



**HIDRODINÁMICA DE LOS SUELOS DE UN ÁREA
DE MONTAÑA MEDIA MEDITERRÁNEA
SOMETIDA A CAMBIOS DE USO Y CUBIERTA**

TESIS DOCTORAL

CARLES RUBIO

2005

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
INSTITUT DE CIÈNCIES DE LA TERRA 'JAUME ALMERA'

**HIDRODINÁMICA DE LOS SUELOS DE UN ÁREA
DE MONTAÑA MEDIA MEDITERRÁNEA
SOMETIDA A CAMBIOS DE USO Y CUBIERTA**

Memoria presentada por:

CARLES RUBIO

Para optar al grado de Doctor en Ciencias del Suelo
Programa de Doctorado Interuniversitario en Ciencias del Suelo

Dra. Pilar Llorens
Directora de la Tesis

Agradecimientos

Han pasado 3+ cortos años, y digo “cortos” porque mirando hacia atrás, “*muchas cosas han pasado...* (Maestro Joda -Star Wars, Episode IV, A new hope-, 1977)”, pero el tiempo aunque inexorable para todos, ha sido un paradigma fugaz para mi. Como se suele decir, “*ha pasado volando...*”, entre congresos y estancias, donde el aprendiz de científico aumenta su saber y su ansiado currículum.

Pero, por fin!, el sueño, casi eterno, de todo doctorando se ha consumado: la TESIS está acabada y el deseo se ha hecho realidad.

Son las primeras páginas de la memoria de esta tesis, y las que más interés despertarán para algunos, aunque pasarán desapercibidas para los lectores intrépidos que se aventuren en ella. De todas formas, frente a esta dicotomía, que mejor que dedicar una especial atención para intentar transmitir las sensaciones y emociones que me ha supuesto la consecución de este objetivo. Y que mejor forma de hacerlo que mostrar el agradecimiento, a las personas e instituciones que me han seguido, ayudado y acogido durante el periodo de desarrollo y logro de este trabajo de investigación.

En primer lugar a las tres personas que más han influido, disfrutado, animado, participado, ansiado, vibrado y que he echado de menos (por diferentes obvias razones...) durante mis ausencias. A Cristina y Àlex, mis dos “true love”. Nuestro “peque” llenó desde hace dos años ese pequeño rinconcito que le estaba esperando, y pasó sin saberlo a ser el “baby” del Grupo de Investigación. Su llegada cambió muchas cosas, pero no el guión de esta tesis.

A la Dra. Pilar Llorens, tercera persona implicada directamente desde que se plantó la semilla hasta que, el árbol de la ciencia (Pío Baroja, 1911) ha dado su fruto. Dra. Llorens, me ha encantado que dirigieras esta tesis, finalmente el tándem funcionó, aunque eso ya lo sabíamos, verdad...? Gracias Pilar, me has hecho disfrutar con lo que hacía.

También un recuerdo y un especial agradecimiento para el Dr. Francesc Gallart, “*il consigliere*”, siempre has estado cuando te he necesitado. Gracias Francesc.

Un agradecimiento “plus” para el “casi” Dr. Rafael Poyatos, el Lord of the Rings (Tolkien- La comunidad del anillo-, 1948) del Grupo. Es del dominio público tu “secreta afición” a contar anillos de *Pinus sylvestris* y *Quercus pubescens*. Gracias por compartir esos “deliciosos” momentos con Pilar y Francesc extrayendo cores de suelo y descubriendo que sucede cuando se coloca un permeámetro de Guelph en una antigua terraza de cultivo cuyos suelos presentan procesos de expansión-contracción. Ánimo, espero que leas pronto!

A Núria Martínez-Carreras, la Pubilla Guardiolenca del Grupo (actualmente haciendo lo mismo que los demás, pero en Luxemburgo). Gracias por las horas compartidas de laboratorio, campo y sobretodo por ese “virtual” cursillo a distancia de MSWord sobre aspectos formales, espero haber superado la prueba. Molta sort i ànims amb la tesi, que això ja està fet!

A los amigos del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC, Zaragoza), Dr. Jérôme Latron y Dr. David Regiús, “exiliados” científicos del Grupo, pero seguimos en contacto. Gracias por vuestros “diferentes” consejos cuando uno tiene que hacer una TESIS.

A las “compis” del 301-B, la Dra. Montse Soler y Juliana Delgado, por esos consejos “soft” y por “su figura”, respectivamente.

También quisiera dedicarle ese pequeño momento de gloria a nuestro Maestro Jedi. Gracias por tus ánimos y por hacer de algunos momentos más... como decirlo, “estadísticamente significativos” quizás...?

A mis padres, a mi hermana Cristina (no es que tenga más, somos dos) y a las peques Marina y Carla.

De forma muy especial al Dr. Ramón Josa del Departamento de Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología de la Universitat Politècnica de Catalunya, por sus consejos sobre el “noble arte” de las técnicas de laboratorio.

Al Dr. José Martínez-Fernández y al Laboratorio de Edafología de la Universidad de Salamanca por su buen hacer en la hidrodinámica de suelos.

Al Dr. Víctor Castillo y a la Dra. María Martínez-Mena del Centro de Edafología y Biología Aplicada del

Segura (CSIC, Murcia). Gracias por vuestra acogida, por dejarme estrenar ese fantástico Micromeritics y por enseñarme más sobre lo que ocurre cuando la lluvia va más allá de la superficie del suelo.

Al Dr. Rien (M.Th.) van Genuchten y al Dr. Marcel G. Schaap del John E. Brown Jr. Salinity Laboratory, del United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service (Riverside, California). *Thank you for showing me how to work with Hydrus-1D and Rosetta, and also to give me an opportunity about Seattle.*

Al Dr. Xavi Úbeda de la Facultat de Geografia de la Universitat de Barcelona, gracias por el magnífico calcímetro de Bernard, tu paciencia y los consejos para no perderla yo.

A los laboratorios de Difractometría de R-X y de Geoquímica Ambiental del Institut de Ciències de la Terra “Jaume Almera” (CSIC, Barcelona). También a Óscar Ávila y Juanjo Cepero, por su meticulosidad, buen criterio y artesanía instrumental. A Àngels, Rosa y Ramon de Cal Sastre (Vallcebre), ellos han conseguido hacernos más cómodos esos 300 km (ida y vuelta) hasta nuestro semanal destino científico. Al Alcalde de Vallcebre, incluso él “arrió el hombro” en esta tesis.

Este trabajo de investigación ha sido posible gracias a una beca de Postgrado F.P.U. del Ministerio de Educación y Ciencia, y a los proyectos HIDROESCALA (REN2000-1709-C04-02/GLO), PROHISEM (REN2001-2268-C02-01/HID), PIRIHEROS (REN2003-08678/HID) y CANOA (CGL2004-04919-C02-01/HID).

No quisiera acabar estas líneas sin satisfacer la curiosidad del lector. Esta memoria, tiene un peso aproximado de 560g (sin cubiertas). Las pulsaciones en el teclado han transcrito un total de 195 páginas, divididas en 2583 párrafos con un total de 6136 líneas, que constan de 48995 palabras. Para ayudar a su lectura se ha incluido un total de 36 tablas y 37 figuras. En términos informáticos, la tesis ha ocupado un espacio físico de 37.5 Mb.

Finalmente, y sin la intención de una justificación previa, quisiera entrar en materia con palabras de Julio Verne; “..., la ciencia está llena de errores, pero estos errores son los pasos que nos conducen a la verdad...”.

Mediterráneamente, Carles.

Resumen

El principal objetivo de este trabajo es estudiar las propiedades y funcionamiento hidrodinámico de los suelos y la influencia de los cambios de cubierta y uso del suelo en éstas. Dicho objetivo se ha abordado a partir de la caracterización de las propiedades de los suelos que influyen en las características hidrodinámicas, la determinación de la curva característica de la humedad y su parametrización utilizando funciones de edafotransferencia, el estudio de la conductividad hidráulica, y finalmente, la modelización del potencial matricial del suelo utilizando el modelo HYDRUS-1D.

El trabajo se ha llevado a cabo en las cuencas de investigación de Vallcebre (NE del Pirineo). Una de las características importantes de estas cuencas es que han sufrido importantes cambios de usos y cubiertas en el pasado.

Todos los perfiles estudiados ha mostrado unas características texturales y de contenidos orgánicos muy similares. Cabe destacar el elevado contenido en carbonato de calcio, que ha permitido observar procesos de descarbonatación en los suelos de las antiguas terrazas.

El estudio de la respuesta hidrodinámica del suelo y su variabilidad temporal ha confirmado los resultados obtenidos anteriormente para estas cuencas. De los ambientes estudiados, los suelos de las terrazas bajo prado se han mostrado más húmedos que las terrazas de bosque. Las curvas características de la humedad han presentado una elevada humedad volumétrica a todas las succiones, posiblemente debido al comportamiento hidrodinámico de los materiales más finos, y a los contenidos orgánicos en superficie.

La validación de las funciones de edafotransferencia específicas (FETs) creadas para los perfiles estudiados ha mostrado errores medios y dispersiones dentro de un rango similar al obtenido por diferentes autores. Mientras que los obtenidos con el modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001) están por encima de este rango. La evaluación de estos modelos se ha basado en su eficiencia y en el esfuerzo y coste que supone su uso, siendo las FETs específicas las más eficientes, siempre y cuando el número de muestras a predecir no sea inferior a 50.

Los ensayos de infiltración en campo han mostrado valores de conductividad hidráulica saturada elevados durante un periodo seco, disminuyendo notablemente en periodos más húmedos. La conductividad hidráulica saturada medida en laboratorio siempre ha sido superior a la medida en campo. Se ha identificado diferencias estadísticamente significativas entre los dos métodos. La estimación de la curva de conductividad hidráulica insaturada ha mostrado que no existen grandes variaciones de la conductividad hidráulica con el aumento del potencial matricial.

El modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998) ha simulado aceptablemente la hidrodinámica de estos suelos, presentando un retraso en la respuesta en profundidad, y una dependencia de la humedad antecedente del perfil. Así mismo, se ha observado que el modelo HYDRUS-1D cierra aceptablemente el balance hídrico.

Índice general

Lista de símbolos

1. Procesos hidrodinámicos en los suelos.....	1
Índice del capítulo.....	3
1.1. Introducción general	5
1.2. Cambios de los factores que influyen en las propiedades hidrodinámicas	6
1.3. Objetivos generales	9
Bibliografía citada en el capítulo	9
2. Selección de las parcelas de estudio.....	15
Índice del capítulo.....	17
2.1. Justificación	19
2.2. Antecedentes de la investigación en las cuencas de Vallcebre	19
2.3. Las cuencas de Vallcebre.....	20
2.4. Ambientes	21
2.5. Localización de las áreas de estudio	22
2.5.1. Determinación de las unidades de trabajo	22
2.5.2. Perfiles de muestreo	24
2.5.3. Terrazas de trabajo	27
Bibliografía citada en el capítulo	32
3. Propiedades básicas que influyen en las características hidrodinámicas de los suelos.....	37
Índice del capítulo.....	39
3.1. Introducción y objetivos	41
3.2. Métodos	43
3.2.1. Textura	43
3.2.2. Densidad aparente	43
3.2.3. Porosidad total.....	44
3.2.4. Carbono orgánico oxidable	44
3.2.5. Materia orgánica.....	45
3.2.6. Carbonato cálcico por calcimetría.....	45
3.2.7. Cálculo de la humedad higroscópica.....	46
3.2.8. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles de suelo	46
3.3. Resultados y discusión.....	47

3.3.1. Textura	47
3.3.2. Densidad aparente y porosidad total	47
3.3.3. Carbono orgánico oxidable y materia orgánica.....	48
3.3.4. Carbonato cálcico equivalente.....	49
3.3.5. Humedad higroscópica.....	51
3.3.6. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles de suelo	51
3.4. Conclusiones del capítulo	55
Bibliografía citada en el capítulo	55
4. Relación entre potencial matricial y contenido hídrico del suelo.....	59
Índice del capítulo.....	61
4.1. Introducción y objetivos	63
4.2. Métodos	64
4.2.1. Medición del contenido hídrico en campo	64
4.2.2. Medición del potencial matricial en campo	66
4.2.3. Medición del contenido hídrico en laboratorio	67
4.2.4. Curva característica de la humedad o de retención	68
4.2.5. Comparación de las curvas de retención	72
4.3. Resultados y discusión.....	72
4.3.1. Caracterización del contenido hídrico en condiciones de campo.....	72
4.3.2. Caracterización del potencial matricial en condiciones de campo	76
4.3.3. Relación entre el potencial matricial y la humedad volumétrica en laboratorio	81
4.3.4. Ajuste de las curvas de laboratorio.....	84
4.3.5. Comparación entre las curvas de laboratorio	85
4.4. Conclusiones del capítulo	86
Bibliografía citada en el capítulo	87
5. Validación del uso de funciones de edafotransferencia para la determinación de la curva característica de humedad del suelo.....	93
Índice del capítulo.....	95
5.1. Introducción y objetivos	97
5.2. Métodos	99
5.2.1. Funciones de edafotransferencia específicas: Regresión lineal múltiple	99
5.2.2. Modelo ROSETTA: Redes neuronales artificiales.....	100
5.2.3. Calibración y validación de los modelos de funciones de edafotransferencia.....	101

5.2.4. Análisis de Incertidumbre	102
5.2.5. Determinación de la eficiencia de las funciones de edafotransferencia	102
5.3. Resultados y discusión	103
5.3.1. Funciones de edafotransferencia específicas.....	103
5.3.2. Calibración de las FETs específicas	106
5.3.3. Validación de las FETs específicas	108
5.3.4. Validación del modelo ROSETTA.....	111
5.3.5. Comparación entre modelos	114
5.3.6. Análisis de incertidumbre.....	115
5.3.7. Eficiencia en la predicción de las propiedades hidrodinámicas	122
5.4. Conclusiones del capítulo	123
Bibliografía citada en el capítulo	124
6. Conductividad hidráulica	131
Índice del capítulo.....	133
6.1. Introducción y objetivos	135
6.2. Métodos	137
6.2.1. Mediciones en campo.....	137
6.2.2. Mediciones en laboratorio.....	140
6.2.3. Ajuste al modelo de Mualem-van Genuchten	142
6.3. Resultados y discusión.....	143
6.3.1. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en campo	143
6.3.2. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio	146
6.3.3. Comparación de la conductividad hidráulica saturada medida en campo y laboratorio	147
6.3.4. Estimación de la curva de conductividad hidráulica	149
6.4. Conclusiones del capítulo	152
Bibliografía citada en el capítulo	152
7. Modelización de la dinámica del agua en el suelo.....	157
Índice del capítulo.....	159
7.1. Introducción y objetivos	161
7.2. Métodos	163
7.2.1. El código de modelización HYDRUS-1D.....	163
7.2.2. Parametrización de HYDRUS-1D.....	165
7.2.3. Calibración de HYDRUS-1D.....	166
7.2.4. Validación de HYDRUS-1D.....	167

7.3. Resultados y discusión	167
7.3.1. Calibración	168
7.3.2. Validación	170
7.3.3. Balance hídrico.....	177
7.4. Conclusiones del capítulo	178
Bibliografía citada en el capítulo	179
8. Conclusiones del estudio	183
Anexos	189

Lista de símbolos

- $(\alpha(h\phi))$, diferencia entre el potencial osmótico del vegetal y el potencial mátrico del suelo $\alpha(h)$
- $(\alpha, n \text{ y } m)$, parámetros que determinan la forma de la curva de retención en van Genuchten (1980)
- (α, λ) , parámetros que determinan la forma de la curva de retención en Brooks y Corey (1964)
- (δ_i) , diferencia relativa del contenido de agua en el suelo en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (ε) , la constante dieléctrica relativa del medio (adimensional)
- (ϕ) , porosidad en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ o en %
- (ϕ_m) , potencial del flujo mátrico en $\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$
- (ρ_p) , densidad real en $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$
- (θ) , humedad volumétrica en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (θ_r) , humedad volumétrica residual en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (θ_s) , humedad volumétrica a saturación en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- $(\theta(\psi))$, humedad volumétrica en función del potencial matricial en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (θ_i) , humedad antecedente en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (ψ_ϕ) , potencial osmótico en cm
- (ψ_{50}) , potencial mátrico en cm cuando la tasa de absorción radicular está reducida al 50%
- (ψ) , potencial matricial en pF, kPa, cm de columna de agua o $\text{Joules} \cdot \text{kg}^{-1}$
- (c) , velocidad de la luz en el vacío ($3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)
- (Ce) , esfuerzo y/o coste específico en horas/euros
- (Cf) , esfuerzo y/o coste fijo en horas/euros
- (D_a, ρ_a) , densidad aparente en $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (S.I. $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
- (Ef) , esfuerzo y/o coste por muestra en horas/euros
- (H) , carga hidráulica en cm
- (h) , succión con signo positivo en cm
- (HH) , agua higroscópica en $\text{g H}_2\text{O} \cdot \text{g}^{-1}$ suelo seco o %
- $(K(\psi))$, conductividad hidráulica en función del potencial mátrico en $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ (S.I. $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
- (K) , conductividad hidráulica relativa del suelo en $\text{cm} \cdot \text{día}^{-1}$
- (K_s, K_{fs}) , conductividad hidráulica a saturación en $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ (S.I. $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), en subíndice fs indica medida en campo
- (l) , longitud
- (L) , parámetro de tortuosidad y conectividad hidráulica del medio poroso
- (ME) , error medio en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$
- (M_s) , masa del suelo seco en g

(Q_s) , flujo de recarga hídrica permanente en $\text{cm}^3 \cdot \text{h}^{-1}$

$(RMSE)$, raíz cuadrada del error cuadrático medio en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$(S(h))$, volumen de agua extraído por la planta de un volumen de suelo por unidad de tiempo

$(S(\psi))$, sorptividad en función del potencial matricial en $\text{mm} \cdot \text{s}^{-0.5}$ (S.I. $\text{m} \cdot \text{s}^{-0.5}$)

(S_e) , saturación efectiva del suelo en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

(S_p) , potencial de absorción en cm

(t) , tiempo

(V_t) , volumen total del suelo en cm^{-3}

Capítulo 1

Procesos hidrodinámicos en los suelos

Índice del capítulo

1. Procesos hidrodinámicos en los suelos	5
1.1. Introducción general	5
1.2. Cambios en los factores que influyen en las propiedades hidrodinámicas	6
1.3. Objetivos generales	9
Bibliografía citada en el capítulo	9

1. Procesos hidrodinámicos en los suelos

1.1. Introducción general

En este capítulo se presenta solamente el marco general del trabajo, cada uno de los capítulos de la tesis incluye una introducción específica (al tema tratado).

Para comprender y modelizar los flujos hídricos en el suelo es necesario conocer las propiedades hidrodinámicas de éstos, y a partir de ellas establecer relaciones para caracterizar el transporte de agua a través del medio poroso.

El conocimiento de la manera en que se almacena y distribuye el agua en el suelo es esencial, tanto desde un punto de vista agrícola como de las reservas de agua a escala de cuenca. Su medida y determinación se realiza, generalmente, con la atención dirigida hacia el movimiento del agua dentro del suelo, y por tanto hacia las propiedades físicas y químicas que afectan directamente a las características hidrodinámicas.

Para conocer los procesos hidrodinámicos de los suelos es importante incrementar el rigor en la determinación de propiedades de carácter físico-químico, ya que presentan una estrecha relación con las propiedades hidrodinámicas. Algunas de las propiedades que mayor incidencia pueden presentar en la hidrodinámica edáfica son: la textura (Reynolds, 1970a; Heininger *et al.* 1976), la densidad aparente (Ringrose-Voase y Bullock, 1984; Moutonnet y Schmidt, 1985) y/o los aportes orgánicos del suelo (Brady, 1984).

Desde mediados del siglo XIX comenzó un creciente interés por el conocimiento, medida y determinación de las propiedades que controlan el medio poroso del suelo (por ejemplo Darcy, 1856; Richards, 1931; Schofield, 1935), y su relación con las plantas (por ejemplo Briggs y Shantz, 1912), ya que existe una dependencia entre la densidad y tipo de cubierta vegetal y el contenido hídrico del suelo (Lull y Reinhart, 1955; Reynolds, 1970b). Paralelamente, se empezaron a desarrollar métodos para el conocimiento y estudio de los factores externos al suelo que, en mayor o menor grado, influyen en la variabilidad de los procesos de infiltración, drenaje y escorrentía (por ejemplo Hills y Reynolds, 1969; Moore *et al.*, 1988).

En las últimas décadas se ha experimentado una creciente mejora de los métodos y técnicas de medida directa de las propiedades hidrodinámicas, sobretudo las de carácter insaturado (Gee y Ward, 1999).

Algunos de estos avances técnicos son por ejemplo: i) la determinación del contenido hídrico a partir de la reflectometría en el dominio temporal (TDR) (Hoekstra y Delaney, 1974; Topp *et al.*, 1980; Dalton *et al.*, 1984), ii) los métodos tensiométricos utilizando tensiómetros de célula corta, que permiten el registro en continuo en un amplio rango de profundidades de medida (por ejemplo Miller y Salehzadeh, 1993; Hubble y Sisson, 1996, 1998), iii) la medición de la conductividad hidráulica, con mejoras en los infiltrómetros y permeámetros (por ejemplo Reynolds y Elrick, 1985; Ankey *et al.*, 1988; Wang *et al.*, 1998, 1999), iv) la combinación de las medidas de infiltrometría con los métodos tensiométricos y de TDR (por ejemplo White *et al.*, 1992; Wang *et al.*, 1998) ha permitido obtener medidas de conductividad hidráulica para rangos muy cercanos a la saturación.

Sin embargo, todo y las mejoras de la tecnología actual, todavía se requiere de un esfuerzo, coste y tiempo muy importante para determinar algunas propiedades hidrodinámicas, como por ejemplo; la curva característica de la humedad o la conductividad hidráulica insaturada.

Una alternativa a los métodos de medición directa para disminuir el esfuerzo, tiempo y coste que implican, son los métodos de estimación indirecta. Esta “técnica”, incluye un amplio conjunto de procedimientos de estimación de las propiedades hidrodinámicas de los suelos, a partir de datos de más fácil determinación o de los que se tiene una mayor disponibilidad. La premisa básica de estos métodos, es “deducir” las propiedades hidrodinámicas utilizando relaciones empíricas y/o teóricas, que utilizan como variables de “entrada” propiedades básicas (físicas y químicas) de los suelos (por ejemplo Arya y Paris, 1981; Wösten *et al.*, 1990; Vereecken *et al.*, 1992; Schaap *et al.*, 1998).

Otro avance importante es el de la solución de las ecuaciones diferenciales de transferencia mediante programas informáticos, como por ejemplo el modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998), cuyo objetivo es obtener representaciones con la mayor precisión posible sobre la transmisión del flujo hídrico, tanto de carácter superficial como en el medio poroso.

1.2. Cambios en los factores que influyen en las propiedades hidrodinámicas

La tradicional gestión del territorio estaba dirigida hacia la *necesidad* de alimentar a una población en continuo crecimiento, y se basaba en los recursos obtenidos desde una política de autoabastecimiento. Desde principios del siglo pasado, esta gestión empieza a experimentar un cambio provocado por el proceso de

desarrollo de los países más avanzados, comportando el paso de sistemas con una gestión predominantemente rural a otros con una gestión urbana e industrial. Este cambio implicó una serie de connotaciones socio-económicas, como la incipiente marginación de las áreas rurales (Lasanta, 1996), y por tanto una nueva organización del espacio rural. Diversos autores apuntan que en España, aunque estas transformaciones empezaron a principios del S.XX, el proceso se desarrolló con mayor rapidez a partir de la década de los Cincuenta y especialmente en los años Sesenta (Esteva-Fabregat, 1971; Daumas, 1976; García-Ruiz, 1976; Anglada *et al.*, 1980). Las zonas más desfavorecidas por este proceso de abandono de las actividades agrarias fueron, las áreas de montaña media mediterránea de la Península Ibérica, por ejemplo la zona Pirenaica (García-Ruiz y Lasanta, 1990; Ubalde *et al.*, 1999), donde las áreas cultivadas ocupaban alrededor del 28% de las tierras que estaban por debajo de los 1600 m s.n.m. (García-Ruiz *et al.*, 1996).

Estas áreas rurales, de paisaje tradicional, que se presentaban como un mosaico heterogéneo de cultivos, pastos y bosques se fueron gradualmente sustituyendo por (re)forestaciones espontáneas o manejadas (García-Ruiz *et al.*, 1996) de diversos tipos de especies vegetales, como por ejemplo *Eucalyptus spp.* y *Pinus spp.*, según la zona y los condicionantes socio-económicos del momento (Rescia *et al.*, 1994, 1995).

Un claro ejemplo de este cambio de uso del suelo y de cubierta en la zona de montaña media Pirenaica son las cuencas de Vallcebre. Durante la primera mitad del siglo XX, la presión demográfica en esta zona seguía aumentando debido a la extracción minera de lignito, por tanto todavía existía la necesidad de reconvertir estos espacios de bosque y elevadas pendientes en agrícolas.

Los rápidos cambios socio-económicos que se dieron durante la segunda mitad del siglo XX, generaron la emigración desde estos núcleos rurales hacia las ciudades, abandonando las actividades agrarias, y siendo el resultado un nuevo paisaje en terrazas con una cubierta boscosa predominante. En las cuencas de Vallcebre se pasó de un 39.4% de bosque en 1957 a un 64.1% en 1996 (Poyatos *et al.*, 2003).

En un principio, la modificación de la topografía, vegetación y uso del suelo comportaron severas deforestaciones y alteraciones de carácter micro-topográfico y geomorfológico. En un segundo estadio, y debido al abandono de las tierras y a la creciente reforestación, el comportamiento de la dinámica hídrica comenzó a experimentar un nuevo proceso.

Las consecuencias hidrológicas de este tipo de alteraciones han sido ampliamente demostradas a escala de cuenca (Bosch y Hewlett, 1982; Sahin y Hall, 1996), ya que se originan cambios en el comportamiento hidrológico, como por ejemplo un incremento de la superficie boscosa incide en la disminución de los

caudales, y por lo tanto también en la distribución de la humedad del suelo. Estas modificaciones del territorio también han afectado a las propiedades de los suelos (por ejemplo Benáldez, 1991; García, 1992; Schmitz *et al.*, 1998), tanto físico-químicas como hidrodinámicas.

En las cuencas de Vallcebre estos cambios han sido estudiados por Llorens, 1991; Haro *et al.* (1992), Gallart *et al.* (1997), Gallart *et al.* (2002); Latron (2003), que han observado la aparición de áreas saturadas en la parte interna de las terrazas debido a una exposición de los horizontes más profundos, mientras que en la parte externa la capacidad de retención de agua es menor. Este efecto de encharcamiento se minimizó construyendo canales de drenaje, cuyo objetivo era disminuir la escorrentía superficial sobre las terrazas, evitando la saturación de las superficies cultivables y la erosión de la terraza.

Son diversos los autores que en sus trabajos, describen las variaciones que han sufrido las diferentes propiedades del suelo con motivo del cambio de uso y cubierta. Las técnicas de laboreo provocan alteraciones edáficas, como por ejemplo en la capacidad de retención hídrica del suelo (Pelegri *et al.*, 1990; Moreno *et al.*, 1997), debida en ciertos casos, a las propiedades hidrofóbicas de la materia orgánica de algunas especies vegetales cuando se incorpora al suelo (Scott y Schulze, 1992 citado en Scott, 2000), o la degradación estructural que sufren los suelos agrícolas con pérdidas en la permeabilidad y aireación (Voorhees *et al.*, 1986; Ball *et al.*, 1997). Beckett y Webster (1971) y Schafer *et al.* (1992), sugieren a estas propiedades entre otras, como las que pueden tener una mayor modificación externa, debida a la acción antrópica, y en particular a las prácticas agrícolas.

Por el contrario, la reducción y/o abandono de las tareas de laboreo puede comportar, en un primer momento, la ampliación de la superficie de prados y más tarde, tal como ha sucedido en las cuencas de Vallcebre, un aumento de la superficie forestal.

Este tipo de modificaciones son más lentas, y se ven reflejadas en las propiedades del suelo que se muestran más sensibles a estos cambios (Lavee *et al.*, 1996). Entre algunas de estas propiedades influenciadas se encuentran los contenidos en materia orgánica, la estabilidad estructural y el tamaño de los agregados (Imeson *et al.*, 1994; Boix-Fayos *et al.*, 1995; Shoshany *et al.*, 1996), por lo tanto también la densidad aparente y la porosidad, sobretudo de los niveles superficiales del suelo. También un incremento de la actividad de la biofauna debido al abandono de las tierras (por ejemplo Hermavan y Cameron, 1993; Langmaack, 1999) influye en propiedades de los suelos como pueden ser la capacidad de infiltración, la conductividad hidráulica y/o la estabilidad estructural.

1.3. Objetivos generales

Este estudio se enmarca en un contexto hidrológico, las cuencas de investigación de Vallcebre. Dentro de este contexto, el objetivo de trabajo es estudiar las propiedades y funcionamiento hidrodinámico de los suelos, y la influencia de los cambios de cubierta y uso del suelo en éstas. Para ello se han utilizado los siguientes objetivos operativos:

- Determinación y caracterización de las propiedades de los suelos que influyen en las características hidrodinámicas de éstos (*cf.* Capítulo 3).
- Determinación y caracterización de la relación entre el contenido hídrico y el potencial matricial, y de la conductividad hidráulica del suelo (*cf.* Capítulos 4 y 6).
- Parametrización de la curva característica de la humedad utilizando funciones de edafotransferencia (*cf.* Capítulo 5).
- Modelización del potencial matricial y del contenido hídrico del suelo (*cf.* Capítulo 7).

Bibliografía citada en el capítulo

Anglada, S.; Balcells, E.; Creus, J.; García-Ruiz, J.M. y Puigdefabregas, J. (1980): La vida rural en la montaña española. Instituto de estudios Pirenaicos, Jaca, 113 p.

Ankey, M.D.; Kaspar, Th.C. y Horton, R. (1988): Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, pp. 89-96.

Arya, L.M. y Paris, J.F. (1981): A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, pp. 1023-1030.

Ball, B.C.; Campbell, D.J.; Douglas, J.T.; Henshall, J.K. y O'Sullivan, M.F. (1997): Soil structural quality compaction and land management. *Eur. J. Soil Sci.*, 48, pp. 593-601.

Beckett, P.H.T. y Webster, R. (1971): Soil variability: A review. *Soil and Fertilizers*, 34, pp. 1-15.

Benáldez, F.G. (1991): Ecological consequences of abandonment of traditional land use systems in central Spain. *Options Mediterraneennes Ser. Sem.*, 15, pp. 23-29.

Bosch, J.M. y Hewlett, J.D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation

changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.*, 55, pp. 3-23.

Boix-Fayos, C.; Soriano, M.D.; Tiemessen, I.R.; Calvo-Cases, A. y Imeson, A.C. (1995): Properties and erosional response of soils in degraded ecosystem in Crete (Greece). *Environmental Monitoring Assessment*, 37, pp. 79-92.

Brady, N.C. (1984): The nature and properties of soils. MacMillan Publishing Company. New York.

Briggs, L.J. y Shantz, H.L. (1912): The wilting coefficient and its indirect measurement. *Botanical Gazette*, 53, pp. 20-37.

Dalton, F.N.; Herkelrath, W.N.; Rawlins, D.S. y Rhoades, J.D. (1984): Time domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science*, 224, pp. 989-990.

Darcy, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon. V. Dalmont, Paris, 674p.

Daumas, M. (1976): La vie rurale dans le Haut Aragon Oriental. Instituto de Geografía Aplicada, Madrid, 774 p.

Esteva-Fabregat, C. (1971): Para una teoría de la aculturación en el Alto Aragón. *Ethnica*, 2, Barcelona, pp. 9-78.

Gallart, F.; Llorens, P. y Latron, J. (1994): Studying the rol of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin. *J. Hydrol.*, 159, pp. 291-303.

Gallart, F.; Latron, J.; Llorens, P. y Rabadà, D. (1997): Hydrological functioning of mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: some challenges for hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 11, pp. 1263-1272.

Gallart, F.; Llorens, P.; Latron, J. y Regüés, D. (2002): Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, pp. 527-537.

García, A. (1992): Conserving the species-rich meadows of Europe. *Agric. Ecosys. Environm.*, 40, pp. 219-232.

García-Ruiz, J.M. (1976): Modos de vida y niveles de renta en el Pre-pirineo del Alto Aragón Occidental. Instituto de estudios Pirenaicos, Jaca, 272 p.

García-Ruiz, J.M.; Lasanta, T. (1990): Land-use changes in the Spanish Pyrenees. *Mountain Res. Develop.*, 10, pp. 267-279.

García-Ruiz, J.M.; Lasanta, T.; ruiz-Flaño, P.; Ortigosa, L.; White, S.; González, C. y Martí, C. (1996): Land-use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecol.*, 11, pp. 267-277.

Gee, G.W. y Ward, A.L. (1999): Innovations in two-phase measurements of soil hydraulic properties. In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Wu, L. (Eds.). *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Part 1*. Riverside, California, pp. 241-269.

- Haro, S.; Fernández, J.F.; Josa, R. y Gallart, F. (1992): Papel hidrológico y geomorfológico de las propiedades del suelo en una zona Pirenaica de campos abandonados (cal Parisa, Vallcebre). In: López-Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*. S.E.G., Murcia, pp. 243-250.
- Henninger, D.L., Peterson, G.W. y Engman, E.T. (1976): Surface soil moisture within a watershed: Variations, factors influencing and relationships to surface runoff. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp. 773-776.
- Hermavan, B. y Cameron, K.C. (1993): Structural changes in a silt loam under long-term conventional or minimum tillage. *Soil Till. Res.*, 26, pp. 139-150.
- Hills, T.C. y Reynolds, S.G. (1969): Illustrations of soil moisture variability in selected areas and plots of different sizes. *J. Hydrol.*, 8, pp. 27-47.
- Hoekstra, P. y Delaney, A. (1974): Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 79, pp. 1699-1708.
- Hubble, J.M. y Sisson, J.B. (1996): Portable tensiometer use in deep boreholes. *Soil Sci.*, 161, pp. 376-381.
- Hubble, J.M. y Sisson, J.B. (1998): Advanced tensiometer for shallow or deep soil water potential measurements. *Soil. Sci.*, 163, pp. 271-277.
- Imeson, A.C.; Perez-Trejo, F.; Lavee, H. y Calvo-Cases, A. (1994): Modelling and exploring the impact of climate change on ecosystem degradation, hydrology and land use along a transect across the Mediterranean. In: Troen, I. (Ed.), *Global Change: Climate Change and Climate Change Impacts. Proceed. Copenhagen Symposium*, European Commission, EUR-15921, Belgium, pp. 173-185.
- Lasanta Martínez, T. (1996): El proceso de marginación de tierras en España. In: Lasanta Martínez, T. y García-Ruiz, J.M. (Eds.), *Erosión y recuperación de tierras en áreas marginales*, Instituto de estudios Riojanos, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, pp. 7-31.
- Langmaack, M. (1999): Earthworm communities in arable land influenced by tillage, compaction and soil. *Z. Ökol. Natursch.*, 8, pp. 11-21.
- Latron, J. (2003): Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca Mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineo Catalán). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 269 p.
- Lavee, H.; Sarah, P. y Imeson, A.C. (1996): Aggregate stability dynamics as affected by soil temperature and moisture regimes. *Geografiska Annaler*, 78A, pp. 73-82.
- Llorens, P. (1991): Resposta hidrològica i dinàmica de sediments en una petita conca pertorbada de muntanya Mediterrània. Tesis doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Barcelona. 276 p.
- Lull, H.W. y Reinhart, K.G. (1955): Soil moisture measurement. USDA Southern For. Exo. Sta., New Orleans, LA., Occass. Paper n° 140.
- Miller, E.E. y Salehzadeh, A. (1993): Stripper for bubble-free tensiometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, pp. 1470-1473.
- Moore, I.D.; Burch, G.J.; Mackenzie, D.H. (1988): Topographic effects on the distribution of surface water

and the location of ephemeral gullies. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 31, pp. 1098-1107.

Moreno, F.; Pelegrín, F.; Fernández, J.E. y Murillo, J.M. (1997): Soil physical properties, water depletion and crop development under traditional and conservation tillage in Southern Spain. *Soil Till. Res.*, 41, pp.25-42.

Moutonnet, P. y Schmidt, F. (1985): Variabilité spatiale de la densité apparente et de l'humidité volumique d'un sol alluvial. *Bulletin du G.F.H.N.*, 17, pp.53-63.

Poyatos, R.; Latron, J. y Llorens, P. (2003): Land-use and land-cover change after agricultural abandonment. The case of a Mediterranean mountain area (Catalan Pre-Pyrenees). *Mount. Res. Develop.*, 23, pp. 52-58.

Rescia, A.J.; Schmitz, M.F.; Martín de Agar, P.; de Pablo, C.L.; Atauri, J.A. y Pineda, F.D. (1994): Influence of landscape complexity and land management on woody plant diversity in northern Spain. *J. Veg. Sci.*, 5, pp. 505-516.

Rescia, A.J.; Schmitz, M.F.; Martín de Agar, P.; de Pablo, C.L. y Pineda, F.D. (1995): Ascribing plant diversity values to historical changes in landscape: A methodological approach. *Landscape Urban Planning*, 31, pp. 181-194.

Reynolds, S.G. (1970a): The gravimetric method of soil moisture determination, I: A study of equipment and methodological problems. *J. Hydrol.*, 11, pp. 258-273.

Reynolds, S.G. (1970b): The gravimetric method of soil moisture determination, III: An examination of factors influencing soil moisture variability. *J. Hydrol.*, 11, pp. 288-300.

Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. (1985): In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 140, pp. 292-302.

Richards, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, pp. 318-333.

Ringrose-Voase, A.J. y Bullock, P. (1984): The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs. *J. Soil Sci.*, 35, pp. 673-684.

Sahin, V. y Hall, M.J. (1996): The effects of afforestation and deforestation on water yields. *J. Hydrol.*, 178, pp. 293-309.

Schaap, M.G.; Leij, F.J. y Van Genuchten, M.Th. (1998): Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, pp. 847-855.

Schafer, R.L.; Johnson, C.E.; Koolen, A.J.; Gupta, S.C. y Horn, R. (1992): Future research needs in soil compaction. *Trans. ASAE*, 35, pp. 1761-1770.

Schmitz, M.F.; Atauri, J.A.; de Pablo, C.L.; Martín de Agar, P.; Rescia, J. y Pineda, F.D. (1998): Changes in land use in Northern Spain: Effects of forestry management on soil conservation. *Forest Ecol. Manag.*, 109, pp. 137-150.

Scott, D.F. y Schulze, R.E. (1992): The hydrological effects of a wild-fire in a eucalypt afforested catchment. *South Africa Forestry J.*, 160, pp. 67-74.

- Scott, D.F. (2000): Soil wettability in forested catchments in South Africa; as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics. *J. Hydrol.*, 231-232, pp. 87-104.
- Schofield, R.K.; (1935): The pF on the water in soil. 3rd *Trans. Int. Cong. Soil Sci.*, 2, pp. 37-48.
- Shoshany, M.; Kutiel, P. y Lavee, H. (1996): Monitoring temporal vegetation cover changes in Mediterranean and arid ecosystems using remote sensing technique: a study of the Judean mountain and the Judean desert. *J. Arid Environm.*, 33, pp. 9-21.
- Simunek, J.; Huang, K.; Sejna, M. y van Genuchten, M.Th. (1998): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variable-saturated media. Version 1.0, *IGWMC-TPS-70*, International Ground Water Modeling Center, C.S.M., Colorado, 162p.
- Topp, G.C.; Davis, J.L. y Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16, pp. 574-582.
- Ubalde, J.M.; Rius, J. y Poch, R.M. (1999): Monitorización de los cambios de usos de uso del suelo en la cabecera de la cuenca de la Ribera Salada mediante fotografía aérea y S.I.G. (El Solsonés, Lleida, España). *Pirineos*, 153-154, pp. 101-122.
- Vereecken, H.; Diels, J.; van Orshoven, J.; Feyen, J. y Bouma, J. (1992): Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp. 1371-1378.
- Voorhees, W.B.; Nelson, W.W.; Randall, G.W. (1986): Extent and persistence of subsoil compaction caused by heavy axle loads. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, pp. 428-433.
- Wang, D.; Yates, S.R. y Earnst, F.F. (1998): Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry and tensiometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, pp. 318-325.
- Wang, D.; Yates, S.R. y van Genuchten, M.Th. (1999): Accuracy of soil hydraulic property estimation using infiltrometers having different disk sizes. In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Wu, L. (Eds.). *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Part 1*. Riverside, California, pp. 563-578.
- White, I.; Sully, M.J. y Perroux, K.M. (1992): Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers and others techniques. In: Topp, G.C.; Reynolds, W.D. y Green, R.E. (Eds.), *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. *Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.*, 30, pp 69-103.
- Wösten, J.H.M., Schuren, C.H.J.E., Bouma, J. y Stein, A. (1990): Use of practical aspects of soil behaviour to evaluate different methods of generate soil hydraulic functions. *Hydrol. Process.*, 4, pp. 299-310.

Capítulo 2

Selección de las parcelas de estudio

Índice del capítulo

2. Selección de las parcelas de estudio.....	19
2.1. Justificación	19
2.2. Antecedentes de la investigación en las cuencas de Vallcebre	19
2.3. Las cuencas de Vallcebre.....	20
2.4. Ambientes	21
2.5. Localización y descripción de las áreas de estudio.....	22
2.5.1. Determinación de las unidades de trabajo	22
Información disponible	23
Mapa de tipos de terrazas.....	23
Mapa de unidades representativas.....	24
2.5.2. Perfiles de muestreo	24
PERFIL P-I: Terraza pequeña, bajo prado y con saturación media	24
PERFIL P-II: Segunda terraza pequeña, bajo prado y con saturación media	25
PERFIL P-III: Terraza pequeña, bajo bosque y con saturación media	25
PERFIL P-IV: Segunda terraza pequeña, bajo bosque y con saturación media.....	26
PERFIL QP: Parcela de bosque de robles (Cal Barrol)	27
2.5.3. Terrazas instrumentadas.....	27
Terraza bajo prado de La Call.....	27
Terrazas bajo bosque de la cuenca de Cal Parisa.....	28
Bibliografía citada en el capítulo	32

2. Selección de las parcelas de estudio

2.1. Justificación

En este capítulo se presenta el área donde se ha realizado este trabajo, enmarcándola dentro del contexto del Pirineo Catalán, como una de las zonas afectada por la reconversión agraria tradicional del pasado Siglo. El hecho de escoger esta zona reside en que se trata de un área que desde la década de los años Ochenta viene siendo objeto de estudio, y por tanto, la instrumentación así como la información de que se dispone es extensa y detallada.

2.2. Antecedentes de la investigación en las cuencas de Vallcebre

Desde la década de los años Ochenta, se han venido realizando en esta zona diferentes trabajos de investigación, sobre la dinámica hidrológica y /o erosiva de estas cuencas. Inicialmente estos trabajos se orientaron hacia la caracterización geomorfológica de la zona de estudio y el análisis de su dinámica erosiva (por ejemplo Clotet y Gallart, 1986; Balasch, 1986; Clotet *et al.*, 1988).

En 1988 estas cuencas fueron seleccionadas para intervenir en el proyecto LUCDEME *Respuesta de pequeñas cuencas en ecosistemas mediterráneos: Monitorización, experimentación y modelización, y Dinámica de geosistemas degradados en áreas de montaña* (DGCONA) (Gallart *et al.*, en prensa).

A partir de este año con la instrumentación de la cuenca de Cal Parisa (Llorens y Gallart, 1992), la mayor parte de los trabajos se centraron en el estudio de la dinámica hidrológica y en el transporte de sedimentos, utilizando las cuencas instrumentadas como herramienta para su cuantificación. Entre 1991 y 1995 se instrumentó la cuenca de Cal Rodó y las subcuencas de Ca l'Isard, Can Vila y Santa Magdalena (Latron, 2003), continuando los estudios de carácter hidrológico empezados por Llorens (1991) y Llorens y Gallart (1992) en la cuenca de Cal Parisa.

En la actualidad, la cuenca de Cal Rodó es donde se realizan la mayor parte de ensayos y experimentos, como el seguimiento de la respuesta de la cuenca a eventos de intensidad variable (por ejemplo Latron, 2003), la importancia de las terrazas de cultivo y de los drenajes artificiales en la respuesta hidrológica (por

ejemplo Llorens, 1991; Llorens *et al.*, 1992; Gallart *et al.*, 1994; Gallart *et al.*, *en prensa*), los procesos de generación de escorrentía (por ejemplo Latron y Gallart, 2002; Latron, 2003; Latron *et al.*, 2003), los procesos de meteorización y erosión en zonas de cárcavas (por ejemplo Regüés *et al.*, 1993, 1995; Regüés, 1995; Pardini, 1996; Regüés *et al.*, 2002; Regüés y Gallart, 2004), el transporte de sedimento a diferentes escalas (por ejemplo Castelltort, 1995; Balasch, 1999; Gallart *et al.*, 2002) con especial énfasis en el transporte en suspensión (por ejemplo Soler *et al.*, 2003; Gallart *et al.*, *en prensa*; Soler y Gallart, *en prensa*), los cambios de usos del suelo (por ejemplo Poyatos, 2002; Poyatos *et al.*, 2003), el régimen de humedad de los suelos (por ejemplo Rabadà *et al.*, 1994; Rabadà, 1995; Llorens *et al.*, 2003a; Gallart *et al.*, 2004) y la caracterización de las propiedades hidrodinámicas (por ejemplo Rubio, 2003; Rubio y Llorens, 2003; Rubio y Llorens, 2004).

Otros trabajos en el marco de las cuencas experimentales de Vallcebre durante este periodo hacen referencia a los flujos evapotranspirativos y la influencia de la intercepción del agua de lluvia por diversos tipos de cubiertas vegetales en el balance hídrico (por ejemplo Llorens, 1997; Llorens *et al.*, 1997; Oliveras y Llorens, 2001; Poyatos y Llorens, 2003; Poyatos *et al.*, 2005; Llorens *et al.*, *en prensa*).

También, a partir de modelos de base física, distribuidos y semi-distribuidos, se han realizado simulaciones del efecto de cambio de cubierta vegetal en la hidrología superficial (por ejemplo Llorens, 1993; Llorens *et al.*, 2003b), de la respuesta hidrológica según la magnitud de los eventos (por ejemplo Anderton *et al.*, 2002; Latron *et al.*, 2003; Latron *et al.*, 2004), de la producción y transporte de sedimento (por ejemplo Martínez-Carreras *et al.*, 2005), de la respuesta hidrodinámica del suelo según las condiciones antecedentes de humedad (por ejemplo Rubio *et al.*, 2005; Rubio *et al.*, *en prensa*).

2.3. Las cuencas de Vallcebre

El conjunto de cuencas de Vallcebre (Figura 2.1) se sitúan en el área de cabecera del río Llobregat, en la vertiente Sur de los Pirineos. La altimetría de la cuenca varía entre los 960 a 2280 m s.n.m., y su superficie es de 19.2 km². Los límites topográficos son la Serra d'Ensija, el Portet y el Tossal de Caubell y diferentes escarpes de calizas que afloran en el Norte y Sur de la cuenca.

Las cuencas de investigación de Vallcebre son: la cuenca de Cal Parisa (0.36 km²) (Figura 2.1) que se localiza entre los 1400 y 1700 m s.n.m., y la cuenca de Cal Rodó (4.17 km²) (Figura 2.1) que varía entre 1104 y 1643 m s.n.m., y a su vez integra las cuencas de Ca l'Isard (1.32 km²) (Figura 2.1), Can Vila (0.56

km²) (Figura 2.3) y la cuenca de Santa Magdalena (0.53 km²) (Figura 2.1).

El conjunto de Vallcebre se caracteriza por un clima templado, definido por Martín Vide (1985) como submediterráneo y como templado-cálido por Llasat (1997) según el esquema de Papadakis (1966) (cf. Llorens, 1991). La temperatura media anual de 7.3°C, produciéndose 143 días de helada por año. Presenta una precipitación media anual de 924 mm, siendo la primavera y el otoño las estaciones más húmedas, mientras que en verano suelen darse eventos pluviométricos de alta intensidad y corta duración (Latron, 2003), las precipitaciones sólidas son de carácter ocasional y se presentan entre Noviembre y Marzo. La evapotranspiración de referencia es de aproximadamente 700 mm, con una marcada estacionalidad (Gallart *et al.*, 2002).

El marco geológico de esta zona es relativamente simple en un entorno complejo. En el área de estudio aflora una sucesión de estratos calizos lacustres y lutitas continentales con paleosuelos e intercalaciones evaporíticas, de facies Garumniense (Aepler, 1968) (cf. Balasch, 1986), pertenecientes a la formación Tresp que ha sido atribuida al tránsito Cretácico-Paleoceno (Feist y Colombo, 1983). La mineralogía de las arcillas está dominada por: Illita, Esmectita, Caolinita y Clorita, con presencia de Paligorskita (Rubio, 2003). Esta unidad forma parte del manto del Pedraforca y muestra una estructura en cubeta debida a la intersección de dos sinclinales de eje casi perpendicular.

La vegetación climática de la zona es el *Quercus pubescens*, aunque en la actualidad únicamente se perciben pequeñas áreas con esta vegetación donde se da la asociación *Buxus-Quercetum-pubescentis*, el resto de superficie se está reconvirtiendo a una reforestación, de carácter espontáneo, con *Pinus sylvestris* y prados con especies herbáceas de características hidrófilas en las zonas de menor pendiente y especies xerófilas en las áreas de mayor insolación diaria (Guardia y Ninot, 1992).

Como una zona Pirenaica más, las cuencas de Vallcebre han sufrido la acción antrópica que ha transformado el paisaje en áreas aterrazadas para el cultivo y que durante la segunda mitad del S.XX se fueron abandonando. Este cambio en el paisaje comportó modificaciones en la geomorfología y las formaciones superficiales, y por tanto, en los procesos hidrológicos (Llorens, 2001).

2.4. Ambientes

Dentro del conjunto de las cuencas de investigación de Vallcebre se pueden distinguir diferentes ambientes:

las áreas degradadas de cárcavas, las zonas en formaciones de terraza y pequeñas “áreas” testimoniales de la vegetación original de la cuenca. Para este estudio, las áreas escogidas han sido las que presentan un impacto antrópico (terrazas) y las no aterrizadas y sin evidencias de un uso agrícola en el pasado, y que, además, mantienen la vegetación climácica de la zona (robleales).

i.) **terrazas bajo bosque:** presentan bosques de *Pinus sylvestris* con un sotobosque limpio. Estas terrazas están situadas en las áreas marginales y representan actualmente el 49.3% de la superficie aterrizada de la cuenca (Poyatos, 2002; Poyatos *et al.*, 2003). En la cuenca de Can Vila se han extraído cores del tronco de los árboles para determinar, aproximadamente, cuando se abandonaron y se inició la reforestación espontánea. La edad de los individuos muestreados se ha fijado entre 58 y 65 años (Poyatos, *comunicación personal*).

ii.) **terrazas bajo prado:** dominan el 47% de la superficie aterrizada (Poyatos, 2002; Poyatos *et al.*, 2003). La vegetación desarrollada después del abandono de los cultivos tradicionales suele ser, prados con especies gramínoideas (*Avenula pratensis*, *Poa pratensis*), leguminosas (*Trifolium pratensis*, *Lotus corniculatus*), en las zonas saturadas del interior de las terrazas pueden desarrollarse especies como la *Molinia Caerulea*, mientras que en los márgenes, generalmente formados por muros de piedras pueden desarrollarse especies arbustivas como el *Buxus sempervirens*, *Rosa sp.* o *Rubus sp.* (Llorens, 1991).

iii.) **superficies cubiertas por robleales:** son escasas y muy poco extensas en la cuenca de Cal Rodó. Constan de pequeñas zonas que han sobrevivido al impacto de las prácticas agrícolas y silvícolas, donde domina la asociación *Buxus-quercetum-pubescentis* (Masalles y Sebastià, 1985) (*cf.* Balasch, 1986).

2.5. Localización y descripción de las áreas de estudio

Debido a la elevada heterogeneidad del suelo, la estrategia de muestreo se ha definido con la intención de encontrar unidades lo más homogéneas posible. La metodología se aplicó a la cuenca de Can Vila.

2.5.1. Determinación de las unidades de trabajo

De los 3 ambientes descritos se han seleccionado unidades representativas a partir del tratamiento cartográfico que se describe a continuación, y que se encuentra detallado en Rubio (2003):

Información disponible

La información disponible para determinar las unidades fue:

- a) fotografías aéreas, mapas topográficos y un ortofotomapa digital georeferenciado (escala 1:5000).
- b) mapa ráster del índice topográfico (Beven y Kirkby, 1979) realizado a partir de un modelo de elevación del terreno (M.E.T.) con una resolución de píxel de 20 m (Latron, 2003).
- c) mapa ráster de usos del suelo de 1996 basado en el M.E.T (Poyatos, 2002).

Los mapas empleados permitieron determinar el tipo de uso del suelo que tienen las diferentes áreas de la cuenca y también diferenciar las siguientes unidades: zonas con bosque y zonas sin bosque (prados), las áreas con afloramientos de calizas y las áreas de cárcavas.

Del mapa de índice topográfico (Beven y Kirkby, 1979) se obtuvo la información sobre la susceptibilidad de un píxel a saturarse, determinada a partir de la topografía. Esta información permitió agrupar los píxeles en tres clases diferentes: poco saturables, medianamente saturables y altamente saturables.

Mapa de tipos de terrazas

A partir de la restitución fotogramétrica georeferenciada, de la fotointerpretación de los vuelos de 1957 y 1988 y del ortofotomapa digital (1996) se ha obtenido una capa con 5 tipos de clases diferentes (Tabla 2.1) (Figura 2.2).

Tabla 2.1. División espacial de la cuenca de Can Vila.
S=pendiente

Tipo de espacio	Observaciones
Terrazas pequeñas	< 10 m de ancho
Terrazas medianas	10 m < ancho < 25 m
Grandes terrazas	25 m < ancho y S < 10%
Laderas cultivadas	25 m < ancho y S > 10%
Espacio no aterrazado	áreas no cultivadas

Mapa de unidades representativas

La combinación de las tres capas (mapa de usos del suelo, mapa del índice topográfico y mapa de tipos de terrazas) permitió delimitar diferentes áreas de la cuenca en función de tres criterios básicos:

- a) la anchura de las terrazas de cultivo
- b) la existencia de una cobertura arbórea o no
- c) la capacidad de saturación de cada zona o conjunto de píxeles

La matriz resultante constó de 32 clases diferentes teniendo en cuenta, además de las terrazas, la zona de cárcavas y los afloramientos calcáreos. Para establecer las áreas de muestreo se observó que clases tenían una mayor representatividad espacial, coincidiendo estas con las zonas de terrazas pequeñas bajo bosque y bajo prado con saturación media (Figura 2.3).

2.5.2. Perfiles de muestreo

El muestreo se realizó en 4 perfiles de terrazas pequeñas con saturación media; dos bajo bosque y dos bajo prado. Al no existir ningún perfil no modificado por antiguos usos agrícolas dentro de la cuenca de Cal Rodó, se muestreó en un perfil no aterrazada y cubierto por robledal (fuera de la cuenca de Can Vila) localizado en la parcela de Cal Barrol, concretamente a unos 400 m al NE de la salida de la cuenca (Figura 2.3).

PERFIL P-I: Terraza pequeña, bajo prado y con saturación media

La terraza donde se localiza el perfil P-I (Figura 2.3), tiene unas dimensiones de 20 x 6 m, con una pendiente del 0% y una orientación de 340° N (X= 402003.1 m, Y= 4672418.3 m). El substrato es margoso, con un estrato herbáceo que cubre el 100% de la superficie de muestreo. No presenta recubrimiento arbóreo ni arbustivo. En general, la textura del perfil es limosa.

El suelo no es pedregoso en superficie, pudiéndose distinguir los siguientes niveles: un primer nivel entre 0 a -3 cm de materia orgánica humificada con abundantes raíces pequeñas y medianas. La pedregosidad es muy baja. El siguiente nivel, entre -3 y -10 cm, el material está poco compactado apareciendo nódulos carbonatados y gravas, que presentan un avanzado grado de meteorización y tienen un diámetro medio en su eje B entre 10 y 15 mm. La estructura se puede clasificar como sub-angular. De -10 a -15 cm la estructura es

más masiva. El color en estado seco para los primeros 15 cm es 10YR 5/4.

Entre los -15 y los -30 cm, el perfil presenta un material similar al anterior que se compacta en profundidad. El color en estado es 7.5YR 6/4. En este nivel aumenta la proporción de piedras y también su diámetro medio, entre 20 y 30 mm en su eje B, con rasgos de angulosidad, disminuyendo considerablemente la cantidad de raíces. Cerca de los -30 cm se aprecia una banda de gravas con una distribución homogénea, mientras que en la base del nivel se muestran trazas de carbón vegetal. La estructura de este nivel es angular. El color en estado seco es 10YR 7/4. De los -30 a los -80 cm, el porcentaje de raíces disminuye progresivamente hasta ser inexistente cerca de los -80 cm. Es un nivel con nódulos de calcificación y trazas de gleyficación, con una estructura sub-angular. El color en estado seco para este nivel es 7.5YR 6/4.

PERFIL P-II: Segunda terraza pequeña, bajo prado y con saturación media

La terraza donde se localiza el perfil P-II (Figura 2.3), tiene unas dimensiones de 45 x 5 m. La pendiente es de 0% y esta orientada a 350° N (X= 402220.0 m Y= 4672334.9 m). Se sitúa en una zona de contacto entre un substrato de margas y un afloramiento de areniscas; sin cobertura arbórea. El estrato herbáceo está bien desarrollado con un recubrimiento en superficie del 100%. La textura del perfil es limosa.

Entre 0 y -4 cm existe abundante materia orgánica en un avanzado grado de mineralización con abundantes raíces. En la base de este nivel la materia orgánica se presenta humificada, apareciendo gravas con un diámetro medio en su eje B entre 8 y 10 mm. El color en estado seco para este nivel es 10YR 5/3.

De los -4 a los -21 cm, el nivel presenta un aumento en la cantidad y tamaño de las gravas, que está alrededor de los 20 mm de eje B. Se observa la presencia de nódulos carbonatados y trazas de carbones vegetales. La estructura es sub-angular. Entre -21 y -50 cm, la pedregosidad aumenta y no aprecian raíces. La estructura es sub-angular poco desarrollada. Por debajo de este nivel se encuentra un nivel pedregoso similar al descrito en el perfil 3. El color para la profundidad entre los -4 y -21 cm, en estado seco es, 10YR 6/4.

PERFIL P-III: Terraza pequeña, bajo bosque y con saturación media

La terraza donde se localiza el perfil P-III (Figura 2.3), tiene unas dimensiones de 45 x 5.4 m, con una pendiente de 0% y una orientación de 340° N (X= 402073.4 m Y= 4672273.8 m). El substrato es de calcarenitas y la cubierta vegetal está formada por bosque de *Pinus sylvestris* con un recubrimiento de copa del 75-80%, y un sotobosque de *Buxus sempervirens* con un recubrimiento escaso. El estrato herbáceo presenta un recubrimiento del 25% con una espesa capa de hojarasca formada por acículas provenientes del estrato arbóreo. La textura del perfil es arcillo limosa.

El perfil presenta un elevado contenido de gravas hasta su base. Los primeros 2.5 cm los forma un nivel de materia orgánica fresca; en los 2.5 cm siguientes el nivel orgánico está mineralizado formando una banda húmica, donde se intercalan pequeñas gravas con un diámetro en su eje B de aproximadamente 10 mm. Se observan abundantes raíces finas. La estructura está poco desarrollada. El color para este nivel en estado seco es 10YR 3/6.

De 5-17 cm de profundidad, la cantidad de gravas aumentado considerablemente, con un tamaño medio en su eje B de 30-50 mm. Se observa la presencia de abundantes raíces de mayor tamaño que en el nivel anterior. La estructura es de bloques sub-angulares con aristas agudas y caras curvas. El color en estado seco para este nivel es 7.5YR 4/6. De los -17 a los -37 cm, hay un nivel de material más masivo, con gravas de diámetro superior, mientras que las raíces se presentan en menor cantidad y tamaño. Hay trazas de carbones vegetales. La estructura es sub-angular. El color es estado seco 7.5YR 5/4.

Entre los -37 y los -80 cm, aumenta la cantidad de gravas y también su tamaño, detectándose algunas raíces de pequeño tamaño. La estructura son bloques sub-angulares. Por debajo de -80 cm, se encuentra un nivel de bloques friables y el material Inter.-bloque no evidencia haber sido un substrato revuelto, con trazas de carbones vegetales. Este nivel de bloques podría tener la finalidad de relleno en la construcción de la terraza y también de nivelación y drenaje. El color para este nivel en estado seco es 10YR 5/4.

PERFIL P-IV: Segunda terraza pequeña, bajo bosque y con saturación media

La terraza donde se localiza el perfil P-IV (Figura 2.3), tiene unas dimensiones de 15 x 5 m, una pendiente del 0% y una orientación de 350° N (X= 402251.8 m Y= 4672335.1 m). Se encuentra en una zona de contacto entre el substrato margoso y un afloramiento de arenisca, y la vegetación está formada por bosque de *Pinus sylvestris* con un recubrimiento de copa del 50%. El sotobosque es totalmente herbáceo con un recubrimiento superficial del 80%. Una característica importante es el musgo que se desarrolla entre el estrato herbáceo. En general el perfil tiene un carácter limoso.

Superficialmente se observa un nivel orgánico fresco con ausencia de hojarasca. De 0 a -5 cm, hay abundantes raíces de tamaño medio y grande y también materia orgánica humificada. La estructura es grumosa y poco desarrollada. El color en estado seco 10YR 5/3. Entre -5 y -20 cm, se encuentra un material más masivo con un porcentaje de raíces mucho más bajo, pero de un tamaño igual que el nivel superior, mientras que el porcentaje de gravas ha aumentado considerablemente. Son gravas sub-angulares de un tamaño medio en su eje B de 25-40 mm. La estructura es en bloques sub-angulares. El color en estado seco

es 10YR 5/4.

De -20 a -50 cm, se observa un material con características de compactación similar al del nivel superior, con un aumento en la pedregosidad y una disminución en el contenido de raíces. La estructura es sub-angular con trazas de brumosidad. El color en estado seco es 10YR 6/4. De los -50 a los -75 cm, hay ausencia de raíces y trazas de hidromorfía. La estructura es en bloques angulares. El color en estado seco es 2.5Y 7/4.

PERFIL QP: Parcela de bosque de robles (Cal Barrol)

La parcela donde se localiza el perfil QP (Figura 2.1), tiene una superficie de 315 m² y una pendiente del 0% (X= 402758.7 m Y= 4673190.8 m). Es una de las áreas que se ha mantenido a la explotación intensiva de la vegetación autóctona de la zona. El sustrato es una formación de bloques calcáreos y matriz fina. La vegetación está formada por bosque de *Quercus pubescens* con un recubrimiento de copa del 70% y abundante sotobosque formado en su mayoría por *Buxus sempervirens* y *Prunus spinosa*. El estrato herbáceo está bien desarrollado, con un recubrimiento del 65%, existiendo por debajo de éste una espesa capa de hojarasca (Poyatos, *comunicación personal*).

El perfil realizado en esta parcela presenta pedregosidad hasta el sustrato. Entre 0-2.5 cm se observa una capa de humus, donde se intercalan raíces de pequeño tamaño y la cantidad de gravas es poco abundante y de menor tamaño que el resto del perfil. La estructura es de carácter angular y sub-angular. El color en estado seco es 10YR 4/4.

De los 2.5 a los 50 cm el material es prácticamente homogéneo, de carácter arcillo-limoso, aumentando el tamaño y la cantidad de gravas y raíces. A partir de los 20 cm de profundidad, las raíces comienzan a tener un diámetro de 20 mm y la pedregosidad un tamaño medio en su eje B de 32 mm. La estructura de este nivel tiene un carácter más masivo con agregados sub-angulares. A partir de los 50 cm de profundidad aparece el sustrato rocoso, formado por uno de los niveles de calizas garumnienses del conjunto de Vallcebre. El color en estado seco para este nivel es 7.5YR 6/4.

2.5.3. Terrazas instrumentadas

Terraza bajo prado de La Call

La terraza de La Call, es una terraza de prado localizada en la zona central de la cuenca de Can Vila. La

descripción de los suelos ha sido facilitada por el Dr. R. Josa de la Universitat Politècnica de Catalunya.

Los suelos presentan homogeneidad textural, tanto lateral como vertical en el perfil, con clase textural franco-limosa según USDA (SSS, 1998).

El tipo de perfil dominante es A_pB_wC . El horizonte A_p (debido a labores agrícolas pasadas) se desarrolla entre 0 y 15 cm de profundidad. Este horizonte es más delgado en la parte interna de la terraza con una estructura poliédrica sub-angular fina (0.5 a 1 cm). La macro porosidad es abundante, sobretodo debida a canales de pequeñas raíces muertas. Muestra un límite limpio con el horizonte inferior.

El horizonte B_w (debido al tipo de desarrollo estructural), alberga entre los -15 y los -60 cm, con variaciones considerables en el grosor, desde prácticamente nulo en la parte interna hasta casi 1 m en la parte externa. La estructura es poliédrica sub-angular de media a gruesa (1 a 5 cm). La macro porosidad se mantiene, aumentando la micro porosidad. El límite con el horizonte inferior es gradual.

El horizonte C (roca madre blanda), se localiza cerca de la superficie según sea su posición en la terraza. La estructura es poliédrica mediana o gruesa, con una escasa macro porosidad y predominio de la micro porosidad.

La terraza cuenta con diversa instrumentación: dos perfiles de humedad del suelo (método TDR), uno en la parte interna (P_1) y otro en el centro (P_2) entre 0 y -80 cm, un perfil de tensiometría en continuo a las profundidades de -20, -40 y -60 cm situado en la parte central, y una estación meteorológica (*cf.* Capítulos 4, 7).

Terrazas bajo bosque de la cuenca de Cal Parisa

En este trabajo se han escogido dos de los perfiles de la cuenca de Cal Parisa en los que se realizan las mediciones de humedad del suelo (método TDR) (B_1 y B_2), y también un perfil de tensiometría en continuo a las profundidades de -20, -40 y -60 cm (*cf.* Capítulo 4). La característica principal de estas áreas, es que son terrazas de cultivo abandonadas y los perfiles se encuentran bajo una cobertura de bosque de *Pinus sylvestris*.

Se trata de suelos que presentan un elevado contenido de arcillas expandibles. Los horizontes superficiales tienen una elevada estabilidad estructural debido al elevado contenido en materia orgánica, mientras que los horizontes profundos, corresponden al substrato margoso con una baja estabilidad estructural (Solé *et al.*, 1992). Las propiedades básicas de estos suelos han sido estudiadas por Fernández y Haro (1991), Haro *et al.*

(1992), Roda (1993) y Rabadà (1995). Los resultados indican una clase textural franco-arcillosa para el horizonte superficial y de franco-arcillo limosa para los más profundos, con un contenido orgánico de aproximadamente el 5% en superficie que decrece en profundidad hasta ser inferior al 0.2% para los -60 cm y un contenido en carbonato cálcico equivalente del orden del 25%.

El perfil B₁, se encuentra localizado en una zona de pequeñas terrazas marginales, sobre una vertiente de fuerte pendiente (60%), con suelos muy delgados donde abundan las gravas y los bloques. Son suelos pardos margosos, poco evolucionados desarrollados sobre la roca madre arcillosa. Pérez (1991) y Llorens (1991) clasifican estos suelos como *Typic Xerorthent*, aunque también se encuentran suelos del tipo *Lithic Haploxeroll*, con un horizonte superior más rico en materia orgánica debido a una vegetación arbórea bien desarrollada sobre ellos.

El perfil B₂, está situado en la parte central de la cuenca. En esta zona, en general, las terrazas tienen una anchura media de unos 3 metros y con pendientes inferiores al 20%. Los suelos presentan una profundidad moderada, de alrededor de 1 metro, aunque varía de la parte externa al interior de la terraza, siendo en este punto poco profundos, apareciendo en repetidas ocasiones el substrato a pocos centímetros de la superficie. Se trata de suelos pardo margosos, poco evolucionados, que han sido clasificados a partir de Soil Taxonomy System como *Typic* y *Fluventic Xerochrept* en la parte externa de la terraza y como *Aquic Xerorthent* para la interna (Pérez, 1991; Llorens, 1991).

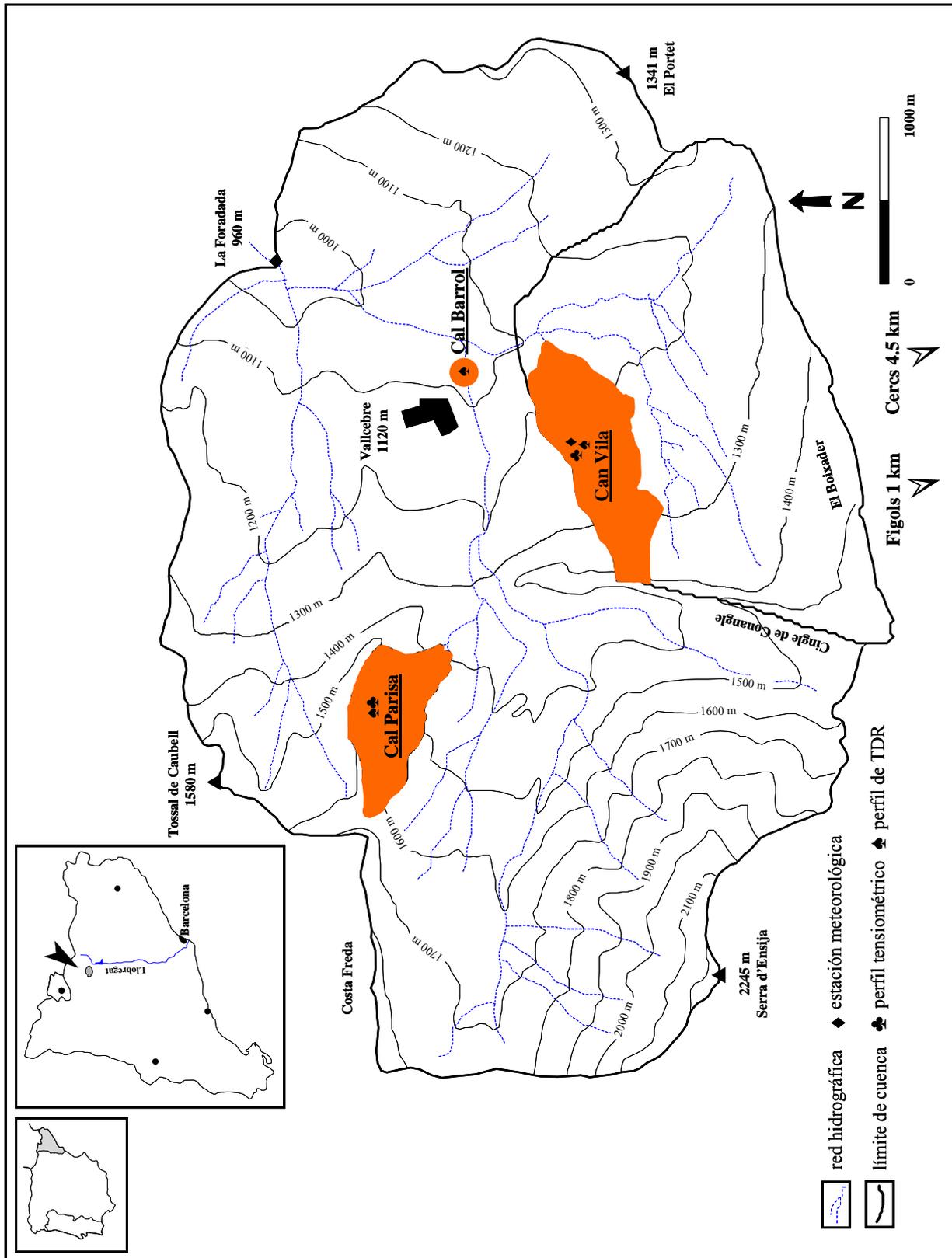


Figura 2.1. Cuenca de Vallcebre y subcuencas experimentales de Can Vila y Cal Parisa y la parcela de Cal Barrol (adaptado de Latron, 2003). Para los perfiles de muestreo ver Figura 2.3.

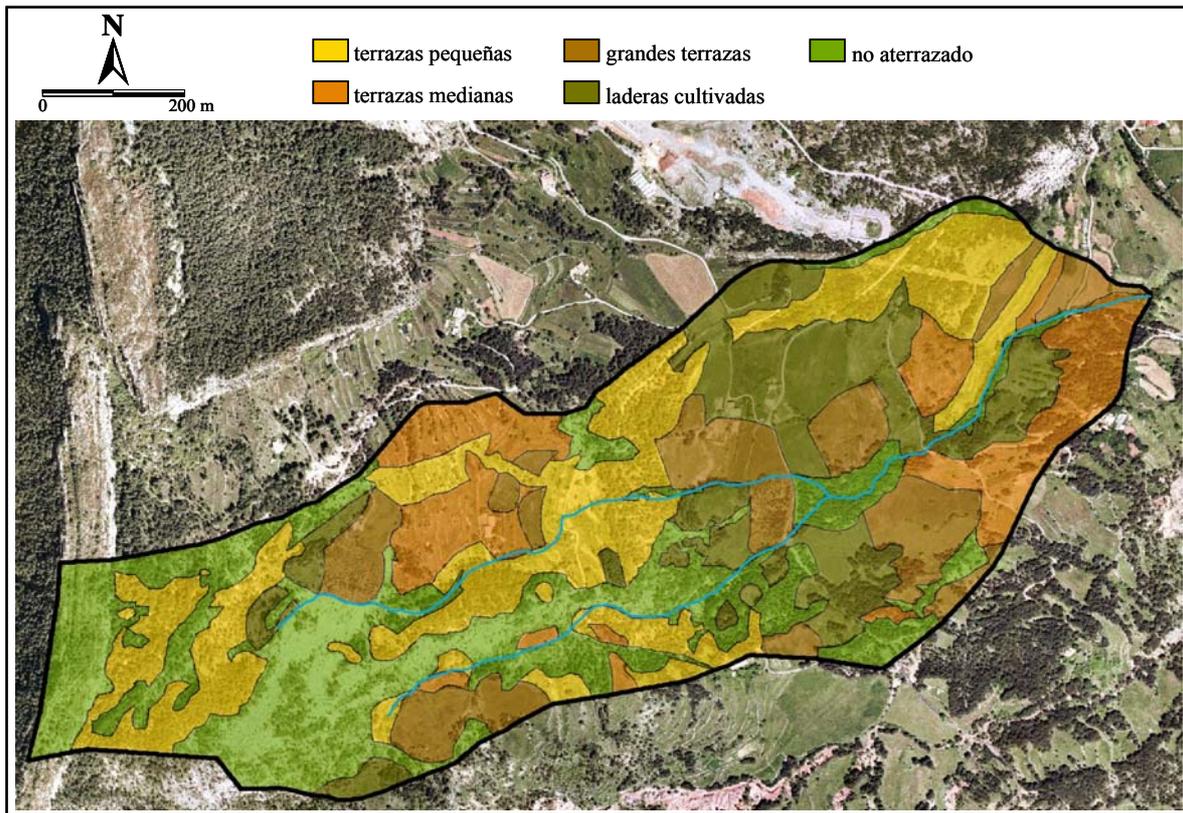


Figura 2.2. Mapa de tipos de terrazas de la cuenca de Can Vila (adaptado de Rubio, 2003).

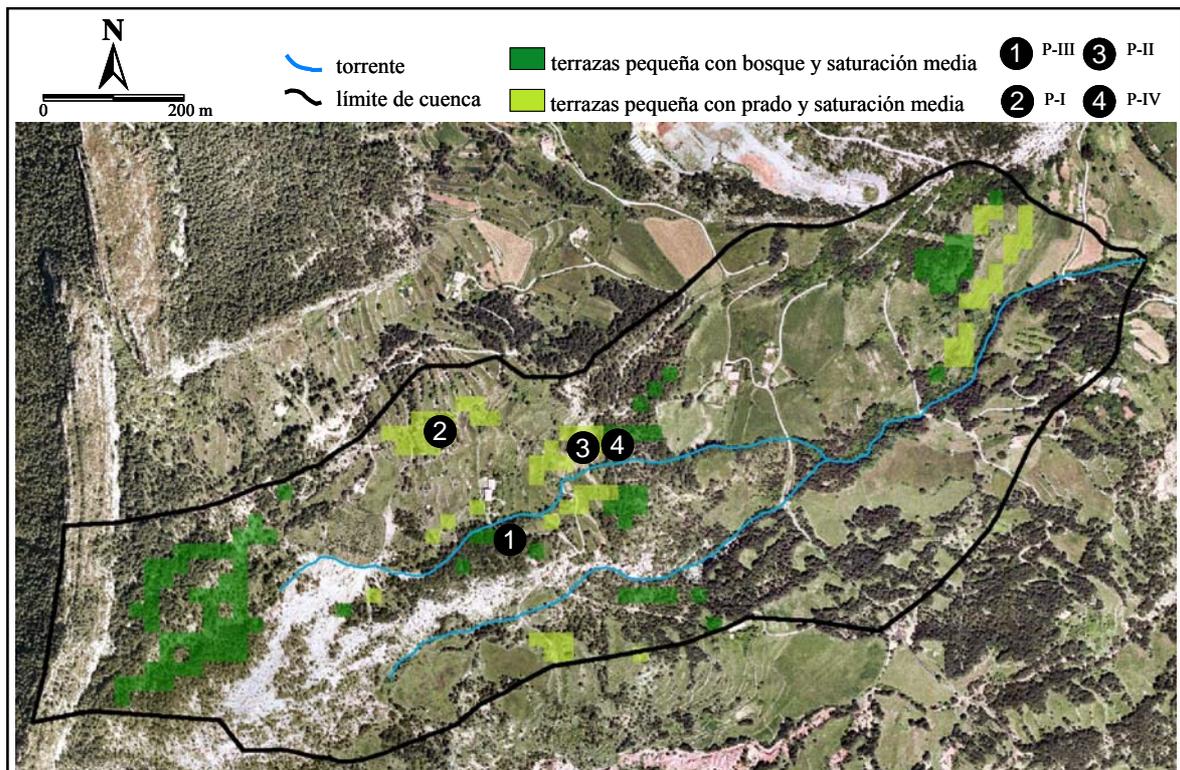


Figura 2.3. Perfiles de muestreo (P-I, P-II, P-III y P-IV) de la cuenca de Can Vila (adaptado de Rubio, 2003). La localización del perfil QP se muestra en la Figura 2.1.

Bibliografía citada en el capítulo

Aepler, R.; (1968): Das Garumnium der Mulde von Vallcebre und ihre Tektonik (Spanien, Provinz Barcelona). Diplomarbeit, Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin, Berlin. 101 p.

Anderton, S.; Latron, J. y Gallart, F. (2002): Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically-based distributed model. *Hydrol. Process*, 16, pp. 333-353.

Balash, J.C. (1986): La conca de Vallcebre (Alt Llobregat). Anàlisi de la dinàmica geomorfològica i balanç previ de sediments. Tesis de Licenciatura, Facultat de Geologia, Universidad de Barcelona, 154 p.

Balash, J. C. (1999): *Resposta hidrològica i sedimentària d'una petita conca de muntanya analitzades a diferent escala temporal*. Tesis Doctoral, Facultat de Geologia, Universidad de Barcelona. 376 p.

Beven, K.J. y Kirkby, M.J. (1979): A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, pp. 43-69.

Castelltort, F.J. (1995): Erosió, transport i sedimentació fluvial com a integració dels processos geomorfològics d'una conca. (Conca de Cal Rodó, Alt Llobregat). Tesis doctoral. Facultat de Geologia. Universidad de Barcelona. 235 p.

Clotet, N. y Gallart, F. (1986): Sediment yield in a mountainous under high mediterranean climate. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup. Bd.*, 60, pp. 205-216.

Clotet, N.; Gallart, F. y Balash, J. (1988): Medium term erosion rates in a small scarcely vegetated catchment in the Pyrenees. *Catena (suppl)*, 13, pp. 37-47.

Feist, M. y Colombo, F. (1983). La limite Cretacé-Tertiaire dans le NE de l'Espagne du point de vue des Charofites. Colloque Sénonien, Géologie Méditerranéenne. Vol. 10 n° 3-4, 303-326.

Fernández, J.F. y Haro, S. (1991): Caracterización de las propiedades mecánicas de los suelos de la cuenca de Cal Parisa. TFC, Escola Superior d'Agricultura de Barcelona.

Gallart, F.; Llorens, P.; y Latron, J. (1994): Studying the rol of old agricultural terraces on runoff generation in a Mediterranean small mountainous basin. *J. Hydrol.*, 159, pp. 291-303.

Gallart, F.; Llorens, P.; Latron, J. y Regüés, D. (2002): Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, pp. 527-537.

Gallart, F.; Balash, C.; Regüés, D. y Soler, M. (2004): Escalas espaciales y temporales en la producción y transporte de sedimentos en una pequeña cuenca experimental de montaña mediterránea (Vallcebre, Prepirineos Catalanes). *In: Benito, G. y Díez-Herrero, A. (Eds.), . Sociedad Española de Geomorfología-CSIC, Madrid, Vol. II, pp. 140-147.*

Gallart, F.; Balash, C.; Regüés, D.; Soler, M.; Castelltort, X. (*en prensa*). Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment: the Vallcebre research basins (South Eastern Pyrenees). II Erosion and sediment dynamics. *In: García, C. y Batalla, R. (Eds.), Catchment dynamics and river processes: latest*

research with examples from the mediterranean climate regions. Elsevier.

Gallart, F.; Latron, J.; Llorens, P. (*en prensa*). Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (South Eastern Pyrenees) I: Hydrology. In: García, C. y Batalla, R. (Eds.), *Catchment dynamics and river processes: latest research with examples from the mediterranean climate regions*. Elsevier.

García-Ruiz, J.M. (1988): Erosión de suelos y desertización inducidos por el abandono de explotaciones agrícolas en montaña media. Memoria del Proyecto de Investigación, Programas Nacionales. Doc. nº 2, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, 11p.

Guardia, R. y Ninot, J.M. (1992): Distribution of the plant communities in the badlands of the upper Llobregat basin (southeastern Pyrenees). *Studia Geobotanica*, 12, pp. 83-102.

Haro, S.; Fernández, J.F.; Josa, R. y Gallart, F. (1992): Papel hidrológico y geomorfológico de las propiedades del suelo en una zona pirenaica de campos abandonados (Cal Parisa, Vallcebre). In: López-Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*, Vol. 1 Sociedad Española de Geomorfología, Murcia, pp. 243-250.

Latron J. y Gallart F. (2002): Seasonal dynamics of runoff variable contributing areas in a Mediterranean mountain catchment (Vallcebre, Catalan Pyrenees). In: L. Holko, L.; Miklánek, P.; Parajka, J. y Kostka, Z. (Eds.), "Interdisciplinary approaches in small catchment hydrology: monitoring and research", *Proc. ERB 2002 International Conference*, Demänovská Dolina, Slovakia, pp. 173-179.

Latron, J.; Anderton, S.; White, S.; Llorens, P. y Gallart, F. (2003): Seasonal characteristics of the hydrological response in a Mediterranean mountain research catchment (Vallcebre, Catalan Pyrenees): Field investigations and modeling. "Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions". *IAHS Publ.*, 278, pp. 106-110.

Latron, J. (2003): Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca Mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineo Catalán). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 269 p.

Latron, J.; Gallart, F. y Llorens, P. (2004): Comment on 'TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales'. *Hydrol. Process.*, 18, pp. 179-182.

Llasat, M.C. (1997): Meteorologia agrícola I forestal a Catalunya. Conceptes, estacions i estadístiques. Generalitat de Catalunya, Departament d'Agricultura Ramaderia i Pesca, 298p.

Llorens, P. (1991): Resposta hidrològica i dinàmica de sediments en una petita conca pertorbada de muntanya Mediterrània. Tesis doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Barcelona. 276 p.

Llorens, P. y Gallart, F. (1992): Small basin response in a Mediterranean mountainous abandoned farming area: research design and preliminary results. *Catena*, 17, pp. 309-320.

Llorens, P.; Latron, J. y Gallart, F. (1992): Analysis of the role of agricultural abandoned terraces on the hydrology and sediment dynamics in a small mountains basin (High Llobregat, Eastern Pyrenees). *Pirineos*, 139, pp. 27-46.

Llorens, P. (1997): Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. II Assessment of the applicability of the Gash analytical model. *J. Hydrol.*,

199, pp. 346-359.

Llorens, P.; Poch, R.; Latron, J. y Gallart, F. (1997): Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. I Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.*, 199, pp. 331-345.

Llorens, P. (2003): La evaluación y modelización del balance hidrológico a escala de cuenca. *Ecosistemas*.

Llorens, P.; Latron, J. y Gallart, F. (2003a): Dinámica espacio-temporal de la humedad del suelo en un área de montaña mediterránea. Cuencas experimentales de Vallcebre (Alto Llobregat). Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, 6, pp. 71-76.

Llorens, P.; Latron, J. y Oliveras, I. (2003b): Modelización del efecto del cambio global en la hidrología superficial. Ejemplo de aplicación a una cuenca Mediterránea de montaña. 3ª *Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Proceedings Vol. III, pp. 1679-1681.

Llorens, P.; Oliveras, I. y Poyatos, R. (2003c): Temporal variability of water fluxes in a *Pinus sylvestris* forest patch in Mediterranean mountain conditions. (Vallcebre research catchments, Catalan Pyrenees). *IAHS Pub.*, 278: 101-105.

Llorens, P.; Poyatos, R.; Rubio, C.; Latron, J. y Gallart, F. (en prensa): El papel del bosque en los procesos hidrológicos. Ejemplos en las cuencas de investigación de Vallcebre (Prepirineo Catalán). *Cuadernos de Investigación Geográfica*.

Martín Vide, J. (1985): Estacionalidad de la precipitación y mediterraneidad en el Pirineo Catalán. *Notas de Geografía Física*, 13-14, pp. 57-65.

Martínez-Carreras, N.; Soler, M.; Hernández, E. y Gallart, F. (2005): Simulating badland erosion with KINEROS2 in a Mediterranean mountain catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geophysical Research Abstracts*, 7, 08736.

Masalles, R. y Sebastià, M.T. (1985): Descripció de la vegetació i proposta de revegetació per a la fi de l'extracció de minerals a dues parcel·les de Coll de Pradell i torrent d'Ensija (Serra d'Ensija). Informe sol·licitat per FECSA. Nota interna.

Oliveras, I. y Llorens, P. (2001): Medium-term sap flux monitoring in a Scots pine stand: analysis of the operability of the heat dissipation method for hydrological purposes. *Tree Physiology*, 21, pp. 473-480

Papadakis, J. (1966): *Climates of the World and their agricultural potentialities*. Buenos Aires, Argentina.

Pardini, G. (1996): Evoluzione temporale della microtopografia superficiale, micromorfologia e della struttura in relazione ai processi di meteorizzazione nelle marne smectitiche di Vallcebre. Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 410 p.

Pérez, J.A. (1991): Evaluación agrológica de los suelos de la cuenca de Cal Parisa (Berguedà). TFC, Escola Superior d'Agricultura de Barcelona. 157 p.

Poyatos, R. (2002): Els canvis d'ús del sòl i les seves repercussions en el balanç hidrològic. Estudi de l'evapotranspiració dels prats mesòfils en camps abandonats. (Vallcebre, Alt Berguedà). P.F.C, Ciències Ambientals. Universitat Autònoma de Barcelona. 95 p.

- Poyatos, R. y Llorens, P. (2003): Influencia de la humedad del suelo y del periodo de actividad vegetal en la evapotranspiración de un pastizal montano mesófilo. Proceedings VII Congreso Nacional de la Asociación Española de Ecología terrestre. Barcelona, pp.182-196.
- Poyatos, R.; Latron, J. y Llorens, P. (2003): Land-Use and land-cover change after agricultural abandonment. The case of a Mediterranean Mountain Area (Catalan Pre-Pyrenees). *Mt. Res. Dev.*, 23, pp. 52-58.
- Poyatos, R.; Llorens, P. y Gallart, F. (2005): Transpiration of montane *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. forest stands measured with sap flow sensors in NE Spain. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2, pp. 1011-1046.
- Rabadà, D.; Gallart, F. y Llorens, P. (1994): Instrumentación para el estudio de la variabilidad de la humedad en los suelos de la cuenca de Cal Parisa (Alt Llobregat). Aplicación del método TDR y primeros resultados. In: Arnáez-Vadillo, J.; García-Ruiz, J.M. y Gómez-Villar, A. (Eds.), *Geomorfología en España*, II, pp. 153-171.
- Rabadà, D. (1995): Dinàmica hidrològica d'una petita conca pirenaica de camps abandonats amb pinedes en expansió (Alt Berguedà, Barcelona). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 321 p.
- Regüés, D.; Llorens, P.; Pardini, G.; Pini, R. y Gallart, F. (1993): Physical weathering and regolith behaviour in a high erosion rate badland area at the pyrennes: research design and first results. *Pirineos*, 141, pp. 63-84.
- Regüés, D. (1995): Meteorización física en relación con los procesos de producción y transporte de sedimentos en un área acarcavada. Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 281 p.
- Regüés, D.; Pardini, G. y Gallart, F. (1995): Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre. *Catena*, 25, pp. 199-212.
- Regüés, D.; Soler, M. y Gallart, F. (2002): Influencia del tamaño de las partículas sobre la estimación de concentraciones de sedimento en suspensión mediante turbidímetros de retro-dispersión. In: Serrano, E.; García de Celis, A.; Guerra, J.C.; Morales, C.G. y Ortega, M.T. (eds.), *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Universidad de Valladolid, Sociedad Española de Geomorfología, pp. 239-252.
- Regüés, D. y Gallart, F. (2004): Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, South Eastern Pyrenees). *Earth Surf. Process. Landforms*, 29, pp. 755-767.
- Roda, R. (1993): Anàlisi de la variabilitat vertical i lateral de la conductivitat hidràulica d'un area abancalada d'una conca prepirenaica (Vallcebre). TFC, Escola Superior d'Agricultura de Barcelona, 130 p.
- Rubio, C. (2003): Estudi i modelització de les característiques hidrodinàmiques de perfils de sols representatius d'una conca de recerca (Vallcebre, Alt Llobregat). Tesis licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Barcelona, 82 p.
- Rubio, C. y Llorens, P. (2003): "Uso de funciones de edafotransferencia para la determinación de propiedades hidrodinámicas de los suelos en una cuenca experimental (Vallcebre, Alt Llobregat)". In: Álvarez-Benedí, J. y Marinero, P. (Eds.), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Vol. VI, pp. 137-142.

Rubio, C. y Llorens, P. (2004): Comparing different pedotransfer functions for silty loam soils in a Mediterranean mountain catchment. *In: Aagaard, P.; Bedbur, E.; Bidoglio, G.; Candela, L.; Nuetzmann, G.; Trevisan, M.; Vanclooster, M. y Viotti, P., Saturated and unsaturated zone: integration of process knowledge into effective models.* Roma, 273-278.

Rubio, C.; Llorens, P. y Van Genuchten, M.TH. (2005): Modelling transient variable saturated flow under natural conditions using Hydrus-1D. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 08825.

Rubio, C.; Llorens, P. y Van Genuchten, M.TH. (en prensa): Modelización de un flujo saturado transitorio en suelos franco-limosos utilizando Hydrus-1D. *In: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo.* A Coruña.

Smith, M.; Allen, R.G.; Monteith, J.L; Perrier, A.; Pereira, L. y Segeren, A. (1992): Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. United Nations-Food and Agriculture Organization, Rome, 54p.

Soil Survey Staff (1998): Keys to Soil Taxonomy. 8th Ed. US. Government Printing Office. Washington, DC, 541p.

Solé, A.; Josa, R.; Pardini, G.; Aringuieri, R.; Plana, F. y Gallart, F. (1992): How mudrock and soil properties influence badland formation at Vallcebre (Pre-Pyrenees, NE Spain). *Catena*, 19, pp. 287-300.

Soler, M.; Regüés, D. & Gallart, F. (2003). Estudio del tamaño de las partículas en suspensión en relación con el caudal y la concentración de sedimento en una cuenca de montaña. *Rev. Cuaternario y Geomorfología*, 17, pp. 69-77.

Soler, M. Gallart, F. (en prensa). Suspended sediment yield and hysteretic loops in two small basins (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *IHP, Technical Documents in Hydrology*, UNESCO.

Capítulo 3

Propiedades básicas que influyen en las características hidrodinámicas de los suelos

Índice del capítulo

3. Propiedades básicas que influyen en las características hidrodinámicas de los suelos	41
3.1. Introducción y objetivos	41
Objetivos	42
3.2. Métodos	43
3.2.1. Textura	43
Tamizado: fracción arena	43
Clasificación de partículas por difusión láser: fracción limo y arcilla	43
3.2.2. Densidad aparente	43
3.2.3. Porosidad total	44
3.2.4. Carbono orgánico oxidable	44
3.2.5. Materia orgánica	45
3.2.6. Carbonato cálcico por calcimetría	45
3.2.7. Cálculo de la humedad higroscópica	46
3.2.8. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles	46
3.3. Resultados y discusión	47
3.3.1. Textura	47
3.3.2. Densidad aparente y porosidad total	47
3.3.3. Carbono orgánico oxidable y materia orgánica	48
3.3.4. Carbonato cálcico equivalente	49
3.3.5. Humedad higroscópica	51
3.3.6. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles de suelos	51
3.4. Conclusiones del capítulo	55
Bibliografía citada en el capítulo	55

3. Propiedades básicas que influyen en las características hidrodinámicas de los suelos

3.1. Introducción y objetivos

Los suelos deben entenderse como compartimentos de gran heterogeneidad, y por tanto ser considerados desde su dimensión espacial, ya que esta es la responsable de la complejidad que comporta su estudio, teniendo en cuenta que la calidad de la información disminuye en función de la distancia al punto de medida. Por este motivo, en las últimas décadas, se ha desarrollado un creciente interés por la variabilidad de las propiedades de los suelos desde diferentes puntos de vista, como son el edafológico (Bascomb y Jarvis, 1976; Wright y Wilson, 1979), geomorfológico (Briggs y Shishira, 1985; Harrison *et al.*, 1990) o ecológico (van der Broek *et al.*, 1981).

La variabilidad espacial de las propiedades de los suelos, tiene orígenes diferenciados, pudiendo estar vinculada a características intrínsecas del propio suelo o bien, a factores que inciden directa o indirectamente desde el exterior, como por ejemplo el clima, la litología, la topografía, la actividad biológica o la actividad humana (Beckett y Webster, 1971).

Este trabajo se centra en suelos que han estado sometidos durante un periodo de tiempo a prácticas de laboreo, y actualmente se encuentran en una situación de abandono.

Uno de los factores que interviene de forma más directa en la modificación de las propiedades de los suelos, como se ha mencionado anteriormente, es la acción antrópica, principalmente las prácticas agrícolas (Schafer *et al.*, 1992), que actúan disminuyendo la permeabilidad y las tasas de infiltración y aireación (Ball *et al.*, 1997). Otras propiedades básicas de los suelos que se pueden ver afectadas por las prácticas agrícolas son: la textura, la densidad aparente (junto con la porosidad), el contenido en materia orgánica y el contenido en carbonato.

La textura es una medida indicadora de la variación del tamaño, forma y composición de las unidades primarias de un suelo, y su distribución espacial, y determinará en parte el comportamiento físico del suelo (Koorevaar *et al.*, 1983), influyendo en numerosas propiedades como pueden ser: la capacidad de retención de agua, la formación de grietas y costras, la permeabilidad, la porosidad y la erosionabilidad (Martínez-

Mena, 1995; Ball *et al.*, 1997).

La densidad aparente, junto con otras variables edáficas, condiciona propiedades hídricas como la conductividad y difusividad hidráulica, y la capacidad de retención (Moutonnet y Schmidt, 1985). Los suelos cultivados pueden presentar compactación, que en ocasiones estará relacionada con el límite de penetración del arado, favoreciendo la formación de “suelas de labor” que comporta una disminución de la porosidad, que mantiene una relación inversa con la densidad aparente, que si es elevada favorece la escorrentía superficial (Ringrose-Voase y Bullock, 1984; Pagliai *et al.*, 1995), mientras que si es baja facilita los procesos de infiltración vertical y aumenta los flujos hídricos laterales (Martínez Fernández, 1992; Dexter, 2002; Pagliai *et al.*, 2004).

La materia orgánica favorece la agregación del suelo permitiendo la formación de complejos arcillo-húmicos que, actúan como núcleo de los agregados (Porta, 1986; Lal *et al.*, 1994), y por tanto participará en la estructuración y aireación del suelo, contribuyendo a aumentar la porosidad y favoreciendo el incremento de la capacidad de retención de agua (Brady, 1984). La materia orgánica, tiene una densidad aparente baja, así, en general, contenidos elevados de ésta favorecen también la conductividad hidráulica de los suelos.

El carbonato cálcico de un suelo es una de las propiedades que menos variación presenta por las prácticas del laboreo. Su interés radica en el efecto que produce en diferentes propiedades, como son: la estructura (obturación de macro y microporos), la actividad biológica, la fijación de nutrientes (Porta, 1986), la cohesión de las arcillas (Solé *et al.*, 1992), participando también en la capacidad de retención de agua.

Estas propiedades básicas son utilizadas en la Soil Taxonomy System (SSS, 1998) como criterios para la clasificación de suelos.

Objetivos

El principal objetivo de este capítulo es determinar las propiedades del suelo que influyen en el comportamiento hidrodinámico de unas áreas de terrazas abandonadas de la cuenca de Can Vila como ejemplo de una zona expuesta a la acción antrópica, frente a las de la parcela de Cal Barrol, que conserva características de la vegetación original y sobre la que no se han producido.

3.2. Métodos

3.2.1. Textura

La técnica de determinación de la textura se basa en la dispersión de los agregados del suelo en unidades de menor tamaño, utilizando métodos químicos, mecánicos o ultrasónicos y en la separación de estas unidades atendiendo a su tamaño, sea por tamizado o por sedimentación (Gee y Bauder, 1986).

Tamizado: fracción arena

Para la determinación granulométrica de la fracción arena ($\varnothing > 50 \mu\text{m}$) se ha realizado un tamizado en húmedo, destruyendo en una primera fase los cementos orgánicos con peróxido de hidrógeno al 10% (Day, 1965). Cuando la parte orgánica se ha destruido, la muestra se sumerge en una solución de hexametáfosfato sódico para dispersar las partículas de tamaño arcilla que estén floculadas. Después de 24 horas en un volteador automático, se tamiza la muestra separando la fracción arena de las fracciones limo y arcilla.

La fracción arena tamizada se coloca en la estufa a $105 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 24h para su secado, tamizándola posteriormente en seco para determinar el peso de cada una de las fracciones granulométricas de la arena (2000-1000, 1000-500, 500-250, 250-100 y $100-50 \mu\text{m}$).

Clasificación de partículas por difusión láser: fracción limo y arcilla

La distribución granulométrica de las fracciones limo y arcilla ($\varnothing < 50 \mu\text{m}$) se realiza a partir de muestra en suspensión utilizando un analizador de partículas láser modelo Malvern Mastersizer/E.

Esta técnica se basa en la difracción de un haz de luz láser. El ángulo de difracción del haz de luz depende del tamaño de la partícula, así pues, la intensidad lumínica que llega a los detectores nos da información sobre la cantidad de partículas que tienen un mismo ángulo de difracción, y por tanto, una fracción determinada.

3.2.2. Densidad aparente

La densidad aparente (D_a), en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (S.I. $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), es la relación existente entre la masa de suelo seco y su volumen (Douchaufour, 1988), y viene determinada por la siguiente ecuación:

$$D_a = \left(\frac{M_s}{V_t} \right) \quad (3.1)$$

Donde M_s es la masa del suelo seco y V_t es el volumen total del suelo.

Para la determinación de la densidad aparente, se extrae una muestra inalterada de suelo con un cilindro metálico de volumen conocido, en nuestro caso 100 cm^3 , y se pesa la muestra una vez secada a $105 \text{ }^\circ\text{C}$.

3.2.3. Porosidad total

La porosidad (ϕ), en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ o en %, es el volumen de suelo ocupado por aire y/o agua. El término porosidad total, incluye tanto la macro porosidad como la micro porosidad, y puede calcularse a partir de la siguiente ecuación:

$$\phi = \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_p} \right) \quad (3.2)$$

Donde ρ_a es la densidad aparente calculada a partir de la ecuación (3.1), ρ_p es la densidad real calculada a partir de la diferente densidad de los silicatos, la materia orgánica y el carbonato cálcico que contiene cada muestra (MAPA, 1986).

3.2.4. Carbono orgánico oxidable

El carbono total se encuentra en los suelos formando parte de carbonatos minerales, formas del carbono elemental, residuos orgánicos muy alterados (“*humus*”) y residuos orgánicos poco alterados. Mientras que, el carbono orgánico total únicamente lo contienen los residuos orgánicos, es decir, la fracción más oxidable (Porta, 1986).

El método utilizado para el carbono orgánico oxidable (C_{org}), en $\text{gC} \cdot \text{g suelo}^{-1}$ o %, este caso ha sido el de oxidación sulfo-crómica con calentamiento espontáneo por aportación del ácido sulfúrico (Walkley y Black, 1934). Para la determinación se utiliza tierra fina pulverizada. Esta técnica permite discriminar de forma prácticamente completa los carbonatos minerales y las formas elementales del carbono presentes en el suelo.

El método se basa en la utilización de un agente oxidante (dicromato potásico) de la materia orgánica, realizando una posterior valoración por retroceso con sulfato ferroso amónico 0.5N del $K_2Cr_2O_7$ excedente en la reacción. En este tipo de ensayo se debe tener en cuenta que, durante la reacción no se reducirá más de un 77% del agente oxidante, así en muestras con un elevado porcentaje de materia orgánica se tendrá que repetir el análisis con una cantidad menor de muestra. El resultado se obtiene de la siguiente ecuación:

$$C_{org} = (V_B - V_M) \times N_{Fe} \times F \times \frac{12mgC}{4meqC} \times \frac{1}{P_s} \times K \quad (3.3)$$

Donde V_B es el volumen de sal ferrosa valorado en el blanco, V_M es el volumen de sal ferrosa valorado en la muestra, N_{Fe} es la normalidad de la sal ferrosa, P_s es el peso de la muestra seca al aire, K es el factor de recuperación de la reacción, que depende de la intensidad de la oxidación del carbono orgánico, suponiendo una recuperación del 77% del carbono orgánico de la muestra (Porta, 1986) y F es el factor de la normalidad de la sal ferrosa corregida. El cálculo de este factor viene dado por:

$$F = \frac{\left(\frac{V \times N}{V'} \right)}{N_t} = \frac{N_r}{N_t} \quad (3.4)$$

Donde V es el volumen de agente oxidante añadido, N es la normalidad del oxidante, V' es el volumen de la sal ferrosa valorada, N_r es la normalidad real de la sal ferrosa y N_t es la normalidad teórica de la sal ferrosa.

3.2.5. Materia orgánica

El contenido en materia orgánica por vía húmeda, en g materia orgánica·g suelo⁻¹ o %, se calcula a partir del producto del peso del carbono orgánico por el factor de “*van Bemmelen*” (1.724) (Jackson, 1982).

3.2.6. Carbonato cálcico por calcimetría

El método utilizado para la determinación del carbonato equivalente ($CaCO_3$), en g o %, ha sido el calcímetro a presión o de Bernard (Skinner et al., 1959), basado en la determinación gasométrica del CO_2 que se desprende cuando se atacan los carbonatos de una muestra de suelo con ácido clorhídrico 1:1. La reacción se realiza en un dispositivo a presión y temperatura constantes. La cantidad de carbonato equivalente se calcula a partir de la fórmula:

$$CaCO_3 = \frac{(V_0 \times P')}{(V_0' \times P)} \quad (3.5)$$

Donde V_0 es el volumen de CO_2 que ha desprendido la muestra, V_0' es el volumen de CO_2 que ha desprendido el patrón, P' es el peso de carbonato de calcio utilizado para el patrón y P el peso de la muestra.

3.2.7. Cálculo de la humedad higroscópica

La humedad higroscópica, en $g \text{ agua} \cdot g^{-1}$ suelo seco o %, es una lámina de agua que puede rodear partículas de tamaño muy fino. El peso de muestras con un elevado contenido de partículas finas puede verse exagerado debido al peso del agua higroscópica.

Se utiliza un método gravimétrico de la humedad higroscópica (HH), en $g \text{ H}_2\text{O} \cdot g^{-1}$ suelo seco o %, por diferencia de peso entre la masa de suelo seco en condiciones naturales, y después del secado en estufa a una temperatura de 105°C durante 24 horas (Reynolds, 1970) según la ecuación:

$$HH = \left(\frac{S_h - S_s}{S_s} \right) \quad (3.6)$$

Donde, S_h es el peso de la muestra seca al aire y S_s es el peso de la muestra seca a la estufa.

3.2.8. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles

En este análisis se ha utilizado la rho de Spearman para determinar la relación entre las propiedades básicas de los suelos (incluyendo también el agua higroscópica). Este tipo de análisis facilita una mejor interpretación de los resultados cuando las relaciones no son lineales.

Se ha realizado un análisis de la varianza con la finalidad de comparar las diferentes grupos muestrales de los perfiles y a su vez verificar si pertenecen o no a una misma población.

Este tipo de análisis multivariante, se ha utilizado para estudiar las posibles relaciones entre las propiedades estudiadas. El análisis de componentes principales se ha realizado con las propiedades básicas de los suelos incluyendo, además, el contenido de agua higroscópica.

3.3. Resultados y discusión

En este apartado se presentan los resultados de las determinaciones realizadas a partir de muestras alteradas, haciendo referencia al peso de la fracción mineral, y se analiza su variabilidad, utilizando como indicador los coeficientes de variación, concretamente la clasificación propuesta por Warrick y Nielsen (1980).

3.3.1. Textura

La textura predominante en los perfiles estudiados es el limo (2-50 μm), presentando contenidos superiores al 58%. El valor más elevado lo presenta en el perfil P-III que supera el 64%. En las áreas muestreadas, la fracción arena oscila entre 7.5 y 22% y la fracción arcilla entre el 19 y 30.5%. Los coeficientes de variación de las diferentes fracciones manifiestan una variabilidad moderada para las fracciones más finas y (próxima a) alta para la fracción arena (Anexo 3.1).

El conjunto de los perfiles presenta una textura muy homogénea, con una clasificación textural según USDA (SSS, 1998) franco-arcillo-limosa para los perfiles P-III y QP, y franco-limosa para los perfiles P-I, P-II y P-IV (Figura 3.1).

En detalle, se observa que, los perfiles P-III y QP presentan contenidos de arena entre el 8 y el 10%, con un contenido de la fracción arcilla aproximadamente del 30%. Mientras que, los perfiles P-I, P-II y P-IV tienen porcentajes de arena entre el 15 y el 20% y un contenido de la fracción arcilla que oscila alrededor del 20% (Anexo 3.2).

El rango de variabilidad entre los perfiles es, para la fracción arena entre 7.2 y 47.5%, para la fracción limo entre 1.9 y 10.9% y para la fracción arcilla entre 3.6 y 38.7%. En profundidad es, en general, de moderada a baja, excepto en el caso del perfil P-IV, que presenta un coeficiente de variación elevado. La fracción granulométrica que menos variabilidad presenta en profundidad es el limo (Anexo 3.1).

3.3.2. Densidad aparente y porosidad total

El valor promedio de densidad aparente para todas las parcelas es de $1.35 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ y la porosidad total del 48%. Los valores de densidad aparente varían entre 1.29 y $1.40 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ y los de porosidad entre el 46 y el 50% entre los diferentes perfiles (Figura 3.2a). La variabilidad de la densidad aparente entre perfiles, se puede considerar de moderada, con unos coeficientes de variación entre 16.8 y 19.3% (Anexo 3.2).

Las diferencias más notables en todos los perfiles se observan en profundidad, ya que al aumentar ésta la densidad aparente también aumenta, por ejemplo el perfil P-IV tiene variaciones entre $0.9 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ en superficie y $1.6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ a -85 cm . (Figura 3.2.a; Anexo 3.2).

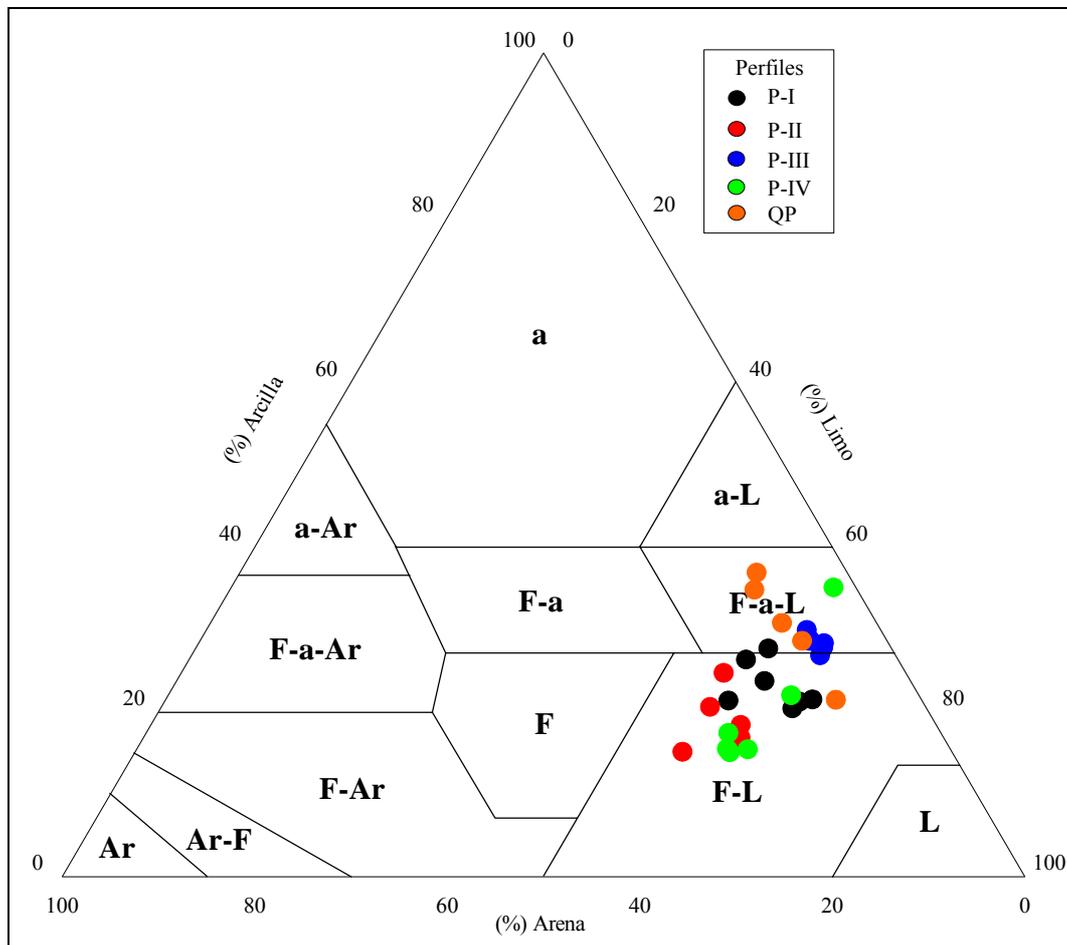


Figura 3.1. Clases texturales según USDA (1998) de los valores promedio de los perfiles de Cal Barrol (QP) y las terrazas de la cuenca de Can Vila (P-I a P-IV).

3.3.3. Carbono orgánico oxidable y materia orgánica

En el conjunto de los perfiles estudiados, el contenido de materia orgánica es en general moderadamente elevado, con un rango entre 3 y 5%. La variabilidad entre diferentes perfiles es muy elevada, con coeficientes de variación que oscilan entre 77.7 y 123.9% (Anexo 3.3).

Los valores más elevados de materia orgánica oscilan entre 4.5 y 5.2% en los perfiles P-II, P-III y P-IV. Estos resultados son similares a los encontrados por otros autores (p.ej. Caravaca *et al.*, 2004; Rubio y Escudero, 2005) en suelos de cultivo y forestales con una clase textural similar. El perfil QP, con un 2.8% es

el que presenta el menor contenido en materia orgánica (Figura 3.2.b; Anexo 3.3).

Todos los perfiles muestran en profundidad muestran una disminución muy similar del contenido de materia orgánica. Presentando una variabilidad más elevada en los primeros 5 cm, mientras que en el resto de profundidades la variabilidad se puede considerar moderada o baja (Figura 3.2b).

Los contenidos en materia orgánica que presentan los niveles superficiales del perfil QP contrastan con el mayor contenido del resto de perfiles. Siendo la parcela de Cal Barrol un área que no ha recibido el impacto de las prácticas agrícolas, estas diferencias en las determinaciones obtenidas se pueden atribuir a un tipo de aporte de carácter “natural”, es decir, al enriquecimiento en el perfil desde la superficie, sin ninguna acción de laboreo que remueva los niveles más superficiales (0-20 cm) contribuyendo a un aporte orgánico en profundidad.

3.3.4. Carbonato cálcico equivalente

La Figura 3.2c muestra el contenido de carbonato de calcio en los perfiles estudiados, que es del orden del 30.5%, con un coeficiente de variación del 81.5% (variabilidad alta). A partir de un análisis de la varianza, se han podido establecer tres grupos bien diferenciados entre las parcelas estudiadas (F-test= 203.45, $P_{H0}=0.000$):

Grupo I: perfiles P-III y QP con un contenido de CaCO_3 alrededor del 5%.

Grupo II: perfil P-I con un 32% de CaCO_3 .

Grupo III: perfiles P-II y P-IV con un contenido superior al 50%.

El coeficiente de variación para todo el perfil es de alrededor del 15% para los perfiles P-II, P-IV y QP, de un 40% para P-III y de un 50% en P-I (Anexo 3.4).

La tendencia general en todos los perfiles es de un aumento en los contenidos de carbonato de calcio en profundidad (con un ligero descenso para el perfil P-I en su nivel más profundo). Esta descarbonatación en los niveles superficiales, puede estar asociada a los elevados contenidos de materia orgánica, sobre todo, en los perfiles P-I, P-II y P-IV (por ejemplo Furley, 1968; Verheye, 1990; Yaalon, 1997; Rubio y Escudero, 2005) (Figura 3.2.b y 3.2.c). Por el contrario, los perfiles P-III y QP presentan valores muy bajos de CaCO_3 , con un contenido similar para cada nivel (Figura 3.2.c), siendo la presencia del carbonato de calcio seguramente propia de los procesos morfoedafogénicos del suelo (Jenny, 1941; Carter y Ciolkosz, 1991;

Yaalon, 1996).

La variabilidad en profundidad, se puede considerar de moderada a muy baja para el conjunto de los perfiles, con coeficientes que oscilan entre el 30 y el 1% (Anexo 3.5).

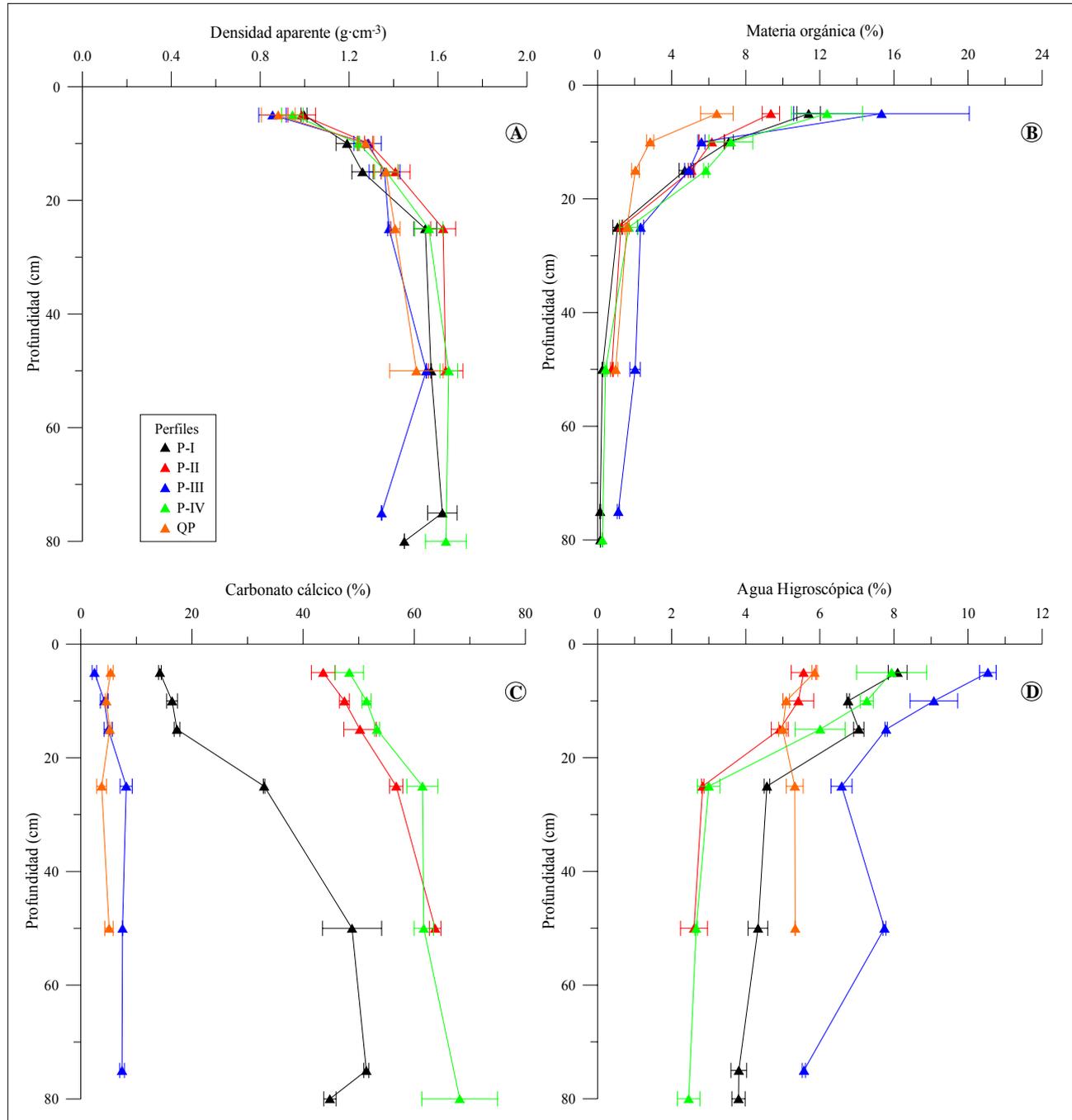


Figura 3.2. A) densidad aparente; B) contenido en materia orgánica, C) contenido en carbonato cálcico y D) contenido de agua higroscópica. Las barras laterales de los diferentes valores en cada gráfico muestran ± 1 error estándar.

3.3.5. Humedad higroscópica

Los contenidos de agua higroscópica para los perfiles estudiados se muestran en la Figura 3.2d y Anexo 3.5. En todos los perfiles, el contenido hídrico higroscópico, desciende marcadamente en profundidad, sobretodo a partir de los -25 cm, excepto en la parcela de Cal Barrol (perfil QP). Así, tal como se indica en 3.3.6, el almacenamiento de este agua puede estar más relacionado con el contenido en materia orgánica que con las texturas más finas. El perfil P-III es el que presenta el valor más elevado de agua higroscópica, y a su vez coincide con el perfil de mayor contenido medio en materia orgánica.

Los coeficientes de variación pueden considerarse de moderados a bajos para todas las profundidades, con valores que no superan el 20%.

3.3.6. Relaciones estadísticas de las propiedades básicas de los perfiles de suelos

Se ha realizado una matriz de correlación entre todas las variables y en profundidad para confirmar el análisis realizado en los apartados anteriores.

La Tabla 3.1 muestra la matriz de correlación (rho de Spearman) calculada para las propiedades básicas de los suelos. El porcentaje de fracción arena y limo disminuyen en profundidad, y la materia orgánica, la porosidad y los contenidos en agua higroscópica presentan una correlación negativa en profundidad, no así, la densidad aparente y de las partículas que es positiva. El contenido en carbonato de calcio está relacionado positivamente con la profundidad, esto puede ser indicativo de una descarbonatación de los niveles más superficiales.

Se observa una relación positiva entre limo, materia orgánica y porosidad, siendo negativa con las fracciones arena y arcilla. Por consiguiente es posible que el mayor porcentaje de poros en el suelo esté causado por los aportes orgánicos. El contenido en materia orgánica disminuye a medida que aumenta la fracción arcilla, mientras que el carbonato cálcico está positivamente relacionado con las partículas de la fracción arena y limos de mayor tamaño, así como con la densidad aparente.

En cuanto al contenido de agua higroscópica, presenta una elevada correlación positiva con la materia orgánica y la porosidad, siendo negativa o no significativa para el resto de los casos. Esto nos confirma el análisis de carácter más descriptivo realizado en 3.3.6., donde esta propiedad se relaciona en mayor grado con los aportes orgánicos que con las texturas finas.

El análisis de la varianza (ANOVA) se ha realizado con la finalidad de comparar las propiedades básicas de los suelos entre los perfiles. Ésto ha permitido verificar si los diferentes grupos muestrales (perfiles P-I a P-IV y QP) pertenecen a una misma población.

La Tabla 3.2 muestra el análisis de la varianza calculado para la comparación entre perfiles. Entre los perfiles de la cuenca de Can Vila (P-I, II y P-III, IV), únicamente han sido estadísticamente significativas para $p \leq 0.05$ la fracción arena y el agua higroscópica. Entre los perfiles P-I, II y Cal Barrol (perfil QP) han presentado diferencias significativas para $p \leq 0.05$ las fracciones arena y arcilla y el contenido en carbonato cálcico. Entre los perfiles P-III, IV y QP las propiedades significativamente distintas para $p \leq 0.05$ han sido la fracción arcilla y el contenido en carbonato cálcico.

El ANOVA realizado ha mostrado como las diferencias entre los perfiles son mínimas, y están relacionadas, en general, con la textura del suelo. Siendo los perfiles de suelo similares entre sí.

Tabla 3.2. Análisis de la varianza de las propiedades básicas del suelo entre los diferentes perfiles estudiados, Prados= perfiles P-I y II; Pinos= perfiles P-III y IV; Robles= perfil QP; pH_0 = probabilidad de la hipótesis nula.

ANOVA <i>Propiedades</i>	Prados-pinos			Prado-robles			Pinos-robles		
	<i>n</i>	<i>F-test</i>	<i>pH₀</i>	<i>n</i>	<i>F-test</i>	<i>pH₀</i>	<i>n</i>	<i>F-test</i>	<i>pH₀</i>
Arena	59	6.902	<u>0.011</u>	42	22.313	0.000	42	2.734	0.106
Limo	59	3.480	0.067	42	0.304	0.584	42	3.656	0.063
Arcilla	59	3.343	0.073	42	26.610	0.000	42	7.536	0.009
Materia orgánica	59	0.736	0.395	42	1.976	0.167	42	2.953	0.093
Carbonato cálcico	59	1.999	0.163	42	52.996	0.000	42	12.343	0.001
Densidad partículas	59	1.350	0.250	42	0.359	0.552	42	0.216	0.645
Densidad aparente	59	0.213	0.646	42	1.056	0.310	42	0.396	0.533
Porosidad total	59	0.118	0.733	42	1.066	0.308	42	0.537	0.468
Agua higroscópica	59	7.231	0.009	42	0.024	0.877	42	3.991	0.052

La comparación es significativa para $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

Con la intención de determinar la relación entre las propiedades básicas de los suelos de los perfiles estudiados, se ha realizado un Análisis de Componentes Principales. La Figura 3.3 presenta la distribución de las diferentes propiedades sobre los dos factores que explican un mayor porcentaje de la varianza.

El primer eje o factor 1, que explica el 46.8% de la correlación, muestra la oposición entre las partículas más gruesas (arena, limo grueso y limo medio) frente a la arcilla y el limo fino. También el contenido en carbonato de calcio se sitúa próximo al grupo de la fracción más gruesa (arena, limo grueso y limo medio). Así pues, la presencia de Carbonato de calcio está mayoritariamente relacionada con las partículas superiores a 50 μm .

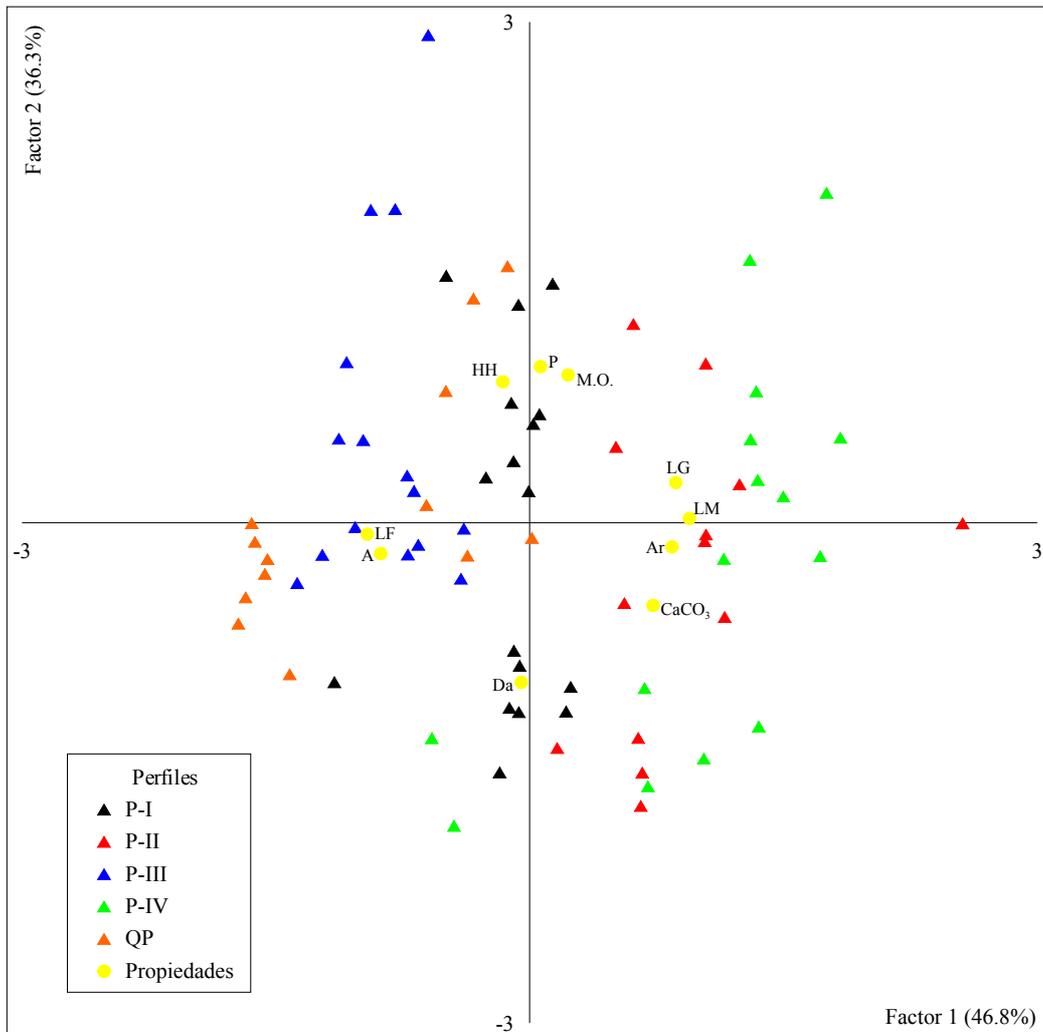


Figura 3.3. Distribución de las propiedades y muestras de los perfiles estudiados en el plano definido por los 2 primeros componentes principales, Ar = arena; LG = limo grueso, LM = limo medio; LF = limo fino; A = arcilla; MO = contenido en materia orgánica; CaCO₃ = contenido en carbonato cálcico; P = porosidad; Da = densidad aparente y HH = agua higroscópica.

En el segundo eje o factor 2, que explica el 36.3% de la correlación, se observa la oposición entre porosidad y materia orgánica frente a la densidad aparente. El agua higroscópica se sitúa en el mismo extremo que la materia orgánica, y presenta una relación inversa respecto al contenido de carbonato cálcico, ya que la movilización del carbonato cálcico se ve favorecida por un lavado en el perfil (Del Campillo et al., 1992; Loeppert y Suárez, 1996).

El perfil P-I se encuentra situado sobre el eje del factor 2, mientras que los perfiles P-II y P-IV, de textura franco-limosa, se presentan opuestos a los perfiles P-III y QP que tienen una textura franco-arcillo-limosa. En general, los niveles más superficiales (0-15 cm) se encuentran más cercanos a la materia orgánica, excepto el perfil QP, mientras que los niveles más profundos están más próximos a la densidad aparente.

Tabla 3.1. Matriz de correlación entre las diferentes propiedades del suelo estudiadas en profundidad. Prof= profundidad, A= arena, L= limo, LG= limo grueso, LM= limo medio, LF= limo fino, Ar= arcilla, MO= materia orgánica, CaCO₃= carbonato cálcico, D_r= densidad de las partículas, D_a= densidad aparente, ρ= porosidad total

<i>Variables</i>	Prof.	A	L	LG	LM	LF	Ar	M.O.	CaCO ₃	D _r	D _a	ρ
Prof.	1.000											
A	-.092	1.000										
L	-.327	-.332	1.000									
LG	-.377	.629	<u>.283</u>	1.000								
LM	-.108	.679	.066	.802	1.000							
LF	.148	-.690	-.098	-.870	-.985	1.000						
Ar	.345	-.785	<u>-.269</u>	-.834	-.768	.794	1.000					
M.O.	-.924	.090	.411	.483	.211	<u>-.252</u>	-.406	1.000				
CaCO ₃	.330	.678	<u>-.242</u>	.401	.691	-.643	-.519	<u>-.252</u>	1.000			
D _r	.905	.140	-.474	<u>-.262</u>	.063	-.019	.195	-.937	.507	1.000		
D _a	.867	.095	-.428	<u>-.289</u>	-.007	.049	.210	-.837	.444	.879	1.000	
ρ	-.855	-.081	.407	<u>.291</u>	.017	-.057	-.209	.814	-.424	-.853	-.997	1.000
HH	-.618	-.301	.456	.136	-.143	.103	-.038	.731	-.561	-.808	-.670	.635

La correlación es significativa para $p \leq 0.01$ y para $p \leq 0.05$

3.4. Conclusiones del capítulo

- Los perfiles estudiados presentan una distribución textural homogénea pudiéndose clasificar como franco-arcillo-limosos los perfiles P-III y QP, y franco-limosos los perfiles P-I, P-II y P-IV.
- La densidad aparente y la porosidad presentan diferencias acusadas en profundidad. Los perfiles P-III y QP, con una cubierta vegetal arbórea, son los que presentan una menor densidad aparente.
- El contenido de materia orgánica en los perfiles estudiados es elevado, siendo los valores más altos para las terrazas de cultivo abandonadas y en los niveles más superficiales. La distribución de la materia orgánica disminuye claramente en profundidad en todos los perfiles.
- En general, los perfiles estudiados presentan un contenido en carbonato cálcico elevado, fuertemente relacionado con las partículas de mayor tamaño ($>5 \mu\text{m}$). La tendencia es de un aumento de carbonato cálcico en profundidad, y por tanto de un proceso de descarbonatación en los suelos de las terrazas de Can Vila, mientras que en el perfil QP no se da este proceso.
- El contenido hídrico en forma de agua higroscópica, está fuertemente relacionado con el aporte orgánico.
- A partir del análisis de la varianza se ha mostrado como los perfiles estudiados son similares entre si.

Bibliografía citada en el capítulo

Ball, D.F. (1964): Loss -on- ignition as a estimate of organic matter and organic carbon in non- calcareus soils. *J. Soil Sci.*, 15, pp. 84-92.

Ball, B.C.; Campbell, D.J.; Douglas, J.T.; Henshall, J.K. y O'Sullivan, M.F. (1997): Soil structural quality compactionand land management. *Eur. J. Soil Sci.*, 48, pp. 593-601.

Bascomb, C.L. y Jarvis, M.G. (1976): Variability in three areas of the Denchworth soil map unit. I. Purity of the map unit and property variability within it. *J. Soil Sci.*, 27, pp. 420-437.

Beckett, P.H.T. y Webster, R. (1971): Soil variability: A review. *Soil and Fertilizers*, 34, pp. 1-15.

- Brady, N.C. (1984): The nature and properties of soils. MacMillan Publishing Company. New York.
- Briggs, D.J. y Shishira, E.K. (1985): Soil variability in geomorphologically defined survey units in the Albudeite area of Murcia province, Spain. *Catena*, suppl., 6, pp. 69-84.
- Caravaca, F.; Lax, A. y Albadalejo, J. (2004): Aggregate stability and carbon characteristics of particle-size fractions in cultivated and forested soils of semiarid Spain. *Soil Till. Res.*, 78, pp. 83-90.
- Carter, B.J. y Ciolkosz, E.J. (1991): Slope gradient and aspect effects on soil developed from sandstone in Pennsylvania. *Geoderma*, 49, pp. 199-213.
- Day, P.R. (1965): Particle fractionation and particle-size analysis. In: Black, C.A., et al. (Eds.) *Methods of soil analysis, Part I*. Agronomy, 9, pp. 545-567.
- Del Campillo, M.C.; Torrent, J. y Loeppert, R.H. (1992): The reactivity of carbonates in selected soils of Southern Spain. *Geoderma*, 52, pp. 149-160.
- Dexter, A.R. (2002): Soil structure: the key to soil function. *Adv. GeoEcology*, 35, pp. 57-69.
- Duchaufour, Ph. (1988): *Pedologie*. Ed. Masson. Barcelona. 224 p.
- Furley, P.A. (1968): Soil formation and slope development. *Geomorphology*, 12, pp. 25-42.
- Gee, G.W. y Bauder, J.W. (1986): Particle size analysis. In: Klute, A. (Eds.). *Methods of Soil Analysis. Part I*. Monograph 15. American Society of Agronomy. Madison, pp. 383-411.
- Harrison, J.B.J.; McFadden, L.D. y Weldon, R.J. (1990): Spatial soil variability in the Cajon Pass chronosequence: implications for the use of soils as a geochronological tool. *Geomorphology*, 3, pp. 399-416.
- Jackson, M.L. (1982): *Análisis Químico de Suelos*. Ed. Omega, 4ª edición. Barcelona. 662 p.
- Jenny, H. (1941): *Factors of soil formation, a system of quantitative pedology*. McGraw-Hill, New York.
- Koorevaar, P.; Menelik, G. y Dirksen, C. (1983): *Elements of Soil Physics*. Elsevier Ed. 227 p.
- Lal, R.; Mahboubi, A.A. y Fausey, N.R. (1994): Long-term tillage and rotation effects on properties of a central Ohio soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, pp. 517-522.
- Loeppert, R.H. y Suárez, D.L. (1996): Carbonate and gypsum. In: Sparks, D.L. (Ed.), *Methods of soil analysis*. Part 3. Chemical Methods. Madison, Wisconsin, USA, pp. 437-474.
- Martínez-Mena, M. (1995): *Respuesta hidrológica en medios semiáridos: factores de control y modelización*. Tesis doctoral. Universidad de Murcia. 203 p.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (1986): *Métodos Oficiales de Análisis*. Tomo III. Ed. Secretaría General Técnica M.A.P.A., Madrid. 532 p.

- Moutonnet, P. y Schmidt, F. (1985): Variabilité spatiale de la densité apparente et de l'humidité volumique d'un sol alluvial. *Bulletin du G.F.H.N.*, 17, pp.53-63.
- Pagliai, M.; Raglioni, M.; Panini, T.; Maletta, M. y La Marca, M. (1995): The soil structure after ten years of convencional and minimum tillage of two Italian soils. *Soil Till. Res.*, 34, pp. 209-223.
- Pagliai, M.; Vignozzi, N. y Pellegrini, S. (2004): Soil structure and the effect of management practices. *Soil Till. Res.*, 79, pp. 131-143.
- Porta, J. (1986): Técnicas y experimentos en edafología. Ed. Col·legi Oficial D'Enginyers Agrònoms de Catalunya, 2ª Ed.. Barcelona. 283 p.
- Porta, J.; López-Acevedo, M. y Roquero, C. (1999): Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, 2ª Ed., Barcelona, 849 p.
- Ringrose-Voase, A.J. y Bullock, P. (1984): The automatic recognition and measurement of soil pore types by image analysis and computer programs. *J. Soil Sci.*, 35, pp. 673-684.
- Rubio, A. y Escudero, A. (2005): Effect of climate and physiography on occurrence and intensity of decarbonation in Mediterranean forest soils of Spain. *Geoderma*, 125, pp. 309-319.
- Schafer, R.L.; Johnson, C.E.; Koolen, A.J.; Gupta, S.C. y Horn, R. (1992): Future research needs in soil compaction. *Trans. ASAE*, 35, pp. 1761-1770.
- Skinner, S.I.M.; Halstead, R.L. y Brydon, J.E. (1959): Quantitative manometric determination of calcite and dolomite in soils and limestones. *Can. J. Soil Sci.*, 39, pp. 197-204.
- Soil Survey Staff (1998): Keys to Soil Taxonomy. 8th Ed. US. Government Printing Office. Washington, DC, 541p.
- Solé, A.; Josa, R.; Pardini, G.; Aringhieri, R.; Plana, F. y Gallart, F. (1992): How mudrock and soil physical properties influence badland formation at Vallcebre (Pre-Pyrenees, NE Spain). *Catena*, 19, pp. 287-300.
- USDA (1973): Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Richards, L.A. (Ed.), United States Department of Agriculture. Editorial Limusa, México, 172p.
- van der Broek, M.; van Amstel, A.; Verbakel, A. y Pedroli, B. (1981): Variability of soil properties in a landscape ecological survey in the Tuscan Apennines, Italy. *Catena*, 8, pp.155-170.
- Verheye, W.H. (1990): Soil-landform relationships in Mediterranean and dry subtropical areas. *Pedologie*, 40, pp. 47-54.
- Walkley, A. y Black, I.A. (1934): An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *J. Soil Sci.*, 37, pp. 29-38.
- Warrick, A.W. y Nielsen, D.R. (1980): Spatial variability of soil physical properties in the field. *Applications of Soil Physics*. Academic Press., pp. 319-344.
- Wright, R.L. y Wilson, S.R. (1979): On the analysis of the soil variability, with an example from Spain. *Geoderma*, 22, pp. 297-313.

Yaalon, D.H. (1996): Causes of pedogenic diversity in the Mediterranean hill regions of Israel. *In*: Bech, J. (Ed.), *Abstracts of 6th International Meeting on Soils with Mediterranean Type of Climate*, Barcelona, 514 p.

Yaalon, D.H. (1997): Soils in the Mediterranean region: what make them different?. *Catena*, 28, pp. 157-169.

Capítulo 4

Relación entre potencial matricial y contenido hídrico del suelo

Índice del capítulo

4. Relación entre potencial matricial y contenido hídrico del suelo	63
4.1. Introducción y objetivos	63
Objetivos	64
4.2. Métodos	64
4.2.1. Medición del contenido hídrico en campo	64
Determinación de la estabilidad temporal de la humedad del suelo	66
4.2.2. Medición del potencial matricial en campo	66
4.2.3. Medición del contenido hídrico en laboratorio	67
4.2.4. Curva característica de la humedad o de retención	68
4.2.4.1. Recipiente de tensión hídrica	68
4.2.4.2. Membrana a presión	70
4.2.4.3. Ajuste entre potencial matricial (ψ) y humedad volumétrica (θ)	71
Modelo de van Genuchten (1980)	71
Modelo de Brooks y Corey (1964)	71
4.2.5. Comparación de las curvas de retención	72
4.3. Resultados y discusión	72
4.3.1. Caracterización del contenido hídrico en condiciones de campo	72
Estabilidad temporal de la humedad del suelo	74
4.3.2. Caracterización del potencial matricial en condiciones de campo	76
Respuesta tensiométrica	76
Curvas de humectación-deseccación entre saturación y capacidad de campo	78
4.3.3. Relación entre el potencial matricial (ψ) y la humedad volumétrica (θ) en laboratorio	81
4.3.4. Ajuste de las curvas de laboratorio	84
4.3.5. Comparación entre las curvas de laboratorio	85
4.4. Conclusiones del capítulo	86
Bibliografía citada en el capítulo	87

4. Relación entre potencial matricial y contenido hídrico del suelo

4.1. Introducción y objetivos

La humedad del suelo tiene una importancia crítica en los procesos hidrológicos que suceden a diferentes escalas (Bárdossy y Lehmann, 1998), desde las pequeñas cuencas (Western *et al.*, 1997) a la escala global (IGPO, 1995). El contenido hídrico queda regulado por la capacidad del suelo de retener el agua a una determinada presión (“succión”), propiedad física o hidrodinámica con una elevada variabilidad espacio-temporal. Bouma (1973), por ejemplo, mantiene la necesidad de realizar una gran cantidad de medidas de esta propiedad en condiciones de campo, ya que su variación espacial es una de las limitaciones cuando se pretende determinar la distribución del contenido hídrico en el suelo a partir de alguna de las ecuaciones que relacionan la succión o potencial matricial con la humedad volumétrica.

La cantidad y disponibilidad de agua en el suelo presentará variaciones dependiendo de la dinámica hídrica que tenga el sistema y de las propias características del suelo. Por consiguiente, la distribución del agua en el espacio poroso está directamente relacionada con la humedad antecedente del suelo (Malik *et al.*, 1987), que a su vez es una variable clave en la modelización hidrológica.

Dos son las variables clave en la capacidad de retención de agua en los suelos, el contenido hídrico (θ) y el potencial matricial (ψ). Estas se vienen estudiando desde incios del siglo pasado (por ejemplo Richards, 1936; Schofield, 1935).

Nielsen *et al.* (1973) presentan, en un trabajo de síntesis, un resumen de tipos de metodología aplicable para la determinación de las propiedades hidrodinámicas del suelo. Gardner en 1974 realiza una completa revisión y crítica de los métodos utilizados en la determinación de la relación $\theta(\psi)$, Cassel y Bauer (1975) hacen especial énfasis en la variabilidad espacial de los factores que controlan el contenido hídrico, Burt y Butcher (1985), Famiglietti *et al.* (1998) analizan los factores que influyen en la humedad del suelo. Dada la importancia de estas propiedades, su cuantificación y análisis de su comportamiento espacio-temporal es relevante y requiere una precisa caracterización de la variabilidad (Svetlitchnyi *et al.*, 2003) de las propiedades del suelo (Henninger *et al.*, 1976; Niemann y Edgell, 1993), de la influencia del tipo de cubierta vegetal (Hawley *et al.*, 1983; Francis *et al.*, 1986) y de la topografía del área (Moore *et al.*, 1988; Nyberg, 1996).

La cuantificación de la relación entre el potencial matricial y la humedad volumétrica, comporta cierta dificultad relacionada con el esfuerzo y/o tiempo empleado y su elevado coste de determinación. Por este motivo se ha extendido el uso de modelos y ecuaciones, con una base físico-empírica, para la determinación de la curva característica de la humedad o de retención como por ejemplo Millington y Quirk (1961), Green y Corey (1971), Brooks y Corey (1964), Campbell (1974) y/o van Genuchten (1980). Estos modelos permiten el ajuste a los datos de capacidad hídrica observados (Groenevelt y Grant, 2004), convirtiéndose en una útil herramienta para determinar la disponibilidad de agua tanto en la zona más húmeda como en el área más seca de la curva.

Objetivos

El principal objetivo de este capítulo es determinar y evaluar la capacidad de retención hídrica del suelo. Para ello se utilizarán los perfiles de suelo realizados en áreas de terrazas de la cuenca de Can Vila (perfiles P-I a P-IV) y en la parcela de Cal Barrol (perfil QP).

Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos operativos:

1. Caracterización de la variabilidad temporal de la humedad del suelo bajo diferentes cubiertas vegetales.
2. Determinación y evaluación de la capacidad de retención hídrica para los diferentes tipos de cubierta vegetal y en profundidad en campo y laboratorio.

4.2. Métodos

En este trabajo, se han considerado dos metodologías para el estudio del contenido hídrico del suelo, estas se han basado en determinaciones de la relación humedad volumétrica/potencial matricial ($\theta(\psi)$) en campo y en laboratorio.

4.2.1. Medición del contenido hídrico en campo

El método de Reflectometría en el Dominio Temporal (TDR), se ha convertido en una técnica estándar de medida del contenido hídrico en el suelo, ya que ofrece una rápida y no destructiva determinación en un amplio rango de suelos (Topp *et al.*, 1980; Nissen *et al.*, 2003).

Este método, descrito en detalle, entre otros por Topp *et al.* (1980, 1982, 1985), Dalton *et al.* (1984) y Dalton y van Genuchten (1986), determina el tiempo de retorno de una onda electromagnética de alta frecuencia, que es función de la constante dieléctrica del medio y está relacionada con su contenido hídrico. El cálculo de la humedad volumétrica (θ), en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, se ha realizado utilizando la ecuación de Topp *et al.* (1980), que relaciona el valor de la constante dieléctrica de un suelo con su contenido volumétrico de agua, a partir de la siguiente ecuación empírica:

$$\theta = \left(-5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \varepsilon - 5.5 \times 10^{-4} \varepsilon^2 + 4.3 \times 10^{-6} \varepsilon^3 \right) \quad (4.1)$$

Donde (ε) es la constante dieléctrica relativa del medio (adimensional), definida como:

$$\varepsilon = \left(\frac{ct}{2l} \right)^2 \quad (4.2)$$

Donde, (c) es la velocidad de la luz en el vacío ($3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), (t) tiempo que la onda tarda en recorrer la longitud (l) de propagación.

El método requiere la instalación en el suelo de una sonda que actúa de línea de transmisión. En nuestro caso se han utilizado sondas de dos guías, cuya descripción y funcionamiento se puede encontrar en Zegelin *et al.* (1989), Nissen *et al.* (2003). Las mediciones se han realizado con un cable téster marca Tektronics® 1502-C. En este trabajo las mediciones de la humedad del suelo se han realizado en perfiles con sondas instaladas verticalmente a las profundidades de 0-20, 20-40 y 40-60 cm (Rabadà, 1995, Latron, 2003): dos perfiles bajo bosque de *Pinus sylvestris* (B_1 y B_2) localizados en la cuenca de Cal Parisa, dos perfiles bajo prado (P_1 y P_2) localizados en la cuenca de Can Vila y dos perfiles bajo bosque de *Quercus pubescens* (QP_1 y QP_2) localizados en Cal Barrol (*cf.* Capítulo 2). Estos últimos presentan una profundidad de muestreo inferior debido a las propias características de la parcela, y constan de 2 sondas de 0-30 cm y 2 sondas de 30-50 cm de profundidad.

El seguimiento de las mediciones se ha realizado con un carácter semanal durante el periodo Enero-2001 a Diciembre-2004 para los cuatro primeros, mientras que en Cal Barrol el perfil se instrumentó en Julio-2003.

Determinación de la estabilidad temporal de la humedad del suelo

La estabilidad temporal de la humedad del suelo es la persistencia temporal del patrón de comportamiento de un punto de medida con respecto al conjunto de puntos de medida a lo largo del tiempo y se determina según Vachaud *et al.* (1985) a partir de la siguiente ecuación:

$$\delta_i = \frac{S_i - X_j}{X_j} \quad (4.3)$$

Donde (δ_i) es la diferencia relativa del contenido de agua en el suelo, (S_i) es el contenido de agua en el suelo en cada punto de medida y (X_j) es el promedio de los valores medidos. Posteriormente, se calcula la diferencia relativa media $\bar{\delta}_i$ sobre el número total de días de medida considerados, siendo \check{s} el número total de días de medida, definida como:

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{\check{s}} \sum_{j=1}^{\check{s}} \delta_i \quad (4.4)$$

4.2.2. Medición del potencial matricial en campo

El potencial matricial (ψ), en pF, kPa, cm de columna de agua o $J \cdot kg^{-1}$, expresa el estado energético del agua retenida en el suelo en función de la presión, con signo negativo, que ejerce el suelo.

Debido al elevado rango que puede presentar el potencial matricial y su carácter de presión negativa (“succión”), se definió el concepto de *pF* (Schofield, 1935) como, el logaritmo decimal del valor absoluto de la altura de una columna de agua (cm) que ejerce una presión igual a la fuerza de succión ejercida por la matriz edáfica, es decir:

$$pF = \log(|\psi|) \quad (4.5)$$

La medición en campo del potencial mátrico se realiza generalmente con tensiometros (por ejemplo Dexter, 1990; Lehmann *et al.*, 1998; Inoue *et al.*, 2000; Thomasson y Wierenga, 2003). El instrumento suele estar formado por un tubo rígido con una cápsula de cerámica porosa en uno de sus extremos (Blackwell y Elsworth, 1980). El rango de succiones que se puede obtener con una sonda tensiométrica está entre 0 y -85

kPa, el punto de mayor succión indicaría la presión de burbujeo del tensiometro, donde los valores medidos pueden presentar lecturas anómalas (Webster, 1966; Rice, 1969; Anderson y Burt, 1977), y que a valores negativos del potencial existe la tendencia de formación de pequeñas burbujas (Mullins, 1991).

Para este trabajo se han utilizado tensiometros SKT600 (Skye Instruments Ltd.®) de 20 cm de longitud y una presión de burbujeo de -85 kPa. Las mediciones se realizan en continuo, con un valor medio cada 20 minutos a partir de medidas cada 10 segundos. Los valores se dan directamente en kPa, almacenándose en un colector de datos DT-500 (DataTaker®).

En este trabajo, las mediciones del potencial mátrico del suelo se han realizado a 3 profundidades diferentes, 20, 40 y 60 cm y en 2 ambientes diferentes: bajo bosque de *Pinus sylvestris* localizado en la cuenca de Cal Parisa (cf. Figura 2.1) y bajo prado localizado en la cuenca de Can Vila (cf. Figura 2.3).

Para el tratamiento de los datos se ha escogido una medida puntual diaria coincidiendo con el momento de equilibrio hídrico de las plantas (“predawn water potencial”), antes del inicio de la transpiración (5:00 a.m.), evitando así los posibles problemas relacionados con las oscilaciones diarias y la demanda hídrica del vegetal (Jones, 1992; Salvany *et al.*, 1998; Buchter *et al.*, 1999).

El análisis ha tenido un doble objetivo: **i)** desde un punto de vista metodológico determinar los umbrales de trabajo del dispositivo (tensiometro) para la verificación de la validez de los datos medidos y **ii)** a partir de los datos “filtrados” determinar diferentes curvas de humectación y desecación de los suelos dentro del rango de potenciales medidos en el campo.

4.2.3. Medición del contenido hídrico en laboratorio

El contenido volumétrico de agua en el suelo (θ), en $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Se puede definir como el volumen de agua retenido en un volumen conocido de suelo y a una tensión determinada.

La técnica que se ha utilizado para la determinación de la humedad volumétrica del suelo se basa en determinar la relación entre el peso de muestra y su volumen de suelo seco, según:

$$\theta = \left(\frac{\text{volumen agua}}{\text{volumen suelo seco}} \right) \quad (4.6)$$

4.2.4. Curva característica de la humedad o de retención

La curva de retención, establece la relación entre el potencial matricial y la humedad volumétrica de un suelo, y depende de la fuerza que ejerce la matriz edáfica para retener un volumen determinado de agua.

La curva característica de la humedad está afectada por un fenómeno histerético, donde la función de retención no presenta la misma forma en el proceso de humectación que en el de desecación. Este comportamiento se atribuye a que la energía necesaria para extraer un volumen determinado de agua es superior a la empleada por el suelo para su captación. En este estudio se ha observado únicamente el comportamiento en desecación de curva característica de la humedad.

Los diferentes métodos para la determinación de la curva característica de la humedad se fundamentan en las relaciones de presión, estableciendo la fuerza de retención de agua en el suelo y manteniendo el resto de variables (distribución granulométrica, estructura, materia orgánica...,) constantes (Ingelmo-Sánchez y Cuadrado-Sánchez, 1986).

El método utilizado en este trabajo se basa en la aplicación de una “succión” a una muestra inalterada de suelo a través de un medio poroso (Baver *et al.*, 1972). Este medio se encuentra saturado en agua y es totalmente conductivo (Stackman, 1980). El contenido de humedad en equilibrio a una determinada succión se obtiene gravimétricamente.

Para la determinación de la curva de retención hídrica, se han empleado dos métodos diferentes: para pF a saturación, 0.4 (0.25 kPa), 1.0 (1 kPa), 1.5 (3.2 kPa) el recipiente de tensión hídrica (“*sand box*”), y para pF 3 (100 kPa), 3.5 (320 kPa) y 4.2 (1500 kPa) la membrana a presión.

4.2.4.1. Recipiente de tensión hídrica

El método del recipiente de tensión hídrica o “*sand-box*” fue diseñado por Stakman *et al.* (1969) y posteriormente perfeccionado por Varallyay y Mironenko (1979); Topp y Zebchuk (1979); Viville y Ambroise (1982).

Para este estudio se utilizaron dos recipientes de tensión hídrica contruidos, idénticos. Para las muestras entre 0 y -15 cm el “*sand-box*” del laboratorio de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca, mientras que las muestras entre -25 y -85 cm, se determinaron en el Centro de Biología Aplicada del Segura

(CSIC, Murcia).

El recipiente de tensión hídrica (Figura 4.1) está construido en cristal de 1 cm de grosor y dimensiones 48x48x17 cm, utilizándose un recipiente para cada valor de potencial matricial. En su interior y, ajustando perfectamente a las paredes de la caja, se sitúa una lámina de acero inoxidable perforada, encargada de sostener el medio poroso. Sobre la lámina, se coloca una pieza fieltro que dejará fluir el agua impidiendo que el medio poroso atraviese los orificios de la lámina. Para asegurar la estanqueidad entre las paredes del recipiente, la tela y la lámina perforada, se utilizan juntas de caucho selladas con silicona. Es necesario establecer un buen contacto entre las muestras de suelo y el medio poroso, para ello se coloca una pieza de nylon hidrófilo entre los dos medios; esta no dificulta el flujo hídrico, pero sí impide la adherencia de partículas (Martínez-Fernández, 1990) (Figura 4.1). El número máximo de muestras para determinar en cada recipiente en el sistema utilizado es de 49.

Stakman *et al.* (1969) destacan tres aspectos importantes que debe cumplir el medio poroso: **i**) mantener la succión requerida, **ii**) tener una permeabilidad lo más elevada posible y **iii**) no alterarse fácilmente.

En este experimento se ha utilizado un medio poroso tipo “*blokzjl sand*” de la marca Eijkelkamp[®]. Su distribución granulométrica está dentro del rango utilizado por diferentes autores (por ejemplo Stakman *et al.*, 1969; Viville y Ambroise, 1982; Martínez Fernández, 1990).

El mecanismo responsable de producir la tensión hídrica es el desnivel creado entre el recipiente de tensión y un contenedor de agua situado a la altura de referencia. Este contenedor mantiene un nivel constante de agua y está conectado al “sand-box” por su base. De no existir este gradiente se produciría un continuo estado de saturación en la muestra.

Para determinar la curva en desecación se comienza con la muestra saturada, cambiándola a un punto (recipiente) de mayor succión cuando esta llega a su equilibrio hidrostático. Este equilibrio se detecta cuando su peso no varía, en este momento la muestra tendrá la humedad correspondiente a la tensión que se le ha aplicado, pudiendo pasar a un nuevo recipiente para la determinación del siguiente punto de la curva de retención.

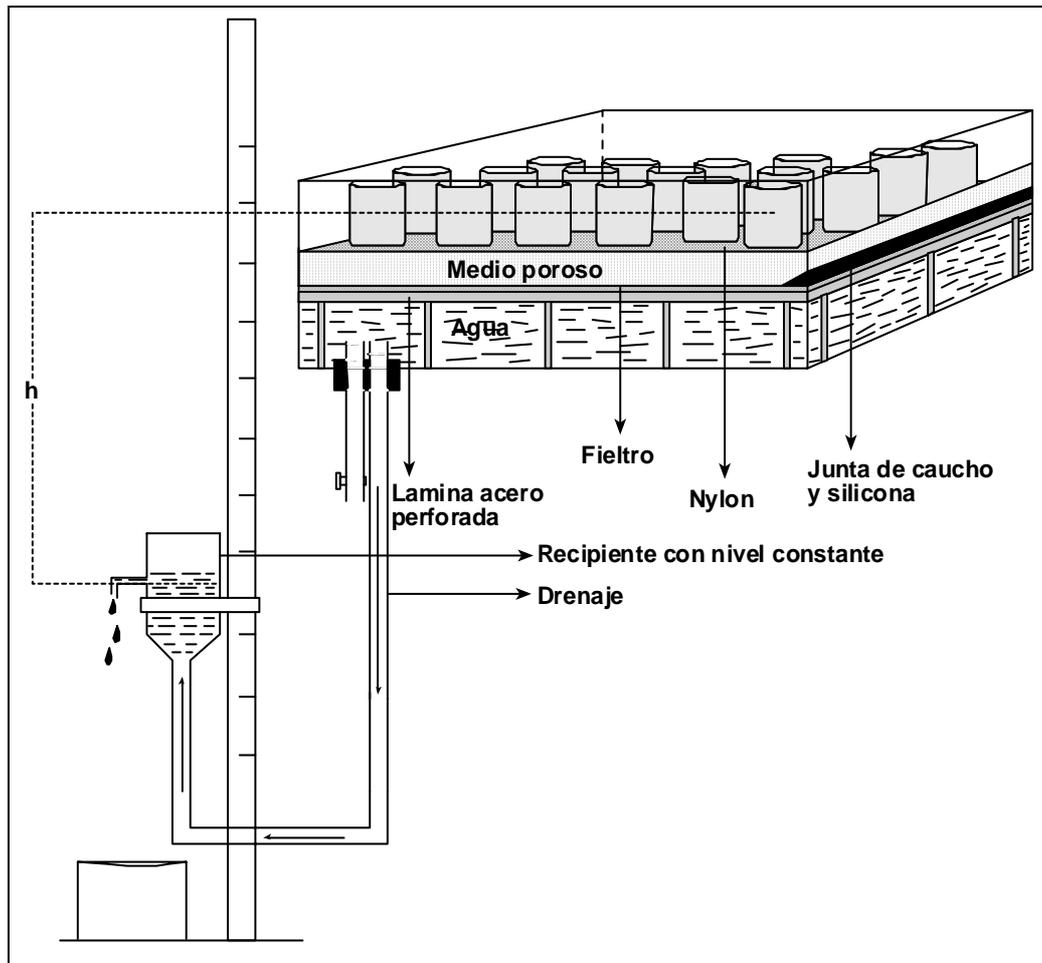


FIGURA 4.1. Esquema en sección transversal del del recipiente de tensión hídrica, (adaptado de Stackman *et al.*, 1969).

4.2.4.2. Membrana a presión

La membrana a presión desarrollada por Richards (1947), es un método actualmente vigente debido a la simplicidad para determinar puntos de la curva de retención de tensiones elevadas (≥ 100 kPa). El aparato utilizado está formado por una cámara a presión hermética de acero marca Eijkelkamp[®] modelo P1.80/08.03, donde se colocan las muestras (hasta un máximo de 15). En su base se coloca una membrana semipermeable, que deja drenar el agua extraída de las muestras a través de un colector.

El tipo de muestra pueden ser agregados de suelo o bien, si consideramos que a partir de una tensión de 100 kPa la estructura edáfica prácticamente no ejerce influencia en la capacidad de retención hídrica, se puede utilizar la fracción de tierra fina en forma de “pastilla”.

La técnica se basa en la inyección de aire comprimido a una presión equivalente al potencial matricial a determinar. El equilibrio hidrodinámico de las muestras se consigue cuando han dejado de drenar agua (Martínez-Fernández, 1992; Martínez-Fernández y López-Bermúdez, 1996). El proceso finaliza con el pesado de las muestras y secado a 105°C durante 24, de esta forma y por diferencia de pesos se determina el contenido hídrico de la muestra.

4.2.4.3. Ajuste entre potencial matricial (ψ) y humedad volumétrica (θ)

La estimación de la relación entre humedad volumétrica y potencial mátrico, $\theta(\psi)$, se ha realizado ajustando los modelos de Brooks y Corey (1964) y de van Genuchten (1980) a las curvas características de la humedad observadas.

Modelo de van Genuchten (1980)

El modelo de van Genuchten (1980) que determina el contenido hídrico del suelo en función de la succión $\theta(h)$ viene descrito por la siguiente ecuación:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m} \quad (4.7)$$

Donde, θ_s y θ_r son la humedad volumétrica a saturación y residual respectivamente, h es la succión con signo positivo, α , n y m son parámetros que determinan la forma de la curva de retención. En este caso, $m = 1 - 1/n$.

Modelo de Brooks y Corey (1964)

El modelo de Brooks y Corey (1964, 1966) determina $\theta(h)$ según la siguiente función:

$$\theta = \theta_s \times (\alpha h)^{-\lambda} \quad (4.8)$$

Donde, α es un parámetro relacionado con la inversa a la presión de burbujeo, y λ está relacionado con la distribución del tamaño de poro y afecta a la pendiente de la función de retención, siendo considerada como el producto mn . En general, este modelo suele mostrar buenos resultados para suelos de textura gruesa y con poros relativamente estrechos y largos (van Genuchten y Nielsen, 1985).

4.2.5. Comparación de las curvas de retención

Se ha realizado un análisis de la varianza para verificar si las curvas de retención obtenidas pueden o no considerarse de una misma población, considerando los siguientes criterios:

- a.) Diferentes profundidades
- b.) Tipos de cubierta vegetal de las parcelas.

Se ha calculado el error medios (ME) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) para determinar las diferencias en el contenido de humedad, si se dan, entre curvas características de la humedad con diferente cubierta vegetal, y entre curvas características de la humedad de diferentes profundidades.

4.3. Resultados y discusión

En este apartado, se presentan, los resultados del contenido hídrico y el potencial matricial medidos en campo y las determinaciones realizadas en laboratorio, así como los ajustes a los datos observados.

4.3.1. Caracterización del contenido hídrico en condiciones de campo

Para caracterizar el contenido hídrico, se ha realizado el análisis de la variabilidad de la humedad del suelo para el periodo entre Enero-2001 y Diciembre-2004, para los perfiles bajo prado (P_1 y P_2) y bajo bosque de *Pinus sylvestris* (B_1 y B_2), entre 0 y -60 cm. Bajo bosque de *Quercus pubescens* (QP_1 y QP_2), el análisis se ha realizado entre Abril y Diciembre de 2004 (0-50 cm), ya que únicamente se disponía de información para este periodo de tiempo.

La Figura 4.2a presenta la evolución temporal de la humedad para los perfiles B_1 y B_2 , situados en la cuenca de Cal Parisa. Las diferencias máximas anuales coinciden con las estaciones de primavera y otoño, mientras que los más bajos se dan en invierno y verano (tal y como se describe para años anteriores en Gallart *et al.*, 2002; Llorens *et al.*, 2003; Latron, 2003), excepto para el año 2001. De los dos, el perfil B_1 presenta el valor máximo llegando a los $0.40 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, mientras que el perfil B_2 rara vez se superan los $0.30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, llegando a los $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en años muy secos (2003).

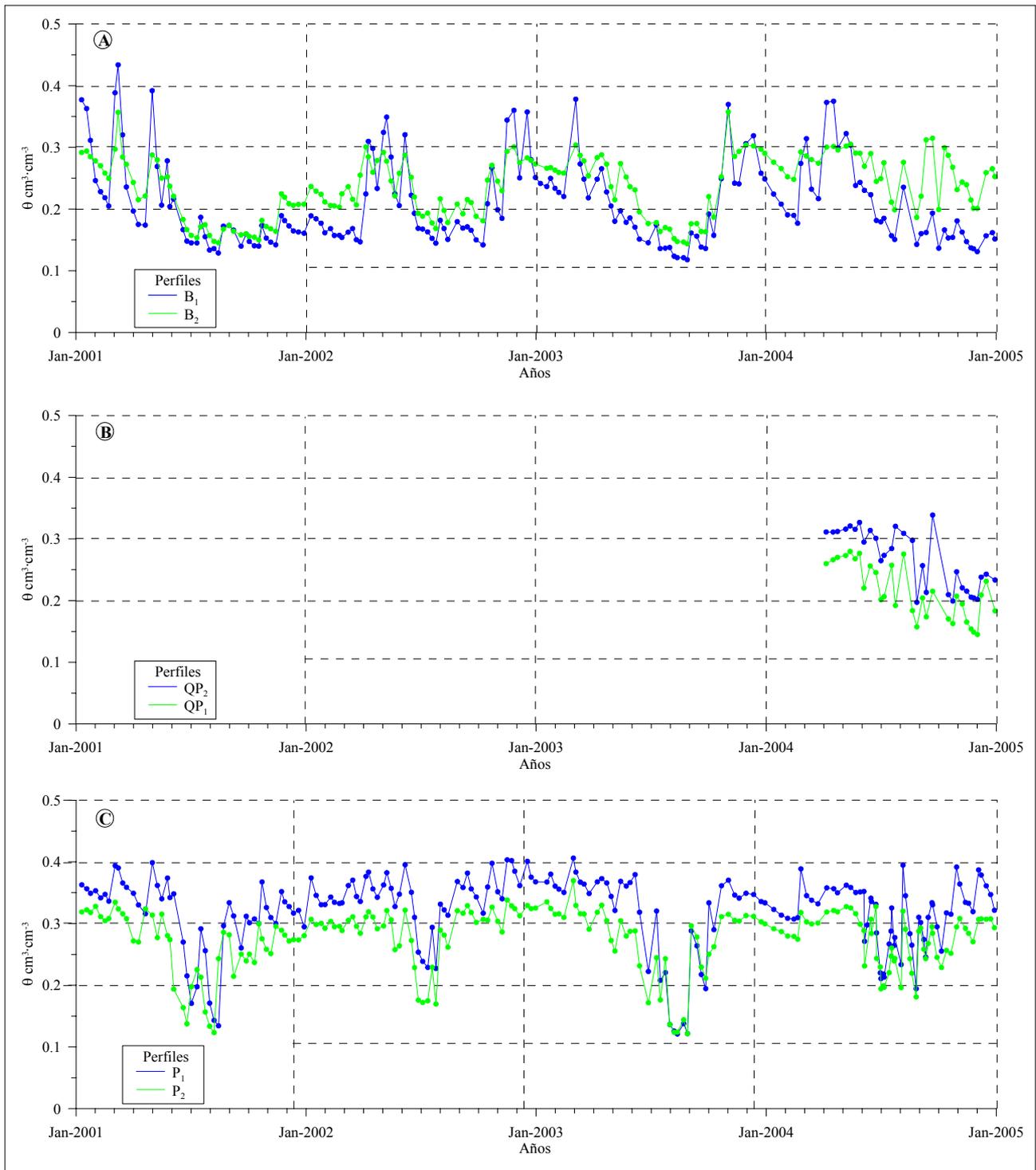


Figura 4.2. Evolución temporal de la humedad del suelo, A = perfiles bajo bosque de *Pinus sylvestris*, B= perfiles bajo bosque de *Quercus pubescens* y C= perfiles bajo prado.

Los perfiles QP_1 y QP_2 situados en Cal Barrol (Figura 4.2b), presentan una diferencia entre ellos de alrededor de $0.05 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ durante todo el periodo analizado, siendo el perfil QP_2 el que tiene el mayor contenido

hídrico, con valores para el periodo más húmedo superiores a $0.30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, y no inferiores a $0.15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para el periodo estudiado, no especialmente seco.

La Figura 4.2c, muestra los perfiles bajo prado (P_1 y P_2) situados en la terraza de La Call. Las diferencias entre ellos y para todo el periodo analizado está alrededor de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, siendo ligeramente más húmedo el perfil P_1 , situado en la parte interna de la terraza, con valores máximos que no superan nunca los $0.40 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, mientras que la humedad mínima en los dos perfiles está cercana a $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (por ejemplo años secos, 2003). Una posible causa de las diferencias entre estos dos perfiles puede ser la forma de construcción de la terraza, dejando aflorar en esta zona el sustrato más impermeable (Haro *et al.*, 1992; Gallart *et al.*, 1997; Gallart *et al.*, 2002) (*cf.* 1.2).

En general, los perfiles registran un aumento de humedad durante el otoño y después de las tormentas de carácter convectivo de verano. Durante el invierno, la ausencia de precipitaciones provoca una disminución de los contenidos hídricos del suelo, que se recuperarán con los eventos lluviosos de primavera, para disminuir drásticamente en verano por la ausencia de lluvias y la elevada demanda evapotranspirativa (tal y como se describe en Gallart *et al.*, 2002; Latron, 2003).

Los suelos bajo bosque se mantienen más tiempo secos que bajo prado. Esto se observa claramente si se comparan por ejemplo los otoños (periodos de recarga de la cuenca) de los diferentes años (Figuras 4.2a y 4.2c), y es debido posiblemente a la intercepción de la lluvia por las copas de los árboles. Estas diferencias son mínimas en condiciones de mayor saturación (finales de otoño-invierno) o estrés hídrico (verano), donde los perfiles muestran una tendencia más similar (tal como se describe en Gallart *et al.*, 2002; Llorens *et al.*, 2003 para años anteriores a los estudiados).

Estabilidad temporal de la humedad del suelo

La Figura 4.3 muestra el análisis de la estabilidad temporal de la humedad del suelo, realizado para los perfiles bajo bosque (B_1 y B_2) y bajo prado (P_1 y P_2) ordenados de seco a húmedo, a los que se ha asociado el error equivalente a ± 1 desviación estándar. El periodo utilizado ha sido el mismo que para la Figura 4.2. Los perfiles de Cal Barrol han sido descartados debido al corto periodo de información disponible.

En este caso, se observa que se producen diferencias relativas medias de humedad para los perfiles bajo prado superiores a la media entre el 5% y el 25%, siendo el perfil P_1 el más húmedo. Los perfiles bajo bosque de *Pinus sylvestris* presentan una diferencia relativa inferior a la media, entre 10% y 20%, siendo el

perfil B₁ el de menor humedad.

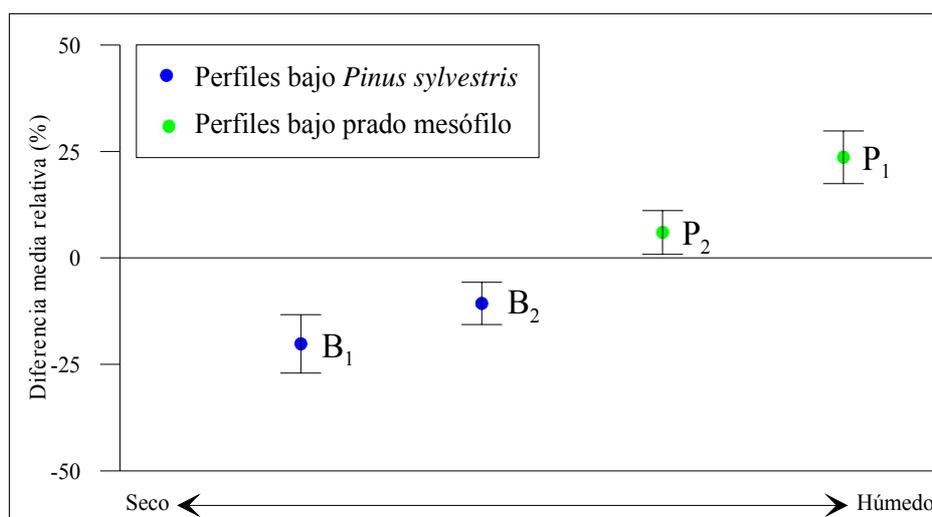


Figura 4.3. Diferencias relativas ordenadas correspondientes a los 6 puntos de medición de la humedad del suelo, ± 1 desviación estándar.

Para perfiles situados en condiciones similares (terrazas de cultivo) existe entre ellos diferencias importantes de la humedad volumétrica en los primeros 60 cm de profundidad. Esta variabilidad puede estar determinada por las diferencias entre cubiertas vegetales, siendo en los perfiles bajo bosque el factor limitante las copas de los árboles, que interceptan la lluvia impidiendo la entrada de agua en el sistema (Gallart *et al.*, 2002; Llorens *et al.*, *en prensa*). Sin embargo, los perfiles bajo un mismo tipo de cubierta presentan diferencias debidas posiblemente a las características intrínsecas del propio suelo (*cf.* 3.3) y a su situación microtopográfica, es decir la situación en la terraza (Latron, 2003).

El rango de variación de las diferencias medias relativas se encuentra entre $\pm 25\%$, estando por debajo del encontrado en otros estudios realizados en cuencas con prados y bosques (por ejemplo Grayson y Western, 1998; Martínez Fernández *et al.*, 2003), aunque se debe tener en cuenta que estas zonas son más extensas que la cuenca estudiada, y por tanto presentan una mayor heterogeneidad desde un punto de vista edáfico e hidrodinámico. Los perfiles B₂ y P₂ son los que se sitúan más próximos a la media, y por tanto los que tienen una mayor representatividad.

La desviación estándar obtenida está alrededor del 5%. Estos resultados son ligeramente inferiores a los encontrados por Latron (2003) para la cuenca de Cal Rodó también en Vallcebre, Gómez-Plaza *et al.* (2000) en cuencas de región semiárida o Grayson y Western (1998) en cuencas con un régimen hídrico estacional similar a la zona de estudio. Si se utiliza el criterio del 5% de desviación estándar máxima propuesto por Van

Pelt y Wierenga (2001), los 4 perfiles analizados pueden considerarse representativos del área estudiada.

4.3.2. Caracterización del potencial matricial en condiciones de campo

La caracterización del potencial matricial en los perfiles bajo diferente tipo de cubierta vegetal (terrazas bajo bosque de *Pinus sylvestris* y terrazas bajo prado), se ha basado en el doble objetivo descrito en 4.2.2.

Respuesta tensiométrica

El análisis de los límites de respuesta de los tensiometros utilizados así como la verificación y validación de los datos obtenidos se ha realizado en base a los siguientes criterios:

a.) Establecer la relación entre, la humedad volumétrica determinada por el método de TDR y el potencial matricial de los tensiometros, utilizando un dato semanal de contenido hídrico del suelo (0-60 cm) correspondiente a su homólogo potencial mátrico medido antes del alba (5:00 a.m.). Se ha analizado el grado de dispersión y la sobre o subestimación de los valores medidos. La Figura 4.4 presenta los datos brutos de la relación $\theta(\psi)$ para el perfil P₁ (total de puntos).

b.) Para verificar los posibles valores anómalos, en un gráfico temporal (Figura 4.5), se han representado los valores de humedad y de potencial matricial medios. Los valores que presentan un aumento del contenido hídrico y a la vez un aumento de potencial de succión, han sido considerados de anómalos y por tanto suprimidos (en verde en la Figura 4.4).

c.) Los valores medidos de potencial matricial superiores a -33 kPa (marcados con un círculo en la Figura 4.5), muestran diferentes valores de humedad volumétrica a un potencial matricial similar. En la Figura 4.4 estos valores superiores a -33 kPa se indican en naranja, y puede observarse una amplia variabilidad de contenidos hídricos para potenciales similares.

Existen diferentes factores que pueden afectar a la medida del potencial matricial con tensiometros. Estos pueden ser de **tipo externo**, como las variaciones en la altura de la columna de agua provocadas por las fluctuaciones térmicas (por ejemplo Watson y Jackson, 1967; Rice, 1969; Lee-Williams, 1978; Blackweel y Elsworth, 1980), o la tasa de transferencia de agua entre el tensiómetro y el suelo debido a la propia conductividad capilar del suelo provocando una entrada de aire en el dispositivo (Klute y Gardner, 1961; Lee-Williams, 1978).

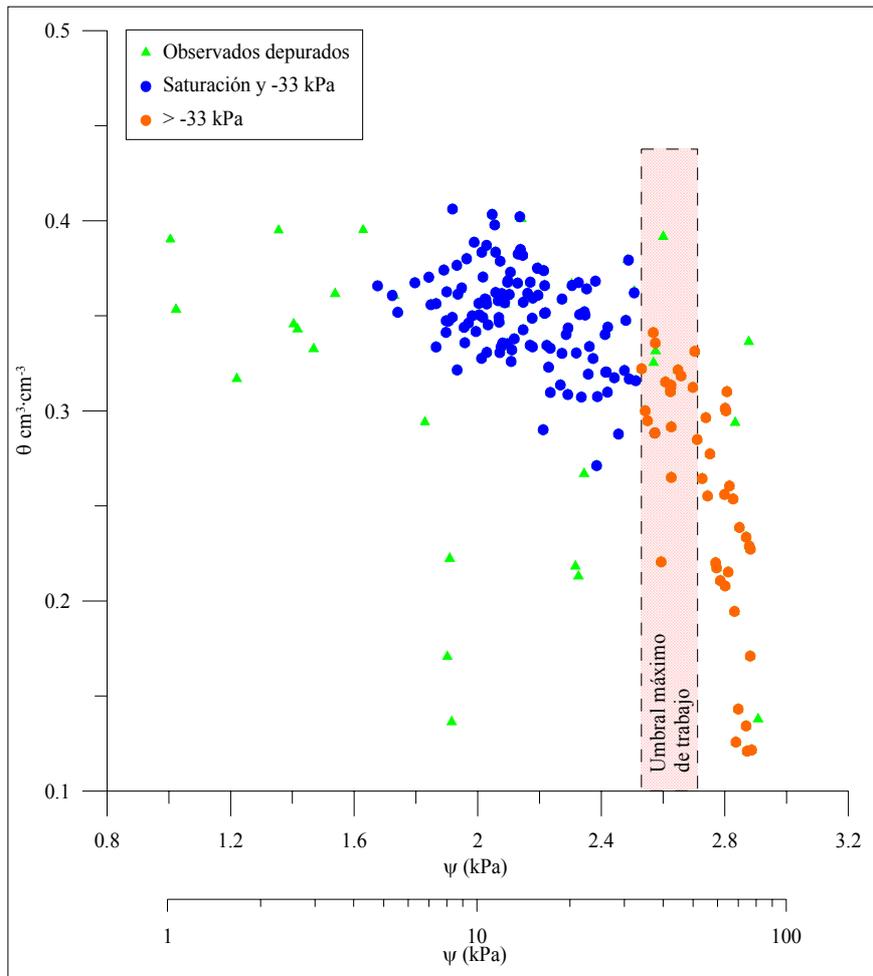


Figura 4.4. Perfil P₁ como ejemplo de la relación $\theta(\psi)$. Los datos han sido depurados para un potencial mátrico ≤ -33 kPa (en azul), (para datos anómalos véase texto).

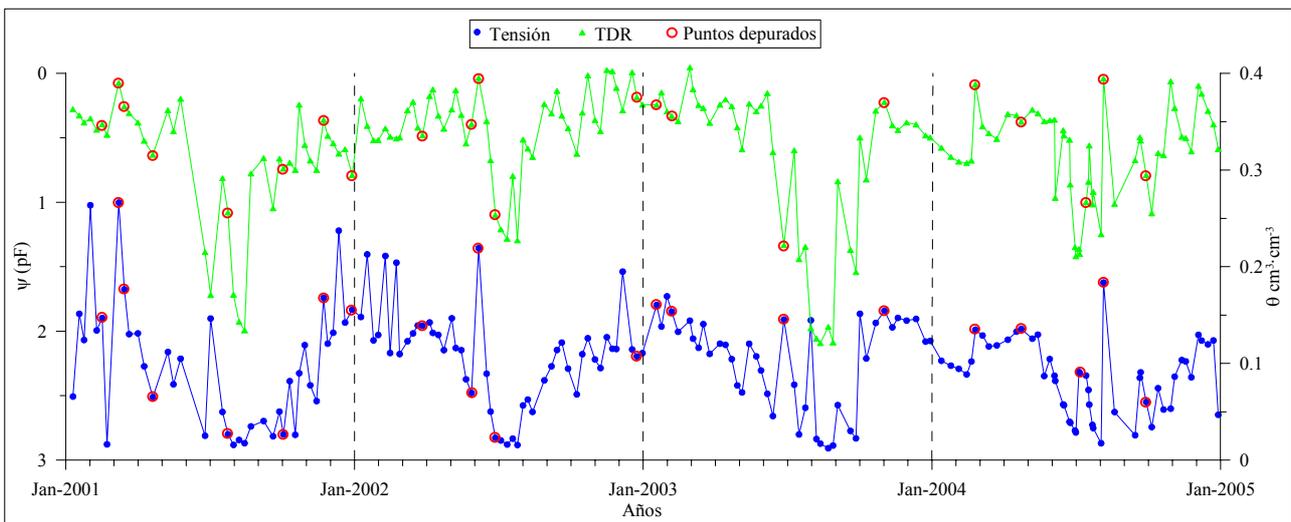


Figura 4.5. Perfil P₁ como ejemplo de las tendencias en la evolución temporal del potencial matricial y de la humedad del suelo (TDR). Con un círculo rojo se señalan los datos anómalos que se han depurado (véase texto).

Los factores de **tipo interno** (del propio tensiometro) hacen referencia a la dimensión de la cápsula porosa. Si esta tiene una superficie superior a 88 cm² se incrementa la precisión y rapidez de la respuesta del tensiometro (por ejemplo van Hoorn, 1981; Hawley *et al.*, 1982; Hendrickx *et al.*, 1994).

Se ha estimado que la respuesta óptima para los tensiometros utilizados en este trabajo está entre saturación y -33 kPa. Aunque el umbral máximo de succión podría ampliarse hasta un potencial cercano a los -50 kPa.

Curvas de humectación-desección entre saturación y capacidad de campo

Las Figuras 4.6 y 4.7 muestran un ejemplo de curvas de secado y humectación representativas de un perfil en la terraza bajo bosque de *Pinus sylvestris* (perfil B₁) y otro en la terraza bajo prado (perfil P₂).

Del periodo estudiado se ha escogido una curva de humectación y una de desecación suficientemente representativa de cada ciclo para cada año analizado. Se ha intentado escoger ciclos consecutivos, aunque esto únicamente ha sido posible para el perfil P₂.

Las curvas de la parcela de Cal Barrol no han sido analizadas por carecer de una serie temporal lo suficientemente extensa. El paso de tiempo utilizado ha sido de un dato diario puntual por semana, esto comporta conocer, por ejemplo, el efecto de eventos pluviométricos que se hayan dado entre los puntos de medida.

El perfil B₁ presenta una rápida respuesta tanto en la disminución como en el aumento de contenido hídrico, mientras que en el perfil P₂ los contenidos hídricos del suelo aumentan y disminuyen de una forma más gradual al variar la succión (Figura 4.6).

En general las humectaciones y desecaciones son más bruscas para el perfil bajo bosque (B₁), siendo este proceso más paulatino en el perfil P₂, donde si que las curvas analizadas muestran el comportamiento histerético del suelo, siendo más fáciles de discriminar en este perfil que en el anterior.

Los resultados a este paso de tiempo no son buenos, en ningún caso se puede determinar curvas $\theta(\psi)$ útiles, por tanto se deberá analizar los datos con un paso de tiempo menor.

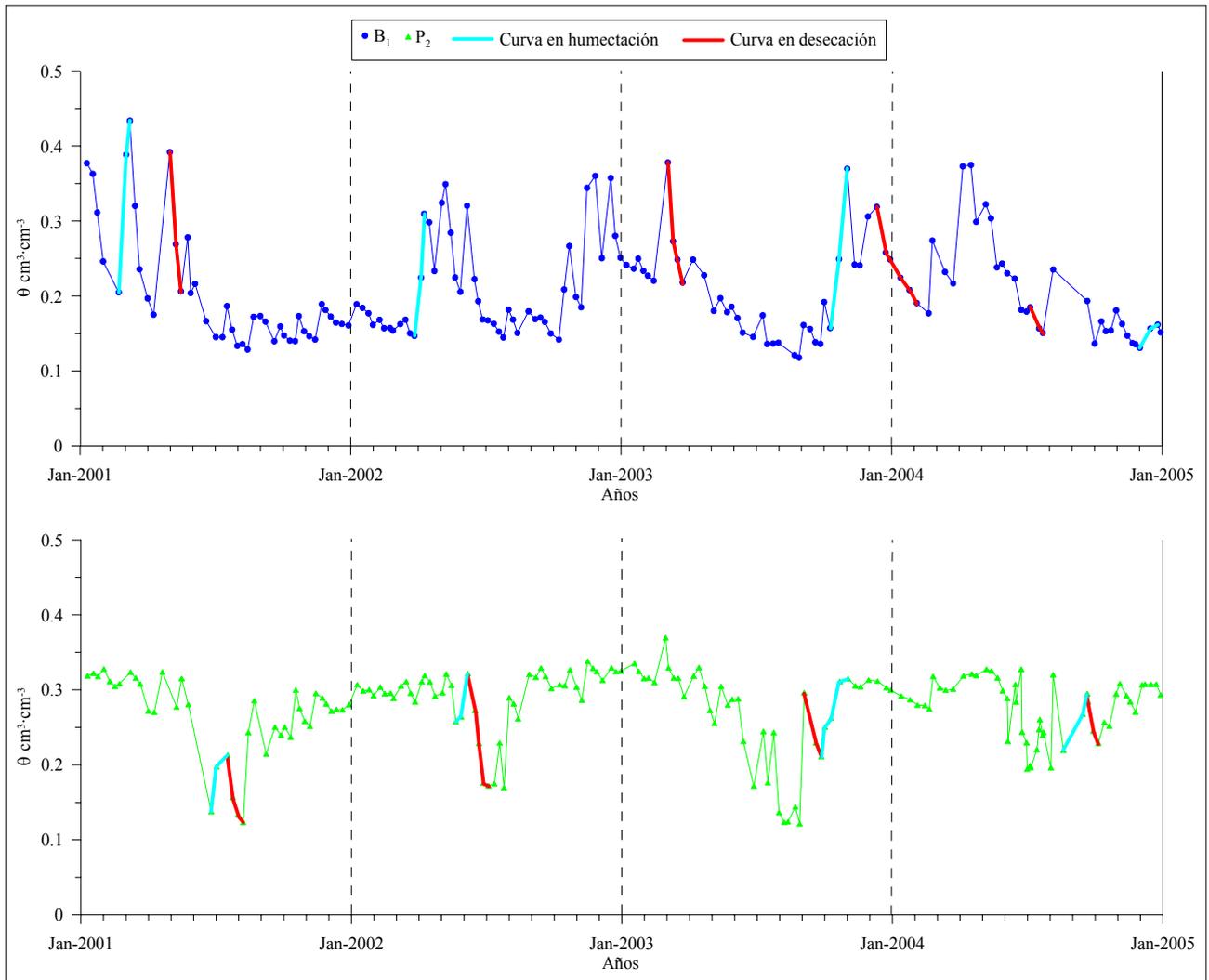


Figura 4.6. Evolución temporal de la humedad del suelo en perfiles bajo bosque (B₁) y bajo prado (P₂), con curvas de humectación-deseccación.

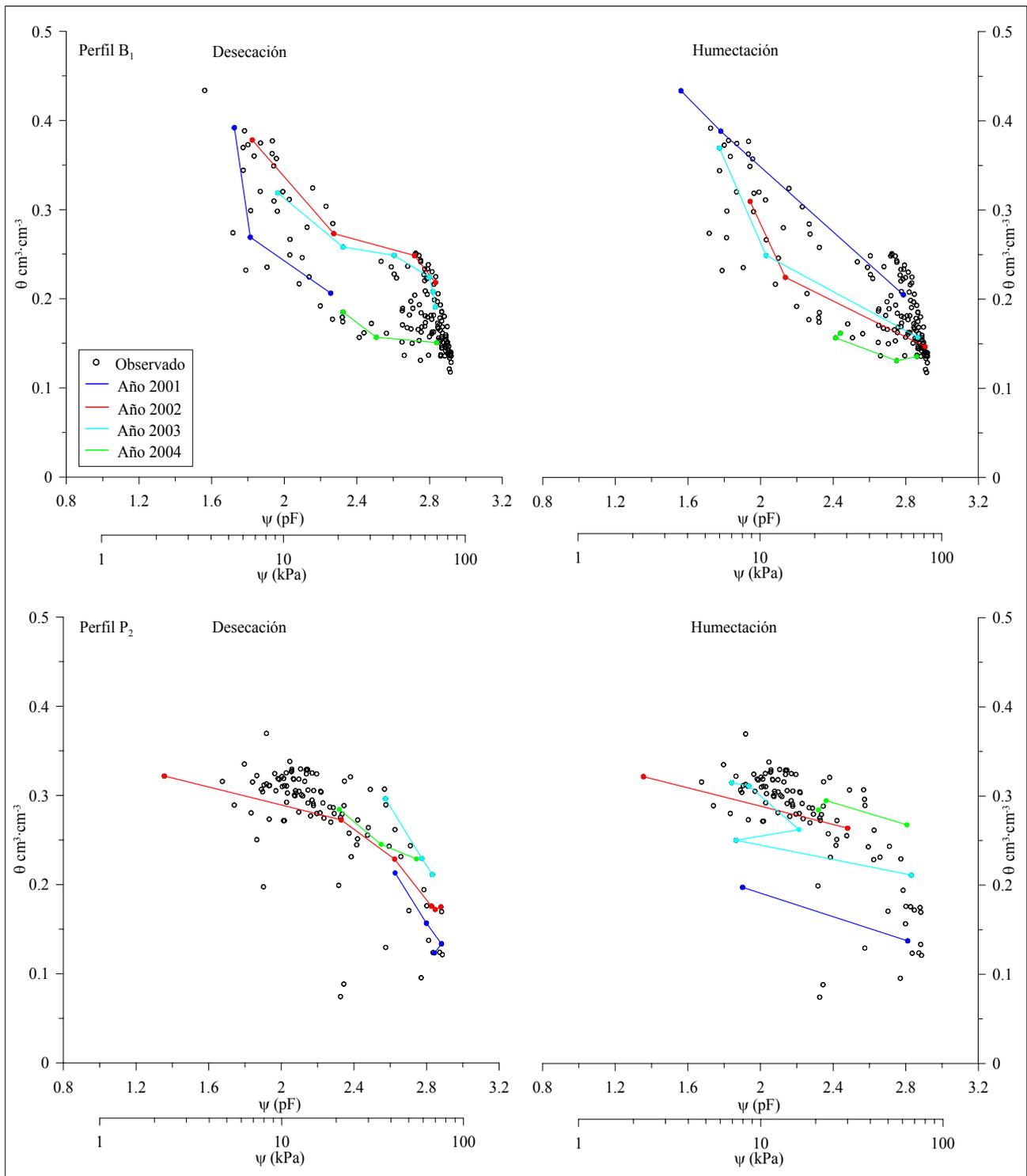


Figura 4.7. Curvas de humectación y desecación determinadas con datos de campo durante el periodo estudiado para un perfil en terraza bajo bosque de *Pinus sylvestris* (B₁) y un perfil en terraza bajo prado (P₂).

4.3.3. Relación entre el potencial matricial (ψ) y la humedad volumétrica (θ) en laboratorio

En este apartado se presentan los resultados de la relación entre potencial matricial y humedad volumétrica $\theta(\psi)$, determinada en laboratorio a partir de 71 muestras inalteradas para perfiles bajo bosque (P-III y P-IV) y bajo prado (P-I y P-II) de la cuenca de Can Vila y el área de Cal Barrol (perfil QP).

La Figura 4.8 muestra las curvas de retención de las unidades estudiadas (promedio ± 1 error estándar). Éstas presentan un comportamiento similar entre ellas, con un rango de humedad que va de alrededor de $0.60 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ a saturación hasta casi un $0.20 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ a -1500 kPa . Estos valores pueden considerarse elevados, sobretodo para rangos de tensión cercanos a -1500 kPa . La cantidad de agua disponible para los vegetales (entre capacidad de campo y punto de marchitamiento permanente) comprende un rango entre $0.30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ y $0.18 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para los perfiles de la cuenca de Can Vila excepto para el perfil de bosque P-III, que aumenta su capacidad de retención notablemente en la zona más seca de la curva, con contenidos hídricos similares a los del perfil de Cal Barrol (QP), entre $0.40 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ y $0.25 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, siendo este último perfil el de mayor capacidad de retención hídrica. Resultados similares se han obtenido anteriormente por Llorens (1991) y Haro *et al.* (1992) en la cuenca de Cal Parisa, y por Regüés (1995) en el área cárcavas de Cal Rodó.

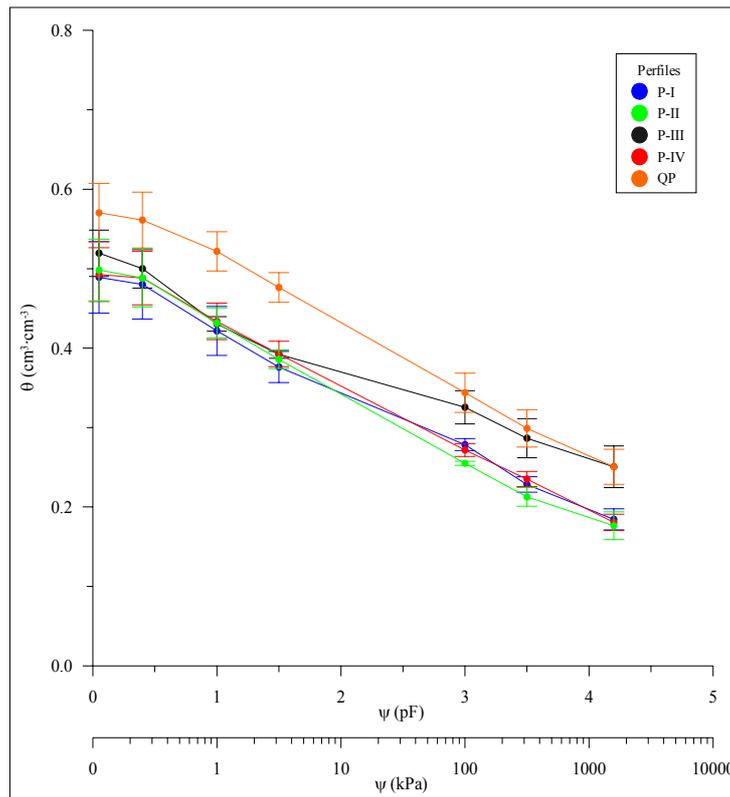


Figura 4.8. Curvas promedio características de la humedad de los perfiles estudiados ± 1 error estándar.

Este importante volumen de agua retenido a succiones elevadas puede relacionarse con el elevado porcentaje de limos y arcillas de los perfiles (>85%), especialmente en el perfil QP, que presenta contenidos superiores al 90%.

La Figura 4.9 presenta las curvas de retención en profundidad, únicamente entre superficie y los -55 cm, ya que no todos los perfiles disponen de la misma información. Se observa que, para todos los perfiles, es en los primeros 5 cm donde, para potenciales matriciales cercanos a saturación, el suelo retiene el máximo de humedad, siempre superior a $0.40 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Estos valores tan elevados pueden estar relacionados con los elevados contenidos en materia orgánica (por ejemplo Bloemen, 1980; Buttle & House, 1997; Rawls *et al.*, 2003), ya que para los perfiles de Can Vila el aporte orgánico nunca es inferior al 9%, mientras que en Cal Barrol está alrededor del 7%.

Para la zona de la curva correspondiente a -3.2 kPa, los suelos retienen una cantidad de agua similar para todas las profundidades, alrededor de $0.30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (Figura 4.9).

Para potenciales mátricos cercanos a los -1500 kPa, los contenidos hídricos más elevados se observan para todos los perfiles en los niveles más profundos. Las diferencias más acusadas se observan para el perfil QP, con una diferencia en la capacidad de retención de agua de hasta $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ entre el nivel más superficial y el más profundo (Figura 4.9).

En esta zona de la curva, es la fracción textural más fina encargada de retener el agua, mientras que los contenidos orgánicos no influyen en el proceso (por ejemplo Gupta y Larson, 1979; Rawls *et al.*, 2003), por consiguiente, también existe una relación inversa entre los incrementos de la densidad aparente en profundidad y la disminución de la capacidad de retención en las áreas secas de la curva de retención (Cameron, 1978).

La variabilidad que presentan las curvas entre ellas se puede considerar de moderada a baja, ya que el rango de coeficientes de variación determinado ha sido entre 6% y 15%, similar al determinado para suelos franco-arcillo-limosos por Nielsen, Biggar y Erh (1973).

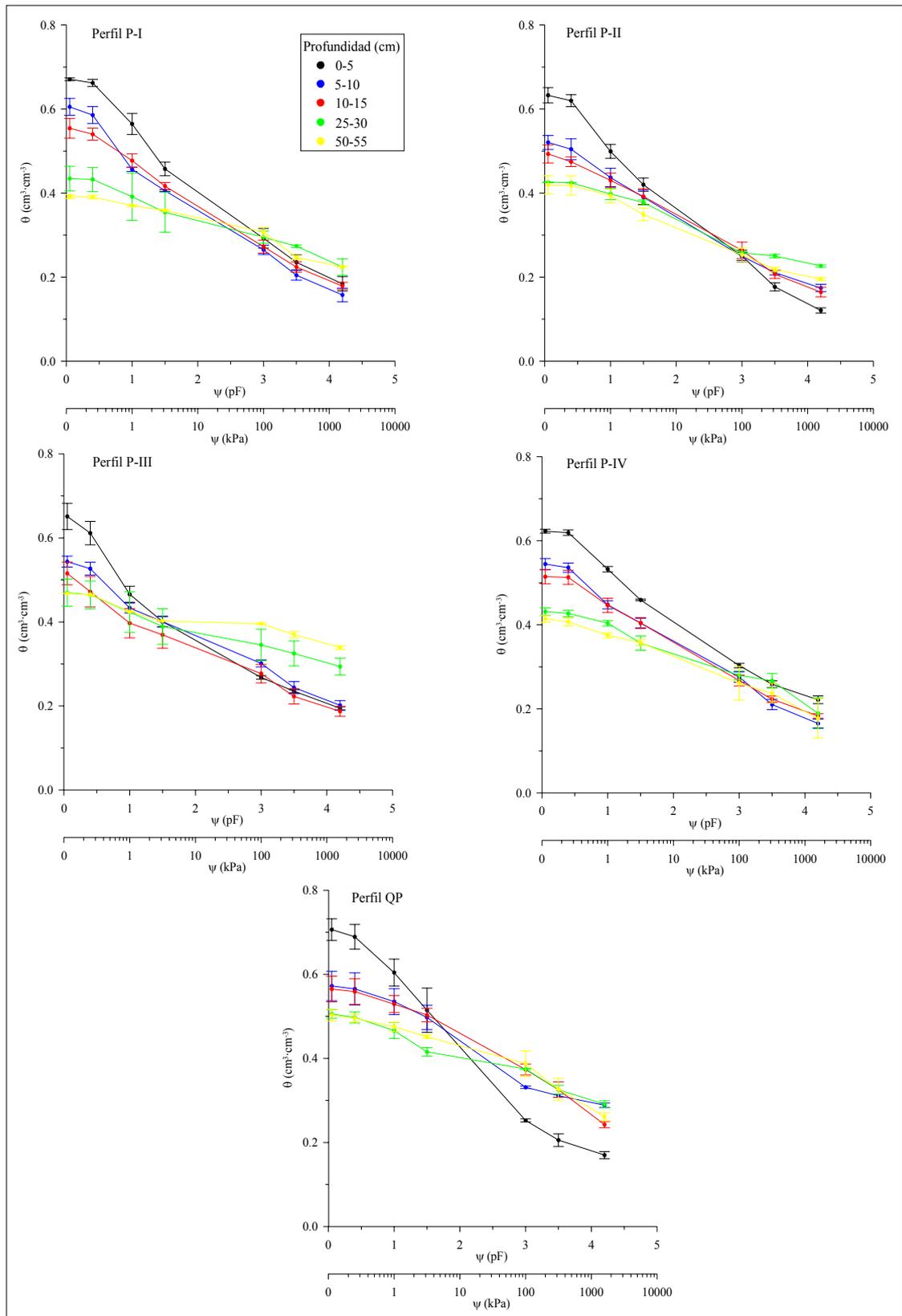


Figura 4.9. Curvas características de la humedad en profundidad de los perfiles de Can Vila y Cal Barrol, ± 1 error estándar.

4.3.4. Ajuste de las curvas de laboratorio

Para el ajuste de las curvas de retención se han utilizado dos modelos: el de Brooks y Corey (1964) y el de van Genuchten (1980) (cf. 4.2.4.3).

Ambos modelos presentan ajustes muy aceptables, con coeficientes de determinación siempre superiores a 0.92 y estadísticamente significativos en todos los casos para $p \leq 0.01$ (Tabla 4.1).

El modelo de van Genuchten (1980), en general, es el que presenta los mejores ajustes (Tabla 4.1), para todas las profundidades y sobre todo para el perfil bajo bosque de robles (QP).

Tabla 4.1. Coeficientes de determinación de las curvas de retención ajustadas de los perfiles en profundidad. En **verde** el modelo de Brooks y Corey (1964), en **rojo** el modelo de van Genuchten (1980).

Profundidad (cm)	Coeficientes de determinación R^2				
	Perfil P-I	Perfil P-II	Perfil P-III	Perfil P-IV	Perfil QP
0-5	0.998	0.989	0.993	0.992	0.978
	0.995	0.993	0.993	0.990	0.999
5-10	0.988	0.991	0.979	0.978	0.934
	0.990	0.998	0.977	0.981	0.979
10-15	0.986	0.972	0.978	0.963	0.990
	0.998	0.996	0.980	0.987	0.998
25-30	0.989	0.987	0.990	0.950	0.980
	0.984	0.995	0.984	0.948	0.994
50-55	0.960	0.999	0.769	0.992	0.982
	0.972	0.998	0.921	0.993	0.987

La evaluación de la posible sobre y subestimación de los contenidos hídricos por los diferentes modelos ajustados (Anexos 4.1 y 4.2), muestra que para todos los casos, el modelo de van Genuchten es el que presenta el menor error medio (ME), con un valor no superior en ningún caso a $0.012 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para los perfiles de Can Vila (P-I, P-II, P-III y P-IV) y no superior a $0.031 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para la parcela de Cal Barrol (QP). Por el contrario, el modelo de Brooks y Corey presenta valores más elevados.

En profundidad, las mayores diferencias se observan utilizando el modelo de Brooks y Corey. El perfil QP es el que ha presentado las mayores sobre estimaciones del contenido hídrico, con valores que han alcanzado los $1.6 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (Anexos 4.1 y 4.2).

La dispersión de los valores estimados se ha calculado a partir de la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE). La mayor dispersión entre parcelas se observa para el modelo de Brooks y Corey en el perfil QP, con un valor de $0.71 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (Anexo 4.3 y 4.4). Sin embargo el modelo de van Genuchten presenta una baja

dispersión, con valores nunca superiores a $0.012 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para los perfiles de Can Vila y de $0.024 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para el perfil de Cal Barrol (Anexos 4.3 y 4.4).

En profundidad, los valores estimados por el modelo de van Genuchten nunca presentan una dispersión mayor a $0.046 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (perfil QP), mientras que el modelo de Brooks y Corey muestra valores superiores a $2.5 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (Anexo 4.3 y 4.4).

Según van Genuchten (1980) y van Genuchten *et al.* (1991), el modelo de Brooks y Corey produce ajustes poco aceptables de la curva de retención en el área cercana a saturación para suelos de textura fina, como los estudiados en las cuencas de Vallcebre.

Ciertos modelos como Brooks y Corey (1964) no introducen en la ecuación la humedad residual, lo que puede suponer una mayor dispersión como ha sucedido en este estudio. Así, para un correcto ajuste de la curva experimental se requieren como mínimo 2 parámetros que puedan ser ajustados según las características del suelo, como es el caso del modelo de van Genuchten (1980), cuyos parámetros libres son α y n , introduciendo además la humedad residual del suelo.

4.3.5. Comparación entre las curvas de laboratorio

La Tabla 4.2 muestra los resultados del análisis de la varianza (ANOVA), para determinar si las diferentes curvas de succión pueden o no considerarse de una misma población. Se han analizado los siguientes casos: i) **caso 1**, terrazas (bajo bosque y bajo prado), ii) **caso 2**, terrazas y original (todos los perfiles) y iii) **caso 3**, profundidades (todos los perfiles).

Los resultados obtenidos, son significativos para los casos 2 y 3, considerándose que las curvas tanto en profundidad como entre las antiguas áreas aterrazadas de Can Vila y la parcela de robles de Cal Barrol son diferentes entre ellas, desestimándose en estos dos casos la hipótesis nula (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Análisis de la varianza (ANOVA) para los diferentes perfiles, $n= 71$; pH_0 = probabilidad de la hipótesis nula.

ANOVA Diferencias entre curvas ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)		
Análisis	F-test	pH_0
Caso 1	0.522	0.471
Caso 2	14.900	0.000
Caso 3	4.929	0.000

El resultado de ANOVA para el caso 1 no ha presentado diferencias significativas, verificándose la hipótesis nula. Para los perfiles del área aterrizada, aunque existen diferencias estadísticamente significativas en superficie (0-15 cm) (Rubio, 2003), que pueden ser debidas a los aportes orgánicos, no afectan al conjunto del perfil.

4.4. Conclusiones del capítulo

- El análisis de la variabilidad temporal muestra un mayor contenido hídrico en primavera y otoño, siendo el invierno y verano las épocas de año con menor humedad en los perfiles, siguiendo claramente el patrón de las precipitaciones.
- Las terrazas bajo prado o bajo bosque de pinos presentan patrones de humedad diferentes, siendo los suelos bajo bosque sistemáticamente más secos.
- Los perfiles en terraza bajo prado (P_2) y en terraza bajo bosque (B_2) son indicativos de la mayor estabilidad temporal del área de estudio, aunque todos los puntos de medida, según van Pelt y Wierenga (2001), están dentro del rango de representatividad de la humedad media.
- La forma de construcción de las antiguas terrazas ha provocado que la parte interna de la terraza bajo prado de La Call (perfil P_1) sea más húmeda que la zona central de la misma (perfil P_2).
- Desde un punto de vista metodológico, los tensiómetros son una herramienta útil y efectiva de medición del potencial matricial en campo, siempre que el rango de medida esté comprendido entre saturación y capacidad de campo. Y por tanto una herramienta interesante (si se monitoriza en continuo) para el análisis de la respuesta hídrica del suelo y su relación con los procesos de generación de escorrentía.
- Las curvas características de humedad para los perfiles estudiados presentan un elevado contenido hídrico a todas las succiones, que puede relacionarse con el elevado porcentaje de limos y arcillas, y también con el alto contenido en materia orgánica, especialmente en superficie.
- En profundidad, las diferencias más acusadas se han observado para la parcela de Cal Barrol entre la superficie y el nivel más profundo.

- El modelo de van Genuchten (1980) presenta ajustes muy buenos a los datos observados para todas las profundidades y perfiles.
- El análisis de la varianza ha demostrado que las curvas de retención para los perfiles en terrazas bajo diferentes cubiertas son similares. Por el contrario si son significativamente distintas estas curvas con las de la parcela de Cal Barrol (robledal).

Bibliografía citada en el capítulo

Anderson, M.G. y Burt, T.P. (1977): Automatic monitoring of soil moisture conditions in a hillslope spur and hollow. *J. Hydrol.*, 33, pp. 27-36.

Bárdossy, A. y Lehmann, W. (1998): Spatial distribution of soil moisture in a small catchment. Part I: Geostatistical analysis. *J. Hydrol.*, 206, pp. 1-15.

Baver, L.D.; Gardner, W.H. y Gardner, W.R. (1972): Soil Physics. Ed. J. Wiley and sons, New York, 498 p.

Blackwell, P.S. y Elsworth, M.J. (1980): A system for automatically measuring and recording soil water potential and rainfall. *Agric. Water Manag.*, 3, pp. 135-141.

Bloemen, G.W. (1980): Calculation of hydraulic conductivities from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenernähr Bodenkd*, 143, pp. 581-605.

Bouma, J.; (1973) Use of physical methods to expand soil survey interpretation of soil drainage conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.*, 37, pp. 413-421.

Brooks, R.H. y Corey, A.T.; (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper, n° 3. *Civil Engineering Dep.*, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado.

Brooks, R.H. y Corey, A.T.; (1966): Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Div.*, Am. Soc. Civil Eng. 92 (IR2), pp. 61-88.

Buchter, B.; Hinz, C.; Wydler, H. y Flühler, H. (1999): Evaluation of temperature and bypass flow sensitivity of tensiometer in a field soil. *Geoderma*, 87, pp. 281-291.

Burt, T.P. y Butcher, D.P. (1985): Topographic controls of soil moisture distribution. *J. Soil Sci.*, 36, pp. 469-486.

Buttle, J.M. y House, D.A. (1997): Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporus soils in a forested basin. *J. Hydrol.*, 203, pp. 127-142.

- Cameron, D.R. (1978): Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on small plot. *Soil Science*, 126, pp. 364-371.
- Campbell, G.S. (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117, pp. 311-314.
- Cassel, D.K. y Bauer, A. (1975): Spatial variability in soils below depth of tillage: Bulk density and fifteen atmosphere percentage. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.*, 39, pp. 247-250.
- Dalton, F.N.; Herkelrath, W.N.; Rawlins, D.S. y Rhoades, J.D. (1986): Time-domain reflectometry: simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science*, 224, pp. 989-999.
- Dalton, F.N. y van Genuchten, M.Th. (1986): The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38, pp. 237-250.
- Dexter, A.R. (1990): Changes in the matric potential of soil water with time after disturbance of soil by moulding. *Soil Till. Res.*, 16, pp. 35-50.
- Famiglietti, J.S.; Rudnicki, J.W. y Rodell, M. (1998): Variability in surface moisture contenta long hillslope transect: Rattlesbake Hill, Texas. *J. Hidrol.*, 210, pp. 259-281.
- Francis, C.F.; Thornes, J.B.; Romero Díaz, A.; López Bermúdez, F. y Fisher, G.C. (1986): Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed Mediterranean environment. *Catena*, 13, pp. 211-225.
- Gallart, F.; Latron, J.; Llorens, P. y Rabadà, D. (1997): Hydrological functioning of mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: some challenges for hydrological modelling. *Hydrol. Process.*, 11, pp. 1263-1272.
- Gallart, F.; Llorens, P.; Latron, J. y Regüés, D. (2002): Hydrological processes and their seasonal controls in a small Mediterranean mountain catchment in the Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 6, 527-537.
- Gardner, W.R. (1974): The permeability problem. *Soil Sci.*, 117, pp. 243-249.
- Gómez-Plaza, A.; Alvarez-Rogel, J.; Albaladejo, J. y Castillo, V. (2000): Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrol. Process.*, 14, pp. 1261-1277.
- Grayson, R.B. y Western, A.W. (1998): Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. *J. Hydrol.*, 207, pp. 68-82.
- Green, R.E. y Corey, J.C. (1971): Calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.*, 35, pp. 3-8.
- Gupta, S.C. y Larson, W.E. (1979): Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.*, 15, pp. 1633-1635.
- Haro, S.; Fernández, J.F.; Josa, R. y Gallart, F. (1992): Papel hidrológico y geomorfológico de las propiedades del suelo en una zona pirenaica de campos abandonados (Cal Parisa, Vallcebre). In: López-Bermúdez, F.; Conesa, C.; Romero, M.A. (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*, Vol. 1 Sociedad

Española de Geomorfología, Murcia. pp. 243-250.

Hawley, M.E.; McCuen, R.H. y Jackson, T.J. (1982): Volumen accuracy relationship in soil moisture sampling. *J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ.*, 108, pp. 1-11.

Hawley, M.E.; Jackson, T.J. y McCuen, R.H. (1983): Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. *J. Hidrol.*, 62, pp. 179-200.

Henninger, D.L.; Peterson, G.W. y Engman, E.T. (1976): Surface soil moisture within a watershed: Variations, factors influencing and relationships to surface runoff. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, pp. 773-776.

Hendrickx, J.M.H.; Nieber, J.L. y Siccama, P.D. (1994): Effect of tensiometer cup size on field soil water tension variability. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, pp. 309-315.

Ingelmo Sánchez, F. y Cuadrado Sánchez, S. (1986): El agua y el medio físico del suelo. Col. Temas Monográficos. nº18. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Salamanca. 101 p.

Inoue, M.; Simunek, J.; Shiozawa, S. y Hopmans, J.W. (2000): Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. *Advances Water Resour.*, 23, pp. 677-688.

Internacional GEWEX Project Office (1995): Global Soil Wetness Project, 47 p.

Jones, H.G. (1992): Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology. Cambridge University Press, New York, USA, 428 p.

Klute, A. y Gardner, W.R. (1961): Tensiometer response time. *J. Hydrol.*, pp. 204-207.

Kramer, P.J. (1949): Plant and soil water relationship. McGraw-Hill, New York.

Larcher, W. (1995): Physiological plant ecology (3rd edition). Springer, Berlin, 506 p.

Latron, J. (2003): Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca Mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineo Catalán). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 269 p.

Lee-Williams, T.H. (1978): An automatic scanning and recording tensiometer system. *J. Hydrol.*, 39, pp. 175-183.

Lehmann, P.; Stauffer, F.; Hinz, C.; Dury, O. y Flühler, H. (1998): Effect of hysteresis on water flow in a sand column with a fluctuating capillary fringe. *J. Contam. Hydrol.*, 33, pp. 81-100.

Li, X.S. (2005): Modelling of hysteresis response for arbitrary wetting/drying paths. *Computers Geotech.*, 32, pp. 133-137.

Llorens, P. (1991): Resposta hidrològica i dinàmica de sediments en una petita conca pertorbada de muntanya Mediterrània. Tesis doctoral, Facultat de Geografia e Història, Universidad de Barcelona. 276 p.

Llorens, P.; Latron, J. y Gallart, F. (2003): Dinámica espacio-temporal de la humedad del suelo en un área de montaña mediterránea. Cuencas experimentales de Vallcebre (Alto Llobregat). In: Álvarez-Benedí, J. y Marinero, P. (Eds.), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Vol. VI, pp. 71-76.

- Malik, R.S.; Butter, B.S.; Anlauf, R. Y Richter, J. (1987): Water penetration into soil with different textures and initial moisture contents. *Soil Sci.*, 144, pp. 389-393.
- Martínez Fernández, J. (1990): Estudio de las características hidrodinámicas de los suelos: el método del recipiente de tensión hídrica. *I Reunión Nacional de Geomorfología*. S.E.G., Teruel, pp. 699-708.
- Martínez Fernández, J. (1992): Variabilidad espacial de las propiedades físicas e hídricas de los suelos en medio semiárido mediterráneo. Tesis doctoral. Servicio de publicaciones Universidad de Murcia. 189 p.
- Martínez Fernández, J. y López Bermúdez, F. (1996): Métodos para el estudio de las propiedades hídricas de suelos y formaciones superficiales. Cuadernos Técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología, 9, Geofoma Ediciones, 30p.
- Martínez Fernández, J.; Ceballos Barbancho, A.; Casado Ledesma, S. Y Morán Tejada, C. (2003): Estabilidad temporal de la humedad edáfica bajo diferentes condiciones ambientales mediterráneas y de uso del suelo. In: Álvarez-Benedí, J. y Marinero, P. (Eds.), *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Vol. VI, pp. 77-82.
- Millington, R.J. y Quirk, J.P. (1961): Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57, pp. 1200-1206.
- Moore, I.D.; Burch, G.J. y Mackenzie, D.H. (1988): topographic effects on the distribution of surface water and the location of ephemeral gullies. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 31, pp. 1098-1107.
- Mualem, Y. (1973): Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. *Water Resour. Res.*, 9, pp. 1324-1331.
- Mullins, C.E. (1991): Matric potencial. In: Smith, K.A. y Mullins, C.E. (Eds.). *Soil Analysis. Physical Methods*. Marcel Dekker Inc. New Cork, USA, 620 p.
- Nielsen, D.R.; Biggar, J.W. y Erh, K.T. (1973): Spatial variability of field-measured soil water properties. *Hilgardia*, 42, pp. 215-259.
- Niemann, K.O. y Edgell, M.C.R. (1993): Preliminary analysis of spatial and temporal distribution of soil moisture on a deforested slope. *Physical Geogr.*, 14, pp. 449-464.
- Nissen, H.H.; Ferré, Ty P.A. y Moldrup, P. (2003): simple area of two and three-rod time domain reflectometry probes. *Water Resour. Res.*, 39, pp. 1289.
- Nyberg, L. (1996): Spatial variability of water content in the covered catchment at Gardsjon, Sweden. *Hidrol. Process.*, 10, 89-103.
- Rabadà, D. (1995): Dinàmica hidrològica d'una petita conca pirenaica de camps abandonats amb pinedes en expansió (Alt Berguedà, Barcelona). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 321 p.
- Rawls, W.J.; Pachepsky, Y.A.; Ritchie, J.C.; Sobecki, T.M. y Bloodworth, H. (2003): Effect of soil carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116, pp. 61-76.
- Regüés, D. (1995): Meteorización física en relación con los procesos de producción y transporte de sedimentos en un área acarcavada. Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 281 p.
- Reynolds, S.G. (1970): The gravimetric method of soil moisture determination. Part I. A study of equipment and methodological problems. *J. Hydrol.*, 11, pp. 258-273.

- Rice, R. (1969): A fast-response field tensiometer system. *Trans. A.S.A.E.*, 12, pp. 12-50.
- Richards, L.A. (1947): Pressure membrane apparatus: construction and use. *Agric. Eng.*, 28, pp. 451-454.
- Rubio, C. (2003): Estudi i modelització de les característiques hidrodinàmiques de perfils de sols representatius d'una conca de recerca (Vallcebre, Alt Llobregat). Tesis licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Barcelona, 82 p.
- Rubio, C. y Llorens, P. (2004): Comparing different pedotransfer functions for silty loam soils in a Mediterranean mountain catchment. In: Aagaard, P.; Bedbur, E.; Bidoglio, G.; Candela, L.; Nuetzmann, G.; Trevisan, M.; Vanclooster, M. y Viotti, P., *Saturated and unsaturated zone: integration of process knowledge into effective models*. Roma, pp. 273-278.
- Salvany, M.C.; Llorens, P. y Gallart, F. (1998): Daily oscillations in soil tensiometry: a field experience. *Annales Geophysicae*, 16, pp.C484.
- Schofield, R.K.; (1935): The pF on the water in soil. 3rd *Trans. Int. Cong. Soil Sci.*, 2, pp. 37-48.
- Slavíková, J. (1965): Die maximale Wurzelsaugkraft als ökologischer faktor. *Preslia (Praha)*, 37, pp. 419-428.
- Stakman, W.P.; Valk, G.A. y van der Harst, G.G. (1969): Determination of soil moisture retention curves. I. Sand-box apparatus. ILRI, 3, Wageningen, The Netherlands, 20 p.
- Stakman, W.P. (1980): Measuring soil moisture. *Drainage Principles and Applications*. ILRI, 3, Wageningen, The Netherlands, pp. 221-251.
- Svetlitchnyi, A.A.; Plotnitskiy, S.V. y Stepovaya, O.Y. (2003): Spatial distribution of soil moisture content within cactments and its modelling on the basis of topographic data. *J. Hydrol.*, 277, pp. 50-60.
- Thomasson, M.J. y Wierenga, P.J. (2003): Spatial variability of the effective retardation factor in an unsaturated field soil. *J. Hydrol.*, 272, pp. 213-225.
- Topp, G.C. y Zebchuk, W. (1979): The determination of soil-water desorption curves for soil cores. *Can. J. Soil Sci.*, 59, pp. 19-26.
- Topp, G.C., Davis, J.L. y Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16, pp. 574-582.
- Topp, G.C., Davis, J.L. (1982): Measurement of soil water content using Time Domain Reflectometry. *Canadian Hydrology Symposium: 82*, Assoc. Comm. Hydrol., National Research Council of Canada, pp. 269-287.
- Topp, G.C., Davis, J.L. (1985): Measurement of soil water content using Time Domain Relectometry. A field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp. 19-24.
- Vachaud, G.; De Silans Passerat, A.; Balabanis, P. y Vauclin, M. (1985): Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp. 822-827.

- Van Genuchten, M.Th.; (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp. 892-898.
- Van Genuchten, M.Th. y Nielsen, D.R.; (1985): On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.*, 3, pp. 615-628.
- Van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Yates, S.R.; (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/2-91/065. U.S. *Environmental Protection Agency*. Ada. OK. USA. 85 p.
- Van Hoorn, J.W. (1981): Salt movement, leaching efficiency and leaching requirement. *Agric. Water Manage.*, 4, pp. 409-428.
- Van Pelt, R.S. y Wierenga, P.J. (2001): Temporal stability of spatially measured soil matric potential probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, pp. 668-677.
- Varallyay, G. y Mironenko, E.V. (1979): Soil-water relationships in saline and alkali conditions. *Agrokémia és Talajtan*, 28, (suppl.), pp. 33-82.
- Viville, D. y Ambroise, B. (1982): Détermination des courbes de rétention hydriques des sols par la méthode du bac à sable et a kaolin ($pF \leq 2.7$). *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 19-21, pp. 253-256.
- Warrick, A.W. y Nielsen, D.R. (1980): Spatial variability of soil physical properties in the field. *Applications of Soil Physics*. Academic Press., pp. 319-344.
- Watson, K.K. y Jackson, R.D. (1967): Temperature effects in a tensiometer-pressure transducer system. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, pp. 156-160.
- Webster, R. (1966): The measurement od soil water tension in the field. *New Phytol.*, 65, pp. 249-258.
- Western, A.W.; Grayson, R.B.; Bloschl, G.; Willgoose, G.R. y McMahon, T.A. (1997): Observed spatial organization of soil moisture and relation to terrain indices. *Water Resour. Res.*, pp. 149-180.
- Zegelin, S.J.; White, I. y Jenkins, D.R. (1989): Improved field probesfor soil water content and electrical conductivity measurement using Time Domain Reflectometry. *Water Resour. Res.*, 25, pp. 2367-2376.

Capítulo 5

Validación del uso de funciones de edafotransferencia para la determinación de la curva característica de humedad del suelo

Índice del capítulo

5. Validación del uso de funciones de edafotransferencia para la determinación de la curva característica de humedad del suelo.....	97
5.1. Introducción y objetivos	97
Objetivos.....	99
5.2. Métodos	99
5.2.1. Funciones de edafotransferencia específicas: Regresión lineal múltiple	99
5.2.2. Modelo ROSETTA: Redes neuronales artificiales.....	100
5.2.3. Calibración y validación de los modelos de funciones de edafotransferencia.....	101
5.2.4. Análisis de Incertidumbre	102
5.2.5. Determinación de la eficiencia de las funciones de edafotransferencia	102
5.3. Resultados y discusión.....	103
5.3.1. Funciones de edafotransferencia específicas.....	103
5.3.2. Calibración de las FETs específicas.....	106
FETs Grupo S	106
FETs Grupo P	108
5.3.3. Validación de las FETs específicas.....	108
FETs Grupo S	108
FETs Grupo P	111
5.3.4. Validación del modelo ROSETTA.....	111
FETs ROSETTA Grupo S.....	113
FETs ROSETTA Grupo P.....	113
5.3.5. Comparación entre modelos.....	114
5.3.6. Análisis de incertidumbre.....	115
5.3.7. Eficiencia en la predicción de las propiedades hidrodinámicas	122
5.4. Conclusiones del capítulo	123
Bibliografía citada en el capítulo	124

5. Validación del uso de funciones de edafotransferencia para la determinación de la curva característica de humedad del suelo

5.1. Introducción y objetivos

Las propiedades hidrodinámicas de los suelos, controlan los flujos y las reservas de agua en el sistema suelo-planta-atmósfera, y por tanto, factores como la recarga de los acuíferos o los flujos de nutrientes y/o sustancias químicas entre el suelo y la vegetación (Mohanty *et al.*, 1994). La elevada heterogeneidad y complejidad de los suelos, condiciona la obtención de propiedades hidrodinámicas, como por ejemplo la capacidad de retención en el punto de marchitamiento (Briggs y Shantz, 1912), las relaciones entre humedad volumétrica y potencial de succión (Rawls *et al.*, 1982; 1983) o las relaciones entre la conductividad hidráulica del suelo y su porosidad (Childs y Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Mualem, 1976). Para la obtención de las propiedades hidrodinámicas, se han desarrollado fórmulas empíricas basadas en propiedades del suelo de más fácil determinación, disminuyendo el esfuerzo y coste que supone la obtención de este tipo de información.

No será hasta los trabajos de MacLean y Yager (1972), Gupta y Larson (1979), Bloemen (1980), Arya y Paris (1981), Rawls *et al.* (1982, 1983), Pachepsky *et al.* (1982) o Campbell (1985) por ejemplo, cuando se establecen modelos que relacionan los contenidos hídricos a determinados potenciales matriciales con la distribución del tamaño de partícula, la densidad real o de las partículas de un suelo, la densidad aparente o el contenido de materia orgánica. Sin pretender ser exhaustivo, algunas de las variables utilizadas para desarrollar fórmulas empíricas en función de variables de más fácil determinación se muestran en la Tabla 5.1.

En esencia, todos estos trabajos se basan en funciones predictivas que traducen “*los datos que tenemos en los datos que necesitamos*” (Wösten *et al.*, 2001). Estas relaciones, basadas en regresiones estadísticas entre las propiedades físicas y/o químicas y las propiedades hidrodinámicas del suelo se denominaron en su origen Funciones de Transferencia (Bouma y van Lanen, 1987) y posteriormente **Funciones de Edafotransferencia (FETs)** (Bouma, 1989, Hamblin, 1991).

Se pueden distinguir al menos 3 tipos diferentes de FETs: las que predicen contenidos hídricos basándose en modelos de distribución del tamaño de poro (Arya y Paris, 1981), las que predicen determinados valores por

su interés específico de la curva característica de la humedad (Ahuja *et al.*, 1985), y las que predicen los parámetros que permiten construir dicha curva característica (Bouma, 1989).

Tabla 5.1. Diferentes variables utilizadas en la construcción de las funciones de edafotransferencia.

<i>Variables predictoras</i>	<i>Referencia</i>
Densidad aparente	Bruand <i>et al.</i> , 1996
Materia orgánica y densidad aparente	Bloemen, 1980
Materia orgánica	Wösten <i>et al.</i> , 1999
Materia orgánica	Rawls <i>et al.</i> , 1982; 1983
Arena, limo, arcilla y densidad aparente	Pachepsky <i>et al.</i> , 1996
Arena, limo, arcilla y densidad aparente	Schaap <i>et al.</i> , 1998
Tipos de arcillas	Baumer y Brasher, 1982
Tipos de arcillas	Biswas, 1968
Óxidos de hierro, carbonato cálcico	Rajkai y Várallyay, 1992
Óxidos de hierro, carbonato cálcico	Rajkai y Várallyay, 1992
Estructura y morfología del suelo	Williams <i>et al.</i> , 1992
Orientación topográfica	Rhodenburg <i>et al.</i> , 1986
Orientación topográfica	Bork, 1988
Orientación topográfica	Pachepsky <i>et al.</i> , 2001
Orientación topográfica	Romano y Palladino, 2002
Procesos de contracción-expansión	Baumer, 1992
Propiedades mecánicas del suelo	Pachepsky <i>et al.</i> , 1998

Según el tipo de análisis de la información, se pueden diferenciar dos funciones de edafotransferencia básicas. El primer tipo son las **FETs de Clase** que utilizan exclusivamente una clasificación taxonómica (por ejemplo De Jong y Loebel, 1982; Bruand, 1990; Wösten *et al.*, 1990; Franzmeier, 1991), o bien la clase textural (McKenzie y Jaquier, 1997). El segundo tipo de funciones de edafotransferencia son las llamadas **FETs Continuas**, que utilizan variables físicas, químicas y/o mecánicas (Wösten *et al.*, 1999).

Actualmente algunos autores recurren a “*redes neuronales artificiales*”. Éstas utilizan una predicción de tipo jerárquico para obtener la variable de salida (Baumer *et al.*, 1994; Batjes, 1996; Schaap *et al.*, 1998), sin que ésta presente una dependencia directa con las variables de entrada.

Finalmente, es conveniente analizar la incertidumbre en la aplicación de las FETs. Diferentes autores han evaluado la incertidumbre generada en los modelos donde interviene la dinámica hídrica en el suelo (por ejemplo Vereecken *et al.*, 1992), considerando que el error reside en la precisión de la base de datos donde se generan las FETs (Schaap y Leij, 1998; Minasny *et al.* 1999, 2002b), o en la propia metodología empleada al desarrollar las funciones de edafotransferencia (Cristianes y Feyen, 2001).

Objetivos

El principal objetivo de este capítulo es determinar, evaluar y validar el uso de funciones de edafotransferencia realizadas específicamente para la cuenca de Can Vila y el área de Cal Barrol, y a su vez, compararlas con las FETs incluidas en el modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001).

Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos operativos:

1. Calibración y validación de funciones de edafotransferencia específicas para los diferentes tipos de cubierta vegetal, y los diferentes niveles muestreados en los perfiles estudiados.
2. Validación del modelo de funciones de edafotransferencia ROSETTA para los diferentes tipos de cubierta vegetal, y los diferentes niveles muestreados en los perfiles estudiados.
3. Comparación de la eficiencia de los métodos utilizados para la obtención de las propiedades hidrodinámicas: obtención directa, FETs Específicas y FETs ROSETTA.

5.2. Métodos

En este trabajo se han utilizado dos metodologías: el desarrollo de Funciones de Edafotransferencia Específicas utilizando la Regresión Lineal Múltiple (RLM) y el modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001).

5.2.1. Funciones de edafotransferencia específicas: Regresión lineal múltiple

Desde el inicio del desarrollo de las funciones de edafotransferencia se ha utilizado para su cálculo las regresiones lineales, como por ejemplo Gupta y Larson (1979), Rawls *et al.* (1982), Vereecken *et al.* (1989, 1990). Un inconveniente que presenta este método es la dependencia general entre las variables introducidas en el análisis, así contra más variables se utilizan, la dependencia de la ecuación a todas ellas es mayor.

Existen casos donde se da una dificultad en la estimación de los parámetros, ya que la relación entre determinadas propiedades físicas no es lineal (Gosselink *et al.*, 1984), para ello, algunos autores como Scheinost *et al.* (1997), Minasny *et al.* (1999) proponen el uso de regresiones no lineales.

Un problema básico de las FETs basadas en RLM es su “modesto” grado de precisión (Schaap *et al.*, 2001). Lin *et al.*, (1999), consideran como una posible solución a este problema, realizar un Análisis de Componentes Principales (ACP) para obtener nuevas variables que mantengan una relación lineal con los datos de origen.

En este trabajo, el cálculo de las FETs se ha realizado en dos fases: una primera basado en las variables: distribución del tamaño de partícula, contenido de carbonato cálcico, densidad aparente y contenido en materia orgánica, y una segunda sin esta última variable, con el objeto de obtener modelos con propiedades que minimicen el esfuerzo y/o coste de determinación, y a su vez, proporcionen una FET con elevado valor predictivo. Otra variable incluida para realizar el cálculo de las FETs específicas ha sido el agua higroscópica. Se trata de una propiedad de fácil determinación y que presenta una buena relación con la materia orgánica en todas las muestras (*cf.* Capítulos 3 y 4), por lo que podría sustituirla en las FETs.

Para obtener una máxima optimización de las FETs de tipo RLM, también se han utilizado los términos cuadrático, cúbico y/o logarítmico de las variables independientes en los casos que ha sido necesario (Shein *et al.*, 1997; Williams *et al.*, 1992, 1997; Mayr y Jarvis, 1999).

5.2.2. Modelo ROSETTA: Redes neuronales artificiales

Las redes neuronales artificiales (RNA), se han definido como funciones universales de aproximación a cualquier función continua no lineal (por ejemplo Hecht-Nielsen, 1990; Haykin, 1994), siendo propiedad de estas funciones el no necesitar de una relación previa entre los datos observados y los estimados, aunque el inconveniente reside en la imposibilidad de interpretación de estas relaciones debido a su naturaleza de sistema de “caja negra”.

El modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001), estima los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) (*cf.* Capítulo 4) a partir de diversas propiedades de los suelos, utilizando una RNA desarrollada por Schaap y Leij (1998; 2000).

La calibración del modelo ROSETTA se ha realizado a partir de una base de datos de suelos que combina la USDA-NCRS Pedon Database (SSS, 1995) y la base de datos UNSODA (Leij *et al.*, 1996; Nemes *et al.*, 2001), conteniendo 2134 muestras con un total de 20574 puntos de la relación $\theta(\psi)$ (Schaap *et al.*, 1998, 2001).

El programa incluye 5 FETs, el primer modelo o **H1** es una función de edafotransferencia de clase que contiene valores medios de los parámetros hidráulicos para las clases texturales (SSS, 1998). El segundo modelo **H2** utiliza la distribución del tamaño de partícula arena, limo y arcilla; el tercer modelo **H3** incluye como variable predictora la densidad aparente, mientras que el cuarto modelo **H4** utiliza la relación $\theta(h)$ a -33 kPa. El último modelo **H5** incluye la relación $\theta(h)$ a -1500 kPa.

5.2.3. Calibración y validación de los modelos de funciones de edafotransferencia

Para la calibración y validación de las funciones de edafotransferencia se ha utilizado la base de datos con 71 muestras, obtenidas de los perfiles de la cuenca de Can Vila y de la parcela de Cal Barrol (*cf.* Capítulo 2). Del conjunto muestral, 43 muestras se han usado para la calibración de las FETs específicas y 28 para la validación. El modelo Rosetta presenta una calibración implícita tal y como se ha comentado en el apartado (*cf.* 5.2.2).

La curva característica de la humedad o de retención para cada muestra de suelo se ha ajustado utilizando el modelo de van Genuchten (1980) (*cf.* Capítulo 4). Los parámetros θ_r , θ_s , α y n , de dicho modelo, formarán el grupo de variables dependientes, mientras que las propiedades básicas de los suelos y el contenido en agua higroscópica (*cf.* Capítulo 3) se utilizarán como variables independientes. De los modelos desarrollados se ha escogido el que mejor ajuste ha presentado en el coeficiente de determinación (r^2), utilizando la mínima información posible atendiendo al esfuerzo y coste que esto implica.

Se ha realizado un primer cálculo de FETs específicas para todo el conjunto de muestras, no obteniéndose resultados significativos. Como alternativa para establecer los modelos de FETs, en primer lugar se ha realizado un análisis de la varianza con todas las muestras, para verificar si los diferentes grupos de perfiles difieren entre si por sus propiedades hidrodinámicas. Se han excluido aquellas muestras que han presentado valores fuera de rango en alguno de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) (*cf.* Capítulo 4). En función de los resultados obtenidos, las muestras se han agrupado:

- 1) Por tipos de uso del suelo:
 - A) terrazas abandonadas bajo bosque de pino albar y bajo prado (cultivado)
 - B) robledal sin prácticas de laboreo (original)

Las terrazas abandonadas no se han separado según el tipo de cubierta vegetal, puesto que no se observó diferencias en los parámetros de la curva de retención de los perfiles muestreados (*cf.* Tabla 4.2).

2) Por profundidades:

I: entre superficie y los -15 cm

II: el resto de niveles muestreados en cada perfil

Atendiendo a estos grupos se han construido y calibrado los modelos de FETs específicas.

Para la validación de las FETs específicas, las muestras utilizadas han sido: 15 muestras para validar FETs y profundidad I, y 13 muestras para validar las FETs para los dos tipos de usos del suelo y profundidad II. A los valores observados (promedios de $n=3$ entre saturación y -3.2 kPa y promedios de $n=2$ entre -100 y -1500 kPa), se les ha ajustado las curvas de retención hídrica obtenidas a partir de los modelos de FETs específicas.

5.2.4. Análisis de Incertidumbre

En este apartado, se evalúa la incertidumbre obtenida de las FETs específicas y con el modelo ROSETTA. Para ello, se utilizará el error medio (ME), que nos indica la posible sobre y subestimación de los valores medidos, definido como:

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\zeta'_i - \zeta_i) \quad (5.1)$$

y la raíz cuadrada del error cuadrático medio ($RMSE$), que nos indica la dispersión entre los mismos, definida como:

$$RMSE = \sqrt{\left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\zeta'_i - \zeta_i)^2 \right]} \quad (5.2)$$

Donde, los símbolos ζ_i y ζ'_i son los valores observados y estimados respectivamente y N es el número de observaciones.

5.2.5. Determinación de la eficiencia de las funciones de edafotransferencia

La eficiencia en la predicción de las propiedades hidrodinámicas se ha determinado en función de la calidad de la información, y del esfuerzo y coste necesarios para obtenerla. Uno de los métodos para determinar la

eficiencia de FETs en base al esfuerzo y coste es el propuesto por Minasny y McBratney (2002a), a partir de la desviación estándar resultante en la predicción de las propiedades hidráulicas.

En este trabajo, se propone evaluar la calidad de la información a partir de la incertidumbre (RMSE) generada por las FETs específicas y los diferentes modelos Rosetta. Para ello se ha utilizado la calibración de FETs para el grupo que presenta una mayor bondad en el ajuste y, a su vez, un número más elevado de muestras tanto para su calibración como para su validación.

El esfuerzo se ha valorado en términos del tiempo (horas) requerido, en campo y laboratorio para obtener la información. Mientras que el coste de esta información se ha establecido en función del salario de un Ayudante de Investigación y Laboratorio (Euros), considerando los gastos del material fungible igual para todos los métodos de predicción, y la disponibilidad de todo el material inventariable necesario.

El esfuerzo y/o coste de una función de edafotransferencia específica, se ha calculado en función de:

$$Ef = Ce + \frac{Cf}{n_y} \quad (5.3)$$

Donde Ef es el esfuerzo y/o coste por muestra generado por las FETs, Cf es el esfuerzo y/o coste fijo que ha sido necesario para construir una FET (trabajo de campo y laboratorio x 40 muestras), n_y es el número de muestras a las cuales se les quiere aplicar la FET, y Ce es el esfuerzo y/o coste específico necesario para determinar las propiedades del suelo que se utilizan en la FET para cada muestra.

5.3. Resultados y discusión

En este apartado, se presentan los resultados de la calibración y validación de las funciones de edafotransferencia específicas, y las del modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001).

5.3.1. Funciones de edafotransferencia específicas

Se ha realizado un primer cálculo de FETs específicas para todo el conjunto de muestras de calibración, no obteniéndose resultados aceptables ya que los parámetros de curva α y n presentan un coeficiente de determinación muy bajo, y no puede ajustarse un modelo al parámetro θ_r (Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Funciones de edafotransferencia con todas las muestras, D_a = densidad aparente; HH= agua higroscópica; θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva; n=43.

Todo el conjunto de muestras			
Parámetros	Funciones de edafotransferencia	r^2	$p \leq$
θ_r	Sin modelo ajustable		
θ_s	$.79 - (.145 * D_a^2)$	0.81	0.01
α	$-.778 + (.121 * HH) + (.134 * D_a^3)$	0.17	0.01
N	$1.871 - (.292 * D_a) - (.067 * HH) + (.0003 * HH^3)$	0.10	0.05

La construcción de FETs específicas según los usos del suelo no es operativo, ya que, todo y que los grupos cultivado y original (cf. 5.2.3) resultan ser diferentes en sus propiedades hidrodinámicas, son dos grupos muy desiguales en número de muestras.

Al observarse, gracias a un análisis de varianza realizado con todas las muestras (71) separadas por profundidades, que el parámetro θ_s tiene un peso muy importante en la curva de retención, se optó por determinar FETs específicas superficiales (0-15 cm) y profundas (> -15 cm) (Tabla 5.3).

Tabla 5.3. Análisis de la varianza entre profundidades para todos los usos del suelo de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (VG), θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva, P_{Ho} = probabilidad de la hipótesis nula, n= 71

Parámetros VG	F-test	P_{Ho}
θ_r	3.081	0.084
θ_s	86.477	0.000
α	0.049	0.826
N	2.954	0.090

Significación para $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

El análisis de la varianza realizado con todas las muestras (71) para los Grupos definidos en 5.2.3, muestra que para los conjuntos Cultivado y Original y la Profundidad I, tres de los 4 parámetros de la curva de retención utilizados son significativamente distintos, mientras que para la Profundidad II, únicamente la humedad a saturación cumple la hipótesis nula. Esta única diferencia en profundidad puede ser debida a una mayor homogeneidad de las propiedades del suelo a medida que se desciende en el perfil.

En el análisis de la varianza por perfiles (Tabla 5.5) se observa que, para los perfiles que han estado sometidos a prácticas agrícolas (P-I a P-IV), la humedad volumétrica a saturación es el único parámetro de la curva de van Genuchten que cumple la hipótesis nula en todos los casos, siendo significativamente distintos, aunque no en todos los casos, el resto de parámetros para todos los perfiles. En el perfil bajo robles (QP)

todos los parámetros de curva son significativamente distintos.

Tabla 5.4. Análisis de la varianza entre usos y para grupos en profundidad de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (VG), θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva, P_{H_0} = probabilidad de la hipótesis nula.

Cultivado y Original			
<i>Grupo</i>	<i>Parámetros VG</i>	<i>F-test</i>	<i>P_{H0}</i>
I n= 45	θ_r	9.614	0.000
	θ_s	1.000	0.376
	α	4.705	<u>0.014</u>
	N	12.563	0.000
II n= 26	θ_r	3.256	0.057
	θ_s	14.621	0.000
	α	0.227	0.798
	N	2.874	0.077

Significación para $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

Tabla 5.5. Análisis de la varianza para los perfiles estudiados de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (VG), θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva, P_{H_0} = probabilidad de la hipótesis nula.

Profundidad			
<i>Perfil</i>	<i>Parámetros VG</i>	<i>F-test</i>	<i>P_{H0}</i>
P-I n= 17	θ_r	2.500	0.096
	θ_s	48.362	0.000
	α	1.305	0.338
	N	7.032	0.004
P-II n= 13	θ_r	40.919	0.000
	θ_s	17.321	0.001
	α	0.531	0.717
	N	2.248	0.153
P-III n= 13	θ_r	20.249	0.000
	θ_s	9.387	0.004
	α	0.782	0.568
	N	20.090	0.000
P-IV n= 15	θ_r	0.809	0.571
	θ_s	31.241	0.000
	α	0.825	0.562
	N	2.126	0.154
QP n= 13	θ_r	22.646	0.000
	θ_s	8.129	0.006
	α	12.490	0.002
	N	4.163	<u>0.041</u>

Significación para $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

5.3.2. Calibración de las FETs específicas

A partir de los agrupamientos muestrales establecidos en 5.2.3 se han calibrado las FETs específicas para:

Grupo muestras Superficiales (**S**): establecido para Cultivado+Original y profundidad I.

Grupo muestras Profundas (**P**): establecido para Cultivado+Original y profundidad II.

La Tabla 5.6 muestra los resultados del ANOVA para las variables independientes entre los grupos de FETs específicas (S y P) utilizando las muestras de calibración (43 muestras). Se observa que la distribución del tamaño de partícula no presenta diferencias entre los dos grupos. Sin embargo, el contenido en materia orgánica, en carbonato cálcico, la densidad aparente y el agua higroscópica si que son significativamente diferentes entre los dos grupos.

Tabla 5.6. Análisis de la varianza de las propiedades básicas del suelo y el agua higroscópica para los grupos demuestras establecidos.

<i>Variable independiente</i>	<i>F-test</i>	<i>P_{Ho}</i>
Arena	0.819	0.371
Limo	0.967	0.331
Arcilla	3.381	0.073
Materia orgánica	45.364	0.000
Carbonato cálcico	4.452	<u>0.041</u>
Densidad aparente	26.939	0.000
Agua higroscópica	24.244	0.000

Significación para $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

FETs Grupo S

La Tabla 5.7 muestra las FETs construidas para el Grupo S. Las propiedades del suelo utilizadas han sido: la densidad aparente en su forma lineal y cuadrática, el agua higroscópica y contenido de materia orgánica en su término cúbico, que son las propiedades que han presentado un ajuste más elevado en la RLM.

La Figura 5.1 muestra la relación, para las FETs de Grupo S entre los valores estimados y los observados para los diferentes parámetros de la ecuación de van Genuchten. El mejor ajuste, tal como se describe en la Tabla 5.7, es para los parámetros θ_s y α , aunque este último presenta una mayor dispersión entre observado y estimado, presentando una variabilidad en el rango de valores para este parámetro muy elevada ($0.003 < \alpha < 0.755$). Diferentes autores (van Genuchten, 1980; Rawls y Brakensiek, 1989), han estimado que para este tipo de suelos, el valor más idóneo de α está entre 0.01 y 0.02 cm^{-1} . Los parámetros θ_r y N ajustan

aceptablemente los valores estimados a los observados.

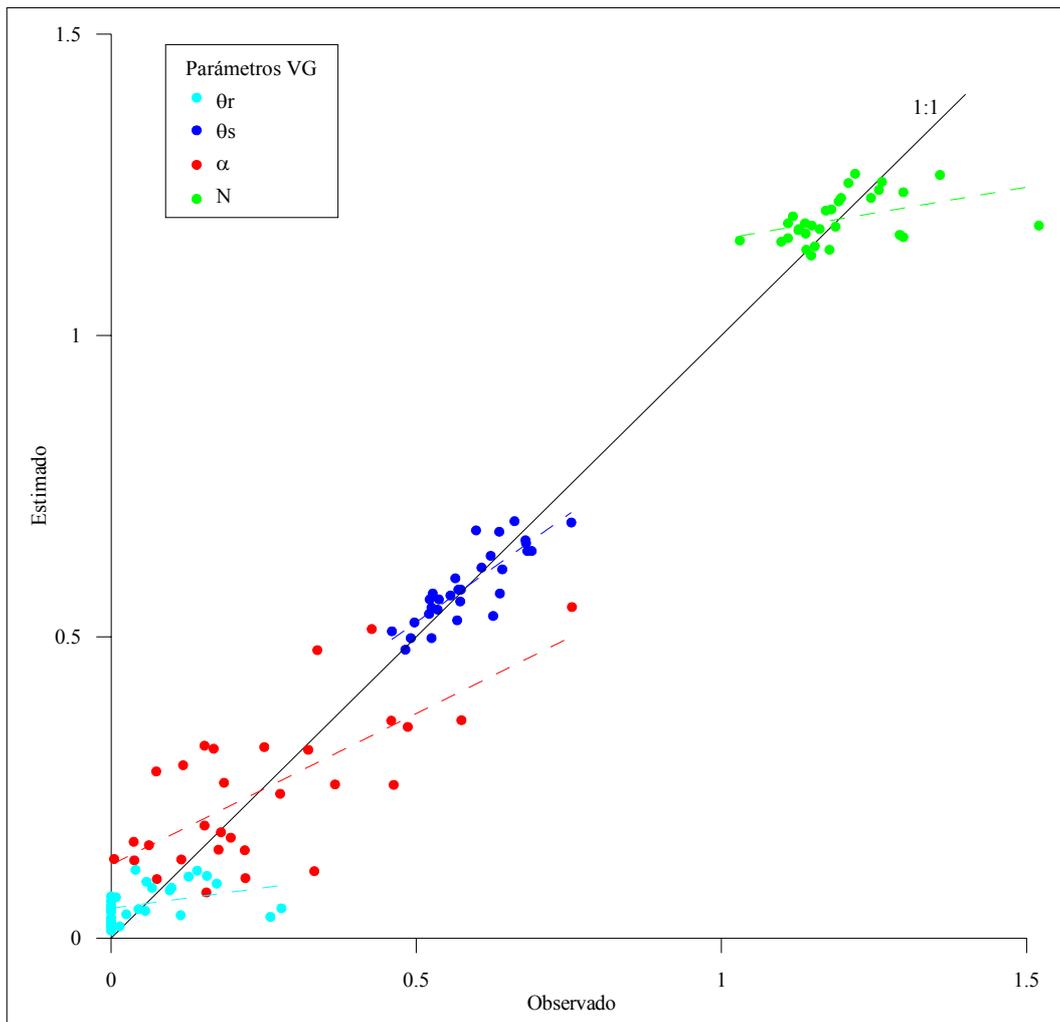


Figura 5.1. Relación entre los valores observados y estimados de los diferentes modelos de FETs obtenidos para el Grupo S. Calibración.

Tabla 5.7. Funciones de edafotransferencia para el Grupo S, D_a = densidad aparente; HH= agua higroscópica; M.O.= materia orgánica; θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva; n=30.

Grupo S			
<i>Parámetros</i>	<i>Función de edafotransferencia</i>	r^2	$p \leq$
θ_r	$.227 - (.142 * D_a)$	0.14	0.05
θ_s	$.775 - (.13 * D_a^2)$	0.72	0.01
α	$-.270 + (.082 * HH) - (8.7E-05 * MO^3)$	0.50	0.01
N	$1.421 - (.191 * D_a)$	0.17	0.01

FETs Grupo P

Para el Grupo P (Tabla 5.8), se han obtenido FETs específicas para los parámetros θ_s con el contenido en materia orgánica, para el parámetro α con del contenido en carbonato cálcico y para el parámetro N con el agua higroscópica. Las FETs obtenidas no han presentado ajustes para el parámetro θ_r , con ninguna propiedad del suelo, utilizándose en este caso un valor promedio de los observados ($0.055 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$). La falta de ajuste para este parámetro, puede deberse a que al ajustar la curva de van Genuchten algunas muestras han presentado un valor de humedad volumétrica residual igual a 0. Aunque este valor, que puede ser válido en otros modelos (por ejemplo Campbell, 1974), en este caso presenta problemas en la construcción de FETs a partir de la regresión lineal múltiple.

La Figura 5.2 muestra la relación para el Grupo P entre los valores estimados y los observados de los diferentes parámetros de la ecuación de van Genuchten. En este caso, los parámetros θ_s y N son los que presentan un mejor ajuste entre valores estimados y observados. El parámetro de curva α , presenta ajustes aceptables, aunque su dispersión es elevada.

5.3.3. Validación de las FETs específicas

La validación de las funciones de edafotransferencia específicas, se ha realizado dividiendo las muestras en los mismos Grupos establecidos para la calibración.

FETs Grupo S

La Tabla 5.9, muestran los ajustes entre datos estimados y los predichos para cada parámetro de la curva de retención obtenidos a partir de FETs específicas para el Grupo S.

Los parámetros θ_s y N son los que presentan la mejor correlación entre datos para una $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$, respectivamente. El resto de parámetros (θ_r y α), no presentan una relación significativa, siendo el parámetro α el que tiene una menor bondad en el ajuste.

Los parámetros θ_s y N son los que presentan la mejor correlación entre datos para una $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$, respectivamente. El resto de parámetros (θ_r y α), no presentan una relación significativa, siendo el parámetro α el que tiene una menor bondad en el ajuste.

La curva de retención hídrica obtenida a partir de las FETs específicas para el Grupo S (Figura 5.3) se ajusta muy aceptablemente a los valores observados, especialmente para los perfiles P-I, P-II y P-III. Los mejores

ajustes se han obtenido para el rango cercano a saturación excepto para el perfil P-IV.

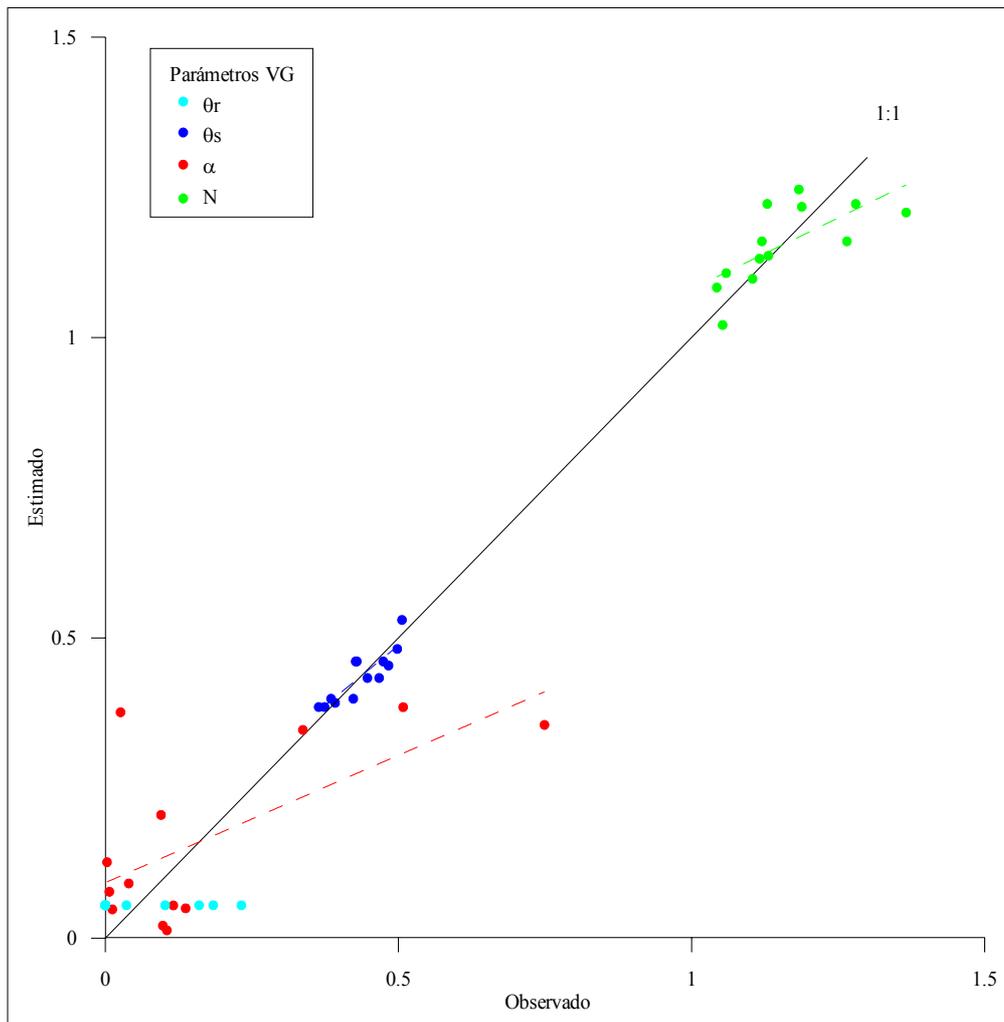


Figura 5.2. Relación entre los valores observados y estimados de los diferentes modelos de FETs obtenidos para el Grupo P. Calibración.

Tabla 5.8. Funciones de edafotransferencia para el Grupo P, CaCO_3 = carbonato cálcico equivalente; HH= agua higroscópica; M.O.= materia orgánica; θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva; n=13

Grupo P			
<i>Parámetros</i>	<i>Funciones de edafotransferencia.</i>	r^2	$p \leq$
θ_r	(0.055)	---	---
θ_s	.378+(.069*M.O)	0.75	0.01
α	.402-(.006* CaCO_3)	0.42	0.05
N	1.352-(.048*HH)	0.48	0.01

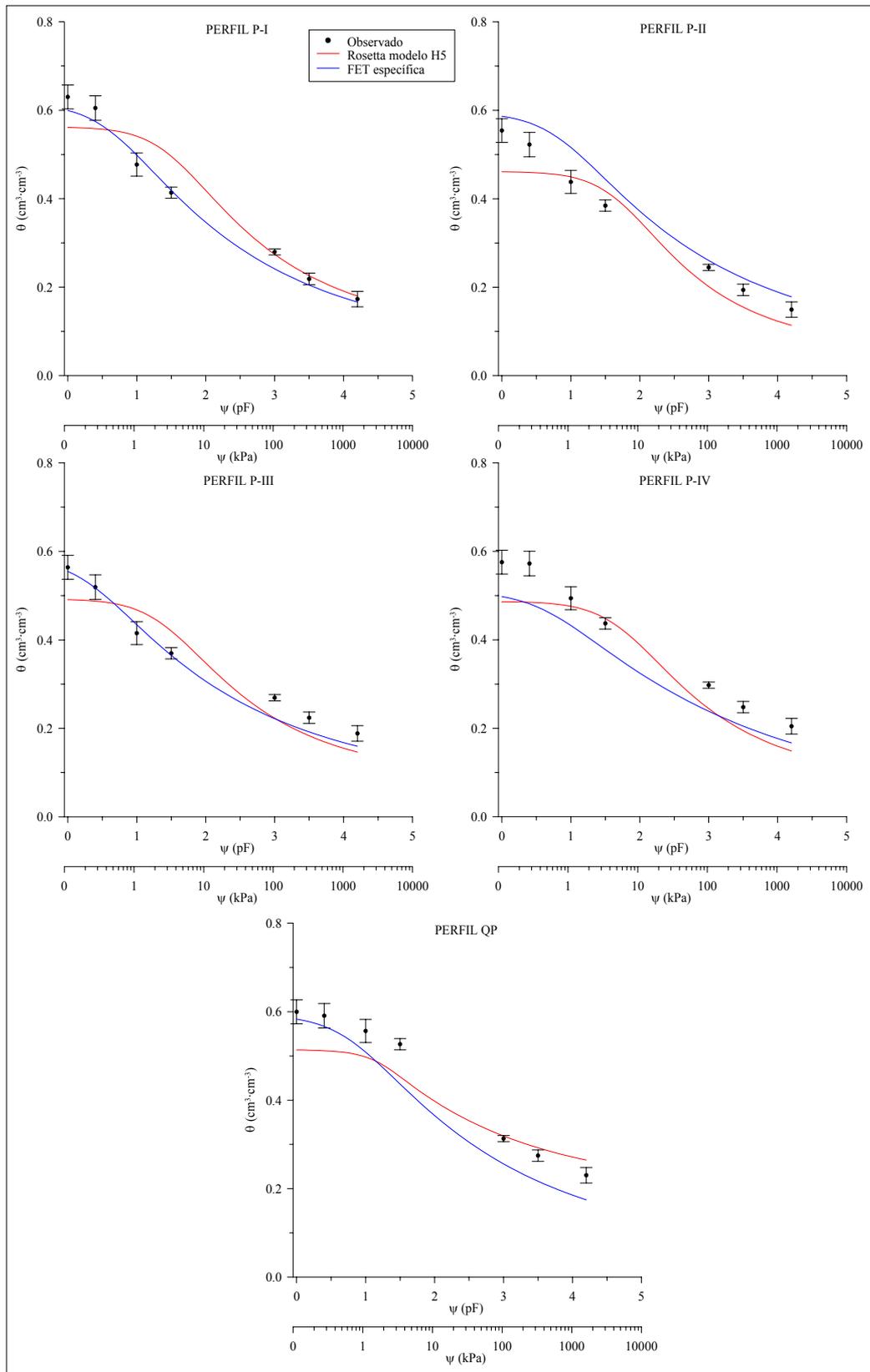


Figura 5.3. Curvas características de la humedad construidas con las FETs del Grupo S y con el modelo ROSETTA-H5 y datos observados ± 1 error estándar. Validación.

A succiones elevadas el menor ajuste se ha dado en el perfil QP. Ambos perfiles, P-IV y QP, presentan subestimaciones del orden de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en el contenido hídrico en las áreas de menor convergencia del modelo.

Tabla 5.9. Coeficientes de determinación (r^2) entre estimado y predicho por los modelos de FETs, θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva.

<i>Grupo</i>	n	θ_r	θ_s	α	N
S	15	0.46	0.74	0.36	<u>0.52</u>
P	13	---	0.35	0.06	0.14

negrita: $p \leq 0.01$; subrayado cursiva: $p \leq 0.05$

FETs Grupo P

Los modelos de FETs para el Grupo P no han presentado en ningún caso ajustes significativos para los parámetros de la curva de retención (Tabla 5.9).

La curva característica de la humedad obtenida con los modelos de FETs para el Grupo P (Figura 5.4), presenta ajustes poco aceptables para el perfil QP, con una sistemática subestimación para todo el rango de valores predichos de la curva de retención. Por el contrario, el perfil P-III muestra una sistemática sobre estimación de las predicciones, también para todo el rango de la curva. Ambos perfiles muestran diferencias del orden de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

Los perfiles P-I, P-II y P-IV muestran una menor bondad en el ajuste de los valores predichos, sobretudo a succiones altas para el perfil P-IV y para la zona cercana a saturación para los otros dos.

5.3.4. Validación del modelo ROSETTA

La validación del modelo ROSETTA se ha realizado utilizando los mismos grupos que para las FETs específicas. Con los valores predichos de los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980), para cada uno de los modelos incluidos en ROSETTA, se han determinado las curvas características de la humedad para cada Grupo.

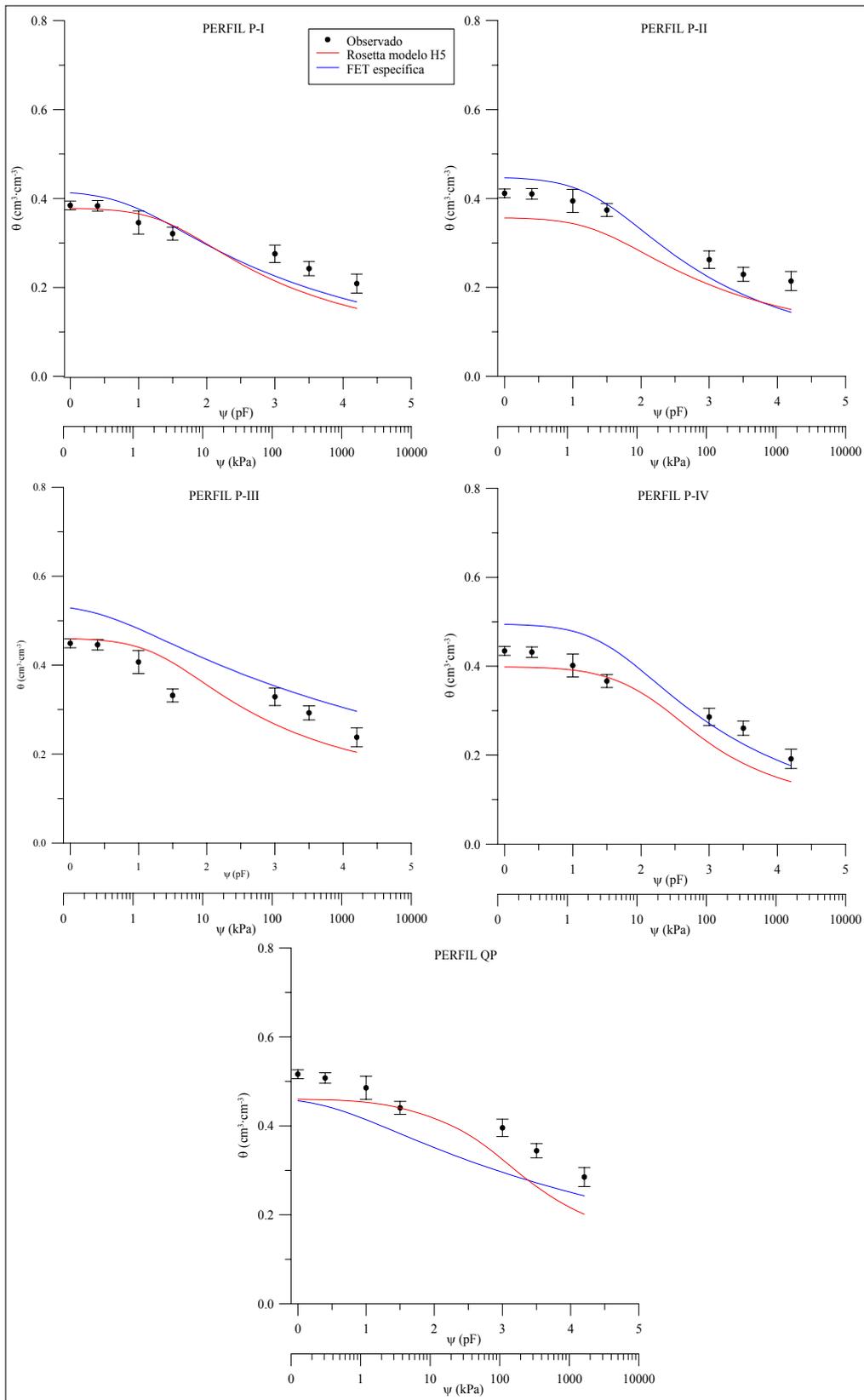


Figura 5.4. Curvas características de la humedad construidas con las FETs del Grupo P y con el modelo ROSETTA-H5 y datos observados ± 1 error estándar.

FETs ROSETTA Grupo S

Los ajustes de los modelos de FETs ROSETTA (H1-5) para el Grupo S se muestran en la Tabla 5.10. Para El ajuste del modelo H5 para los parámetros θ_s y N es significativo con una $p \leq 0.01$, y los modelos H3 y H4 para el parámetro θ_s con una $p \leq 0.05$. Para el resto de parámetros, ningún modelo ha presentando ajustes significativos.

Tabla 5.10. Coeficiente de determinación (r^2) entre estimado y predicho por los modelos de FETs ROSETTA para el Grupo S, θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva.

Grupo S n=15				
<i>Modelo</i>	θ_r	θ_s	α	N
H1	0.00	0.32	0.01	0.05
H2	0.14	0.01	0.02	0.00
H3	0.33	<u>0.64</u>	0.01	0.00
H4	0.11	<u>0.63</u>	0.06	0.06
H5	0.33	0.66	0.01	0.77

negrita: $p \leq 0.01$; subrayado cursiva: $p \leq 0.05$

La Figura 5.3, muestra la curva de retención predicha por el modelo ROSETTA H5 para el Grupo S. El ajuste de la curva es aceptable para el área de capacidad de campo, mientras que en los extremos presenta una sistemática subestimación, más importante cerca de saturación, con diferencias en el contenido hídrico de $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

FETs ROSETTA Grupo P

La Tabla 5.11, muestra los resultados de los modelos de FETs ROSETTA (H1-5) para el Grupo P. Únicamente han presentado ajustes significativas los modelos H4 y H5 para el parámetro θ_s con una $p \leq 0.05$.

Tabla 5.11. Coeficiente de determinación (r^2) entre estimado y predicho por los modelos de FETs ROSETTA para el Grupo P, θ_r = humedad residual; θ_s = humedad a saturación; α y N són parámetros de forma de curva.

Grupo P n=13				
<i>Modelo</i>	θ_r	θ_s	α	N
H1	0.00	0.08	0.02	0.00
H2	0.04	0.45	0.01	0.04
H3	0.02	0.34	0.02	0.04
H4	0.14	<u>0.60</u>	0.01	0.02
H5	0.26	<u>0.60</u>	0.07	0.03

negrita: $p \leq 0.01$; subrayado cursiva: $p \leq 0.05$

La Figura 5.4, muestra la curva de retención predicha por el modelo ROSETTA H5 para el Grupo P. La

curva ajusta aceptablemente a la zona de capacidad de campo para todos los perfiles. Los ajustes del modelo a saturación son aceptables para los perfiles P-I, P-III y P-IV. El modelo H5 presenta peor ajuste para la zona cercana a los -1500 kPa, con subestimaciones del orden de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

La comparación entre los dos Grupos de FETs para el modelo H5 ROSETTA muestra que, en general, los resultados para el Grupo S presentan una mayor subestimación en los contenidos hídricos cercanos a saturación, sin embargo ajustan razonablemente para el área más cercana al punto de marchitamiento permanente, al contrario sucede con los ajustes del modelo H5 para el Grupo P. Estas diferencias entre los dos Grupos de FETs ROSETTA podrían relacionarse con los aportes orgánicos, que aumentan considerablemente las capacidades de retención en los primeros centímetros del suelo (*cf.* Capítulos 3 y 4).

5.3.5. Comparación entre modelos

En este apartado se comparan los valores de contenido hídrico observados (validación) y los obtenidos a partir de FETs específicas y del modelo H5 de ROSETTA, para las succiones: a saturación, -3.2 kPa y -1500 kPa. El valor de -3.2 kPa, se ha escogido por ser, entre los observados, el más próximo a la capacidad de campo.

Las FETs específicas para el Grupo S únicamente proporcionan un ajuste aceptable a saturación ($p \leq 0.01$). El modelo H5 de ROSETTA presenta el mismo ajuste a saturación y un ajuste significativo ($p \leq 0.05$) a -3.2 kPa. Las FETs específicas para el Grupo P, no presentan ningún ajuste significativo, sin embargo el modelo ROSETTA H5 muestra ajustes significativos ($p \leq 0.01$) a -1500 y saturación (Figura 5.5).

Introducir la variable humedad volumétrica a -33kPa comporta en el modelo ROSETTA H5, un ajuste aceptable a -3.2 kPa. Sin embargo, para succiones elevadas no se ha dado un ajuste significativo, incluso utilizando el contenido hídrico a -1500 kPa. Una posible causa podría ser debida a la capacidad de retención de las partículas de carbonato cálcico, que podrían ejercer una función de retención hídrica que ROSETTA no tiene en cuenta (Schaap, *comunicación personal*).

Las FETs específicas fuerzan el ajuste de las curvas a saturación. Un buen ajuste en el área más húmeda de la curva es de interés desde el punto de vista hidrológico, aunque debe considerarse en el caso de su uso para otras finalidades.

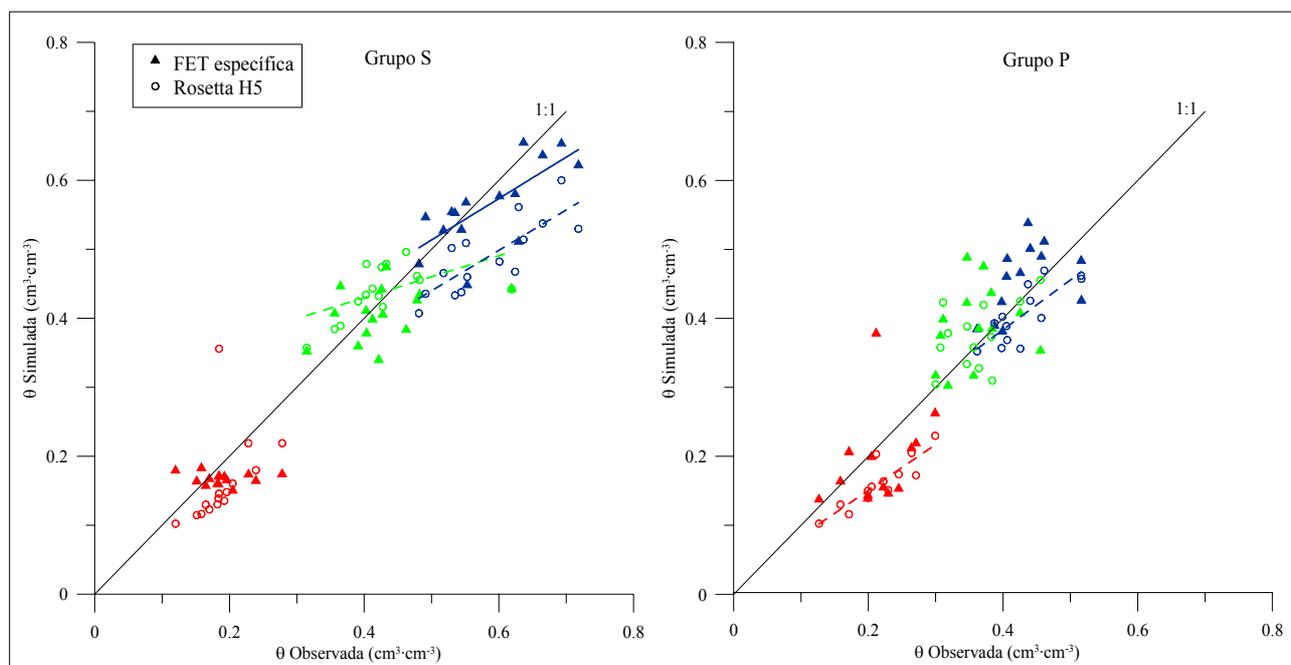


Figura 5.5. Relación entre las FETs específicas de los Grupos S y P y el modelo ROSETTA H5 para 3 potenciales mátricos diferentes de la curva característica de la humedad: SAT= saturación, -3.2 y -1500 kPa. (en azul saturación, en verde -3.2 kPa y en rojo -1500 kPa).

5.3.6. Análisis de incertidumbre

A partir del cálculo del error medio (ME) se ha determinado la sobre o subestimación de los valores predichos a los observados, para las FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA (Figuras 5.6 y 5.7).

En general, las FETs específicas presentan un bajo desviación para los dos Grupos, con un rango entre -0.014 y 0.003 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, que contrasta con los resultados de los modelos ROSETTA, con un rango de subestimación entre -0.058 y -0.025 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para los dos grupos de FETs (Tabla 5.12). Según Rajkai *et al.* (1996), se puede considerar que la bondad de un ajuste es aceptable cuando el ME no es superior a un 2.5%, así, la bondad de los ajustes de las FETs específicas se encuentra dentro del rango de aceptabilidad, mientras que los modelos ROSETTA presentan un rango superior al indicado por estos autores, excepto para el modelo H3 que se encuentra en el límite del valor sugerido.

En los resultados de las FETs específicas del Grupo S (Figura 5.6), se observa para los perfiles P-I y P-II una sobre estimación de los valores a saturación que se invierte para las succiones elevadas. En los perfiles P-III y QP se sobreestima ligeramente a punto de marchitamiento permanente, mientras que el resto de la curva es subestimada. El perfil P-IV se muestra totalmente subestimado con valores cercanos a 0.10 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

Tabla 5.12. Error medio (ME) y error cuadrático medio (RMSE) de la comparación entre la curva de retención observada, la simulada a partir de FETs específicas, de los modelos ROSETTA, y el ajuste de la curva de van Genuchten (1980) (VG).

Modelos	Grupo S ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)		Grupo P ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	
	ME	RMSE	ME	RMSE
FETs específicas	-0.014	0.059	0.003	0.059
ROSETTA H1	-0.058	0.095	-0.009	0.090
ROSETTA H2	-0.055	0.091	-0.009	0.084
ROSETTA H3	-0.025	0.081	-0.050	0.083
ROSETTA H4	-0.042	0.071	-0.043	0.071
ROSETTA H5	-0.033	0.057	-0.031	0.047
Ajuste VG	0.000	0.013	0.002	0.012

El modelo H5 de ROSETTA (Figura 5.6), subestima en todos los casos de manera importante a saturación y también a -1500 kPa excepto en el perfil QP, que presenta una sobre estimación del contenido hídrico a esta saturación. Para los perfiles P-I, P-II y P-III se sobrestima en el área cercana a la capacidad de campo, mientras que para los perfiles P-IV y sobre todo el QP estos valores de la curva son subestimados.

Las FETs específicas para el Grupo P (Figura 5.7), presentan para los perfiles P-I y P-II sobreestimaciones inferiores a $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para saturación, subestimando los contenidos hídricos para -1500 kPa con un valor también cercano a $-0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Los perfiles P-III y P-IV presentan sobreestimaciones superiores a los $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ a saturación, que disminuye al aumentar la succión y llegando a subestimarse la capacidad de retención en el perfil P-IV. El perfil QP, presenta subestimación para todo el rango de succiones, siendo el valor más elevado cercano a $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para los -100 kPa.

El modelo H5 de ROSETTA (Figura 5.7) ajusta aceptablemente a saturación. Los perfiles P-I y P-III presentan contenidos hídricos $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ inferiores a los medidos entre -100 y -1500 kPa. El perfil P-II subestima el conjunto de la curva ($0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), mientras que los perfiles P-IV y QP subestiman toda la curva dándose la diferencia máxima, para las succiones de -1500 kPa (unos $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

A partir del cálculo de la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) se ha determinado la dispersión de los valores predichos respecto a los observados para las FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA (Tabla 5.12 y Figuras 5.8 y 5.9) para los diferentes Grupos de FETs.

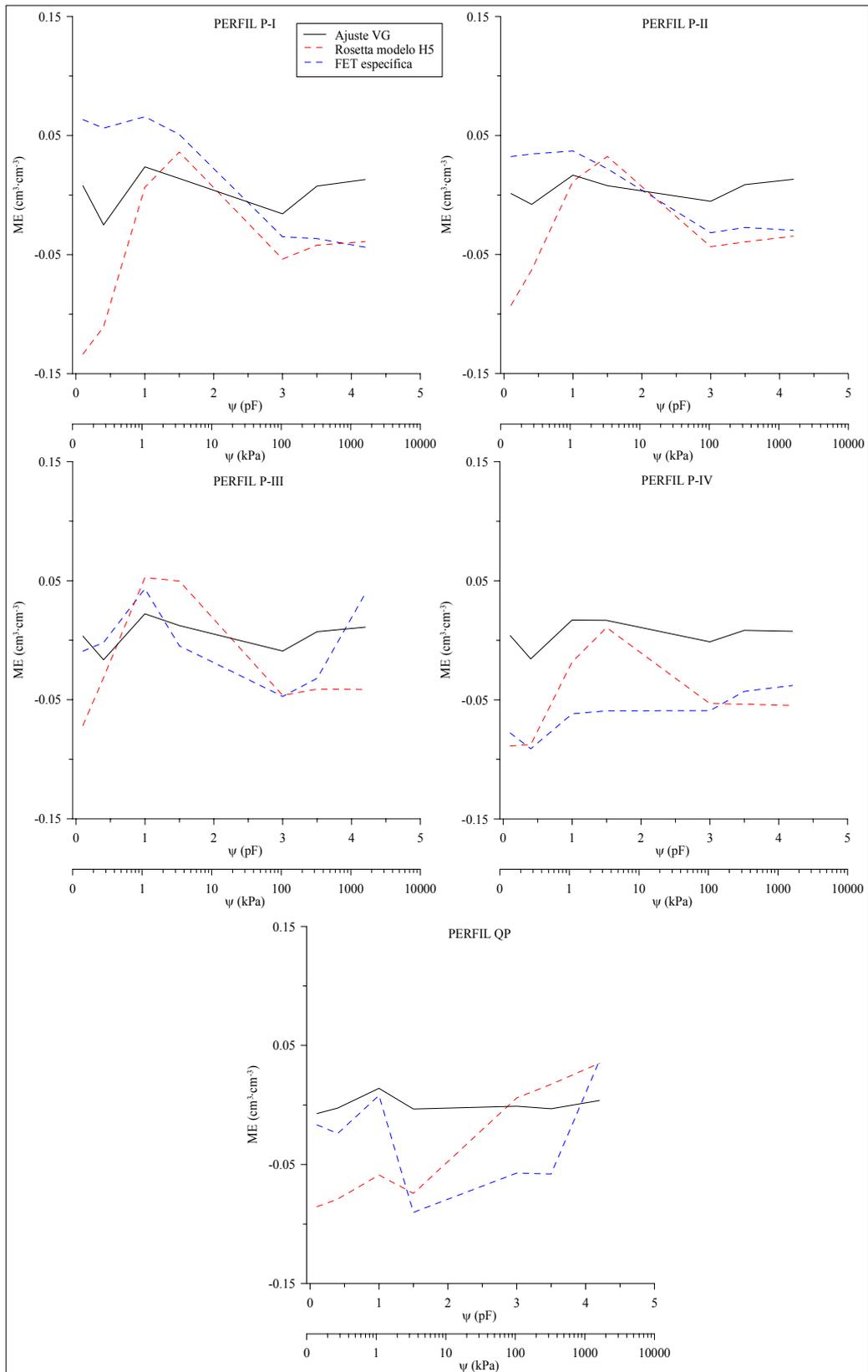


Figura 5.6. Error medio (ME) entre observado y simulado por FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA para el Grupo S, VG= ajuste al modelo de van Genuchten (1980).

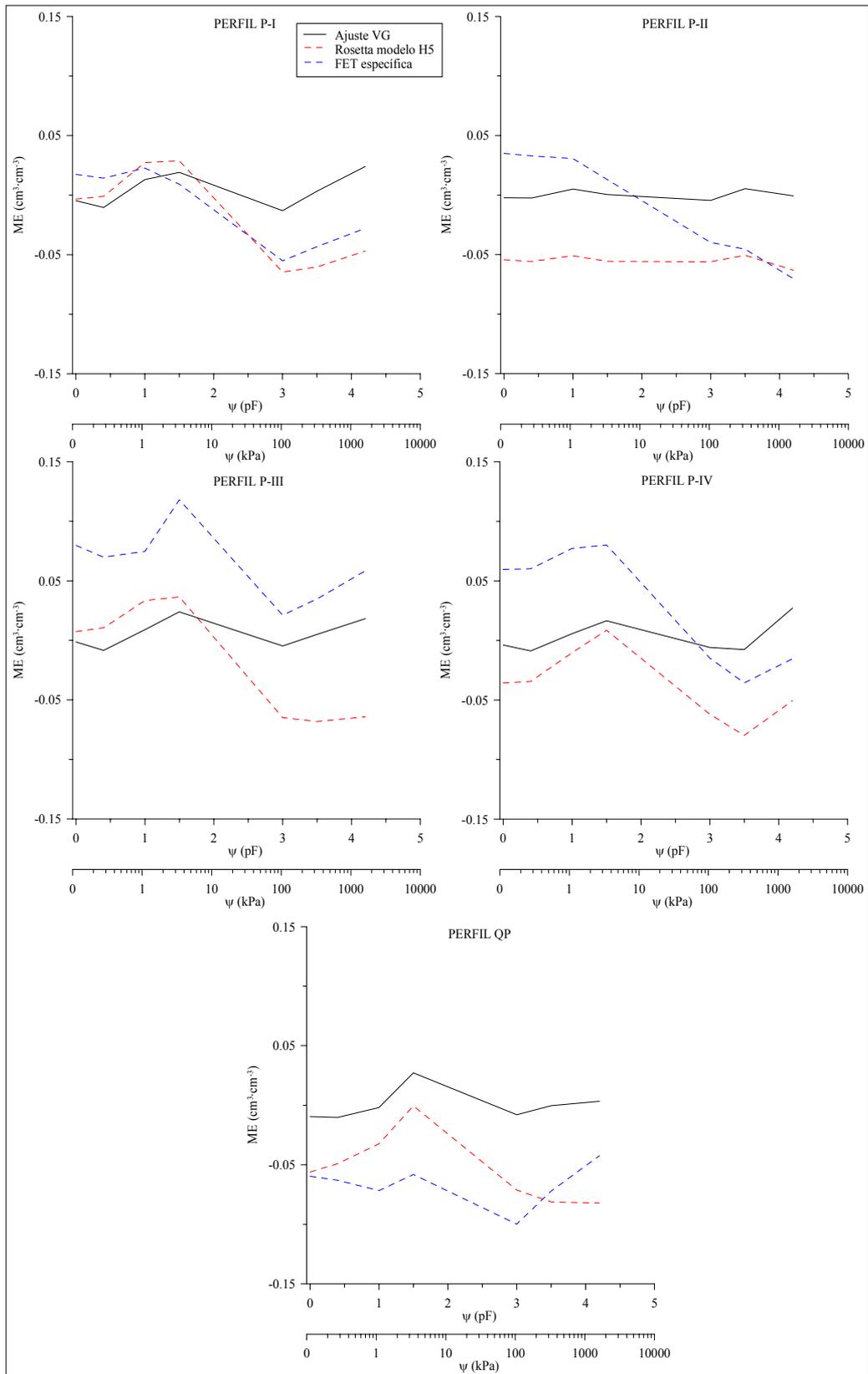


Figura 5.7. Error medio (ME) entre observado y simulado por FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA para el Grupo P, VG= ajuste al modelo de van Genuchten (1980).

En general, la dispersión máxima para las FETs específicas ($0.059 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) está en el rango obtenido por otros autores (por ejemplo Ahuja *et al.*, 1985; Koekkoek y Bootlink, 1999; Minasny *et al.*, 1999), mientras que para los modelos ROSETTA, que es más elevada que en el caso anterior, la dispersión de los valores disminuye a medida que aumenta la complejidad del modelo, siendo la máxima del orden de $0.095 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para el modelo H1 y la mínima de $0.047 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para el modelo H5 de un modo similar al mostrado por autores como por ejemplo Bell (1993), Sinowski *et al.* (1997), Schaap *et al.* (1998) (Tabla 5.12).

Las FETs específicas para el Grupo S (Figura 5.8), presentan para los perfiles P-I y P-II una dispersión de alrededor de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Por el contrario, el perfil P-III la dispersión próxima a $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ aumenta marcadamente a succiones elevadas. El perfil P-IV, con una dispersión de alrededor de $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para la zona de saturación, ésta disminuye al incrementar la succión. El perfil QP presenta una dispersión más elevada que el resto de los perfiles, superando los $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en la parte más seca de la curva.

Para el modelo H5 de ROSETTA (Figura 5.8), la dispersión máxima en todos los perfiles es a saturación, con valores a veces superiores a $0.10 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. La dispersión mínima se da, en general, para los perfiles de terrazas para el área cercana a la capacidad de campo. El perfil QP es el que presenta una mayor dispersión, siendo sistemática para el conjunto de la curva.

Las FETs específicas para el Grupo P (Figura 5.9), presentan para los perfiles P-I y P-II una dispersión inferior a $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en toda la curva, incrementándose ligeramente a medida que aumenta el potencial matricial. Los perfiles P-III y QP presentan los máximos valores de dispersión, superando los $0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. El perfil P-IV muestra valores cercanos a $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en todo el perfil.

El modelo H5 ROSETTA ajusta muy aceptablemente en la zona de saturación para los perfiles P-I y P-III, aumentado el grado dispersión conforme aumenta la succión. El perfil P-II presenta una dispersión sistemática del orden de $0.05 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ en toda la curva. Los perfiles P-IV y QP tienen una tendencia similar, con la mínima dispersión para el área cercana a la capacidad de campo y la máxima en el punto de marchitamiento permanente.

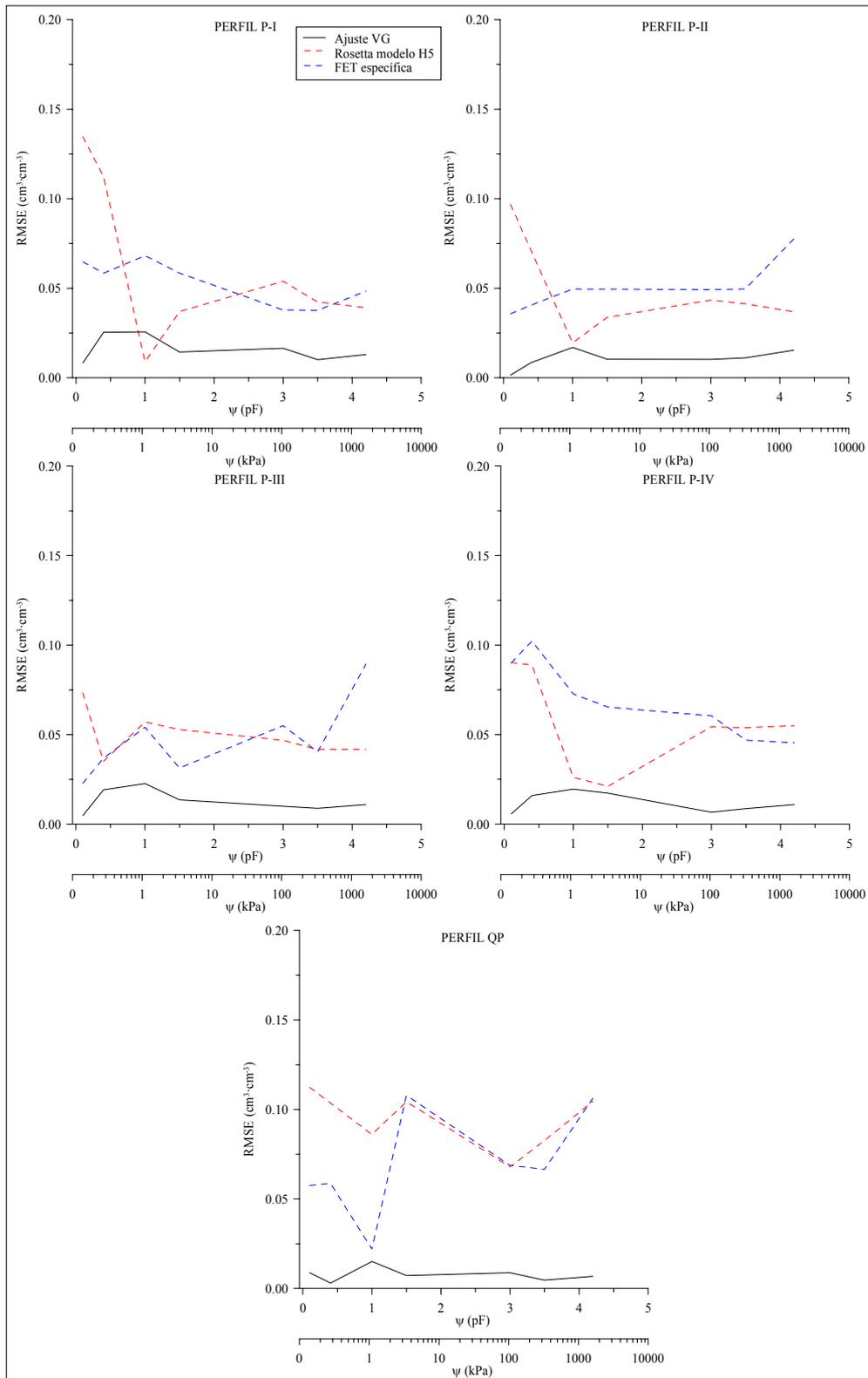


Figura 5.8. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) entre observado y simulado por FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA para el Grupo S. VG= modelo van Genuchten.

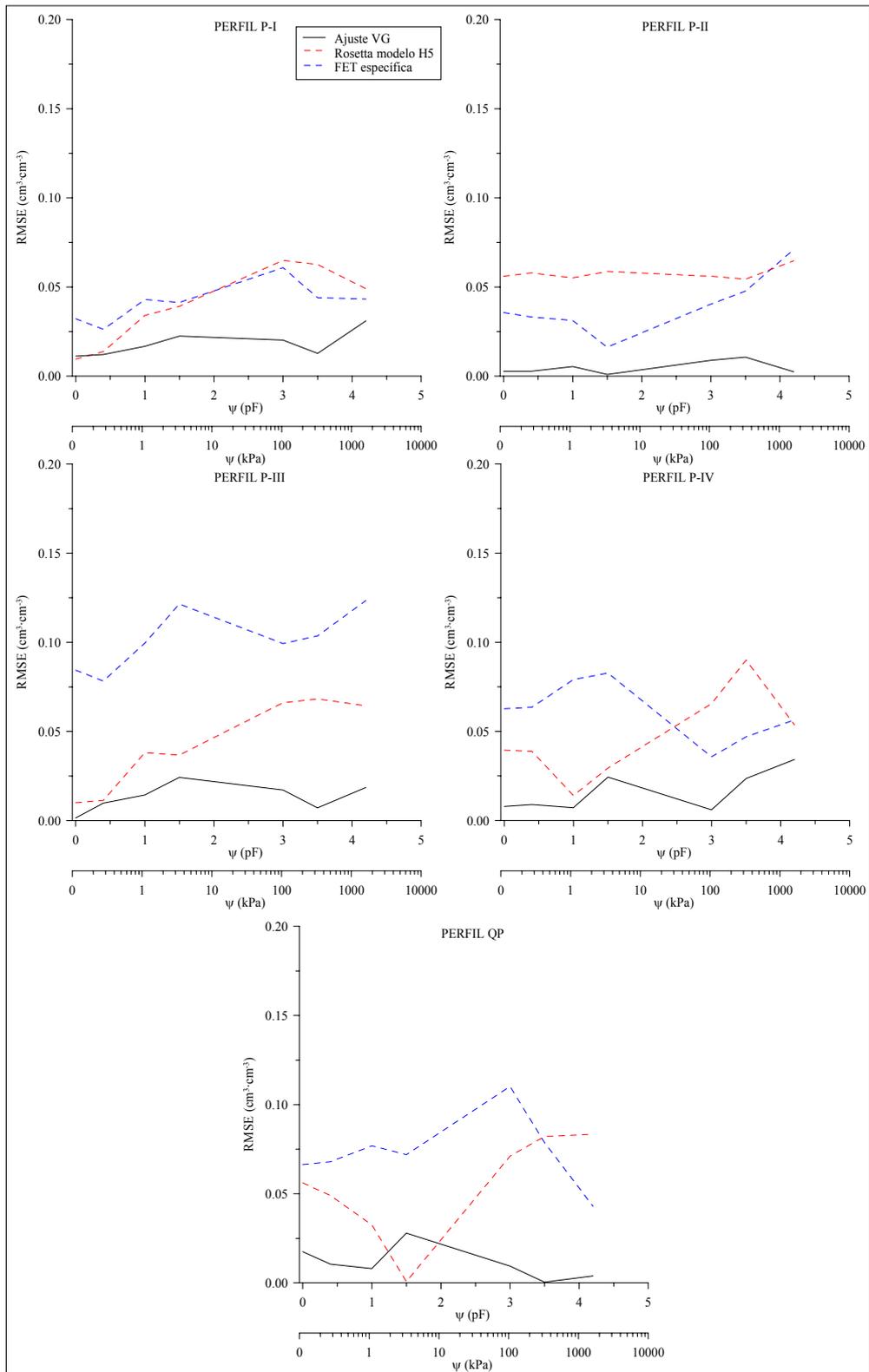


Figura 5.9. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) entre observado y simulado por FETs específicas y el modelo H5 de ROSETTA para el Grupo P. VG= modelo van Genuchten.

5.3.7. Eficiencia en la predicción de las propiedades hidrodinámicas

En este apartado, se ha calculado la eficiencia en la predicción de la curva de retención hídrica del suelo a partir de FETs específicas y de los modelos ROSETTA.

La Figura 5.10, muestra la relación entre el esfuerzo (y coste) de los diferentes métodos utilizados: FETs específicas, modelos ROSETTA, y construcción de la relación $\theta(\psi)$ en el laboratorio, y su eficiencia (RMSE).

Los resultados indican que (en azul), la tendencia es disminuir la incertidumbre a medida que el esfuerzo, y por tanto el coste aumentan. El mayor esfuerzo y coste es para la aplicación de los dos modelos ROSETTA de mayor complejidad, seguidos de la obtención de la curva de retención a partir de muestra inalterada en el laboratorio.

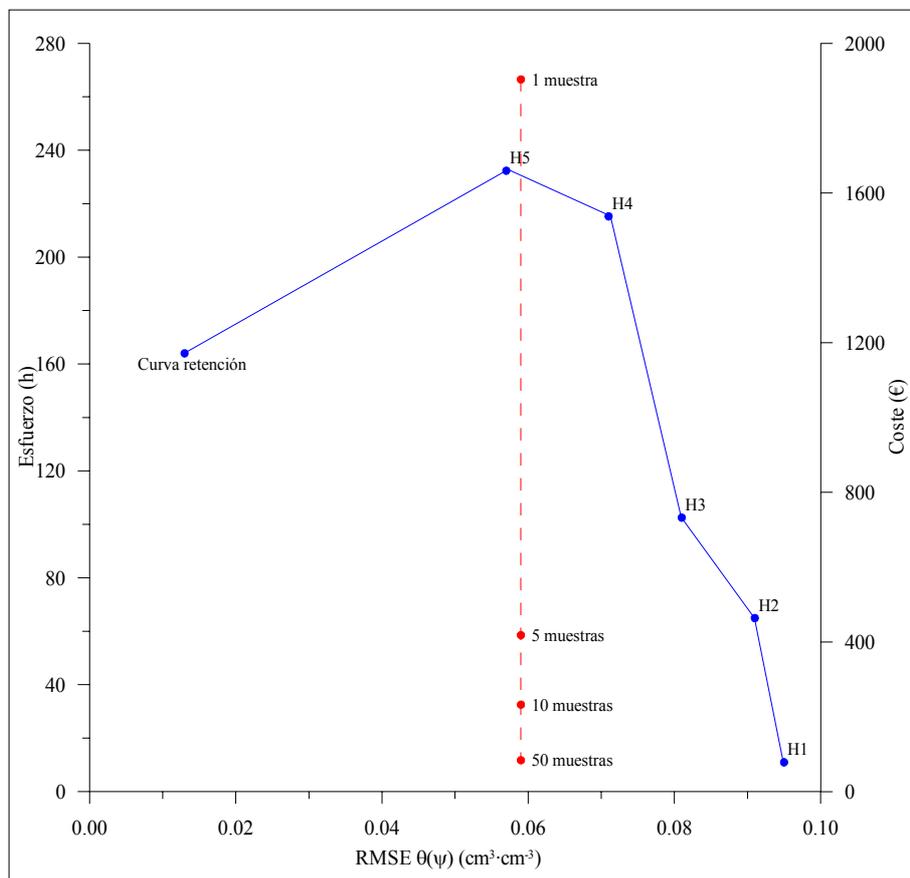


Figura 5.10. Eficiencia de diferentes métodos para predecir las propiedades hidrodinámicas en función del esfuerzo y coste; H1-5= modelos ROSETTA, CR= curva retención. La línea de puntos indica el modelo de FET específica para n muestras.

La construcción de FETs específicas (en rojo; Figura 5.10) comporta un elevado esfuerzo y coste, sin embargo incrementar el número de muestras a determinar una vez construida la FET incrementa la eficiencia del modelo al disminuir su esfuerzo y coste (Minasny y McBratney, 2002a). En este caso, un número igual o superior a 50 muestras es necesario para obtener una mejor eficiencia en la predicción que utilizando el modelo ROSETTA H1 que presentan un tiempo y coste similar, pero con una incertidumbre más elevada.

Si optamos por una menor incertidumbre, la curva de retención observada sería la opción más adecuada, aunque supondría un aumento del esfuerzo y coste en la determinación, y por tanto su eficiencia disminuiría con respecto a las FETs específicas. Resultados similares los muestran Minasny *et al.* (1999) y Minasny y McBratney (2002a, 2002b) para el cálculo de la eficiencia en diferentes modelos de determinación de las propiedades hidrodinámicas de los suelos.

Respecto a la eficiencia entre los modelos ROSETTA, el aumento de la complejidad del modelo hace aumentar la eficiencia reduciendo la incertidumbre de la información predicha, aunque aumenta el esfuerzo y coste de la predicción.

5.4. Conclusiones del capítulo

- Las propiedades básicas de los suelos que se ha encontrado con una mayor significación para la construcción de las funciones de edafotransferencia específicas superficiales (S) han sido: la densidad aparente, el contenido de materia orgánica y el agua higroscópica, y para las FETs profundas (P): el contenido de carbonato cálcico, el agua higroscópica y el contenido en materia orgánica.
- Los parámetros de las funciones de las FETs con mayor significación han sido el contenido hídrico a saturación (θ_s) y el parámetro de curva N para el Grupo S, mientras que para el Grupo P ningún parámetro ha tenido un ajuste significativo.
- Los parámetros con mejor ajuste utilizando el modelo ROSETTA han sido, la humedad a saturación para los modelos H3, H4 y H5, y el parámetro N para el modelo H5.
- Las FETs específicas presentan solo un ajuste estadísticamente significativo a saturación para los grupos S y P.

- El modelo H5 de ROSETTA para el conjunto de los perfiles ha ajustado significativamente a saturación para los dos grupos, y a -3.2 kPa para las muestras superficiales y a -1500 kPa para las muestras profundas.
- El error medio de las FETs específicas es muy variable entre perfiles y dentro de un perfil para el conjunto de la curva. De todos modos el rango de error es aceptable, mientras que ROSETTA ha presentado valores de error más elevados en todos los modelos.
- La dispersión de las FETs específicas se encuentra dentro del rango obtenido por diferentes autores, mientras que la del modelo ROSETTA se muestra superior a este rango.
- El método con una mejor eficiencia ha sido el desarrollo de FETs específicas, siempre que el número de muestras a predecir no sea inferior a 50.

Bibliografía citada en el capítulo

Ali, M.H. y Biswas, T.D. (1968): Soil water retention and release as related to mineralogy of soil clays. *Proceedings 55th Indian Science Congress*, 63, pp. 633.

Arya, L.M. y Paris, J.F. (1981): A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, pp. 1023-1030.

Ahuja, L.R., Namey, J.W. y Williams, R.D. (1985): Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp. 1100-1105.

Batjes, N.H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma*, 71, pp. 31-52.

Baumer, G.W. y Brasher, B.R. (1982): Predictions of water contents at selected suctions. ASAE, 82-2590. *Am. Soc. Agr. Eng.*, St. Joseph, MI.

Baumer, O.M. (1992): Predicting unsaturated hydraulic parameters. *In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Lund, L.J. (Eds.). Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for estimating the hydraulic Properties of unsaturated soils.* Riverside, California, 11-13 October 1989, pp. 341-354.

Baumer, O.; Kenyo, P. y Bettis, J. (1994): MUUF v.2.14 User's manual. USDA, ARS, Grassland Soil and Water Research Lab., Tempe, TX.

- Bell, M.A. (1993): Organic matter, soil properties and wheat production in the Valley of Mexico. *Soil Sci.*, 156, pp. 86-93.
- Bloemen, G.W. (1980): Calculation of hydraulic conductivities from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenernähr, Bodenkd*, 143, pp. 581-605.
- Bork, H.R. (1988): Regionalization of soil data measured at site scale. In: Bouma, J. y Bregt, A.K. (Eds.), *Land qualities in space and time*. Pudoc, Wageningen. The Netherlands, pp. 289-298.
- Bouma, J. y van Lanen, J.A.J. (1987): Transfer functions and threshold values, from soil characteristics to land qualities. In: Beek K.J. (Ed.), *Quantified in Land Evaluation. Proceedings of Workshop in ISSS and SSSA*. Washintong, D.C.; 27 April-2 May 1986ITC, Enschede, The Netherlands, Int. Inst. Aerospace Surv. Earth Sci., 6, pp. 106-110.
- Bouma, J. (1989): Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci.*, 9, pp. 177-213.
- Briggs, L.J. y Shantz, H.L. (1912): The wilting coefficient and its indirect measurement. *Botanical Gazette*, 53, pp. 20-37.
- Bruand, A. (1990): Improve prediction of water retention properties of clayed soils by pedological stratification. *J. Soil. Sci.*, 41, pp.491-497.
- Bruand, A.; Duval, O.; Gaillard, H.; Darthout, R. y Jamagne, M. (1996): Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols, importance de la densité apparante. *Etude et gestion des Sols*, 3, pp. 27-40.
- Burdine, N.T. (1953): Relative permeability calculations from pore-size distributions data. *Petr. Trans.*, Am. Inst. Mining Metall. Eng., 198, pp. 71-77.
- Campbell, G.S. (1974): A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117, pp. 311-314.
- Campbell, G.S. (1985): Soil physics with BASIC. In: *Transport models for soil-plant system*. Elsevier, New York. 150p.
- Childs, E.C. y Collis-George, N. (1950): The permeability of porous materials. *Soil Sci.*, 50, pp.239-252.
- Christiaens, K. y Feyen, J. (2001): Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *J. Hydrol.*, 246, pp. 63-81.
- De Jong, R. y Loebel, K. (1982): Empirical relations between soil components and water retention at 1/3 and 15 atmospheres. *Can. J. Soil Sci.*, 62, pp. 343-350.
- Franzmeier, D.P. (1991): Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity datafor some Indiana soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, pp. 1801-1803.
- Gosselink, J.G.; Hatton, R. Y Hopkinson, C.S. (1984): Relationship of organic carbon and mineral content to bulk density in Louisiana marsh soils. *Soil Sci.*, 137, pp. 177-180.

- Gupta, S.C. y Larson, W.E. (1979): Estimating soil water characteristic from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resour. Res.*, 15, pp, 1633-1635.
- Hamblin, A. (1991): Sustainable agricultural systems, what are the appropriate measures for soils structure?. *Aust. J. Soil Res.*, 29, pp. 709-715.
- Haykin, S. (1994): Neural networks. MacMillan College Publishing Company, Inc, New York.
- Hecht-Nielsen, R. (1990): Neurocomputing. Addison-Wesley, Reading, MA.
- Koekkoek, E. y Bootlink, H. (1999): Neural network models to predict soil water retention. *Eur. J. Soil. Sci.*, 50, pp. 489-495.
- Leij, F.J.; Alves, W.J.; van Genuchten, M.Th. y Williams, J.R. (1996): Unsaturated soil hydraulic database, UNSODA 1.0. User's manual. Report EPA/600/R-96/095, US Environmental Protection Agency, Ada, OK, 103p.
- Lin, H.S.; McInnes, K.J.; Wilding, L.P. y Hallmark, C.T. (1999): Effects on soil morphology on hydraulic properties. II. Hydraulic pedotransfer function. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, pp. 955-961.
- MacLean, A.H. y Yager, T.U. (1972): Available water capacities of Zambian soils in relation to pressure plate measurements and particle size analysis. *Soil Sci.*, 113, pp. 23-29.
- Mayr, T. y Jarvis, N.J. (1999): Pedotransfer functions to estimate soil water parameters for a modified Brooks-Corey type model. *Geoderma*, 91, pp. 1-9.
- Mckenzie, N.J. y Jacquier, D.W. (1997): Improving the field estimatin of saturated hydraulic conductivity in soil survey. *Aust. J. Soil. Res.*, 35, pp. 803-825.
- Minasny, B., McBratney, A.B. y Bristow, K.L. (1999): Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water retention curves. *Geoderma*, 93, pp. 225-253.
- Minasny, B. y McBratney, A.B. (2002a): The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma*, 107, pp. 55-70.
- Minasny, B. y McBratney, A.B. (2002b): Uncertainty analysis for pedotransfer functions. *Europ. J. Soil Sci.*, 53, pp. 417-429.
- Mohanty, B.P., Ankeny, M.D., Horton, R. y Kanwar, R.S. (1994): Spatial variability of hydraulic conductivity measured by disc infiltrometer. *Water Resources Research*, 30, pp. 237-251.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Res.*, 12, pp. 513-522.
- Nemes, A.; Schaap, M.G.; Leij, F.J. y Wösten, J.H.M. (2001): Description of the unsaturated hydraulic database UNSODA, Version 2.0. *J. of Hydrol.*, 251, pp. 163-176.
- Pachepsky, Ya.A., Shcherbarkov, R.A., Vállaryay, G. y Rajkai, K. (1982): Statistical analysis of the correlation between the water retention and other physical soil properties. *Pochvovedenie*, 2, pp. 56-66.

- Pachepsky, Ya.A.; Timlin, D. y Várallyay, G. (1996): Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, pp. 727-773.
- Pachepsky, Ya.A.; Rawls, W.J.; Gimenez, D. y Watt, J.P.C. (1998): Use of soil penetration resistance and group method of data handling to improve soil water retention estimates. *Soil Till. Res.*, 49, pp. 117-128.
- Pachepsky, Ya.A.; Timlin, D. y Rawls, W.J. (2001): Soil water retention as related to topographic variables. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, pp. 460-462.
- Rajkai, K. y Várallyay, G. (1992): Estimating in soil water retention from simpler properties by regression techniques. In: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Lund, L.J. (Eds). *Methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for estimating the hydraulic Properties of unsaturated soils*. Riverside, California, 11-13 October 1989, pp. 417-426.
- Rajkai, K.; Kabos, S.; van Genuchten, M.Th. y Jansson, P.E. (1996): Estimation of water retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Sci.*, 161, pp. 832-845.
- Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L. y Saxton, K.E. (1982): Estimation of soil water properties. *Trans., ASAE*, 25, pp. 1316-1320.
- Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L. y Soni, B. (1983): Agricultural management effects on soil water processes, Part I. Soil water retention and Green-Ampt parameters. *Trans., ASAE*, 26, pp. 1747-1752.
- Rawls, W.J. y Brakensiek, D.L. (1989): Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Saytoux, H.J. (Ed.), *Unsaturated flow in hydrological modelling. Theory and practice*, Kluwer Academic Publishers, pp. 275-300
- Rhodenburg, H.; Diekrugger, B. y Bork, H.R. (1986): Deterministic hydrological site and catchment models for the analysis of agroecosystems. *Catena*, 13, pp. 119-137.
- Romano, N. y Palladino, M. (2002): Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *J. Hydrol.*, 265, pp. 56-75.
- Schaap, M.G. y Leij, F.J. (1998): Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Sci.*, 163, pp. 765-779.
- Schaap, M.G.; Leij, F.J. y Van Genuchten, M.Th. (1998): Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, pp. 847-855.
- Schaap, M.G. y Leij, F.J. (2000): Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, pp. 843-851.
- Schaap, M.G.; Leij, F.J. y Van Genuchten, M.Th. (2001): ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*. 251, pp. 163-176.
- Scheinost, A.C., Sinowski, W. y Auerswald, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in highly variable soilscape. I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma*, 78, pp. 129-143.

Shein, E.V.; Guber, A.K. y Dembovetsky, A.V. (1997): Calculating hydraulic properties of unsaturated soils using hydrological constants and Atterberg limits. *In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Wu, L. (Eds.). Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Part 2.* Riverside, California, pp. 1005-1010.

Sinowski, W.; Scheinost, A.C. y Auerswald, K. (1997): Regionalization of soil water retention curves in highly variable soilscape, II. Comparison of regionalization procedures using a pedotransfer function. *Geoderma*, 78, pp. 145-159.

Soil Survey Staff (1998): Keys to Soil Taxonomy. 8th Ed. US. Government Printing Office. Washington, DC, 541p.

Soil Survey Staff (1995): Soil survey laboratory information manual. Soil Survey Investigation Report n° 45. National Soil Survey Center, Lincoln, NE.

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

Van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Yates, S.R. (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/2-91/065. U.S. Environmental Protection Agency. Ada. OK. USA. 85 p.

Vereecken, H.; Maes, J.; Feyen, J. y Darius, P. (1989): Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.*, 148, pp. 389-403.

Vereecken, H.; Maes, J. y Feyen, J. (1990): Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.*, 149, pp. 1-12.

Vereecken, H.; Diels, J.; van Orshoven, J.; Feyen, J. y Bouma, J. (1992): Functional evaluation of pedotransfer functions for the estimation of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp. 1371-1378.

Williams, J.; Ross, P. y Bristow, K. (1992): Prediction of the Campbell water retention function from texture, structure and organic matter. *In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Lund, L.J. (Eds.). Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for estimating the hydraulic Properties of unsaturated soils.* Riverside, California, 11-13 October 1989, pp. 427-441.

Williams, R.D.; Ahuja, L.R. y Rawls, W.J. (1997): Estimating soils water retention using the Gregson one-parameter function. *In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Wu, L. (Eds.). Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Part 2.* Riverside, California, 22-24 October 1997, pp. 1011-1018.

Wösten, J.H.M., Schuren, C.H.J.E., Bouma, J. y Stein, A. (1990): Use of practical aspects of soil behaviour to evaluate different methods of generate soil hydraulic functions. *Hydrol. Process.*, 4, pp. 299-310.

Wösten, J.H.M.; Lilly, A., Nemes, A. y Le Bas, C. (1999): Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, pp. 169-185.

Wösten, J.H.M.; Pachepsky, Ya.A. y Rawls, W.J. (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology*, 251, pp. 123-150.

Capítulo 6

Conductividad hidráulica

Índice del capítulo

6. Conductividad hidráulica.....	135
6.1. Introducción y objetivos	135
Objetivos.....	137
6.2. Métodos	137
6.2.1. Mediciones en campo	137
Conductividad hidráulica a saturación.....	139
Potencial del flujo mátrico	139
Sorptividad.....	140
6.2.2. Mediciones en laboratorio	140
Conductividad hidráulica a saturación.....	141
6.2.3. Ajuste al modelo de Mualem-van Genuchten.....	142
6.3. Resultados y discusión.....	143
6.3.1. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en campo.....	143
Estimación de la sorptividad	145
6.3.2. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio.....	146
6.3.3. Comparación de la conductividad hidráulica saturada medida en campo y laboratorio.....	147
6.3.4. Estimación de la curva de conductividad hidráulica.....	149
6.4. Conclusiones del capítulo	152
Bibliografía citada en el capítulo	152

6. Conductividad hidráulica

6.1. Introducción y objetivos

La zona no saturada es donde suceden la mayor parte de los procesos físicos, químicos y biológicos que se dan en el suelo. Sus propiedades hidrodinámicas, son las que determinan como y que cantidad del agua de la que llega a la superficie se infiltra en el suelo, y que cantidad de este agua contribuye en la generación de escorrentía, por ello es parte fundamental para el ciclo hidrológico.

Los factores que intervienen en el proceso de infiltración pueden clasificarse, según Singh (1988) en:

- a.) Características de la precipitación
- b.) Estado de humedad del suelo previo a la precipitación
- c.) Características de la superficie
- d.) Características del suelo
- e.) Características físicas y químicas del agua

En los trabajos de Smiles y Harvey (1973), Parlange (1975) o Reynolds *et al.* (1985), se describe la difusividad hidráulica como el frente húmedo que avanza en profundidad. Para ello, es necesario conocer de qué forma infiltra el agua en el primer contacto con la matriz porosa y como se distribuye en su interior. En este proceso de infiltración existen tres propiedades que gobiernan la transmisión del flujo: i) la conductividad hidráulica (K) determina la facilidad o aptitud del suelo, como medio poroso, para transmitir un fluido (Hillel, 1980, 1984; Klute y Dirksen, 1986; Goudie *et al.*, 1988), esta depende fundamentalmente de la distribución del tamaño de poro, de la conectividad y configuración de éstos y de la densidad aparente del suelo (Jabro, 1992), ii) el potencial del flujo mátrico (ϕ_m) que es la capacidad de un suelo para succionar o retener el agua en un área y tiempo determinado Gardner (1958) y iii) la sorptividad (S) que expresa la capacidad de un suelo para absorber agua cuando el flujo tiene lugar bajo el efecto de un gradiente de presión (Philip, 1957, 1973).

La conductividad hidráulica se define en la ley de Darcy (1856) (*cf.* Capítulo 7), que asume, que se da una relación lineal entre la velocidad del flujo y el gradiente hidráulico, con un coeficiente de proporcionalidad que es la conductividad hidráulica. Esta puede ser de dos tipos, saturada (K_s) o no saturada ($K(\theta, \psi)$),

dependiendo de si el volumen de poros que participa está parcial o totalmente lleno de agua (Koorevar *et al.*, 1983).

La conductividad hidráulica saturada (K_s), presenta una distribución de tipo log-normal, atribuida a los diferentes tamaños de poro del medio (Vauclin, 1983; Alemi *et al.*, 1988; Buchter *et al.*, 1991), así suelos con una textura gruesa mostrarán rangos de K_s más elevados que los suelos de textura fina (Ward y Robinson, 1990). Cuando la variabilidad de la K_s es baja (coeficientes de variación pequeños), es difícil establecer la diferencia entre una distribución normal o una log-normal para esta propiedad (por ejemplo Byers y Stephens, 1983; Bosch y West, 1998).

El medio poroso de un suelo se puede dividir en dos dominios para analizar el flujo hídrico (Bouma *et al.*, 1979; Beven y Germann, 1982; Chen y Wagenet, 1992): los micro poros que se comportan como un medio homogéneo, y los macro poros por los que el fluido es conducido a mayor velocidad que en el dominio anterior.

Durante la pérdida de contenido hídrico de un suelo a partir de su estado de saturación, su conductividad decrece rápidamente, siendo los poros de mayor tamaño los que se vacían primero. Se produce una rápida disminución de la conductividad hidráulica a medida que el volumen de poros que participa es menor, haciéndose la circulación hídrica en el suelo más complicada. La curva de conductividad hidráulica establece la relación entre la conductividad hidráulica no saturada con su contenido de humedad ($K(\theta)$) o con su estado energético ($K(\psi)$).

La conductividad hidráulica presenta una elevada variabilidad espacial debido a la heterogeneidad del propio suelo (Nielsen *et al.*, 1973; Vieira *et al.*, 1983; Buttle y House, 1997; Mecke *et al.*, 2000). Otros factores, de carácter externo, que afectan a la distribución espacial de la conductividad hidráulica se dan en las áreas con sistemas de laboreo (Cotching *et al.*, 1979; Marks y Soane, 1987), donde la labranza continua puede provocar pérdidas la compactación del suelo, aumentando la densidad aparente y disminuyendo la porosidad (Henin *et al.*, 1969; Pagliai *et al.*, 1983; Bruand *et al.*, 1993).

Para la medida y determinación de la conductividad hidráulica se dispone de instrumentos específicos, tanto de laboratorio como por ejemplo el permeámetro de carga constante (Kessler y Oosterbaan, 1980), como para medidas “in situ”, por ejemplo los infiltrómetros o permeámetros de disco (Perroux y White, 1988; Ankey *et al.*, 1988), los infiltrómetros de anillo (Elrick *et al.*, 1995; Gerard-Marchant *et al.*, 1997) o el permeámetro de pozo o de Guelph (Reynolds y Elrick, 1985, 1986).

A partir de estas mediciones, es posible la estimación de la conductividad hidráulica insaturada utilizando modelos de base física, con resultados muy aceptables, como por ejemplo el modelo combinado de Mualem (1976) y van Genuchten (1980) (cf. 6.2.3), que estima $K(\psi)$.

Objetivos

El principal objetivo de este capítulo es determinar y evaluar la conductividad hidráulica, así como determinadas propiedades hidrodinámicas asociadas en campo y en laboratorio.

Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos operativos:

1. Determinación y evaluación de la conductividad hidráulica a saturación para los diferentes tipos de cubierta vegetal y en profundidad a escala de perfil.
2. Comparación entre métodos de campo y laboratorio para la determinación de la conductividad hidráulica a saturación.
3. Estimación de la curva de conductividad hidráulica a partir del modelo combinado de Mualem (1976) y van Genuchten (1980).

6.2. Métodos

En este capítulo se ha medido la conductividad hidráulica saturada en campo (K_{fs}) y en laboratorio (K_s) para áreas con diferente cubierta vegetal, una de cultivos abandonados (terrazza bajo bosque de *Pinus sylvestris* y terraza bajo prado) y un área sin cultivar con bosque de *Quercus pubescens* (cf. Capítulo 2).

6.2.1. Mediciones en campo

La determinación de la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}) se ha realizado utilizando un permeámetro de Guelph o de pozo con carga constante modelo 2800-KI de Soilmoisture Equipment Corp.[®] (Reynolds *et al.*, 1983; Reynolds y Elrick, 1985, 1986).

El permeámetro de Guelph (Figura 6.1), consiste en un tubo conectado a un recipiente graduado (Mariotte) lleno de agua. El tubo, abierto en su base, se introduce dentro de un pozo de diámetro determinado. El mariotte tiene una doble función: mantener un nivel determinado de agua, o “carga hidráulica”, constante

dentro del pozo y medir el flujo de agua que se está produciendo desde el pozo hacia el área de suelo alrededor de este.

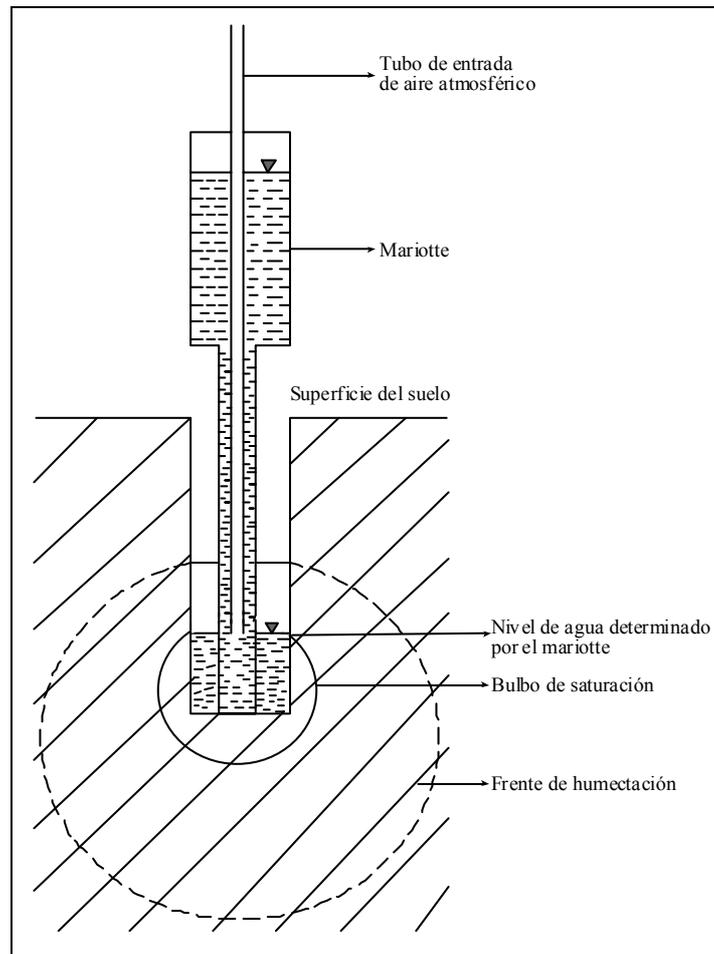


Figura 6.1. Esquema del permeámetro de Guelph, adaptado de Elrick y Reynolds (1992).

Se realizaron varias réplicas de ensayos infiltrométricos con permeámetro de Guelph para las estaciones seca (Agosto de 2003 y 2004) y húmeda (Mayo 2004), en las parcelas de Can Vila (P-I y P-III) y la parcela de Cal Barrol (QP) (*cf.* Capítulo 2) a tres profundidades (-15, -25 y -50 cm) (Tabla 6.1). En la parcela de Cal Barrol, debido al escaso espesor del suelo y afloramiento del sustrato, únicamente se dispone de 1 punto a -50 cm.

Del fondo de cada pozo se recogió una muestra de suelo, antes y después del ensayo, para determinar la diferencia de humedad. El valor de carga hidráulica y de radio de pozo utilizado en todos los ensayos fue de 3 cm.

Tabla 6.1. Localización y número de ensayos infiltrométricos realizados para la determinación de la conductividad hidráulica a saturación en campo.

Ensayos infiltrométricos	Terrazas de cultivo		Parcela Cal Barrol
	Prado (P-I)	<i>Pinus sylvestris</i> (P-III)	<i>Quercus pubescens</i> (QP)
Condiciones secas	9 (3, 3, 3)	9 (3, 3, 3)	7 (3, 3, 1)
Condiciones húmedas	7 (3, 2, 2)	6 (3, 2, 1)	3 (2, 1, 0)
Nº ensayos (profundidades)	N _{Total} (N ₁₅ , N ₂₅ , N ₅₀)	N _{Total} (N ₁₅ , N ₂₅ , N ₅₀)	N _{Total} (N ₁₅ , N ₂₅ , N ₅₀)

Conductividad hidráulica a saturación

El método de cálculo utilizado para determinar la conductividad hidráulica a saturación en campo (K_{fs}) con permeámetro de Guelph, en $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (S.I. $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), ha sido el propuesto por Elrick *et al.* (1989). De acuerdo con estos autores, la conductividad hidráulica a saturación del suelo se determina a partir del flujo constante, propio del régimen estacionario, a partir de la ecuación:

$$K_{fs} = \frac{CQ_s}{\left[2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left(\frac{2\pi H}{\alpha} \right) \right]} \quad (6.1)$$

Donde, C es un factor adimensional que depende de la relación H/a , Q_s es el flujo de recarga hídrica permanente en $\text{cm}^3\cdot\text{h}^{-1}$, H la carga hidráulica en cm, a es el radio del pozo en cm y α una constante que depende del tipo de suelo, en este caso se ha utilizado un valor de 0.12 cm^{-1} (Reynolds *et al.*, 1985).

Reynolds y Elrick (1985) y Stephens *et al.* (1983, 1984) aconsejan multiplicar los valores de K_{fs} obtenidos por un factor de 2, y así reducir el efecto del aire atrapado en la matriz porosa, que puede ser causa de la determinación de conductividades por debajo de su valor real.

Potencial del flujo mátrico

El método de cálculo del potencial del flujo mátrico (ϕ_m) en $\text{cm}^2\cdot\text{min}^{-1}$, es definido por Gardner (1958):

$$\phi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi_i \quad \psi_i \leq \psi \leq 0 \quad (6.2)$$

Donde ψ en cm es el potencial mátrico, ψ_i en cm es el potencial mátrico inicial y $K(\psi)$ es la relación entre conductividad hidráulica y potencial mátrico en $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (S.I. $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Elrick *et al.* (1989) proponen la siguiente

ecuación para el cálculo del potencial de flujo mátrico a partir de datos obtenidos con el permeámetro de Guelph:

$$\phi_m = \frac{CQ_s}{[\alpha(2\pi H^2 + C\pi\alpha^2) + 2\pi H]} \quad (6.3)$$

Para la que únicamente se necesita una carga hidráulica para la obtención de K_{fs} y ϕ_m .

Sorptividad

La Sorptividad $S(\psi)$ en $\text{mm}\cdot\text{s}^{-0.5}$ (S.I. $\text{m}\cdot\text{s}^{-0.5}$), es la relación entre la velocidad de infiltración instantánea y la raíz cuadrada del tiempo durante los primeros estadios del proceso de infiltración en un suelo, representando por tanto, el efecto de la humedad antecedente (Philip, 1957). La ecuación para expresarla tiene la siguiente forma:

$$S(\psi) = \sqrt{[b(\theta_s - \theta_i)\phi_m]} \quad \theta_i \leq \theta_s \quad (6.4)$$

Donde b es un parámetro adimensional que es igual a 1.82 (White y Sully, 1987), θ_i y θ_s son la humedad antecedente y la humedad saturada, respectivamente, y ϕ_m el potencial del flujo (definido anteriormente).

6.2.2. Mediciones en laboratorio

Se ha determinado la conductividad hidráulica a saturación (K_s) de 71 muestras inalteradas, pertenecientes a los perfiles de la cuenca de Can Vila (perfiles en terraza bajo prado P-I y P-II, y bajo bosque P-III y P-IV), y de la parcela de Cal Barrol (perfil QP). Siete muestras tuvieron que desestimarse ya que presentaron valores de K_s fuera de rango, seguramente debido a una pérdida de la estructura en el momento de la extracción o durante el transporte.

Las K_s de muestras superficiales (0-15 cm) de todos los perfiles, excepto para la parcela de Cal Barrol, se determinaron en el laboratorio de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca. Mientras que las de las muestras en profundidad, se determinaron en el Laboratorio de Edafología de la Escuela Superior de Agricultura de Barcelona (UPC). Para ello, en ambos casos se utilizó un permeámetro de carga constante (Kessler y Oosterbaan, 1980) marca Eijkelkamp®.

Conductividad hidráulica a saturación

El principio del permeámetro de carga constante consiste en, crear un flujo de agua a través de la muestra, una vez saturada, y con una carga hidráulica constante (Figura 6.2). Cuando se ha llegado al estado de flujo estacionario, se determina el volumen de agua que circula por unidad de tiempo, es decir, la conductividad hidráulica a saturación (K_s).

El método, requiere que, una vez la muestra ha llegado a la capacidad de campo, se vuelva a saturar de nuevo lentamente por propia ascensión capilar, de esta forma no quedará aire atrapado en los poros.

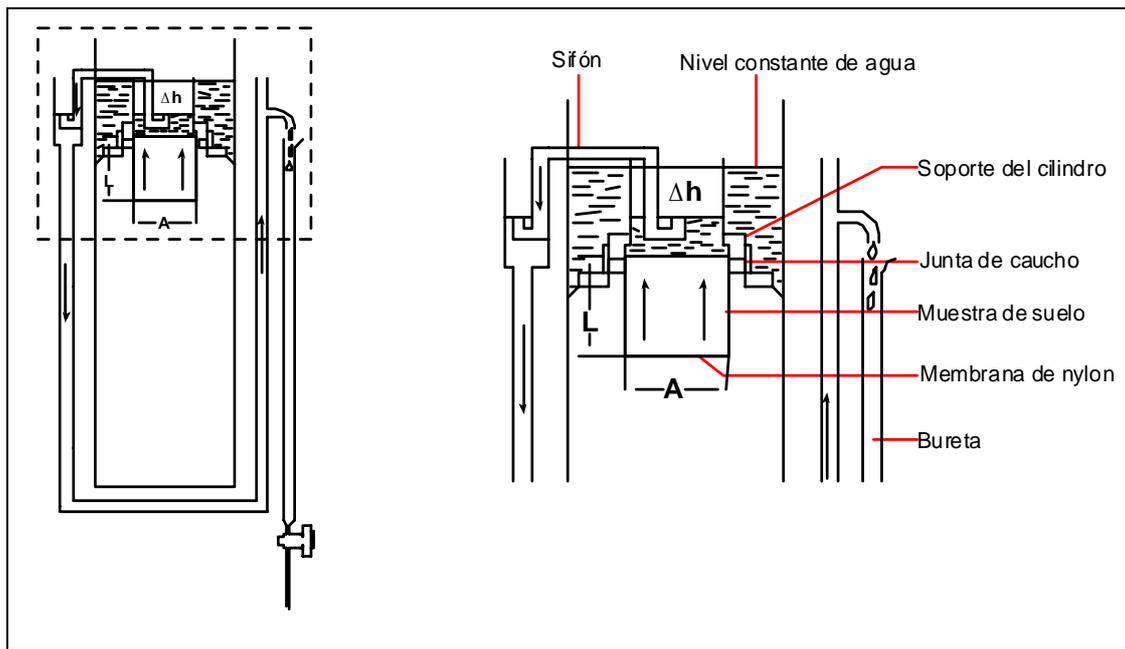


Figura 6.2. Esquema del permeámetro de carga constante, adaptado de Kessler y Oosterbaan (1980); A= superficie de la muestra; L= altura de la muestra; Δh= carga hidráulica; las flechas indican el sentido del flujo.

La K_s en $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (S.I. en $\text{m}\cdot\text{día}^{-1}$) determinada a partir de una carga hidráulica constante (Klute, 1965; Kessler y Oosterbaan, 1980) se calcula según la ley de Darcy (1856), aplicando la siguiente ecuación:

$$K_s = \left[\frac{V(t) \cdot L}{F \cdot t \cdot \Delta h} \right] \tag{6.5}$$

Donde $V(t)$ en cm^3 es el volumen de agua que ha circulado a través de la muestra en un tiempo dado, L la altura de la muestra en cm , F la superficie de la muestra en cm^2 , t el tiempo en h de circulación del agua a través de la muestra y Δh la variación de la carga hidráulica en cm .

Para las muestras que presentaron una baja permeabilidad se aplicó la ecuación 6.6, que permite determinar una conductividad inferior a $0.0001 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$. La principal diferencia con la ecuación anterior es que, en este caso, no se mide la cantidad de agua que circula a través de la muestra, sino el incremento de la columna de agua en la superficie de la muestra en un tiempo determinado, es decir la diferencia de carga hidráulica (Kessler y Oosterbaan, 1980). El cálculo se realiza a partir de la siguiente ecuación:

$$K_s = \left[\frac{F_2 L}{F_1 (t_2 - t_1)} \times \ln \frac{h_1}{h_2} \right] \quad (6.6)$$

Donde los subíndices 1 y 2 indican las dos medidas de carga hidráulica y sus respectivos tiempos.

6.2.3. Ajuste al modelo de Mualem-van Genuchten

La curva de conductividad hidráulica en función del potencial matricial o conductividad hidráulica insaturada ($K(\psi)$) en $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$, se ha estimado, a partir de las conductividades medidas en campo y laboratorio, ajustando el modelo combinado de Mualem (1976) y van Genuchten (1980). Se asume que el modelo simula la $K(\psi)$ en función de la saturación de los meso y micro poros (Ruan y Illangasekare, 1997).

Este modelo calcula la conductividad hidráulica insaturada ($K(\psi)$) en función del grado de humedad o saturación efectiva (S_e) del suelo según la ecuación:

$$K(\psi) = K_s S_e^L \left[1 - \left(1 - S_e^{n/(n-1)} \right)^{1-1/n} \right]^2 \quad (6.7)$$

Siendo,

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6.8)$$

Donde, θ_r y θ_s son los contenidos volumétricos de agua residual y a saturación, respectivamente, L parámetro relacionado con la tortuosidad y conectividad hidráulica del medio poroso ($L= 0.5$) y n es el parámetro de forma de curva de la ecuación de van Genuchten (1980) (*cf.* Capítulo 4).

6.3. Resultados y discusión

En este apartado, se presentan, los resultados de las conductividades hidráulicas medidas en laboratorio y campo, así como sus ajustes.

6.3.1. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en campo

Los resultados presentados corresponden a 41 ensayos de infiltrometría con el permeámetro de Guelph en diferentes perfiles (P-I, P-III y QP) y a diferentes profundidades (cf. 6.2.1). Los valores de conductividad hidráulica a saturación en campo (K_{fs}) se han multiplicado por un factor de 2 (cf. 6.2.1).

Durante la estación húmeda, las conductividades hidráulicas saturadas (K_{fs}) medias de los perfiles varían entre 1.7 y 2.1 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Tabla 6.2).

Tabla 6.2. Valores calculados a partir de la media geométrica de la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}) con permeámetro de Guelph, para diferentes condiciones de humedad del suelo. Std= desviación estándar, C.V.= coeficiente de variación, P-I y P-III= perfiles de Can Vila (terrazas bajo prado y bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	\bar{K}_{fs} ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)	Std ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)	CV (%)	n	\bar{K}_{fs} ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)	Std ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$)	CV (%)	
Condiciones húmedas					Condiciones secas				
15	3	4.6	1.2	26.1	3	8.3	10.2	123.4	
25	2	1.3	2.0	153.8	3	13.2	1.6	11.9	
50	2	0.3	0.6	200.0	3	1.0	0.9	85.9	
P-I	7	2.1	2.3	114.8	9	7.5	6.1	81.5	
15	3	2.2	18.4	836.4	3	18.2	16.1	88.4	
25	2	2.7	0.8	29.6	3	2.5	0.6	25.2	
50	1	0.1	—	—	3	2.3	0.9	38.1	
P-III	6	1.7	1.4	82.7	9	7.7	9.1	119.1	
15	2	0.8	0.3	32.2	3	2.3	2.2	94.8	
25	1	2.2	—	—	3	2.1	3.7	182.7	
50	—	—	—	—	1	0.5	—	—	
QP	3	1.9	0.9	60.8	7	1.6	1.0	60.8	

Durante la estación seca, los perfiles bajo prado (P-I) y bajo bosque (P-III) presentan un aumento importante de la conductividad hidráulica saturada de alrededor de 7.5 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$, mientras que el valor de la parcela de Cal Barrol no varía tan apreciablemente (Tabla 6.2).

Valores similares han sido determinados en la cuenca cercana de Cal Parisa por Haro *et al.* (1992) en terrazas bajo prado. Estos valores difieren considerablemente de los encontrados por Rabadà (1995), posiblemente debido al tipo de métodos empleados por este autor (57.8 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ con infiltrómetro de anillo y 40.9 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ con permeámetro de disco) en terrazas bajo prado. Cabe destacar la elevada variabilidad de las medidas de K_{fs} , tal como lo muestran unos coeficientes de variación muy elevados (Tabla 6.2).

La variabilidad de la K_{fs} en el conjunto de las parcelas y en las dos estaciones es elevada, con un rango entre 60% y 115% (Tabla 6.2).

La Figura 6.3, muestra los resultados de las conductividades hidráulicas en campo (K_{fs}) para las estaciones húmeda y seca. La falta de simetría en las barras de error se debe al uso de una escala logarítmica, ya que se ha utilizado logaritmos y la media geométrica para realizar los cálculos.

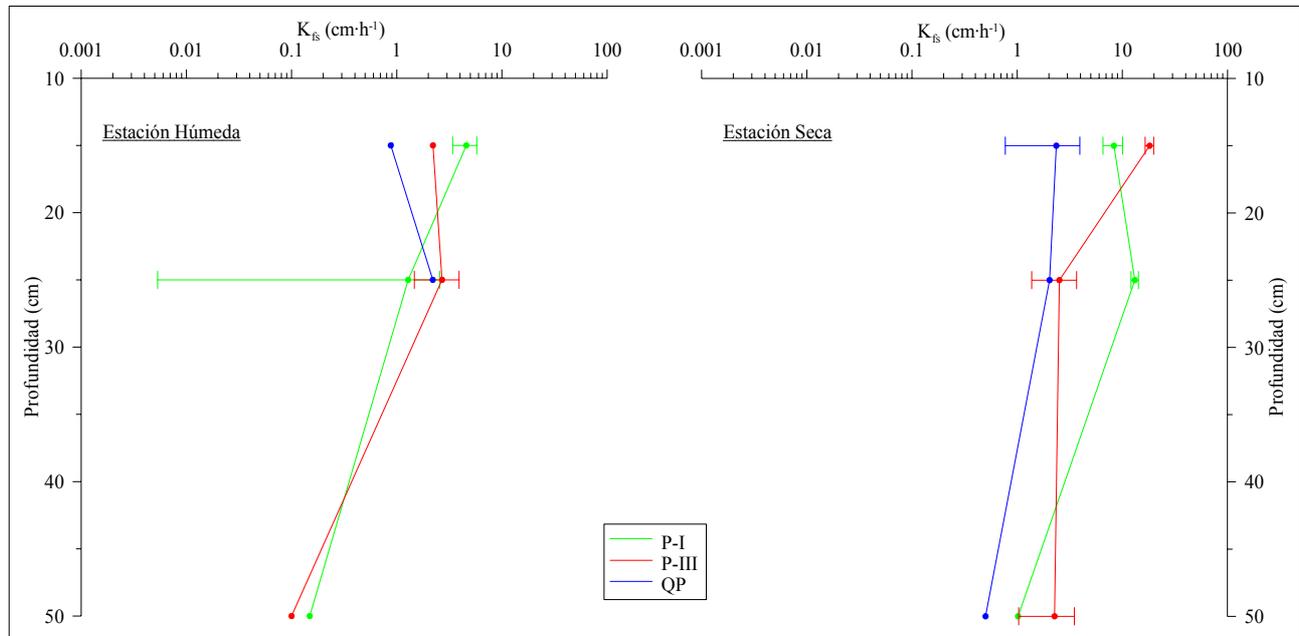


Figura 6.3. Conductividad hidráulica saturada en profundidad medida con permeámetro de Guelph para las estaciones húmeda y seca, ± 1 error estándar.

Durante la estación húmeda, los valores de K_{fs} se reducen considerablemente en profundidad, siendo el más elevado para la terraza de prado a -15 cm ($4.6 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$). Posiblemente, un mayor contenido en la fracción arena en esta terraza (cf. 3.3.1) facilita una porosidad de mayor diámetro. Los valores más bajos en este nivel son para la parcela de Cal Barrol ($0.9 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$).

A -25 cm la K_{fs} se ve reducida notablemente, con valores de alrededor de $1.8 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ y cercanos a la saturación para los -50 cm ($0.3 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$). En la parcela de Cal Barrol, los valores de K_{fs} para -50 cm debido al estado de saturación del suelo, no pudieron determinarse por este método, que tiene un rango de medida de 10^{-4} a $10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Para condiciones hídricas más secas, la disminución de K_{fs} en profundidad es mucho más marcada que en condiciones húmedas, especialmente en la zona de terrazas. La terraza de *Pinus sylvestris* (P-III), a -15 cm

presenta el valor de K_{fs} más alto ($18.2 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$), la abundancia de raíces en este nivel (cf. Capítulo 2) parecen favorecer la porosidad, y por tanto los flujos hídricos.

A -25 cm la terraza de prado presenta un valor medio de K_{fs} de $13.1 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$, este aumento coincide con un incremento de la fracción arena y de las gravas, además de presentar un alto contenido en carbonato de calcio en este nivel (cf. 3.3.2).

Para el nivel más profundo, a -50 cm, la K_{fs} promedio para las tres parcelas muestra valores similares, entorno a $1.3 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$. En todos los casos la parcela de Cal Barrol es la que presenta los valores de K_{fs} más bajos.

La variabilidad entre profundidades es mucho más heterogénea, superando en algunos casos el 800% durante la estación húmeda (Tabla 6.2), aunque se debe tener en cuenta la relativa poca información de que se dispone.

Estimación de la sorptividad

El valor de potencial de flujo mátrico utilizado para la estimación de la sorptividad en las terrazas de Can Vila y en la parcela de Cal Barrol es de $18.9 \text{ cm}^2\cdot\text{min}^{-1}$. Esta variable se ha determinado a partir de los ensayos con permeámetro de Guelph para las diferentes cubiertas vegetales y en profundidad. En la Tabla 6.3, se muestran los valores de sorptividad estimados para los suelos del área de estudio.

Los valores de $\bar{S}(\psi)$ entre las diferentes parcelas son muy similares, presentando valores ligeramente más elevados para los ensayos de infiltración realizados durante la estación húmeda. Se observa que en condiciones húmedas los valores de sorptividad disminuyen en profundidad para la terraza bajo prado y aumentan para las parcelas de *Pinus sylvestris* y *Quercus pubescens*. En condiciones secas aumenta en la parcela de pinos y no varía en las otras dos (Tabla 6.3).

Diversos autores como Bouwer (1964), Philip (1985), White y Sully (1987), mantienen que la sorptividad es un indicador del diámetro de la porosidad activa. Así, valores de sorptividad mayores equivalen a un diámetro mayor de los poros, o bien a una mayor cantidad de estos participando en el proceso de infiltración (White y Perroux, 1987, 1989). En este caso puede decirse que, en la terraza bajo prado los poros de mayor tamaño se encuentran en los niveles más superficiales, mientras que para la terraza bajos pinos y en la parcela de Cal Barrol, la porosidad activa aumenta en profundidad.

Tabla 6.3. Sorptividad promedio ($\bar{S}(\psi)$) estimada a partir de ensayos con permeámetro de Guelph para diferentes condiciones de humedad.

Profundidad (cm)	$\bar{S}(\psi)$ condiciones húmedas ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-0.5}$)						$\bar{S}(\psi)$ condiciones secas ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-0.5}$)					
	n	Terraza prado	n	Terraza pinos	n	Parcela robles	n	Terraza prado	n	Terraza pinos	n	Parcela robles
15	3	0.47	3	0.35	2	0.38	3	0.32	3	0.30	3	0.39
25	2	0.45	2	0.42	1	0.53	3	0.36	3	0.33	3	0.39
50	2	0.30	1	0.46	—	—	3	0.33	3	0.42	1	0.40

6.3.2. Caracterización de la conductividad hidráulica saturada en laboratorio

La Tabla 6.4 muestra los valores promedio de la conductividad hidráulica a saturación obtenida en el laboratorio. La falta de coherencia en el patrón de muestreo es debido a la profundidad del suelo, ya que no en todos los perfiles presenta el mismo espesor. En los perfiles P-I y P-III se desestimaron las muestras para las profundidades de -25 cm y superior a esta, respectivamente tal como se ha mencionado en 6.2.2. Las observaciones de campo mostraron un material homogéneo entre -50 y -80 cm para el P-IV, por ello se descartó muestrear entre este nivel.

Los valores promedio de K_s de los perfiles (Tabla 6.4) son en general elevados, entre 12 y 25 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$. Si se observan los perfiles (Figura 6.4), destaca el alto valor de K_s del perfil QP a 0-5 cm (77 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$), que contrasta con el resto de los perfiles (entre 13 y 35 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$). Aunque las observaciones de campo han demostrado una cantidad relativamente abundante de gravas de pequeño tamaño para este nivel en el perfil QP (*cf.* Capítulo 2), el estudio detallado de la muestra utilizada ha permitido comprobar que el porcentaje de gravas dentro del cilindro es irrelevante. Por tanto, este elevado valor de K_s podría atribuirse a la materia orgánica fresca que actúa proporcionando una elevada porosidad (*cf.* 3.3.2). A partir de este nivel, el perfil QP presenta una brusca disminución de la conductividad (alrededor de 5 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ hasta los -25 cm), continuando hasta los -50 cm con valores similares a los anteriores (Tabla 6.4).

Para la profundidad entre -0 y -15 cm la conductividad hidráulica saturada de las terrazas de Can Vila (perfiles P-I a P-IV) es similar, con un valor promedio de 18 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$. Estos perfiles presentan un decrecimiento hasta su base (de unos 4.5 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) (Figura 6.4 y Tabla 6.4). Cabe destacar que, en algún caso, como son P-I (80-85 cm), P-III (25-30), P-IV (50-55) y QP (45-50) únicamente se dispone de una muestra, y por tanto los resultados son poco interpretables.

La variabilidad media analizada a partir del coeficiente de variación (Warrick y Nielsen, 1980) (Tabla 6.4), se puede considerar de moderada-baja para el perfil P-IV y de moderada para los perfiles P-I, P-II, P-III y QP (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Valores promedio de conductividad hidráulica saturada (\bar{K}_s) con permeámetro de carga constante, C.V.= coeficiente de variación, P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	K_s (cm·h ⁻¹)	CV (%)
0-5	3	13.7	15.5
5-10	3	36.5	24.1
10-15	3	32.2	14.3
25-30	—	—	—
50-55	2	11.1	105.6
75-80	2	5.4	21.3
80-85	1	2.5	—
P-I	14	16.9	71.4
0-5	3	35.7	10.3
5-10	3	26.7	9.6
10-15	3	18.7	31.4
25-30	2	38.6	15.2
40-45	2	4.2	10.7
P-II	13	24.8	36.4
0-5	3	21.5	20.7
5-10	3	15.0	7.6
10-15	3	27.6	9.6
25-30	1	8.7	—
50-55	—	—	—
75-80	—	—	—
P-III	10	18.2	44.9
0-5	3	21.7	6.9
5-10	3	28.7	5.6
10-15	3	17.6	34.4
25-30	2	1.1	450.3
50-55	1	0.2	—
80-85	2	2.3	24.2
P-IV	14	11.9	98.3
0-5	3	77.0	12.1
5-10	3	4.6	27.7
10-15	3	5.0	53.8
25-30	2	1.7	239.6
45-50	1	5.8	—
QP	12	18.8	194.7

6.3.3. Comparación de la conductividad hidráulica saturada medida en campo y laboratorio

En la Tabla 6.5 se comparan los valores de la conductividad hidráulica a saturación obtenidos a partir de los dos métodos utilizados, permeámetro de Guelph (campo= K_{fs}) y de carga constante (laboratorio= K_s). Para establecer la comparación se han utilizado los resultados de los perfiles donde se realizaron los ensayos infiltrométricos (P-I, P-III y QP) para las diferentes condiciones medidas (húmedas y secas).

Al contrario de lo encontrado por Bouwer (1966) y Gallichand *et al.* (1990), los valores de K_{fs} siempre son

inferiores a los obtenidos en laboratorio (K_s).

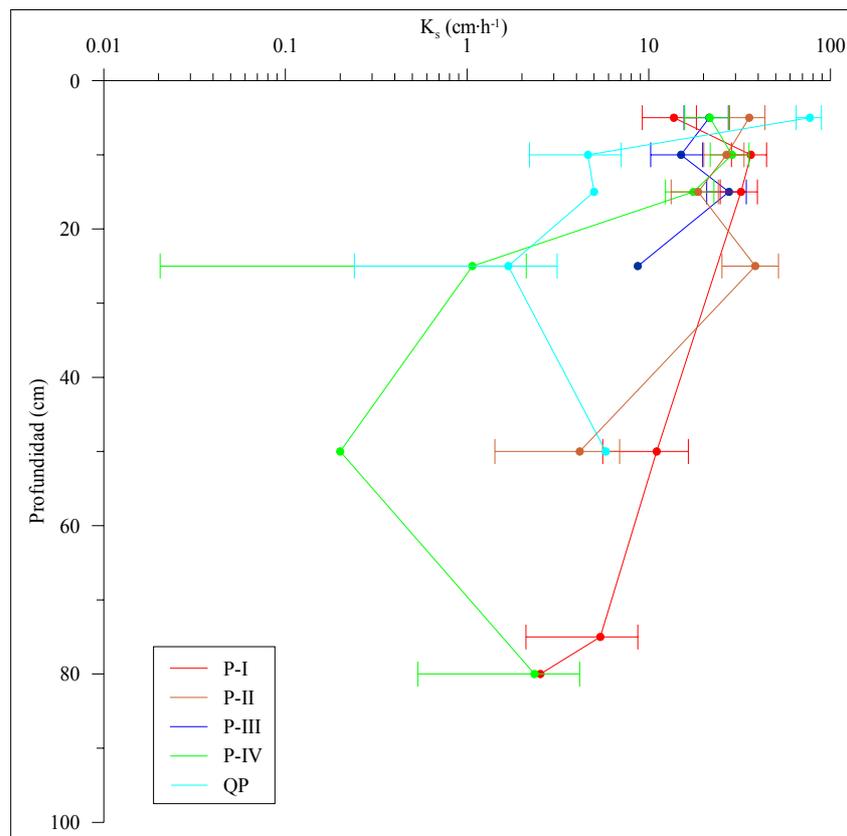


Figura 6.4. Conductividad hidráulica saturada en profundidad medida con permeámetro de carga constante, ± 1 error estándar.

La relación K_{fs}/K_s presenta un rango de valores entre 0.10 y 0.45 en condiciones húmedas, y entre 0.35 y 0.42 en condiciones secas (Tabla 6.5). Estos valores son inferiores a los encontrados por Bouwer (1966), que estableció un rango de variación para esta relación entre 1.67 y 2.5.

Se ha realizado un análisis de la varianza con el objetivo de verificar si las conductividades obtenidas pueden diferir entre sí por el tipo de método utilizado. Los resultados del ANOVA indican que las diferencias entre ambos métodos son significativas ($F= 9.078$, $p\leq 0.01$). Estas diferencias pueden explicarse por la propia anisotropía del suelo, además de por la distorsión de la propia muestra durante su extracción (Bouwer y Jackson, 1974; Rogers y Carter, 1987), que favorece la aparición de vías preferenciales de agua, y por tanto valores de K_s más elevados que los valores obtenidos en campo.

Otra importante diferencia entre los dos métodos utilizados es la geometría del proceso de infiltración. El permeámetro de carga constante mide la K_s en sentido vertical, donde son importantes vías de agua los

macro poros y los conductos producidos por bioturbación y por el aparato radicular de las plantas.

Tabla 6.5. Comparación entre conductividad hidráulica saturada obtenida en campo (K_{fs}) y laboratorio (K_s), P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	Campo				Laboratorio		Cond. Húmedas	Cond. Secas
	n	K_{fs} -Húmedo ($cm \cdot h^{-1}$)	n	K_{fs} -Seco ($cm \cdot h^{-1}$)	n	K_s ($cm \cdot h^{-1}$)	K_{fs}/K_s	K_{fs}/K_s
15	3	4.6	3	8.3	3	32.2	0.14	0.26
25	2	1.3	3	13.1	—	—	—	—
50	2	0.3	3	1.0	2	11.1	0.03	0.09
P-I	7	2.1	9	7.5	5	21.6	0.10	0.35
15	3	2.2	3	18.2	3	27.6	0.08	0.66
25	2	2.1	3	2.5	1	8.7	0.24	0.29
50	1	0.1	3	2.3	—	—	—	—
P-III	6	1.7	9	7.7	4	18.2	0.09	0.42
15	2	0.8	3	2.4	3	5.0	0.16	0.48
25	1	2.2	3	2.0	2	1.7	1.29	1.18
50	—	—	1	0.5	1	5.8	—	0.09
QP	3	1.9	7	1.6	6	4.2	0.45	0.38

En cambio el permeámetro de Guelph mide la K_{fs} en sentido horizontal y vertical (Reynolds y Elrick, 1985). En algunos suelos la relación entre la conductividad hidráulica vertical y la horizontal puede tener un factor superior a 40 (Maasland, 1957). Así pues, los bajos valores de K_{fs} obtenidos pueden estar relacionados con la mayor K_s determinada, ya que se trata de un flujo en vertical. También con los procesos de expansión-contracción del material que presentan un rápido colapso de la macro porosidad o por una mayor homogeneidad textural a partir de los -15 cm (cf. Capítulo 3).

6.3.4. Estimación de la curva de conductividad hidráulica

Se ha aplicado el modelo combinado de Mualem (1976) van Genuchten (1980) sólo a los datos observados de conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}), y para diferentes condiciones de humedad del suelo. No se ha aplicado el modelo a los datos de K_s debido a la falta de homogeneidad de los datos y a las elevadas conductividades hidráulicas obtenidas en laboratorio (cf. 6.2.2, 6.3.2. y 6.3.3).

La Figura 6.5, muestra las curvas de conductividad hidráulica en función del potencial matricial ($K(\psi)$) a partir de las K_{fs} en condiciones húmedas y secas para las diferentes cubiertas vegetales.

En condiciones húmedas, la parcela de Cal Barrol (perfil QP) y la terraza de *Pinus sylvestris* (perfil P-III) presentan valores muy similares (1.3 y $0.9 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$) entre saturación y -1500 kPa . Mientras que en la terraza de prado (perfil P-I) los valores de $K(\psi)$ son sensiblemente inferiores (0.8 y $0.6 \text{ cm} \cdot \text{h}^{-1}$). Para la estación seca,

los valores estimados son más elevados en el conjunto de los perfiles. Las terrazas de Can Vila presentan un comportamiento idéntico, con valores entre 4.7 y 3.2 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (entre saturación y -1500 kPa) y la parcela de Cal Barrol (entre 1.3 y 1.0 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$).

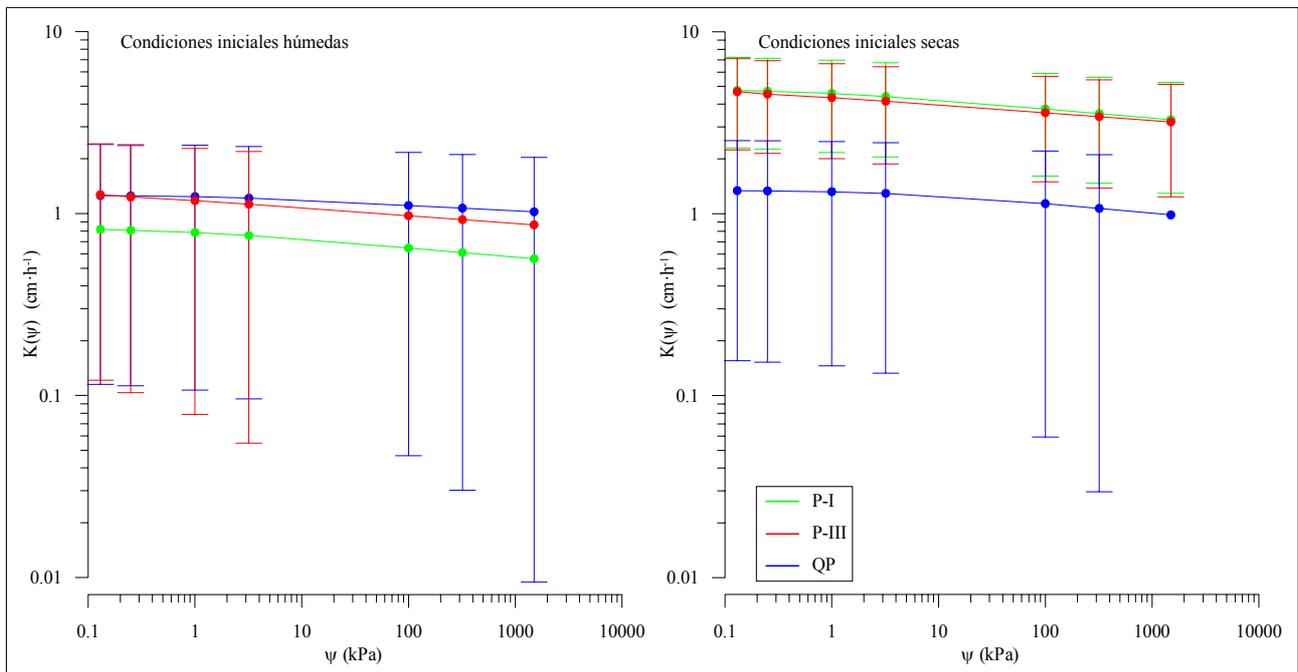


Figura 6.5. Curvas de conductividad hidráulica según el modelo de Mualem-van Genuchten (1980) para diferentes tipos de cubierta vegetal y con diferentes condiciones de humedad inicial, ± 1 error estándar.

La elevada variabilidad de la conductividad hidráulica se observa en los valores de error estándar obtenidos (Figura 6.5), debido en parte a los pocos ensayos infiltrométricos de los que se dispone. Cabe remarcar el patrón tan similar que siguen todas las curvas en las dos condiciones de humedad inicial.

El análisis de la $K(\psi)$ en profundidad (Figura 6.6), muestra que en condiciones húmedas los valores de conductividad son bajos para el conjunto de los perfiles, siempre por debajo de 5 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$. El perfil P-I es el que presenta mayores diferencias en los valores de $K(\psi)$ en cada una de las profundidades muestreadas.

Por el contrario, durante el periodo seco los valores de $K(\psi)$ son mucho más elevados en todos los perfiles (Figura 6.6), especialmente para los perfiles P-I y P-III (entre 1 y 18 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ a saturación y entre 1 y 12 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ a -1500 kPa). Siendo, en general, el valor más bajo de conductividad hidráulica para el conjunto de los perfiles a una profundidad de -50 cm.

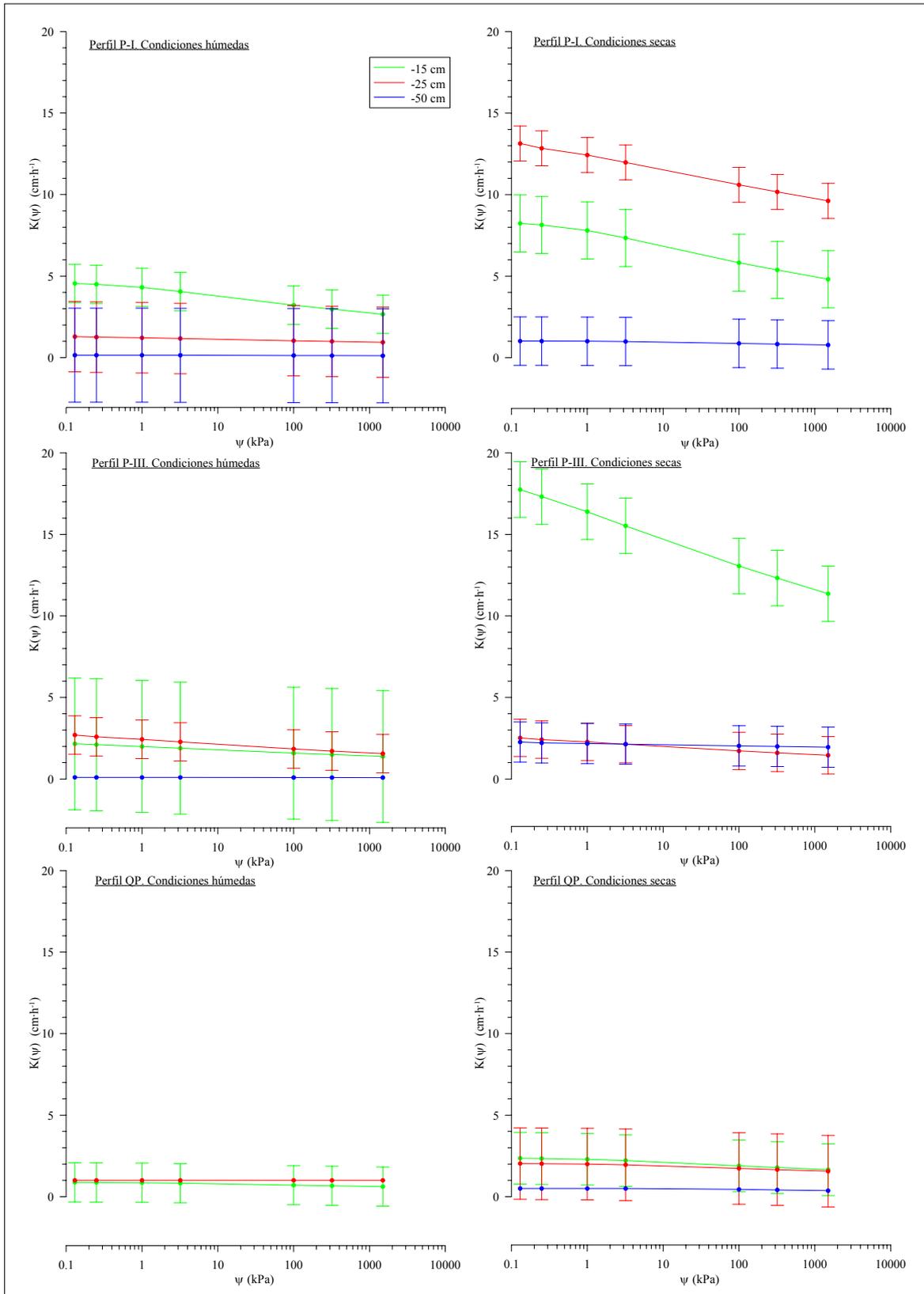


Figura 6.6. Curvas de conductividad hidráulica según el modelo de Mualem-van Genuchten (1980) en profundidad y en diferentes condiciones de humedad inicial, ± 1 error estándar.

La variabilidad es más elevada durante la estación húmeda, con un error estándar mínimo alrededor de $2.5 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (perfil P-I a -25 cm), y máximo de $4 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (perfil P-III a -50 cm). Durante la estación seca la variabilidad es mucho menor, con un error estándar mínimo de $1.7 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (perfiles P-I y P-III a -15 cm), y máximo de $2.2 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (perfil QP a -25 cm).

6.4. Conclusiones del capítulo

- La conductividad hidráulica saturada medida en campo (K_{fs}) para el conjunto de los perfiles de Can Vila es elevada durante la estación seca, posiblemente debido a los procesos de expansión-contracción, reduciéndose notablemente durante la estación húmeda.
- Para la parcela de Cal Barrol, los valores de conductividad hidráulica saturada de campo se presentan similares para las dos estaciones, siendo siempre inferiores a los de las terrazas de Can Vila.
- En general, los niveles más profundos (-50 cm) presentan valores de K_{fs} más bajos.
- En general, los valores de sorptividad estimados son similares en el conjunto de los perfiles estudiados.
- La comparación de los dos métodos utilizados (campo-laboratorio) para medir la K_s , demuestra que los resultados obtenidos con ambos métodos son significativamente distintos, presentando valores de conductividad hidráulica más elevados en todos los perfiles los obtenidos en laboratorio.
- Los valores de la curva de conductividad hidráulica no ha presentado variaciones de $K(\psi)$ importantes relacionadas con el aumento del potencial matricial.

Bibliografía citada en el capítulo

Alemi, M.H.; Shahriari, M.R. y Nielsen, D.R. (1988): Kriging and cokriging of soil water properties. *Soil Technology*, 1, pp. 117-132.

- Ankey, M.D.; Kaspar, Th.C. y Horton, R. (1988): Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, pp. 89-96.
- Bosch, D.D. y West, L.T. (1998): Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, pp. 90-98.
- Bouma, J.; Jongerius, A. y Schoonderbeek, D. (1979): Calculation of saturated hydraulic conductivity of soil pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, pp. 261-264.
- Bouwer, H. (1964): Unsaturated flow in ground-water hydraulics. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 90, pp. 121-144.
- Bouwer, H. (1966): Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water Resour. Res.*, 4, pp. 729-738.
- Bouwer, H. y Jackson, R.D. (1974): Determining soil properties. In: van Schilfgaarde, J. (Ed.), *Drainage for Agriculture*, Madison, American Society of Agronomy, WI, pp. 611-672.
- Brooks, R.H. y Corey, A.T.; (1964): Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper, nº 3. *Civil Engineering Dep.*, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado.
- Bruand, A.; D'Acqui, L.P.; Nyamugafata, P.; Darthout, R. y Ristori, G.G. (1993): Analysis of porosity in a tilled "crusting soil" in Zimbabwe. *Geoderma*, 59, pp. 235-248.
- Buchter, B.; Aina, P.O.; Azari, A.S. y Nielsen, D.R. (1991): Spatial variability along transects. *Soil Technology*, 4, pp. 297-314.
- Buttle, J.M. y House, D.A. (1997): Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin. *J. Hydrol.*, 203, pp. 127-142.
- Byers, E. y Stephens, B.D. (1983): Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, pp. 1072-1080.
- Chen, C. y Wagenet, R.J. (1992): Simulation of water and chemicals in macropore soils: 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soil-water flow. *J. Hydrol.*, 130, pp. 105-126.
- Cotching, W.E.; Allbrook, R.F. y Gibbs, H.S. (1979): Influence of maize cropping on the structure of two soils in the Waikato district, New Zealand. *N.Z.J. Agric. Res.*, 22, pp. 431-438.
- Darcy, H. (1856): *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. V. Dalmont, Paris, 674p.
- Elrick, D.E.; Reynolds, W.D. y Tan, K.A. (1989): Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analysis. *Ground Water Monit. Rev.*, 9, pp. 184-193.
- Elrick, D.E. y Reynolds, W.D. (1992): Methods for analyzing constant-head well permeameter data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp. 309-312.
- Elrick, D.E.; Parkin, G.W.; Reynolds, W.D. y Fallow, D.J. (1995): Methods for analyzing constant head well permeameter data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, pp. 320-323.

- Gallichand, J.; Madramootoo, C.A.; Enright, P. y Barrington, S.F. (1990): An evaluation of the Guelph permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity. *Am. Soc. Agric. Eng.*, 33, pp. 1179-1184.
- Gardner, W.R. (1958): Some steady state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85, pp.228-232.
- Gerard-Marchant, P.; Angulo-Jaramillo, R.; Haverkamp, R.; Vauclin, M.; Groenevelt, P. y Elrick, D.E. (1997): Estimating the hydraulic conductivity of slowly permeable and swelling materials from single-ring experiments. *Water Resour. Res.*, 33, pp. 1375-1382.
- Goudie, A.; Atkinson, B.W.; Gregory, K.J.; Simmons, I.G.; Stoddart, D.R. y Sugden, D.E. (1988): *Encyclopaedic dictionary of Physical Geography*. Blackwell, 528 p.
- Haro, S.; Fernández, J.F.; Josa, R. y Gallart, F.; (1992): Papel hidrológico y geomorfológico de las propiedades del suelo en una zona pirenaica de campos abandonados (Cal Parisa, Vallcebre). In: López-Bermúdez, F.; Conesa, C. y Romero, M.A. (Eds.), *Estudios de Geomorfología en España*, 1, Sociedad Española de Geomorfología, Murcia. pp. 243-250.
- Henin, S.; Gras, R. y Monnier, G. (1969): Le profil cultural. L'état physique du sol et ses consequences agronomiques. Masson, Paris, 2nd Ed.
- Hillel, D. (1980): *Application of soil physics*. Academy Press, New York, 385 p.
- Hillel, D. (1984): *L'Eau et le sol. Principes et processus physiques*. Ed. Cabay, 288 p.
- Jabro, J.D. (1992): Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *Am. Soc. Agric. Engin.*, 35, pp. 557-560.
- Kessler, J. y Oosterbaan, R.J. (1980): Determining hydraulic conductivity of soils. In: *Drainage Principles and Applications*. Vol. III. ILRI, pp. 253-296.
- Klute, A. (1965): Laboratory measurements of hydraulic conductivity of saturated soil. In: Black, C.A. (Ed.). *Methods of Soil Analysis*. pp. 210-221.
- Klute, A. y Dirksen, C. (1986): Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: Klute, A. (Ed.) *Methods of soil analysis*, Part I. Am. Soc. Agron., Madison WI, pp. 687-734.
- Koorevaar, P.; Menelik, G. y Dirksen, C. (1983): *Elements of Soil Physics*. Elsevier Ed. 227 p.
- Latron, J. (2003): Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineos Catalanes). Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Univ. Barcelona, 269 p.
- Marks, M.J. y Soane, G.C. (1987): Crop and soil response to subsoil loosening, deep incorporation of phosphorus and potassium fertilizer and subsequent soil management on a range of soil types, Part I. Response of arable crops. *Soil Use Manage.*, 3, pp. 115-122.
- Maasland, M. (1957): Soil anisotropy and land drainage. In: Luthin, J.N. (Ed.), *Drainage of Agricultural Lands*, Madison, American Society of Agronomy, WI, pp. 216-285.
- Mecke, M.; Westman, C.J. y Ilvesniemi, H. (2000): Prediction of near-saturated hydraulic conductivity in three podzolic boreal forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, pp. 485-492.

- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Res.*, 12, pp. 513-522.
- Nielsen, D.R.; Biggar, J.W. y Erh, K.T. (1973): Spatial variability of field-measured soil water properties. *Hilgardia*, 42, pp. 215-259.
- Pagliai, M.; La MARca, M. y Lucamente, G. (1983): Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage. *Soil Sci.*, 34, pp. 391-403.
- Parlange, J.Y. (1975): On solving the flow equation in unsaturated soil by optimization. *Soil Sci. Soc. Am. Pro.*, 39, pp. 415-418.
- Philip, J.R. (1957): The theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84, pp. 257-264.
- Philip, J.R. (1973): On solving the unsaturated flow equation: 1. The flux-concentration relation. *Soil Sci.*, 116, pp. 328-335.
- Philip, J.R. (1985): Reply to "Comments on Steady Infiltration from spherical cavities". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, pp. 788-789.
- Rabadà, D. (1995): Dinàmica hidrològica d'una petita conca pirenaica de camps abandonats amb pinedes en expansió (Alt Berguedà, Barcelona). Tesis doctoral. Facultat de Geologia, Universidad de Barcelona. 321 p.
- Reynolds, W.D.; Elrick, D.E. y Topp, G.C. (1983): A re-examination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Sci.*, 136, pp. 250-268.
- Reynolds, W.D.; Elrick, D.E. y Clothier, B.E. (1985): The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 139, pp. 173-180.
- Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. (1985): In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 140, pp. 292-302.
- Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. (1986): A method for simultaneous in-situ measurement in the vadose zone of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship. *Ground Water Monit. Rev.*, 6, pp. 84-95.
- Rogers, J.S. y Carter, C.E. (1987): Soil core sampling for hydraulic conductivity and bulk density. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, pp. 1383-1394
- Ruan, H. y Illangasekare, T. (1997): A model of the relative hydraulic conductivity of unsaturated sandy soils. In: van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Wu, L. (Eds.). *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Part I*. Riverside, California, 22-24 October 1997, pp. 43-51.
- Rubio, C. (2003): Estudi i modelització de les característiques hidrodinàmiques de perfils de sols representatius d'una conca de recerca (Vallcebre, Alt Llobregat). Tesis licenciatura. Facultat de Ciències. Universidad Autònoma de Barcelona, 82 p.
- Singh, V.P. (1988): Hydrologic systems. Prentice Hall.

Smiles, D.E. y Harvey, A.G. (1973): Measurement of moisture diffusivity in wet swelling systems. *Soil Sci.*, 116, pp. 391-399.

Stephens, D.B.; Tyler, S.; Lambert, K. y Yates, S. (1983): Field experiments to determine saturated hydraulic conductivity in the vadose zone. In: Mercer J.W. (Ed.), *Role of the Unsaturated Zone in Radioactive and Hazardous Waste Disposal*. Ann Arbor Science, pp. 113-126.

Stephens, D.B.; Tyler, S. y Watson, D. (1984): Influence of entrapped air on field determinations of hydraulic properties in the vadose zone. *Proceed. Conf. on Characterization and Monitoring in the Vadose Zone*, National Water Well Association, Worthington, pp. 57-76.

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

Vauclin, M. (1983): Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. *Les Colloques de l'INRA*, 15, pp. 9-43.

Vieira, S.R.; Hatfield, J.L.; Nielse, D.R. y Biggar, J.W. (1983): Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia*, 51, pp. 1-75.

Ward, R.C. y Robinson, M. (1990): Principles of hydrology. McGraw Hill, 365 p.

Warrick, A.W. y Nielsen, D.R. (1980): Spatial variability of soil physical properties in the field. *Applications of Soil Physics*. Academic Press., pp. 319-344.

White, I. y Sully, M.J. (1987): Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Reser.*, 23, pp. 1514-1522.

White, I. y Perroux, K.M. (1987): Use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, pp. 1093-1101.

White, I. y Perroux, K.M. (1989): Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, pp. 324-329.

Capítulo 7

Modelización de la dinámica del agua en el suelo

Índice del capítulo

7. Modelización de la dinámica del agua en el suelo	161
7.1. Introducción y objetivos	161
Objetivos	162
7.2. Métodos	163
7.2.1. El código de modelización HYDRUS-1D.....	163
Eficiencia del modelo	165
7.2.2. Parametrización de HYDRUS-1D.....	165
7.2.3. Calibración de HYDRUS-1D.....	166
7.2.4. Validación de HYDRUS-1D.....	167
7.3. Resultados y discusión.....	167
7.3.1. Calibración	168
7.3.2. Validación	170
Potencial matricial	170
Contenido hídrico.....	174
7.3.3. Balance hídrico.....	177
7.4. Conclusiones del capítulo	178
Bibliografía citada en el capítulo	179

7. Modelización de la dinámica del agua en el suelo

7.1. Introducción y objetivos

En las últimas décadas, se ha incrementado el uso de ecuaciones basadas, generalmente en la ley de Darcy, para predecir los flujos hídricos y el transporte en la zona no saturada. Durante este periodo, se han desarrollado un gran número de aproximaciones analíticas a las ecuaciones que gobiernan los flujos y el transporte, pero todavía existe un número importante de dificultades conceptuales y numéricas, especialmente para eventos a escala transitoria y para las aplicaciones multidimensionales (Abassi *et al.*, 2004).

La ley de Darcy (1856), explica la transmisión de flujos saturados de carácter vertical en un medio poroso homogéneo (*cf.* Capítulo 6).

Richards (1931), generaliza el uso de la ley Darcy en la zona insaturada con la ecuación de continuidad, donde se mantiene la misma relación lineal, pero variando la constante de proporcionalidad en función del contenido de humedad o del potencial matricial del suelo. La ecuación de Richards (1931) se expresa según Vogel *et al.* (2001) de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \right] \quad (7.1)$$

Donde θ es el contenido volumétrico de agua ($L^3 \cdot L^{-3}$), h el potencial matricial (L), $K(h)$ es la conductividad hidráulica insaturada expresada en función del potencial mátrico ($L \cdot T^{-1}$), t es el tiempo (T), z es la coordenada vertical tomada en sentido positivo.

El uso de esta función hace necesario el conocimiento previo de dos relaciones, la curva de retención y la conductividad hidráulica insaturada.

Los espacios porosos complejos, como lo es el suelo, pueden ser descritos por diferentes modelos conceptuales, los más utilizados son los de *doble o multi-porosidad* y los de *doble o multi-permeabilidad* (por ejemplo Pruess y Wang, 1987; Gwo *et al.*, 1995; Gerke y van Genuchten, 1993; Jarvis y Larson, 1998), ambos asumen que el medio poroso consiste en dos regiones interactivas, una asociada a la porosidad inter-

agregados y otra la intra-agregado. Esta porosidad, y en especial el dominio de los macro poros, se ha venido estudiando desde el siglo XIX por diversos autores, por ejemplo Schumacher (1864), Lawes *et al.* (1882), Horton (1942), Webster (1974). Desde entonces, se ha intentado obtener diferentes ecuaciones, empíricas y teóricas, que reproduzcan con suficiente fiabilidad los datos reales, como las de Green y Ampt (1911), Philip (1957), Mualem (1976) o van Genuchten (1980).

El modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998), simula la dinámica en flujos unidimensionales, solucionando la ecuación de Richards para los diferentes tipos de flujos hídricos que se dan en un suelo variablemente saturado. Además, el modelo puede simular el movimiento de solutos considerando un transporte convectivo-dispersivo en la fase líquida, así como la difusión en la fase gaseosa, y el transporte de calor debido a la conducción de los flujos hídricos. Aunque en este trabajo se utilizará únicamente para el estudio de la hidrodinámica de flujos.

Objetivos

El objetivo de este capítulo es evaluar el uso del modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998), para modelizar la dinámica de flujos hídricos preferenciales en los suelos del área de estudio. Para ello se utilizarán diferentes estados transitorios de humectación-deseccación en el perfil.

Este objetivo se ha dividido en los siguientes objetivos operativos:

1. Parametrización del modelo utilizando las propiedades básicas e hidrodinámicas de un perfil de suelo.
2. Calibración del modelo a partir de medidas tensiométricas y conductividades hidráulicas obtenidas en el campo.
3. Validación del modelo utilizando medidas tensiométricas, de humedad volumétrica y por balance hídrico.

7.2. Métodos

7.2.1. El código de modelización HYDRUS-1D

El código HYDRUS (Vogel *et al.*, 1996) en que se basa el modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998) consiste en un programa principal y 40 subprogramas (45 utilizando el método de solución inversa) que están organizados en 9 (10) ficheros fuente o módulos. En este caso, se han utilizado los siguientes:

- HYDRUS.FOR: programa principal de HYDRUS para la solución directa. Controla la ejecución del programa y determina que subrutinas son necesarias para una aplicación concreta.
- INPUT.FOR: módulo que gestiona los datos de entrada (propiedades del suelo, absorción radicular, información atmosférica, contenidos hídricos, conductividades hidráulicas).
- WATFLOW.FOR: módulo que controla la simulación de los flujos hídricos.
- TIME.FOR: módulo que controla el paso de tiempo actualizándolo para la discretización del contorno de simulación.
- MATERIAL.FOR: módulo que define las propiedades hidráulicas dadas para cada material.
- SINK.FOR: módulo que calcula y actualiza la absorción radicular en función del contenido hídrico y distribución de las raíces.
- OUTPUT.FOR: módulo que extrae y presenta los datos estimados en la simulación.

HYDRUS-1D puede utilizar el modelo combinado de Mualem (1976) y van Genuchten (1980) (*cf.* Capítulos 4 y 6) a la ecuación de Vogel y Císlerová (1988) que modificando el modelo anterior confiere flexibilidad al sigmoide de la curva de retención cerca del área de saturación, mejorando la simulación de flujos hídricos en suelos con procesos de expansión-contracción. La ecuación de Vogel y Císlerová (1988) se expresa:

$$K = \frac{K_k}{K_s} \left[\frac{S_e}{S_{ek}} \right] \left[\frac{F(\theta_r) - F(\theta)}{F(\theta_r) - F(\theta_k)} \right]^2 \quad (7.2)$$

Siendo

$$F(\theta) = \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_a}{\theta_m - \theta_a} \right)^{1/m} \right]^m \quad (7.3)$$

Donde K en $\text{cm}\cdot\text{día}^{-1}$, es la conductividad hidráulica relativa del suelo, K_k es el valor medido de la conductividad hidráulica saturada en $\text{cm}\cdot\text{día}^{-1}$, S_{ek} la saturación efectiva en $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ a θ_k , θ_a es un parámetro del suelo que equivale a la humedad volumétrica residual en $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ y θ_m es un parámetro del suelo que equivale a la humedad volumétrica a saturación en $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$.

$$y \quad S_{ek} = \frac{\theta_k - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7.4)$$

Donde θ_k en $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ es el contenido volumétrico de agua residual y corresponde a K_k y θ_s es el contenido volumétrico de agua a saturación en $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$.

La demanda de agua por el aparato radicular, se calcula utilizando la función propuesta van Genuchten (1987), donde se combinan la ecuación de Feddes *et al.* (1978) que define el volumen de agua extraído por la planta de un volumen de suelo por unidad de tiempo $S(h)$,

$$S(h) = \alpha(\psi)S_p \quad (7.5)$$

y el estrés ocasionado por la diferencia entre el potencial osmótico del vegetal $\alpha(\psi\phi)$ en cm y el potencial mátrico del suelo $\alpha(\psi)$ en cm (van Genuchten, 1987) dando como resultado:

$$\alpha(\psi, \psi_\phi) = \frac{1}{1 + \left[\frac{\psi + \psi_\phi}{\psi_{50}} \right]^P} \quad (7.6)$$

Siendo, S_p el potencial de absorción en cm, ψ el potencial matricial en cm, ψ_ϕ el potencial osmótico en cm, ψ_{50} es el potencial mátrico en cm cuando la tasa de absorción radicular está reducida al 50%, es decir, cuando $\alpha(\psi)= 1$.

Suponiendo una distribución homogénea del potencial de absorción en la zona radicular, la distribución de las raíces se ha basado en la aplicación a la función Trapezoidal de Absorción (Gardner, 1967) a las observaciones de campo (*cf.* Capítulo 2).

HYDRUS-1D implementa el algoritmo de Marquardt-Levenberg (Levenberg, 1944; Marquardt, 1963) para minimizar los posibles problemas derivados de la convergencia de las predicciones del modelo a los datos observados.

Eficiencia del modelo

Los criterios de eficiencia para evaluar HYDRUS-1D en calibración y validación han sido el error medio (ME) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) (*cf.* Capítulo 5). También se ha utilizado el coeficiente de determinación (r^2) para establecer la bondad del ajuste de la simulación de HYDRUS-1D a los contenidos hídricos medidos durante el periodo de validación.

7.2.2. Parametrización de HYDRUS-1D

Para la parametrización del modelo (Figura 7.1a, Tabla 7.1), se ha utilizado la información meteorológica de la terraza de La Call (una descripción de ésta se puede encontrar en Latron, 2003). La precipitación (P) se obtiene a partir del pluviómetro automático de la estación meteorológica, mientras que la evapotranspiración de referencia (E_0) ha sido calculada según Penman-Monteith FAO (Smith *et al.*, 1992), a partir de las variables meteorológicas medidas en la misma estación (Llorens, *comunicación personal*).

Del perfil P-I se han utilizado las propiedades básicas e hidrodinámicas (*cf.* Capítulos 3, 4 y 6). A partir de las clases texturales de los diferentes niveles muestreados (*cf.* Capítulo 3), se ha discretizado éste en dos regiones de material diferente, desde superficie hasta los -80 cm de profundidad y desde ésta a -100 cm. Aunque la muestra de mayor profundidad de que se dispone es a -85 cm, se ha considerado que la capa de material subyacente, es homogénea, tanto en las propiedades intrínsecas del suelo como en las hidrodinámicas, y se ha considerando un perfil hasta los -100 cm, para de esta forma conseguir simulaciones con una eficiencia más elevada (van Genuchten, *comunicación personal*).

Utilizando el software RETC (van Genuchten, 1991) se ha ajustado la relación $\theta(\psi)$ de los datos observados a la curva de retención (*cf.* Capítulo 4), obteniendo los parámetros θ_r , θ_s (humedad volumétrica residual y a saturación), y α y N que son parámetros de forma de curva.

Las conductividades hidráulicas saturadas de campo (K_{fs}) utilizadas en la ecuación de van Genuchten (1980) han sido los valores medidos en los ensayos infiltrométricos (*cf.* Capítulo 6).

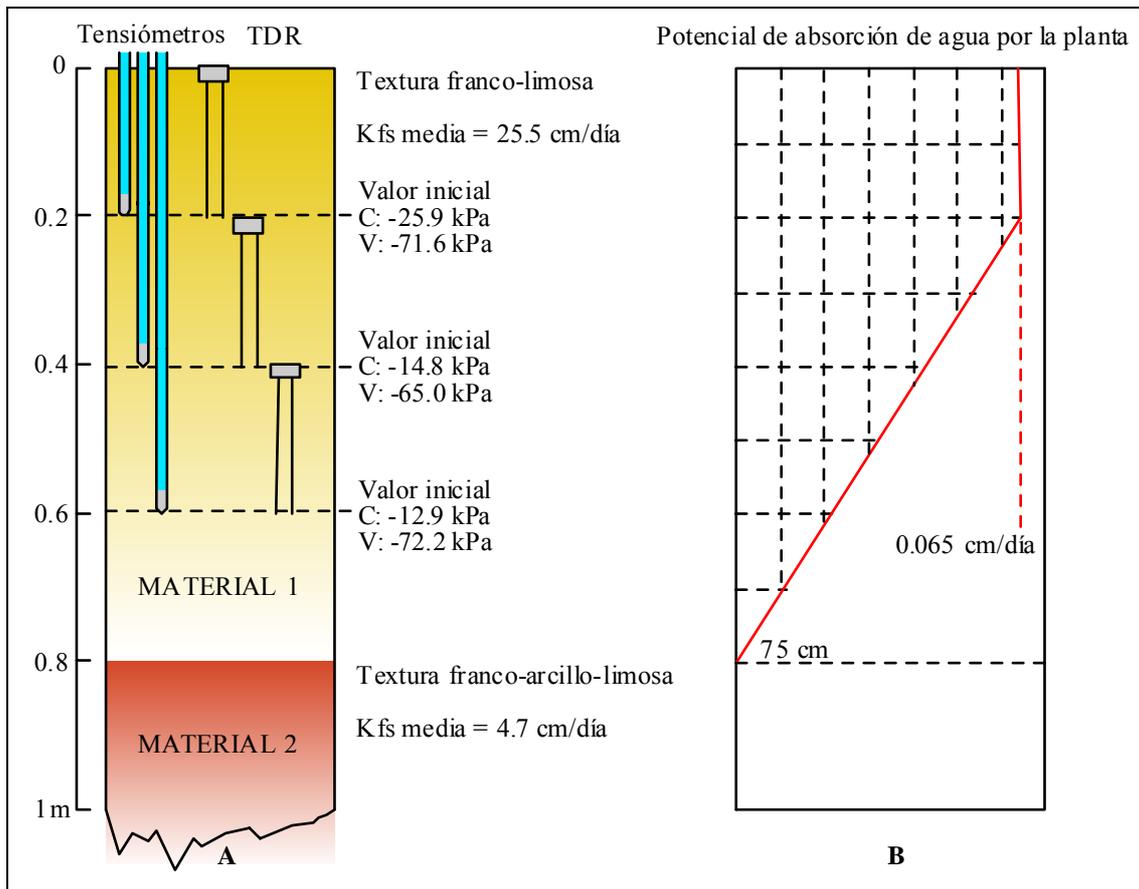


Figura 7.1. Distribución de los instrumentos de medida (A) y del aparato radicular (B) en un perfil de la terraza de La Call, utilizado para la calibración y validación de HYDRUS-1D. TDR= reflectometría en el dominio temporal, K_{fs} =conductividad hidráulica saturada de campo, C= calibración, V= validación.

Para las condiciones iniciales de succión, se dispone de un perfil tensiométrico en continuo (0-60 cm) con una medida cada 20 minutos (*cf.* Capítulo 4) para simular los periodos de calibración y de validación. Paralelamente, también se han utilizado datos de humedad volumétrica del suelo a partir del método de Reflectometría en el Dominio Temporal (TDR) (*cf.* Capítulo 4).

7.2.3. Calibración de HYDRUS-1D

Para la calibración del modelo (Figura 7.1b y Tabla 7.1), se ha utilizado el periodo comprendido entre 5 de Octubre de 1996 y el 28 de Junio de 1997 con un paso de tiempo mínimo de 0.001 días (= 1.44 min).

Se han calibrado a partir del método de ensayo-error la variable K_s de la ecuación de Vogel y Císlarová (1988), aumentando en un factor de 5 su valor, con objeto de mejorar la conductividad hidráulica en suelos que presentan valores del parámetro de curva N (van Genuchten, 1980) comprendidos entre 1.0 y 1.3

(Luckner *et al.*, 1989), mientras que θ_k se ha disminuido en un factor de 0.01.

Tabla 7.1. Variables hidrodinámicas utilizadas para la evaluación en HYDRUS-1D. ψ =potencial mátrico θ =humedad volumétrica K_{fs} =conductividad hidráulica saturada de campo. P= precipitación. E_0 = evapotranspiración de referencia. ⁽¹⁾ a partir de muestra alterada, ⁽²⁾ a partir de muestra inalterada de volumen conocido.

Variables y parámetros	Método	Profundidad (cm)	Localización en área de estudio	Paso de tiempo	Referencia
(P y E_0) (cm·día)	est. meteorológica	—	Terraza La Call	diario	Capítulo 7
Propiedades suelos	laboratorio	0-85 ⁽¹⁾	Perfil P-I	—	Capítulo 3
$\theta(\psi)$ (cm ³ ·cm ⁻³)	laboratorio	0-85 ⁽²⁾	Perfil P-I	—	Capítulo 4
K_{fs} (cm·día ⁻¹)	infiltrometría	15, 25 y 40	Perfil P-I	estacional	Capítulo 6
ψ (kPa)	tensiometría	20, 40 y 60	Terraza La Call	20 min.	Capítulo 4
θ (cm ³ ·cm ⁻³)	TDR	0-20, 20-40, 40-60	Terraza La Call	semanal	Capítulo 4

En la calibración de la distribución del aparato radicular (método de ensayo-error), ha presentado una profundidad máxima de raíces de 75 cm, y el coeficiente de reducción del potencial mátrico (h_{50}) un valor de -35.9 kPa para el modelo de van Genuchten (1987).

7.2.4. Validación de HYDRUS-1D

Para la validación del modelo, el periodo utilizado comprende del 28 de Septiembre a 22 de Diciembre de 2003, se han utilizado las mismas propiedades básicas e hidrodinámicas que para la calibración. Para las condiciones iniciales de potencial mátrico se han utilizado medidas tensiométricas a -20, -40 y -60 cm.

Se ha validado también el contenido hídrico del suelo utilizando 2 perfiles de TDR, uno en la parte interna (perfil P₁) y otro en la zona centro de la terraza (perfil P₂) y más próximo al perfil tensiométrico (*cf.* Capítulo 4).

7.3. Resultados y discusión

La Tabla 7.2, muestra los totales de precipitación (P) y evapotranspiración de referencia (E_0) para la calibración y validación de HYDRUS-1D.

Tabla 7.2. Totales de precipitación (P) y evapotranspiración de referencia (E_0), utilizados en la evaluación del modelo HYDRUS-1D.

Evaluación	Año	N° Observaciones (días)	P_{total} (mm)	E_{0 total} (mm)
Calibración	1996-97	267	977.5	429.5
Validación	2003	86	349.3	84.0

7.3.1. Calibración

La Figura 7.2, presenta los resultados del potencial mátrico en la calibración de HYDRUS-1D, utilizando las ecuaciones de van Genuchten (1980) y de Vogel y Císlerová (1988).

Según la ecuación de van Genuchten, para una profundidad de 20 cm, la simulación es moderadamente aceptable una vez que el suelo se ha humectado, presentando sobreestimaciones del potencial matricial en la respuesta a eventos pluviométricos de intensidad variable después de un periodo más seco. En detalle, el modelo, es capaz de simular una rápida reacción de la dinámica tensiométrica, manteniendo la humedad cerca de saturación para este nivel de profundidad. HYDRUS presenta buenos ajustes en la simulación del periodo húmedo, y del descenso gradual de la humedad que se produce a finales de Febrero, sin embargo se observa un desfase en el tiempo y una baja respuesta a eventos de baja intensidad y durante el periodo de fuerte demanda evapotranspirativa (meses de Abril a Julio).

Para las 2 profundidades siguientes simuladas (-40 y -60 cm), HYDRUS-1D predice aceptablemente los datos observados. A -40 cm, se observa muy buen ajuste inicial del modelo, pero presenta dificultades en simular los periodos de déficit hídrico (mes de Marzo), y un retraso temporal a la respuesta de las precipitaciones para eventos de pequeña magnitud que no producen saturación, no en cambio para eventos que saturan el suelo (mes de Junio). A -60 cm, el ajuste inicial es también bueno, sin embargo este disminuye conforme avanza en periodo de déficit hídrico (meses de Marzo a Junio), siendo incapaz de simular los eventos de baja magnitud, y respondiendo únicamente a eventos que producen saturación del suelo.

Utilizando la ecuación de Vogel y Císlerová (1988) (Figura 7.2), las estimaciones obtenidas presentan una sensible disminución en la bondad del ajuste en los dos primeros niveles estudiados (-20 y -40 cm), mientras que en el nivel más profundo, -60 cm, presenta una mejora en la predicción, especialmente para la transición de condiciones húmedas a secas, presentando una curva de desecación más ajustada a los valores observados, pero tampoco es capaz de reproducir la dinámica de los eventos de pequeña magnitud.

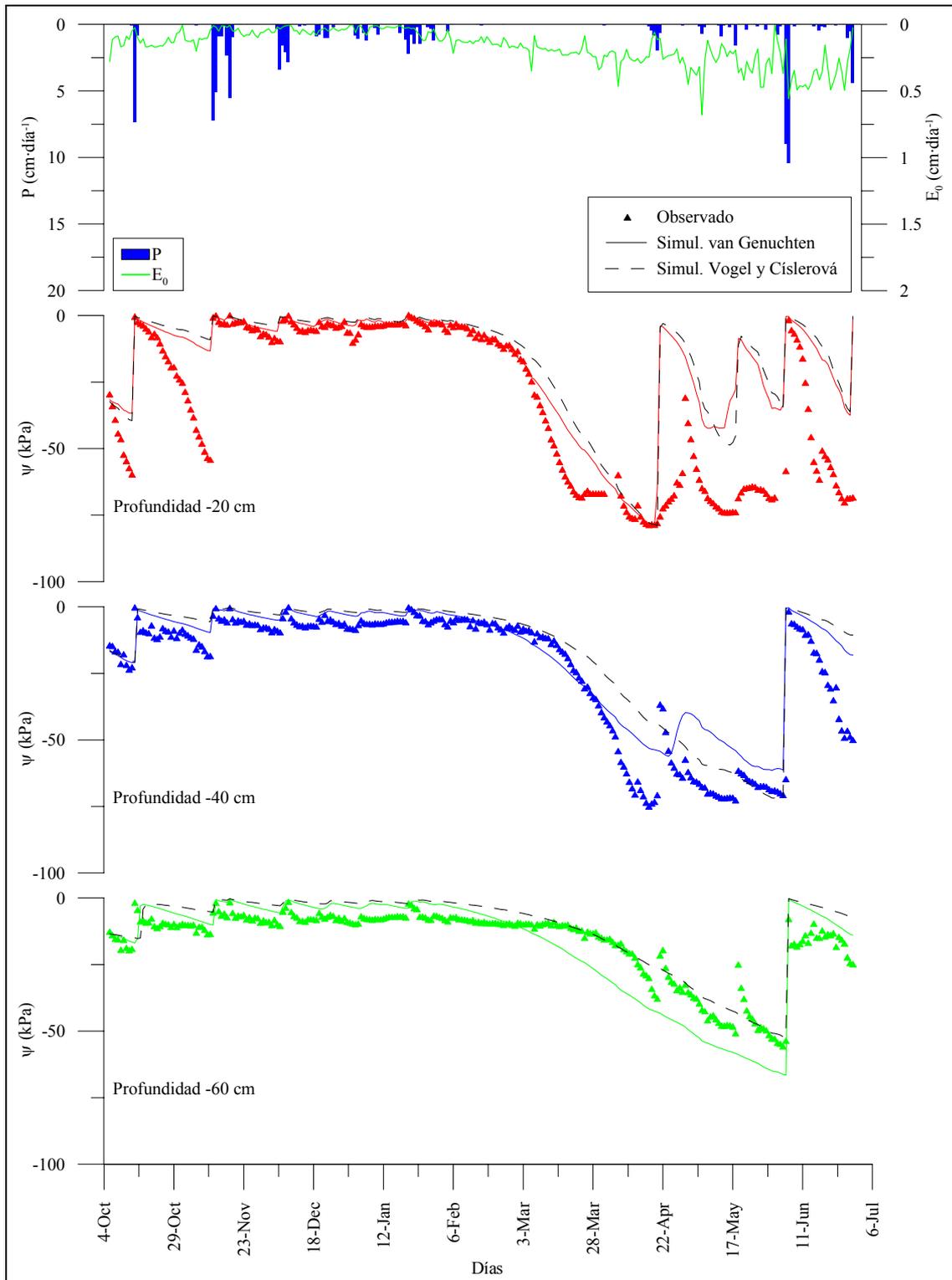


Figura 7.2. Potenciales mátricos observados (triángulos) y simulados utilizando el modelo HYDRUS-1D con las ecuaciones de van Genuchten (1980) y de Vogel y Cislerová (1988) para el periodo de calibración. P= precipitación, E₀= evapotranspiración de referencia, ψ= potencial matricial.

La eficiencia del modelo en la calibración, se puede considerar aceptable para las dos ecuaciones (Tabla 7.3), con subestimaciones más importantes en el nivel más cercano a superficie que decrecen en profundidad. Ambas ecuaciones presentan dispersiones muy similares entre los valores observados y simulados.

Tabla 7.3. Evaluación para la calibración de HYDRUS-1D. $h(-20)$ = succión a -20 cm, ME = error medio, $RMSE$ = raíz cuadrada del error cuadrático medio.

Ecuación	ME (kPa)			$RMSE$ (kPa)		
	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$
van Genuchten	-1.23	-0.64	0.12	2.41	1.13	0.90
Vogel y Císlerová	-1.44	-0.81	-0.50	2.54	1.24	0.67

7.3.2. Validación

Para validar el modelo, y utilizando un periodo diferente, se han realizado simulaciones para dos escenarios iniciales diferentes: el primero (86 días) donde las condiciones iniciales son secas (Figura 7.3) y un segundo (83 días) después de un evento de lluvia (Figuras 7.4).

Potencial matricial

Se observa que, utilizando la ecuación de van Genuchten (1980) (Figura 7.3), la respuesta del modelo para el nivel más superficial (-20 cm) se ajusta aceptablemente a los datos medidos en campo. Para los niveles profundos (-40 y -60 cm) se da un importante desfase en el tiempo de respuesta del modelo a la primera humectación después de un periodo muy seco. Este desfase en la reacción del modelo, se ve incrementado en profundidad.

La rápida respuesta medida en el suelo comparándola con las estimaciones del modelo, puede ser debida a la entrada de agua por vías preferenciales, que se dan en suelos con formaciones de macro poros (por ejemplo Jarvis, 1994; Jarvis y Larson, 1998; Christiansen *et al.*, 2004), favoreciendo una rápida propagación del frente húmedo en profundidad (por ejemplo Bouma y Dekker, 1978; Hoogmoed y Bouma, 1980; Simunek *et al.*, 2003).

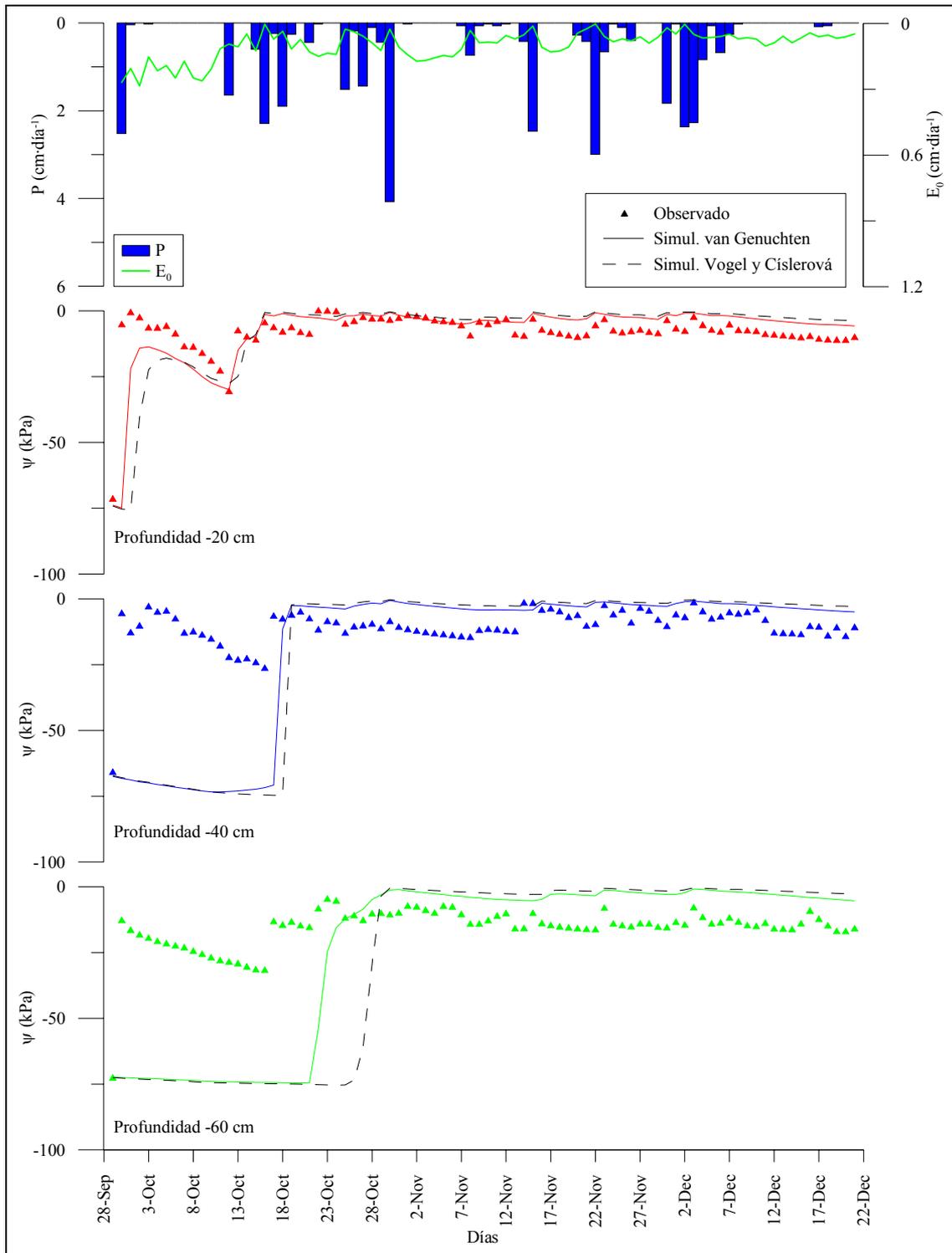


Figura 7.3. Potenciales mátricos observados (triángulos) y simulados utilizando el modelo HYDRUS-1D con las ecuaciones de van Genuchten (1980) y de Vogel y Cislerová (1988) para el periodo de validación. P= precipitación, E₀= evapotranspiración de referencia, ψ= potencial matricial.

Al aumentar la flexibilidad de las propiedades hidráulicas del suelo cerca de saturación (Vogel y Císlerová, 1988), los valores simulados no mejoran el ajuste a los valores observados (Figura 7.3), sobre todo para el nivel más profundo (-60 cm).

Según Simunek *et al.* (1999), Simunek y de Vos (1999) y Ross y Smettem (2000), el modelo puede experimentar cierta inestabilidad temporal cuando un frente húmedo se mueve con rapidez a través del medio, es decir cuando existen de vías preferenciales de agua, entonces se producen grandes variaciones del potencial mátrico para pequeños cambios en el contenido hídrico.

Por el contrario, si con el mismo escenario simulamos con unas condiciones de contorno inicial más húmedas (Figura 7.4), la predicción del modelo se ajusta más a los datos observados. En este caso, HYDRUS-1D (utilizando las 2 ecuaciones) sobreestima la succión, siendo más acusada esta sobreestimación en los 60 cm de profundidad, tal como se muestra en la Tabla 7.5, además, no es capaz de reproducir la disminución de la succión durante un periodo en el que el perfil se seca (por ejemplo 5-20 de Octubre) en ninguna de las profundidades.

La Tabla 7.4, muestra la eficiencia en términos de ME y RMSE para el periodo de validación (86 días) de HYDRUS-1D en condiciones iniciales secas. Se observa una eficiencia muy similar del modelo utilizando las dos ecuaciones. El modelo, utilizando la ecuación de Vogel y Císlerová presenta un ligero aumento de la dispersión para todos los niveles, y de la sobreestimación especialmente a -60 cm.

Tabla 7.4. Evaluación de la validación de HYDRUS-1D en condiciones iniciales secas. h = succión (cm), ME = error medio, $RMSE$ = raíz cuadrada del error cuadrático medio.

Validación Octubre-Diciembre 2003 (86 días)						
<i>Ecuación</i>	<i>ME (kPa)</i>			<i>RMSE (kPa)</i>		
	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$
van Genuchten	-0.8	7.6	7.7	9.4	27.6	28.5
Vogel y Císlerová	-0.5	7.6	10.9	13.4	29.0	33.3

Por el contrario, en la Tabla 7.5 se observa que, cuando se incrementa la humedad inicial en el mismo escenario, disminuye notablemente la dispersión de los valores para las dos ecuaciones, pero a su vez incrementa ligeramente la sobreestimación de los mismos.

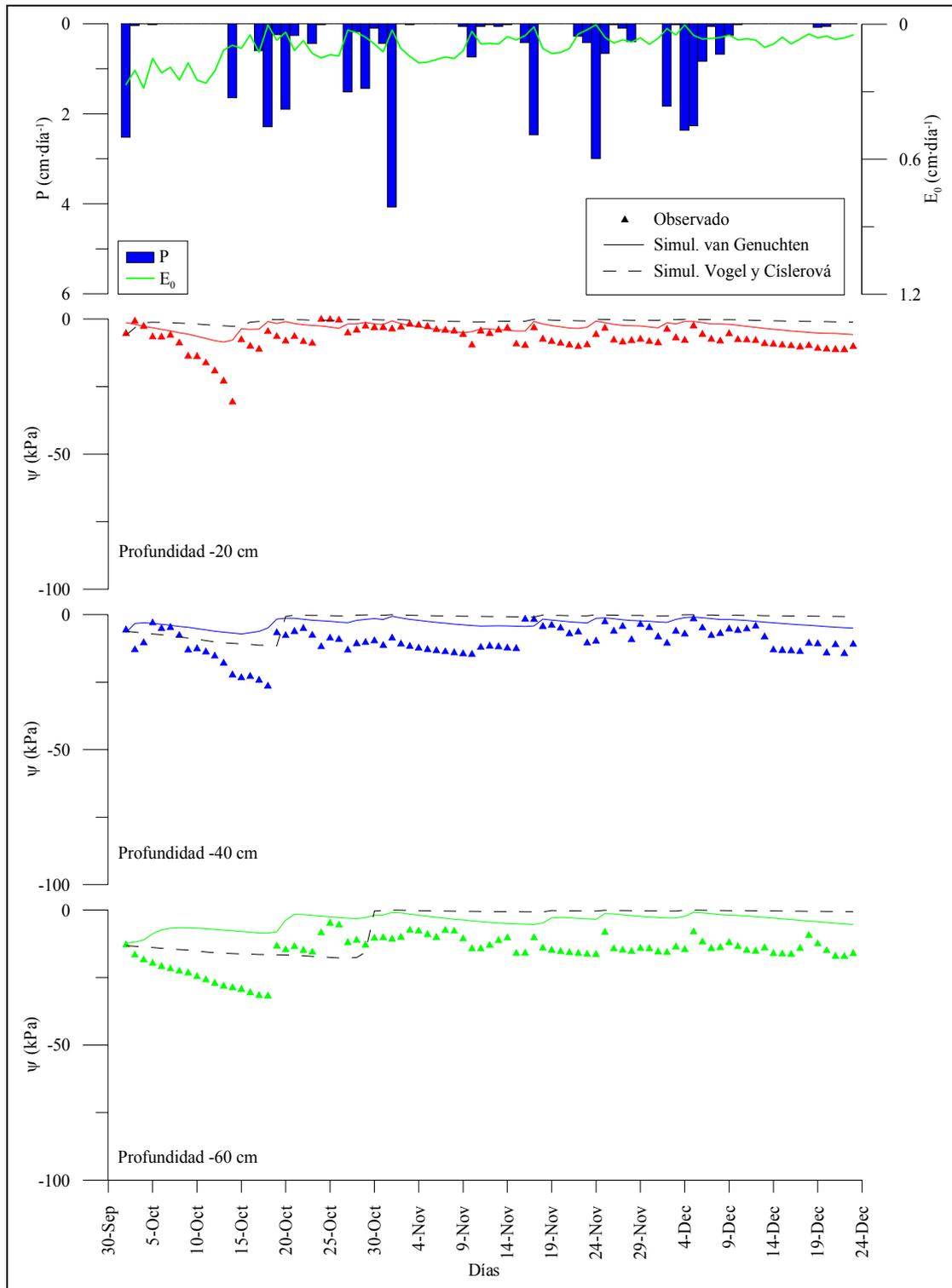


Figura 7.4. Potenciales mátricos observados (triángulos) y simulados utilizando el modelo HYDRUS-1D con las ecuaciones de van Genuchten (1980) y de Vogel y Cislerová (1988) para el periodo de validación. P= precipitación, E_0 = evapotranspiración de referencia, ψ = potencial matricial.

Tabla 7.5. Criterio de evaluación de la validación de HYDRUS-1D en condiciones iniciales húmedas. h = succión (cm), ME = error medio, $RMSE$ = raíz cuadrada del error cuadrático medio.

Validación Octubre-Diciembre 2003 (83 días)						
<i>Ecuación</i>	<i>ME (kPa)</i>			<i>RMSE (kPa)</i>		
	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$	$\psi(-20)$	$\psi(-40)$	$\psi(-60)$
van Genuchten	5.1	7.7	12.0	9.7	10.5	13.9
Vogel y Císlarová	7.5	8.5	10.5	10.8	11.1	13.6

Contenido hídrico

La Tabla 7.6 recoge la comparación entre los valores observados de tensión y humedad volumétrica medidos para el inicio del periodo de validación con condiciones iniciales secas, y el valor de humedad correspondiente a la curva de retención experimental.

Se puede observar que, en general, los valores de campo están dentro del rango de succiones de la curva retención, excepto para el perfil P₂ a -20 cm, que es ligeramente inferior. Esta comparación se ha utilizado con la finalidad de determinar, si el rango de medida de la humedad volumétrica en campo (para una determinada succión), era del mismo orden que el obtenido con la curva de retención utilizada como entrada del modelo.

Tabla 7.6. Comparación entre los valores de succión y contenido hídrico medidos en campo y la curva de retención experimental.

Profundidad (cm)	Succión (kPa)	TDR Perfil P ₁ (cm ³ ·cm ⁻³)	TDR Perfil P ₂ (cm ³ ·cm ⁻³)	Curva retención (cm ³ ·cm ⁻³)
-20	71.6	0.31	0.17	0.29
-40	66.1	0.31	0.27	0.31
-60	72.8	0.38	0.31	0.31
Perfil	70.2	0.33	0.25	0.30

La Figura 7.5, presenta la humedad volumétrica media, medida en los dos perfiles de TDR en la terraza de La Call, y la simulada, por HYDRUS-1D, para condiciones iniciales secas.

Para el perfil P₂, se observa una sobreestimación del modelo, especialmente después de un evento importante (Noviembre) con una diferencia entre observado y simulado de 0.12 cm³·cm⁻³. Los posteriores eventos lluviosos (de menor intensidad) contribuyen a mantener esta diferencia. Para el perfil localizado en la zona interna de la terraza (perfil P₁), los valores de humedad volumétrica simulada están más cercanos al rango de los valores medidos (entre 0.23 cm³·cm⁻³, y 0.45 cm³·cm⁻³), siendo éste, generalmente un perfil más húmedo.

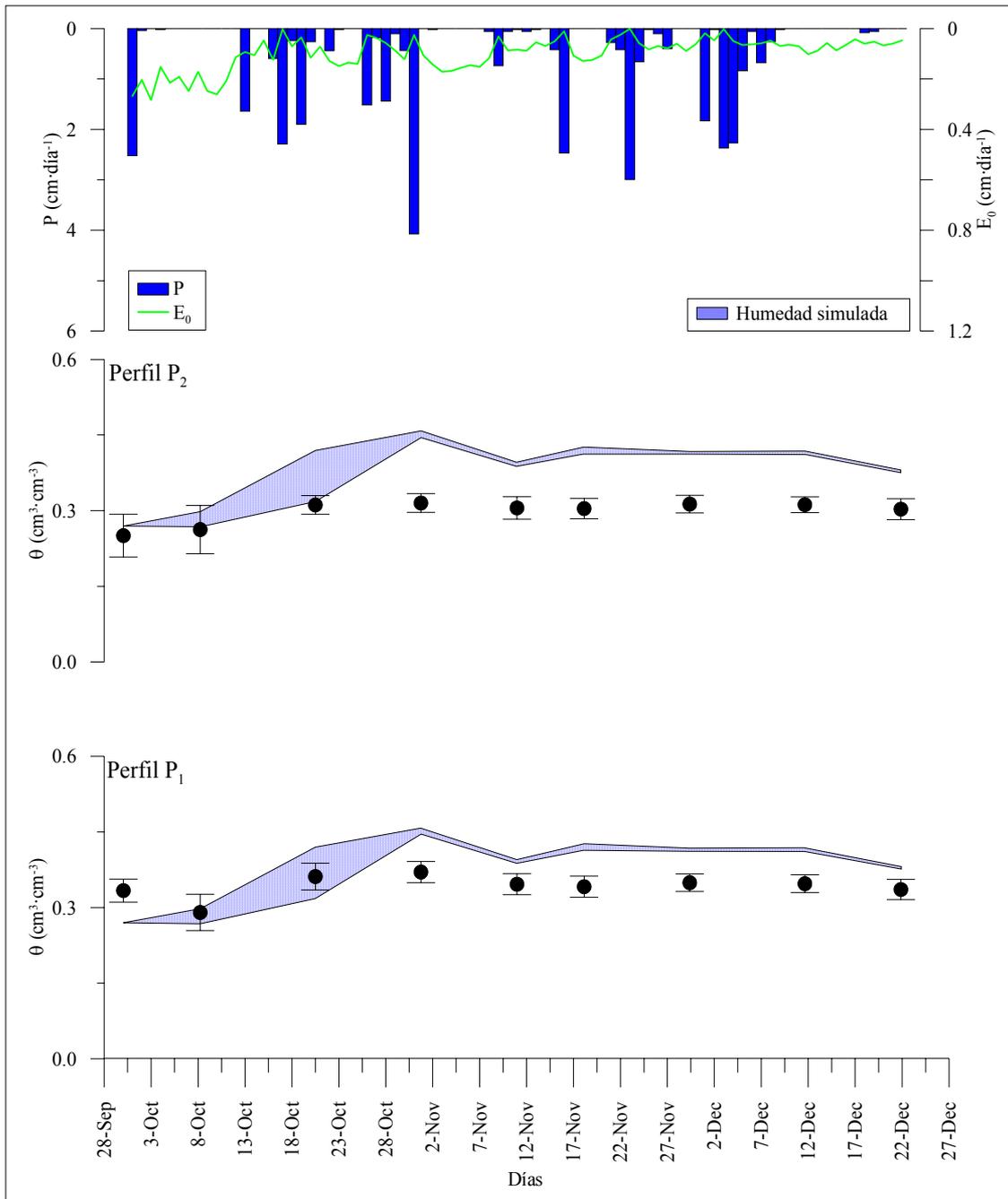


Figura 7.5. Humedad volumétrica observada en los perfiles de TDR de la terraza de La Call ± 1 error estándar, y humedad volumétrica simulada por HYDRUS-1D ± 1 error estándar, utilizando la ecuación de van Genuchten (1980), para condiciones iniciales secas.

La Figura 7.6 presenta, la relación entre la humedad volumétrica observada y la simulada en condiciones iniciales antecedentes secas (86 días), y húmedas (después de un primer episodio lluvioso, 83 días) para los dos perfiles de la terraza de La Call.

En condiciones iniciales secas, para el perfil P₁ (parte interna de la terraza), el modelo presenta sobreestimación de los contenidos hídricos sobretodo para -20 y -40 cm, manteniéndose constante en profundidad, sin superar el 30% de la humedad hasta conseguir una humectación de todo el perfil.

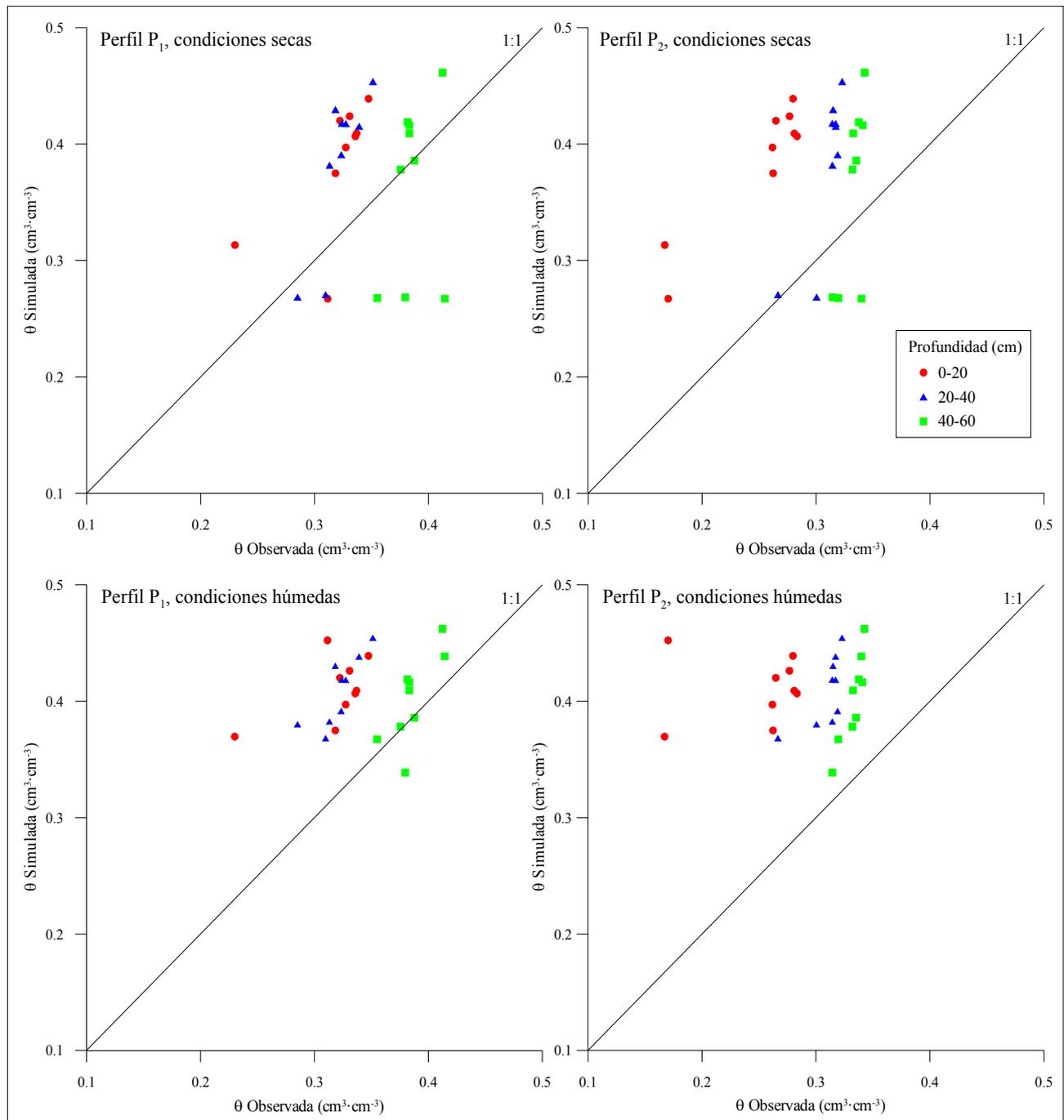


Figura 7.6. Relación entre la humedad volumétrica observada y simulada en los perfiles de TDR de la terraza de La Call para dos condiciones iniciales diferentes y en profundidad según la ecuación de van Genuchten (1980).

Para el perfil P₂ (parte media de la terraza), la sobreestimación en su contenido hídrico es superior a la del perfil P₁, en todos los niveles observados, y con una dinámica muy similar.

En condiciones iniciales húmedas, en general los dos perfiles, P₁ y P₂, presentan para todos los niveles observados una sobreestimación en su contenido hídrico, siendo en el perfil P₂ la de mayor magnitud.

La Tabla 7.7 muestra, para los dos perfiles de la terraza de La Call, la relación entre el contenido hídrico observado y el simulado para dos condiciones iniciales diferentes (secas y húmedas).

Para condiciones iniciales secas, los ajustes para los dos perfiles disminuyen su bondad en profundidad, siendo el perfil P₂ el que muestra los coeficientes de determinación (r^2) más elevados. El ajuste menos aceptable se da para el perfil P₁ a la profundidad de 40-60 cm. Para condiciones iniciales húmedas, los ajustes para los dos perfiles aumentan su bondad en profundidad. El perfil P₂ presenta unas diferencias en los ajustes muy destacables en las diferentes profundidades.

Tabla 7.7. Coeficientes de determinación (r^2) entre los valores de humedades volumétricas observados y simulados a partir del modelo de van Genuchten (1980) para los perfiles P₁ y P₂.

Profundidad (cm)	0-20	20-40	40-60
Condiciones iniciales secas; n= 86			
Perfil P ₁	0.424	0.685	<i>0.065</i>
Perfil P ₂	0.884	0.702	0.471
Condiciones iniciales húmedas; n= 83			
Perfil P ₁	0.301	0.658	0.576
Perfil P ₂	0.005	0.461	0.801

Significación $p \leq 0.01$ y $p \leq 0.05$

7.3.3. Balance hídrico

A partir de la evapotranspiración real (E_r) calculada por HYDRUS-1D, se ha podido estimar el balance hídrico para el perfil estudiado.

La Tabla 7.8, muestra los resultados de este balance atendiendo a las relaciones entre los dos tipos de evapotranspiración, potencial (E_0) y real (E_r), y con la precipitación (P) para los periodos de calibración y de validación.

En general, los valores simulados por HYDRUS presentan una subestimación para los periodos donde se dan

situaciones de fuerte demanda evapotranspirativa.

La evapotranspiración relativa (E_r/E_0) para el periodo de calibración ha sido de 72%, mientras que en el periodo de validación con condiciones iniciales secas ha presentado un valor de 83%, que contrasta con el 100% encontrado para el mismo periodo con un inicio húmedo. La humedad volumétrica del suelo medida para este periodo es de aproximadamente de $0.30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, ya que las abundantes precipitaciones han impedido que el contenido hídrico del suelo descendiera por debajo de este valor, por tanto la evapotranspiración relativa simulada para este periodo resulta ser cercana a la unidad, tal como ocurre en prados similares cuando la vegetación no está sometida a limitaciones hídricas (Poyatos y Llorens, 2003).

Respecto a la relación E_r/P , ha sido de un 32% para el periodo de calibración y de alrededor de 20% para el periodo de validación. Por tanto, incluso las elevadas temperaturas del año 2003, no afectaron a la reserva hídrica. Las precipitaciones de tipo frontal que se suelen dar para este periodo en las cuencas de Vallcebre (Latron, 2003), cubrieron el déficit ocasionado durante la sequía estival incrementando las reservas hídricas en el suelo.

Tabla 7.8. Evapotranspiración potencial (E_0), evapotranspiración real (E_r) y evapotranspiración relativa de los periodos de calibración y validación simulados con HYDRUS-1D a partir de la ecuación de van Genuchten, C.I.= condiciones iniciales.

	Calibración	Validación (C.I. secas)	Validación (C.I. húmedas)
E_0 (mm)	429.5	84.0	80.9
E_r (mm)	309.0	70.1	81.2
E_r/E_0	0.72	0.83	1.00
E_r/P	0.32	0.20	0.23

Según estos resultados el modelo HYDRUS-1D cierra muy razonablemente el balance de agua.

7.4. Conclusiones del capítulo

- HYDRUS-1D simula aceptablemente la transmisión de flujos hídricos, con tendencia a la sobreestimación de los potenciales mátricos para los niveles superficiales y un retardo en la respuesta para los niveles más profundos.

- El modelo muestra una reacción rápida del potencial matricial en los tránsitos de condiciones secas a húmedas, sobretodo para el nivel más superficial (-20 cm).
- La humedad antecedente del perfil determina la respuesta del modelo, sobre todo para el nivel más profundo.
- La simulación del contenido hídrico, muestra mejores ajustes para el perfil P₁, que presenta una mayor humedad volumétrica.
- La ecuación propuesta por van Genuchten (1980) ha sido la que ha presentado una mayor eficiencia en las simulaciones de los potenciales matriciales, mientras que la ecuación de Vogel y Císlerová (1988), ha presentando, en todos los casos, una mayor dispersión y sobreestimación de éstos.
- El modelo HYDRUS-1D cierra muy razonablemente el balance de agua.

Bibliografía citada en el capítulo

Abbasi, F.; Feyen, J. y van Genuchten, M.Th. (2004): Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. *J. Hydrol.*, 290, pp. 63-79.

Bouma, J. y Dekker, L.W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, 1. Morphological observations. *Geoderma*, 20, pp. 27-40.

Christiansen, J.S.; Thorsen, M.; Clausen, T.; Hansen, S. y Refsgaard, J.C. (2004): Modelling of macropore flow and transport processes at catchment scale. *J. Hydrol.*, 299, pp. 136-158.

Darcy, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon. V. Dalmont, Paris, 674p.

Feddes, R.A., Kowalik, P.J. y Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield. John Wiley and Sons, New York, NY.

Gardner, W.R. (1967): Water uptake and salt distribution patterns in saline soils. *In: Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies*. Int. Atomic Energy Agency Proc. Ser., pp.335-341.

Gerke, H.H. y van Genuchten, M. Th. (1993): A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, 29, pp. 305-319.

Green, W.H. y Ampt, C.A. (1911): Studies on soils physics, I. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4, pp. 1-24.

- Gwo, J.P.; Jardine, P.M.; Wilson, G.V. y Yeh, G.T. (1995): A multiple-pore-region concept to modelling mass transfer in subsurface media. *J. Hydrol.*, 164, pp. 217-237.
- Hoogmoed, W.D. y Bouma, J. (1980): A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, pp. 458-461.
- Horton, R.E. (1942): Remarks on hydrologic terminology. *Eos Trans. AGU*, 23, pp. 479-482.
- Jarvis, N.J. (1994): The MACRO model (Version 3.1). Technical description and sample simulations. Reports and Dissert, 19, Dept. Soil Sci., Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala, Sweden, 51p.
- Jarvis, N.J. y Larson (1998): Modeling the impact of preferential flow on nonpoint source pollution. In: Selim, H.M.; Ma, L. (Eds), *Physical nonequilibrium in soils: Modeling and application*, Ann Arbor Press, Chelsea, MI, pp. 195-221.
- Latron, J. (2003): Estudio del funcionamiento hidrológico de una cuenca Mediterránea de montaña (Vallcebre, Pirineo Catalán). Tesis doctoral. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. 269 p.
- Lawes, J.B.; Gilbert, J.H. y Warington, R. (1882): On the amount and composition of the rain and drainage water collected at Rothamsted. Williams, Clowes and Sons Ltd, London.
- Levenberg, K. (1944): A method for the solution of certain problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, pp. 164-168.
- Luckner, L.; van Genuchten, M.Th. y Nielsen, D.R. (1989): A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.*, 25, pp. 2187-2193.
- Marquardt, D.W. (1963): An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM, Journal Appl. Math.*, 11, pp. 431-441.
- Mualem, Y. (1976): A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12, pp. 513-522.
- Philip, J.R. (1957): The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83, pp. 345-357.
- Poyatos, R. y Llorens, P. (2003). Influencia de la humedad del suelo y del período de actividad vegetal en la evapotranspiración de un pastizal montano mesófilo. In: *VII Congreso de la Asociación Española de Ecología Terrestre*. (Proceed. Comunicaciones del Congreso celebrado en Barcelona, Julio 2003). AEET.
- Pruess, K. y Wang, J.S.Y. (1987): Numerical modelling of isothermal and non-isothermal flow in unsaturated fractured rock. A review. In: Evans, D.D. y Nicholson, T.J. (Eds), *Flow and transport through unsaturated fractured rock*, Geophysics monograph, 42. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 11-22.
- Richards, L.A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, pp. 318-333.
- Ross, P.J. y Smettem, K.R. (2000): A simple treatment of physical nonequilibrium water flow in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, pp. 1926-1930.

Schumacher, W. (1864): Die physic des Bodens. Berlin.

Simunek, J.; Huang, K.; Sejna, M. y van Genuchten, M.Th. (1998): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variable-saturated media. Version 1.0, *IGWMC-TPS-70*, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 162p.

Simunek, J.; Sejna, M. y van Genuchten, M.Th. (1999): The HYDRUS-2D software package for simulating two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0, *IGWMC-TPS-53*, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 251p.

Simunek, J y de Vos, J.A. (1999): Inverse optimization, calibration and validation of simulation at the field scale. In: Feyen, J. y Wiy, K. (Eds.), *Modelling of Transport Process in Soils at Various Scales in Time and Space*, Proceedings of the International Workshop of EurAgEng's Foeld of Interest on Soil and water, Leuven, Belgium, pp. 431-445.

Simunek, J.; Jarvis, N.J.; van Genuchten, M.Th. y Gardenas, A. (2003): Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *J. Hydrology*, 272, pp.14-35.

Smith, M.; Allen, R.G.; Monteith, J.L; Perrier, A.; Pereira, L. y Segeren, A. (1992): Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. United Nations-Food and Agriculture Organization, Rome, 54p.

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

Van Genuchten, M.Th. (1987): A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Reseach report n° 121, *U.S. Salinity Laboratory*, USDA, ARS, Riverside, California.

Van Genuchten, M.Th.; Leij, F.J. y Yates, S.R.; (1991): The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/2-91/065. *U.S. Environmental Protection Agency*. Ada, OK, USA. 85 p.

Vogel, T. y Císlarová, M. (1988): On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. *Transport in Porous Media*, 3, pp. 1-15.

Vogel, T.; Huang, K.; Zhang, R. y van Genuchten, M.Th. (1996): The HYDRUS code for simulating one-dimensional water flor, solute transport, and heat movement in variable-saturated media. Version 5.0, Research report n° 140, *U.S. Salinity Laboratory*, USDA, ARS, Riverside, California.

Vogel, T.; van Genuchten, M.Th. y Císlarová, M. (2001): Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Adv. Water Res.*, 24, pp. 133-144.

Webster, J. (1974): The hydrologic properties of the forest floor under beech/podocarp/hardwood forest. North Westland. Master thesis. University Canterbury, New Zealand, 77p.

Capítulo 8

Conclusiones del estudio

8. Conclusiones del estudio

Este estudio ha permitido progresar en la caracterización hidrodinámica de los suelos de las cuencas de Vallcebre, donde desde 1988 se está investigando para una mejor comprensión del funcionamiento hidrológico de cuencas de montaña media mediterránea, que han sufrido importantes modificaciones de usos y cubiertas de los suelos.

El análisis de las propiedades básicas de los suelos ha mostrado unas características texturales y de contenidos orgánicos muy similares en los diferentes perfiles estudiados. Las áreas con una cubierta forestal bien desarrollada (*Pinus sylvestris* y *Quercus pubescens*) han presentado los valores de porosidad más elevados, siendo la zona de terrazas, en sus niveles más superficiales, donde se ha determinado el mayor contenido en materia orgánica. La variación en profundidad de los contenidos de carbonato cálcico ha permitido inferir la presencia de procesos de descarbonatación en los suelos de las parcelas de terrazas.

El estudio de la respuesta hidrodinámica del suelo, y concretamente la variabilidad temporal de la humedad volumétrica ha confirmado los resultados obtenidos para las cuencas de estudio en trabajos anteriores, como por ejemplo Gallart *et al.* (2002) y Llorens *et al.* (2003). Un análisis de la estabilidad temporal de la humedad del suelo ha mostrado que, las terrazas bajo bosque de pinos o bajo prado presentan patrones de humedad diferenciados, con suelos sistemáticamente más secos bajo el bosque, donde existe una cubierta arbórea que intercepta parte del agua que puede llegar al suelo. A estos resultados habría que añadir los, aún preliminares, obtenidos en la nueva parcela bajo robledal que deberían mostrar una mayor variabilidad estacional, debido al tipo de cubierta forestal.

Las curvas características de la humedad han presentado para el conjunto de los perfiles una elevada humedad volumétrica a todas las succiones, principalmente debido al papel de los materiales de textura más fina (limo fino y las arcillas), así como a los elevados contenidos orgánicos, especialmente en superficie.

El análisis de las curvas de retención ha demostrado que el perfil de la parcela de Cal Barrol (robledal), es distinto, por lo que se refiere a esta característica hidrodinámica, de los perfiles de Can Vila (antiguas terrazas de cultivo).

Basándose en propiedades básicas del suelo se han parametrizado funciones de edafotransferencia

específicas (FETs) para los perfiles estudiados. Estas FETs se han calibrado para dos grupos muestrales (muestras superficiales y profundas), siendo la densidad aparente, el contenido en materia orgánica, el agua higroscópica y el contenido en carbonato cálcico, las variables que han presentado los ajustes más significativos.

La validación de las FETs específicas ha mostrado que se produce solo un ajuste estadísticamente significativo a saturación para los dos grupos de muestras. Este hecho indicaría que estas FETs fuerzan un buen ajuste a saturación en detrimento del ajuste para el resto de la curva. Tanto el error medio y como la dispersión de las FETs específicas están dentro de un rango aceptable y similar al obtenido por diferentes autores.

También en validación, el modelo ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001) ha ajustado significativamente, utilizando el modelo de máxima complejidad, a saturación para los dos grupos de muestras. Además este modelo ha ajustado significativamente a -3.2 KPa para las muestras superficiales y a -1500 KPa para las profundas.

Ambos modelos de funciones de edafotransferencia (FETs específicas y ROSETTA) se han evaluado en virtud de su eficiencia y del esfuerzo y coste que supone su uso, siendo los modelos de FETs específicas los más eficientes, siempre y cuando el número de muestras a predecir no sea inferior a 50.

Los ensayos de infiltración realizados han mostrado que la transmisión del flujo hídrico (medido en campo) en las antiguas terrazas de Can Vila es elevado durante un periodo seco, debido posiblemente a rol de los procesos de expansión-contracción de estos suelos. Durante un periodo más húmedo, los valores de conductividad hidráulica son notablemente inferiores. Sin embargo, en la parcela de Cal Barrol los valores son similares para los dos periodos e inferiores a los de las terrazas. En profundidad, el comportamiento hidrodinámico ha sido el esperable, reduciéndose los valores de conductividad hidráulica saturada conforme aumenta la profundidad en el perfil.

La comparación entre los métodos de medida de la conductividad hidráulica utilizados, campo y laboratorio, demuestra que los resultados obtenidos con los dos métodos son significativamente distintos, esta diferencia es probablemente atribuible a la propia geometría del proceso de infiltración. La conductividad hidráulica saturada medida en laboratorio ha mostrado siempre valores superiores a los obtenidos en campo.

La estimación de la curva de conductividad hidráulica insaturada a partir del modelo combinado de Mualem-

van Genuchten (1980), ha mostrado como en el conjunto de los perfiles no existen grandes variaciones de la conductividad hidráulica con el aumento del potencial matricial, sobretodo en comparación con el rango de variación espacial de la conductividad hidráulica.

La utilización del modelo HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 1998) ha permitido simular aceptablemente la hidrodinámica de estos suelos, aunque el modelo presenta cierto retraso en la respuesta, especialmente en profundidad, siempre dependiendo de la humedad antecedente del perfil. Así mismo, se ha observado que el modelo simula con cierta dificultad la disminución del potencial en periodos de secado del perfil. Finalmente destacar que el modelo HYDRUS-1D cierra aceptablemente el balance hídrico para el periodo estudiado.

Anexos

Anexo 3.1. Distribución de las fracciones granulométricas en profundidad, según USDA., G= gravas C.V.= coeficiente de variación, P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	Arena (%)	C.V. (%)	Limo (%)	C.V. (%)	Arcilla (%)	C.V. (%)	G >2 mm (%)	C.V. (%)
0-5	3	11.3	20.1	67.2	5.5	21.5	27.4	17.1	46.9
5-10	3	13.9	3.7	65.6	1.2	20.4	6.5	21.5	49.8
10-15	3	12.8	5.2	66.0	2.0	21.3	7.7	12.8	47.1
25-30	2	15.2	29.5	61.1	7.3	23.8	0.0	22.4	89.7
50-55	2	20.1	19.1	58.5	4.0	21.4	7.2	1.3	33.0
75-80	2	15.8	2.8	57.9	3.6	26.4	9.6	14.8	89.0
80-85	2	12.8	8.3	59.5	3.3	27.7	10.8	1.0	57.7
P-I	17	14.5	7.2	62.2	1.9	23.2	3.6	13.0	61.1
0-5	3	20.3	15.3	61.3	5.5	18.4	12.6	8.1	46.5
5-10	3	28.0	44.5	56.9	16.2	15.2	23.3	10.4	56.6
10-15	3	21.1	12.0	62.0	3.5	16.9	2.1	13.9	54.6
25-30	2	22.4	3.5	57.0	2.8	2.2	11.4	6.7	52.5
40-45	2	18.9	7.2	56.3	10.4	1.6	29.2	6.4	56.6
P-II	13	22.1	15.8	58.7	4.6	4.0	19.3	9.1	45.9
0-5	3	7.0	20.6	65.1	2.3	27.8	8.8	23.1	50.9
5-10	3	8.0	19.6	63.2	5.8	28.8	10.9	27.0	45.7
10-15	3	8.0	9.4	63.4	8.1	28.6	19.1	30.7	60.9
25-30	2	7.7	6.1	62.4	1.9	30.0	2.3	25.8	57.1
50-55	2	7.8	18.3	65.3	0.5	26.9	4.2	31.4	52.9
75-80	2	6.7	3.4	64.9	6.3	28.4	13.7	18.4	52.6
P-III	15	7.5	7.2	64.1	1.9	28.4	3.6	26.1	47.5
0-5	3	21.0	7.4	63.5	5.9	15.5	15.2	1.2	57.8
5-10	3	23.1	11.1	61.8	4.6	15.1	7.1	10.9	59.6
10-15	3	23.2	5.2	61.3	0.8	15.6	5.1	7.1	52.5
25-30	2	13.3	13.6	64.7	4.8	22.0	22.4	3.9	60.1
50-55	2	22.1	4.4	60.5	0.7	17.5	3.1	11.3	78.6
80-85	2	2.3	57.9	62.6	2.6	35.1	0.8	1.6	77.6
P-IV	15	17.5	47.5	62.4	2.5	20.1	38.7	6.0	64.3
0-5	3	8.9	10.6	69.6	0.6	21.5	6.1	0.0	—
5-10	3	9.8	5.6	59.4	14.2	30.8	29.0	0.5	77.5
10-15	3	9.4	10.8	53.7	4.5	36.9	4.8	0.8	122.5
25-30	2	10.7	0.5	54.5	7.9	34.8	12.3	1.8	75.2
45-50	2	8.8	2.3	62.5	12.6	28.6	28.1	6.8	64.8
QP	13	9.5	8.0	59.9	10.9	30.5	19.7	2.0	105.9

Anexo 3.2. Valores medios de densidad aparente (D_a), densidad real (D_r) y porosidad total (P_t), en profundidad. C.V.= coeficiente de variación, P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	D_a ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	C.V. (%)	D_r ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	C.V. (%)	P_t (%)	C.V. (%)
0-5	3	1.0	2.3	2.5	0.6	59.4	1.1
5-10	3	1.2	7.2	2.5	0.2	52.7	6.5
10-15	3	1.3	6.6	2.6	0.3	50.6	6.4
25-30	2	1.5	4.7	2.6	0.2	41.1	7.0
50-55	2	1.6	0.1	2.6	0.3	40.7	0.6
75-80	2	1.6	5.8	2.6	0.0	38.9	9.2
80-85	2	1.4	0.0	2.6	0.1	45.2	0.1
P-I	17	1.4	16.8	2.6	3.0	46.9	16.1
0-5	3	1.0	10.9	2.5	0.5	60.8	6.9
5-10	3	1.3	2.5	2.6	0.6	49.7	2.9
10-15	3	1.4	7.9	2.6	0.2	45.3	9.6
25-30	2	1.6	4.9	2.6	0.1	38.5	8.0
40-45	2	1.6	6.7	2.7	0.0	38.4	10.8
P-II	13	1.4	19.3	2.6	2.2	46.5	19.9
0-5	3	0.9	12.4	2.4	4.8	64.2	5.2
5-10	3	1.3	8.3	2.5	0.2	49.2	8.6
10-15	3	1.4	8.8	2.5	0.2	46.4	10.3
25-30	2	1.4	0.7	2.6	0.2	46.4	1.0
50-55	2	1.5	0.0	2.6	0.2	40.0	0.3
75-80	2	1.3	0.0	2.6	0.0	48.1	0.0
P-III	15	1.3	18.0	2.5	3.0	49.0	16.5
0-5	3	0.9	8.9	2.5	2.1	61.8	4.2
5-10	3	1.2	0.8	2.6	1.2	51.3	0.6
10-15	3	1.4	6.6	2.6	0.1	46.8	7.6
25-30	2	1.6	5.7	2.6	0.2	40.9	8.0
50-55	2	1.6	3.4	2.7	0.2	37.9	5.9
80-85	2	1.6	8.0	2.7	0.4	38.6	12.1
P-IV	15	1.4	19.3	2.6	2.2	46.5	19.9
0-5	3	0.9	15.0	2.5	0.9	65.0	7.7
5-10	3	1.3	5.0	2.6	0.2	50.3	5.1
10-15	3	1.4	6.9	2.6	0.2	47.0	7.8
25-30	2	1.4	2.3	2.6	0.0	45.5	2.7
45-50	2	1.5	11.3	2.6	0.1	42.0	15.4
QP	13	1.3	18.7	2.6	1.2	50.0	17.8

Anexo 3.3. Contenidos medios de materia orgánica determinados por vía húmeda. C.V.= coeficiente de variación, P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	Materia orgánica (%)	C.V. (%)
0-5	7	11.4	9.7
5-10	8	7.1	6.0
10-15	8	4.7	11.5
25-30	4	1.1	32.9
50-55	4	0.3	0.1
75-80	6	0.1	26.2
80-85	4	0.1	0.2
P-I	41	3.5	123.9
0-5	6	9.4	8.6
5-10	6	6.2	19.5
10-15	7	5.1	5.6
25-30	4	1.3	9.3
40-45	4	0.8	10.7
P-II	27	4.5	79.1
0-5	7	15.3	53.5
5-10	8	5.6	6.0
10-15	6	4.9	8.3
25-30	4	2.3	10.3
50-55	4	2.0	19.9
75-80	4	1.1	7.9
P-III	33	5.2	100.6
0-5	6	12.4	26.9
5-10	6	7.2	28.5
10-15	6	5.8	3.8
25-30	4	1.7	41.5
50-55	4	0.4	27.3
80-85	4	0.3	8.9
P-IV	30	4.6	103.0
0-5	6	6.4	23.7
5-10	6	2.8	11.7
10-15	6	2.0	17.6
25-30	4	1.6	10.7
45-50	4	1.0	17.1
QP	26	2.8	77.7

Anexo 3.4. Contenidos medios de carbonato de calcio equivalente (CaCO_3). C.V.= coeficiente de variación, P-I y II= perfiles en terrazas bajo prado, P-III y IV= perfiles en terrazas bajo bosque), QP= parcela de Cal Barrol.

Perfil (cm)	n	CaCO_3 (%)	C.V. (%)
0-5	6	14.2	3.1
5-10	6	16.4	10.3
10-15	6	17.3	5.2
25-30	6	33.0	0.6
50-55	6	48.8	15.4
75-80	7	51.4	1.3
80-85	5	44.8	3.5
P-I	42	32.3	50.6
0-5	6	43.6	8.4
5-10	6	47.4	3.3
10-15	6	50.2	10.1
25-30	7	56.8	3.0
40-45	6	63.8	2.3
P-II	31	52.4	15.2
0-5	8	2.4	29.5
5-10	6	4.2	29.1
10-15	7	4.9	26.0
25-30	4	8.2	18.9
50-55	4	7.5	0.8
75-80	4	7.4	8.1
P-III	33	5.8	39.0
0-5	6	48.3	9.1
5-10	6	51.4	2.8
10-15	6	53.3	1.5
25-30	4	61.5	6.4
50-55	5	61.7	4.0
80-85	5	68.2	14.1
P-IV	32	57.4	13.2
0-5	6	5.4	15.5
5-10	6	4.6	6.7
10-15	6	5.2	7.3
25-30	4	3.7	33.4
45-50	5	5.1	20.8
QP	27	4.8	13.7

Anexo 3.5. Contenidos medios de agua higroscópica. C.V.=
coeficiente de variación H.H.= agua higroscópica

Perfil (cm)	N	H.H. (%)	C.V. (%)
0-5	3	8.1	5.5
5-10	3	6.8	1.0
10-15	3	7.1	3.4
25-30	2	4.6	2.3
50-55	2	4.3	8.7
75-80	2	3.8	7.9
80-85	2	3.8	6.7
P-I	17	5.5	32.2
0-5	3	5.6	10.3
5-10	3	5.4	13.4
10-15	3	4.9	8.2
25-30	2	2.8	1.6
40-45	2	2.6	19.9
P-II	13	4.3	33.6
0-5	3	10.5	3.7
5-10	3	9.1	12.2
10-15	3	7.8	0.7
25-30	2	6.6	6.1
50-55	2	7.7	0.7
75-80	2	5.6	1.1
P-III	15	7.9	22.4
0-5	3	7.9	20.7
5-10	3	7.3	4.1
10-15	3	6.0	19.4
25-30	2	3.0	14.3
50-55	2	2.7	2.0
80-85	2	2.5	17.6
P-IV	15	4.9	50.6
0-5	3	5.9	2.1
5-10	3	5.1	2.9
10-15	3	5.0	3.6
25-30	2	5.3	6.0
45-50	2	5.3	0.2
QP	13	5.3	6.3

Anexo 4.1. Error medio (ME) de las curvas de retención de los perfiles en profundidad ajustadas al modelo de van Genuchten.

ME (cm³·cm⁻³) modelo van Genuchten (1980)					
Profundidad (cm)	Perfil P-I	Perfil P-II	Perfil P-III	Perfil P-IV	Perfil QP
0-5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016
5-10	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031
10-15	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
25-30	0.000	0.000	0.000	0.012	0.012
50-55	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001
Total	0.000	0.000	0.000	0.003	0.013

Anexo 4.2. Error medio (ME) de las curvas de retención de los perfiles en profundidad ajustadas al modelo de Brooks y Corey.

ME (cm³·cm⁻³) modelo Brooks y Corey (1964)					
Profundidad (cm)	Perfil P-I	Perfil P-II	Perfil P-III	Perfil P-IV	Perfil QP
0-5	0.021	0.031	-0.031	0.021	0.117
5-10	0.015	0.021	0.011	0.023	-0.008
10-15	0.029	0.050	0.007	0.045	0.041
25-30	0.003	0.128	-0.054	0.022	1.674
50-55	0.032	0.008	0.073	0.014	0.222
Total	0.020	0.048	0.000	0.025	0.409

Anexo 4.3. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de las curvas de retención de los perfiles en profundidad ajustadas al modelo de van Genuchten.

RMSE (cm³·cm⁻³) modelo van Genuchten (1980)					
Profundidad (cm)	Perfil P-I	Perfil P-II	Perfil P-III	Perfil P-IV	Perfil QP
0-5	0.013	0.016	0.014	0.009	0.025
5-10	0.017	0.005	0.014	0.013	0.046
10-15	0.005	0.007	0.010	0.007	0.015
25-30	0.009	0.005	0.008	0.020	0.022
50-55	0.011	0.004	0.012	0.012	0.013
Total	0.012	0.007	0.012	0.012	0.024

Anexo 4.4. Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de las curvas de retención de los perfiles en profundidad ajustadas al modelo de Brooks y Corey.

RMSE (cm³·cm⁻³) modelo Brooks y Corey (1964)					
Profundidad (cm)	Perfil P-I	Perfil P-II	Perfil P-III	Perfil P-IV	Perfil QP
0-5	0.045	0.052	0.050	0.035	0.291
5-10	0.024	0.033	0.018	0.035	0.115
10-15	0.044	0.077	0.012	0.068	0.064
25-30	0.012	0.360	0.075	0.029	2.742
50-55	0.036	0.039	0.114	0.023	0.318
Total	0.032	0.112	0.064	0.038	0.706