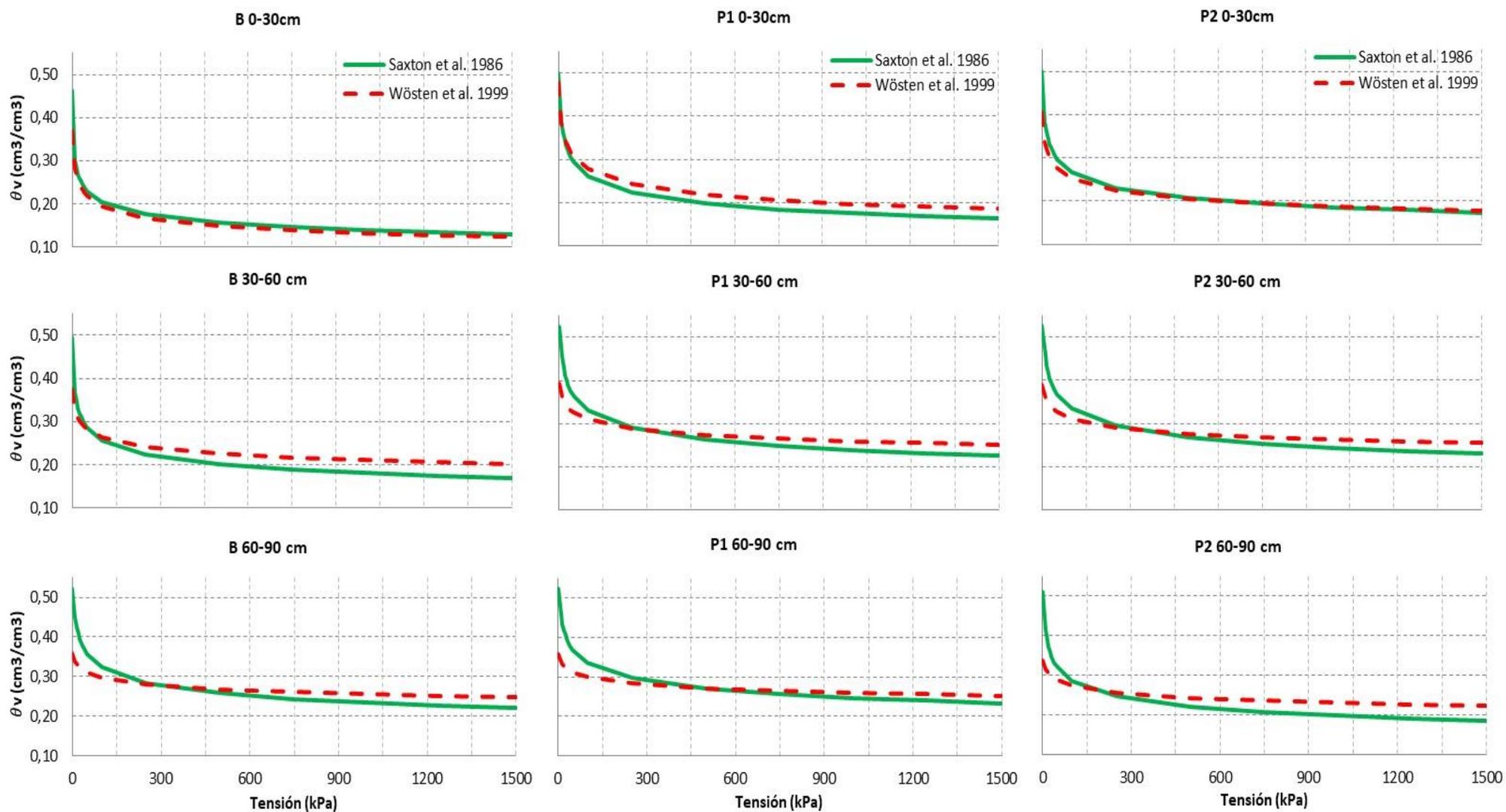


Figura 26. Curvas características obtenidas con las funciones de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) y Wösten et al. (1999)

3.2 COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

A continuación, se realiza una comparación de los resultados obtenidos con las diferentes metodologías, para obtener la humedad a saturación (θ_{sat}), capacidad de campo (θ_{cc}) y punto de marchitez permanente (θ_{pmp}).

3.2.1 Humedad de saturación

El contenido de agua en el suelo en saturación se determinó directamente en laboratorio mediante saturación por capilaridad de muestras de suelo inalteradas, también se determinó indirectamente a través de las funciones de pedotransferencia considerando una tensión de 0 kPa y a partir de la porosidad del suelo (*Tabla 26*).

Como se observa en la *tabla 26* y en la *figura 27*, la FPT de *Wösten et al. (1999)* se aproximó bastante a los valores de la porosidad, mientras que los valores obtenidos en laboratorio son en promedio un 10% superiores a los calculados por *Wösten*. La FPT de *Saxton et al. (1986)* proporcionó los valores más altos, siendo en promedio un 26% superiores a los obtenidos por *Wösten*.

Tabla 26. Valores de humedad a saturación (cm³/cm³) obtenidos por los diferentes métodos

Parcela	Perfil cm	Porosidad ⁽¹⁾	Laboratorio		Saxton et al. 1986	Wösten et al. 1999
			θ	$\pm E$.Estándar		
B	0 - 30	0,394	0,40	$\pm 0,02$	0,463	0,370
	30 - 60	0,385	0,42	$\pm 0,01$	0,495	0,375
	60 - 90	0,356	0,47	$\pm 0,02$	0,522	0,360
P1	0 - 30	0,518	0,52	$\pm 0,02$	0,499	0,478
	30 - 60	0,395	0,417	$\pm 0,008$	0,524	0,394
	60 - 90	0,351	0,45	$\pm 0,02$	0,526	0,359
P 2	0 - 30	0,427	0,414	$\pm 0,008$	0,500	0,405
	30 - 60	0,390	0,435	$\pm 0,009$	0,525	0,390
	60 - 90	0,331	0,42	$\pm 0,01$	0,510	0,338

⁽¹⁾ Determinada a partir de la densidad aparente (*Rawls and Brakensiek, 1989*)

Las diferencias obtenidas entre las medidas de porosidad y las medidas de laboratorio pueden ser debidas a la variabilidad espacial del suelo o bien a errores en las medidas

de la porosidad o de la θ_{sat} . El valor máximo que puede alcanzar la θ_{sat} es la porosidad del suelo, aunque nunca llega a ser igual por el aire que queda atrapado en el suelo (*van Genuchten et al. 1991*), por ello algunos autores determinan la humedad a saturación como un valor entre el 5 y el 10% inferior al valor de porosidad.

Por otra parte, las sobreestimaciones producidas por la función de *Saxton*, pueden deberse a que esta función solo utiliza los datos de textura del suelo para estimar la curva característica, mientras que la función de *Wösten* utiliza además de la textura, la densidad aparente, que está directamente relacionada con la porosidad del suelo, y posiblemente por ello proporciona valores más cercanos a la porosidad del suelo.

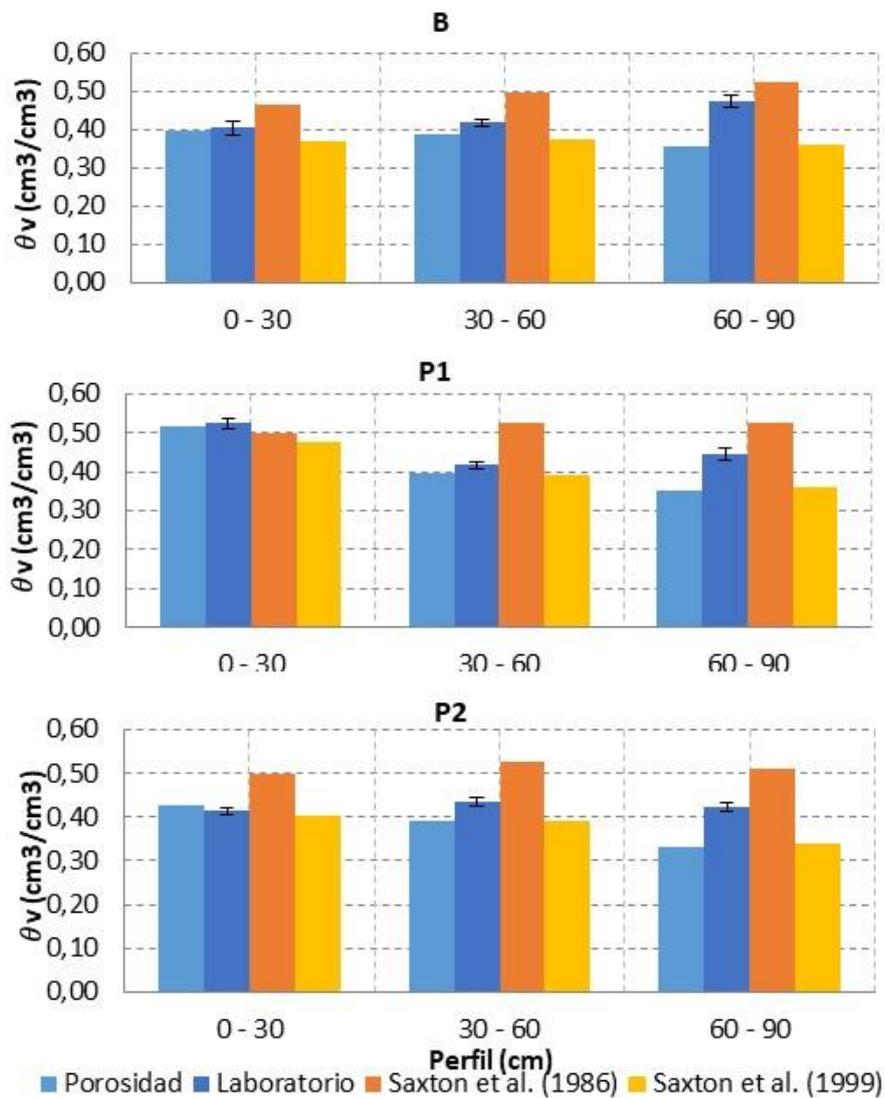


Figura 27. Comparación de los valores de humedad a saturación obtenidos por los diferentes métodos

3.2.2 Humedad a capacidad de campo

La humedad a capacidad de campo (θ_{cc}) se determinó con los siguientes métodos:

- Muestras de suelo después de un riego abundante
- Medidas de campo con tensiómetros
- Medidas de laboratorio con placas de presión
- Funciones de pedotransferencia

A continuación, se muestran los resultados obtenidos en cada una de las parcelas:

Tabla 27. Valores de capacidad de campo (cm^3/cm^3) para la parcela B y P1.

Parcela	Capa (cm)	Método	10 kPa	20 kPa	33 kPa
B	0-30	Muestras de suelo	0,290 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	0,263	0,229	0,205
		Placas de presión	0,268	0,228	0,181
		Saxton et al. 1986	0,301	0,268	0,247
		Wösten et al. 1999	0,282	0,254	0,234
	30-60	Muestras de suelo	0,299 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	0,298	0,273	0,255
		Placas de presión	0,342	0,312	0,271
		Saxton et al. 1986	0,367	0,330	0,305
		Wösten et al. 1999	0,327	0,308	0,294
	60-90	Muestras de suelo	0,318 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	-	-	-
		Placas de presión	0,374	0,334	0,272
		Saxton et al. 1986	0,449	0,407	0,379
		Wösten et al. 1999	0,339	0,328	0,319
P1	0-30	Muestras de suelo	0,273 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	0,333	0,292	0,264
		Placas de presión	0,412	0,306	0,265
		Saxton et al. 1986	0,389	0,345	0,317
		Wösten et al. 1999	0,385	0,351	0,327
	30-60	Muestras de suelo	0,303 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	0,305	0,278	0,259
		Placas de presión	0,359	0,293	0,268
		Saxton et al. 1986	0,454	0,412	0,385
		Wösten et al. 1999	0,362	0,348	0,336
	60-90	Muestras de suelo	0,306 ⁽¹⁾		
		Tensiómetros	0,313	0,298	0,288
		Placas de presión	0,391	0,336	0,293
		Saxton et al. 1986	0,459	0,418	0,391
		Wösten et al. 1999	0,316	0,305	0,296

⁽¹⁾no se corresponden con ninguna tensión

Tabla 28. Valores de capacidad de campo (cm³/cm³) para la parcela P2.

Capa (cm)	Método	10 kPa	20 kPa	33 kPa
0-30	Muestreos de suelo	0,280 ⁽¹⁾		
	Tensiómetros	0,313	0,286	0,267
	Placas de presión	0,324	0,298	0,287
	Saxton et al. 1986	0,384	0,344	0,318
	Wösten et al. 1999	0,335	0,310	0,291
30-60	Muestreos de suelo	0,326 ⁽¹⁾		
	Tensiómetros	0,331	0,312	0,299
	Placas de presión	0,372	0,353	0,343
	Saxton et al. 1986	0,458	0,417	0,389
	Wösten et al. 1999	0,361	0,347	0,336
60-90	Muestreos de suelo	0,307 ⁽¹⁾		
	Tensiómetros	0,317	0,304	0,294
	Placas de presión	0,360	0,341	0,332
	Saxton et al. 1986	0,414	0,371	0,342
	Wösten et al. 1999	0,316	0,305	0,296

⁽¹⁾no se corresponden con ninguna tensión

La comparación gráfica de los resultados obtenidos con las diferentes metodologías se presenta en la *figura 28*.

Con el método de los muestreos de suelo al contrario de lo que ocurre con los otros métodos, los valores estimados no están asociados a ningún valor de tensión del suelo, por lo que se contrastó el mismo valor con las determinaciones con otros métodos a 10, 20 y 33 kPa.

Si consideramos estrictamente la definición de la capacidad de campo, para la capa de suelo 0-30 cm, donde la humedad de capacidad se define a "... los 2 o 3 días después de haber sido humedecido...", los valores de las estimaciones de la θ_{cc} con los muestreos de suelo, deberían ser ligeramente inferiores al verdadero valor de capacidad de campo, ya que se tomaron valores a los 4 DDR, donde, además, la evaporación no estaba impedida. Por tanto, según la definición de la capacidad de campo, los valores obtenidos en la capa 0-30 cm con los muestreos de suelo estarían infraestimando ligeramente la θ_{cc} . Según esto, en la parcela B, la mejor aproximación a los valores de los muestreos se obtendría con la FPT de Saxton a 10 kPa, mientras que en la parcela P1 y P2, los valores obtenidos superan a los valores de los muestreos, a excepción de las medidas con tensiómetros y placas de presión a 33 kPa.

En general los valores más bajos de θ_{cc} se obtuvieron en la parcela B, debido principalmente a los valores más bajos obtenidos en la capa 0-30 cm, esto se debe a que el suelo de esta parcela tiene un contenido más alto de arena.

La FPT de Saxton, proporcionó los valores más altos, mientras que los valores más bajos se obtuvieron con las medidas de los tensiómetros. Los otros tres métodos (muestreos, placas de presión y FPT de Wösten) dieron valores cercanos.

Un factor que dificulta la comparación de los diferentes métodos para la estimación de θ_{cc} es la incertidumbre que existe a la hora de seleccionar el valor correcto de tensión asociada a la humedad a capacidad de campo.

Tomando el método de laboratorio como referencia, los valores de capacidad de campo obtenidos con la función de *Saxton et al. (1986)* fueron claramente más altos que en los otros métodos. A tensiones de 10 kPa, fue la función de *Wösten et al (1999)* la que más se acercó a los valores de laboratorio. A la tensión intermedia de 20 kPa tanto el método de los muestreos, como la función de *Wösten* y el método de los tensiómetros obtuvieron valores cercanos a las medidas de laboratorio. Mientras que a 33 kPa fue el método de los tensiómetros el que más se acercó a los valores medidos en laboratorio a esta tensión.

Teniendo en cuenta que los suelos de las parcelas experimentales son de textura media franco-arcillosa, los valores de tensión que deberían determinar el valor de capacidad de campo se encontrarían cercanos a la 20 kPa, por lo tanto, para este tipo de suelos el método de muestreos después de un riego, el método con tensiómetros y la FPT de *Wösten et al. (1999)*, proporcionaron un mejor acuerdo.

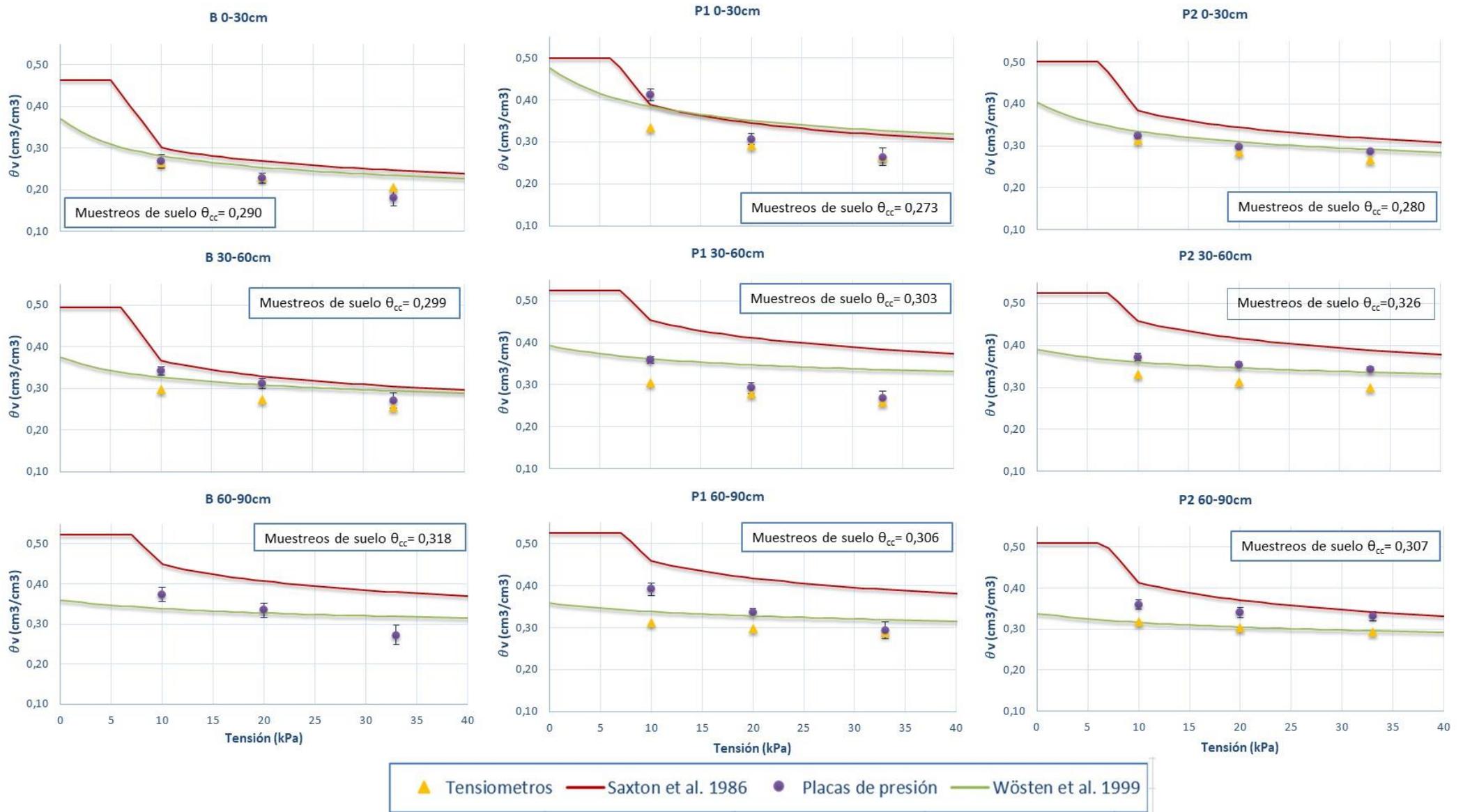


Figura 28. Comparación de los diferentes métodos para la obtención de la humedad a capacidad de campo en función de la tensión. Las barras de error representan el error estándar de la media

3.2.3 Punto de marchitez permanente

La humedad del suelo en el punto de marchitez permanente (θ_{pmp}) se determinó con las funciones de pedotransferencia, utilizando un valor de tensión de 1500 KPa (Fig. 29).

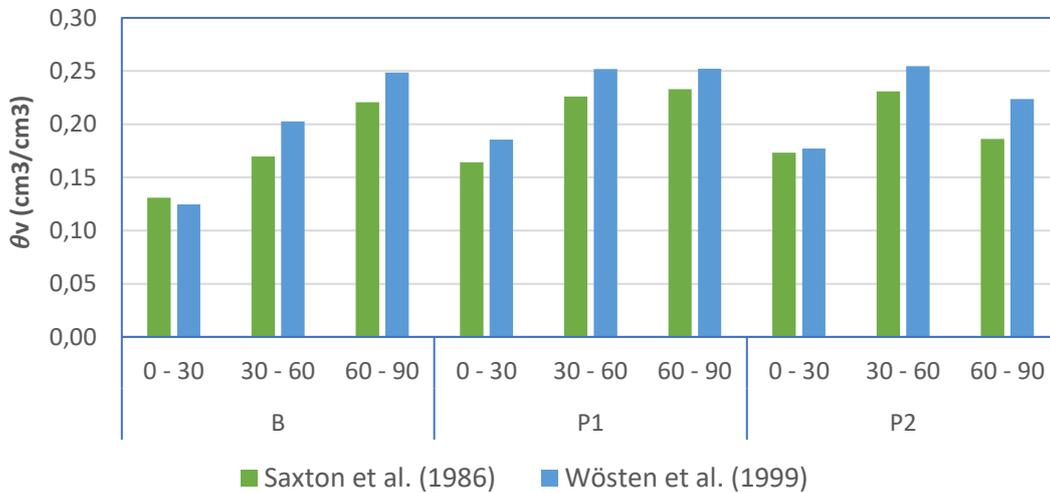


Figura 29. Valores del punto de marchitez permanente (θ_{pmp}) obtenidos con FPT

La función de Wösten et al. (1999) proporcionó en promedio valores de θ_{pmp} un 10% más altos que los obtenidos con Saxton et al. (1986). A excepción de la capa 0-30 cm de la parcela B, donde el suelo es más arenoso que el resto de capas de suelo estudiadas. En las capas 0-30 cm de las tres parcelas los valores θ_{pmp} fueron más bajos que en las capas inferiores, lo que está vinculado a su carácter más arenoso. En la tabla 29, se expone el valor numérico de θ_{pmp} .

Tabla 29. Punto de marchitez permanente (cm³/cm³) obtenido con FPTs

Parcela	Perfil cm	Saxton et al. 1986	Wösten et al. 1999
B	0 - 30	0,131	0,125
	30 - 60	0,170	0,203
	60 - 90	0,221	0,249
P1	0 - 30	0,164	0,186
	30 - 60	0,226	0,252
	60 - 90	0,233	0,252
P 2	0 - 30	0,173	0,177
	30 - 60	0,231	0,255
	60 - 90	0,186	0,224

3.2.4 Resumen

En la *tabla 30*, se agrupan los resultados de los diferentes métodos que se aplicaron para la obtención de los parámetros hidráulicos del suelo en las tres parcelas experimentales.

Tabla 30. Resultado de las determinaciones de los parámetros hidráulicos (cm^3/cm^3)

Parcela	Capa	Método	θ_{sat}	$\theta_{cc}(10\text{ kPa})$	$\theta_{cc}(20\text{ kPa})$	$\theta_{cc}(33\text{ kPa})$	θ_{pmp}
B	0-30	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,290	-	-
		Tensiómetros	-	0,263	0,229	0,205	-
		Laboratorio	0,403	0,268	0,228	0,181	-
		Saxton et al. 1986	0,463	0,301	0,268	0,247	0,131
		Wösten et al. 1999	0,370	0,282	0,254	0,234	0,125
	30-60	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,299	-	-
		Tensiómetros	-	0,298	0,273	0,255	-
		Laboratorio	0,417	0,342	0,312	0,271	-
		Saxton et al. 1986	0,495	0,367	0,330	0,305	0,170
		Wösten et al. 1999	0,375	0,327	0,308	0,294	0,203
	60-90	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,318	-	-
		Tensiómetros	-	-	-	-	-
		Laboratorio	0,474	0,374	0,334	0,272	-
		Saxton et al. 1986	0,522	0,449	0,407	0,379	0,221
		Wösten et al. 1999	0,360	0,339	0,328	0,319	0,249
P1	0-30	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,273	-	-
		Tensiómetros	-	0,333	0,292	0,264	-
		Laboratorio	0,524	0,412	0,306	0,265	-
		Saxton et al. 1986	0,499	0,389	0,345	0,317	0,164
		Wösten et al. 1999	0,478	0,385	0,351	0,327	0,186
	30-60	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,303	-	-
		Tensiómetros	-	0,305	0,278	0,259	-
		Laboratorio	0,417	0,359	0,293	0,268	-
		Saxton et al. 1986	0,524	0,454	0,412	0,385	0,226
		Wösten et al. 1999	0,394	0,362	0,348	0,336	0,252
	60-90	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,306	-	-
		Tensiómetros	-	0,313	0,298	0,288	-
		Laboratorio	0,446	0,391	0,336	0,293	-
		Saxton et al. 1986	0,526	0,459	0,418	0,391	0,233
		Wösten et al. 1999	0,359	0,338	0,328	0,319	0,252
P2	0-30	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,280	-	-
		Tensiómetros	-	0,313	0,286	0,267	-
		Laboratorio	0,414	0,324	0,298	0,287	-
		Saxton et al. 1986	0,500	0,384	0,344	0,318	0,173
		Wösten et al. 1999	0,405	0,335	0,310	0,291	0,177
	30-60	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,326	-	-
		Tensiómetros	-	0,331	0,312	0,299	-
		Laboratorio	0,435	0,372	0,353	0,343	-
		Saxton et al. 1986	0,525	0,458	0,417	0,389	0,231
		Wösten et al. 1999	0,390	0,361	0,347	0,336	0,255
	60-90	Muestreos ⁽¹⁾	-	-	0,307	-	-
		Tensiómetros	-	0,317	0,304	0,294	-
		Laboratorio	0,423	0,360	0,341	0,332	-
		Saxton et al. 1986	0,510	0,414	0,371	0,342	0,186
		Wösten et al. 1999	0,338	0,316	0,305	0,296	0,224

⁽¹⁾ Este valor no está asociado a ninguna tensión.

3.3 SIMULACIONES CON EU-ROTATE_N

El modelo EU-Rotate_N se utilizó para simular la humedad volumétrica del suelo en un cultivo de coliflor en las tres parcelas experimentales. La humedad volumétrica se simuló en las tres capas de suelo 0-30, 30-60 y 60-90 cm, comparando las predicciones con los valores medidos.

En cada una de las parcelas se realizó una simulación empleando los parámetros hidráulicos del suelo obtenidos con cada uno de los métodos estudiados:

- Muestreos después de un riego (Muestreos)
- Con placas de presión (Lab)
- FPT de *Saxton et al. 1986* (S86)
- FPT de *Wösten et al. 1999* (W99)

Los parámetros hidráulicos introducidos en cada una de las simulaciones se muestran en la *tabla 31*.

También se realizaron simulaciones utilizando los valores de k_{dr} que el modelo asigna por defecto y con valores fijos (0,4; 0,6; 0,8) para las tres capas de suelo de cada parcela. Las figuras con las simulaciones con los valores fijos de k_{dr} no se incluyeron en el presente trabajo, para no sobrecargar el contenido, pero si que se discutirán los efectos que tuvo el k_{dr} en el contenido de agua en el suelo y en el balance de agua.

3.3.1 Predicción de la humedad volumétrica en el suelo

En las *figuras 30 a 35*, se representa la humedad volumétrica del suelo simulada, frente a la medida, en las tres parcelas experimentales. Las tres primeras figuras (*Fig.30, 31 y 32*) se corresponden con las simulaciones realizadas con el valor del coeficiente de drenaje (k_{dr}) que calcula el modelo por defecto a cada capa, mientras que las tres figuras siguientes (*Fig. 33, 34 y 35*) corresponden a simulaciones con los valores de k_{dr} calibrados para cada capa y método de estimación de las propiedades hidráulicas. Tanto los valores de k_{dr} que utiliza el modelo por defecto, como los obtenidos por calibración, se muestran en la *tabla 31*.

Tabla 31. Valores de los parámetros hidráulicos y coeficientes de drenaje (k_{dr}) utilizados en cada simulación

Parcela	Método	Perfil	θ_{cc}	θ_{pmp}	θ_{sat}	k_{dr} defecto ⁽¹⁾	k_{dr} calibrado ⁽²⁾
B	Muestreos	0-30	0,290	0,125	0,394	0,26	0,30
		30-60	0,299	0,203	0,385	0,22	0,80
		60-90	0,318	0,249	0,356	0,11	0,80
	Lab	0-30	0,228	0,125	0,403	0,44	0,15
		30-60	0,312	0,203	0,417	0,25	0,90
		60-90	0,334	0,249	0,474	0,29	0,90
	S86	0-30	0,268	0,131	0,463	0,42	0,30
		30-60	0,330	0,170	0,495	0,33	0,90
		60-90	0,407	0,221	0,522	0,22	0,90
	W99	0-30	0,254	0,125	0,370	0,31	0,20
		30-60	0,308	0,203	0,375	0,18	0,90
		60-90	0,328	0,249	0,360	0,09	0,90
P1	Muestreos	0-30	0,273	0,186	0,518	0,47	0,44
		30-60	0,303	0,252	0,395	0,23	0,90
		60-90	0,306	0,252	0,351	0,13	0,90
	Lab	0-30	0,306	0,186	0,524	0,41	0,55
		30-60	0,293	0,252	0,417	0,30	0,90
		60-90	0,336	0,252	0,446	0,25	0,90
	S86	0-30	0,345	0,164	0,499	0,31	0,90
		30-60	0,412	0,226	0,524	0,21	0,90
		60-90	0,418	0,233	0,526	0,20	0,90
	W99	0-30	0,351	0,186	0,478	0,27	0,90
		30-60	0,348	0,252	0,394	0,12	0,90
		60-90	0,328	0,252	0,359	0,09	0,90
P2	Muestreos	0-30	0,280	0,177	0,427	0,34	0,30
		30-60	0,326	0,255	0,390	0,16	0,90
		60-90	0,307	0,224	0,331	0,07	0,50
	Lab	0-30	0,298	0,177	0,414	0,28	0,30
		30-60	0,353	0,255	0,435	0,19	0,90
		60-90	0,341	0,224	0,423	0,19	0,90
	S86	0-30	0,344	0,173	0,500	0,31	0,90
		30-60	0,417	0,231	0,525	0,21	0,90
		60-90	0,371	0,186	0,510	0,27	0,90
	W99	0-30	0,310	0,177	0,405	0,24	0,50
		30-60	0,347	0,255	0,390	0,11	0,90
		60-90	0,305	0,224	0,338	0,10	0,60

⁽¹⁾El k_{dr} por defecto, se corresponde con el coeficiente de drenaje que calcula el modelo para cada capa si el usuario no especifica el valor de dicho coeficiente

⁽²⁾El k_{dr} calibrado, se corresponde con el valor obtenido en una calibración previa del modelo (ver capítulo Material y Métodos).

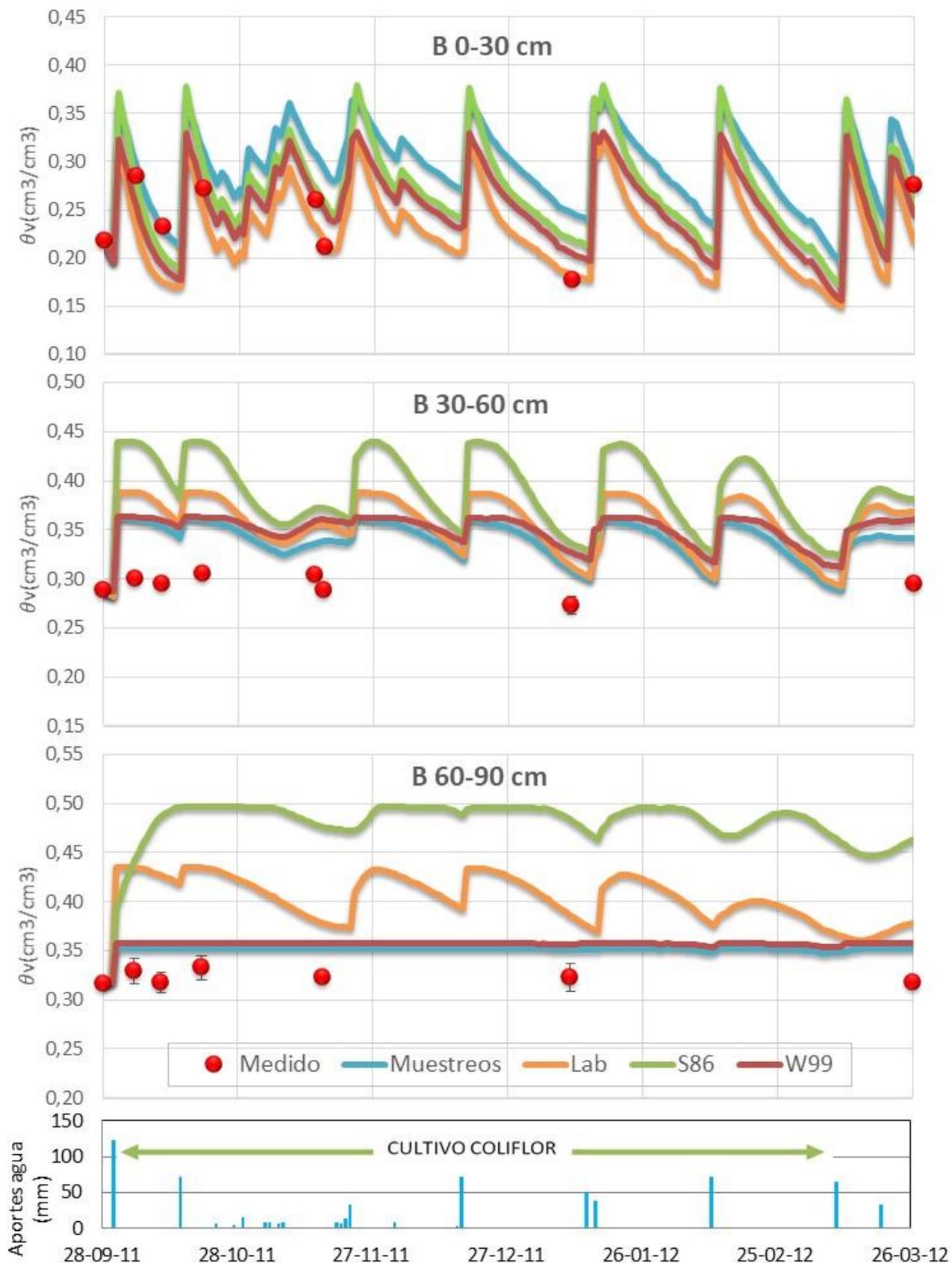


Figura 30. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela B, con los valores de *Kdr* por defecto

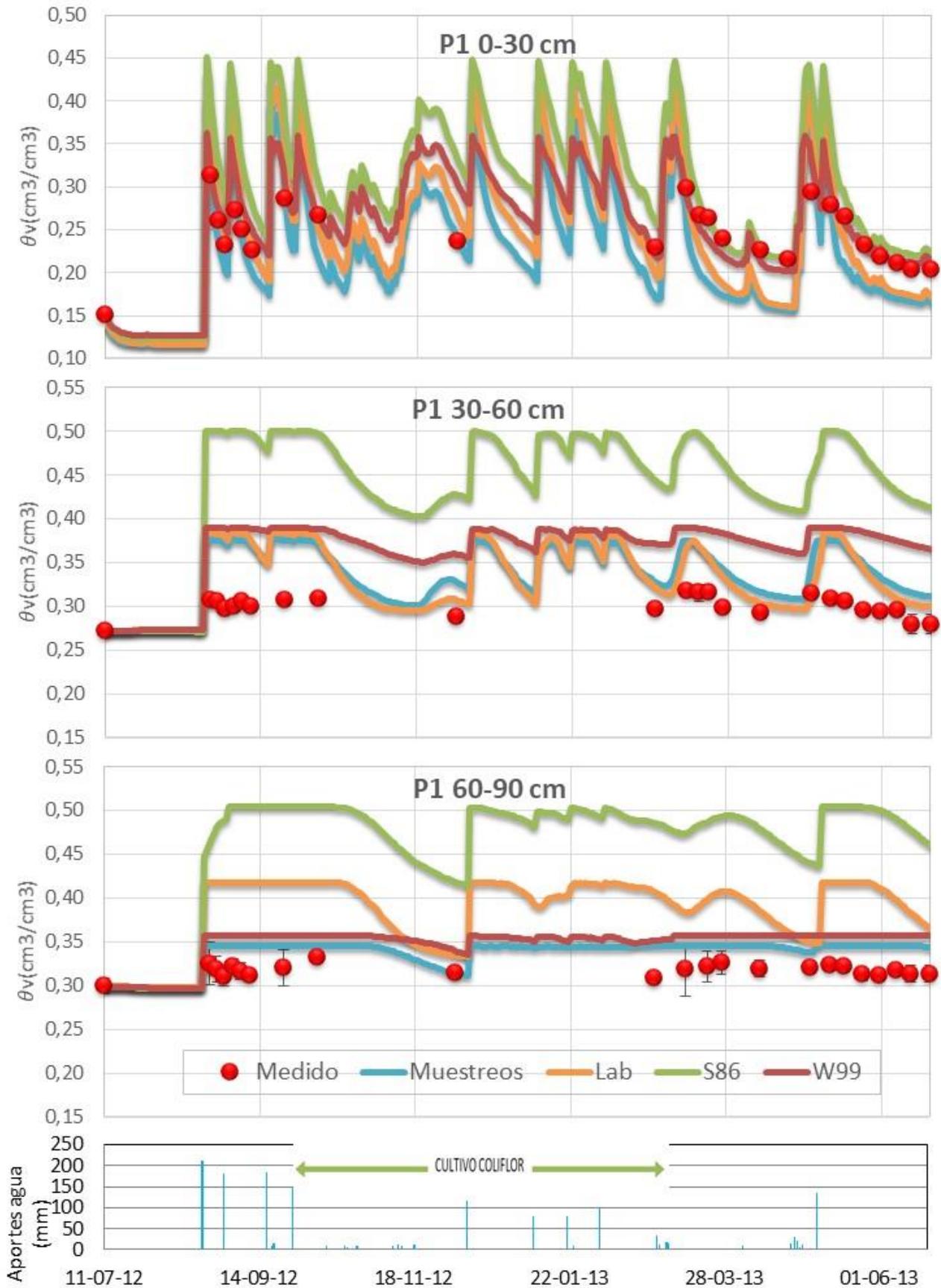


Figura 31. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P1, con los valores de *K_d* por defecto



Figura 32. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P2, con los valores de K_{dr} por defecto

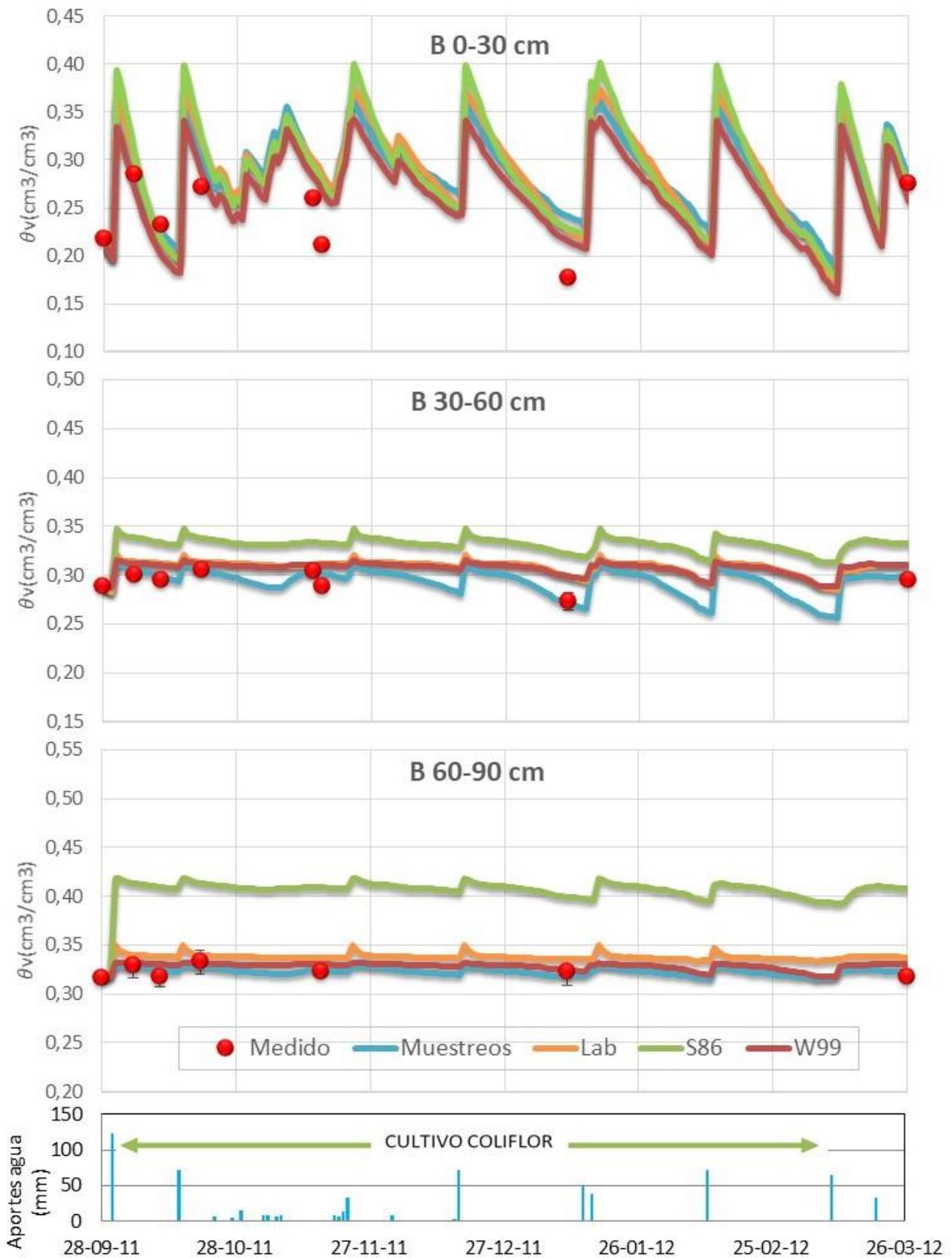


Figura 33. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela B, con los valores de Kdr calibrados

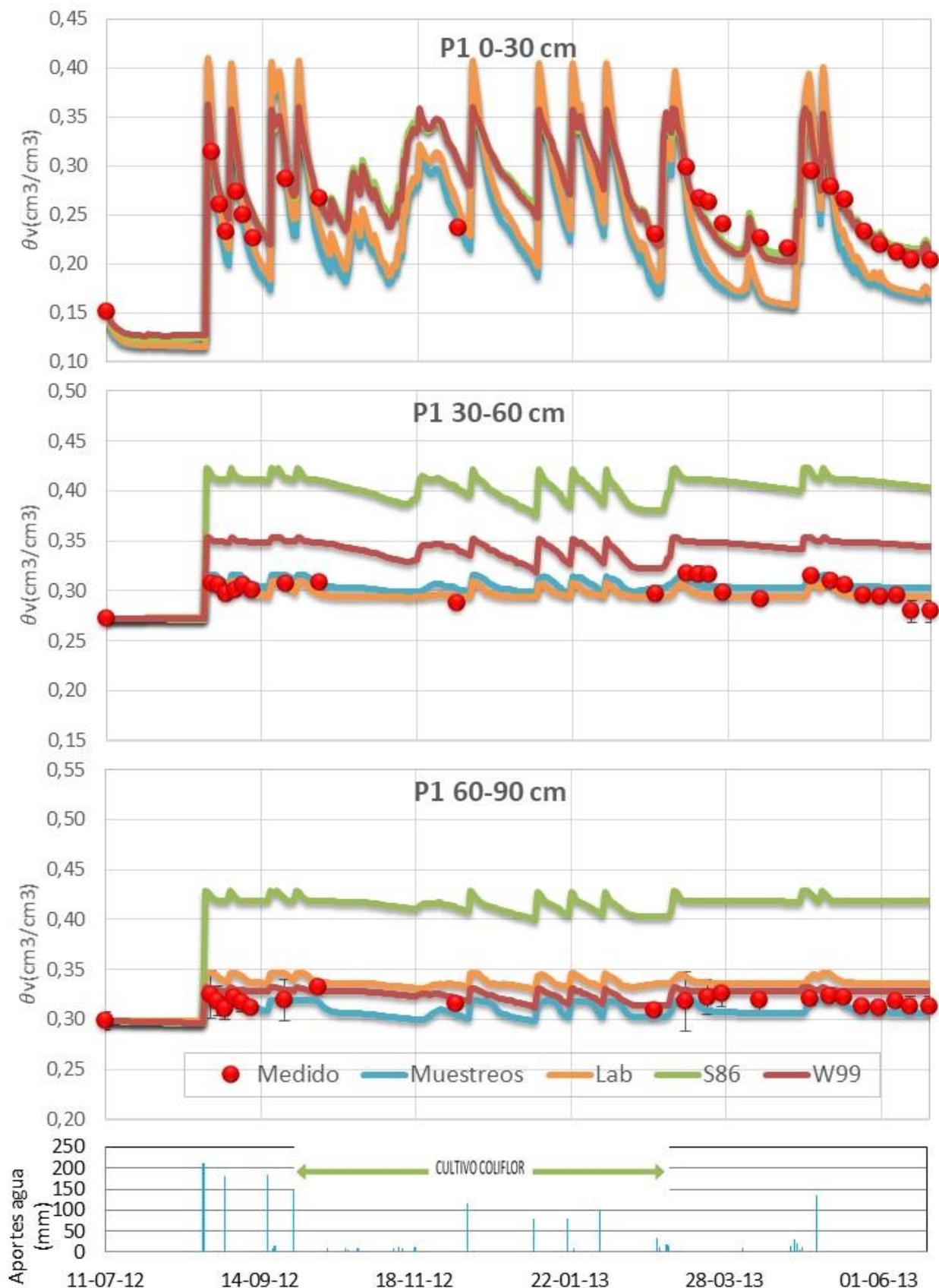


Figura 34. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P1, con los valores de K_{dr} calibrados



Figura 35. Simulación de la humedad volumétrica del suelo en la parcela P2, con los valores de K_{dr} calibrados.

El calibrado de k_{dr} mejoró notablemente las predicciones de la humedad volumétrica sobre todo en las capas 0-30 y 30-60 cm.

En las simulaciones de las tres parcelas, se observa que la variación del contenido de agua en el suelo se reduce con la profundidad del suelo. En la capa 0-30 cm se observan incrementos de humedad tras los riegos o lluvias cercanos a $0,20 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, mientras que estos incrementos en la capa 60-90 cm son menores de $0,10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. En la mayoría de los casos y principalmente en las capas 30-60 y 60-90 cm, el modelo sobreestima el agua en el suelo. Considerando el conjunto de las tres capas (0-90 cm), se observó que las simulaciones que emplearon los parámetros hidráulicos de los muestreos, dieron las mejores predicciones, mientras que las simulaciones S86 sobreestimaron bastante la humedad volumétrica del suelo (Fig. 36).

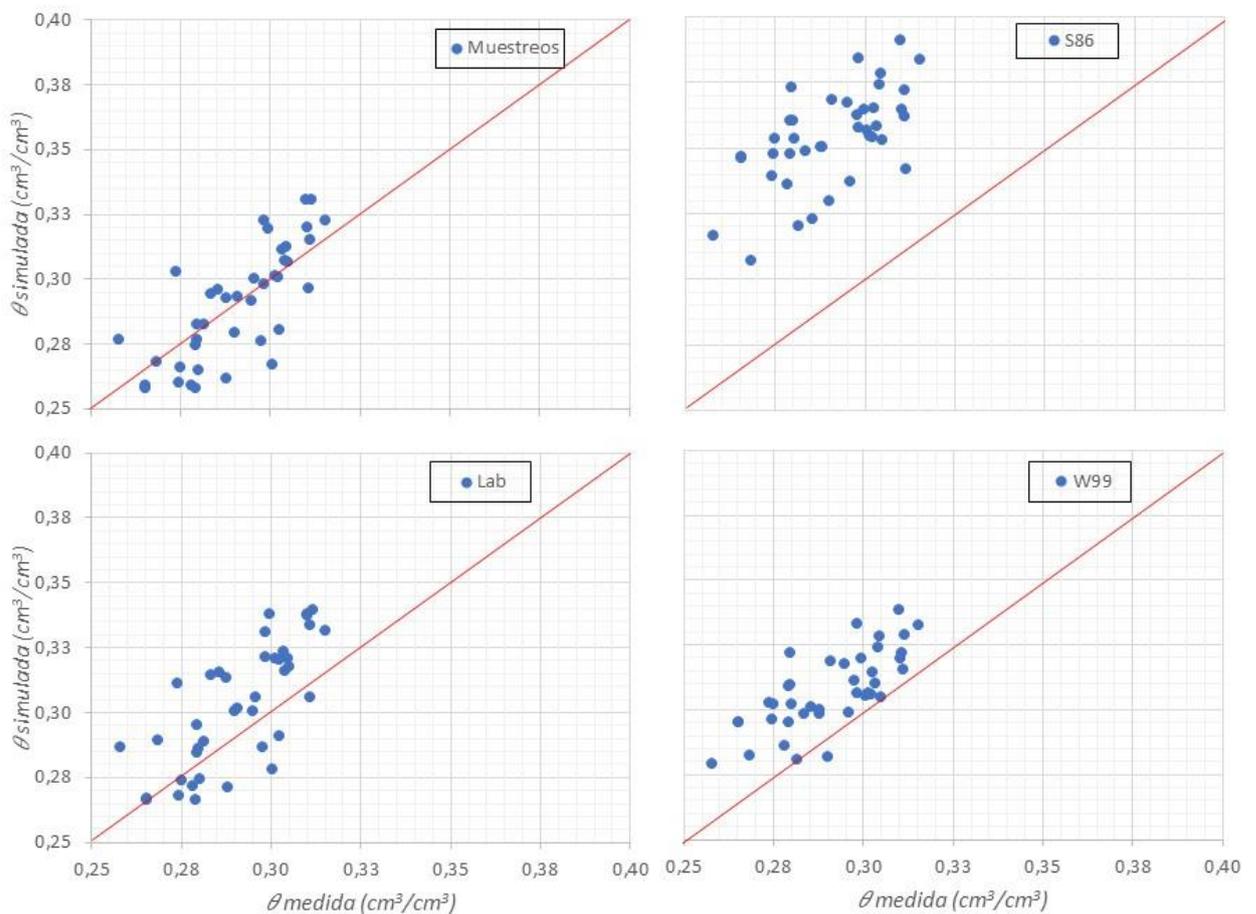


Figura 36. Comparación de la humedad volumétrica media del suelo (0-90 cm) medida y simulada, utilizando los parámetros hidráulicos obtenidos por los diferentes métodos, con valores de k_{dr} calibrados

Destaca en las figuras donde se representa la humedad simulada y la humedad medida (fig. 30 a 35), la sobreestimación de la humedad en las capas 30-60 y 60-90 cm de las

simulaciones S86, debido a que los valores de θ_{cc} y θ_{sat} obtenidos con la función de Saxton *et al.* (1986) son más altos y por lo tanto el suelo en un periodo en el que apenas hay déficit hídrico en el suelo, como el simulado, los niveles de humedad del suelo en las dos capas inferiores están casi siempre cercanos a la capacidad de campo. Es por ello, que partiendo desde la misma humedad inicial que el resto de las simulaciones, los valores de humedad en cada caso no suelen ser inferiores a la humedad a capacidad de campo estimada con cada método. Por eso, la simulación con Saxton, al tener valores de θ_{cc} más altos (tabla 31), la humedad simulada es mayor, también.

La humedad en el suelo únicamente disminuyó por debajo del punto de marchitez permanente (θ_{pmp}) en los primeros periodos sin cultivos en la capa 0-30 cm de las parcelas P1 y P2.

Parcela B

Las mejores predicciones de la humedad volumétrica se obtuvieron con los valores de k_{dr} calibrados, sobre todo en las capas 30-60 y 60-90 cm. Considerando las simulaciones con los k_{dr} calibrados, la simulación W99 es la que mejor se ajusta a los datos medidos en la capa 0-30 cm, mientras que en las capas 30-60 y 60-90 cm, los mejores resultados se obtuvieron con la simulación que utiliza el método de los muestreos. Cuando se considera el conjunto de las tres capas (0-90 cm) con los valores de k_{dr} calibrados, las mejores predicciones se obtuvieron con los parámetros hidráulicos obtenidos con el método de los muestreos (RMSE=0,015 y d=0,75) y con el método W99 (RMSE=0,015 y d=0,75). Por el contrario, S86 fue claramente la peor simulación (RMSE=0,052 y d=0,41), ya que sobreestimó de forma importante el agua en las capas 30-60 y 60-90 cm, (Tabla 32).

Tabla 32. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela B. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)

K _{dr}	Método	0-30		30-60		60-90		0-90	
		RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d
Por Defecto	Muestreos	0,047	0,66	0,049	0,25	0,029	0,85	0,039	0,49
	Lab.	0,039	0,67	0,070	0,18	0,086	0,57	0,042	0,47
	S86	0,028	0,79	0,103	0,13	0,152	0,41	0,089	0,28
	W99	0,029	0,79	0,062	0,21	0,034	0,82	0,032	0,55
Calibrado	Muestreos	0,041	0,69	0,006	0,83	0,005	0,99	0,015	0,75
	Lab.	0,041	0,69	0,017	0,57	0,015	0,94	0,022	0,66
	S86	0,040	0,70	0,039	0,33	0,085	0,58	0,052	0,41
	W99	0,031	0,77	0,016	0,59	0,008	0,98	0,015	0,75

Parcela P1

Los mejores resultados de las simulaciones en las tres capas de suelo se obtuvieron con los valores de k_{dr} calibrado (Tabla 33).

Tabla 33. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela P1. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)

K_{dr}	Método	0-30		30-60		60-90		0-90	
		RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d
Defecto	Muestreos	0,046	0,747	0,055	0,278	0,027	0,262	0,022	0,76
	Lab.	0,042	0,798	0,056	0,263	0,086	0,104	0,049	0,50
	S86	0,060	0,661	0,173	0,099	0,168	0,054	0,130	0,23
	W99	0,058	0,670	0,082	0,185	0,038	0,199	0,057	0,44
Calibrado	Muestreos	0,046	0,753	0,011	0,585	0,008	0,567	0,016	0,81
	Lab.	0,040	0,804	0,009	0,664	0,022	0,299	0,014	0,86
	S86	0,022	0,886	0,108	0,142	0,100	0,086	0,074	0,35
	W99	0,023	0,887	0,047	0,278	0,011	0,464	0,024	0,68

Entre los diferentes métodos de obtención de los parámetros hidráulicos, en las simulaciones con el k_{dr} calibrado, las mejores predicciones de la humedad volumétrica se obtuvieron con S86, Lab y Muestreos, respectivamente para las capas 0-30, 30-60 y 60-90 cm. Para el conjunto de las tres capas (0-90 cm) los mejores resultados se dieron con el método de laboratorio (RMSE= 0,014 y d=0,86) y con el método de muestreos (RMSE= 0,016 y d=0,81). Las simulaciones con el método S86 proporcionaron los peores resultados (RMSE=0,074 y d=0,86), a pesar de que este método dio las mejores predicciones en la capa 0-30 cm.

Parcela P2

Al igual que en las otras dos parcelas, también en la parcela P2, se obtuvieron mejores resultados con los valores de k_{dr} calibrados. (Tabla 34).

En las simulaciones con el k_{dr} calibrado, para la capa 0-30 y 60-90 las mejores predicciones se obtuvieron con W99, mientras que en la capa intermedia 30-60 cm, los mejores resultados se obtuvieron con la simulación que utilizan el método de los muestreos. Considerando el conjunto de las tres capas de suelo, las mejores predicciones al contenido volumétrico de agua en el suelo se obtuvieron con las simulaciones que utilizan los parámetros hidráulicos obtenidos por el método de muestreos (RMSE=0,010 y d=0,88) y con el método W99 (RMSE= 0,012 y d=0,81). Al igual que en las anteriores parcelas, la simulación con el método S86, se obtuvieron los peores

resultados (RMSE=0,052 y d=0.32), sobreestimando de forma importante la humedad del suelo, (Tabla 35).

Tabla 34. Comparación de la bondad de las predicciones del contenido de agua en el suelo en la parcela P2. RMSE: raíz cuadrada del error cuadrático medio, d: índice de concordancia, (Willmott,1982)

K_{dr}	Método	0-30		30-60		60-90		0-90	
		RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d	RMSE	d
Defecto	Muestreos	0,024	0,883	0,063	0,224	0,017	0,349	0,024	0,60
	Lab.	0,025	0,875	0,096	0,154	0,076	0,149	0,060	0,29
	S86	0,073	0,528	0,156	0,092	0,127	0,089	0,115	0,17
	W99	0,030	0,810	0,065	0,214	0,019	0,400	0,035	0,44
Calibrado	Muestreos	0,025	0,878	0,020	0,450	0,010	0,425	0,010	0,88
	Lab.	0,023	0,891	0,045	0,279	0,027	0,341	0,026	0,57
	S86	0,025	0,827	0,092	0,164	0,049	0,204	0,052	0,32
	W99	0,016	0,924	0,033	0,348	0,010	0,613	0,012	0,81

Resumen de las simulaciones

Las simulaciones con los valores del coeficiente de drenaje calibrado mejoraron las predicciones del modelo en todos los casos. Estas mejoras se observaron principalmente en las capas 30-60 y 60-90 cm, donde con el calibrado se obtuvieron k_{dr} superiores a los calculados por defecto en el modelo. Estos resultados indican la conveniencia de calibrar este parámetro.

Por otra parte, los valores de k_{dr} obtenidos por calibrado fueron muy cercanos a su límite superior, 1. Los suelos de las parcelas experimentales tienen una textura media, donde a priori, estos valores altos no eran esperables, ya que serían más propios de suelo más arenosos. Estos valores altos en el calibrado, puede que sean debidos a que los valores de θ_{cc} utilizados en el modelo son excesivamente altos, de forma que dan como resultado una humedad volumétrica simulada mayor a las medidas. Este hecho puede explicar también la sobrestimación de la humedad obtenida en las simulaciones. Así por ejemplo las simulaciones que utilizaron los parámetros hidráulicos de la FPT de Saxton, que son los que estiman una mayor θ_{cc} , resultan ser las que más sobreestiman la humedad en el suelo, a pesar de utilizar los valores más altos de k_{dr} .

Considerando la humedad volumétrica de 0-90 cm, las simulaciones que utilizaron las estimaciones de los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos obtuvieron las mejores predicciones en las parcelas B y P2, y en la P1 estuvieron cerca de obtener los mejores resultados. Los peores resultados se obtuvieron con las simulaciones que

utilizaron los parámetros obtenidos con las FPT de Saxton, en las tres parcelas. Las simulaciones con la FPT de Wösten dieron un resultado intermedio.

3.3.2 Balance de agua

El modelo EU-Rotate_N proporciona un balance diario del agua en el suelo hasta 90 cm de profundidad en el fichero “_Wbala.dat” proporciona un balance diario del agua en el suelo hasta 90 cm de profundidad. A continuación, en la *tabla 35*, se muestra un resumen del balance de agua obtenido con las diferentes simulaciones.

Tabla 35. Balance de agua en el suelo a 90 cm en la parcelas experimentales, para cada simulación con el kdr calibrado

Parcela	Método	Entradas (mm)			Salidas (mm)				$\Delta\theta$ (mm)
		R	P	Total	E	T	D	Total	
B	Muestreos	474	217	691	206	129	337	672	18,9
	Lab.	474	217	691	217	129	322	667	23,6
	S86	474	217	691	212	130	297	639	51,5
	W99	474	217	691	210	129	333	673	17,7
P1	Muestreos	1089	502	1591	423	181	968	1572	18,3
	Lab.	1089	502	1591	427	178	959	1565	25,7
	S86	1089	502	1591	411	186	896	1492	97,9
	W99	1089	502	1591	401	185	952	1539	51,7
P2	Muestreos	897	64	961	306	174	473	953	7,9
	Lab.	897	64	961	304	175	454	934	26,8
	S86	897	64	961	281	175	452	907	53,3
	W99	897	64	961	283	173	495	950	10,3

R: riegos. P: lluvia. E: evaporación del suelo. T: Transpiración. D: drenaje a 90 cm. $\Delta\theta$: variación del contenido de agua del suelo (mm) en la capa 0-90 cm.

Se puede ver que las principales diferencias debidas a los diferentes métodos de determinación de los parámetros hidráulicos afectan al drenaje y al cambio del contenido del agua en el suelo, mientras que los demás términos del balance apenas se ven afectados.

La diferencia de los valores de evaporación entre parcelas se debe principalmente a la diferencia en la duración de los diferentes periodos de simulación, de 180, 345 y 239 días respectivamente para B, P1 y P2.

La transpiración del cultivo tomó valores medios cercanos a 130 mm (0,81 mm/día de cultivo), 180 mm (1,2 mm/día de cultivo) y 174 mm (1,14 mm/día de cultivo), para la parcela B, P1 y P2, respectivamente.

Las diferencias obtenidas en los valores de drenaje acumulado a 90 cm, con los diferentes métodos, fueron del 11, 6 y 10%, respectivamente para las parcelas B, P1 y P2. La simulación con *Muestreos* dio los drenajes más altos en dos de las tres parcelas, mientras que las simulaciones *S86* proporciono los valores más bajos también en dos parcelas.

Los valores bajos de drenaje de *S86* son debidos a que los valores de θ_{cc} y θ_{sat} , obtenidos con este método son altos, lo que implica que partiendo de una misma humedad inicial los suelos con estos parámetros hidráulicos altos son capaces de almacenar más agua antes de comenzar a drenar y este mayor almacenamiento de agua en el suelo produce un menor drenaje.

3.3.3 Efecto del coeficiente de drenaje

El coeficiente de drenaje (k_{dr}) regula la velocidad del drenaje de agua en cada capa del suelo simulado, afectando a la distribución del agua en el suelo. Valores altos de k_{dr} provocan que el exceso de agua por encima del valor de θ_{cc} de una capa pase más rápidamente a la capa inferior y con ello se acelera el drenaje (cambia la velocidad de drenaje, pero la cantidad de agua drenada puede variar algo debido a que, al retenerse el agua en el perfil por más tiempo, la transpiración y evaporación pueden ser algo más elevadas y con ello disminuir el drenaje).

Como se observa en la *figura 37*, la diferencia entre los drenajes se inició después del primer riego, manteniéndose prácticamente constante esta diferencia a lo largo de la simulación. Los valores bajos de k_{dr} generan un drenaje más progresivo, mientras que valores altos generaron picos importantes de drenaje después de los riegos, de forma que el suelo se desecó más rápidamente. En promedio las variaciones de un valor de k_{dr} de 0.4 a un valor de 0.8, supuso un aumento de un 11, 6 y 10% del drenaje acumulado a 90 cm de profundidad en la parcela B, P1 y P2, respectivamente.

En la *figura 38*, se muestra el efecto que tiene el valor del k_{dr} en el contenido de agua simulado a 90 cm y en el drenaje acumulado a 90 cm de profundidad, para el suelo de la parcela B con los parámetros hidráulicos estimados mediante el método de muestreos de suelo.

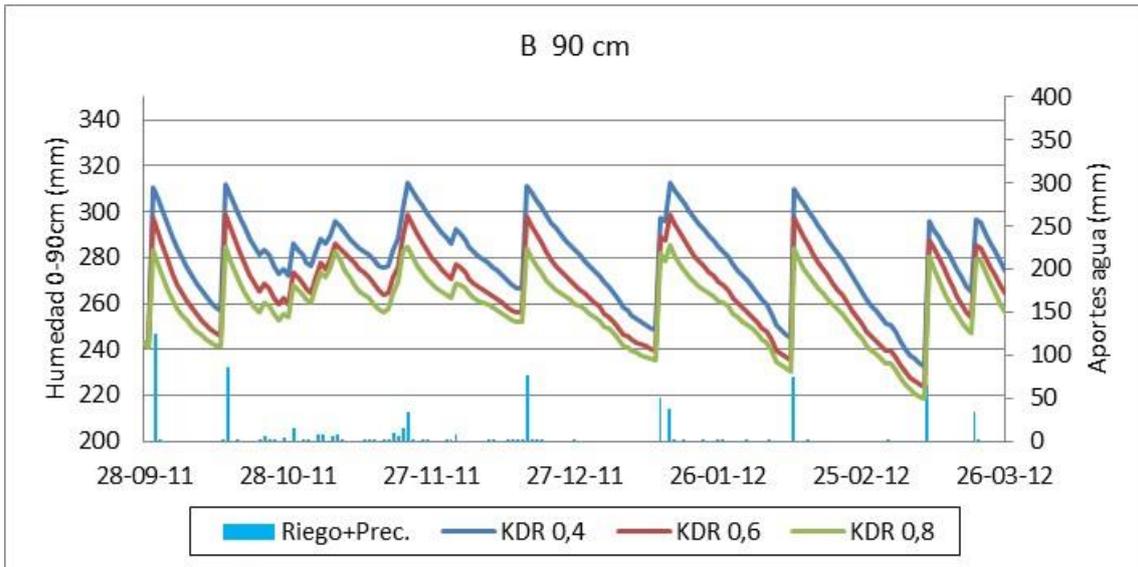


Figura 37. Ejemplo del efecto del k_{dr} sobre el contenido de agua simulado hasta 90 cm, en la parcela B con los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo

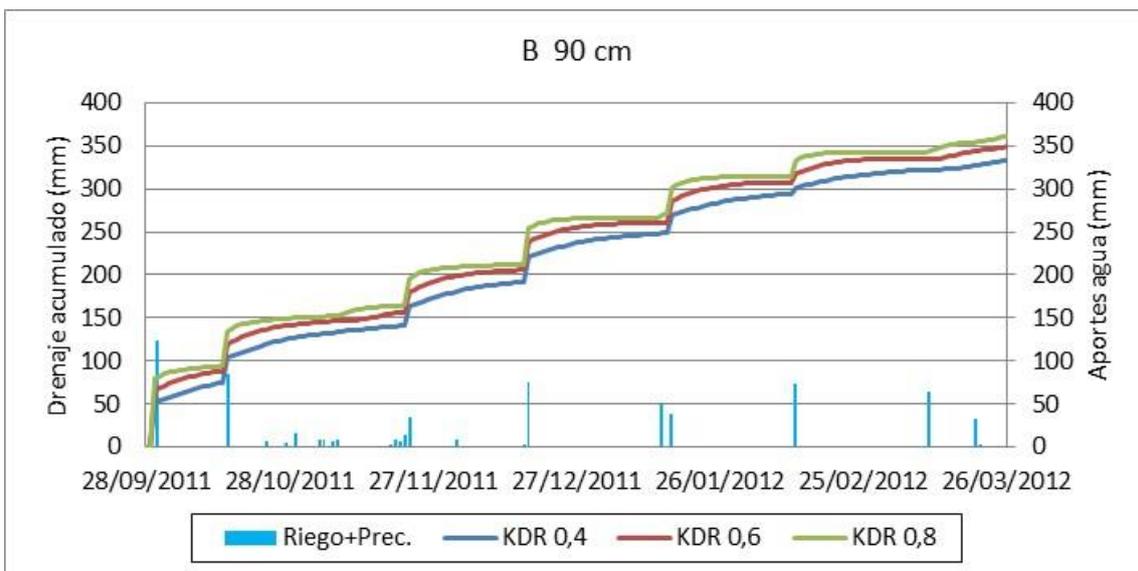


Figura 38. Ejemplo del efecto del k_{dr} en el drenaje acumulado simulado a 90 cm en la parcela B, con los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo.

4. CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Las conclusiones de este trabajo respecto a los dos objetivos fijados inicialmente son:

1. Comparación de diferentes métodos de medida de los parámetros hidráulicos del suelo:
 - En relación con la determinación de la humedad a saturación (θ_{sat}), los valores obtenidos por la FPT de *Wösten et al. (1999)* fueron similares a los valores de porosidad del suelo, mientras que las medidas en laboratorio superaron en un 10% a la porosidad. Este último resultado sugiere que alguna de las dos medidas no es correcta, ya que θ_{sat} no puede exceder la porosidad. La función de Saxton proporcionó valores un 30% superiores a la porosidad del suelo, diferencia claramente excesiva. Se concluye que la FPT de *Wösten* que incorpora más datos del suelo tales como la densidad aparente del suelo, resultó ser mejor.
 - En la estimación de la humedad a capacidad de campo (θ_{cc}), el método de los muestreos de suelo, dio resultados similares a los obtenidos con las medidas de los tensiómetros, FPT de *Wösten* y con placas de presión, todos a 20 kPa. En cambio, la FPT de *Saxton et al. (1986)* a 20 kPa, sobreestimó en promedio un 15% los valores de θ_{cc} con respecto a las medidas en laboratorio.
 - Los valores del punto de marchitez permanente (θ_{pmp}) obtenidos con la FPT de *Wösten* a 1500 kPa (tensión asociada normalmente al punto de marchitez permanente) superaron en un 10% a los valores de la FPT de *Saxton* a esa misma tensión.
2. Evaluación y aplicación de las determinaciones de los parámetros hidráulicos mediante el modelo EU-Rotate_N:
 - En general, las simulaciones sobreestimaron la humedad del suelo, sugiriendo que los valores de θ_{cc} empleados fueron más altos que los valores reales, de forma que la capacidad de retención de agua en el suelo y por tanto de su humedad se sobreestimó. La θ_{pmp} fue el parámetro hidráulico menos crítico, ya que la humedad en el suelo se mantuvo por encima de este valor en gran parte del periodo de simulación.
 - Las simulaciones que utilizaron los parámetros hidráulicos estimados mediante muestreos de suelo obtuvieron las mejores predicciones de la humedad del suelo en dos de las tres parcelas. Los peores resultados en las tres parcelas, se obtuvieron cuando se utilizaron los parámetros obtenidos con FPT de *Saxton* en las simulaciones. Las simulaciones con la FPT de *Wösten* dieron un resultado aceptable.

- Las predicciones de la humedad del suelo mejoraron claramente con el calibrado del coeficiente de drenaje del modelo. Los valores obtenidos con el calibrado fueron superiores a los valores dados por defecto en el modelo.
- En el balance de agua las principales diferencias debidas al uso de los parámetros hidráulicos obtenidos por los diferentes métodos se observaron en el drenaje de agua. El drenaje acumulado hasta 90 cm vario en promedio un 10%, entre las diferentes simulaciones.
- Las simulaciones que utilizaron los parámetros obtenidos mediante muestreos fueron en general las que más drenaje generaron, al contrario de lo que sucedió con las simulaciones que utilizaron los parámetros de la función de *Saxton*.
- Se observó que una variación del coeficiente de drenaje del modelo EU-Rotate_N, de 0.4 a 0.8, elevó el drenaje en promedio un 10%.

Así pues, resumiendo las conclusiones podemos decir que:

1. En condiciones similares a las estudiadas el método de muestreos de suelos después de un riego abundante (≥ 100 mm) puede ser una alternativa para proporcionar estimaciones aceptables de la capacidad de campo, ya que además permite calibrar con estos muestreos parámetros como el coeficiente de drenaje del modelo. Con ese método se evita la incertidumbre que se da en otras metodologías a la hora de seleccionar la tensión del suelo asociada al valor de capacidad de campo (10, 20 o 33 kPa), además resulta más económico que otros métodos como los de laboratorio o las medidas con tensiómetros.
2. En caso de no realizarse medidas en campo la función de pedotransferencia obtenida por *Wösten et al. (1999)* puede ser aceptables para la estimación de los parámetros hidráulicos, en suelos y condiciones similares a las estudiadas.

5. BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D., and SMITH M.1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper n° 56, FAO, Roma.
- ASSOULINE, S. and OR, D. 2014. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resources Research*, vol.50. Pages 4787–4802.
- BAIZE, D. 1988. *Guide des analyses courantes en pédologie*, INRA, Paris, pp. 121-122.
- BAVER, L.D. GARDNER, W.H. and GARDNER, W.R. 1972. *Soil physics*, 4th Ed., Wiley, New York.
- BITTELLI, M., and FLURY, M. 2009. Errors in Water Retention Curves Determined with Pressure Plates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73:1453-1460.
- BOUYOUCOS, G.J. 1962. Hydrometer Method Improved for Making Particle Size Analysis of Soils. *Agronomy Journal*, 54, 464-465.
- BOUMA J, 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advance in Soil Science* 9: 177-213
- BRADY, N.C., and WEIL, R.R. 2002. *The Nature and Properties of Soils*. Pearson Education. New Jersey.
- BRIGGS, L. J. and H. L. SHANTZ. 1912. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. *Botanical Gazette* Vol. 53, No. 1 (Jan., 1912), pp. 20-37.
- BROOKS, R. H., and COREY, A. T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper n° 3*. Civil Engineering Dep. Colorado State Univ. Colorado. 27 p.
- BRUTSAERT W.1966. Probability laws for pore-size distributions. *Soil Science*. 101:85–92.
- CASSEL D.K., and NIELSEN D.R. 1986. Field capacity and available water capacity. In 'Methods of soil analysis. Part 1, Physical and mineralogical methods'. (Ed. A Klute) pp. 901-926. ASASSS. Madison.
- COSBY, B. J., HORNBERGER, G. M., CLAPP, R. B., GINN T. R. 1986. A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water resources research*. Vol. 20, Issue 6, pp. 682–690.
- COSTA, M. 1982. Pisos bioclimáticos y series de vegetación en el área valenciana. *Cuadernos de geografía*, n° 31, 1982, págs. 129-144.

- CRONEY, D. and COLEMAN, J.D. 1960. Pore pressure and suction in soil. Conference on Pore Pressure and Suction in Soils. London.
- DANE, J. H., and HOPMANS, J. W. 2002. Water retention and storage. In Dane, J. H., and Topp, G. C. (eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods*. Chapter 3.3, 3rd edn. Madison, WI: Soil Science Society of America. Pp, 671-720.
- DAY, P.R., BOLT, G.H., and ANDERSON, D.M. 1967. Nature of soil water, R.M. Hagan, H.R. Haise, and T.W.
- DE ROOIJ, G. H., VAN DER PLOEG, M. J., GOOREN, H. P. A., BAKKER, G., HOOGENDAM, C. W., HUISKES, C., KRUIDHOF, H., and KOOPAL, L. K. 2009. Measuring very negative water potentials with polymer tensiometers: principles, performance and applications. *Biologia*, 64, 438–442.
- DURNER, W. and FLÜHLER, H. 2006. Soil Hydraulic Properties. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. 6:74.
- EVETT, S.R. and J.L. STEINER. 1995. Precision of neutron scattering and capacitance type soil water content gauges from field calibration, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59:961–968.
- FIELD, J.A. PARKER, J.C. and POWELL, N.L. 1985. Comparison of field- and laboratory measured and predicted hydraulic properties of soil with macropores. *Soil Sci.* 138: 385–396.
- FREDLUND, D.G. and XING, A. 1994. Equations for the Soil Water Characteristic Curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31, 521-532.
- GARDNER, W.R. 1956. Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soils. Highway Research Board Special Report 40 International Symposiums on Physico-Chemical Phenomenon in Soils; Washington, DC, USA. pp. 78–87.
- GARDNER, W.H. 1986. Water content: Methods of soil analysis. American Society of Agronomy Madison.
- GREACEN, E.L., and HIGNETT, C.T., 1976. A water balance model and supply index for wheat in southern Australia. CSIRO Division of Soils Technical Paper No 27.
- GREENWOOD, D.J. 2001. Modelling N-response of field vegetable crops grown under diverse conditions with N_{ABLE}: a review. *Journal of Plant Nutrition*, 24, 1799-1815.
- GUBER A. K., PACHEPSKY, YA. A., VAN GENUCHTEN M. TH, RAWLS, W. J., SIMUNEK J., JACQUES D., NICHOLSON T. J., and CADY R. E. 2006. Field-Scale Water Flow Simulations Using Ensembles of Pedotransfer Functions for Soil Water Retention. *Vadose Zone Journal* 5:234–247. Soil Science Society of America.

- GUBER, A.K., PACHEPSKY, Y.A., VAN GENUTCHEN, M.T., SIMUNEK, J., JACQUES, D., NEMES, A., NICHOLSON, T.J., and CADY, R.E. 2009. Multimodel Simulation of Water Flow in a Field Soil Using Pedotransfer Functions. *Vadose Zone Journal* 8:1-10.
- GUPTA, S.C., LARSON, W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.* 15, 1633/1635.
- HALL, D.G., REEVE, M.J., THOMASSON, A.J., WRIGHT, V.F., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. *Soil Survey of England and Wales*. Harpenden, Technical Monograph No. 9, 75 pp.
- HILLEL, D. 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York.
- HILLEL, D. 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press. Elsevier. San Diego.
- HOPMANS, J.W., VOGEL, T., and KOBLIK, P. D. 1992. X-ray tomography of soil water distribution in one-step outflow experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 355.
- HOPMANS, J.W., SIMUNEK, J., ROMANO, N., and DURNER, W. 2002. Simultaneous determination of water transmission and retention properties. *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical Methods*. Dane and G.C. Topp, Agronomy 9, Madison.
- HUTSON, J.L., and WAGENET R.J. 1991. Simulating nitrogen dynamics in soils using a deterministic model. *Soil Use and Management* 7.2. *Soil Use and Management*, vol 7-2. British Society of Soil Science.
- JABRO, J. D., EVANS, R. G., KIM, Y., and IVERSEN, W.M. 2009. Estimating in situ soil-water retention and field water capacity in two contrasting soil textures. *Irrig. Sci.*, 27(3), 223–229.
- JONES, C.A. and KINIRY, J.R. 1986. *CERES-Maize. A Simulation Model of Maize Growth and Development*. Texas A&M University Press, College Station.
- KLUTE, A. 1986. Water retention: Laboratory methods, in A.Klute, ed. *Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph 9, ASA, Madison, WI, pp. 635-662.
- KIRKHAM, M.B. 2014. Field Capacity, Wilting Point, Available Water, and the Nonlimiting Water Range. Chapter 10. *Principles of Soil and Plant Water Relations*. Pages 153–170. Elsevier.
- KOOL, J. B., PARKER J. C., and VAN GENUCHTEN M. TH. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – A review. *Journal of Hydrology*, 91. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam. Pages 255-293.

- KOOREVAAR, P., MENELIK, G. and DIRKSEN, C. 1983. Elements of Soil Physics. Elsevier. 227 pp.
- KUTILEK, M. and NIELSEN D.R. 1994. Soil Hydrology. Catena, Cremlingen-Destedt. 370 pp.
- MANABE, S. 1969. Climate and ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. Monthly Weather Review 97, 739-774.
- MEYER, P. and GEE, G. 1999. Flux-Based Estimation of Field Capacity. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, vol.125(7). ASCE.
- MINASNY, B., and MCBRATNEY, A.B., 2003. Integral energy as a measure of soil-water availability. Plant Soil 249, 253–262.
- MOCKUS V., HJELMFELT, MOODY H.F. et al. 2004. Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: National Engineering Handbook, Part 630 – Hydrology. USDA.
- MORGAN, K.T., PARSONS, L.R. and ADAIR WHEATON. 2001. Comparison of laboratory- and field-derived soil water retention curves for a fine sand soil using tensiometric, resistance and capacitance methods. Plant and soil, vol 234-2. pp 153–157.
- MUALEM, Y. 1976. New model for Predicting Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous-Media. Water Resources Research, vol. 12(3). Pages 513–522.
- NACHABE, M. 1998. Refining the Definition of Field Capacity in the Literature. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, vol. 124(4). Pp. 230-232.
- NIMMO, J.R., RUBIN, J. and HAMMERMEISTER D.P. 1987. Unsaturated flow in a centrifugal field: Measurement of hydraulic conductivity and testing of Darcy's Law. Water Resources Research, vol. 23, nº 1. Pages 124–134.
- OR, D., and WRAITH, J.M. 1999. A new soil matric potential sensor based on time domain reflectometry. 35:3399–3407.
- OR, D., and WRAITH, J.M. 2002. Soil Water Content and Water Potential Relationships. Soil physics companion. Arthur W. Warrick.
- OR, D., TULLER, M. and Wraith, J.M. 2005. Soil Water Potential. Encyclopedia of Soils in the Environment. Elsevier Science. Oxford.
- PACHEPSKY, YAKOV A.; RAWLS, WALTER J., TIMLIN, D.J., and DENNIS J. 1999. The Current Status of Pedotransfer Functions: Their Accuracy, Reliability, and Utility in Field- and Regional-Scale Modeling. Assessment of Non-Point Source Pollution in the Vadose Zone. Geophys. Monogr. Ser., vol. 108, edited by L. Corwin, K. Loague, and R. Ellsworth. American Geophysical Union.
- PACHEPSKY, Y. RAWLS W.J. 2004. Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Developments in Soil Science Volume 30, Pages 1-512. Elsevier Science.

- PACHEPSKY, Y. RAWLS, W.J. and GIMÉNEZ, D. 2001. Comparison of soil water retention at field and laboratory scales. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65: 460–462.
- PACHEPSKY, Y.A. and VAN GENUCHTEN M.T. 2014. Pedotransfer functions. *Encyclopedia of Agrophysics. Part of the series Encyclopedia of Earth Sciences Series.* Springer.
- PATIL, N.G., SINGH, S.K. 2016. Pedotransfer Functions for Estimating Soil Hydraulic Properties: A Review. *Pedosphere*, vol. 26, Issue 4, Pages 417-430. Elsevier.
- RAHN C.R., K. ZHANG, R. LILLYWHITE, C. RAMOS, J. DOLTRA, J.M. DE PAZ, H. RILEY, M. FINK, C. NENDEL, K. THORUP KRISTENSEN, A. PEDERSEN, F. PIRO, A. VENEZIA, C. FIRTH, U. SCHMUTZ, F. RAYNS AND K. STROHMEYER. 2010. EU-ROTATE_N – a European Decision Support System – to Predict Environmental and Economic Consequences of the Management of Nitrogen Fertiliser in Crop Rotations. *Europ.J.Hort.Sci.*, 75:20-32.
- RANDALL E.W., MAHIEU N., IVANOVA G.I. 1997. NMR studies of soil, soil organic matter and nutrients: spectroscopy and imaging, *Geoderma*, Volume 80, Issue 3, Pages 307-325.
- RASSAM, D. W. and WILLIAMS, D. J. 2000. A dynamic method for determining the soil water characteristic curve for coarse-grained soil. *Geotech. Testing J.* 23: 67–71.
- RATLIFF L.F., RITCHIE J.T. and 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.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., and SAXTON, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers.* 25 (5): 1316-1320.
- RAWLS, W.J., and BRAKENSIEK, D.L. 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. *Watershed Management in the Eighties.* E. Jones, and T. J. Ward. *Am. Soc. Civ. Eng., Proc. Symp.*, 30 April–1 May, Denver, Colo., Am. Soc. Civ. Eng., New York, N.Y.
- RAWL W.J. and BRAKENSIEK D.L. 1989. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. *Unsaturated flow in hydrologic modeling. Theory and Practice*, 275-300. Kluwer Academic Publishers.
- RICHARDS, L.A. 1928 The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. *J. Agr. Res.* 37, 719–742.
- RICHARDS, L.A. 1941. A Pressure membrane extraction for soil solution. *Soil Science Society of America Journal*, vol. 51 (5). 377-386. Madison.
- RICHARDS, L. A., and L. R. WEAVER. 1943. Fifteen atmosphere percentage as related to the permanent wilting percentage. *Soil Science* 56: 331-339.

- RITCHIE, J.T. 1998. Soil water balance and plant water stress. In: G.Y. Tsuji et al. (eds): Understanding options for agricultural production. pp. 41-54.
- RITCHIE, J.T., RATLIFF, L.F., CASSEL, D.K., 1987. Soil laboratory data, field descriptions and field measured soil water limits for some soils of the United States. ARS Technical Bulletin, ARS Agric. Research Service and Soil Conservation Service/State Agric. Exp. Stations, Temple, TX.
- ROSE, D. 1968. Water movement in porous materials III. Evaporation of water from soil. Brit. J. Appl. Phys. ser 2(1): 1779-1791
- SAXTON K.E., RAWLS W.J., ROMBERGER J.S., and PAPENDICK R.I. 1986. Estimating generalized soil water characteristics from texture. Trans. ASAE 50:1031–1035.
- SAXTON, K.E. and RAWLS, W.J. 2006. Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. Soil Science Society of American Journal, 2.70:1569–1578.
- SCHAAP, M., and BOUTEN, W. 1996. Modeling water retention curves of sandy soils using neural networks. Water Resources Research, 32, 3033-3040.
- SCHAAP, M.G., and LEIJ, F.J. 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. Soil Sci. 163, 765–779.
- SCHAAP, M.G., LEIJ, F.J., and VAN GENUCHTEN, M.T. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Journal of Hydrology. 251, pp. 163-176. Elsevier.
- SCHAAP, M.G., NEMES, A., and VAN GENUCHTEN, M.T. 2004. Comparison of Models for Indirect Estimation of Water Retention and Available Water in Surface Soils. Vadose Zone journal, 3. No. 4, p. 1455-1463. Soil Science Society of America.
- SHELLE, H., HEISE, L., JÄNICKE, K. and DURNER, W. 2013. Water retention characteristics of soils over the whole moisture range: a comparison of laboratory methods. European Journal of Soil Science, vol. 64-6. Pages 814–821.
- SCHINDLER, U., DURNER, W., VON UNOLD, G., MUELLER, L. and WIELAND, R. 2010. The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup. J. Plant Nutrition Soil Sci. 173 (4). Pages 563–572.
- SHAFFER, M.J., HALVORSON, A.D., and PIERCE, F.J. 1991. Nitrate Leaching and Economic Analysis Package (NLEAP): Model description and application. p. 285-322. In R.F. Follett, D.R. Keeney, and R.M. Cruse (eds.) Managing nitrogen for groundwater quality and farm profitability. SSSA, Madison, WI.

- SILLER, W.S., FREDLUND, D.G. and ZAKERZADEH, N. 2001. Mathematical Attributes of Some Soil – Water Characteristic Curve Models. *Geotechnical and Geological Engineering*. 19: 243-283. Kluwer Academic Publishers. The Netherlands
- SILLER, W.S. and FREDLUND, D.G. 2001. Statistical assessment of soil-water characteristic curve models for geotechnical engineering. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 38(6): 1297-1313.
- SIMUMEK, J., WENDROTH, O., and VAN GENUCHTEN M.T. 1999. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Resources Research*, vol. 35-10. Pages 2965–2979.
- SIMUMEK, J., VAN GENUCHTEN, M.T., and SEJNA, M. 2006. The HYDRUS software package for simulating the two-and three-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably-saturated media. Technical manual 1. PC Progress, Prague, Czech Republic.
- SPAANS, E. J. A., and BAKER, J. M., 1992. Calibration of Watermark soil moisture sensors for soil matric potential and temperature. *Plant and Soil*, 143, 213–217.
- SSL. Soil Survey Laboratory. 1996. Methods manual. Soil Survey Investigations Report Nº 42. Version 3.0. E.E.U.U. United States Department of Agriculture (USDA).
- STÖCKLE, C.O., DONATELLI, M. and NELSON, R. 2003. CropSyst, a cropping systems simulation model. *European journal of agronomy* 18.3. Pages 289-307.
- SUN, Y., REN, S., REN, T., and MINASNY, B. 2010. A combined frequency domain and tensiometer sensor for determining soil water characteristic curves. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 74(2), 492-494.
- TAINA, I. A., HECK, R. J., and ELLIOT, T. R., 2008. Application of X-ray computed tomography to soil science: a literature review. *Canadian Journal of Soil Science*, 88(1), 1–19.
- TOLK, J. 2007. Soils, Permanent Wilting Points. *Encyclopedia of Water Science*. Second Edition. Stanley W. Trimble. CRC Press. Pages 1140–1142.
- TÓTH, B., WEYNANTS, M., NEMES, A., MAKÓ., BILAS, G., and TÓTH,G. 2015. New generation of hydraulic pedotransfer functions for Europe. *European Journal of Soil Science*, vol.66-1: 226–238. British Society of Soil Science.

- TOPP, G.C., and T.P.A. FERRÉ. 2004. Time-domain reflectometry. p. 174–181. In D. Hillel (ed.) *Encyclopedia of soils in the environment*. Elsevier, Amsterdam.
- TOPP, G.C., DAVIS, J.L. and ANNAN, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16(3). Pages 574–582 .
- TULLER, M. and OR, D. 2005. Retention of Water in Soil and the Soil Water Characteristic Curve. *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Elsevier Science. Oxford.
- VAN GENUCHTEN, M.T. 1980. A Closed Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of American Journal*, 44-5: 892-898.
- VAN GENUCHTEN, M.T., and NIELSEN, D.R. 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soil. *Annales Geophysicae*, 3(5): 615-627.
- VAN GENUCHTEN, M.T.H., LEIJ, F.J., and YATES, S.R. 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. EPA Report 600/2-91/065, U.S. Salinity Laboratory, USDA.
- VEIHMEYER, F.J., and HENDRICKSON, A.H. 1928. Soil moisture at permanent wilting of plants. *Plant Physiology* 3: 355-357.
- VEIHMEYER, F.J., and HENDRICKSON, A.H. 1931. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil Sci.*, 32, 181–194.
- VELDKAMP, E., and O'BRIEN, J. J., 2000. Calibration of a Frequency Domain Reflectometry Sensor for Humid Tropical Soils of Volcanic Origin. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1549–1553.
- VERECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. and DARIUS, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science*, vol. 148-6: 389–403.
- WALKER, G.R. and ZHANG, L. 2001. Plot-scale models and their application to recharge studies. In: Zhang, L. and Walker, G.R., eds, *Studies in Catchment Hydrology: the basics of recharge and discharge*. Melbourne, CSIRO Publishing.
- WALKLEY, A. and BLACK, I. A. 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37: 29-37.
- WEYNANTS, M., VERECKEN, H. and JAVAUX, M. 2009. Revisiting vereecken pedotransfer functions: introducing a closed-form hydraulic model. *Vadose Zone Journal*, 8-1: 96-95.

- WEYNANTS, M., MONTANARELLA, L., TÓTH, G., STRAUSS, P., FEICHTINGER, F., CORNELIS, W. et al. 2013. European HYdropedological Data Inventory (EU-HYDI). EUR – Scientific and Technical Research Series. Publications Office of the European Union, Luxembourg.
- WILLIAMS, R.D., AHUJA, L.R., NANEY, J.W., 1992. Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Sci.* 153, 172-184.
- WILLMOTT, C.J. 1981. On the validation of models. *Physical Geography* 2: 184–194.
- WOSTEN, J.H.M., PACHEPSKY, Y. and RAWLS, W.J. 2001. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251, I. 3-4, Pages 123-150.
- WOSTEN, J.H.M., LILLY, A., NEMES, A., and LE BAS, C. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, vol.90-3. Pages 169-185.
- WRAITH J.M. and OR D. 1998. Nonlinear parameter estimation using spreadsheet software. *J. Nat. Resour. Life Sci. Educ.* Vol 27, p. 13-19.
- ZHANG, L., WALKER, G.R., and DAWES, W.D. 2002. *Water Balance Modelling: Concepts and Applications. Regional Water and Soil Assessment for Managing Sustainable Agriculture in China and Australia.* Australian Centre for International Agricultural Research Canberra, Australia.