



TESIS DOCTORAL

**DINÁMICA DEL AGUA EDÁFICA EN DEHESAS
Y SU RELACIÓN CON EL CLIMA Y LA VEGETACIÓN**

FRANCISCO JAVIER LOZANO PARRA

DPTO. DE ARTE Y CIENCIAS DEL TERRITORIO

Conformidad de la Directora:

Fdo.: Dra. Susanne Schnabel

2015

A mis padres,

Contenido

<i>Listado de Figuras</i>	9
<i>Listado de Tablas</i>	15
<i>Listado de Abreviaturas</i>	18
<i>Agradecimientos</i>	19
<i>Resumen</i>	21
<i>Summary</i>	23
1 Introducción.....	26
1.1 Motivación, justificación y objetivos del estudio.....	28
1.1.1 Motivación y justificación.....	28
1.1.2 Objetivos.....	31
1.2 Estructura.....	32
2 Estado de la cuestión.....	35
2.1 Ecosistema de estudio: la dehesa.....	35
2.2 El ciclo hidrológico.....	36
2.2.1 Balance hídrico.....	36
2.2.2 Componentes del ciclo hidrológico.....	37
2.3 El agua del suelo.....	41
2.3.1 Propiedades edáficas con influencia hidrológica.....	42
2.3.2 Contenido hídrico del suelo.....	46
2.3.3 Conductividad hidráulica, permeabilidad y capilaridad.....	48
2.3.4 Potencial hídrico del suelo.....	50
2.3.5 Relaciones contenido hídrico – potencial hídrico.....	50
2.4 Métodos de medición del agua del suelo.....	54
2.4.1 Contenido hídrico.....	54
2.4.2 Potencial hídrico.....	56
2.5 Procesos de humectación.....	58
2.6 Dinámica espacio-temporal del agua del suelo.....	60
2.7 La vegetación en los procesos hidrológicos.....	63
2.7.1 El arbolado.....	63
2.7.2 Estrato arbustivo.....	66
2.7.3 Los pastos.....	68

2.8	Modelización ecohidrológica.....	70
3	Áreas de Estudio	76
3.1	Localización y descripción geográfica	76
3.1.1	Selección de las parcelas de medición	77
3.2	Geología y geomorfología	79
3.2.1	Geología	79
3.2.2	Geomorfología	83
3.3	Suelos.....	87
3.3.1	Clasificación:	87
3.4	Clima	89
3.4.1	Temperaturas.....	89
3.4.2	Precipitaciones.....	90
3.4.3	Evapotranspiración.....	92
3.5	Vegetación y usos del suelo.....	94
3.5.1	Vegetación.....	94
3.5.2	Densidad de arbolado y fracción de cabida cubierta	95
3.5.3	Usos del suelo	99
4	Mediciones y métodos	102
4.1	Seguimiento del agua y de la temperatura del suelo	102
4.1.1	Monitorización continua de la humedad edáfica.....	102
4.1.2	Monitorización puntual con Time Domain Reflectometer.....	114
4.1.3	Monitorización de la temperatura del suelo	116
4.1.4	Registro y almacenamiento de datos	117
4.2	Seguimiento de las variables meteorológicas.....	118
4.2.1	Monitorización de la precipitación y temperatura ambiente	118
4.2.2	Otras variables meteorológicas	120
4.2.3	Evapotranspiración potencial	120
4.3	Propiedades físicas e hídricas de los suelos	122
4.3.1	Propiedades físicas.....	122
4.3.2	Propiedades hídricas	122
4.4	Seguimiento de la biomasa herbácea.....	128
4.4.1	Control del porte aéreo y de la cobertura superficial.....	128
4.4.2	Producción de biomasa aérea	129
4.4.3	Producción de biomasa aérea – crecimiento en altura	130

4.5	Bases de datos: procesado y análisis.....	131
4.5.1	Tratamiento de las lagunas de datos.....	132
4.5.2	Bases de datos a escala mensual.....	133
4.5.3	Bases de datos a escala diaria.....	133
4.5.4	Bases de datos en alta resolución temporal.....	136
4.6	Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS).....	144
4.7	Modelo ecohidrológico de base física espacialmente distribuido.....	146
4.7.1	Modelo ecohidrológico.....	146
4.7.2	Datos de campo utilizados en la modelización.....	152
4.7.3	Configuración del modelo.....	153
5	Resultados y Discusión.....	160
5.1	Propiedades de los suelos.....	160
5.1.1	Propiedades físico-químicas.....	160
5.1.2	Propiedades hídricas.....	164
5.2	Condicionantes meteorológicos durante el estudio.....	172
5.2.1	Precipitación.....	172
5.2.2	Temperatura ambiente y evapotranspiración potencial.....	180
5.3	Dinámica del agua del suelo.....	183
5.3.1	Variación espacial en los perfiles de suelo.....	183
5.3.2	Variación temporal en los perfiles del suelo.....	191
5.3.3	Estabilidad temporal del agua del suelo.....	199
5.3.4	Variabilidad espacio-temporal de la capa superficial.....	205
5.3.5	Dinámica espacio-temporal en la cuenca y en las parcelas.....	210
5.3.6	Variabilidad de la humedad: comportamiento histerético.....	212
5.3.7	Humedad del suelo con TDR.....	214
5.4	Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en alta resolución temporal: La influencia de la vegetación.....	221
5.4.1	Factores que regulan las variaciones hídricas.....	221
5.4.2	El papel de la vegetación en la respuesta hidrológica del suelo.....	224
5.5	Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en alta resolución temporal: Procesos de humectación del suelo.....	231
5.5.1	Precipitación y eventos de lluvia.....	231
5.5.2	Dinámica del agua del suelo.....	232
5.5.3	Factores que influyen en los procesos de humectación.....	237
5.5.4	Idoneidad del método para capturar los tipos de flujos.....	242

5.6	Temperatura del suelo.....	244
5.6.1	Evolución de la temperatura del suelo y la ambiental.....	244
5.6.2	Relación térmica suelo–aire entre cubiertas vegetales.....	245
5.6.3	Temperatura edáfica y descensos hídricos del suelo.....	246
5.7	Recursos hídricos y vegetación	249
5.7.1	Capacidad de retención de agua disponible	249
5.7.2	Intensidad y duración del déficit y exceso hídrico.....	252
5.7.3	Dinámica de la biomasa aérea en herbáceas anuales	257
5.7.4	Agua disponible – crecimiento aéreo de la biomasa herbácea....	264
5.8	Factores que controlan el crecimiento vegetal a escala de cuenca	268
5.8.1	Comportamiento del modelo ecohidrológico.....	268
5.8.2	Simulaciones bajo escenarios climáticos reales.....	274
6	Conclusiones generales.....	287
7	Referencias	293

Listado de Figuras

Fig. 1-1: Proporción de agua del suelo (porción verde) con respecto a la distribución de agua mundial, según estimaciones de <i>Shilomanov</i> [1993].	28
Fig. 1-2: Rango de escalas espaciales y temporales más comúnmente utilizadas en los estudios de los procesos hidrológicos y ecológicos. El área gris indica la escala espacio-temporal de este estudio. Adaptado de <i>Dingman</i> [2008] y <i>Teuling</i> [2007].	30
Fig. 2-1: Distribución y extensión superficial de los sistemas agropastoriles y agrosilvopastoriles en Extremadura. El mapa superior izquierda fue obtenido de <i>Gea-Izquierdo</i> [2008], y presenta la extensión aproximada de dichos sistemas en la Península Ibérica.	35
Fig. 2-2: Esquema simplificado del ciclo hidrológico. Fuente: www.climantica.org .	36
Fig. 2-3: Efectos de la humedad del suelo sobre el balance energético terrestre, en un escenario con suministro de agua edáfica A), y sin suministro B).	46
Fig. 2-4: Ejemplo de relación entre el contenido hídrico, potencial de succión y conductividad hidráulica para un suelo con una porosidad del 50%. Adaptado de <i>Dingman</i> [2008].	52
Fig. 2-5: Histéresis de la humedad espacial del suelo observada por <i>Ivanov et al.</i> [2010].	62
Fig. 3-1: Localización de las áreas de estudio en la región de Extremadura.	76
Fig. 3-2: Localización de la cuenca experimental en la finca Parapuños. Ortofotografía de 2009.	77
Fig. 3-3: Localización de Cuartos y sus parcelas de estudio. Ortofotografía de 2009.	78
Fig. 3-4: Localización de Naranjero y sus parcelas de estudio. Ortofotografía de 2009.	79
Fig. 3-5: Mapa geológico de Cuartos. Adaptado de la Hoja 621 correspondiente a Coria, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1987b].	81
Fig. 3-6: Mapa geológico de Parapuños. Adaptado de la Hoja 679 correspondiente a Aldea de Trujillo, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1987a].	82
Fig. 3-7: Mapa geológico de Naranjero. Adaptado de las Hojas 828 y 853 correspondientes a Barcarrota y Burguillos del Cerro, respectivamente, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1975a, b].	83
Fig. 3-8: Mapa geomorfológico de síntesis de Extremadura. Basado en <i>Gómez-Amelia</i> [2010].	84
Fig. 3-9: Riberos del Almonte en forma de V (línea amarilla) formados por el encajamiento y disección de la red fluvial en el CEG, cuya superficie está fundamentalmente peniaplanada (línea roja) y da lugar a suaves ondulaciones con laderas de poca pendiente y vaguadas. Los márgenes derechos del Almonte se corresponden con Parapuños.	85
Fig. 3-10: Geomorfología general de Naranjero. A) Relieve batolítico, B) superficie general de erosión, C) estructura de materiales detríticos. Las líneas blancas punteadas separan los 3 relieves.	85
Fig. 3-11: Penillanura (A), y laderas con dientes de perro y zonas de vaguada (B) en Cuartos.	86
Fig. 3-12: Parapuños desde la zona culminante de la raña, en primer plano; vertientes de mayor pendiente configuradas por la raña, en segundo plano; y superficie general de erosión, al fondo.	87
Fig. 3-13: Distribución de la temperatura media anual en Extremadura. Fuente: <i>Ninyerola et al.</i> [2005].	89
Fig. 3-14: Distribución de la precipitación anual en Extremadura. Fuente: <i>Ninyerola et al.</i> [2005].	91
Fig. 3-15: Evapotranspiración real media anual en Extremadura, calculada con el método de <i>Turc</i> [1954] a partir de la información del <i>Atlas Climático Digital de la Península Ibérica</i> [Ninyerola et al., 2005].	93
Fig. 3-16: Vegetación arbustiva compuesta por diferentes especies en las zonas de mayor pendiente del pedimento (A), y retamar en áreas con pendientes más suaves del pedimento (B). Imágenes de Parapuños.	94
Fig. 3-17: Dehesas donde se ha suprimido la capa arbustiva para facilitar el crecimiento del pastizal. Imágenes pertenecientes a Naranjero, en verano (A) y en primavera (B).	95
Fig. 3-18: Densidad de arbolado (D.A) en pies ha^{-1} , y fracción de cabida cubierta (FCC) en %. Parapuños 2006. Capa de puntos elaborada por el GIGA y FCC adaptado de <i>Maneta</i> [2006].	96
Fig. 3-19: Densidad de arbolado (D.A) calculada en pies ha^{-1} , para cada parcela de Cuartos en 2009. Capa de arbolado elaborada por el GIGA.	97
Fig. 3-20: Densidad de arbolado (D.A) calculada en pies ha^{-1} , para cada parcela de Naranjero en 2009. Capa de arbolado elaborada por el GIGA.	98

Fig. 4-1: Disposición de los sensores de humedad y temperatura en una SMS estándar (A), y en una SMS con profundidad de suelo muy limitada (B). SH, ST = sensor de humedad y temperatura.	102
Fig. 4-2: Sensor de capacitancia modelo <i>EC-5</i> (centro) para monitorizar la humedad, y <i>guía</i> utilizada para la instalación del mismo (abajo).....	103
Fig. 4-3: Estación de humedad del suelo ubicada en espacio abierto o de pastizal, en Cuartos, parcela experimental A.....	104
Fig. 4-4: estación de humedad del suelo ubicada bajo la influencia de <i>Retama sphaerocarpa</i> , en Parapuños.	104
Fig. 4-5: Estación de humedad del suelo ubicada bajo copa de árbol, en Parapuños.....	105
Fig. 4-6: Número de estaciones de humedad del suelo (SMS) de cada área de estudio según la cubierta vegetal y nomenclatura identificativa de cada una.	105
Fig. 4-7: Instrumental de medición en la cuenca experimental Parapuños.....	107
Fig. 4-8: Instrumental de medición en la finca Cuartos.	107
Fig. 4-9: Instrumental de medición en la finca Naranjero.	108
Fig. 4-10: Máximo volumen de sensibilidad del sensor <i>ECH₂O EC-5</i> de <i>Decagon Device, Inc.</i>	109
Fig. 4-11: Proceso de calibración de los sensores de humedad del suelo (A); muestras por duplicado obtenidas para los distintos contenidos hídricos del suelo (B).	110
Fig. 4-12: Ecuación polinómica resultante del ajuste de calibración entre los valores de humedad registrados por los sensores <i>EC-5</i> y los obtenidos con el método volumétrico.	111
Fig. 4-13: Dinámica del agua del suelo de las series observadas y corregidas durante tres periodos contrastados, A) muy húmedo; B) medio; C) seco.	113
Fig. 4-14: Dispositivo manual <i>TDR</i> utilizado para las mediciones puntuales de humedad del suelo.	114
Fig. 4-15: Ajuste entre los valores de humedad registrados en el dispositivo <i>TDR</i> y los obtenidos con el método gravimétrico. También se presenta la ecuación polinómica resultante.	115
Fig. 4-16: Esquema metodológico seguido en la toma de mediciones con <i>TDR</i> (puntos azules) bajo copa de árbol.....	116
Fig. 4-17: Estaciones de humedad (SMS) que monitorizan la temperatura del suelo.	117
Fig. 4-18: Pluviómetro automático tipo balancín modelo <i>RG2-M</i> (A) y su mecanismo interno (B). Pluviómetro modelo <i>RG3</i> (C) con su <i>datalogger</i> y sensor de temperatura ambiente (D).....	118
Fig. 4-19: Error registrado según la intensidad utilizada durante el proceso de calibración del pluviómetro 4.	119
Fig. 4-20: Estación meteorológica de la cuenca experimental de Parapuños.....	120
Fig. 4-21: <i>ETP</i> acumulada durante el año 2011 en Naranjero, calculada con el método de <i>Turc</i> y utilizando diferentes fuentes de datos para la radiación solar incidente R_i	121
Fig. 4-22: <i>Set</i> de instrumentos utilizados para determinar los puntos de la curva de retención hídrica de los suelos. Laboratorio de Geografía Física de la Universidad de Extremadura.....	123
Fig. 4-23: Recipiente de tensión hídrica que se corresponde con la Caja de Arena, donde se aplican succiones a muestras inalteradas de suelo a través de un medio poroso.	124
Fig. 4-24: Seguimiento de la altura del pastizal a partir de 16 mediciones (puntos rojos) en la estación de humedad del suelo <i>NG2</i> , el día 09-05-2011.	128
Fig. 4-25: seguimiento de la cobertura superficial del pasto mediante el cuadro fraccionado (arriba, seguimiento en la estación <i>NG2</i>) o sin éste (abajo, seguimiento en la estación <i>PR2</i>).....	129
Fig. 4-26: Jaulas de exclusión de 1 m^2 para determinar la producción de biomasa aérea (flechas amarillas), y jaula para proteger el <i>datalogger</i> de la estación de humedad <i>PT1</i> (flecha roja).....	130
Fig. 4-27: Modelos estadísticos obtenidos para tratar lagunas. Las relaciones fueron establecidas entre las observaciones del instrumental de campo y los datos de las agencias estatales.....	133
Fig. 4-28: Índice de Déficit Hídrico (<i>IDH</i>) utilizado para caracterizar la duración e intensidad de los periodos de déficit, así como los intervalos críticos. Adaptado de <i>Martínez-Fernández et al.</i> [2012].	136
Fig. 4-29: Metodología utilizada para definir los valores de humedad del suelo asociados a cada evento de lluvia y para establecer los estados de humedad asociados a cada estación de humedad. <i>MH</i> y <i>MS</i> = estado medio húmedo y medio seco, respectivamente. <i>DE</i> = desviación estándar. θ_{inic} y θ_{fin} = humedad del suelo al iniciar y finalizar el evento de lluvia, respectivamente. El número 1 del círculo hace referencia a las propiedades del evento de lluvia, presentadas en la Tabla 4-7.	139
Fig. 4-30: Metodología utilizada para detectar la máxima pendiente de la curva de humectación (<i>P_{max}</i>) en cada evento de lluvia. La máxima pendiente es resaltada con la línea gruesa verde, mientras que las líneas gruesas rojas indican pendientes inferiores (<i>P</i>). θ_{inic} = humedad inicial justo antes de comenzar el evento de lluvia. θ_{max} = humedad máxima alcanzada durante el evento	

y las 6 horas posteriores. TR y PR = tiempo y precipitación necesaria para que el sensor reaccione, respectivamente. θ_t y $\theta_{t+\Delta t}$ = valores de humedad del suelo en un momento determinado y en el siguiente paso de tiempo, respectivamente. $\Delta t = 30$ minutos. El número 1 dentro del círculo hace referencia a las propiedades del evento de lluvia, presentadas en la Tabla 4-7. 142

Fig. 4-31: Ejemplo de distribución de frecuencias de los valores de máxima pendiente (P_{max}) de la curva de humectación (línea roja), e interpretación de dichos valores. 143

Fig. 4-32: Esquema de los principales componentes del modelo ecohidrológico desarrollado por *Maneta y Silverman* [2013]. 146

Fig. 4-33: Esquema de los principales componentes del balance energético. Adaptado de *Maneta y Silverman* [2013]. 147

Fig. 4-34: Esquema de los principales flujos hidrológicos simulados. Adaptado de *Maneta y Silverman* [2013]. 148

Fig. 4-35: Esquema de los principales componentes del módulo de crecimiento forestal. Adaptado de *Maneta y Silverman* [2013]. 149

Fig. 4-36: Mapas de propiedades de la cuenca: A) pendientes (m/m); B) profundidad del suelo (m); C) porosidad ($0-1$); D) acumulación de flujo (número de píxeles que vierten sobre otro, en escala logarítmica base 10); E) densidad de arbolado (*árboles ha⁻¹*); F) fracción de cabida cubierta ($0-1$). Los mapas fueron obtenidos como se describe en *Maneta et al.* [2008a]. 154

Fig. 5-1: Curvas de retención hídrica observadas a diferentes profundidades y en distintas coberturas vegetales para las 3 fincas. Los puntos hacen referencia al valor promedio a una determinada succión, mientras que las barras de error indican ± 1 desviación estándar. La línea continua fue trazada mediante ajustes polinómicos. 164

Fig. 5-2: Curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ y conductividad hidráulica $K(\theta)$ para las coberturas vegetales y profundidades edáficas muestreadas en Cuartos y Naranjero. Las curvas $\Psi(\theta)$ fueron ajustadas a los valores observados en laboratorio mediante el modelo de *van Genuchten* [1980]. Para estimar $K(\theta)$ se utilizó el modelo combinado de *van Genuchten* [1980] y *Mualem* [1976]. RECM= Raíz del error cuadrático medio. EM = Error Medio (expresado en porcentaje)..... 169

Fig. 5-3: Curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ y conductividad hidráulica $K(\theta)$ para las coberturas vegetales, suelos y profundidades muestreadas en Parapuños. Las curvas $\Psi(\theta)$ fueron ajustadas a los valores observados en laboratorio mediante el modelo de *van Genuchten* [1980], mientras que para estimar $K(\theta)$ se utilizó el modelo combinado de *van Genuchten* [1980] y *Mualem* [1976]. RECM= Raíz del error cuadrático medio. EM = Error Medio (expresado en porcentaje)..... 170

Fig. 5-4: Series de precipitación anual en las tres áreas de estudio; $n=35$ años. Siguiendo el criterio del INM [1991], la correspondencia entre quintiles y pluviometría anual es la siguiente: < 0.2 año muy seco; $0.2-0.4$ seco; $0.4-0.6$ normal; $0.6-0.8$ húmedo; >0.8 muy húmedo. Los puntos con relleno azul se corresponden con los años en los que se monitoriza el agua del suelo. La línea verde continua muestra la tendencia pluviométrica de la serie representada. 172

Fig. 5-5: Distribución estacional de las precipitaciones en las tres áreas de estudio, y precipitación anual de los años hidrológicos estudiados (tabla superior izquierda). Los valores promedios proceden del periodo 1977-2012 ($n=35$ años). El año hidrológico 2008-2009 no fue monitorizado en Cuartos ni Naranjero, aunque se encuentra representado. Otoño = Sept, Oct, Nov; Invierno = Dic, Ene, Feb; Primavera = Mar, Abr, May; Verano = Jun, Jul, Ago..... 176

Fig. 5-6: Relación entre la cantidad de precipitación diaria acumulada (%) y el número relativo de días acumulados con precipitación, A); y relación entre la precipitación diaria (mm) y el número relativo de días lluviosos acumulados, B). Periodo: 3 años hidrológicos (2009-10 / 2011-12). 177

Fig. 5-7: Distribución de frecuencia acumulada de algunas de las propiedades de los eventos de lluvia en las áreas de estudio. 178

Fig. 5-8: Serie de evapotranspiración potencial o ETP (línea discontinua azul) y temperatura ambiente media (línea roja), máxima y mínima (sombreado rosa), en las tres áreas de estudio. Ambas variables representan promedios decenales de los valores diarios. 180

Fig. 5-9: Distribución del contenido hídrico medio en profundidad para cada estación de humedad, desde el 01/09/2010 hasta el 31/08/2012. El periodo para CT2 y NG3 comienza el 01/11/2011 y el 24/05/2011, respectivamente, mientras que para PT2 comienza el 01/12/2010. 185

Fig. 5-10: Diferencia relativa entre la humedad media de la SMS y la humedad media para cada profundidad del perfil, en Cuartos (arriba) y Naranjero (abajo). Los valores fueron calculados a partir de la serie diaria teniendo en cuenta el periodo de monitorización completo de cada SMS. 189

Fig. 5-11: Diferencia relativa entre la humedad media de la SMS y la humedad media para cada profundidad del perfil en Parapuños. Los valores fueron calculados a partir de la serie diaria teniendo en cuenta el periodo de monitorización completo de cada SMS. 190

Fig. 5-12: Ejemplos de la variación anual de la humedad del suelo a escala diaria en pastizal y bajo copa de árbol en las tres áreas de estudio; lluvia y evapotranspiración potencial (PET) acumulada para los años hidrológicos 2010-2011 y 2011-2012 (columna izquierda y derecha, respectivamente). El valor de humedad representa el promedio hídrico de todo el perfil edáfico, mientras que PET fue estimada en intervalos de 10 días con el método de *Turc* [1961]. 192

Fig. 5-13: Dinámica del agua del suelo a escala diaria en las estaciones de humedad CG1 de Cuartos; PG1 de Parapuños; y NG2 de Naranjero; durante dos años hidrológicos completos. 194

Fig. 5-14: Contenido medio de agua en los perfiles (*línea negra discontinua*) y su desviación estándar (*sombreado azul oscuro*), amplitud hídrica alcanzada durante todo el periodo de monitorización (*sombreado azul claro*), y dinámica estacional de la humedad en Cuartos (*arriba*) y Naranjero (*abajo*) durante el año hidrológico 2010-2011. CT2 presenta los valores del año 2011-2012. Entre paréntesis, la precipitación estacional en Cuartos y Naranjero, respectivamente. 195

Fig. 5-15: Contenido medio de agua en los perfiles (*línea negra discontinua*) y su desviación estándar (*sombreado azul oscuro*), amplitud hídrica alcanzada durante todo el periodo de monitorización (*sombreado azul claro*), y dinámica estacional de la humedad en Parapuños durante el año hidrológico 2010-2011 (*líneas de color*). Entre paréntesis, la precipitación estacional. 196

Fig. 5-16: Diferencias relativas de humedad del suelo entre las SMS de Parapuños, considerando el periodo 01-09-2010 / 31-08-2012; el año húmedo (2010-11); y el año seco (2011-12); en el perfil edáfico completo (*columna izquierda*) y para los primeros 15 cm del suelo (*columna derecha*). La barra de error indica la desviación estándar. Los valores de PT2 comienzan el 01-01-2010. 200

Fig. 5-17: Diferencias relativas de humedad del suelo entre las SMS de Naranjero, considerando el periodo 01-09-2010 / 31-08-2012; el año húmedo (2010-11); y el año seco (2011-12); en el perfil edáfico completo (*fila superior*) y para los primeros 15 cm del suelo (*fila inferior*). La barra de error indica la desviación estándar. 201

Fig. 5-18: Curvas de frecuencia acumulada obtenidas con la serie diaria de cada estación de humedad en Cuartos (A) y Naranjero (B), durante el periodo bianual 01-09-2010 / 31-08-2012 (*columna izquierda*), el año húmedo 2010-11 (*columna central*) y el año seco 2011-12 (*columna derecha*). Las curvas fueron calculadas para los primeros 15 cm del perfil. La estación CG2 únicamente considera los primeros 5 cm de suelo. 203

Fig. 5-19: Curvas de frecuencia acumulada obtenidas con la serie diaria de cada estación de humedad en Parapuños, durante el periodo bianual 01-09-2010 / 31-08-2012, el año húmedo 2010-11 y el año seco 2011-12. Las curvas fueron calculadas para los primeros 15 cm del perfil. 204

Fig. 5-20: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada para los primeros 15 cm de cada estación de humedad de Parapuños, durante el año húmedo 2010-2011, A); y el año seco 2011-2012, B). 207

Fig. 5-21: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada para los primeros 15 cm de cada estación de humedad en Cuartos y Naranjero, durante el año húmedo 2010-2011 A), y el año seco 2011-2012 B). 208

Fig. 5-22: Serie temporal de humedad promediada entre todas las estaciones de humedad de las 3 áreas de estudio para los primeros 15 cm de suelo (*línea negra*), \pm desviación estándar (*sombreado verde*) y coeficiente de variación (*línea roja*). Para Cuartos únicamente se utilizó CG1 y CT1. 211

Fig. 5-23: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada entre los primeros 15 cm de todas las estaciones de humedad en Cuartos A), Parapuños B) y Naranjero C). 212

Fig. 5-24: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (CG1) y bajo copa de Árbol (CT1) en Cuartos, desde el 01-01-2011 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar. 215

Fig. 5-25: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (PG3) y bajo Arbolado (PT1) en Parapuños desde el 01-01-2011 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar. 216

Fig. 5-26: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (NG2) y bajo Arbolado (NT1) en Naranjero, desde el 01-12-2010 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar. 217

Fig. 5-27: Proporción de eventos que produjeron incrementos hídricos a 5 cm de profundidad en cada estación (SMS) y bajo diferentes estados iniciales de humedad. La tabla presenta el número total de eventos y el porcentaje correspondiente de incrementos.	225
Fig. 5-28: Respuesta hidrológica del suelo a escala de evento de lluvia en la capa superficial (5 cm) bajo diferentes coberturas vegetales y considerando diferentes estados iniciales de humedad. Los acrónimos dentro del gráfico hacen referencia a las estaciones de humedad y los números a las variaciones hídricas (m^3/m^3). El valor de <i>Rainfall</i> se refiere a la cantidad de lluvia del evento (<i>mm</i>).	226
Fig. 5-29: Diagrama de dispersión entre precipitación e incrementos de humedad del suelo a 5 cm bajo diferentes estados iniciales de humedad, en pastizal (arriba) y bajo copa de árbol (abajo). El diagrama superior izquierdo representa todos los eventos de lluvia registrados, mientras que los diagramas principales son limitados a eventos de lluvia < 15 mm.	228
Fig. 5-30: Distribución de la precipitación estacional (<i>barras de color</i>) en Parapuños; cantidad absoluta de eventos de lluvia por estación climática (<i>barras sin relleno</i>) y distribución de frecuencia acumulada por evento de lluvia y en 30 minutos (<i>gráfico superior derecha</i>). Otoño = sept, oct, nov; Invierno = dic, ene, feb; Primavera = mar, abr, may; Verano = jun, jul, agos.	231
Fig. 5-31: Ejemplo de tipos de incrementos hídricos en función de la pendiente de la curva de humectación registrada por cada sensor en una SMS de pastizal (G1), matorral (R1) y bajo copa de árbol (T1). Las líneas rojas se corresponden con una profundidad de 5 cm, las líneas negras con 15 cm, mientras que la profundidad de la verde depende del perfil de cada SMS. Los números de la caja indican la pendiente máxima (P_{max}) registrada por cada sensor. A) se corresponde con bajas pendientes, B) y C) con pendientes intermedias, y D) con fuertes pendientes de humectación.....	234
Fig. 5-32: Distribución de frecuencia acumulada de los valores medianos (<i>línea roja</i>) y de los percentiles 10% y 90% (<i>relleno azul</i>) calculado con los sensores a 5 cm, 15 cm, y a mayor profundidad; y distribución de frecuencia relativa de los valores medianos (<i>línea negra</i>), y de los percentiles 10% y 90% (<i>relleno rojo</i>) calculado con los mismos sensores. Los gráficos de caja representan la distribución logarítmica de las pendientes de cada sensor.	236
Fig. 5-33: Correlación entre los valores de pendientes de humectación observados y los predichos para ambos tipos de flujos, lentos ($P_{max} < 6$) y rápidos ($P_{max} > 12$). Nótese la escala logarítmica. RECM = raíz del error cuadrático medio.	239
Fig. 5-34: Variables independientes usadas en los modelos e importancia relativa (%) de cada una para explicar las pendientes más lentas ($P_{max} < 6$) y rápidas ($P_{max} > 12$) de la curva de humectación.	240
Fig. 5-35: Superficie de tendencia de la precipitación necesaria para la reacción del sensor a 15 cm, humedad inicial y pendiente simulada para flujos rápidos ($P_{max} > 12$). Los puntos negros se corresponden con los eventos individuales, mientras que la superficie de tendencia fue modelizada con un ajuste basado en la distancia ponderada de los mínimos cuadrados.	242
Fig. 5-36: Dinámica de la temperatura ambiental y edáfica bajo diferentes coberturas vegetales y en diferentes fincas. Los valores representan la temperatura diaria promediada cada 5 días.	244
Fig. 5-37: Relaciones entre la temperatura ambiente y la temperatura edáfica bajo diferentes cubiertas vegetales.	246
Fig. 5-38: Incidencia de la temperatura edáfica sobre los descensos hídricos del suelo a diferentes profundidades y en distintas coberturas vegetales. El gráfico A se corresponde con la estación CG1; el B con PG1; C con PT1; D con PR2; E con NG1 y F con NT. La estación PT1 presenta dos sensores a 15 cm. Los periodos analizados comienzan con la fecha de instalación de cada estación de humedad.	248
Fig. 5-39: Dinámica temporal del agua disponible para la vegetación en los primeros 15 cm del suelo (A, B y D) y en profundidad (C) para las diferentes coberturas vegetales y SMS de Parapuños, según se ubican en pizarras (columna izquierda) o en Luvisoles (columna derecha). CRAD = Capacidad de Retención de Agua Disponible.	250
Fig. 5-40: Dinámica temporal del agua disponible para la vegetación en los primeros 15 cm de los suelos ubicados bajo copa de árbol (A), en pastizal (B) y a una profundidad de 25 cm (C), en las diferentes SMS de Cuartos y Naranjero. CRAD = Capacidad de Retención de Agua Disponible.	251
Fig. 5-41: Índice de Déficit Hídrico (IDH) en los primeros 15 cm del suelo y en profundidad para las cubiertas vegetales de pastizal (A), retama (B) y arbolado (C), en Parapuños.	253
Fig. 5-42: Índice de Déficit Hídrico (IDH) en Cuartos (A) y Naranjero (B) para los primeros 15 cm del suelo y en profundidad. La estación CG2 únicamente representa una profundidad de 5 cm.	254

Fig. 5-43: Dinámica de la Evapotranspiración Potencial (ETP), contenido hídrico laminar en superficie y diferencia entre estas dos variables (balance) en periodos de 10 días para Cuartos (A), Parapuños (B), y Naranjero (C), y precipitaciones acumuladas cada 10 días (eje derecho).	256
Fig. 5-44: Producción anual de pasto ($kg MS ha^{-1} año^{-1}$) en las zonas de muestreo A y B de cada área de estudio, durante tres años hidrológicos. Los círculos rojos y sus etiquetas expresan la producción promediada a partir de las jaulas de cada zona.	257
Fig. 5-45: Variación anual del crecimiento en altura de los pastos en las distintas SMS de las áreas de estudio durante los años hidrológicos 2010-11 y 2011-12. Los sombreados rosa y rojo indican un Índice de Déficit Hídrico (IDH) inferior a, aproximadamente, -50% y -100%, respectivamente.	259
Fig. 5-46: Fenología de los pastos anuales y superficie de suelo cubierta por los mismos en las estaciones PG3 y PR2 de Parapuños durante dos años hidrológicos (2010-11 y 2011-12).	261
Fig. 5-47: Fenología de los pastos anuales y superficie de suelo cubierta por los mismos en las estaciones CG1 (Cuartos) y NG2 (Naranjero) durante dos años hidrológicos (2010-11 y 2011-12).	262
Fig. 5-48: Relaciones entre el crecimiento del pasto en altura (cm) y la producción aérea de biomasa herbácea en seco ($kg MS ha^{-1}$) en Cuartos (círculos rojos), Parapuños (azules) y Naranjero (verdes), durante el año 2010-2011.	263
Fig. 5-49: Dinámica del contenido medio de agua laminar (mm) en los primeros 15 cm del suelo ± 1 desviación estándar, crecimiento de la biomasa herbácea anual en altura (cm) y dinámica de la temperatura superficial del suelo desde el 01-01-2011 hasta el 31-08-2012 en Parapuños.	264
Fig. 5-50: Dinámica del contenido medio de agua laminar (mm) en los primeros 15 cm del suelo ± 1 desviación estándar, crecimiento de la biomasa herbácea anual en altura (cm) y dinámica de la temperatura superficial del suelo desde el 01-01-2011 hasta el 31-08-2012 en Naranjero y Cuartos.	265
Fig. 5-51: Crecimiento del pasto en altura (cm) en función del contenido hídrico en los primeros 15 cm del suelo (A) y de la temperatura edáfica (B) durante los años 2010-11 y 2011-12, en todas las estaciones de humedad de Parapuños. Los valores están a escala temporal diaria.	266
Fig. 5-52: Humedad del suelo observada y simulada desde marzo de 2009 hasta septiembre de 2012. A) Zona A; B) Zona B; C) SMS PG4. La línea negra representa los valores medidos, mientras que la roja son los valores simulados.	269
Fig. 5-53: Temperatura del suelo observada y simulada desde marzo de 2009 hasta septiembre de 2012. A) Zona A; B) Zona B. La línea negra representa los valores medidos, mientras que la roja son los valores simulados.	270
Fig. 5-54: Producción de pasto simulada y observada en la Zona A (A) y en la Zona B (B). La línea roja representa la producción media de pasto simulada para el conjunto de píxeles en cada Zona, con ± 1 desviación estándar (DE) (relleno verde). Los círculos verdes representan la producción media de pasto basadas en las mediciones de altura, y los rombos azules la producción media de pasto basada en los cortes de las herbáceas (la barra de error corresponde a ± 1 DE).	272
Fig. 5-55: Transpiración simulada durante 4 años hidrológicos (2008-2012) para <i>Q. ilex</i> en la Zona A, (A); y para los pastos naturales en la Zona A y Zona B, (B).	273
Fig. 5-56: Distribución espacial de la humedad media anual del suelo ($m^3 m^{-3}$) (A) y su desviación estándar (B), y evapotranspiración media anual (C) (mm).	275
Fig. 5-57: Producción media de pasto simulada ($kg MS ha^{-1}$) y precipitación en la Zona A para una escala temporal anual (A) y para 10 años a escala diaria (B), (el sombreado verde representa ± 1 desviación estándar de la producción de pasto, y las barras azules representan la precipitación).	278
Fig. 5-58: Producción media de pasto simulada ($kg MS ha^{-1}$) y precipitación en la Zona B para una escala temporal anual (A) y para 10 años a escala diaria (B), (el sombreado verde representa ± 1 desviación estándar de la producción de pasto, y las barras azules representan la precipitación).	279
Fig. 5-59: Distribución espacial de la producción simulada de pasto ($kg MS ha^{-1}$): promedio (A); desviación estándar (B); máximo (C); y mínimo (D).	281
Fig. 5-60: Diagrama de dispersión entre la producción media de pasto simulada y la humedad media del suelo (A), pendiente (B), y fracción de cabida cubierta (C).	283
Fig. 5-61: Influencia de los factores climáticos, hídricos y fisiográficos (gráficos A, B, C y D, respectivamente) sobre la producción simulada anual de pasto en tres situaciones contrastadas: con alta, media y baja producción (en azul, verde y rojo, respectivamente). Las variables precipitación y humedad antecedentes no consideraron valores anuales para cada situación, sino periodos desde el 1-febrero hasta el 1-junio.	285

Listado de Tablas

Tabla 2-1: Unidades comúnmente utilizadas para expresar el potencial de agua del suelo, junto con el diámetro de poros al que generalmente van asociados los valores de potencial. Los valores en kPa y Atmósferas (Atm) son negativos por tratarse de succiones.	51
Tabla 3-1: Temperaturas de las tres áreas de estudio. Fuente: <i>Ninyerola et al.</i> [2005].	90
Tabla 3-2: Resumen estadístico de parámetros forestales. Densidad de Arbolado (DA), Fracción de Cobertura Cubierta (FCC) en las parcelas A y B de Parapuños, Cuartos y Naranjero; y Diámetro del Tronco a la altura del Pecho (DTP) y Superficie de Suelo Desnudo (SSD). DTP = obtenido a 1.3 m de altura. * = promedio \pm desviación estándar (n en Cuartos = 8; Parapuños = 12; Naranjero = 33). ** = obtenida mediante transectos de vegetación siguiendo la metodología de <i>Schnabel et al.</i> [2013b]. 98	
Tabla 3-3: Síntesis de las características generales de la cuenca experimental y de las parcelas de medición. IA se refiere al índice de aridez de la <i>UNEP</i> [1992]. La ETP anual fue calculada con el método de <i>Turc</i> [1961]. 1 Unidad Ganadera equivale a 1 vaca, 0.37 cerdos, y 0.12 ovejas.	100
Tabla 4-1: Fecha de instalación e inicio de monitorización de cada SMS, y profundidad a la que están instalados los sensores (cm). ST = sensor temperatura; SH = sensor de humedad.	106
Tabla 4-2: Estadísticos obtenidos tras aplicar el <i>t-test</i> entre la serie observada y corregida. n = tamaño muestral. $p = 95\%$	113
Tabla 4-3: Número de mediciones tomadas con <i>TDR</i> en espacios abiertos o bajo copa de árbol en cada área de estudio.	116
Tabla 4-4: Factor de corrección de cada pluviómetro obtenido tras su calibración.	119
Tabla 4-5: Número de anillos de suelo recogidos para la determinación de la curva de retención.	125
Tabla 4-6: Puntos de la curva de retención calculados y método utilizado para su determinación. FET = funciones de edafotransferencia.	125
Tabla 4-7: Propiedades de los eventos de lluvia, símbolos, descripción de las propiedades y unidades de medición.	137
Tabla 4-8: Valores que definen los 4 estados de humedad edáfica en cada Estación de Humedad (SMS), y humedad media ($m^3 m^{-3}$) en cada SMS, desde abril 2010 hasta septiembre 2012.	139
Tabla 4-9: Estaciones de humedad del suelo (SMS), localización, cobertura y fecha de instalación.	141
Tabla 4-10: Variables independientes utilizadas en el análisis con MARS.	145
Tabla 4-11: Lista de los parámetros de vegetación utilizados en este estudio. Los símbolos de las variables son los mismos que los utilizados por <i>Maneta y Silverman</i> [2013].	155
Tabla 4-12: Parámetros del modelo incluidos en el proceso de calibración manual.	157
Tabla 5-1: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Parapuños. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.	161
Tabla 5-2: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Cuartos. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.	162
Tabla 5-3: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Naranjero. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.	163
Tabla 5-4: Contenido hídrico del suelo (m^3/m^3) según su potencial de succión (pF) obtenido en laboratorio. Los valores en cursiva fueron determinados mediante funciones de edafotransferencia. F = finca; S = suelo; V = cubierta vegetal, donde A = arbolado, P = pastizal, y R = <i>retama</i> ; Z = profundidad (cm).	165
Tabla 5-5: Test Wilcoxon de diferencias estadísticas aplicado a las curvas de retención hídrica obtenidas en laboratorio y completadas con funciones de edafotransferencia ($n = 11$). p -level = 95%	166
Tabla 5-6: Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD), resultante de la diferencia entre el agua a Capacidad de Campo (CC) y el Punto de Marchitamiento (PM). Los valores fueron calculados con los contenidos hídricos obtenidos tras ajustar las curvas con el modelo de <i>van Genuchten</i>	171
Tabla 5-7: Características de las series temporales de precipitación anual (mm) en las tres áreas de estudio. $n = 35$ años. DS = desviación estándar (mm); CV = coeficiente variación (%); 0.2 y valores sucesivos = quintiles (mm).	173

Tabla 5-8: Estadísticas mensuales de las series de precipitación en Cuartos (C), Parapuños (P), y Naranjero (N), desde 1977-78 a 2011-12. $n = 35$ años.....	174
Tabla 5-9: Distribución mensual de las precipitaciones en Cuartos (C), Parapuños (P), y Naranjero (N), durante cuatro años hidrológicos.	175
Tabla 5-10: Cantidad de eventos de lluvia por año hidrológico, número de días sin llover por año y número de días consecutivos sin precipitación. * = eventos de lluvia contabilizados a partir de la fecha de instalación de las estaciones de humedad. Cuartos (C), Parapuños (P), Naranjero (N).	177
Tabla 5-11: Propiedades de los eventos de lluvia en Cuartos (C), Parapuños (P) y Naranjero (N). 179	
Tabla 5-12: Temperaturas medias estacionales (T) y amplitud térmica estacional (AT) calculadas con los valores diarios; y evapotranspiración potencial (ETP) estacional, calculada según el método establecido por <i>Turc</i> [1961] para periodos decenales.....	181
Tabla 5-13: Resumen estadístico de los valores hídricos (m^3/m^3) de cada estación de humedad del suelo (SMS), obtenidos con los sensores correspondientes a cada SMS para el periodo 01-09-2010/31-08-2012. El periodo en CT2 y NG3 comienza el 01/11/2011 y el 24/05/2011, respectivamente, mientras que en PT2 comienza el 01/12/2010. En CG2 todos los sensores están a 5 cm.....	183
Tabla 5-14: Análisis de correlación entre propiedades edáficas y contenidos hídricos de los suelos en diferentes estados. ($n = 50$) (* $p < 0.05$; ** $p < 0.001$).....	186
Tabla 5-15: Coeficientes de variación (%) en los sensores de algunas SMS, calculados con la serie temporal diaria completa.....	187
Tabla 5-16: Contenido hídrico medio anual y estacional (m^3/m^3) en cada estación de humedad del suelo (SMS). Los valores fueron calculados con todos los sensores de cada SMS. Oto. = Sept, Oct, Nov; Inv. = Dic, Ene, Feb; Pri. = Mar, Abr, May; Ver. = Jun, Jul, Ago. Los valores en cursiva fueron calculados a partir de años incompletos.	198
Tabla 5-17: Coeficiente de variación (%) promediado entre todas las estaciones de humedad para cada estación climática, durante el año húmedo (2010-11) y el año seco (2011-12).	206
Tabla 5-18: Valores de humedad registrados con TDR en las tres áreas de estudio en diferentes coberturas a lo largo de un año, y test <i>t</i> de <i>Student</i> . DE = desviación estándar; n = tamaño muestral; p^* y p^{**} = 95 y 99% significancia, respectivamente. NS = no significativo. En azul los valores máximos y en rojo los mínimos.	214
Tabla 5-19: Valores de humedad (%) registrados con TDR en diferentes orientaciones bajo la copa del árbol, y valor promedio bajo árbol. En azul los valores máximos y en rojo los mínimos. $n = 50$	218
Tabla 5-20: Coeficiente de correlación de <i>Spearman</i> entre propiedades de los eventos de lluvia, condiciones antecedentes, y variaciones hídricas a 5 cm y en la base del perfil. * $p < 0.001$; $n = 596$	222
Tabla 5-21: Mediana \pm desviación estándar de variables que caracterizan las condiciones antecedentes de los estados de humedad del suelo.	223
Tabla 5-22: Resultados de la regresión no lineal de mínimos cuadrados en las variaciones hídricas del suelo a 5 cm de profundidad en diferentes cubiertas de vegetación y estados de humedad.....	224
Tabla 5-23: Test de Mann-Whitney calculado con las variaciones de humedad a diferentes profundidades, 5 y 30 cm, y bajo diferentes coberturas vegetales. * $p < 0.05$; ** $p < 0.01$; ns = no significativo ($p = > 0.05$). C = Cuartos; P = Parapuños; N = Naranjero.....	229
Tabla 5-24: Cantidad total de eventos de lluvia registrados en cada SMS, y eventos que causaron incrementos $\geq 0.003 m^3 m^{-3}$ en cada sensor de cada SMS. T1 y T2 tienen dos sensores a 15 cm.	232
Tabla 5-25: Cantidad de agua total precipitada (mm) e infiltrada (mm) en cada profundidad, en caso de los flujos más lentos ($P_{max} < 6$) y los más rápidos ($P_{max} > 12$). La precipitación fue obtenida después de sumar todos los eventos de lluvia en los que fue detectado algún incremento hídrico en cada estación de humedad del suelo. El agua infiltrada fue calculada como la diferencia entre la humedad máxima e inicial ($\theta_{max} - \theta_{inic}$), y expresada como agua laminar en 5 cm de profundidad.	237
Tabla 5-26: Resumen estadístico de las bases de datos de calibración (<i>training</i>) y validación (<i>test</i>). n = tamaño muestral. DE = desviación estándar. Max y Min = valores máximos y mínimos de pendiente máxima (P_{max}), respectivamente.	238
Tabla 5-27: Coeficiente de determinación (r^2) entre los valores de pendiente y los incrementos totales de humedad del suelo ($\theta_{max} - \theta_{inic}$) originados por los eventos de lluvia en cada profundidad de cada estación de humedad del suelo. * sensor instalado a 15 cm.....	243
Tabla 5-28: Resumen estadístico de los valores diarios de temperatura edáfica y ambiente en cada Estación de Humedad del Suelo (SMS). P; C y N = Temperatura ambiente en Parapuños, Cuartos y	

Naranjero, respectivamente. Prom. ; DE; Máx. y Mín. = promedio, desviación estándar, máximo y mínimo, respectivamente. Los valores fueron calculados desde la instalación de cada SMS. 245

Tabla 5-29: Coeficientes de determinación (r^2) obtenidos al relacionar la temperatura en los primeros 5 *cm* del suelo con los descensos hídricos registrados en cada estación de humedad. 247

Tabla 5-30: Valores de la curva de retención hídrica que determinan la Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD), en diferentes cubiertas vegetales y a distintas profundidades en Cuartos, Parapuños y Naranjero. CC = Capacidad de Campo; PM = Punto de Marchitamiento. 249

Tabla 5-31: Número de meses en los que el Índice de Déficit Hídrico (IDH) desciende de 0%, -50% y -100%, en los primeros 15 *cm* del suelo de las distintas coberturas vegetales de cada finca, y en 2 años hidrológicos climáticamente contrastados. P = Parapuños, C = Cuartos, N = Naranjero. 254

Tabla 5-32: Estadísticos de bondad de ajuste entre los datos de tiempo observados y simulados. *K-S* = test de Kolmogorov–Smirnov. * Datos de ejemplo. *Obs.* = valores medios observados en la cuenca de estudio (2000–2012). *Sim.* = valores medios simulados para 300 años. 268

Tabla 5-33: Estadística descriptiva de las series observadas (*Obs.*) y simuladas (*Sim.*) y parámetros de calidad del modelo. *n* = tamaño muestral; RECM = raíz del error cuadrático medio; * Valores únicamente mostrados desde 2011 debido a que es el año más monitorizado. 271

Tabla 5-34: Estadística descriptiva para la precipitación simulada (mm) y la producción media (*kg DM a⁻¹*) simulada de pasto (*kg MS ha⁻¹ año⁻¹*) en cada zona y para los 300 años. *n* = tamaño muestral. DE = desviación estándar. 277

Tabla 5-35: producción de pasto anual en la Zona A y la Zona B (*kg DM ha⁻¹*), precipitación anual (mm) y precipitación antecedente acumulada previa al 1 de junio (30, 60, 90, 120 días). 280

Listado de Abreviaturas

Símbolo	Descripción	Unidad
AEMET	Agencia Estatal de Meteorología de España	
AP	Precipitación acumulada desde el 1 de septiembre	mm
AP24h; 48h	Precipitación acumulada las últimas 24 y 48 horas previo al evento de lluvia, respectivamente	mm
AP5; 15; 30; 45	Precipitación antecedente en los últimos 5, 15, 30 y 45 días previo al evento de lluvia, respectivamente	mm
Avg. θ_{inic} - 15, all	Humedad del suelo inicial media en los 15 primeros cm y para todo el perfil en su conjunto	$m^3 m^{-3}$
CHG	Confederación Hidrográfica del Guadiana	
Duración	Duración total del evento de lluvia	Horas
FET	Funciones de edafotransferencia	
Fig.	Figura	
LAI	Índice de Área Foliar o <i>Leaf Area Index</i>	$m^2 m^{-2}$
MARS	<i>Multivariate Adaptive Regression Splines</i>	
Max-5; 10; 30; 60	Máxima cantidad de lluvia acumulada en 5, 10, 30 y 60 minutos, respectivamente	mm
mm	Milímetro	$L m^{-2}$
ϕ	Porosidad	
ρ_b	Densidad aparente del suelo	$g cm^{-3}$
PET-10; 30	Evapotranspiración potencial acumulada en los últimos 10 y 30 días, respectivamente	mm
PR5, 15, >15	Precipitación necesaria para hacer reaccionar a los sensores a 5 cm y 15 cm, o al sensor a mayor profundidad, respectivamente	mm
Rainfall	Cantidad total de lluvia originada en un evento	mm
RECM (RMSE)	Raíz del error cuadrático medio o <i>Root Mean Square Error</i>	
SMS	Estación de humedad del suelo o <i>Soil Moisture Station</i>	
S	Grado de saturación	0-1 ó %
TLE, TPE	Tiempo transcurrido desde el ultimo y penúltimo evento, respectivamente	Horas
TR 5, 15, >15	Tiempo transcurrido desde que el evento de lluvia comienza hasta que el sensor a 5 cm, 15 cm, o a mayor profundidad reaccionan, respectivamente	Horas
TDR	Reflectometría del Tiempo de Dominio o <i>Time Domain Reflectometry</i>	$m^3 m^{-3}$
θ	Contenido volumétrico de agua	$m^3 m^{-3}$
°C	Grado centígrado	°C
θ_{inic} - 5, 15, >15	Humedad del suelo justo antes de empezar el evento de lluvia, a 5 cm, 15 cm o en el sensor más profundo	$m^3 m^{-3}$
θ_{fin} - 5, 15, >15	Humedad del suelo justo después de finalizar el evento de lluvia, a 5 cm, 15 cm o en el sensor más profundo	$m^3 m^{-3}$
θ_{max} - 5, 15, >15	Máxima humedad del suelo alcanzada en el evento de lluvia, a 5 cm, 15 cm o en el sensor más profundo	$m^3 m^{-3}$
μm	Micrómetro o micra	$10^{-6} m$

Agradecimientos

¿Por dónde empiezo?, es la pregunta que surge en casi todos los capítulos de este trabajo y este, por no variar, no iba ser menos... Espero recordar y nombrar a todas las personas y organismos que han hecho posible este estudio ya que, como mínimo, les debo gratitud. Los que no aparecen, perdonen el lapsus.

En primer lugar, agradecer al *Ministerio de Ciencia e Innovación* que me proporcionó la financiación pre-doctoral básica para desarrollar esta investigación mediante la concesión de una beca FPI (BES-2009-011964), insertada dentro del proyecto *Evaluación y modelización integral de la degradación de dehesas y pastizales* (CGL-2008-01215), concedido por el mismo organismo. Además, debo agradecer a los propietarios y encargados de las fincas, no sólo por dejarnos instalar el instrumental, sino por facilitarnos el trabajo y dejarnos acceder a sus propiedades. Del mismo modo, agradecer a *D. Francisco González López*, perteneciente a la Finca la Orden, CICYTEX, de la Junta de Extremadura, por su trabajo en la temática de los pastos.

A mi directora, la *Dra. Susanne Schnabel*, principal artífice de que este estudio esté concluido. Primero, por dirigirme el trabajo; segundo, por el apoyo personal y profesional, por la ayuda desinteresada y por las horas dedicadas; y tercero y sobre todo, por los tan necesarios ánimos en los momentos difíciles.

Las palabras dirigidas a *Susana* se hacen perfectamente extensibles a mis compañeros del *Grupo de Investigación GeoAmbiental* que, tanto en verano a 44 °C, como en invierno calándonos o llamando a la grúa para desatascar el coche mientras caían las pelonas, me acompañaron, aguantaron y ayudaron en mi trabajo de campo, y además, por si fuera poco, sacaron tiempo para solucionarme cualquier tipo de duda en el laboratorio. Gracias por enseñarme, por escucharme, por aconsejarme, por dar ánimos, por saber transmitir diariamente el buen humor, y por los inolvidables años vividos! Sinceramente, no sé a quién agradecer más y a quién poner primero, porque en este trabajo hay tantas aportaciones de cada uno, que de ningún modo hubiera sido posible sin ellos. De modo que por orden alfabético, gracias a los presentes: *Dr. Álvaro Gómez (Álvaro)*, *Dr. Francisco Lavado (Paco)*, *Silvia Nadal (Silvia)* y *Dr. Manuel Pulido (Manolo)*; a las últimas en llegar: *Estela Herguido (Estela)* y *Judit Rubio (Judit)*; y a los ya ausentes: *Dr. Ramón García (Ramón)* y *Ángel Jariego (Galgo)*.

Montana... ¿qué puedo decir de esta estancia? Inefable no haría justicia. Además de permitirme conocer y aprender del *Dr. Marco Maneta*, supuso, y aunque parezca exagerado, un punto de inflexión en mi vida. *Gracias* es la palabra que se utiliza para expresar agradecimiento, pero debería existir otro término cuando éste no alcanza a reflejar toda la gratitud que se pretende manifestar. Creo que nunca voy a dejar de sorprenderme de lo vivido y aprendido en esta inolvidable estancia, quizá lo más importante: *“Si este lo hace ¿por qué no tú? ¿no tienes dos manos y dos pies igual? Los límites se los pone uno mismo”*. Por todo, gracias *Marco!!*

Potsdam-Berlin.... wow!!! Other completely different subject, other life, other experience... It was a pleasure to find here to *Dr. Loes van Schaik*, excellent professional and better person, with an incredible work capacity. Thank you very much for teaching me and for giving me the opportunity of working with you and of interacting weekly with your group. Those experiences were and will be unforgettable for me, between other things due to hard and cold climate of Germany... ☺ I cannot finish this acknowledgement without to do mention of my roommates in Potsdam and after in Berlin, *Tina* and *Lena*, because they were my friends and my family along of this stay in Germany. Thanks a lot, girls!!

Al *Dr. Antonio Ceballos* por enseñarme, por su paciencia durante las reuniones en la Universidad de Salamanca, por ayudarnos en el trabajo de campo, y, sobre todo, porque supo enviar ánimos cuando más falta hacían.

A las personas que me han dado apoyo y ánimos y que, de una forma u otra, me han asesorado y/o facilitado el trabajo, a la vez que han conseguido enriquecerlo. Gracias a *Francesc Ferrer, Carles Rubio, Claudio Zucca, Anna Sala, Gabriele Baroni, Carlos Rivera, Thomas Graeff, Jennifer Schulz, Tobias Hohenbrink, Antonio Molina, Arturo Sánchez, Pablo García-Estríngana, Chris Chamber, Alberto Mariano, Héctor, Miguel, Paulo Fachin*, y toda la gente del laboratorio de SIG, que mostraron un constante interés y siempre tuvieron palabras de ánimo.

A los amigos que en los días de enclaustramiento se preocuparon por mi desaparición... especialmente a *Inma* y a *Javi*, que tenían más ganas que yo mismo de ver esta tesis concluida con tal de no aguantar más mi monotemática... ☺

Por último, y por ello lo más importante, a mi familia. A mis padres, mi hermana, mi primo (que de tanto escucharme podría defender este trabajo), mis tíos, mi abuela, y demás familiares que se han preocupado por mí. Especialmente a los que se fueron, *Julio* y *Faustino*, va por vosotros.

Sinceramente, creo que he coincidido con personas de un nivel académico y científico extraordinario, tanto en Cáceres como en Salamanca, en Estados Unidos, Alemania, e incluso en viajes cortos como Varsovia, Solsona, Atenas o Viena, y en todos los sitios me he sorprendido con la abrumadora capacidad de trabajo de cada una de ellas, pero sobre todo, con el trato igualitario de tú a tú, la educación, amabilidad, generosidad y, en definitiva, con los excepcionales valores humanos que proyectan y que, además, transmiten. Gracias a todos por hacerme crecer profesionalmente, pero sobre todo, personalmente.

No me quedo a gusto sino acabo diciendo que este trabajo supuso un esfuerzo que conllevó una dedicación de incontables horas, quebraderos de cabeza constantes, rutinas desordenadas, madrugones, insomnio... y todo ocurrió entre un laboratorio y una habitación, esta última minada de *papers* y libros, e iluminada por un flexo y la pantalla de un portátil. En último momento, mi cara cogió el color de la habitación y del papel de los *papers*. Me ha costado, pero al fin, aquí está.

Resumen

El agua constituye un elemento de tal magnitud que está presente y juega un papel destacado en casi todos los procesos y ciclos naturales del planeta. El mantenimiento y equilibrio de los ecosistemas agrosilvopastoriles con arbolado disperso y clima mediterráneo depende de los factores que determinan su configuración, las condiciones físico-ambientales y la gestión humana, que ejercen un importante control sobre uno de sus componentes clave: el agua.

En este trabajo se investiga la dinámica del agua del suelo a distintas escalas espaciales y temporales en ecosistemas agrosilvopastoriles (*dehesas*) condicionados por la disponibilidad de los recursos hídricos, y se estudia la relación entre dicha dinámica y los factores involucrados en ella, como el clima y la vegetación. Además, se analiza la sensibilidad y respuesta del pasto a la disponibilidad de agua en el suelo.

El contenido hídrico edáfico se monitorizó con 17 estaciones automáticas de humedad (SMS), compuestas por sensores de capacitancia que tomaron registros de forma continua cada 30 minutos durante más de 2 años hidrológicos completos (principalmente, desde el 01-09-2010 hasta el 31-08-2012). Los sensores se instalaron a 5, 10 y 15 cm y a una profundidad variable dependiendo de la potencia del perfil. Dichas profundidades se justificaron porque la mayoría de los suelos son someros y porque las raíces de los pastos se concentran en la capa superficial del suelo. En casi todas las SMS también se monitorizó la temperatura edáfica a 5 cm de profundidad y en intervalos de 30 minutos. Las SMS se ubicaron bajo la influencia de diferentes cubiertas vegetales, principalmente espacios abiertos y bajo copa de árbol. Las escalas temporales variaron desde el minuto al año, considerando series climáticas más prolongadas en combinación con modelos ecohidrológicos espacialmente distribuidos. Las escalas espaciales abarcaron desde el pedón (m^2) hasta la cuenca hidrográfica ($\approx 1 km^2$). Los estudios se llevaron a cabo en 3 fincas experimentales de la región de Extremadura.

Generalmente, los suelos bajo las copas de los árboles registraron menor contenido hídrico anual que los espacios abiertos. Sin embargo, la combinación de factores, como la irregularidad meteorológica y las modificaciones introducidas por el arbolado, podrían determinar una mayor o menor cantidad de agua bajo las copas con respecto a los espacios abiertos. Los periodos más húmedos fueron propensos a homogeneizar los valores de humedad entre coberturas vegetales y los más secos a aumentar las diferencias.

La cantidad de agua que atraviesa las cubiertas y alcanza el suelo puede ser temporalmente modificada por las coberturas vegetales según las condiciones ambientales antecedentes (desde secas a húmedas). Los ciclos de re-humectación sugirieron ser tan importantes, o incluso más, que la duración o la cantidad de lluvia en el proceso de interceptación.

El ciclo anual de humectación-desección edáfica registró diferente variabilidad estacional en función de la cantidad y distribución temporal de la pluviometría. Los procesos de humectación del suelo mostraron patrones basados en el predominio de los flujos matriciales y en una baja ocurrencia de los flujos

preferenciales. Sin embargo, al considerar el volumen total de agua, los flujos preferenciales llegaron a ser el proceso dominante. Asimismo, la técnica de minería de datos *Multivariate Adaptive Regression Spline* (MARS) mostró ser apropiada para detectar los factores que afectan a los tipos de flujos y modelizar su ocurrencia.

Los resultados destacaron la importancia de la capa superficial del suelo (primeros 15 *cm*) en los procesos ecohidrológicos y como principal zona de abastecimiento hídrico del pasto. Las herbáceas sólo presentaron un crecimiento significativo de su porte aéreo cuando dicha capa fue capaz de satisfacer la demanda hídrica en el momento adecuado. A pesar de las modificaciones introducidas por las distintas cubiertas vegetales, la capa superficial del suelo se reveló como la más sensible ante factores externos como los cambios térmicos.

El uso de modelos ecohidrológicos espacialmente distribuidos en combinación con generadores estocásticos de tiempo mostró ser una herramienta eficaz para determinar los procesos hidrológicos en ecosistemas semiáridos, así como para simular la dinámica espacio-temporal de la producción de herbáceas durante periodos prolongados a escala de cuenca.

Palabras clave: *humedad del suelo, ecohidrología, vegetación, clima, dehesa.*

Summary

Water plays a critical role in almost all processes and natural cycles of the planet. The maintenance and equilibrium of agrosilvopastoral ecosystems with scattered tree cover and Mediterranean climate depends on factors that determine its configuration, the physical and environmental characteristics and human management. A prominent role is played by these factors in one of the key components of these agrosilvopastoral ecosystems: water.

This work investigates the soil moisture dynamic at different spatio-temporal scales in agrosilvopastoral ecosystems (*dehesas*), conditioned by the availability of water. The relationships between such dynamics and the factors involved, such as climate and vegetation, are also analyzed, as well as the response and sensibility of the pasture to soil water availability.

Soil water content was monitored continuously with a temporal resolution of 30 minutes and by means of capacitance sensors, mainly for the hydrological years 2010–2011 and 2011–2012. They were installed at 5, 10 and 15 cm, and 5 cm above the bedrock and depending on soil profile. This distribution along the soil profile is justified because soils are generally very shallow and most of the roots are concentrated in the upper layer. The sensors were gathered in 17 soil moisture stations (SMS) mainly in two contrasting situations characterized by different vegetation covers: under tree canopy and in open spaces or grasslands. Temporal scales ranged from minute to year, and longer climate series in combination with ecohydrological spatially distributed models were also considered and used. Spatial scales varied from soil profile (m^2) to catchment watershed ($\approx 1 km^2$). These works were carried out in 3 experimental farms of the Spanish region of Extremadura.

Results indicated that, generally, under tree cover, lower annual soil water content was observed than in grasslands. However, the combination of factors, such as meteorological variability and modifications caused by trees, could determine greater or lower soil water content under tree canopies than in grasslands. A homogenization of soil water content for different vegetation covers was observed for wetter periods, while differences in soil water content tended to increase in the drier ones.

The amount of rainfall reaching the soil may be modified temporally by different vegetation covers according to antecedent event conditions (from driest to wettest). The frequencies of re-wetting cycles seemed to be more relevant than either the duration or amount of precipitation in the interception of the different vegetation covers.

The annual wetting-drying cycle of the soil experienced different seasonal variability according to the amount and temporal distribution of rainfall. Matrix flow was observed as the dominant process during soil wetting cycles as opposed to preferential flow which was less frequent. However, if the total volume of water is considered, then preferential flows became the dominant process. Besides, the data mining technique *Multivariate Adaptive Regression Spline* (MARS) proved

being useful to identify and rank the factors influencing flow types as well as modelling their occurrence.

The results highlighted the importance of the upper soil layer (first 15 *cm*) on ecohydrological processes as the main layer to supply water for pasture production. Herbaceous vegetation cover only presented a significant growth when this layer was able to satisfy the water demand in the appropriate period. Additionally, the surface layer proved to be the more sensitive to external factors, such as temperature changes.

The combined use of ecohydrological spatially distributed models and stochastic weather generators proved to be an effective tool for estimating trends in long-term pasture production and hydrologic conditions in semiarid rangeland areas characterized by high spatial and temporal variability of rainfall.

Keywords: *soil moisture, ecohydrology, vegetation, climate, dehesa.*

1 INTRODUCCIÓN

La Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación estimó que alrededor del 41% de la superficie global está compuesta por tierras áridas, semiáridas o subhúmedas secas [Reynolds *et al.*, 2007]. Entre ellas se encuentran varios tipos de ecosistemas con estructura forestal de arbolado disperso, como los sistemas agrosilvopastoriles de dehesa, tradicionalmente considerados como explotaciones ejemplares debido al equilibrio mantenido entre la conservación y el aprovechamiento de sus recursos. Dichos sistemas se constituyen como los más extensos de Europa y están considerados dentro de la directiva Hábitat de la UE como zonas que han de preservarse, ya que soportan altos niveles de biodiversidad dentro de una amplia variedad de ambientes, tales como tierras de cultivo, espacios de pastoreo, zonas de matorral, o áreas de pastizal [Campos-Palacín, 2004; Costa Tenorio *et al.*, 2005; Marañón *et al.*, 2009; Moreno y Pulido, 2009]. Sin embargo, su equilibrio y mantenimiento es delicado debido a que los factores que determinan su configuración, las condiciones físico-ambientales y la gestión humana, ejercen un importante control sobre uno de sus componentes clave: el agua.

Las condiciones físico-ambientales que definen estos sistemas se caracterizan, a grandes rasgos, por la amplia variabilidad de las precipitaciones y las altas temperaturas estivales, lo cual origina una elevada evapotranspiración potencial que a su vez determina un gran déficit hídrico. Los suelos, además de ser pobres en nutrientes, se caracterizan por ser poco profundos y por desarrollarse sobre un sustrato casi impermeable, lo que reduce su capacidad de almacenamiento de agua. Estos factores limitan los recursos hídricos disponibles para la vegetación, por lo que una alteración de los mismos podría suponer una modificación en la dinámica natural de la biomasa [Rodríguez-Iturbe, 2000].

Bajo este enfoque, el efecto de un posible cambio climático, cuyas últimas estimaciones en 2013 [IPCC, 2013] pronostican unos aumentos de las temperaturas y disminución de las precipitaciones más acusados que los predichos en 2007 [IPCC, 2007], tendría consecuencias directas sobre los recursos hídricos y por consiguiente en el ecosistema. Como resultado, una gran variedad de fenómenos podría acentuarse, como ya se vio en 2012, año con uno de los inviernos más secos desde que se tiene constancia y con el peor registro de la década en cuanto a superficie forestal quemada [MAGRAMA, 2013; Trigo *et al.*, 2013]. Consecuentemente los efectos derivados, como los procesos de erosión, degradación y desertificación, podrían intensificarse.

La gestión humana es otro de los factores que influye en el estado ecológico de los espacios, ya que determina tanto el uso del suelo como la intensidad con que se utiliza. En este sentido, aunque la dehesa tiene una gran variedad de usos ha estado sujeta a grandes cambios desde mediados del siglo pasado, que en su mayoría han ido direccionados hacia una mayor presión sobre los recursos o hacia un abandono de las explotaciones [Campos-Palacín, 1993]. Debido a esto, el funcionamiento de uno de los ciclos más vulnerables, el del agua, puede verse

alterado, lo cual incide directamente sobre uno de sus más importantes componentes, la vegetación.

Según lo expuesto, un cambio significativo de cualquiera de los factores incidentes en la dinámica ambiental podría alterar el ecosistema, de modo que evolucionaría hacia estados ecológicos más complejos o, por el contrario, hacia su degradación, modificando en cualquier caso su identidad y su valor económico, ambiental y cultural.

Desde este punto de vista, el *Grupo de Investigación GeoAmbiental* (GIGA) del Área de Geografía Física de la Universidad de Extremadura ha centrado su atención durante las últimas dos décadas en estudiar la importancia que tienen los distintos factores y procesos en la configuración de los ecosistemas. Por ejemplo, desde una perspectiva basada en los procesos erosivos y de degradación del suelo, *Schnabel* [1997], y más recientemente *Gómez-Gutiérrez* [2009], demostraron la importancia en la gestión de los usos y manejos de los espacios agrosilvopastoriles con el fin de evitar su degradación y la aparición de procesos erosivos que contribuyan a su pérdida, como la erosión laminar o el acarreamiento. Paralelo a esta línea, *Pulido-Fernández* [2014] destacó la fragilidad del sistema edáfico y su facilidad para que el equilibrio entre recuperación natural y pérdida de calidad ligada a la gestión humana se vea alterado; asimismo, *Lavado-Contador et al.* [2009] modelizaron, a partir de variables naturales y antrópicas, la vulnerabilidad a la degradación del suelo a nivel regional identificando áreas según su sensibilidad ambiental. Desde un enfoque hidrológico, *Ceballos-Barbancho* [1999] estableció un balance hídrico a escala de cuenca hidrográfica para este tipo de ecosistemas explicando, además, su complejo comportamiento. En el mismo sentido, *Maneta* [2006] modelizó dicha complejidad y comportamiento a escala de cuenca, incorporando todos los procesos hidrológicos en un modelo de base física espacialmente distribuido que posibilita la simulación de gran cantidad de escenarios. Finalmente, *Mateos-Rodríguez* [2003], profundizó en los procesos hidrológicos de la interceptación, trascolación, y escorrentía cortical de la encina, destacando el importante papel de la interceptación en el balance hídrico anual. Siguiendo un enfoque que discutiblemente podría enmarcarse en la *ecohidrología* e intentando profundizar en los procesos que ocurren a diferentes escalas espacio-temporales, la presente investigación pretende estudiar la dinámica del agua edáfica y su relación con el clima y la vegetación, tratando de determinar la sensibilidad de uno de los componentes más importantes del ecosistema a las variaciones espacio-temporales del agua, la de los pastos.

El estudio se inserta dentro del proyecto *Evaluación y modelización integral de la degradación de dehesas y pastizales* (CGL-2008-01215), aprobado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, desarrollado por el GIGA y, llevado a cabo gracias a la ayuda de una beca de *Formación de Personal Investigador* (BES-2009-011964). Los trabajos se desempeñaron en tres de las diez fincas elegidas para realizar dicho proyecto, mientras que la selección de las diez áreas se enmarcó en el contexto de otros proyectos de investigación, como *Indicadores de degradación del suelo en áreas de pastoreo*, (PRI06A281), y *Desarrollo de un sistema de información para la gestión ambiental y económica del ecosistema dehesa/montado en Extremadura y Alentejo* (INTERREG SP4.E13).

1.1 Motivación, justificación y objetivos del estudio

1.1.1 Motivación y justificación

El agua o humedad del suelo es un componente clave del balance hídrico y del sistema climático global, representa una de las variables hidrológicas más importantes, constituye un elemento fundamental para el desarrollo y mantenimiento de la biomasa, interviene directamente en los procesos geomorfológicos, juega un papel crítico en el desarrollo edáfico, posibilita el lavado de contaminantes en los suelos y es un recurso vital para todo tipo de animales, además de ser indispensable para las actividades humanas. Se trata de un elemento que sólo se encuentra en la zona vadosa o no saturada del suelo, representa una ínfima proporción con respecto al agua mundial (Fig. 1-1), circula de forma natural por todo el planeta y, dada su importancia, su dinámica debería ser uno de los principales objetivos en los estudios hidrológicos [Oki y Kanae, 2006].

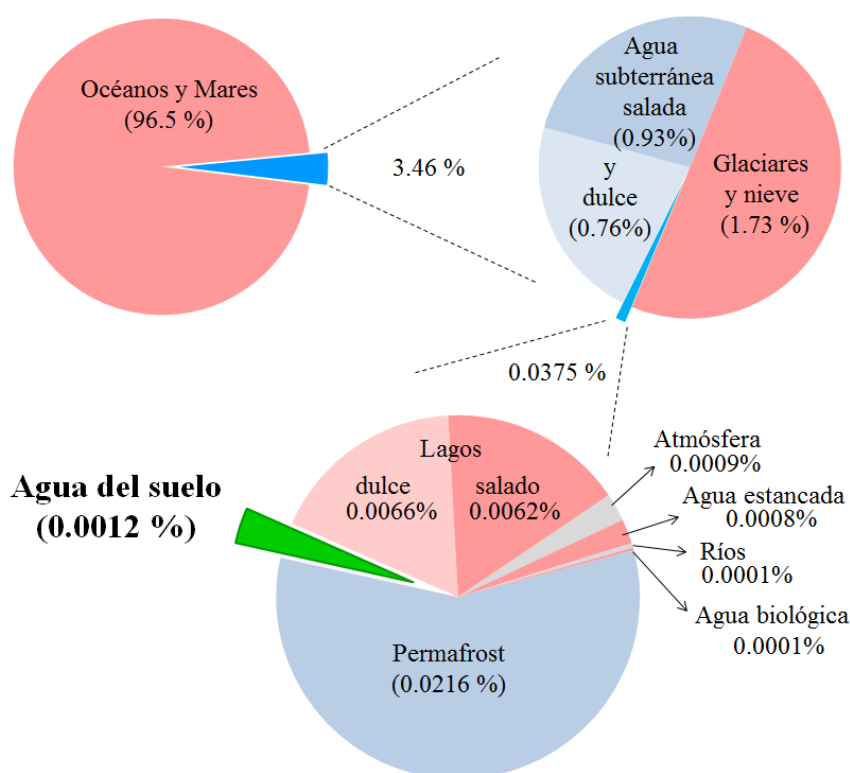


Fig. 1-1: Proporción de agua del suelo (porción verde) con respecto a la distribución de agua mundial, según estimaciones de *Shilomanov* [1993].

En el caso de ciertos sistemas agrosilvopastoriles mediterráneos, clasificados según el Índice de Aridez determinado por la *UNEP* [1992] como subhúmedos secos y semiáridos, la irregularidad climática condiciona la disponibilidad hídrica del suelo, que representa el principal limitante del ecosistema [Valladares *et al.*, 2004]. Conscientes de esta importancia, numerosos autores han realizado durante los últimos años destacados avances en el campo de la hidrología aplicada a dichos sistemas [Ceballos-Barbancho, 1999; Cubera, 2006; Maneta, 2006; van Schaik, 2010], intentando cubrir con ellos la falta de conocimiento existente y que ya subrayó Campos-Palacín [2004].

Pese a esto, los estudios desarrollados en ambientes limitados por el agua que abordan los procesos desde una perspectiva ecohidrológica, además de ser todavía escasos, no cubren ciertas escalas espacio-temporales debido a sus limitaciones metodológicas. El hándicap se encuentra en que no combinan con precisión la resolución temporal junto con la espacial ya que, o bien monitorizan el contenido hídrico del suelo a escalas temporales normalmente superiores a la semanal, o bien eluden medir con precisión la zona más superficial del suelo.

Desde el punto de vista de la resolución temporal, Llorens *et al.* [2011] o Molina *et al.* [2014] demostraron que una medida superior a la semanal puede ser poco representativa de la humedad media que se observa durante el mismo periodo temporal. Según estos autores, la frecuencia a la cual se realizan las mediciones es un factor clave para la estimación precisa de la dinámica del agua del suelo, y si dichas mediciones presentan variaciones no estructuradas, el proceso estudiado no estará suficientemente muestreado. Por otro lado, estudios con resoluciones inferiores a la semanal, como el desarrollado por David *et al.* [2006] o por Gerrits *et al.* [2013], ya destacaron la ausencia de trabajos a escalas de tiempo cortas y, por consiguiente, la falta de conocimiento sobre los procesos asociados a su temporalidad.

Conforme a lo expuesto, podría decirse que en ambientes con arbolado disperso y limitados por el agua, como pueden ser las dehesas, existe una carencia de estudios que aborden la dinámica del agua edáfica con una resolución temporal precisa, analizando tanto los cortos como los extensos periodos temporales. La resolución temporal utilizada en este estudio cubre dichas carencias y posibilita el análisis de los procesos hidrológicos a intervalos de tiempo muy reducidos, permitiendo conocer la hidrodinámica edáfica durante el transcurso de un evento de lluvia, así como los factores influyentes (Fig. 1-2). Además, escalas con mayor intervalo temporal también son obtenidas calculando los valores deseados a partir de los registros base.

Desde el punto de vista espacial, los trabajos que versan sobre la hidrodinámica edáfica suelen desarrollarse en perfiles que alcanzan potencias superiores a un metro, los cuales son normalmente menos frecuentes en las áreas estudiadas que los suelos someros, y eluden una monitorización exhaustiva de la zona más superficial del perfil y la más expuesta a los factores externos. Además, como ya observaron Moreno *et al.* [2005] o Cubera [2006], el sistema radicular de los pastos se concentra en la zona más superficial del perfil disminuyendo exponencialmente con la profundidad, lo que podría dotar a los pastos de una extrema sensibilidad y dependencia ante los cambios producidos en los horizontes

superficiales. Asimismo, los trabajos frecuentemente se enfocan en la competición/facilitación entre estratos vegetales, en la producción de pasto frente a diferentes tratamientos, o considerando su posición bajo copa de arbolado o fuera de ella, restando importancia al funcionamiento ecológico e hidrológico de la zona superficial del suelo. Pese a esto, es destacable el consenso general existente, que establece a los pastos como uno de los recursos más importantes de los sistemas agrosilvopastoriles, como elemento imprescindible contra la degradación y erosión del suelo, y como la principal fuente de alimentación para el ganado [Schnabel, 1997].

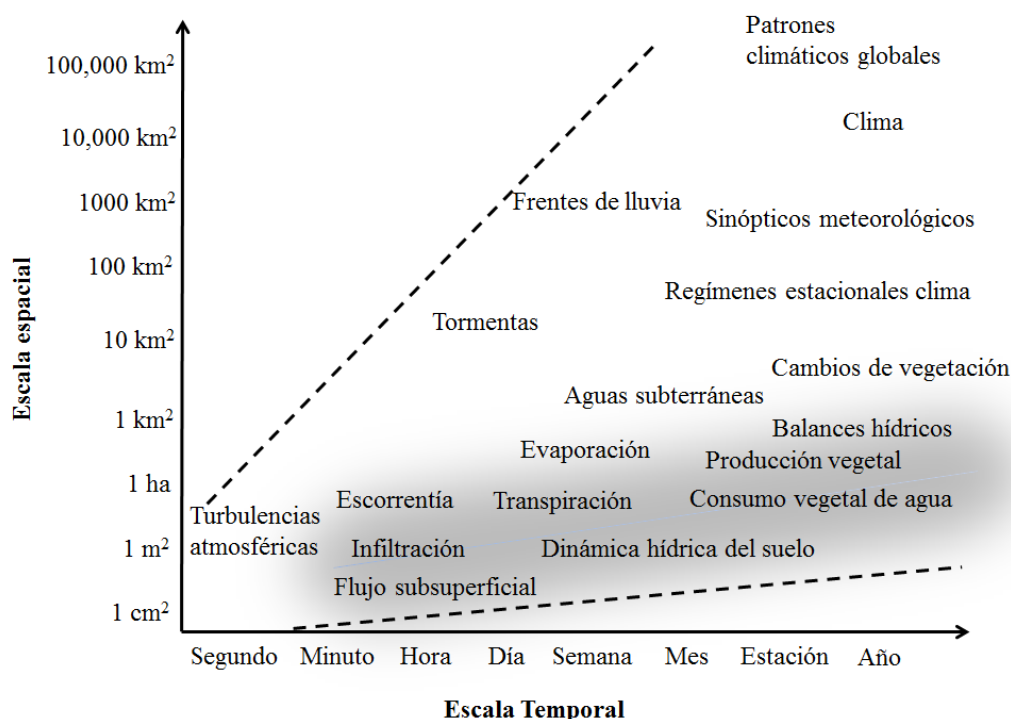


Fig. 1-2: Rango de escalas espaciales y temporales más comúnmente utilizadas en los estudios de los procesos hidrológicos y ecológicos. El área gris indica la escala espacio-temporal de este estudio. Adaptado de *Dingman* [2008] y *Teuling* [2007].

En función de lo anteriormente mencionado, podría afirmarse que actualmente existe una escasez de trabajos desarrollados en ambientes condicionados por la disponibilidad hídrica y con una cobertura de arbolado dispersa, como las dehesas, que monitoricen con una alta resolución espacio-temporal las interacciones ecohidrológicas de la zona más superficial del perfil edáfico. Este factor, unido a la poca potencia que generalmente muestran los suelos, fueron los argumentos que motivaron la monitorización exhaustiva de dicha zona.

La principal novedad que aporta esta investigación es el estudio de la hidrodinámica edáfica y su relación con la cubierta vegetal y las variaciones climáticas a distintas escalas temporales y espaciales, lo que conlleva la posibilidad de abarcar varios procesos (Fig. 1-2). Las escalas temporales varían desde el minuto al año hidrológico, considerando series climáticas más prolongadas; las escalas espaciales varían desde el pedón a escala de cuenca hidrográfica. Además, los trabajos con escalas temporales superiores a décadas, como el que aquí se incluye, son inexistentes en este tipo de ambientes.

1.1.2 *Objetivos*

Atendiendo a lo anteriormente mencionado, los principales objetivos de este trabajo son:

- A) Determinar las propiedades físicas e hidrológicas de los suelos y los condicionantes meteorológicos que afectan a la hidrodinámica edáfica.
- B) Establecer la profundidad del perfil del suelo más representativa para la instalación de sensores de humedad.
- C) Determinar las variaciones espacio-temporales del contenido de agua del suelo a escala anual, estacional y diaria, bajo diferentes estratos vegetales, en función de las variaciones climáticas, e identificando los factores que las causan.
- D) Analizar la dinámica del agua edáfica en alta resolución temporal (minutos):
 - considerando la influencia de las distintas coberturas vegetales, y estableciendo los factores que influyen en los procesos,
 - identificando y definiendo todos los procesos de humectación que ocurren en los perfiles, además de contabilizar la frecuencia de ocurrencia de cada tipo de proceso así como la cantidad de agua que interviene. Establecer los factores que influyen en los tipos de flujo a dicha escala temporal.
- E) Definir la influencia de la cobertura vegetal sobre las variaciones térmicas de la capa superficial del suelo y establecer la influencia de éstas últimas sobre los descensos hídricos del perfil a distintas profundidades.
- F) Determinar la longitud e intensidad de los periodos de déficits hídricos del suelo y analizar la respuesta de la biomasa herbácea a las variaciones espacio-temporales de dichos periodos.
- G) Arrojar luz sobre la dinámica de la biomasa herbácea a escala de cuenca hidrológica y durante intervalos temporales prolongados. Determinar los factores que controlan la producción y el peso que tiene cada uno según las variaciones climáticas y los factores geográficos y, por otro lado, determinar el balance hídrico a escala de cuenca hidrológica.

1.2 Estructura

El contenido de este estudio se estructura en 7 capítulos que permiten articular su lectura. El primero introduce brevemente la situación actual de los ecosistemas limitados por el agua, como las dehesas, y los condicionantes que impone la propia disponibilidad hídrica. Posteriormente se destacan los motivos que conllevan a realizar este estudio, se justifica su importancia y se presentan los objetivos que pretenden alcanzarse con el mismo.

El segundo capítulo aborda el concepto que constituye el pilar básico en hidrología, el ciclo hidrológico, y se centra en los componentes que lo integran. Especial relevancia adquieren las secciones dedicadas al agua del suelo, uno de los componentes más importantes de dicho ciclo y tema objetivo de esta tesis. De esta forma, se lleva a cabo un exhaustivo repaso bibliográfico sobre los factores que influyen en el agua edáfica, los parámetros que describen las propiedades hídricas de los suelos y los métodos e instrumental utilizados para determinarlos. Igualmente, se detallan los avances que tratan sobre la dinámica espacio-temporal del agua del suelo, así como los procesos de humectación que tienen lugar en éste. Además se profundiza en el papel que desempeñan las distintas coberturas vegetales sobre los diferentes componentes del ciclo hidrológico, especialmente en el agua edáfica. Por último, se repasan algunos de los avances alcanzados en la modelización, no ya de los procesos hidrológicos, sino también de los procesos ecológicos y energéticos, los cuales son progresivamente incorporados a los modelos con el fin de conseguir una simulación integral de los procesos.

El tercer capítulo describe exhaustivamente las áreas de estudio donde se han desarrollado los trabajos experimentales, partiendo desde la localización de las fincas, geología, geomorfología, suelos, clima, vegetación, hasta los usos del suelo que predominan en cada explotación. Cuando la descripción lo requiere, se acompaña de cartografía específica y de tablas que mejoran y facilitan la interpretación de las características de las zonas estudiadas.

En el cuarto capítulo se describe el instrumental utilizado para muestrear, monitorizar y analizar las variables utilizadas en este estudio, tanto de campo como de laboratorio, las técnicas empleadas en la instalación y calibración de dicho instrumental, y los periodos e intervalos de medición utilizados en la monitorización de las variables. Asimismo se detallan los procedimientos metodológicos utilizados para el procesado de datos, relleno de lagunas, y obtención de las distintas bases de datos, tanto a escala diaria como en intervalos temporales con mayor precisión, es decir, las bases de datos a escala minutil. Por último, se expone todo lo relativo a la utilización de los dos modelos, *Multivariate Adaptive Regression Splines* (MARS) y el modelo ecohidrológico de base física espacialmente distribuido, esto es, se presenta la estadística y base física subyacente, las variables, parámetros y bases de datos utilizados en la configuración y calibración de los modelos, y las técnicas de validación e indicadores de calidad de ajuste.

El capítulo cinco recoge los resultados obtenidos y la discusión de los mismos, presentándolos en ocho apartados. El primero comienza con la obtención de las propiedades que caracterizan a los suelos, tanto físico-químicas como hídricas. En segundo lugar, se presentan los condicionantes meteorológicos

durante el periodo de estudio: precipitaciones a escala anual, mensual, diaria y de evento; temperaturas y evapotranspiración potencial. La tercera sección analiza la dinámica espacio-temporal del agua edáfica a escala diaria, tanto de forma individual en cada perfil del suelo como de forma conjunta entre todos ellos, haciendo hincapié en los factores que determinan tales variaciones y definiendo la ocurrencia de patrones espacio-temporales. Además, dicha sección añade los resultados obtenidos tras la campaña de mediciones con TDR. El cuarto y quinto apartado exponen la dinámica espacio-temporal del agua edáfica en alta resolución temporal (minutos), considerando la influencia de las coberturas vegetales y los distintos procesos de humectación que ocurren en los perfiles del suelo, respectivamente. Además, se analizan los factores que influyen en dicha dinámica a escala de evento. En la sección seis se recoge la influencia de la temperatura edáfica en las variaciones hídricas de las distintas coberturas vegetales y a diferentes profundidades, además de comparar la influencia de la vegetación en la dinámica térmica del suelo. El apartado siete evalúa la importancia de la disponibilidad hídrica en el crecimiento de la vegetación herbácea y analiza la influencia de los periodos de déficit hídrico en el crecimiento vegetal, así como el efecto de las coberturas sobre los periodos de déficit. Por último, el capítulo ocho analiza los factores que condicionan el crecimiento de herbáceas a escala de cuenca y la variación del peso de dichos factores a largo plazo.

Finalmente, el capítulo seis recoge las conclusiones generales extraídas de los resultados; mientras que el capítulo siete presenta la bibliografía utilizada en este trabajo y ordenada alfabéticamente.

Para concluir, cabe destacar que la versión digital de esta memoria facilita su lectura debido a que contiene enlaces que permiten el acceso a través de hipervínculos a las distintas secciones, figuras y tablas del documento.

2 ESTADO DE LA CUESTIÓN

2.1 Ecosistema de estudio: la dehesa

Las *dehesas*, o *montados* en Portugal, son sistemas seminaturales modificados por el hombre y caracterizados por poseer un estrato arbóreo disperso dominado por especies del género *Quercus*, un estrato herbáceo y, en algunas ocasiones, un estrato arbustivo. Se definen por su multiplicidad de usos, como el agrícola, el ganadero o el forestal, de ahí su denominación como sistemas *agrosilvopastoriles*. Están localizadas principalmente en el suroeste de la Península Ibérica, donde ocupan una extensión aproximada de 5 millones de *ha* [Joffre *et al.*, 1999; Eichhorn *et al.*, 2006], mientras que en la región de Extremadura ocupan alrededor de una tercera parte de su territorio (Fig. 2-1). Las dehesas soportan una amplia variedad de ambientes, motivo por el cual tienen una gran importancia económica, ambiental y cultural [Martín-Vicente y Fernández Alés, 2006; Moreno y Pulido, 2009].

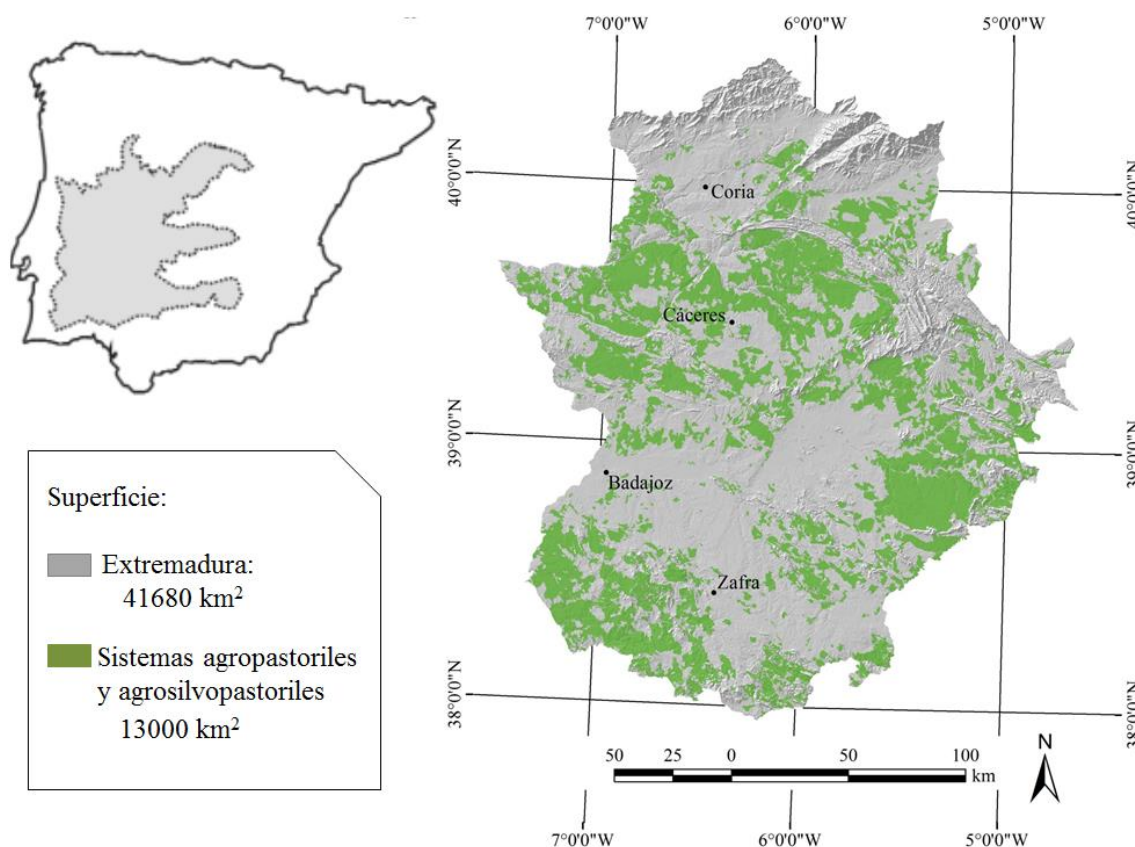


Fig. 2-1: Distribución y extensión superficial de los sistemas agropastoriles y agrosilvopastoriles en Extremadura. El mapa superior izquierda fue obtenido de Gea-Izquierdo [2008], y presenta la extensión aproximada de dichos sistemas en la Península Ibérica.

2.2 El ciclo hidrológico

El *ciclo hidrológico* es un concepto central en hidrología que describe la forma en que el agua terrestre y oceánica es calentada por el calor del sol, evaporada, y devuelta a las superficies marinas y continentales a través de la circulación atmosférica, como forma de vapor de agua, y en un circuito sin principio ni final. Se trata de un sistema complejo debido a que los procesos que operan son interdependientes, por lo que suele representarse en un modelo conceptual (Fig. 2-2).



Fig. 2-2: Esquema simplificado del ciclo hidrológico. Fuente: www.climantica.org.

2.2.1 Balance hídrico

La principal unidad espacial en los estudios hidrológicos es la cuenca de drenaje o cuenca hidrológica, formada por el área geográfica que drena hacia un mismo río o reservorio. El *balance hídrico* constituye la principal ecuación para estos estudios y se aplica, fundamentalmente, a escala de cuenca. Se trata de una descripción matemática de los procesos hidrológicos que operan en un marco espacial y temporal determinado, e incorpora los principios de continuidad de masa y energía [Dunne y Leopold, 1978; Davie, 2002]. La ecuación puede expresarse de forma simplificada como sigue:

$$P = Q + ET + G + \Delta HS$$

donde, P es la precipitación, Q es el agua descargada por escorrentía, ET es la evapotranspiración, G es el flujo de agua subterránea, y ΔHS son las variaciones en la humedad del suelo.

Si se considera un espacio con una litología impermeable, con unas entradas de agua equivalentes a las salidas y una reserva hídrica igual al principio y final del año hidrológico, como ocurre en buena parte de los sistemas agrosilvopastoriles del suroeste peninsular, el balance hídrico puede presentarse como sigue [Dunne y Leopold, 1978]:

$$P = Q + ET$$

Los balances hídricos han sido tema central en hidrología y, aunque la cuenca hidrológica es la unidad espacial básica, su cálculo ha sido aplicado a distintas unidades de paisaje, desde la escala pedón a la mundial, pasando por escalas intermedias, como continental o ladera [Bosch y Hewlett, 1982; Lewis et al., 2000; Gallart et al., 2002; Brown et al., 2005; Oki y Kanae, 2006; Robinson et al., 2008; Zehe et al., 2010; Kirkby et al., 2011; Liang et al., 2011]. El objetivo de estos estudios ha consistido básicamente en cuantificar las entradas y salidas de agua del sistema y determinar las cantidades que se mueven entre los distintos componentes del ciclo hidrológico. Las técnicas utilizadas para el cálculo de balances normalmente se basan en observaciones directas o en la modelización de los procesos previamente observados, aunque frecuentemente se utiliza un enfoque mixto con el fin de simular diferentes escenarios [Gallart et al., 1997; Ceballos-Barbancho y Schnabel, 1998; Maneta et al., 2008a; Wu et al., 2013].

A pesar de que los avances en el conocimiento de los procesos ecohidrológicos de ambientes semiáridos y subhúmedos son cada vez más numerosos, abundan menos que los desarrollados en otro tipo de ambientes [D'Odorico y Porporato, 2006a; Eamus et al., 2006]. De este modo, tal y como destacan Ashjornsen et al. [2011] y Fatichi et al. [2012b], aún no se ha llegado a entender plenamente los procesos que gobiernan estos ecosistemas. Esta carencia se debe a que hasta la década de los 90 no se comenzaron a desarrollar de forma generalizada estudios científicos en dichos ambientes, por lo que se trata de una literatura reciente que carece de datos históricos [El-Hames y Richards, 1994; Viville y Littlewood, 1996]. A pesar de esto, los estudios ya realizados muestran a la humedad del suelo como una de las variables más importantes del balance hídrico, jugando un papel crítico en la dinámica del ecosistema [Lewis et al., 2000; Rodríguez-Iturbe, 2000; Vanderlinden, 2001; Cubera, 2006].

2.2.2 Componentes del ciclo hidrológico

Los componentes del balance hídrico son normalmente estimados sobre una base anual, aunque cualquier periodo puede ser tenido en cuenta indistintamente. Las unidades suelen expresarse en volumen por unidad de tiempo, por ejemplo $m^3 \text{ año}^{-1}$ ó $m^3 \text{ s}^{-1}$, o longitud por tiempo, por ejemplo $mm \text{ día}^{-1}$.

2.2.2. A - Precipitación

Las precipitaciones constituyen las entradas de agua del sistema y en ambientes semiáridos y subhúmedos secos normalmente se producen en forma de lluvia. Además, constituyen una de las principales variables que determinan las variaciones de humedad del suelo, que a su vez influirán en el crecimiento de las plantas.

En tales sistemas las precipitaciones se caracterizan por su irregularidad y variabilidad espacio-temporal, oscilando normalmente entre los 300 y 800 mm año⁻¹ [Douguedroit, 1987; Schnabel, 1997; Lázaro et al., 2001]. Los valores anuales generalmente muestran un sesgo positivo, lo que significa que los años que presentan valores inferiores a la media son más frecuentes que los que muestran valores superiores. Durante la época estival son frecuentes largos periodos sin lluvias, que pueden alcanzar los 120 días seguidos, tal como observaron Joffre y Rambal [1993] en el suroeste de la Península Ibérica, mientras que como promedio anual es factible alcanzar los 48 días sin ningún tipo de precipitación, tal y como determinaron Martínez-Fernández et al. [2001] para un área de clima mediterráneo de interior.

La mayor parte de los eventos de lluvia en ambientes semiáridos y subhúmedos secos suelen ser cortos y concentrados, frecuentemente con bajas cantidades y débiles intensidades. En este sentido, Schnabel [1998] observó, en un estudio llevado a cabo en medio semiárido seco, que el 80% de los eventos eran inferiores a 10 mm , y más del 90% presentaba intensidades en 10 minutos inferiores a 20 $mm h^{-1}$. Sin embargo, los eventos pueden ser altamente variables dependiendo de la pluviometría anual, tal como observó Dunkerley [2013] en clima mediterráneo semiárido de Australia.

A pesar de lo expuesto, estudios como el realizado por Ceballos-Barbancho et al. [2004] con bases de datos superiores a 30 años sobre un gradiente climático representativo del clima mediterráneo, muestran que la variabilidad intra-anual tiende a incrementarse en ecosistemas de dehesa mientras que la cantidad anual de precipitación tiende a decrecer con respecto a los patrones actuales, así como la concentración de las lluvias, lo cual puede afectar a la disponibilidad de los recursos hídricos y consecuentemente a los procesos ecohidrológicos [Schöter et al., 2005].

2.2.2. B - Evapotranspiración

Una importante proporción de agua que llega a la superficie es devuelta a la atmósfera en forma de vapor de agua, procedente de la evaporación física desde diferentes medios (interceptación y evaporación desde superficies o masas de agua) o de la evaporación biológica (transpiración). Medir ambos procesos por separado es bastante complicado por lo que normalmente se procede a estimar su valor conjunto, obteniendo así la Evapotranspiración (*ET*). Dependiendo de si el proceso se encuentra o no limitado por el suministro de agua se distinguen, respectivamente, dos tipos de *ET*, la Evapotranspiración Real (*ETR*) y la Evapotranspiración Potencial (*ETP*), respectivamente. Para su estimación se han

desarrollado una gran variedad de métodos, diferenciándose entre directos y empíricos. Sin embargo, tal abundancia evidencia la dificultad para medir este proceso.

Aunque el método *FAO Penman-Monteith* [Allen et al., 1998] es el más preciso para calcular la *ET* de referencia también es el que más variables meteorológicas requiere, como la radiación solar, la humedad relativa, o la velocidad del viento, que suelen ser de difícil adquisición. Como alternativas al cálculo de la *ETP* mediante *Penman-Monteith* existen diversos métodos empíricos estandarizados, como el de *Blaney y Criddle* [1950], bastante útil en aplicaciones de riego, o el de *Thornthwaite* [1944], bastante generalizado pero que subestima los valores en zonas de clima árido y semiárido. Sin embargo, el método de *Turc* [1961] ofrece valores más elevados que el anterior y suele ser el más utilizado para calcular la *ETP* en áreas de clima mediterráneo árido o semiárido [De Azagra Martínez y Navarro Hevia, 2007].

Tras analizar más de 200 cuencas por todo el mundo, *Turc* estableció dos métodos para calcular la *ET*. En 1954 propone un método para calcular la *evapotranspiración real* basado en la precipitación ($mm\ a^{-1}$) y la temperatura media anual ($^{\circ}C$), que se expresa como sigue [Turc, 1954]:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

donde, *ETR* es la evapotranspiración real media (o déficit de escorrentía) en $mm\ a^{-1}$, *P* es la precipitación anual observada en el área de estudio ($mm\ a^{-1}$), y *L* es un coeficiente que está en función de la temperatura media anual (*T*) en $^{\circ}C$, y se expresa como sigue:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

En 1961, *Turc* emplea un método basado en la temperatura del aire, la radiación solar incidente y la humedad relativa del aire para calcular la *evapotranspiración potencial*. Aunque la *ETP* se calcula en periodos mensuales también puede ser calculada para periodos decenales (10 días), distinguiéndose dos situaciones:

1. Cuando la humedad relativa (H_R) es superior al 50%, se utiliza:

$$ETP = 0.13 * (R_i + 50) * \frac{T}{T + 15}$$

donde, ETP es la evapotranspiración potencial, R_i es la radiación solar incidente que alcanza la superficie de la tierra ($cal\ cm^{-2}\ día$), y T es la temperatura del aire. El primer coeficiente (0.13) se sustituye por 0.4 cuando se pretende hallar la ETP mensual, y por 0.37 cuando se trata del mes de febrero.

2. Cuando la humedad relativa (H_R) es inferior al 50%, la expresión es:

$$ETP = 0.13 * (R_i + 50) * \frac{T}{T + 15} * \left(1 + \frac{50 - H_R}{70}\right)$$

Por otro lado, los valores de radiación solar incidente (R_i) pueden estimarse con el método de *Glover y McCulloch* [1958], que establece:

$$R_i = R_g * \left(0.29\cos\phi + 0.52\frac{n}{N}\right)$$

donde, R_i es la radiación solar incidente, R_g es la radiación global extra-terrestre (también conocida como valor o radiación de *Angot*) sobre una superficie horizontal ($cal\ cm^{-2}\ día$), ϕ es la latitud del área de estudio ($0^\circ \leq \phi \leq 60^\circ$), n son las horas de insolación efectiva (obtenidas con un heliógrafo), y N son las horas de insolación máxima.

Estudios como el de *Castañeda y Prasada* [2005], realizados en un ambiente mediterráneo semiárido californiano, demuestran que el método de *Turc* es el que mejor se aproxima al de *FAO Penman-Monteith* para este tipo de clima, mostrando valores mucho más próximos que métodos como el de *Blaney-Criddle*, que los sobreestimó, o el de *Thornthwaite*, que los subestimó. Por ello, ante la ausencia de registros en ciertas variables de interés, este método se muestra como una alternativa más que aceptable al método *FAO Penman-Monteith*.

En ambientes húmedos donde el agua no es un factor limitante la demanda evapotranspirativa estará principalmente controlada por las condiciones atmosféricas y vegetales. Sin embargo, en ambientes subhúmedos y semiáridos las entradas de agua son inferiores a la demanda evapotranspirativa, por lo que la ETP será mayor que la ETR , que está controlada por la humedad del suelo. En estos ambientes, la ET constituye el flujo de salida más elevado del balance hídrico a escala estacional y anual [*Maneta et al.*, 2008b]. En este sentido, varios autores estiman que en los años húmedos las salidas de agua por ET en cuencas semiáridas pueden suponer más del 85% del balance hídrico, mientras que en años secos suponen más del 95% [*Piñol et al.*, 1991; *Ceballos-Barbancho y Schnabel*, 1998; *Yaseef et al.*, 2010]. Debido a que la demanda evapotranspirativa excede a la cantidad precipitada durante gran parte del año, la mayoría de los procesos ecohidrológicos de estos ecosistemas están conducidos por el estrés hídrico [*Valladares et al.*, 2004].

2.2.2. C - Escorrentía

La escorrentía es el volumen o flujo de agua que atraviesa una sección en un intervalo de tiempo particular, y puede expresarse por ejemplo en $m^3 s^{-1}$. Una de las características que mejor describe los flujos superficiales de las zonas semiáridas y subhúmedas es su carácter efímero, definidos por corrientes intermitentes que suelen ser espacio-temporalmente discontinuas debido a la variabilidad de los factores que los controlan [Castillo *et al.*, 2000]. Estos factores difieren desde zonas húmedas a zonas semiáridas, en las que las condiciones de humedad antecedentes juegan un papel predominante, así como la irregularidad de las precipitaciones, la topografía, las propiedades edáficas, y la vegetación [Ceballos-Barbancho y Schnabel, 1998; Gómez-Plaza *et al.*, 2001; Schnabel y Gómez-Gutiérrez, 2013]. Los mecanismos de generación de escorrentía tradicionalmente suelen describirse a partir del modelo hortoniano [Horton, 1933], que se produce cuando la cantidad de agua excede la capacidad de infiltración del suelo, y el establecido por Hewlett [Hewlett, 1961], que describe la aparición de escorrentía cuando el suelo está saturado y no puede producirse más infiltración. En zonas semiáridas es frecuente que la escorrentía siga un modelo de flujo tipo hortoniano, dándose en mayor medida en zonas con menor protección vegetal y con procesos de encostramiento [Abrahams *et al.*, 1994].

Aunque los estudios destinados a conocer los mecanismos generadores de escorrentía comenzaron a realizarse en zonas subhúmedas y húmedas [Gallart *et al.*, 1997; Castillo *et al.*, 2000], a finales del siglo pasado también comenzaron a suscitar gran interés en zonas semiáridas [Yair y Lavee, 1985; Castillo *et al.*, 2003]. Sin embargo, a diferencia de los primeros, normalmente más centrados en la producción hídrica y sus procesos de control, en ambientes semiáridos y subhúmedos la atención también se ha enfocado hacia la erosión y degradación del suelo [Schnabel, 1997; Martínez-Mena *et al.*, 1998; Gallart *et al.*, 2002; Gómez-Gutiérrez, 2009; García-Estringana *et al.*, 2010b]. En este sentido Schnabel *et al.* [2013a], en un estudio que compendia el estado edáfico e hídrico de sistemas agrosilvopastoriles ibéricos y californianos, reportan valores de caudal que oscilan entre 10 y 190 mm dependiendo de la precipitación anual, y tasas de pérdida de suelo que varían entre 1 y 12 $t ha^{-1} año^{-1}$, dependiendo de las precipitaciones o de la proporción de cobertura vegetal en superficie.

2.3 El agua del suelo

Debido a que los suelos son espacios heterogéneos con propiedades físico-químicas que pueden variar en el espacio y en el tiempo, la hidrodinámica edáfica muestra un comportamiento complejo e igualmente variable, desempeñando un papel que puede ser considerado significativamente más importante, en términos ambientales, que la precipitación en sí misma [Strahler, 1989].

2.3.1 *Propiedades edáficas con influencia hidrológica*

2.3.1. A - *Propiedades físicas*

La *profundidad* del suelo es un factor que determinará la capacidad de almacenamiento hídrico del propio suelo, mientras que la *profundidad efectiva* hace referencia a la profundidad que puede ser explorada por las raíces de las plantas, por lo que constituyen conceptos de importante valor agronómico [Villar y Ferrer, 2005]. En este sentido, Pulido-Fernández et al. [2013] determinaron, tras muestrear varios sistemas agrosilvopastoriles semiáridos y subhúmedos mediterráneos, que el 85% de los suelos tenía una profundidad inferior a 50 cm y una profundidad efectiva promedio de 22.5 cm. Esto se corresponde con los estudios previamente realizados en la misma zona pero a distinta escala por García Navarro [1995], quien observó que el 40% de la superficie regional tenía suelos con un espesor inferior a 30 cm. No obstante, deben distinguirse zonas topográficamente diferenciadas, como laderas y vaguadas, donde la profundidad del suelo puede mostrar variaciones.

La *textura* expresa la cantidad relativa de las fracciones arcilla, limo y arena inferiores a 2 mm, es decir, representa la composición granulométrica de las partículas minerales del suelo [Cobertera, 1993]. Para su clasificación se utilizan distintas clasificaciones, siendo la del USDA [2004] una de las más utilizadas. Es considerada como una de las variables más importantes que explican los patrones de distribución espacio-temporal de la humedad del suelo, e influye en propiedades como la porosidad, la capacidad de retención hídrica, o la conductividad hidráulica. Su importancia sobre la hidrodinámica edáfica ha sido uno de los temas centrales en hidrología desde hace varias décadas, como ya destacaron los trabajos desarrollados por Reynolds [1970], Gupta y Larson [1979] o Saxton et al. [1986]. La fracción arena favorece altas tasas de infiltración, un drenaje efectivo del suelo y baja capacidad de retención hídrica, tal y como observaron Ceballos-Barbancho et al. [2002] bajo condiciones semiáridas de clima mediterráneo; mientras que la fracciones limosas y arcillosas aumentan la capacidad de retención hídrica y favorecen una mayor permanencia del agua durante los periodos secos, como ya fue apuntado por Famiglietti et al. [1998] en un estudio desarrollado en suelos arcillosos y limosos de Texas. Sin embargo, esta última clase textural también puede dificultar el drenaje y favorecer el encharcamiento. De este modo, se deduce que la fracción textural tiene influencia directa en la variabilidad espacio-temporal de la humedad del suelo, siendo su conocimiento imprescindible en los estudios hidrológicos.

La *estructura* es una propiedad morfológica edáfica que define el estado de agregación de las partículas del suelo y su relación con el espacio poroso localizado entre ellas [Marshall y Holmes, 1988]. Afecta al movimiento del agua y a la capacidad de retención hídrica del suelo, así como a su aireación, e influye en el crecimiento de las plantas. Una característica importante de la estructura son sus agregados, hasta el punto de que un suelo con igual textura puede presentar propiedades físicas muy distintas según la tipología de agregados, que controlan propiedades como la compactación o la erosionabilidad [Porta et al., 1999]. En condiciones mediterráneas el tamaño y la estabilidad de agregados está controlada en gran parte por las condiciones hídricas y térmicas del suelo, habiéndose

observado una tendencia al decrecimiento con el incremento de aridez [Lavee et al., 1996; Lavee et al., 1998]. La materia orgánica y la fracción arcilla también desempeñan un papel destacado en la estabilidad de agregados, tal y como observaron Lagar et al. [2006] en sistemas agrosilvopastoriles del suroeste de la Península Ibérica, quienes encuentran una débil estabilidad de agregados en los horizontes superficiales debido a los bajos contenidos en dichos componentes y a una estructura edáfica pobremente desarrollada.

La *densidad aparente* (ρ_b) de un suelo hace referencia a la densidad en seco de dicho suelo ($g\ cm^{-3}$), y puede determinarse como sigue:

$$\rho_b = \frac{M_m}{V_s} = \frac{M_m}{V_a + V_w + V_m}$$

donde, M_m es la masa de los componentes minerales (g), V_s es el volumen total de la muestra de suelo, y V_a , V_w y V_m son los volúmenes de aire, agua líquida y componentes minerales del suelo, respectivamente.

Aunque su cálculo e inclusión en los estudios hidrológicos es frecuente, cabe destacar que el valor de ρ_b presenta ciertas limitaciones debido a que no proporciona información acerca del tamaño de huecos ni sobre la conexión entre ellos, factores que condicionan el movimiento del agua en el suelo [Porta et al., 1999]. No obstante, es sabido que aumentos en la densidad aparente disminuyen la capacidad de almacenamiento hídrico y dificultan el movimiento del agua edáfica, así como la penetración de raíces. Según esto, estudios como el desarrollado por Cubera et al. [2009] en invernadero o Alameda Márquez [2010] en ambientes de dehesa, han puesto de manifiesto la importancia ecofisiológica de la densidad aparente del suelo sobre el desarrollo de las plantas. Dichos estudios destacan que los suelos con una densidad aparente no muy elevada muestran mayor predisposición para el desarrollo vegetal, mientras que un mayor compactación limita la capacidad de almacenamiento hídrico del suelo e incrementa la fuerza necesaria que ejercen las plantas para obtener agua, debido al aumento del potencial mátrico.

La *porosidad* (ϕ) es el volumen de huecos ($m^3\ m^{-3}$ o %) ocupado por aire y/o agua en un volumen de suelo, y depende de la textura y estructura, a la vez que mantiene una relación inversa con la densidad aparente. Se asume que la porosidad total es igual a la fracción máxima de volumen de agua en el suelo, y se calcula como sigue:

$$\phi = \left(\frac{\rho_r - \rho_b}{\rho_r} \right) * 100$$

donde, ϕ es la porosidad en %, ρ_r es la densidad real (se asume un valor estándar de $2.65\ g\ cm^{-3}$), y ρ_b es la densidad aparente ($g\ cm^{-3}$).

La influencia del medio poroso sobre las propiedades hídricas del suelo ha sido uno de los principales temas desarrollados en hidrología [Brooks y Corey, 1964; Mualem, 1976; Beven y Germann, 1982; Jarvis, 2007] y ha derivado en un parámetro tan importante como la *distribución del tamaño de poros*, que condiciona el movimiento del agua y suele ser inversamente proporcional a la fracción del volumen poroso. Aunque existen varias clasificaciones para el tamaño de poros una de las más estándares fue la realizada por Brewer [1964], quien establece como macroporos los huecos $> 75 \mu\text{m}$, mientras que los mesoporos estarían entre $75\text{-}30 \mu\text{m}$, y los microporos $< 30 \mu\text{m}$. No obstante, en trabajos de revisión como el realizado por Jarvis [2007], se define macroporosidad a partir de tamaño de huecos $> 30 \mu\text{m}$. La mayor parte del transporte de agua en medio saturado se produce en los poros más grandes ($> 30 \mu\text{m}$), mientras que los poros de menor tamaño o microporos ($5\text{-}30 \mu\text{m}$) son más propensos a retener el agua y disponerla para otros procesos, como los de capilaridad o absorción por las plantas (según Villar y Ferrer [2005], el diámetro de los pelos absorbentes de las plantas oscila entre 8 y $12 \mu\text{m}$).

La distribución espacio-temporal de los poros puede ser variable y depender de diferentes factores, como por ejemplo físicos o biológicos. Desde el punto de vista físico, zonas con tendencia a la acumulación de material, como las vaguadas, pueden presentar mayor porosidad que zonas exentas de dicha acumulación, ya que los contenidos de arcillas pueden ser mayores. Desde el punto de vista biológico, una mayor densidad de vegetación herbácea conlleva al aumento de raíces en los horizontes superficiales del suelo y al consecuente incremento de la porosidad [Moreno *et al.*, 2005], afectando así a las propiedades hidrológicas. Asimismo, la materia orgánica procedente de la vegetación en descomposición puede mejorar las propiedades físicas de los suelos, lo cual parece acentuarse bajo los árboles debido a la acumulación de hojarasca. Este mismo efecto fue observado por Dahlgren *et al.* [1997] en un estudio desarrollado en ambientes mediterráneos californianos con arbolado disperso, quienes encontraron mayor porosidad en los suelos desarrollados bajo las copas de los árboles que en los espacios abiertos adyacentes, alegando que dicha porosidad era consecuencia de la materia orgánica procedente de la hojarasca. Dichas observaciones coinciden con las realizadas por Joffre y Rambal [1988] o Cubera y Moreno [2007b] en ambientes subhúmedos y semiáridos de dehesa, no obstante, estos últimos autores plantean si tales mejoras edáficas se deben al propio efecto del árbol o si éstos tienden a desarrollarse en zonas con condiciones favorables preexistentes.

Otros parámetros relacionados con la porosidad que muestran incidencia hidrológica y ecológica son, la *porosidad efectiva* (ϕ_e), que determina la fracción de volumen de suelo que participa en los flujos hídricos y se define como la porosidad total menos el contenido de agua a capacidad de campo (-33 kPa), y la *porosidad de aireación* (ϕ_a), que hace referencia al volumen de poros ocupados por aire y se obtiene a partir de la porosidad total menos el contenido de agua.

2.3.1. B - Materia orgánica

La *materia orgánica* es un compuesto físico-químico cuyo contenido en el suelo favorece la cohesión de agregados, mejora la estabilidad estructural y la porosidad, regula la permeabilidad y la capacidad de retención hídrica, mejora la infiltración, equilibra la aireación, disminuye la evaporación y la compactación, y aporta coloides húmicos que hacen aumentar la capacidad del suelo para retener agua [Labrador Moreno, 2002]. Sin embargo, los suelos de los sistemas mediterráneos de dehesa muestran bajos contenidos en materia orgánica [Schnabel et al., 2013a] con una distribución espacial heterogénea y organizada en “islas de fertilidad” marcadas por la presencia de árboles, de modo que se observan aumentos de los contenidos bajo copa y en su radio próximo, mientras que en los espacios abiertos disminuyen [Joffre y Rambal, 1988; Gallardo, 2003]. Asimismo, la distribución vertical de la materia orgánica en el perfil edáfico es desigual, concentrándose la mayor parte en los primeros 5 cm del suelo [Pulido-Fernández et al., 2013].

La influencia de la materia orgánica sobre la hidrología del suelo ha sido estudiada en trabajos como el de Ceballos-Barbancho et al. [2002], quienes observaron, en una zona semiárida de clima mediterráneo, que suelos con bajos contenidos de materia orgánica disminuyen su capacidad de retención hídrica. Un aumento en dicha materia puede incrementar la capacidad de retención de agua del suelo y favorecer un mayor contenido hídrico, tal y como señalaron Joffre y Rambal [1988]. Sin embargo, el hecho de que un suelo disponga de mayor capacidad de retención no significa que tenga mayor contenido de agua, ya que la fenología de la vegetación o las variaciones meteorológicas a lo largo del año pueden condicionar el estado hídrico del suelo independientemente de su capacidad de retención. Así se destaca en varios trabajos, como los realizados por Cubera y Moreno [2007b], Martínez-Fernández et al. [2007], Gea-Izquierdo et al. [2009], o Lozano-Parra et al. [2011], donde se comparan situaciones bajo árbol y fuera de árbol en ambientes de dehesa. Además, varios estudios encuentran relaciones entre el contenido de materia orgánica y la hidrofobicidad del suelo, debido a que el incremento de partículas repelentes al agua que proceden de la descomposición podría resultar en una disminución de la infiltración mientras persistan las condiciones hidrófobas [Cerdá et al., 1998; Schnabel et al., 2013b].

2.3.1. C - Temperatura del suelo

La *temperatura del suelo* es un parámetro poco considerado en los estudios hidrológicos, sin embargo afecta a la densidad de los fluidos o al estado físico del agua, incide directamente sobre el ciclo hidrológico afectando a los procesos evapotranspirativos e influye, además, sobre el balance energético edáfico y terrestre [Hirschi et al., 2011]. En áreas con alta humedad de suelo, los flujos de calor latente por evaporación y transpiración dominan sobre los de calor sensible, realizando la formación de nubes y la tendencia a un enfriamiento atmosférico (Fig. 2-3. A). Por el contrario, si se produce un déficit de humedad de suelo prolongado y elevado, los flujos de calor sensible serán dominantes, dando lugar a una atmósfera más cálida que inhibe la formación de nubes por convección y crea un circuito de

retroalimentación positivo (Fig. 2-3. B)[Scheffer *et al.*, 2001]. Este hecho tendría un efecto directo sobre las olas de calor extremas, tal y como lo describió Alexander [2011] para regiones relativamente secas del sudeste de Europa.

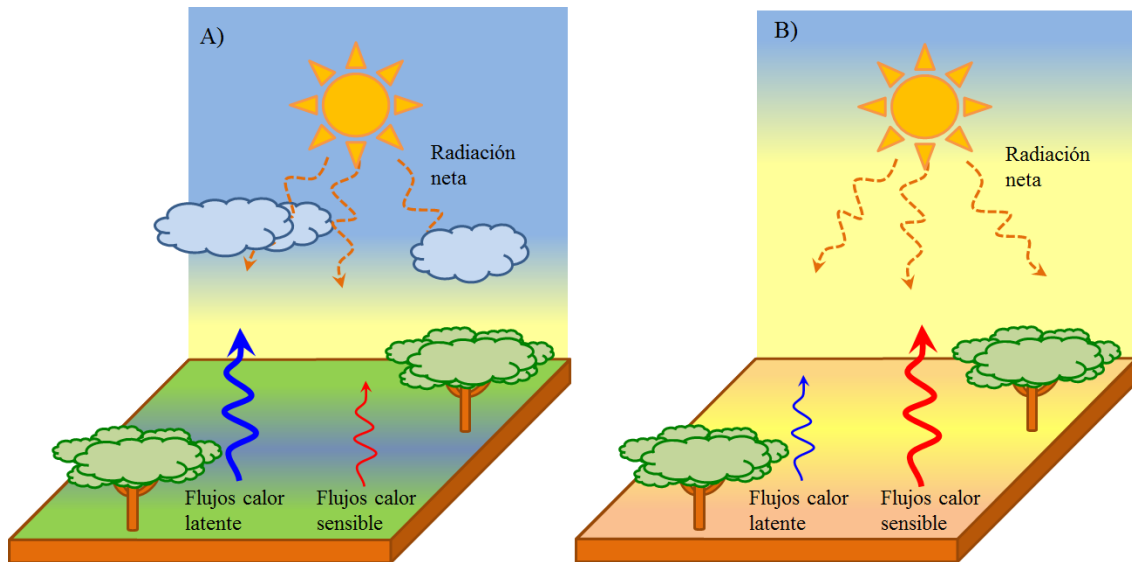


Fig. 2-3: Efectos de la humedad del suelo sobre el balance energético terrestre, en un escenario con suministro de agua edáfica A), y sin suministro B).

Las mayores variaciones térmicas son registradas en las capas superiores del suelo, mientras que en profundidades por debajo de 30 *cm* las variaciones son inferiores al 5% [White, 2006]. Por tanto, ante la actual y creciente incertidumbre por conocer la tendencia evapotranspirativa global de la superficie, los estudios que abordan las temperaturas edáficas a nivel superficial y desde un enfoque ecohidrológico deberían ser más numerosos, ya que los procesos de evapotranspiración dependen en gran medida del suministro de agua del suelo, cada vez más imprevisible en regiones secas [Dolman y De Jeu, 2010; Jung *et al.*, 2010]. En este sentido, este estudio pretende determinar la influencia de la cobertura vegetal sobre las variaciones térmicas edáficas y sobre los descensos hídricos del suelo.

2.3.2 Contenido hídrico del suelo

El contenido de agua del suelo indica la cantidad de agua presente en el suelo en un momento y lugar determinado, y puede expresarse como contenido másico, volumétrico, o laminar.

El *contenido másico de agua*, también llamado *gravimétrico* (M_w), hace referencia a la masa de agua contenida en el suelo por unidad de masa de suelo, generalmente expresada en $kg\ kg^{-1}$. La suma de estas dos masas resulta en la masa total de suelo (M_t). Se determina con un simple proceso que consiste en la diferencia entre la masa de una muestra recién extraída o húmeda (M_{hum}) y la masa de la muestra secada (M_{sec}) tras permanecer en un horno a $105\ ^\circ C$ durante 24 horas, dividido por dicha masa seca (M_{sec}). El método se establece como sigue:

$$M_w = \frac{M_{hum} - M_{sec}}{M_{sec}}$$

El *contenido volumétrico de agua* (θ) hace referencia al volumen de agua (V_w) por volumen de suelo (V_t), y normalmente se expresa en $m^3\ m^{-3}$ a partir de:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t}$$

Presenta algunas ventajas con respecto al contenido gravimétrico ya que puede ser relacionado con la porosidad (ϕ), considerándose similar a ésta cuando el suelo se encuentra saturado. De esta forma, también se puede expresar el *grado de saturación* de un suelo (S), muy útil para comparar el contenido de humedad en suelos con volúmenes de porosidad contrastados. S es una cantidad adimensional y viene expresada como porcentaje:

$$S = \frac{\theta}{\phi}$$

Aunque la densidad del agua (ρ_w) varía con la temperatura, a efectos prácticos se considera constante ($1\ g\ cm^{-3}$), con lo que se puede calcular el valor del contenido volumétrico de agua de cualquier volumen si disponemos del valor de densidad aparente del suelo (ρ_b), mediante:

$$\theta = \frac{\rho_b}{\rho_w} M_w$$

El contenido volumétrico de agua (θ) puede ser expresado en *contenido laminar* (mm) multiplicando θ por la profundidad considerada (en *milímetros*).

Esta expresión resulta muy útil para comparar el contenido de agua del suelo con las entradas y salidas hídricas debidas a diferentes procesos, como la precipitación o la evapotranspiración.

2.3.3 Conductividad hidráulica, permeabilidad y capilaridad

La *conductividad hidráulica* (K_h) expresa la aptitud del suelo para transmitir agua. Es el factor de proporcionalidad de la ley de Darcy, y puede calcularse como flujo no saturado a partir de la ley de *Buckingham-Darcy*:

$$q = -K_h(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z}$$

donde q expresa el ratio por el cual un flujo de agua se mueve a través de un medio poroso controlado por su conductividad (K_h), que es proporcional y de sentido contrario a un determinado gradiente de potencial ($\partial \Psi / \partial z$) que actúa como fuerza motriz.

Este ratio está determinado por la naturaleza y tamaño del espacio poroso a través del cual se mueve, apreciándose diferencias significativas entre los micro y macroporos. La conductividad puede medirse en campo o laboratorio, o ser estimada mediante modelos de base física con resultados muy aceptables [Rubio, 2005], como por ejemplo el modelo combinado de *Mualem* [1976] y *van Genuchten* [1980] que estima la conductividad no saturada en función del grado de saturación efectiva (S_e):

$$K(S_e) = K_0 S_e^L \left[1 - \left(1 - S_e^{n/(n-1)} \right)^{1-1/n} \right]^2$$

donde, S_e es la saturación efectiva o contenido de agua normalizado, que se calcula como:

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

siendo, θ_s y θ_r son los contenidos de humedad a saturación y residual, respectivamente; K_0 es un punto ajustado coincidente a saturación ($cm \text{ día}^{-1}$), L es un parámetro empírico relacionado con la tortuosidad y conectividad hidráulica del medio poroso que vale

aproximadamente 0.5, y n es un parámetro de forma de la curva para la ecuación de *van Genuchten* [1980].

La permeabilidad (k) es un concepto similar al de K_h pero tiene en cuenta la fluidez del fluido, y se refiere a la facilidad con que los gases o líquidos pasan a través de un medio poroso. Se determina mediante:

$$k = \frac{K_h \eta}{\rho g}$$

donde, K_h es la conductividad hidráulica, η es la viscosidad dinámica del fluido que aumenta con la temperatura, ρ es la densidad del fluido, g es la aceleración de la gravedad.

La *capilaridad* es un fenómeno producido por dos fuerzas, adhesión y cohesión, que determinan cómo se mueve el agua en condiciones de no saturación y cómo es retenida por la matriz del suelo. La altura de ascenso por un tubo capilar viene dado por:

$$H = \frac{2\sigma}{\rho_w g R}$$

donde, H es la altura de ascenso capilar, σ es la tensión superficial, R es el radio del capilar, ρ_w es la densidad del agua, y g es la gravedad; de este modo, cuando menor es el conducto capilar mayor será el ascenso hídrico.

Aparte de su importancia como agua aprovechable por las plantas, la capilaridad se considera un componente marginal del balance hídrico en regiones húmedas, pero puede llegar a ser un componente significativo de la evapotranspiración en regiones áridas y semiáridas [Dingman, 2008]. De este modo Johansson [1986], en un estudio desarrollado en Suecia, observó que en zonas donde las plantas consumen agua procedente de la franja capilar pueden llegar a producirse fluctuaciones hídricas diarias significativas del nivel freático. Esta circunstancia debería considerarse en los estudios hidrológicos de zonas más secas donde el nivel freático esté próximo a la superficie, como en áreas de vaguada, y donde abunde la vegetación freatófita, como los juncales o adelfares (formaciones de *Scirpus sp.* o *Nerium oleander*, respectivamente).

2.3.4 *Potencial hídrico del suelo*

El agua edáfica se encuentra sometida a campos de fuerzas que condicionan su movimiento y que difieren según se encuentre en la *zona saturada* o en la *no saturada* del suelo, esta última también llamada *zona vadosa* o de *aireación*. En la zona no saturada los movimientos están regidos por varios componentes energéticos cuya suma resulta en un *potencial energético* o *potencial hídrico* (Ψ) [Buckingham, 1907; Dingman, 2008]. Entre los componentes de dicho potencial se consideran principalmente los siguientes:

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_p$$

- el *potencial gravitacional* (Ψ_g), se refiere a la fuerza que ejerce el efecto de la gravedad sobre el agua del suelo y tiene siempre un valor positivo. Desempeña un importante papel cuando después de una lluvia se produce la salida del exceso de agua.
- el *potencial matricial* o *de succión* (Ψ_m), expresa la fuerza de atracción entre la fase sólida del suelo y su contenido hídrico, incluyendo fuerzas como la capilaridad y la adsorción, por tanto tendrá valor negativo o como máximo 0; se trata de la principal fuerza conductora del movimiento del agua en suelos no saturados [Campbell, 1988], y suele utilizarse como sinónimo del potencial hídrico del suelo.
- el *potencial osmótico* (Ψ_o), ocurre cuando se ponen en contacto líquidos con diferentes concentraciones de sales, direccionándose siempre desde el líquido de menor al de mayor concentración.
- y el *potencial de presión* (Ψ_p), hace referencia a la presión de la altura del agua con respecto a un punto de referencia, y es importante cuando el suelo está saturado, caso en que su valor será positivo.

2.3.5 *Relaciones contenido hídrico – potencial hídrico*

De la relación entre el potencial hídrico (Ψ) y el contenido de agua del suelo (θ) resulta la *curva de retención hídrica* o *curva de succión* $\theta(\Psi)$, que hace referencia al contenido de agua del suelo (θ) en función del potencial energético (Ψ) o succión con la que es retenida por la superficie de las partículas. Todos los puntos de la curva de retención describen la situación de equilibrio entre la succión y el contenido de humedad. Se trata de una relación fuertemente no-lineal, afectada por la histéresis, que suele expresarse en *kPa*, mientras que al logaritmo del potencial hídrico expresado en *altura de la columna de agua (cm H₂O)* se le representa como *pF* (Tabla 2-1), aunque esta última unidad está en desuso desde

la adopción de las unidades del Sistema Internacional. Cada suelo tiene su propia curva característica cuya forma depende fundamentalmente de la geometría, tamaño y distribución del sistema poroso, así como de las texturas [Martínez-Fernández, 1995; Rubio, 2005].

Cuando un suelo ha desalojado el aire y tiene todos los poros llenos de agua se dice que está a *capacidad máxima*, siendo su valor de potencial hídrico nulo¹. Sin embargo, al aplicar una succión creciente, no se produce la salida de agua hasta que no se alcanza un determinado valor crítico, que se corresponde con la tensión de entrada de aire (Ψ_{ea}). En este estado los macroporos permiten la rápida circulación del agua por gravedad (Fig. 2-4), cuya velocidad irá gradualmente disminuyendo hasta estabilizarse o anularse. A medida que el agua va redistribuyéndose, los poros más gruesos van quedando vacíos y el potencial de succión va aumentando, de modo que, a menor tamaño de poro mayor es la fuerza con la que el agua está retenida (Tabla 2-1).

Tabla 2-1: Unidades comúnmente utilizadas para expresar el potencial de agua del suelo, junto con el diámetro de poros al que generalmente van asociados los valores de potencial. Los valores en kPa y Atmósferas (Atm) son negativos por tratarse de succiones.

Concepto	pF	kPa	Atm	Columna agua (cm H ₂ O)	Diámetro de poro (μm)
Capacidad máxima, agua gravitacional	0	0	0	1.0	3000.0
	0.4	0.2	0.002	2.5	1200.0
	1.0	1.0	0.010	10.2	300.0
	1.5	3.2	0.033	32.6	92.0
	1.8	6.3	0.064	64.3	46.7
Región capilar	2.0	10.0	0.102	102.0	30.0
	2.3	20.0	0.203	203.9	14.7
Capacidad campo	2.5	33.0	0.336	336.5	8.9
	2.7	50.0	0.510	509.9	5.9
Capacidad retención	3.0	100.0	1.019	1019.7	2.9
Ruptura lazo capilar	3.4	246.3	2.512	2511.9	1.2
	3.5	310.1	3.162	3162.3	0.9
	3.7	500.0	5.098	5098.7	0.6
	4.0	1000.0	10.197	10197.4	0.3
	4.2	1500.0	15.295	15296.2	0.2
Punto marchitez	4.5	> 3040.1	> 30.99	> 31000.2	0.1

El cambio de velocidad marca el paso de circulación de agua rápida a lenta, constituyendo el segundo tramo de la curva o región capilar, en la que predominan las fuerzas de adhesión y cohesión (Fig. 2-4). En este momento, conocido como

¹ Únicamente en circunstancias específicas, el contenido de agua a saturación será igual a la porosidad (ϕ). Debido al aire atrapado, generalmente se considera que el agua a saturación es $\theta_s = 0.85 - 0.9\phi$ [Kosugui et al., 2002].

Capacidad de Campo (CC), los microporos se encuentran llenos y el agua es fácilmente aprovechable por la vegetación debido a que está débilmente retenida ($\Psi \approx -33 \text{ kPa}$) y a que existe suficiente aireación para la respiración y succión. A partir de este momento es cuando, normalmente, la curva de retención depende más de la textura que de la estructura del suelo. Cuando el potencial hídrico iguala a la presión atmosférica ($\Psi \approx -100 \text{ kPa}$) las fuerzas de empuje y succión se anulan por tener igual valor y signo opuesto, de modo que el agua, en teoría, queda retenida indefinidamente en lo que se conoce como *capacidad de retención*. En este momento, solo la evaporación o succión por la vegetación pueden retirar el agua, lo cual únicamente se da en las capas superficiales expuestas a la atmósfera. Con la aparición de diferencias de potencial puede producirse un ascenso capilar del agua, sin embargo, la velocidad de suministro decrece con la reducción de las diferencias hasta que se produce la *ruptura del lazo capilar*. A pesar de esto, el agua puede seguir siendo consumida por la vegetación hasta que la succión del suelo es tan elevada ($\Psi \approx -1500 \text{ kPa}$) que se alcanza el *Punto de Marchitamiento* (PM), que en este caso puede ser *temporal*, o *permanente* e irreversible para la planta cuando $\Psi \approx 1600 \text{ kPa}$. El conocimiento de $K(\theta)$ y $\Psi(\theta)$ es suficiente para caracterizar un suelo desde el punto de vista hidrodinámico [Dingman, 2008].

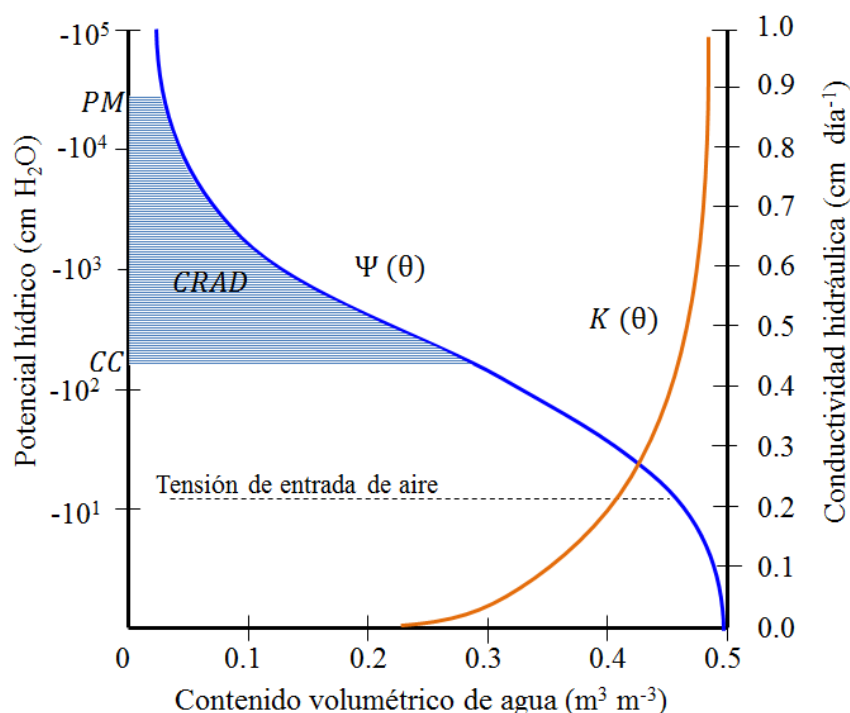


Fig. 2-4: Ejemplo de relación entre el contenido hídrico, potencial de succión y conductividad hidráulica para un suelo con una porosidad del 50%. Adaptado de Dingman [2008].

Si bien los conceptos expuestos para calcular los puntos de la curva de retención $\theta(\Psi)$ son los más utilizados, esta clasificación biológica del agua del suelo creada por *Briggs* [1897] resulta controvertida porque considera al agua en clases discretas, arbitrarias y artificiales, habiéndose comprobado que el punto de marchitamiento es variable según las interacciones entre las propiedades del suelo ($\theta-\Psi$; $\theta-K$), propiedades de la planta (morfología, profundidad de las raíces, etc.) y factores atmosféricos (demanda evaporativa, velocidad del viento, etc.) [*Philip*, 1974; *White*, 2006]. Asimismo, aunque el valor a capacidad de campo más comúnmente utilizado es de -33 kPa , también se considera un concepto inexacto, ya que el drenaje del agua del suelo en un tiempo determinado depende del tamaño y distribución de poros, por lo que es frecuente encontrar valores de -20 ó -10 kPa e incluso superiores [*Martínez-Fernández*, 1996; *White*, 2006; *Hendriks*, 2010]. En cualquier caso, estos conceptos siguen siendo ampliamente utilizados porque definen 2 puntos de la curva con importante valor agronómico, el contenido de humedad a *capacidad de campo* y el *punto de marchitamiento*, cuya diferencia resulta en la *Capacidad de Retención de Agua Disponible* (CRAD) para las plantas o *reserva útil* (Fig. 2-4). La cantidad total de *Agua Disponible para las Plantas* (ADP) puede ser calculada multiplicando la CRAD (en *mm*) por la profundidad de enraizamiento de las plantas, también llamada profundidad efectiva o útil del suelo.

El descenso del contenido hídrico por debajo del PM en los primeros 50 *cm* del suelo durante el periodo estival ha sido reportado por varios autores en ecosistemas con clima mediterráneo. De esta forma, *Cubera y Moreno* [2007b] observaron, en una dehesa semiárida, valores ligeramente inferiores al PM al final de la estación seca, lo cual ayudó a deducir que las encinas (*Q. ilex*) toman agua desde zonas más profundas y más alejadas de la influencia de su copa durante los periodos secos. Dicha afirmación puede ser corroborada a partir de un estudio realizado por *Hernández-Santana et al.* [2008] en dehesa subhúmeda con encinas, en el que observan que los primeros 50 *cm* del suelo descienden por debajo del PM durante varios días al año. A pesar de esto, no existen estudios en dehesas que analicen la respuesta del pastizal a las variaciones espacio-temporales de los contenidos hídricos en las capas superficiales del suelo, lo cual resulta significativo debido a que los pastos constituyen uno de los principales recursos del ecosistema y dependen de las variaciones en dicha capa, la más sensible a las fluctuaciones climáticas y con mayor exposición a los factores externos.

2.3.5. A - Curvas Humectación–Secado: Histéresis

La *histéresis* es un fenómeno originado por el efecto “botella de tinta” y asociado a la presencia de coloides y al tamaño de los poros del suelo, sobre todo minerales de arcilla. Se define como la diferencia en el contenido hídrico de un suelo a un mismo potencial de succión según se esté desecando o humectando, lo cual resulta en dos curvas con distintos contenidos para cada fase [*Haines*, 1930]. La fase de secado siempre contendrá mayor cantidad de agua que la de humectación debido a que la energía necesaria para extraer el agua de la matriz edáfica es mayor que la empleada por el suelo para su humectación. De hecho, es posible tener dos contenidos de humedad al mismo tiempo en un suelo con

idénticas propiedades e igual succión, según se esté desecando o humectando. Se trata de un fenómeno sumamente importante en la economía hídrica del suelo ya que permite al agua permanecer más tiempo durante las fases de secado y, por tanto, aumentar la duración de la reserva. Asimismo, se encuentra ampliamente documentado, tanto en campo como en laboratorio [Basile et al., 2003], además de las relaciones que mantiene con otras propiedades, como los micro-agregados o la materia orgánica del suelo [Zhuang et al., 2008].

2.4 Métodos de medición del agua del suelo

Actualmente existe una gran variedad de dispositivos que permiten medir con diverso grado de precisión tanto el *contenido de agua* del suelo como su *potencial hídrico*. Los primeros dan una indicación de la cantidad de agua a lo largo del tiempo, mientras que los segundos indican su movimiento [Ward y Robinson, 2000]. Debido a la amplia bibliografía existente sobre esta temática [Martínez-Fernández, 1996; Porta et al., 1999; Villar y Ferrer, 2005; Robinson et al., 2008] en esta sección sólo se mencionarán las técnicas clásicas, profundizando en las utilizadas en este estudio.

2.4.1 Contenido hídrico

Tradicionalmente el método más utilizado para medir el contenido de agua del suelo es el *gravimétrico*², con el que se determina el *contenido másico* de agua [Reynolds, 1970a, 1970b]. Aunque se trata de un método destructivo, es directo y se considera el más preciso, siendo la referencia para todos los demás así como para la calibración de instrumentos. Otras técnicas tradicionales, como la *sonda de neutrones* [Gardner y Kirkham, 1952] o la *atenuación de rayos gamma* [Graecen, 1981], se encuentran en desuso. Actualmente, se ha estandarizado el uso de sensores electromagnéticos, como los *TDR* y *FDR*, debido a su bajo coste relativo y su alta precisión en las mediciones [Robinson et al., 2008].

La *Reflectometría en el Dominio Temporal* (*Time Domain Reflectometry* o *TDR*) es una técnica de medición no destructiva que en las últimas décadas ha sido generalizada hasta el punto de superar los métodos considerados tradicionales. Esta técnica determina la influencia que tiene la humedad en la permitividad (κ) o constante dieléctrica del medio de alrededor (componentes del suelo y agua), partiendo de la base de que la constante del agua (80) es mucho más grande que la de otros componentes del suelo, como el aire (1) o los minerales y materia orgánica (entre 3 y 7). Su principio básico, establecido por Topp et al. [1980], se fundamenta en el *tiempo de retorno* que una onda electromagnética de alta

² Consultar en la sección 2.3.2

frecuencia emitida por un dispositivo requiere para volver a dicho dispositivo, lo cual es función de la constante dieléctrica del medio y está relacionado con su contenido hídrico [Dasberg y Dalton, 1985; Topp y Davis, 1985; Cassel et al., 1994; Martínez-Fernández y Ceballos Barbancho, 2001]. El cálculo de la humedad volumétrica (θ) relaciona el valor de la constante dieléctrica del suelo con su contenido volumétrico de agua, a partir de la ecuación estandarizada por Topp et al. [1980]:

$$\theta = -5.3 * 10^{-2} + 2.92 * 10^{-2}\kappa - 5.5 * 10^{-4}\kappa^2 + 4.3 * 10^{-6}\kappa^3$$

donde κ es la constante dieléctrica del medio, que se define como:

$$\kappa = \left(\frac{tc}{2l}\right)^2$$

siendo t el tiempo que tarda la onda en recorrer la longitud l de propagación, y c la velocidad de la luz en el vacío ($3*10^8 \text{ m s}^{-1}$). Las variables c y l son constantes, esta última porque corresponde con la extensión invariable del cable del instrumento.

Los sensores utilizados en este estudio se basan en la *Reflectometría del Dominio de Frecuencia (Frequency Domain Reflectometry o FDR)* y suelen ser denominados como *sensores de capacitancia*. El funcionamiento técnico de los sensores es, en gran parte, similar al de *TDR* ya que miden el contenido volumétrico de agua a partir de la influencia que tiene la humedad en la permitividad o constante dieléctrica (κ) del medio. Sin embargo, difiere de la técnica *TDR* en que usa el método de la *capacitancia (C)* o tiempo requerido en cargar un condensador para medir la permitividad del medio, en lugar de usar el *tiempo de retorno*. De esta manera, cuando cambia el contenido hídrico del suelo los sensores medirán un cambio en la capacitancia que será directamente relacionado con un cambio en el contenido volumétrico de agua. El funcionamiento técnico se establece mediante:

$$t = -RC \ln \left[\frac{V - V_f}{V_i - V_f} \right]$$

donde, t es el tiempo que se necesita para cargar un condensador desde un voltaje inicial V_i , hasta un voltaje final V_f , aplicando un voltaje V , lo cual dependerá de la resistencia R y capacitancia C del medio.

Para un condensador entre placas paralelas, como podría considerarse el suelo localizado entre los sensores, el tiempo de carga (C) está en función de la permitividad dieléctrica (κ) de dicho condensador, y puede ser calculado por:

$$C = \frac{\kappa A}{S}$$

donde, A es el área de las placas y S es la separación entre las placas. Debido a que A y S son valores fijos, el tiempo de carga en el condensador es una función lineal simple con la permitividad dieléctrica del medio de alrededor.

Las sondas de capacitancia producen un campo electromagnético con una frecuencia de onda de 70 MHz que decrece con la distancia a partir de la superficie del sensor, siendo una frecuencia adecuada para evitar las diferencias en la conductividad eléctrica y la textura del suelo. Valores inferiores a 10 MHz son altamente susceptibles a cambios en la salinidad y temperatura del suelo.

La aplicación de técnicas TDR o FDR está estandarizada en estudios hidrológicos de ambientes semiáridos y subhúmedos [Paige y Keefer, 2008], sin embargo su uso también es frecuente en otros campos, como por ejemplo la monitorización de flujos de carbono [Maestre y Cortina, 2003], geomorfología [Ruiz-Sinoga y Romero Diaz, 2010] o validación de las medidas registradas con teledetección [Van Oevelen, 1998].

2.4.2 Potencial hídrico

Los métodos que miden el potencial hídrico del suelo determinan el movimiento del agua a través del perfil edáfico y las fuerzas a las que está sometida. Algunos de los métodos más utilizados son el *tensiómetro* o el *piezómetro*. El primero mide el potencial matricial del agua en la zona no saturada y consiste en una cápsula permeable y porosa conectada por un tubo hermético a un manómetro u otro medidor de presión [Childs, 1969], aunque se encuentra limitado por su rango de medición (hasta -85 kPa); mientras que el segundo mide la presión hidrostática en puntos por debajo del nivel freático y se utiliza en la zona saturada del suelo. Este último método fue utilizado por van Schaik [2010] en dehesa para estudiar la importancia de los flujos preferenciales a escala de ladera y cuenca.

Otros métodos que sirven para cuantificar la relación entre el potencial hídrico y la humedad del suelo, pero que comportan cierto coste por el tiempo requerido y el valor del instrumental, son el *método del medio poroso* y el de la *membrana a presión*. Dichos métodos están bastante generalizados y posibilitan la construcción de la *curva de retención hídrica* hasta 1500 kPa a partir de dos

técnicas mixtas, utilizando el *recipiente de tensión hídrica* diseñado por *Stakman et al.* [1969] y *Stakman y Van der Harst* [1969], y el de la *membrana a presión* diseñado por *Richards* [1947]. El primero se basa en la aplicación de una determinada succión a una muestra de suelo a través de un medio poroso, mientras que el segundo se basa en la inyección de aire comprimido a una muestra con una presión equivalente al potencial matricial a determinar. Debido a que son dos de los métodos utilizados en esta Tesis, son definidos con mayor detalle en el apartado 4.3.2.

2.4.2. A - Funciones de edafotransferencia (FET's)

Una alternativa para determinar las propiedades hidráulicas del suelo cuando no se dispone de instrumental para su medición son las *Funciones de Edafotransferencia* [*Briggs y Shantz*, 1912]. Se trata de modelos empíricos que predicen las propiedades hidráulicas del suelo a partir de técnicas estadísticas que relacionan las propiedades físicas edáficas y su humedad [*Bouma y van Lanen*, 1987]. Como señalan *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2001], la ventaja de este tipo de funciones radica en poder conocer atributos hídricos del suelo a partir de variables edáficas fáciles de medir. Por ejemplo, variables con significancia estructural, como la densidad aparente o el contenido de materia orgánica, tendrían mayor incidencia en la parte más húmeda de la curva de retención, mientras que las texturas condicionarían la parte más seca [*Villar y Ferrer*, 2005].

Según su finalidad, se pueden distinguir varios tipos de FET's, por ejemplo las que estiman valores concretos de la relación contenido hídrico-succión [*Arya y Paris*, 1981], las que estiman la curva completa [*Saxton et al.*, 1986], o las que predicen parámetros que permiten construir dicha curva [*Bouma*, 1989]. Una vez que la curva ha sido construida, existen diversos criterios de evaluación para determinar su precisión y validez, como el Error Medio (EM), Error Medio Absoluto (EMA), o la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) [*Schaap*, 2004].

Las funciones de edafotransferencia fueron utilizadas por *Rubio* [2005] en ambientes mediterráneos de montaña, observando que los parámetros edáficos con mayor contribución en la construcción de FET's fueron la densidad aparente y materia orgánica, y obteniendo además un rango de error aceptable; mientras que *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2001] estimaron FET's en medios semiáridos mediterráneos, llegando a la conclusión de que pueden resultar una alternativa muy adecuada cuando no existe información sobre las propiedades hidráulicas de los suelos. A pesar de esto, el uso generalizado de FET's debería ser considerado con cuidado debido a que su aplicabilidad general es bastante baja, tal y como concluyen *Tietje y Tapkenhinrichs* [1993], quienes abogan por la necesidad de calcular funciones específicas para cada suelo.

Los retos a los que se enfrentan las técnicas de medición de los contenidos y potenciales hídricos vienen marcados por la pretensión de mejorar la precisión de las mediciones a diferentes escalas espacio-temporales con la finalidad de caracterizar todos los procesos y monitorizar su conectividad. En este sentido, técnicas novedosas, como la *sonda de neutrones de rayos cósmicos*, son capaces de

medir el contenido hídrico del suelo a escala de parcela o ladera [Rivera Villarreyes *et al.*, 2011], aunque aún están en fase de prueba y su uso no ha sido estandarizado. Por otro lado, y como destaca Robinson *et al.* [2008], la optimización de los diseños metodológicos experimentales es un desafío que aún está lejos de conseguirse, ya que los patrones espacio-temporales del agua edáfica aún no se conocen bien. Por tanto, todavía no existe una respuesta claramente satisfactoria que permita resolver la cuestión “¿dónde colocar los sensores?”, lo que podría comportar un diseño experimental poco adecuado con el consecuente aumento en los costes de los proyectos de investigación y la obtención de resultados no deseados. En este sentido, este estudio pretende aportar conocimiento para responder a dicha cuestión.

2.5 Procesos de humectación

Cuando el agua se infiltra en el suelo puede moverse de dos formas, por flujo matricial o en combinación con flujo preferencial. El primero aparece cuando el movimiento del agua es relativamente lento y uniforme, mientras que el segundo surge cuando alcanza velocidades superiores al resto del agua y circula por rutas preferenciales, tales como grietas, antiguos conductos de raíces, o vías creadas por la edafo-fauna, que constituyen una pequeña proporción de suelo en el que, sin embargo, participa un gran volumen de flujo [van Schaik, 2010; Baram *et al.*, 2012]. De este modo, autores como Hendriks [2010], destacan que el flujo preferencial es más una regla que una excepción. Aunque podría considerarse una división arbitraria, normalmente se establece que el flujo matricial sucede en poros con dimensiones $<30 \mu\text{m}$ (porosidad textural), mientras que el flujo preferencial ocurre en poros $>30 \mu\text{m}$ (porosidad estructural) a través de fuerzas gravitacionales, distinguiéndose dentro de este último tres tipos: el flujo por macroporos [Beven y Germann, 1982], flujo por “dedos” [Hill y Parlange, 1972] y flujo acanalado [Kung, 1990], los cuales difieren por su origen o por los procesos hídricos que los caracterizan [van Schaik, 2010].

Los flujos subsuperficiales juegan un destacado papel en la absorción y degradación de contaminantes del suelo y determinan la permanencia de tales sustancias en la zona no saturada [Steenhuis *et al.*, 1990; Pivetz y Steenhuis, 1995; Hendrickx y Flury, 2001; Jarvis, 2007]. La redistribución hídrica del suelo y el transporte de solutos puede afectar a la disponibilidad de agua y nutrientes para las plantas, y consecuentemente a la distribución espacio-temporal de la vegetación [Germann *et al.*, 2012]. Esto puede ser particularmente importante en ecosistemas limitados por el agua con suelos pobres y poco profundos, como gran parte de las áreas de dehesa, donde el agua constituye un factor clave para el mantenimiento y soporte de la biodiversidad [Eichhorn *et al.*, 2006; Moreno y Pulido, 2009]. El conocimiento de los procesos hidrológicos subsuperficiales puede resultar útil en la gestión integral de tales ecosistemas ya que posibilita un mejor entendimiento de la variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos y permite mejorar el diseño de modelos para predicciones hidrológicas. Sin embargo, aunque en los últimos años se han alcanzado progresos significativos, los

trabajos que tratan sobre los procesos hidrológicos subsuperficiales en áreas semiáridas han sido tradicionalmente estudiados en menor medida con respecto a otros, como los destinados a la medición de caudales para la producción hídrica, o han sido enfocados hacia procesos muy específicos, como por ejemplo los flujos preferenciales [Maneta et al., 2008a; van Schaik et al., 2008].

En este sentido, la investigación hidrológica ha demostrado que los flujos preferenciales son un proceso significativo que, tanto en ambientes de bosques húmedos como en zonas con suelos jóvenes volcánicos, contribuyen a la rápida canalización hacia los cauces del agua procedente de la precipitación [Lin, 2006; Lin et al., 2006b; Blume et al., 2009]. En áreas semiáridas con clima Mediterráneo la influencia de los flujos preferenciales sobre la descarga total es variable dependiendo de las condiciones antecedentes de humedad del suelo y de las propiedades de la precipitación. Por ejemplo, en una cuenca del suroeste de la Península Ibérica en ambiente de dehesa, los flujos preferenciales que resultan en flujo subsuperficial pueden producir entre el 13% y 80% de la escorrentía de la cuenca [van Schaik et al., 2008]. Su importancia sobre los procesos de humectación del suelo llega a ser más clara bajo condiciones de humedad secas, cuando puede interactuar con la matriz del suelo y contribuir a una más rápida humectación de los horizontes inferiores, mientras que bajo condiciones más húmedas los flujos preferenciales contribuyen en mayor grado a la generación de flujo subsuperficial provocado por eventos tormentosos [Lin y Zhou, 2008; van Schaik et al., 2008; Swarowsky et al., 2011; Swarowsky et al., 2012]. Por otro lado, los flujos matriciales constituyen un proceso hidrológico más lento que influye en los estados de humedad del suelo y pueden afectar en gran medida a la disponibilidad de agua para las plantas [Vereecken et al., 2008]. Esto resulta especialmente sensible para estratos vegetales como las herbáceas anuales de las regiones semiáridas, donde constituyen un recurso de primera magnitud para evitar la erosión y degradación del suelo [Eagleson y Segarra, 1985; Smit y Rethman, 2000; Schnabel et al., 2013a].

Los procesos hidrológicos subsuperficiales, tales como los flujos preferenciales, son espacio-temporalmente irregulares y pueden ser observados en cualquier sitio [Uhlenbrook, 2006]. Por ejemplo, factores locales y aleatorios como los conductos creados por los sistemas radiculares pueden causar fuertes variaciones espacio-temporales en los procesos de humectación del suelo y patrones de flujo asimétricos [Liang et al., 2011], mientras que factores controlados bajo condiciones experimentales, como precipitaciones uniformemente distribuidas, también pueden causar patrones de flujo irregulares [Flury et al., 1994]. Debido a que la naturaleza temporal y espacial del fenómeno es, respectivamente, a corto-plazo e impredecible, nuestra capacidad para determinar y prever los patrones de flujo y sus velocidades a través del espacio y del tiempo permanece limitada y sigue siendo un desafío [Lin y Zhou, 2008]. Por esta razón, la definición y cuantificación de los flujos requiere una precisa caracterización espacio-temporal de la humedad del suelo, con una metodología espacialmente distribuida y temporalmente continua. Aunque se han alcanzado importantes avances en técnicas de medición, tales como el colorante trazador, trazadores de bromuro e isótopos estables, la tomografía computarizada de rayos X e incluso la modelización [Weiler y Naef, 2003; Rezzoug et al., 2005; Mooney y Nipattasuk, 2006; Bogner et al., 2008; Luo et al., 2008; Mooney y Catherine, 2008; Klaus et al., 2013; van Schaik et al., 2013], la mayoría de los estudios utilizan resoluciones

temporales superior a la diaria, con limitadas resoluciones espaciales, y frecuentemente bajo condiciones de laboratorio controladas. Esto podría proporcionar, por un lado, una impresión incorrecta del tipo de proceso que funciona bajo condiciones naturales y, por otro, una impresión claramente sesgada concerniente a la frecuencia de ocurrencia de los tipos de flujo [Jarvis, 2007; Vereecken et al., 2008]. De este modo, una alternativa apropiada podría ser el uso de sensores de capacitancia que posibilitan una alta resolución temporal, debido a la monitorización continua y una satisfactoria resolución espacial obtenida por un adecuado diseño de instalación de sensores [Zehe et al., 2010].

Aunque los procesos hidrológicos subsuperficiales son cada vez mejor entendidos y están mejor documentados en la literatura, existe una ausencia de estudios que aborden la caracterización y determinación de todos los tipos de procesos de humectación que ocurren en el suelo durante un tiempo prolongado, así como su frecuencia de ocurrencia, definición de patrones y factores que los causan. Con el fin de arrojar luz sobre estos temas este trabajo intenta identificar, caracterizar y cuantificar todos los tipos de procesos de humectación que se dan en la cuenca de Parapuños durante tres años hidrológicos, definir la predominancia de cada tipo de proceso, su frecuencia de ocurrencia y, por último, determinar qué factores los causan y si afectan por igual a los distintos tipos de flujo.

2.6 Dinámica espacio-temporal del agua del suelo

La necesidad de caracterizar la variabilidad de la humedad del suelo a través de un rango de escalas espaciales y temporales se debe a la importancia de sus implicaciones teóricas y sus aplicaciones prácticas [Ivanov et al., 2010]. Sin embargo, dicha variabilidad suele dificultar su comprensión y caracterización. Así lo señalaron Famiglietti et al. [1998] y más recientemente Robinson et al. [2008], quienes destacaron que aún no se ha alcanzado un entendimiento completo y general de la variabilidad espacio-temporal de la humedad del suelo y de los factores que la controlan, debido a su complejidad y a que muchos de los estudios pueden llegar a ser incluso contradictorios.

A pesar de esto, la variabilidad espacial de la humedad y los factores que la causan han sido tema recurrente a lo largo del tiempo. Trabajos como el de Famiglietti et al. [1998], Western et al. [1999] o Gómez-Plaza et al. [2001] destacan que las variables que mejor explicarían la distribución espacial del agua del suelo son las relacionadas con la topografía, espesor y propiedades del suelo, la orientación relativa con respecto al sol, o los usos del suelo. La vegetación es quizá una de las variables más importantes a considerar, pero su efecto añade mayor complejidad a la cuestión ya que, como señala Rodríguez-Iturbe [2000], la estructura espacial de la humedad del suelo y su evolución en el tiempo son, al mismo tiempo, causa y consecuencia de la presencia de vegetación. De este modo, las variaciones en la cobertura de vegetación pueden deberse a su adaptación a los distintos ambientes edafo-hídricos [Ruiz-Sinoga et al., 2010] y, al mismo tiempo, los distintos estados hídricos del suelo pueden ser el resultado de la presencia de distintas capas de vegetación [Martínez-Fernández et al., 2003; Cubera y Moreno,

2007a]. Además, la presencia y densidad de distintas capas vegetales puede ser consecuencia del efecto competidor entre estratos de vegetación [Cubera y Moreno, 2007a]. Asimismo, la presencia de distintas cubiertas vegetales condiciona el comportamiento hídrico del suelo, de modo que ambientes con cubierta forestal pueden mostrar un patrón más homogéneo y predecible, mientras que ambientes agrícolas o de prado pueden mostrarlo más complejo y variable [Rubio, 2005].

Por otro lado, los estudios sobre la variabilidad temporal del agua del suelo adquirieron un gran impulso tras el trabajo de *Vachaud et al.* [1985], donde se introdujo el concepto de *estabilidad temporal* que permitió definir la persistencia de un modelo hídrico de comportamiento en un perfil edáfico con respecto al resto de los perfiles estudiados a lo largo del tiempo. Estudios como el de *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2003], desarrollados en un área de clima semiárido mediterráneo, o el de *Lin* [2006], en un bosque húmedo de Pennsylvania, aplicaron esta técnica observando patrones hídricos que diferían según la posición en el paisaje y las variaciones climáticas, pudiendo establecerse de este modo la influencia topográfica y climática en la hidrodinámica temporal del suelo.

Actualmente, y con las mismas pretensiones de estudiar el agua edáfica, varios autores han utilizado el concepto de *histéresis* para analizar la relación entre el contenido medio de agua y sus variaciones espacio-temporales. Este concepto, perteneciente a la teoría de estados estables alternativos, hace referencia a la existencia de un comportamiento no-único para una misma variable, es decir, a la existencia de diferentes estados estables [Scheffer et al., 2001; Scheffer y Carpenter, 2003]. En este caso, la variable sería la humedad del suelo mientras que sus estados alternativos estables se corresponderían con estados de humedad. Con este enfoque, *Teuling et al.* [2007] o *Ivanov et al.* [2010] observan un efecto subyacente de histéresis sobre la organización espacial de la humedad del suelo a lo largo del tiempo. Por ejemplo, *Ivanov et al.* [2010], en un estudio basado en la modelización de una cuenca semiárida afirman que, conforme la humedad media se aproxima a sus límites de estado, saturado o seco, la variabilidad en la humedad del suelo disminuye (Fig. 2-5), observando, además, que la vegetación impone un efecto homogeneizador; mientras *Teuling et al.* [2007] observaron, en un estudio sobre un área de clima templado-húmedo que combina observaciones de campo con modelización, que la dirección de la histéresis en años húmedos va en sentido de las aguas del reloj, y en años secos lleva el sentido opuesto.

A pesar de que no utilizaron el enfoque de histéresis, varios trabajos anteriores a los ya mencionados aplicaron esta técnica para estudiar el comportamiento espacio-temporal del agua del suelo, relacionando la humedad media con la varianza, coeficiente de variación o desviación estándar. En este sentido, dichos estudios señalan que el coeficiente de variación espacial de la humedad está inversamente relacionado con la humedad media del suelo, reflejando la idea de que es espacialmente más variable cuanto más seco es el estado [Western et al., 2003; Famiglietti et al., 2008]. Resultados opuestos fueron observados por *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2003], quienes encuentran mayor estabilidad de la humedad en los estados secos de clima semiárido mediterráneo, mientras que *Llorens et al.* [2003] y *García-Estringana et al.* [2013] destacan que los periodos de mayor inestabilidad son los transitorios para un área de montaña mediterránea. Finalmente, *Lawrence y Hornberger* [2007]

después de analizar grandes zonas climáticas señalan que, en regiones semiáridas la variabilidad se incrementa con los aumentos de humedad, lo opuesto que en regiones húmedas, mientras que en regiones templadas la mayor variabilidad ocurre en estados intermedios.

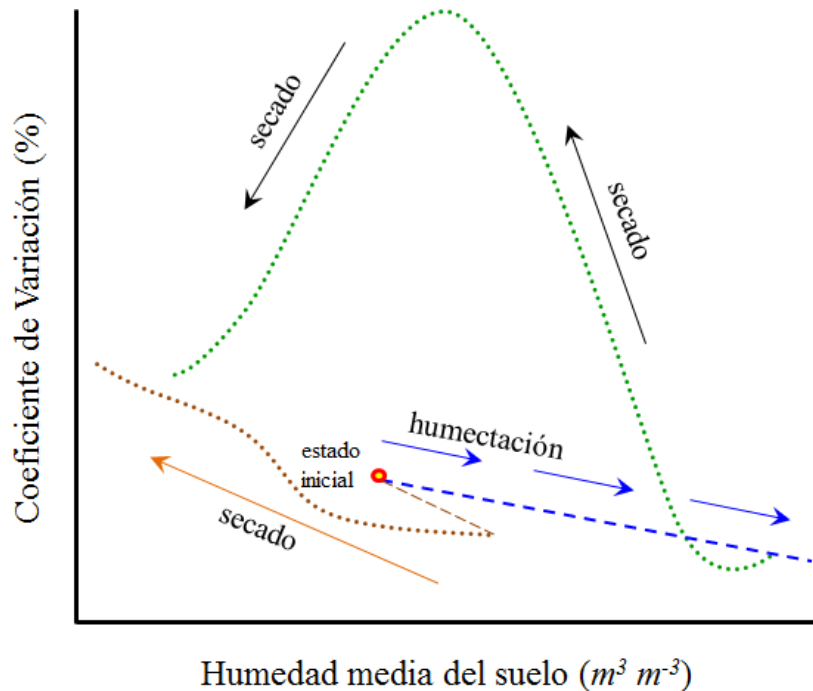


Fig. 2-5: Histéresis de la humedad espacial del suelo observada por *Ivanov et al.* [2010].

Según lo expuesto, podría deducirse que la predicción de patrones espacio-temporales de humedad del suelo es compleja y varía según la influencia de diferentes factores, entre ellos el clima y la vegetación. El primero es altamente variable en ambientes mediterráneos, mientras que el segundo puede presentar diferentes estructuras y densidades en ecosistemas adeshados, por lo que la dinámica espacio-temporal del agua del suelo podría mostrar un comportamiento complejo en dichos ecosistemas. De este modo, este estudio pretende ahondar en la hidrodinámica edáfica en ecosistemas con cubierta de arbolado dispersa, debido a que existe una carencia de trabajos que aborden este tema en dichos ambientes, considerando una alta resolución temporal y teniendo en cuenta los patrones de variación a lo largo del perfil del suelo, especialmente en superficie, así como entre distintas coberturas de vegetación. Dicho estudio podría ayudar a diseñar muestreos de humedad o a interpretar ciertos procesos, como por ejemplo los patrones de distribución espacio-temporal de la vegetación, su ciclo fenológico o la producción de escorrentía.

2.7 La vegetación en los procesos hidrológicos

Las interacciones entre vegetación y humedad del suelo constituyen un componente clave del ciclo hidrológico que involucra múltiples procesos y escalas espacio-temporales [Rodríguez-Iturbe, 2000]. Sin embargo, la comprensión de dichas interacciones puede resultar un reto debido a su complejidad. A pesar de ello, los estudios que pretenden obtener una visión integral de dichos procesos han aumentado durante los últimos años debido al progresivo interés por proporcionar soluciones de gestión frente a la creciente presión sobre los recursos hídricos y ecológicos y, además, por estudiar las más vulnerables áreas expuestas a las fluctuaciones climáticas [Alcamo et al., 2007; Asbjornsen et al., 2011].

Dichos estudios han alcanzado especial importancia en ambientes limitados por el agua, como por ejemplo los sistemas agrosilvopastoriles con cobertura de arbolado disperso, debido a que la distribución y estructura de su vegetación está en gran parte controlada por la disponibilidad hídrica del suelo [Eagleson y Segarra, 1985; Joffre et al., 1999; D'Odorico y Porporato, 2006b]. En este sentido, la ocurrencia de prolongados periodos secos con déficit hídrico es una característica común de las áreas de clima mediterráneo, cuya vegetación ha desarrollado diferentes estrategias morfológicas, fisiológicas y competitivas para tolerar o evitar el estrés hídrico estival y obtener los recursos. Entre dichas estrategias destacan, la esclerofilia para las especies leñosas, el ciclo anual entre las especies de pastizal (terófitos), y el desarrollo de un eficaz sistema de competición-facilitación entre los estratos vegetales.

2.7.1 El arbolado

Los ecosistemas de dehesa están dominados por especies del género *Quercus*, principalmente encinas (*Quercus ilex*) y alcornoques (*Quercus suber*), especialmente adaptadas a las condiciones de estrés hídrico que impone el medio, hasta el punto de definirse como *reguladoras* en cuanto al uso del agua [Rambal, 1993; Lombardini, 2006]. Entre las estrategias o mecanismos más destacables de las encinas para soportar los condicionantes del medio destacan las adaptaciones foliares, el desarrollo de raíces profundas, y el desarrollo de un eficaz sistema de interacción por los recursos mediante la separación de nichos [Joffre et al., 2000; Moreno et al., 2007b].

Las hojas perennes de las encinas muestran diversas adaptaciones encaminadas a lograr su economía hídrica y la conservación de nutrientes, entre las que destacan la reducción de su superficie, las gruesas cutículas recubiertas por capas de cera que ayudan a reflejar la luz solar y reducir el calentamiento, o los estomas concentrados en el envés que suelen estar rodeados por pelos que permiten mantener una capa de aire saturado de humedad y ayudan a equilibrar los potenciales internos y externos, lo cual le permite reducir las pérdidas por transpiración [Joffre et al., 2000; Costa Tenorio et al., 2005]. De este modo, *Q. ilex* es capaz de mantener ratios de transpiración permanentes que, a nivel de individuo y

en condiciones óptimas, pueden alcanzar picos en torno a $3.0 - 3.5 \text{ mm d}^{-1} \text{ m}^{-2}$ de copa [David et al., 2004; Cubera y Moreno, 2007b; David et al., 2007; Paço et al., 2009]. No obstante, dichos valores son estacionalmente variables, por lo que la transpiración anual fluctúa dependiendo de las condiciones climáticas y la disponibilidad de agua. Así, durante periodos de sequías los valores totales de transpiración por individuo pueden suponer menos del 40% de la precipitación anual [Infante et al., 2003], mientras que pueden ser mayores en años con precipitaciones superiores a la media, tal y como observaron Paço et al. [2009] en dehesas subhúmedas.

La transpiración de un individuo aislado también puede variar en función del índice de área foliar, que comprende entre $2.9-6.0 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ para *Q. ilex* [Sala et al., 1994; Damesin et al., 1998]. Este índice también influye en la interceptación del árbol, proceso hidrológico que ha sido ampliamente analizado en encinas y cuyos valores oscilan entre el 22 y 30% de la lluvia anual, tal y como reporta el estudio recopilatorio realizado por Llorens y Domingo [2007]. Sin embargo, al expresar la interceptación en término de superficie, ésta puede ser menor debido a las bajas densidades de arbolado, tal y como señalan David et al. [2006] o Pereira et al. [2009], quienes estiman un 9.0 y 6.2%, respectivamente, e incluso de un 4.0%, como observan Mateos-Rodríguez y Schnabel [2002]. Considerando los valores de evapotranspiración (ET) del arbolado, el componente dominante es la transpiración con un 76% sobre el total de la ET, mientras que la evaporación supone el 24% de la ET [Paço et al., 2009].

El árbol también influye en los procesos hidrológicos mediante el aporte de materia orgánica que mejora la capacidad de retención hídrica del suelo, y mediante la reducción de la luz solar incidente que alcanza la superficie, lo cual amortigua el efecto de las temperaturas, disminuye la evaporación y crea un microclima bajo el dosel [Jose et al., 2004; Brooker et al., 2008; Montero et al., 2008; Marañón et al., 2009]. Sin embargo, este microclima también podría favorecer la prolongación del ciclo vegetativo del pasto, lo cual aumentaría el consumo de agua y la transpiración. Además, la materia orgánica de las encinas puede producir sustancias hidrófobas que reducen la infiltración y aumentan la escorrentía [Cerdá et al., 1998; Schnabel et al., 2013b]. En definitiva, ya sea de forma positiva o negativa, la presencia del árbol puede modificar el balance hídrico del suelo bajo la copa. Desde este enfoque, varios estudios afirman que los suelos bajo copa de *Q. ilex* siempre presentan mayor contenido hídrico que los espacios abiertos, principalmente en dehesas subhúmedas [Joffre y Rambal, 1988; Puerto, 1992], pero también en condiciones subtropicales y semi-desérticas bajo otras especies de *Quercus* [Gindel, 1964]. Sin embargo, en ambientes semiáridos e incluso de montaña mediterránea se han observado resultados opuestos [Lavado-Contador et al., 2006; Cubera y Moreno, 2007a, b; Martínez-Fernández et al., 2007; Gea-Izquierdo et al., 2009; García-Estringana et al., 2013].

Aunque los conocimientos adquiridos sobre esta temática cada vez son más amplios y precisos, el efecto del árbol sobre el estado hídrico del suelo sigue siendo objeto de discusión. De este modo, Moreno [2008] sugiere que el efecto positivo del árbol podría decrecer con el incremento de la aridez, mientras que Gea-Izquierdo et al. [2009] sugieren que el aumento o disminución del agua edáfica bajo la copa no debería ser generalizado, ya que el efecto del árbol parece ser variable dependiendo del ecosistema [Vetaas, 1992; Lozano-Parra et al., 2011]. Por otro

lado, la presencia de mayor o menor contenido hídrico en los suelos bajo árboles también puede atribuirse a factores como el estado sanitario del árbol o la poda, de modo que bajo árboles afectados por *Phytophthora cinnamomi* el volumen de agua puede ser mayor que bajo árboles sanos, debido a la relación inversa entre raíces y humedad [Corcobado et al., 2012], mientras que la poda puede aumentar un 7% el agua trascolada [Mateos-Rodríguez y Schnabel, 2002].

A pesar de lo expuesto, los estudios que tratan aspectos ecohidrológicos algunas veces no tienen en cuenta las variaciones estacionales de ciertos procesos, como la capacidad de almacenamiento hídrico de la copa [Fathizadeh et al., 2014], ni tampoco suelen utilizar escalas temporales inferiores a la diaria, por lo que omiten procesos cuya naturaleza es el corto plazo, como puede ser la escala de evento de lluvia. Además, los trabajos que tratan dicha escala no suelen definir criterios de separación entre eventos de lluvia, lo cual podría influir en los subsecuentes análisis estadísticos [Dunkerley, 2008]. No obstante, existen estudios que contemplan este último aspecto [Xiao et al., 2000; David et al., 2006], aunque no consideran la interceptación de la hojarasca del suelo, lo cual podría evitar la infiltración del agua trascolada con la consecuente significancia ecológica [Gerrits et al., 2007].

Desde el punto de vista del sistema radicular, la encina ha desarrollado un potente sistema que se desarrolla de forma uniforme con la profundidad y distancia al árbol, pudiendo descender más de 5 metros y alcanzar una extensión horizontal superior a 30 metros [Moreno et al., 2005], lo que le permite explorar un gran volumen de suelo y sobrevivir durante los meses secos extrayendo el agua localizada en profundidad y más allá de la copa [Canadell et al., 1996; David et al., 2004; Cubera y Moreno, 2007b]. Dicho sistema de raíces afecta a la hidrología del suelo a través del consumo y la creación de macroporos pero, además, podría tener otra significancia ecohidrológica debido al impacto de lo que se conoce como “ascenso hidráulico” [Caldwell y Richards, 1989; Liang et al., 2011]. Este efecto permite la redistribución vertical del agua entre diferentes capas de suelo por el bombeo ascendente de las raíces, y es conducido por gradientes de potencial entre diferentes partes del perfil [Burgess et al., 1998; Caldwell et al., 1998; Horton y Hart, 1998]. En un estudio llevado a cabo en dehesas del sureste de Portugal, David et al. [2007] sugieren que es una de las estrategias utilizadas por *Q. ilex* para resistir la sequía de verano, mientras Kurz-Besson et al. [2006] estimaron, para la misma zona anterior y durante la estación seca, que entre el 17-81% del agua usada por *Q. suber* se correspondía con el agua bombeada mediante el efecto del ascenso hidráulico. Por otro lado, Moreno et al. [2011] concluyeron, con una especie vegetal de ecosistema diferente a la dehesa, en este caso *Quercus pirenaica*, que los árboles pueden sobrevivir a los periodos prolongados de sequía mediante la extracción del agua almacenada en las fracturas o diaclasas de la roca madre y del contenido hídrico acumulado en el espesor de la capa alterada del material.

Finalmente, la organización del arbolado en el espacio también tiene consecuencias hidrológicas. A pesar de que la densidad de arbolado suele oscilar entre 10 y 90 árboles ha^{-1} , Joffre et al. [1999] observaron, en un estudio desarrollado sobre un área que abarca dehesas semiáridas y subhúmedas, que la densidad de arbolado puede responder a la disponibilidad de recursos hídricos con una estructura que produce la máxima biomasa con un mínimo déficit hídrico. En consecuencia, estos autores señalan que altas densidades (> 50 árboles ha^{-1}) son

más frecuentes cuando las precipitaciones medias sobrepasan los 650 mm, mientras que cuando son inferiores a 600 mm la densidad para alcanzar un equilibrio estable es < 20 árboles ha^{-1} . No obstante, a pesar de la relación *precipitación–densidad*, en la configuración de estos ecosistemas también debe considerarse el factor humano. Por otro lado, *Montero et al.* [2004] observaron un descenso significativo del estrés hídrico de los árboles en dehesas con bajas densidades en comparación con las que mostraban altas densidades, y consideraron la cifra de 24 árboles ha^{-1} y un 13% de fracción de cubierta como valores óptimos para que la radiación alcance la superficie sin una reducción significativa y favorezca la producción de herbáceas. Asimismo, *Cubera y Moreno* [2007b] destacan que densidades inferiores al óptimo relativo permiten la supervivencia en épocas de sequías severas, mientras que la competencia por los recursos hídricos entre el arbolado llega a evidenciarse a partir de 40 árboles ha^{-1} en dehesas semiáridas [*Moreno y Cubera*, 2008].

2.7.2 Estrato arbustivo³

A pesar de que frecuentemente se elimina para facilitar el crecimiento del pastizal, el estrato arbustivo de las dehesas se caracteriza por su abundante diversidad de especies, entre las que destacan principalmente la retama (*Retama sphaerocarpa*), la escoba (*Cytisus multiflorus*), el cantueso (*Lavandula stoechas*) y cistáceas (*Cistus ladanifer*, *C. salvifolius*, etc.).

La retama es un arbusto nativo del norte de África y de la Península Ibérica, muy común en matorrales de degradación de bosque mediterráneo y dehesas, que puede constituir poblaciones muy homogéneas denominadas retamares. Es fijadora de nitrógeno en el suelo, crece erguida en forma de cono y en ocasiones alcanza los 3 m de altura. Sus tallos fotosintéticos están muy ramificados y pueden salir directamente del suelo, mientras que las hojas son pequeñas, escasas y efímeras, lo que se traduce en un índice de área foliar medio que ronda los 0.75 m^2 y ratios de transpiración inferiores a 2 mm $día^{-1}$ [*Domingo et al.*, 1999].

La interceptación en retamas fue estudiada por *Domingo et al.* [1998], quienes observaron valores en torno al 21% con respecto a la precipitación total anual. La capacidad de almacenamiento hídrico por unidad de superficie está en torno a 0.9 mm, mientras que en especies como *Cistus ladanifer*, *Rosmarinus officinalis* o *Lavandula latifolia* está en torno a 0.5, 1.2 y 3.2 mm, respectivamente [*Domingo et al.*, 1998; *García-Estringana et al.*, 2010a]. Además, dichos autores analizaron la escorrentía cortical en retama, observando valores que alcanzaban entre 7 – 9.7% de la precipitación incidente. Ambos valores son bastante inferiores al 25.7 y 23.2 % que observaron en *L. latifolia* y *R. officinalis*, respectivamente, pero sensiblemente mayores que el 5.6% de *C. ladanifer*. Estos últimos autores también analizaron la cantidad de agua que alcanza el suelo en la zona próxima a la base de

³ Este trabajo se centra en la *Retama sphaerocarpa*, al ser el matorral predominante en las zonas estudiadas.

la planta, observando que fue 67 veces mayor que el agua que caería si el matorral no estuviese allí. Para especies como *C. ladanifer*, *R. officinalis* y *L. latifolia* este valor fue de 30, 47 y 40, respectivamente. El efecto de este proceso tendría importantes consecuencias hidrológicas, ya que podría actuar como canalizador de flujos e influir, por tanto, en la redistribución del agua del suelo, tal y como ya fue observado por *Liang et al.* [2011] con especies japonesas del género *Stewartia*. Además, los ratios de infiltración pueden llegar a ser hasta 8 veces mayores en suelos con cobertura vegetal y presencia de retama, que en suelos desnudos [*García-Estringana et al.*, 2010b].

El sistema radicular de la retama consiste en una capa de raíces finas concentradas en los primeros 20 cm del suelo, y un sistema vertical de raíces escasamente ramificadas muy penetrantes que pueden alcanzar profundidades incluso de entre 16–28 m [*Haase et al.*, 1996]. En un estudio desarrollado en dehesas de Cáceres, *Rolo et al.* [2009b] observaron que, en los primeros 20 cm del suelo, los estratos vegetales que presentaron mayor densidad media de raíces acumuladas ($mg\ cm^{-3}$) fueron: el pasto, con 70%, y *C. ladanifer*, con un 50%, mientras que *Q. ilex* y retama tuvieron un 10 y 30%, respectivamente. No obstante, los autores observaron que las densidades variaban en función del grado de matorralización y la combinación de estratos vegetales. Por ejemplo, la presencia de *C. ladanifer* reducía significativamente la densidad de raíces de pasto y árbol, lo que podría llevar a una mayor competencia por los recursos hídricos, mientras que con la presencia de retama el contenido hídrico superficial del suelo mejoraba. En este sentido, *Domingo et al.* [1999] observaron ratios de transpiración permanentes en las retamas de un ecosistema semiárido de clima mediterráneo, deduciendo que este matorral consume agua que no procede de la zona superficial edáfica, lo cual lo capacita para subsistir en este tipo de ambientes ya que se trata de una especie sensible a la sequía [*Padilla y Pugnaire*, 2007; *Padilla*, 2008]. Asimismo, *Haase et al.* [1996] indican que la retama consume el agua procedente de los horizontes más profundos, e incluso del nivel freático.

Al igual que en *Q. ilex*, el efecto del ascenso hidráulico también ha sido reportado en retama por *Prieto et al.* [2010], observando patrones estacionales determinados por la disponibilidad hídrica del suelo, lo cual podría afectar al pastizal. De esta forma, autores como *Haase et al.* [1996] o *Moro et al.* [1997] señalan que las zonas que muestran diferencias en la densidad y biomasa de vegetación junto a las retamas probablemente se vean afectadas por el ascenso hidráulico. No obstante, dichas diferencias también podrían explicarse por la fijación edáfica del nitrógeno. En este sentido, *Moreno y Rolo* [2011] estudiaron el uso del agua edáfica en dos dehesas matorralizadas, una con *C. ladanifer* y otra con *R. sphaerocarpa*, observando mayor contenido hídrico en los horizontes superficiales de las zonas con retama que en las zonas con matorral de jara, arbusto que redujo significativamente el agua en todo el perfil. Sin embargo, *Haase et al.* [1996] destacan que el efecto del ascensor hidráulico no es relevante en los primeros 20 cm del suelo, con lo cual el pasto podría verse menos favorecido por dicho efecto. Por otro lado, *Padilla* [2008] señala que el efecto de la retama sobre el crecimiento de otras especies de arbusto es competitivo cuando el estrés hídrico es atenuado y positivo cuando es más severo.

2.7.3 Los pastos

Los pastos naturales están considerados como uno de los recursos más importantes de la dehesa, ya que constituyen una efectiva protección contra la erosión y degradación del suelo [Schnabel, 1997], proporcionan alimento para el ganado y juegan un papel crítico en el consumo hídrico y en el proceso de evapotranspiración [Paço et al., 2009]. Se trata de especies muy adaptadas que han desarrollado una serie de estrategias, como el ciclo vital anual o el desarrollo de un sistema radicular superficial, para poder competir por los recursos [Moreno et al., 2007b].

Los pastizales están formados por una gran variedad de comunidades herbáceas, entre las que abundan las especies anuales y en menor medida las especies perennes. Su desarrollo depende del balance de efectos positivos o negativos entre cada uno de los principales factores limitantes: agua, energía lumínica y térmica, nutrientes y espacio [Brooker et al., 2008]. Debido a las características ambientales mediterráneas, éstos factores presentan una alta variabilidad, lo cual influye en la fenología de los pastos naturales que ya de por sí muestran una pronunciada estacionalidad [Joffre y Rambal, 1993; Montero et al., 1998]. Durante el otoño el desarrollo del pastizal suele ser muy bajo debido a la adversidad de las variables climáticas y una baja disponibilidad hídrica, lo cual reporta valores de evapotranspiración bajos, en torno a los $0.25 \text{ mm día}^{-1} \text{ m}^{-2}$ según estimaciones de Paço et al. [2009]. En invierno, el desarrollo del pastizal se estanca debido a los limitantes climáticos, sin embargo en primavera dichos limitantes junto con la recarga edafo-hídrica suelen ser favorables, lo que resulta en un alto desarrollo y aumento de los valores de evapotranspiración, que oscilan alrededor de $1 \text{ mm día}^{-1} \text{ m}^{-2}$ [Paço et al., 2009]. A finales de primavera el pasto decae y muere, por lo que en verano no hay transpiración procedente de este estrato vegetal. De este modo, la transpiración del pasto muestra una fuerte dependencia de la lluvia, de la disponibilidad hídrica del suelo, así como de la luz y temperaturas estacionales [Paço et al., 2009].

La interceptación del pasto en medios semiáridos y subhúmedos mediterráneos es un proceso de difícil cuantificación debido a que puede presentar una estructura variable en el espacio y en el tiempo. Autores como Swarowsky et al. [2011], en un estudio realizado en clima semiárido mediterráneo californiano, asumen valores del 10% de la precipitación, mientras que Corbett y Crouse [1968] calcularon, para herbáceas anuales y en el mismo ecosistema que los autores anteriores, un valor promedio de 7.9%, pero variable dependiendo de la época del año y la cobertura vegetal.

Desde el punto de vista del sistema radicular, las herbáceas de los sistemas de dehesa concentran sus raíces en los primeros centímetros del suelo, disminuyendo exponencialmente con la profundidad hasta alcanzar un máximo de 80 cm [Moreno et al., 2005]. Esta circunstancia podría explicarse porque en herbáceas el desarrollo de raíces superficiales generalmente prevalece sobre el desarrollo de raíces profundas, debido a, 1) que el coste energético para la producción, mantenimiento y consumo de recursos normalmente es menor para las raíces superficiales; 2) que las capas superficiales son normalmente menos deficitarias de oxígeno; y 3) que la concentración de nutrientes es normalmente

mayor en las capas superficiales [Schenk y Jackson, 2002]. De este modo, una gran proporción de las raíces de los pastos anuales se concentra en los primeros 5 cm de suelo y disminuye fuertemente con la profundidad. Así, el 50% se encuentra en los primeros 7.4 cm, el 70% se concentra en los primeros 20 cm, mientras que el 94% está en los primeros 30 cm [Barrera et al., 1987; Moreno et al., 2005; Cubera, 2006; Rolo et al., 2009b]. No obstante, estos porcentajes podrían variar en suelos más someros. En cualquier caso, la concentración de raíces en la capa superficial del suelo determina que la competencia por los recursos entre diferentes estratos vegetales pueda ser reducida. En este sentido, Cubera y Moreno [2007b] señalan que en gran parte de las dehesas la competencia entre *Q. ilex* y pastizal podría no ocurrir debido a que cada estrato vegetal explota un determinado nicho ecológico. Además, el hecho de que el sistema radicular sea tan somero podría determinar que los pastos dependan principalmente de la capa superficial del suelo y, por tanto, que sean sensibles a sus cambios. Por ejemplo, autores como Martínez-Fernández et al. [2007], concluyen que en la capa superficial de los suelos de dehesas se dan déficits hídricos con mayor intensidad y duración que en la capa superficial de espacios con otro tipo de cubierta vegetal.

Los valores de productividad de los pastos naturales en sistemas agrosilvopastorales Mediterráneos muestran grandes variaciones a distintas escalas espaciales y temporales, siendo, en general, poco productivos [Moreno y Pulido, 2009]. De este modo, Gómez-Gutiérrez y Luis Calabuig [1992] estudiaron varios de tipos de dehesa, determinando producciones anuales inferiores a los 500 kg de materia seca por hectárea ($kg MS ha^{-1}$), mientras que González et al. [2012] observaron producciones que oscilaron entre 200 y 5372 $kg MS ha^{-1} año^{-1}$ en varias dehesas diferenciadas por el clima, densidad de ganado y fertilización.

Aunque los factores que afectan a la producción de pastizal son cada vez mejor conocidos, aún no está claro el peso de cada uno y su variaciones espacio-temporales [Moreno, 2008]. Por ejemplo, Olea et al. [1991] señalaron que la pluviometría de otoño tiene mayor influencia que la anual y la primaveral sobre la producción total del pasto, argumentando que la lluvia de otoño crea la mayor parte de los pastos del año y amortigua el efecto de la lluvia de primavera. Por contra, González et al. [2012] observaron un efecto positivo de las lluvias de invierno y primavera, mientras que Gea-Izquierdo et al. [2009] encontraron un efecto positivo cuando no hay limitación hídrica durante el crecimiento. A nivel espacial, la influencia de la topografía ya fue observada por Puerto [1992], mientras que a un nivel más reducido el efecto del arbolado sobre la producción ha sido estudiado por varios autores. De este modo, Moreno [2008] encontró un efecto positivo entre la cobertura arbórea y el pasto producido bajo la copa, donde se produjo un 19% más que en espacios abiertos. No obstante, este autor observó que el efecto positivo no procede del árbol por sí solo, sino que éste produce una combinación de efectos que afectan al sombreado, nutrientes y disponibilidad hídrica, ya que, en espacios donde se aplicó un sombreado artificial la producción de pasto fue mayor que bajo arbolado. En la misma línea, trabajos como el de Gea-Izquierdo et al. [2007] muestran que la influencia de la copa no es homogénea, sino que es asimétrica como consecuencia de la órbita solar, y espacio-temporalmente variable debido a la irregularidad del clima mediterráneo. Asimismo, Taull et al. [2012] encontraron mayor producción en espacios abiertos que bajo los árboles de sistemas adehesados de clima húmedo.

Por otro lado, la monitorización de la dinámica de vegetación, como la producción de pasto, sobre grandes áreas está frecuentemente determinada por un número limitado de mediciones, normalmente recogidas a lo largo de unos pocos años y en localizaciones específicas. El limitado número de muestras podría proporcionar una estimación sesgada o errónea de la producción de pasto a largo plazo y en espacios grandes, debido a que el corto intervalo temporal no puede capturar apropiadamente las variaciones climáticas, tales como periodos húmedos o secas, y el muestreo en una localización específica podría no capturar las variaciones espaciales. Además, los estudios sobre producción de pasto a menudo tratan sobre las diferencias entre parcelas con diferentes tratamientos [Huston, 1997; Schnabel *et al.*, 2001] o en características de la ubicación, como la producción bajo copa o fuera de copa [Moreno, 2008; Fernández-Moya *et al.*, 2011], mientras que el peso de los factores sobre la producción a escala de cuenca y a lo largo de prolongados periodos de tiempo sigue siendo muy poco estudiado.

Durante las últimas décadas los pastos de la Europa Mediterránea están siendo amenazados por un posible cambio climático y por el abandono de tierras con la consecuente invasión de matorral y bosque [García-Ruiz y Lana-Renault, 2011; Rivist *et al.*, 2011; IPCC, 2013], que puede conducir a un aumento de la competición por los recursos, tales como agua y luz, entre las diferentes capas de vegetación. La mejora de los conocimientos sobre la dinámica espacio-temporal de los pastos a escalas superiores a la década es importante para una adecuada y sostenible gestión de este recurso. Desistir en la preservación o en el entendimiento de cómo el clima influye en la variabilidad de la producción no sólo tendría consecuencias ecológicas sino también un impacto significativo sobre la seguridad alimenticia regional y global, ya que se vería afectada la cantidad y calidad de los pastos y la protección del paisaje agrícola contra la degradación. Sin embargo, todavía estamos lejos de entender claramente cómo los procesos ecohidrológicos controlan la productividad a través del espacio y del tiempo [Asbjornsen *et al.*, 2011]. Por tanto, uno de los objetivos de este estudio es arrojar luz sobre la dinámica del pasto a escala de cuenca hidrológica y durante intervalos temporales prolongados, determinar qué factores controlan la producción y qué peso tiene cada uno según las variaciones climáticas y los factores geográficos.

2.8 Modelización ecohidrológica

Aunque el papel preponderante de la vegetación sobre el ciclo hidrológico ha sido reconocido desde hace ya varias décadas [Eagleson, 1978], no ha sido hasta años recientes cuando se han conseguido desarrollar modelos que acoplen los procesos ecohidrológicos de forma íntegra [Oleson *et al.*, 2010].

A partir de mediados de los 90 surgió un interés creciente por comprender las interacciones entre los procesos hidrológicos y ecológicos a múltiples escalas espacio-temporales [Viville y Littlewood, 1996; Rodríguez-Iturbe *et al.*, 1999; Rodríguez-Iturbe, 2000; Porporato *et al.*, 2002; Caylor *et al.*, 2005; Caylor *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2012]. Sin embargo, debido a la complejidad de estas interacciones y a su no linealidad, pocos trabajos de modelización ecohidrológica

se han centrado en estudios a grandes escalas tales como paisaje o cuenca, donde las interacciones aún son poco conocidas, orientándose la mayoría de dichos estudios a escalas inferiores como la parcela o ladera, donde dominan otros procesos [Asbjornsen et al., 2011]. Debido a esto, el número de modelos ecohidrológicos desarrollados durante la última década para estudios a gran escala ha sido reducido, lo cual también evidencia el limitado entendimiento de la interdependencia entre los procesos hidrológicos y ecológicos y sus variaciones espacio-temporales [Fatichi et al., 2012b].

A pesar de las alternativas existentes para modelizar los procesos ecohidrológicos, como *RHESSys* [Mackay y Band, 1997; Tague y Band, 2004], *tRIBS+VEGGIE* [Ivanov et al., 2008], *Community Land Model -CLM-* [Oleson et al., 2010] o *Tethys-Chloris* [Fatichi et al., 2012b], actualmente hay pocos modelos que integren la dinámica de vegetación en la descripción de los intercambios de agua y energía a diferentes escalas [Maneta y Silverman, 2013]. Por ello, la modelización integral de procesos dispares sigue siendo un desafío. Por destacar un ejemplo, la transferencia de información a través de las diferentes escalas es un tema complicado debido a la dificultad de extrapolar hacia un marco común los principales mecanismos que dirigen los procesos [Popp et al., 2009]. Asimismo, debido a su complejidad y al tiempo necesario para ejecutar estos modelos, su aplicación ha sido mayormente limitada a los estudios a cortas escalas temporales. En cualquier caso, la falta de series climáticas que cubran más allá de unas cuantas décadas es habitual en estos estudios, y su obtención supone un desafío para la simulación a largo plazo. Por otro lado, algunos trabajos han aplicado exhaustivos modelos numéricos para estudiar dinámicas de vegetación como la productividad de los pastizales [Montaldo et al., 2005b; Istanbuluoglu et al., 2012], mientras que otros se centran en la variabilidad de la producción en grandes áreas o en largos periodos temporales [Clark et al., 2003; Tubiello et al., 2007]. Sin embargo, estos estudios no reportan resultados espacio-temporalmente distribuidos de todos los procesos ecohidrológicos implicados, ya que no utilizan modelos numéricos mecanísticos capaces de simular flujos hídricos y energéticos, y a su vez estar acoplados a un modelo de producción de pasto que permita estudiar los patrones espacio-temporales de la producción de forma distribuida a escala de cuenca y a largo plazo.

En este sentido, Maneta y Silverman [2013] han desarrollado un modelo ecohidrológico de base física espacialmente distribuido que acopla juntos un modelo hidrológico de onda cinemática, un modelo energético que resuelve el balance vertical de energía, y un componente de crecimiento y dinámica de vegetación, que es capaz de capturar las interacciones dinámicas a escala de tiempo horaria y a diferentes escalas espaciales. Este modelo difiere del resto en que mantiene un equilibrio entre una descripción exhaustiva de flujos con una fuerte base física y una implementación parsimoniosa, lo cual resulta en un modelo ágil y sencillo de utilizar.

El modelo aquí presentado introduce algunas ventajas comparado con los mencionados anteriormente. Por ejemplo, las ecuaciones de este modelo pueden conservar la energía y muestran la descripción de la dinámica de vegetación mediante un exclusivo componente para crecimiento de herbáceas, en comparación con el desarrollado por Tague y Band [2004]. Otros modelos, como los desarrollados por Ivanov et al. [2008] o Fatichi et al. [2012b], exhiben un

complejo enfoque de la dinámica de vegetación, sin embargo, el modelo desarrollado por *Maneta y Silverman* [2013] presenta un enfoque más simple que requiere menos parámetros, lo cual simplifica el excesivo número de grados de libertad que podrían dificultar la validación del modelo. Además, este modelo captura los principales componentes que afectan a la dinámica de vegetación, como la interceptación de agua y energía, y representa la distribución de las transferencias laterales de agua, lo cual asegura la distribución de la humedad a una apropiada escala de paisaje. Aunque el modelo desarrollado por *Fatichi et al.* [2012b] es bastante similar al presentado en este trabajo en el sentido de que también acopla juntos un modelo energético, uno hidrológico y otro vegetal, aún no ha sido utilizado con largas series temporales y nunca ha sido aplicado en ambiente semiárido tipo sabanoide.

Las cuestiones que este estudio trata de responder tienen como objetivo determinar la sensibilidad del pasto a la distribución temporal de la precipitación a lo largo del año; la importancia que tienen los factores climáticos y del paisaje a la hora de determinar la dinámica espacio-temporal de la producción a escala de cuenca; y determinar la importancia de las variaciones relativas de dichos factores durante diferentes años y bajo diversas circunstancias.

2.8.1. A - Generadores estocásticos de tiempo

Un factor limitante que surge frecuentemente en los trabajos de modelización es la carencia de series climáticas largas que abarquen periodos temporales superiores a unas pocas décadas. Para encarar este desafío existen alternativas como el uso de generadores estocásticos de tiempo (*Stochastic Weather Generators - SWG*) que posibilitan la creación de series climáticas artificiales a partir de series finitas de datos observados.

Los *SWG* son modelos numéricos capaces de generar series meteorológicas sintéticas estadísticamente similares a las observadas y que pueden alcanzar una duración ilimitada. Aunque surgen en la década de 1960 [*Gabriel y Neumann, 1962*] no es hasta los 80 cuando se generalizan [*Richardson, 1981*], con el objetivo de proporcionar datos meteorológicos para modelización hidrológica, para aplicaciones agrícolas o para extender las series climáticas más allá de las mediciones registradas. Además, se presentan como alternativa para la obtención de datos difíciles de extraer desde los modelos climáticos globales (*GCM*), ya que la resolución temporal y espacial de éstos normalmente no es adecuada para hacer un re-escalado de sus valores [*Semenov et al., 1998*].

Aunque actualmente pueden considerarse tres tipos de *SWG*, sólo dos tipos han sido utilizados con mayor frecuencia, debido fundamentalmente a su más temprana aparición: los de tipo "*Richardson*" [*Richardson, 1981; Richardson y Wright, 1984*] y los de tipo "*en serie*" [*Racsko et al., 1991*].

En los generadores de tipo *Richardson* los datos sintéticos se generan en dos pasos a partir de los valores observados. En primer lugar se modeliza la probabilidad de transición de la precipitación diaria utilizando un procedimiento con Cadenas de Markov que considera dos estados, húmedo (día con lluvia) y seco (día sin lluvia), teniendo en cuenta únicamente las condiciones pluviométricas de

los días previos. Una vez modelizada la probabilidad de transición se simula la cantidad de precipitación de un día húmedo usando la distribución de frecuencias de la precipitación. En segundo lugar, se generan las restantes variables de interés (temperaturas, radiación solar, etc.) en base a las correlaciones entre éstas y los estados seco o húmedo de cada día. Posteriormente, se ajusta una serie Fourier a los valores de las variables con el fin de suavizar los datos [Racsko *et al.*, 1991].

En los generadores de tipo *en serie* el primer paso es la modelización de periodos temporales que agrupan una consecución (series) de días secos y húmedos a partir de distribuciones semi-empíricas, para posteriormente simular el resto de variables climáticas considerando la longitud de los periodos húmedos o secos. De esta forma se asume la longitud temporal de estos periodos, o lo que es lo mismo, la ocurrencia de sequías y periodos húmedos, por lo que es considerado más adecuado en aplicaciones agrícolas [Semenov *et al.*, 1998].

Ambos tipos de generadores requieren una calibración inicial a partir de los datos observados, cuyo resultado reporta un archivo de parámetros con información estadística que posteriormente es usada para generar las series sintéticas. Aunque los datos utilizados para la calibración pueden tener cualquier duración, en ambos tipos de generadores se recomienda un mínimo de 10 años con el fin de caracterizar toda la variabilidad climática de la zona de estudio [Semenov y Barrow, 2002]. Otro aspecto fundamental antes de utilizar la serie generada es la validación de la misma, ya que este proceso confirmaría la similitud de los datos generados con los de origen.

La principal diferencia entre el enfoque *en serie* y el de tipo *Richardson* es que éste último asume un sistema Markoviano de dos estados, en el cual la probabilidad de ocurrencia de periodos secos o húmedos prolongados decrece exponencialmente con la longitud de la serie [Feller, 1968]. Este hecho fue corroborado por Racsko *et al.* [1991], quienes demostraron que la frecuencia observada de series secas largas era significativamente más alta que la probabilidad de ocurrencia estimada, lo cual podría tener consecuencias relevantes para los agricultores.

Basado en un tercer enfoque surge un nuevo tipo de generador, como el desarrollado por Fatichi *et al.* [2011], que combina un encuadre físico con el tradicional enfoque estadístico y que es capaz de producir series sintéticas a escalas temporales inferiores al día [Fatichi *et al.*, 2012a], lo cual supone un importante avance debido a su aplicabilidad en la simulación de fenómenos naturales de respuesta rápida, como las crecidas e inundaciones.

Actualmente existe una gran variedad de generadores, como WGEN [Richardson, 1981], WXGEN [Sharpley y Williams, 1990], CLIGEN [Nicks *et al.*, 1995], LARS-WG [Semenov y Barrow, 1997], CLIMGEN [McKague *et al.*, 2003], Met&Roll [Dubrovský *et al.*, 2004], o AWE-GEN [Fatichi *et al.*, 2011], que han sido aplicados en múltiples temáticas, como la simulación de escenarios futuros de cambio climático [Semenov y Barrow, 1997; Fatichi *et al.*, 2011], agricultura [Semenov y Porter, 1995], modelización hidrológica [Xia, 1996; Dubrovský *et al.*, 2004] o la generación de datos en zonas con escasez de los mismos. Sin embargo, este tipo de instrumentos no han sido utilizados en sistemas agrosilvopastoriles mediterráneos con arbolado disperso con el fin de simular los procesos hidrológicos y la dinámica de vegetación.

Una exhaustiva revisión de algunos de los generadores mencionados puede ser consultada en *Semenov et al.* [1998]o en *Wilks y Wilby* [1999].

3 ÁREAS DE ESTUDIO

3.1 Localización y descripción geográfica

Los trabajos de campo de este estudio se llevaron a cabo en tres fincas localizadas en la comunidad autónoma de Extremadura. Dos de ellas, Cuartos y Parapuños, están en la provincia de Cáceres y una, Naranjero, en la provincia de Badajoz (Fig. 3-1). Ente los criterios de selección primó la similitud de sus características, por ejemplo tener espacios representativos de dehesa ubicados sobre litología de pizarra, una vegetación arbórea dominada por la encina (*Quercus ilex*) y el alcornoque (*Quercus suber*), y poseer un clima mediterráneo con matices continentales y caracterizado por la sequedad de los meses estivales. Otro factor decisivo de selección fue el conocimiento previo de las fincas debido a que ya formaron parte de anteriores proyectos de investigación, lo que evitó la búsqueda y elección de nuevas áreas y facilitó las relaciones con los propietarios.

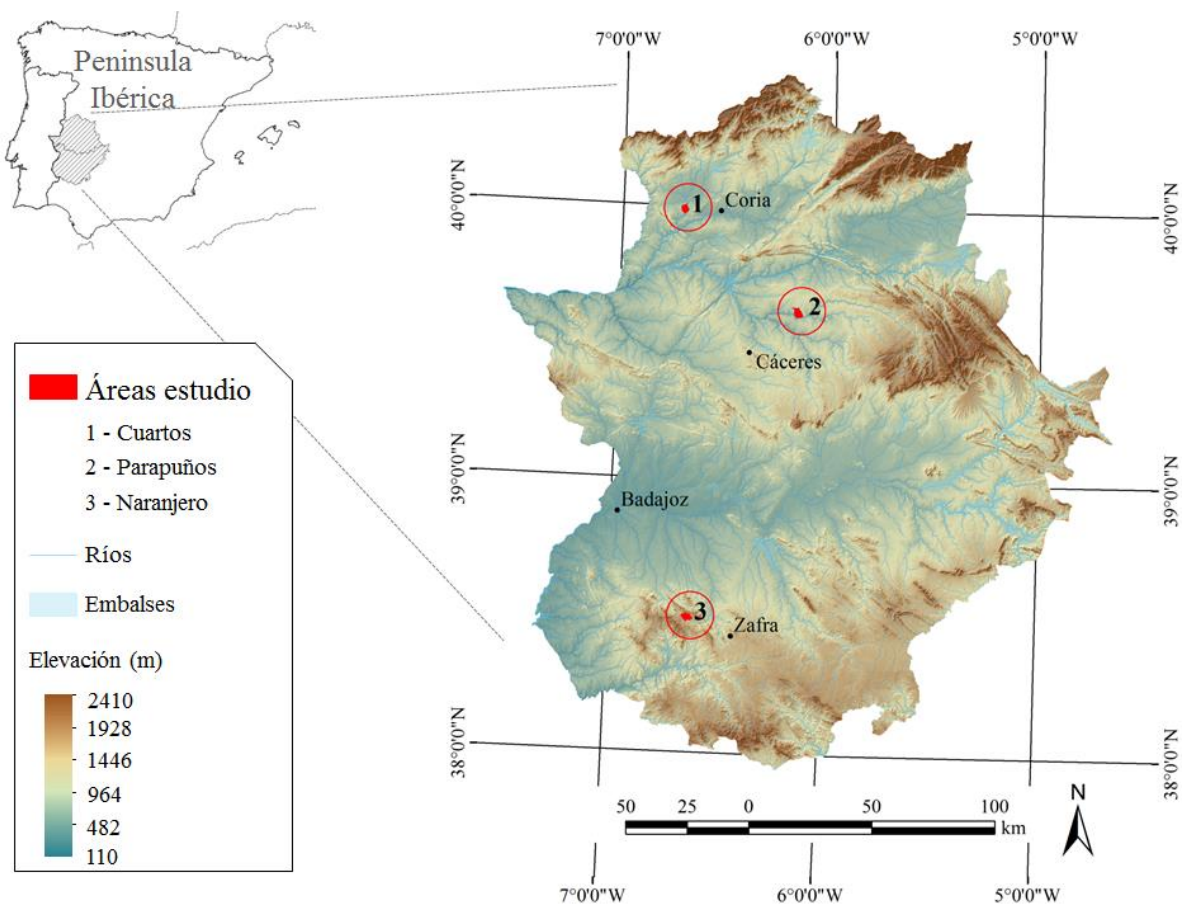


Fig. 3-1: Localización de las áreas de estudio en la región de Extremadura.

3.1.1 Selección de las parcelas de medición

Los estudios se llevaron a cabo a escala de cuenca hidrológica y a escala de parcela. La cuenca hidrológica se constituye como la principal área de estudio y se ubica dentro de la finca Parapuños, mientras que las parcelas se localizan en Cuartos y en Naranjero. Las tres fincas seleccionadas forman parte de dos proyectos de investigación: *Evaluación y modelización integral de la degradación de dehesas y pastizales* (CGL-2008-01215) e *Indicadores de degradación del suelo en áreas de pastoreo* (PRI06A281), y su elección se debe a que son representativas de ecosistemas agrosilvopastoriles con arbolado disperso. A pesar de que los espacios seleccionados muestran diferencias inevitables como la pendiente u orientación general, presentan gran homogeneidad entre sus características más importantes, como la litología de pizarra, geomorfología ondulada y suave, estrato arbóreo dominado por encinas y alcornoques, o un clima mediterráneo caracterizado por la sequedad de los meses estivales.

La cuenca de Parapuños lleva siendo estudiada desde el año 2000 por el *Grupo de Investigación GeoAmbiental*. Cuenta con una amplia red de instrumentos para desarrollar estudios de tipo hidrológico, meteorológico, geomorfológico o de producción de biomasa. Está ubicada en el término municipal de Monroy, 25 kilómetros al noreste de Cáceres, limita al sur con los riberos del Almonte y se encuentra aproximadamente a unos 396 *msnm*. A pesar de que los estudios se desarrollan en toda su superficie, existen dos zonas donde las investigaciones se llevan a cabo de forma más activa, las zonas A y B (Fig. 3-2).

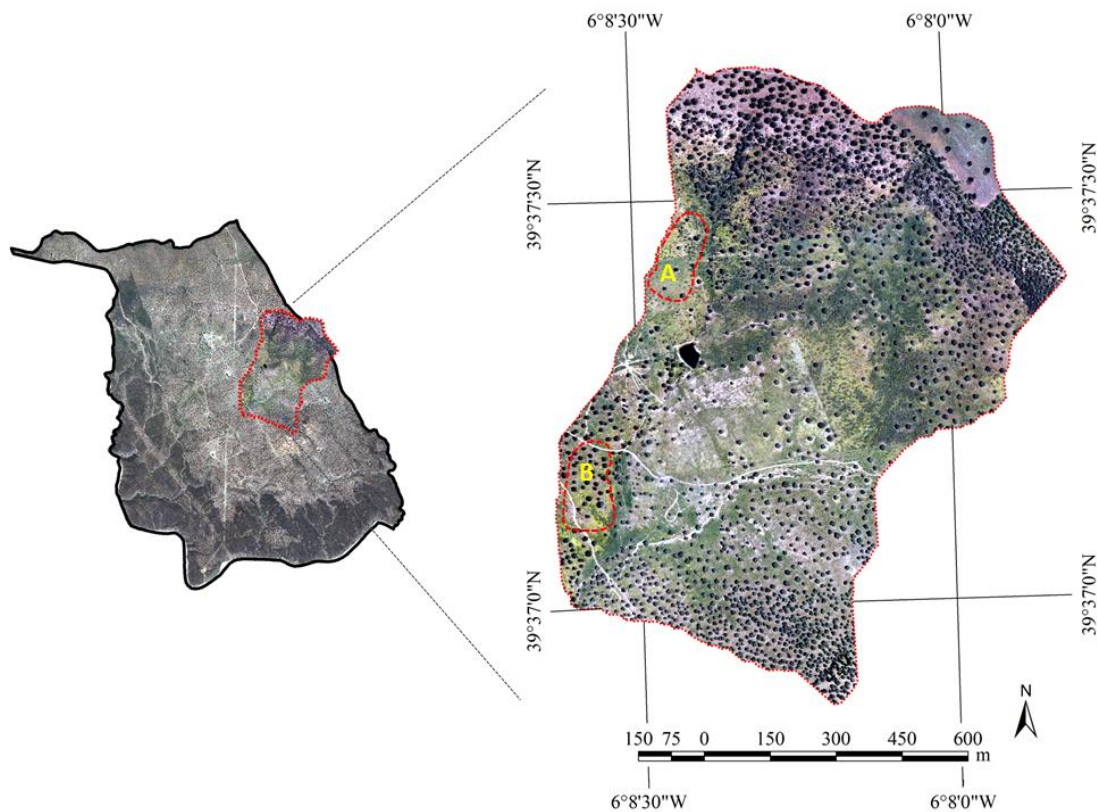


Fig. 3-2: Localización de la cuenca experimental en la finca Parapuños. Ortofotografía de 2009.

La finca Cuartos se localiza al sureste del término municipal de Moraleja, 13 km al oeste de Coria, aproximadamente a 320 msnm., y cuenta con dos parcelas de estudio en su interior (Fig. 3-3).

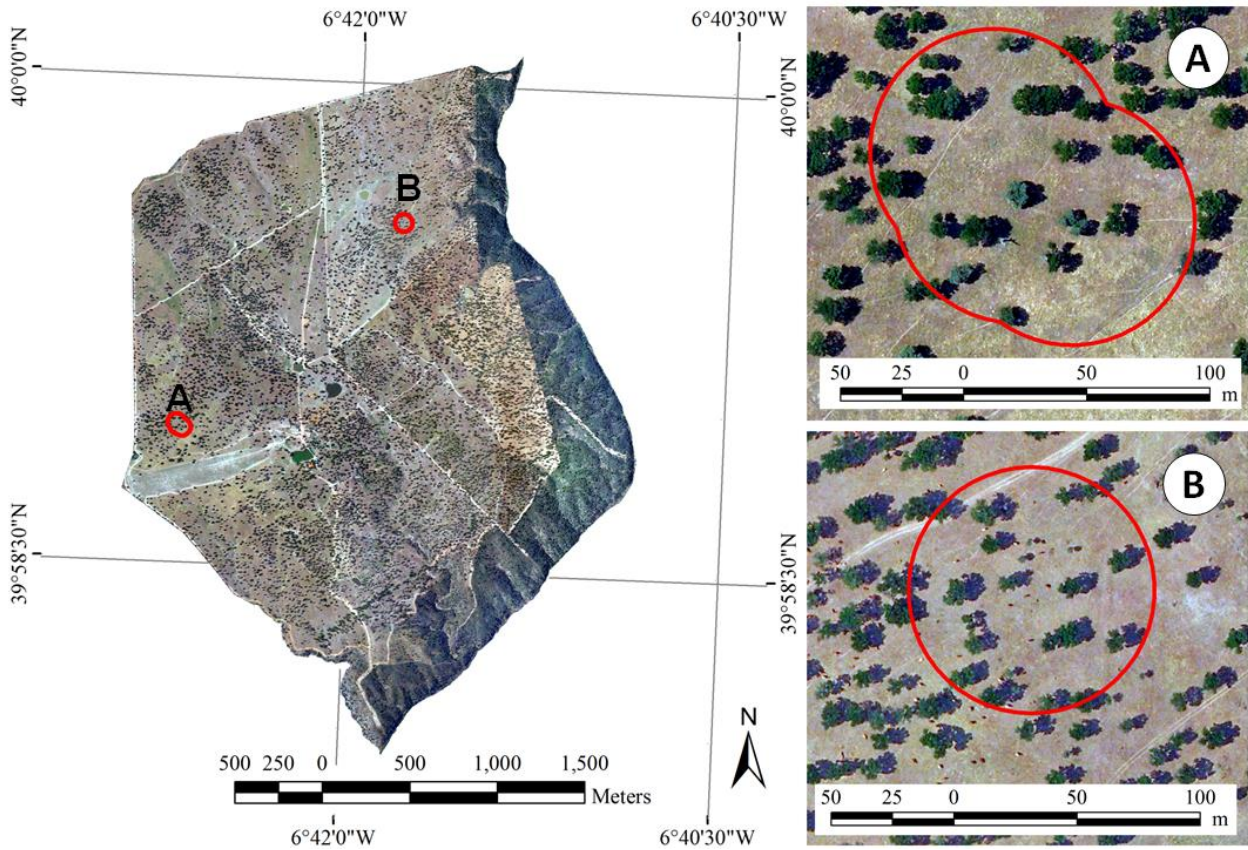


Fig. 3-3: Localización de Cuartos y sus parcelas de estudio. Ortofotografía de 2009.

Por último, la finca Naranjero se encuentra en el término municipal de La Parra, entre el municipio homónimo y Salvatierra de los Barros, a una altitud media de 552 msnm., y a una distancia aproximada de 20 km al oeste de Zafra, núcleo urbano más próximo y con mayor población. Esta finca también cuenta con dos parcelas experimentales (Fig. 3-4).

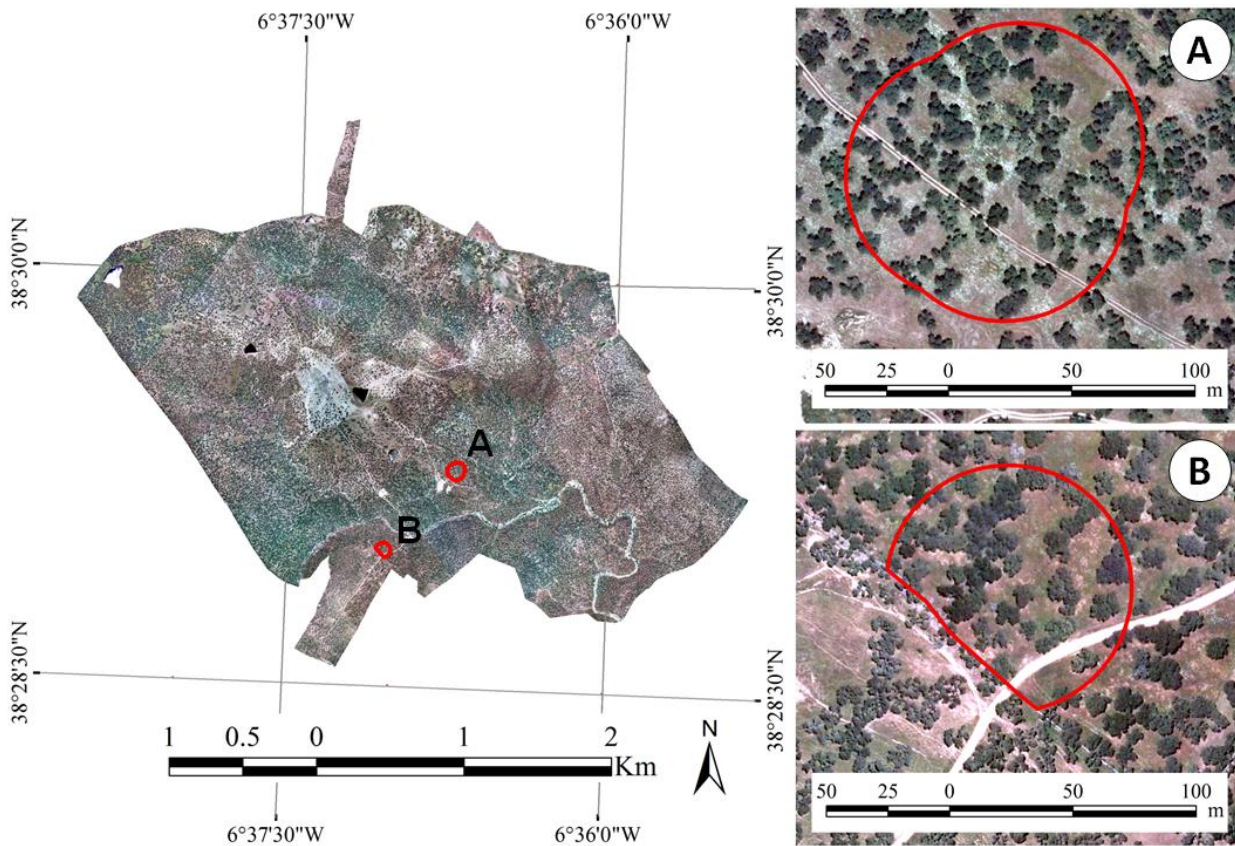


Fig. 3-4: Localización de Naranjero y sus parcelas de estudio. Ortofotografía de 2009.

3.2 Geología y geomorfología

3.2.1 Geología

La geología de las áreas de estudio muestra unas características similares, es decir, que los materiales dominantes en las tres fincas están constituidos por pizarras, esquistos y grauvacas. Únicamente ciertas zonas de la cuenca de Parapuños muestran materiales diferentes a los del resto de fincas. Sin embargo, dichas zonas aparecen en menor medida y constituyen una superficie de menor extensión con respecto al resto de la cuenca. De este modo, el origen y evolución geológica así como los materiales de las tres zonas de estudio puede considerarse similar, no obstante existen ciertos matices que se detallan a continuación.

La geología de las fincas se encuadra en el dominio del Macizo Ibérico, formado por un conjunto de materiales meta-sedimentarios de edad Precámbrica y Paleozoica que afloran en la mitad occidental de la Península Ibérica. Según *Lotze* [1945], este macizo se divide en varias Zonas, cada una de las cuales tiene unos

límites bien definidos y su propio significado a escala de placa tectónica. En este estudio, Cuartos y Parapuños quedan ubicadas en la Zona Centro-Ibérica, que representa el área central del Macizo Ibérico, mientras que Naranjero queda en la Zona de Ossa-Morena, que representa el flanco sur.

La historia geológica del Macizo Ibérico comienza en el Precámbrico Superior, hace unos seiscientos millones de años. Durante esta Era formaba parte de un medio marino que recibía los aportes sedimentarios que posteriormente originarán el Complejo Esquisto Grauváquico⁴ (CEG), unidad caracterizada por su monotonía litológica y compuesta principalmente por pizarras, esquistos y grauvacas. Durante el Ordovícico y el Silúrico la zona también recibió aportes sedimentarios en ambientes de regresión y transgresión marina, que constituirán las cuarcitas. A partir del Carbonífero tiene lugar la Orogenia Hercínica, proceso que hace emerger los materiales depositados en el medio marino, plegándolos, metamorfizándolos, y originando las intrusiones graníticas que actualmente conforman extensos batolitos. Durante esta orogénesis los materiales que emergen dan lugar a una gran cordillera –Macizo Ibérico– de estrechos sinclínicos y amplios anticlínicos, dominada por pliegues verticales en su zona central (Zona Centro-Ibérica) y por pliegues recumbentes y cabalgamientos en su flanco sur (Zona de Ossa-Morena). A lo largo del Pérmico y del Mesozoico los materiales del Macizo Ibérico se verán afectados por los procesos erosivos, configurando una superficie de erosión parecida a la actual [Gómez-Amelia, 1982]. La Orogenia Alpina iniciada a principios del Cenozoico originó movimientos tectónicos relevantes que provocarán la fracturación en bloques de la superficie de erosión del Macizo Ibérico, lo que inducirá al levantamiento de algunos bloques formando sistemas montañosos, y al hundimiento de otros, constituyendo depresiones que posteriormente serán rellenadas por depósitos sedimentarios. Esta orogénesis, además de ser la base de gran parte de las formas actuales, como la Superficie General de Erosión (SGE), dejó en resalte los materiales cuarcíticos que la erosión diferencial derivó en relieves residuales e invertidos con morfología apalachense. Posteriormente, y durante el Cuaternario, se producen los retoques definitivos que configuran el paisaje actual, como por ejemplo las terrazas fluviales [Meléndez Hevia, 2004; Palacios Medrano, 2005].

Conforme a lo expuesto, la finca Cuartos se asienta sobre la Zona Centro-Ibérica del Precámbrico Superior perteneciente al CEG (Fig. 3-5), que en este sector alcanza una potencia superior a 1500 m, y está formada por pizarras y limolitas grises que alternan con grauvacas grises y verdosas de grano fino a grueso, estratificadas principalmente en capas de 30 a 50 cm. Debido a la orogenia hercínica estos materiales actualmente tienen un buzamiento subvertical, lo que condiciona los procesos de meteorización que explotan los planos de estratificación. Ocasionalmente, estos materiales intercalan niveles de conglomerados formados por cantos de cuarzo, cuarcitas, pizarras y grauvacas con dimensiones inferiores a los 4 cm. [IGME, 1987b].

⁴ Aunque algunos autores recomiendan otro término por su excesiva amplitud e imprecisión [IGME, 1990], en este estudio se utilizará la denominación de *Complejo Esquisto Grauváquico* o *CEG* acuñada por Carrington da Costa [1950] debido a su uso generalizado fuera del contexto geológico.

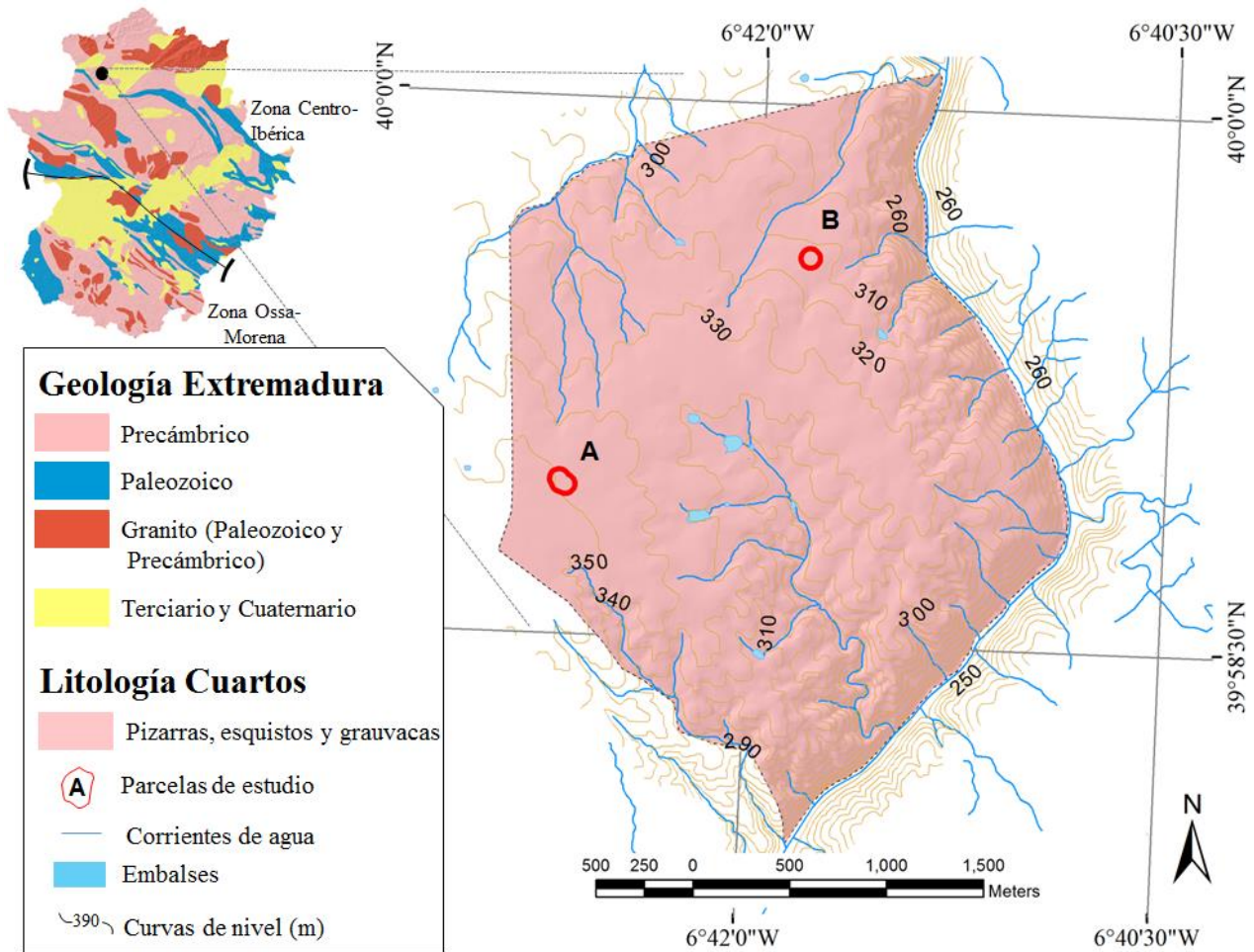


Fig. 3-5: Mapa geológico de Cuartos. Adaptado de la Hoja 621 correspondiente a Coria, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1987b].

Al igual que en Cuartos, la estructura geológica de Parapuños se encuadra en la Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico con materiales típicos del CEG, en este caso pizarras y grauvacas que suelen alternar en bancos métricos o en términos masivos cuya potencia ha sido estimada en miles de metros. Además, sobre los materiales del CEG se encuentran los restos de un viejo pedimento muy degradado (también denominado *raña*) y formado por dos capas, una de conglomerados, arcosas y arcillas, y otra de bloques, cantos y arcillas cuyas edades datan del Paleoceno y Plioceno, respectivamente (Fig. 3-6). En la primera capa los depósitos tienen disposición subhorizontal con leve inclinación hacia el norte. Son sedimentos inmaduros, conglomeráticos en la base, y arcillo arcósicos hacia el techo. Están empastados en una matriz principalmente arcillosa, caolínica y cemento silíceo y ferruginoso. En la segunda capa los depósitos se encuentran discordantes sobre el resto de materiales. Tienen un origen fundamentalmente aluvial y están constituidos por cantos, ocasionalmente bloques, heterométricos y subangulosos de cuarcitas y arenisca, empastados en una matriz arcillo-arenosa de color rojizo. El límite entre ambos estratos no es reconocible en el campo debido a una cobertera de derrubios originada en los pedimentos [IGME, 1987a].

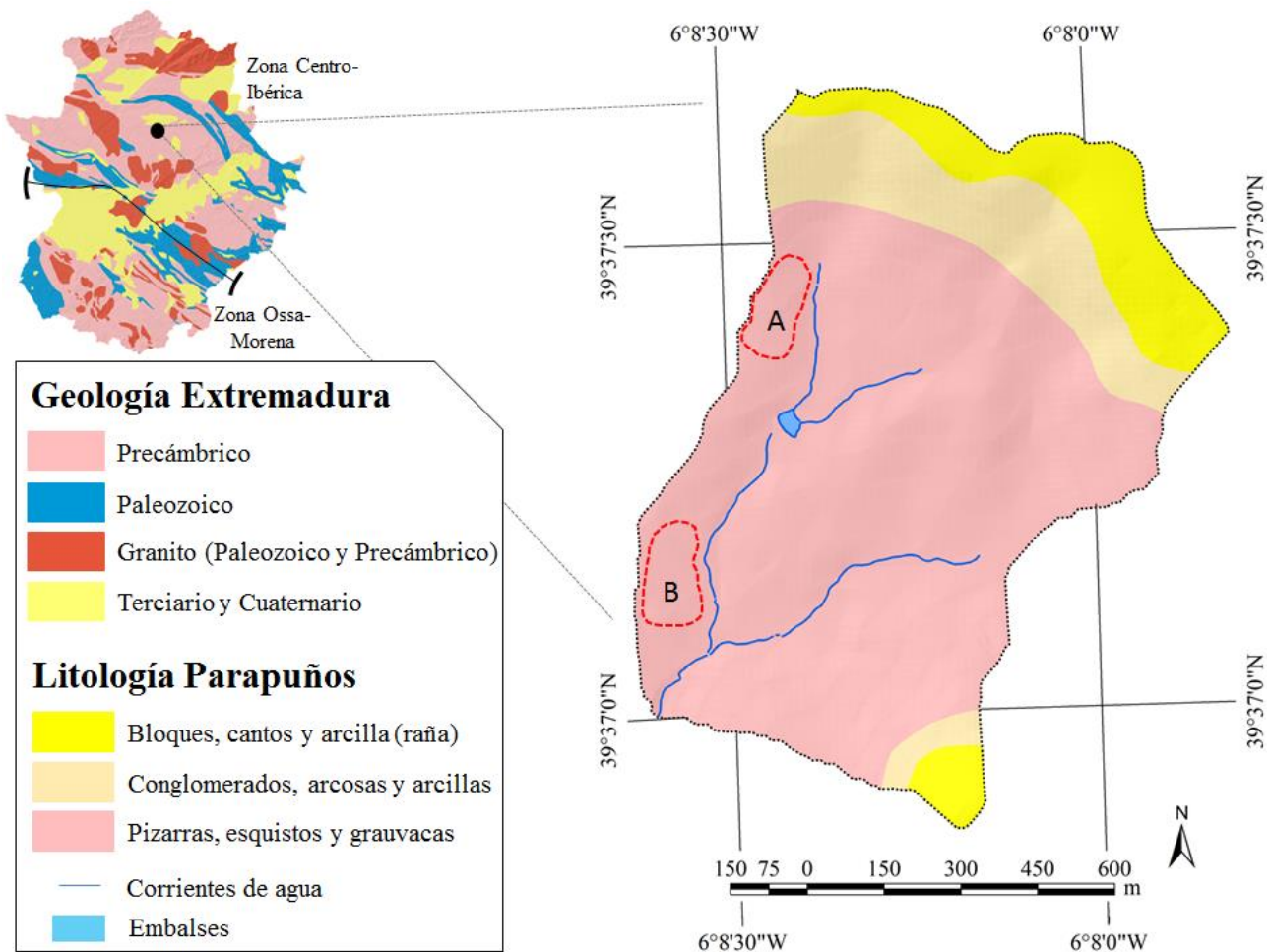


Fig. 3-6: Mapa geológico de Parapuños. Adaptado de la Hoja 679 correspondiente a Aldea de Trujillo, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1987a].

Naranjero se ubica sobre la Zona Ossa-Morena del Macizo Ibérico, en un sector dominado por el Precámbrico Superior y constituido por materiales como las pizarras negras (silíceas), grauvacas y esquistos bandeados que conforman la denominada “*serie negra*”, cuya evolución fue similar a los del CEG de la provincia de Cáceres. La potencia estimada para esta formación oscila entre los 2000 y 5000 *m*. Además, también se observan dos series procedentes de materiales del Cámbrico, los conglomerados poligénicos y otra serie compuesta por diversos materiales (Fig. 3-7). La primera está compuesta principalmente por cantos heterométricos y redondeados de areniscas arcósicas verdes y cuarcitas negras, cuya potencia parece no ser superior a los 100 *m*; mientras que la segunda es una serie compleja fundamentalmente detrítica, compuesta por varios materiales entre los que destacan las areniscas arcósicas masivas con participación efusiva, las areniscas feldespáticas estratificadas, y las pizarras y areniscas violáceas. Para este conjunto se estima una potencia aproximada de 400–500 *m* [IGME, 1975b].

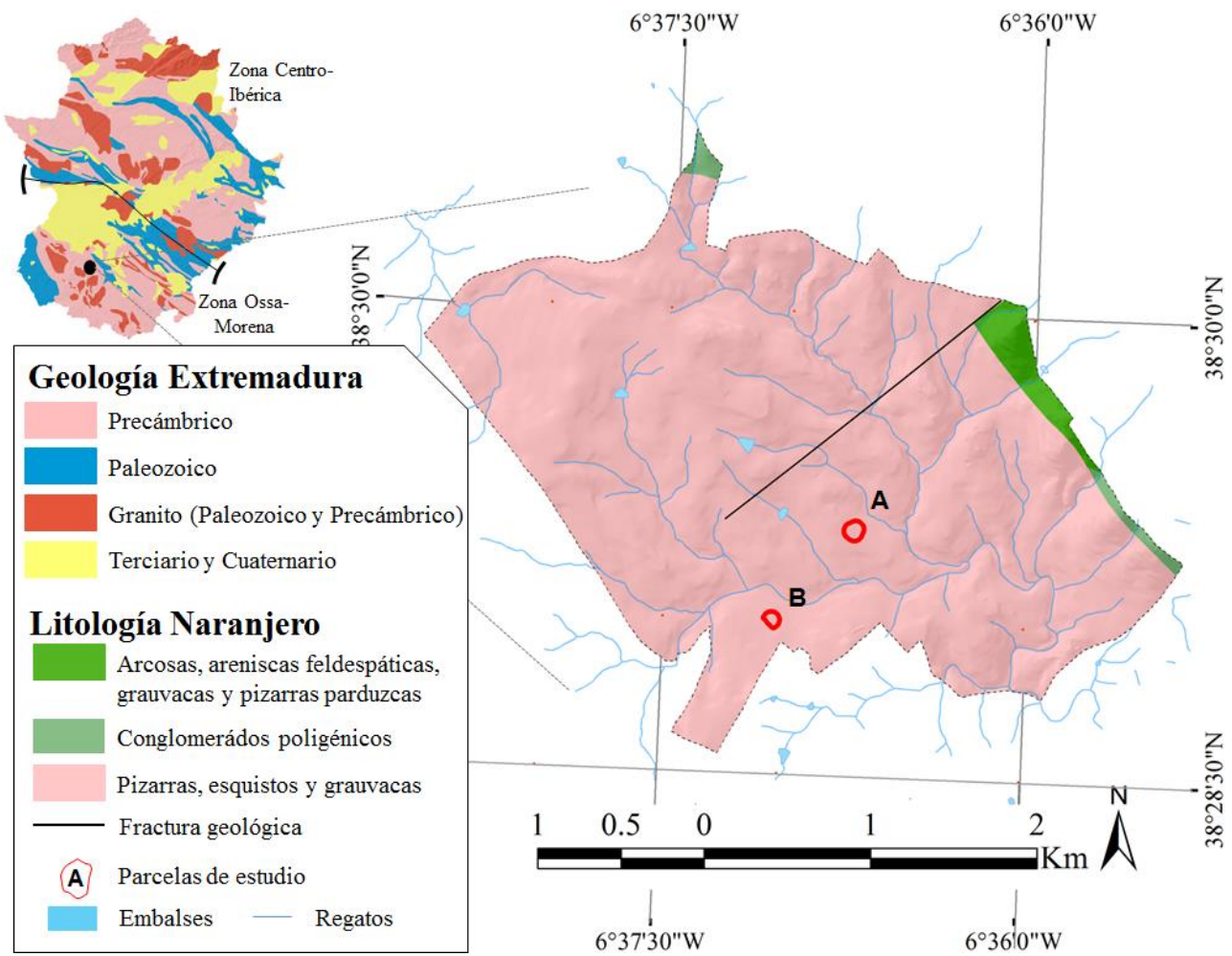


Fig. 3-7: Mapa geológico de Naranjero. Adaptado de las Hojas 828 y 853 correspondientes a Barcarrota y Burguillos del Cerro, respectivamente, de la Serie MAGNA 1:50000 [IGME, 1975a, b].

3.2.2 Geomorfología

La geomorfología de las tres áreas de estudio presenta unos rasgos similares, lo cual ha determinado la selección de dichas áreas. De este modo, las tres fincas exhiben una geomorfología caracterizada por el predominio de las zonas de penillanura, las cuales presentan una topografía suavemente ondulada basada en la alternancia de zonas culminantes, laderas de poca pendiente y vaguadas. No obstante, la geomorfología general en la que se inserta cada finca permite realizar un análisis geomorfológico de cada una.

A nivel regional, la geomorfología del relieve viene determinada por los movimientos tectónicos alpinos y post-alpinos, con la litología ejerciendo un importante control [Gómez-Amelia, 2010]. De forma general, el paisaje se

encuentra configurado por grandes *geoformas* (Fig. 3-8) sobre las cuales se ubican las áreas de estudio, distinguiéndose en éstas últimas morfologías que modelan el paisaje a una escala inferior.

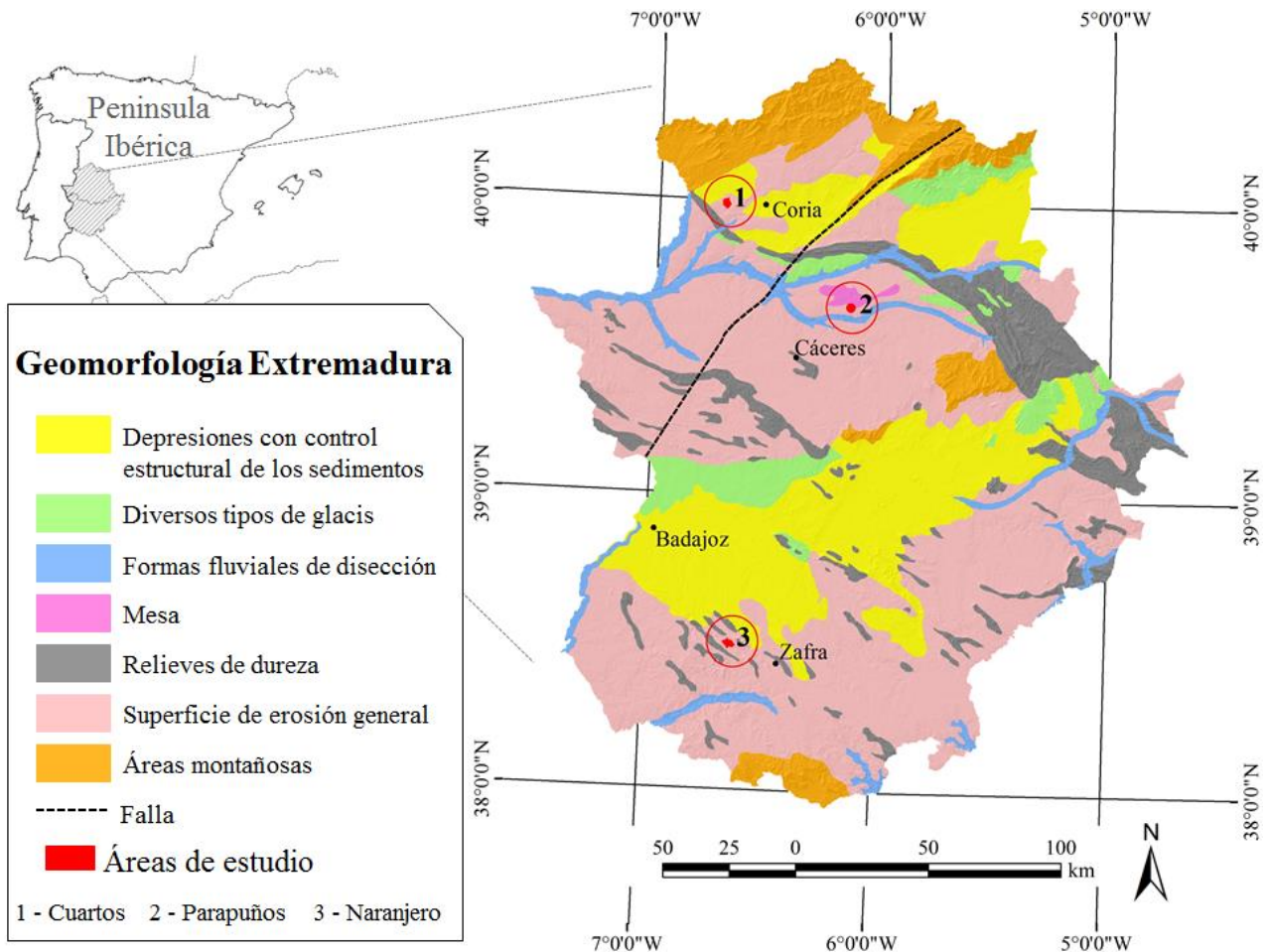


Fig. 3-8: Mapa geomorfológico de síntesis de Extremadura. Basado en Gómez-Amelia [2010].

Dentro de las grandes unidades geomorfológicas de Extremadura, Cuartos se ubica sobre un anticlinorio peniaplanado del CEG, limitando al sur con el sinclinal de la Sierra de la Garrapata, que resalta topográficamente como relieve residual invertido de materiales cuarcíticos, y al norte con la Cuenca de Moraleja, depresión colmatada con depósitos sedimentarios de origen Terciario [IGME, 1987b]. Además, los bordes orientales de la finca se encuentran diseccionados por el encajamiento del río Árrago sobre el CEG, dando lugar a escarpados riberos.

Por otro lado, Parapuños se encuentra sobre el núcleo del gran anticlinorio Centro-extremeño que se extiende desde los sinclinales paleozoicos de Villuercas-Miravete-Cañaveral hasta el sinclinal paleozoico de la Sierra de San Pedro, incluyendo el pequeño sinclinal paleozoico de Cáceres [Gómez-Amelia, 1982], y limita al sur con los riberos del Almonte (Fig. 3-9).

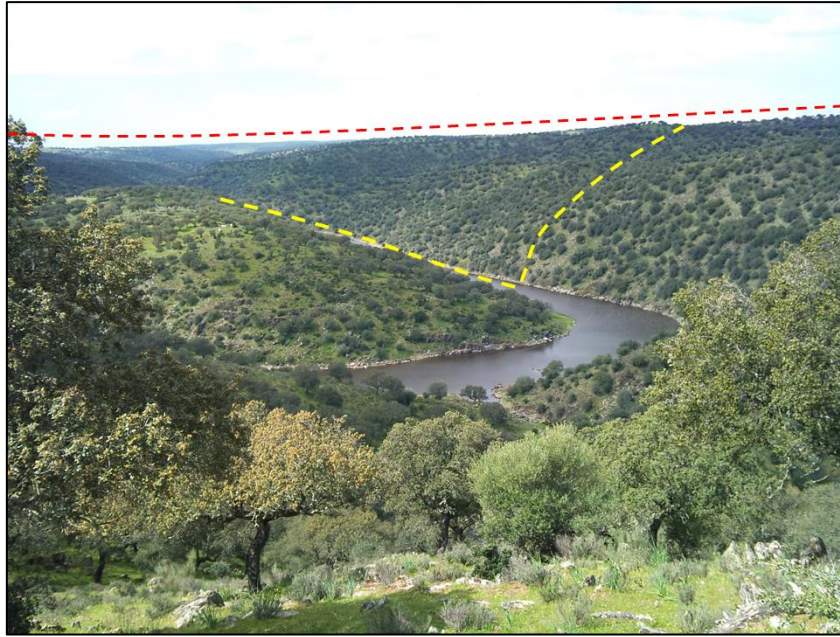


Fig. 3-9: Riberos del Almonte en forma de V (línea amarilla) formados por el encajamiento y disección de la red fluvial en el CEG, cuya superficie está fundamentalmente peniaplanada (línea roja) y da lugar a suaves ondulaciones con laderas de poca pendiente y vaguadas. Los márgenes derechos del Almonte se corresponden con Parapuños.

Por último, Naranjero se sitúa en el mismo centro del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, limitando al sur con el batolito granítico que da lugar al Macizo de Salvatierra (Fig. 3-10. A), que está encajado en el anticlinorio de la *serie negra* (Fig. 3-10. B), y limita al noreste con materiales detríticos que conforman un cierre periclinal de estructura sinclinal con fuerte vergencia hacia el oeste, conformando una topografía más elevada de crestas (Fig. 3-10. C) [IGME, 1975b].



Fig. 3-10: Geomorfología general de Naranjero. A) Relieve batolítico, B) superficie general de erosión, C) estructura de materiales detríticos. Las líneas blancas punteadas separan los 3 relieves.

A un nivel geomorfológico más detallado, los anticlinorios configurados en el CEG constituyen una superficie general de erosión cuyos materiales se encuentran arrasados, penioplanados, combados, fracturados, elevados a escasos centenares de metros sobre el nivel del mar, y parcialmente cubiertos con depósitos geológicamente recientes [Meléndez Hevia, 2004]. El principal rasgo de esta superficie es su desmantelamiento y arrasamiento originado a través de una gran variedad de procesos de meteorización y erosivos, que han actuado a lo largo de cientos de millones de años dando lugar a superficies fundamentalmente planas o penillanuras, con suaves ondulaciones de poca pendiente (Fig. 3-11. A), pequeñas laderas con suelos de escasa potencia donde abundan los afloramientos de pizarra o *dientes de perro*, y zonas de vaguadas donde normalmente se acumulan depósitos sedimentarios que frecuentemente son erosionados por procesos de acarreamiento (Fig. 3-11. B) [Gómez-Amelia, 1982; Schnabel, 1997; Garzón Heydt, 2005; Gómez-Gutiérrez et al., 2009a; Gómez-Gutiérrez et al., 2009b].



Fig. 3-11: Penillanura (A), y laderas con dientes de perro y zonas de vaguada (B) en Cuartos.

Por otro lado, los antiguos sedimentos (*raña*) de Parapuños dan lugar a una morfología con superficies planas en las zonas culminantes, y vertientes con pendientes algo más pronunciadas en la zona de transición entre las áreas culminantes y la penillanura (Fig. 3-12). Los materiales erosionados originan depósitos coluviales que se extienden a lo largo de las laderas e incluso pueden llegar a cubrir zonas más alejadas alcanzando los fondos de valle.



Fig. 3-12: Parapuños desde la zona culminante de la raña, en primer plano; vertientes de mayor pendiente configuradas por la raña, en segundo plano; y superficie general de erosión, al fondo.

3.3 Suelos

3.3.1 *Clasificación:*

Las clasificaciones edáficas son inventarios que permiten catalogar y sistematizar la variedad de suelos existentes. A nivel internacional existen dos clasificaciones ampliamente utilizadas que catalogan los suelos según sus propiedades morfométricas, es decir, medibles o cuantitativas, evitando la subjetividad de otras clasificaciones. Estas son:

- la *Base Mundial de Referencia para los Recursos Edáficos* desarrollada por la FAO/UNESCO
- y la *Soil Taxonomy*, presentada por el Soil Survey Staff de los Estados Unidos.

En este trabajo se utilizará la clasificación de la FAO [2014], al ser la más extendida en España.

Asumiendo como base los estudios edáficos ya desarrollados de forma específica en Parapuños [Maneta, 2006; Gómez-Gutiérrez, 2009; van Schaik, 2010] así como la literatura general existente sobre suelos en Extremadura y en sus dehesas [García Navarro, 1995; García Navarro y López Piñeiro, 2002; Pulido-Fernández et al., 2013; Schnabel et al., 2013a], podemos distinguir varios tipos de suelos en las áreas de estudio, que varían según las zonas donde se desarrollan: en las zonas culminantes de Parapuños, correspondientes con la superficie de pedimento, encontramos Luvisoles; mientras que, generalizando para las tres

áreas de estudio, en las vertientes y zonas sin relleno sedimentario se observan Leptosoles y Cambisoles; y por último, Regosoles y Cambisoles en las vaguadas o zonas colmatadas con depósitos. Según *García Navarro y López Piñeiro* [2002], estos suelos tienen las siguientes características:

- Cambisoles: son suelos con predominio de alteración, jóvenes, pero una evolución suficiente como para permitir la aparición de un horizonte B cámbico⁵. Suelen ser de textura equilibrada, franco arenosa o más fina, con estructura estable que les confiere una buena aireación y una retención de agua no muy elevada. No presentan ningún horizonte B de acumulación de arcilla, complejos organominerales ni sustancias solubles. Su capacidad de intercambio catiónico (CIC) es moderada, $16 \text{ cmol}_{(+)} \text{ Kg}^{-1}$, y su grado de saturación variable con los subtipos, al igual que el pH, que no suele ser inferior a 5.5.
- Leptosoles: son poco evolucionados o escasamente desarrollados, poco profundos, la roca madre inalterada aparece a $< 25 \text{ cm}$ de profundidad; son jóvenes o pueden estar sometidos a un fuerte proceso de erosión [*García Navarro, 1995*] debido, entre otras causas, a que se desarrollan sobre materiales que ralentizan su formación; presentan un perfil uniforme con escasa diversidad de horizontes (un A_h muy delgado, $< 3 \text{ cm}$, y un A sobre sustrato pizarroso). Tienen una CIC muy baja debido a su pobre contenido en arcillas, un grado de saturación en bases bajo (inferior al 50%) y un pH no excesivamente ácido.
- Luvisoles: son suelos con un horizonte B árgico⁶ con arcilla de alta actividad, cuya CIC es, al menos, $\geq 24 \text{ cmol}_{(+)} \text{ Kg}^{-1}$. El grado de saturación es igual o superior al 50%, con unas texturas finas, y una estructura bien desarrollada que yace en suave transición con el horizonte C o R. Suelen ser suelos profundos, neutros o ligeramente ácidos, ricos en bases, con buena retención hídrica y moderada permeabilidad subsuperficial, normalmente sin limitaciones para cultivos. No obstante, los Luvisoles de Parapuños muestran una baja capacidad productiva, probablemente por poseer una menor CIC y un bajo contenido en nutrientes, lo cual condiciona su fertilidad.
- Regosoles: al igual que los anteriores, son suelos poco evolucionados o indiferenciados, que se originan sobre materiales no consolidados, alterados y de textura fina. Muestran un perfil muy poco evolucionado como consecuencia de su juventud, o de un lento proceso de formación por una prolongada sequedad [*García Navarro, 2005*]. Sus propiedades físico-químicas dependen del tipo de material que los origina. Pueden alcanzar el metro y medio de potencia.

⁵ Horizonte B cámbico: en alusión al cambio producido por el color, estructura y consistencia.

⁶ Horizonte diagnóstico subsuperficial (B) con un contenido mínimo en arcilla de 8% y mayor que el del horizonte superior

3.4 Clima

La región climática que afecta a las áreas de estudio ha sido definida como mediterránea continental atenuada, característica de la meseta sur [Font Tullot, 2000]. Presenta inviernos con temperaturas suaves y veranos muy calurosos, una distribución de precipitaciones estacional e irregular, tanto intra-anual como interanualmente, un fuerte periodo seco en verano y un periodo húmedo que suele comprender desde mediados de otoño hasta mediados de primavera.

3.4.1 Temperaturas

Desde el punto de vista térmico, existen claros contrastes entre la estación más fría, invierno, y las más calurosa, verano, entre otras causas por la continentalidad que ofrece el interior de la península. Este efecto podría atenuarse o intensificarse en zonas más específicas debido a las modificaciones microclimáticas originadas por la topografía o las masas de agua (Fig. 3-13).

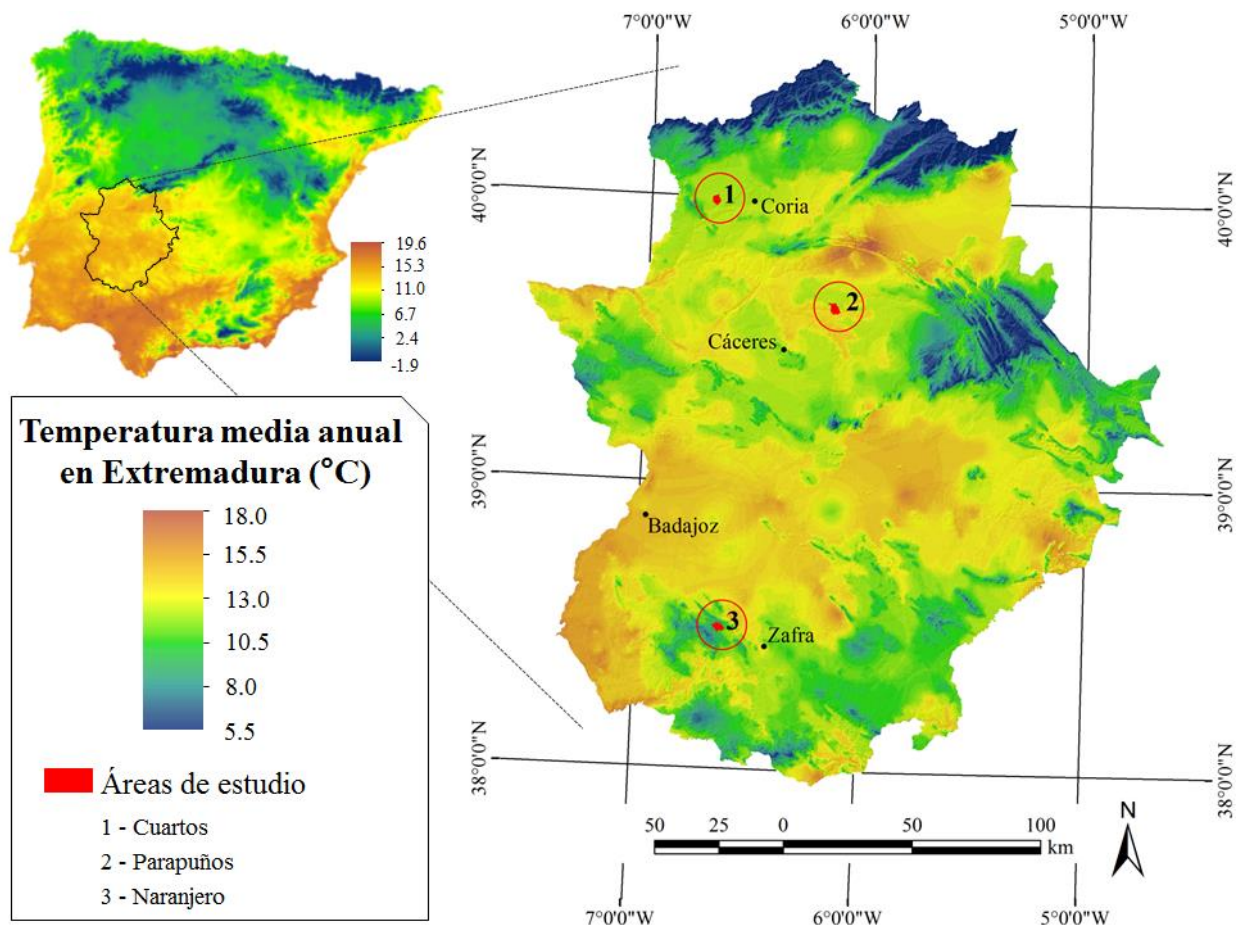


Fig. 3-13: Distribución de la temperatura media anual en Extremadura. Fuente: Ninyerola et al. [2005].

Las temperaturas de invierno se caracterizan por ser moderadas con valores uniformes a lo largo de la estación, siendo enero el mes más frío, con unos valores medios mínimos superiores a los 3 °C (Tabla 3-1). La amplitud térmica más baja del año ocurre durante esta época, lo que pone de manifiesto la estabilidad térmica de la estación [Font Tullot, 2000]. También son comunes las *olas de frío* que normalmente vienen asociadas con la irrupción del Anticiclón térmico centroeuropeo, así como las heladas, que pueden ocurrir con bastante frecuencia dependiendo de las condiciones locales.

Tabla 3-1: Temperaturas de las tres áreas de estudio. Fuente: *Ninyerola et al.* [2005].

	Cuartos	Parapuños	Naranjero
Temperaturas medias mínimas en enero (°C)	3.1	3.2	3.6
Temperaturas medias máximas en julio (°C)	34.0	34.2	31.9
Medias anuales (°C)	15.9	16.0	15.1

Las temperaturas más elevadas, junto con la mayor amplitud térmica suceden en verano, estación muy cálida en la que, debido a la influencia del Anticiclón de las Azores, se superan los 30 °C de media máxima y es frecuente alcanzar los 40 °C como temperatura máxima absoluta. La frecuencia de jornadas cálidas (> 25 °C) puede superar los 150 días anuales [Capel Molina, 2000]. En ocasiones, la irrupción de aire tropical continental procedente del Sahara puede ocasionar *olas de calor* con temperaturas extremadamente altas.

Los meses correspondientes a otoño y primavera son suaves con contrastes térmicos variables e inferiores a los de verano. Son estaciones cuya variabilidad térmica depende de la circulación zonal del oeste, que resulta en tipos de tiempo ciclónicos o anticiclónicos con predominio de la inestabilidad.

3.4.2 *Precipitaciones*

El régimen pluviométrico viene marcado por su estacionalidad y variabilidad, tanto espacial como temporal, con precipitaciones casi siempre en forma de lluvia.

La variabilidad espacial de la lluvia a nivel regional presenta altos contrastes asociados fundamentalmente a la orografía (Fig. 3-14), la cual también puede ejercer influencia en la distribución espacial a nivel local. La disposición del relieve extremeño facilita la entrada de frentes húmedos procedentes del Atlántico pero puede imponer gradientes a nivel altitudinal. Por otro lado, ante la ausencia de modificaciones causadas por el relieve, podría considerarse que la distribución

espacial sobre pequeñas áreas es relativamente homogénea [Ceballos-Barbancho, 1998].

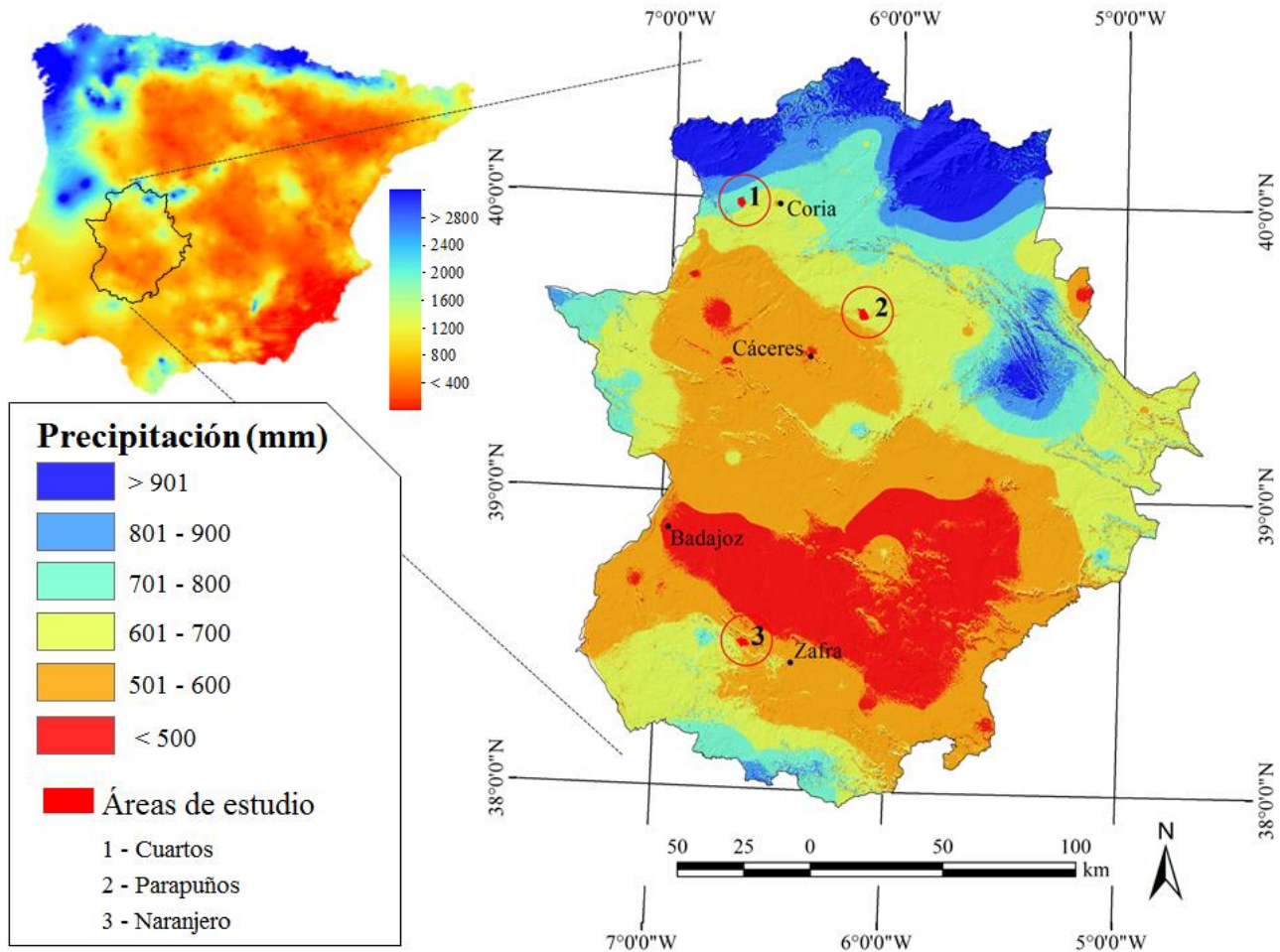


Fig. 3-14: Distribución de la precipitación anual en Extremadura. Fuente: *Ninyerola et al.* [2005].

La distribución temporal de la precipitación se caracteriza por su irregularidad, con una gran variabilidad anual, estacional y mensual, lo que origina frecuentes períodos de sequía alternados con épocas relativamente húmedas [Schnabel, 1998]. El máximo pluviométrico suele darse en otoño-invierno, entre los meses de noviembre y marzo, con un segundo máximo en primavera. Durante esta época la mayor parte de la precipitación suele estar asociada a frentes húmedos que penetran desde el Atlántico por acción del frente polar. La pluviosidad estival es prácticamente inexistente con una habitual ausencia de precipitaciones en julio y agosto, siendo frecuente la acumulación de 90 días sin precipitación. Las lluvias que se producen durante esta época suelen tener origen convectivo y normalmente se caracterizan por su intensidad y por su carácter local, y suelen ir acompañadas de descarga eléctrica.

A partir de una serie de precipitación de 90 años registrada por la estación meteorológica de Cáceres, *Schnabel* [1998] determinó que la distribución de frecuencias de las precipitaciones está positivamente sesgada, lo que origina un mayor número de años con precipitaciones inferiores a la media, establecida en 514.3 mm a^{-1} , con una desviación estándar de 155.2 mm y un coeficiente de variación del 30.2%. Este hecho es extrapolable a la mayor parte de la Península Ibérica [*Font Tullot*, 2000] y por extensión a Extremadura. En el mismo estudio, *Schnabel* [1998] también comprobó que los eventos de precipitación con bajas cantidades son más frecuentes que los que aportan mayor pluviosidad, y que la mayoría de los eventos muestran intensidades bajas ($<20 \text{ mm h}^{-1}$ en 10 minutos).

La precipitación media anual estimada por *Ninyerola et al.* [2005] para el periodo 1951-1999 es de 732 mm en Cuartos y 596 mm en Parapuños, y 590 en Naranjero. Sin embargo, estas cantidades son estimaciones en base a interpolaciones y podrían variar con respecto a las precipitaciones medidas. Por ejemplo, la cantidad media anual observada en Naranjero por el propietario de la finca para el periodo 1977-2012 es de 631 mm , mientras que lo observado por la AEMET para el mismo periodo en Cuartos y Parapuños es 594 y 518 , respectivamente. Asimismo, lo estimado por *García Marín et al.* [2013] para el periodo 1960-2010 es de 671 mm .

3.4.3 Evapotranspiración

Aunque la evapotranspiración (ET) es un proceso físico y no climático, se presenta dentro de este apartado porque para su cálculo se utilizan propiedades meteorológicas y su dinámica depende considerablemente de éstas.

Dependiendo de la zona considerada, los valores de ET potencial pueden superar el doble de la precipitación, lo cual ocurre frecuentemente en áreas de dehesa. Sin embargo, la dinámica de la ET real sigue un ritmo marcado por la estacionalidad climática y la fenología de la vegetación. Como consecuencia, el pico máximo de demanda atmosférica de vapor de agua se produce en verano mientras que las entradas de agua por precipitación suelen ser mínimas o nulas. De este modo, altas tasas de evaporación sólo serán posibles en zonas con disponibilidad de agua, mientras que la transpiración estará dominada por la vegetación adaptada a estas condiciones y con acceso al agua. Una situación inversa puede ocurrir durante el invierno, cuando la evaporación registra sus valores más bajos debido a que la demanda atmosférica alcanza sus mínimos, mientras que la transpiración puede alcanzar valores más elevados que en verano debido al desarrollo de especies como el pasto. Las épocas con mayor tasa de evapotranspiración real suelen estar entre el otoño y la primavera, principalmente esta última, debido a que normalmente reúnen las condiciones necesarias en cuanto a disponibilidad hídrica y clima favorable para cubrir la demanda atmosférica y para permitir el desarrollo vegetal.

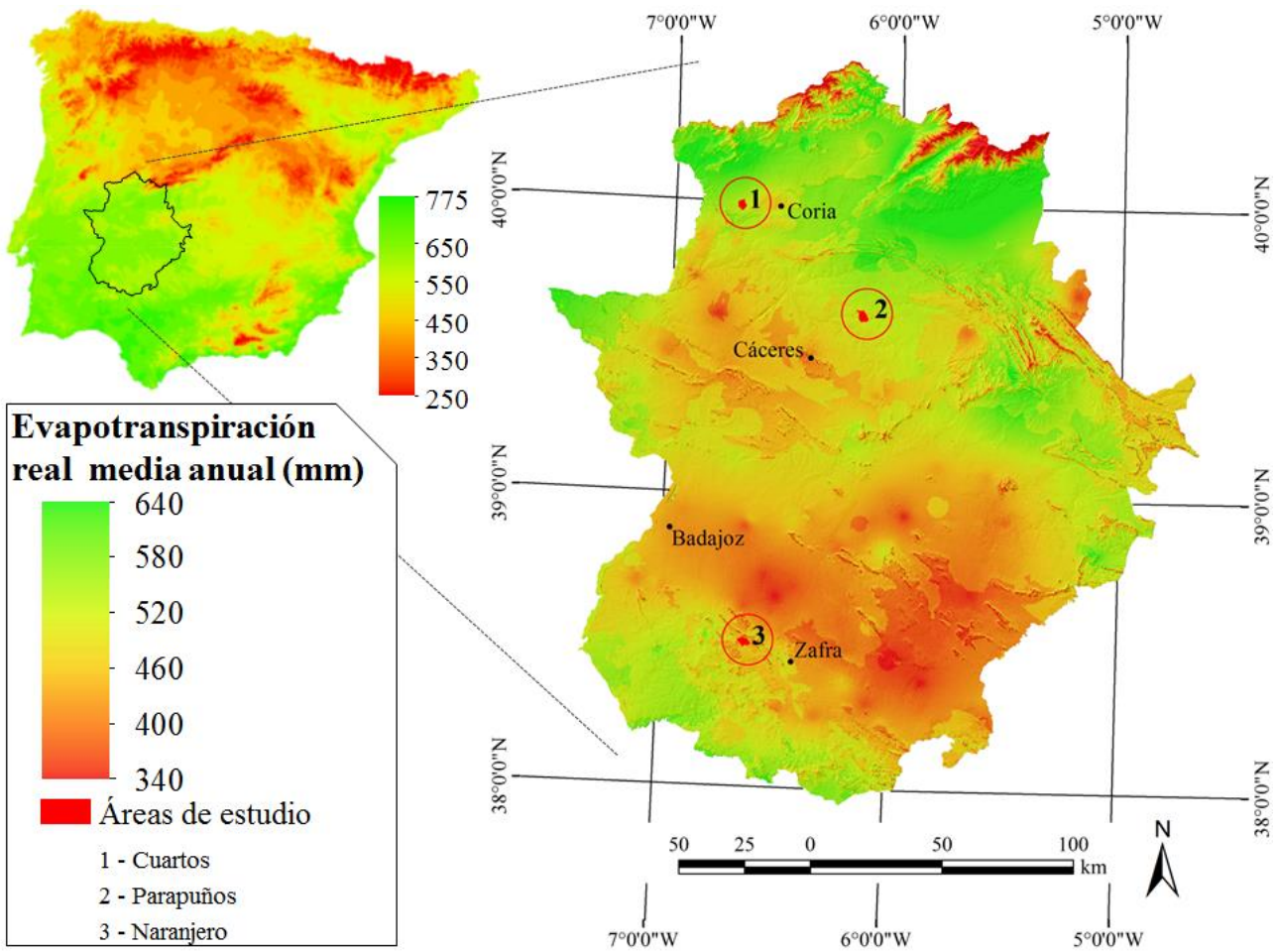


Fig. 3-15: Evapotranspiración real media anual en Extremadura, calculada con el método de *Turc* [1954] a partir de la información del *Atlas Climático Digital de la Península Ibérica* [Ninyerola et al., 2005].

La Fig. 3-15 representa la evapotranspiración real media anual en Extremadura estimada con el método propuesto por *Turc* [1954], que tiene en cuenta la precipitación y la temperatura media anual (ver apartado 2.2.2. B -). Destacan los bajos valores estimados en dos zonas muy contrastadas, la depresión del Guadiana y las áreas de mayor elevación, lo que repercutirá de modo diferente en la producción hídrica. Mientras en las Vegas del Guadiana las salidas de agua por evapotranspiración son ligeramente inferiores a las entradas, las áreas con elevada altitud son grandes generadoras de recursos hídricos, lo cual puede repercutir en zonas aledañas, como la Cuenca del Tiétar, que podrá captar los recursos y destinarlos a la agricultura. En cambio en las Vegas del Guadiana podría ser necesario obtener recursos de otras fuentes, en este caso el río homónimo.

3.5 Vegetación y usos del suelo

3.5.1 Vegetación

Las áreas de estudio se ubican en la provincia Luso-Extremadurensis de la región biogeográfica mediterránea [Rivas-Martínez y Rivas-Sáenz, 1996-2009], caracterizada por albergar una vegetación que desarrolla múltiples mecanismos o estrategias tendientes a evitar y/o tolerar las condiciones climáticas [Valladares et al., 2004]. Entre dichos mecanismos destaca, para el arbolado y el matorral, la esclerofilia, encaminada a conseguir el control hídrico y nutritivo del organismo, mientras que para la mayoría de las especies terófitas de pastos la estrategia es la elusión o escape, consistente en completar su ciclo vital antes de la llegada del estrés hídrico.

La estructura forestal predominante es el sistema adehesado, que ocupa gran parte de la región. Dentro de esta estructura forestal se pueden distinguir tres estratos vegetales: el arbóreo, el arbustivo y el herbáceo, que aparecen en diferentes combinaciones y con densidades variadas.

El estrato arbóreo está dominado por especies planoesclerófilas perennifolias del género *Quercus*, donde la encina (*Quercus ilex*) es el árbol predominante, y en menor medida también pueden aparecer alcornoques (*Q. suber*), quejigos (*Q. faginea*) e incluso acebuches (*Olea europea var. sylvestris*) [Costa Tenorio et al., 2005; Lavado-Contador, 2010].

El estrato arbustivo está representado por matorrales seriales o regresivos, donde abundan principalmente las retamas (*Retama sphaerocarpa*), escobas (*Cytisus multiflorus*), cistáceas (*Cistus ladanifer*, *C. salvifolius*, etc.), piruétanos (*Pyrus bourgeana*) o cantuesos (*Lavandula stoechas*), que se distribuyen en función de factores como la presión ganadera, topografía o la profundidad del suelo (Fig. 3-16).

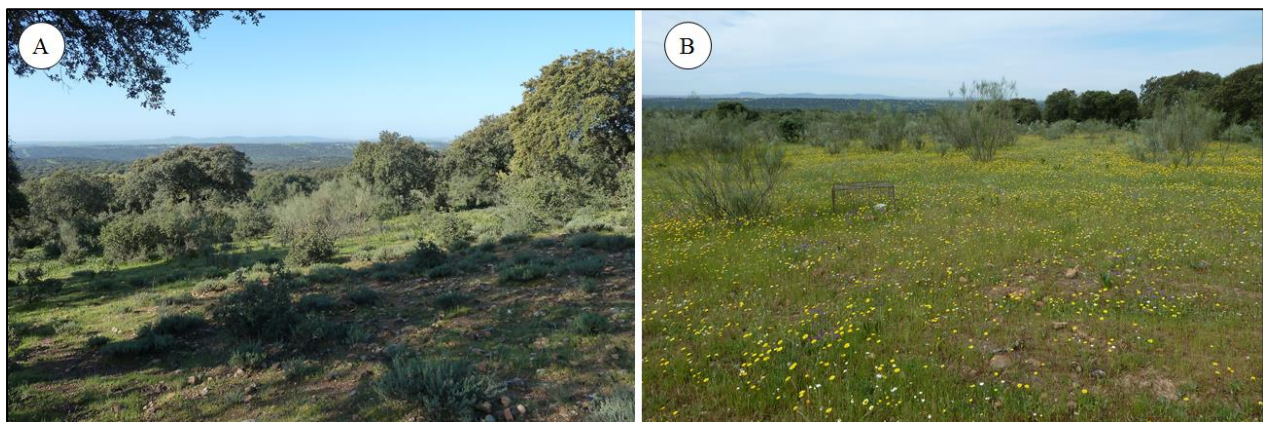


Fig. 3-16: Vegetación arbustiva compuesta por diferentes especies en las zonas de mayor pendiente del pedimento (A), y retamar en áreas con pendientes más suaves del pedimento (B).
Imágenes de Parapuños.

Finalmente, la vegetación herbácea está compuesta por pastizales terofíticos efímeros de fenología primaveral típicos de encinares acidófilos, con cobertura y biomasa más bien escasa, donde abundan especies pertenecientes a las familias *Poaceae*, *Fabaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Brassicaceae* y *Trifolium* [Lavado-Contador, 2010]. En buena parte de las explotaciones adehesadas se facilita el crecimiento de este estrato vegetal mediante la supresión del estrato arbustivo, con el fin de aumentar la producción de pastizal para uso ganadero (Fig. 3-17). Tal es el caso de las parcelas de estudio de Cuartos, Naranjero y parte de la cuenca de Parapuños.

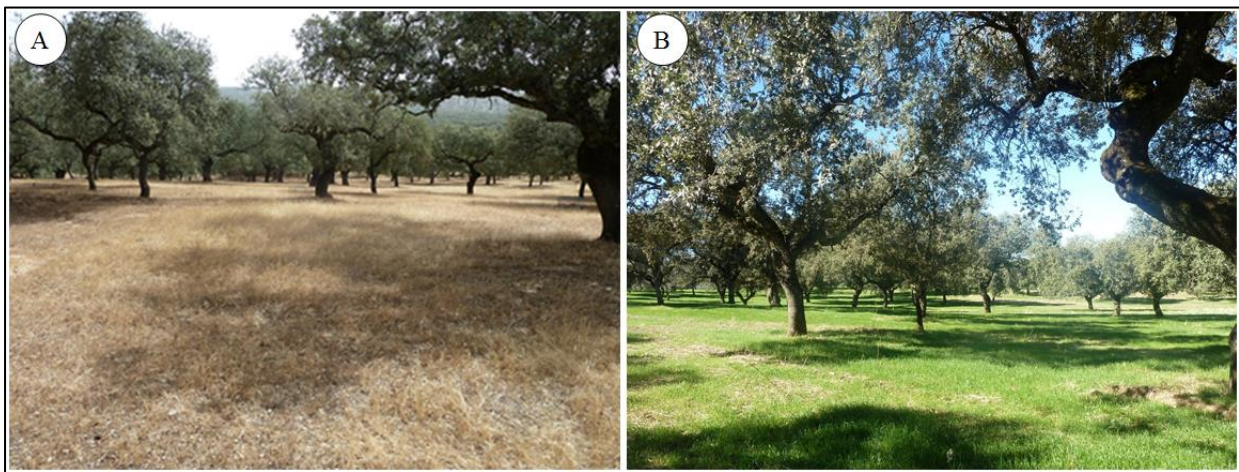


Fig. 3-17: Dehesas donde se ha suprimido la capa arbustiva para facilitar el crecimiento del pastizal. Imágenes pertenecientes a Naranjero, en verano (A) y en primavera (B).

3.5.2 *Densidad de arbolado y fracción de cabida cubierta*

La densidad de arbolado⁷ de cada área de estudio varía principalmente en función de las condiciones topográficas o de la evolución histórica de usos y gestión del suelo. La fracción de cabida cubierta está estrechamente relacionada

⁷ La densidad de arbolado (D.A) fue calculada considerando el número de pies o individuos por hectárea (pies ha^{-1}), mientras que la fracción de cabida cubierta (FCC) se determinó a partir del área ocupada por las copas de los árboles con respecto a un área de referencia, que en caso de Naranjero y Cuartos es la parcela experimental y en el caso de Parapuños se calculó a partir de la proporción de copa ocupando un píxel de 20 x 20 m. Las copas de los árboles fueron discriminadas mediante técnicas de clasificación supervisadas de máxima probabilidad, desde fotografías aéreas en color, con 24 bits y una resolución sub-métrica, tomadas en un vuelo realizado durante 2009.

con la densidad de arbolado, sin embargo depende de factores como la frecuencia e intensidad de las podas o la proximidad entre árboles.

En Parapuños las zonas con mayor densidad de arbolado están localizadas en las áreas con mayores pendientes, ya que son más inaccesibles para las labores agrícolas y para el manejo del ganado (Fig. 3-18). En cambio, las zonas topográficamente más aptas para dichas labores presentan una menor densidad forestal [Lozano-Parra et al., 2009]. La fracción de cabida cubierta también depende de la densidad de arbolado, sin embargo, el incremento de la distancia entre árboles podría favorecer el desarrollo de las copas debido a una mayor disponibilidad de recursos para el árbol y a una menor competencia entre éstos [Moreno et al., 2007b].

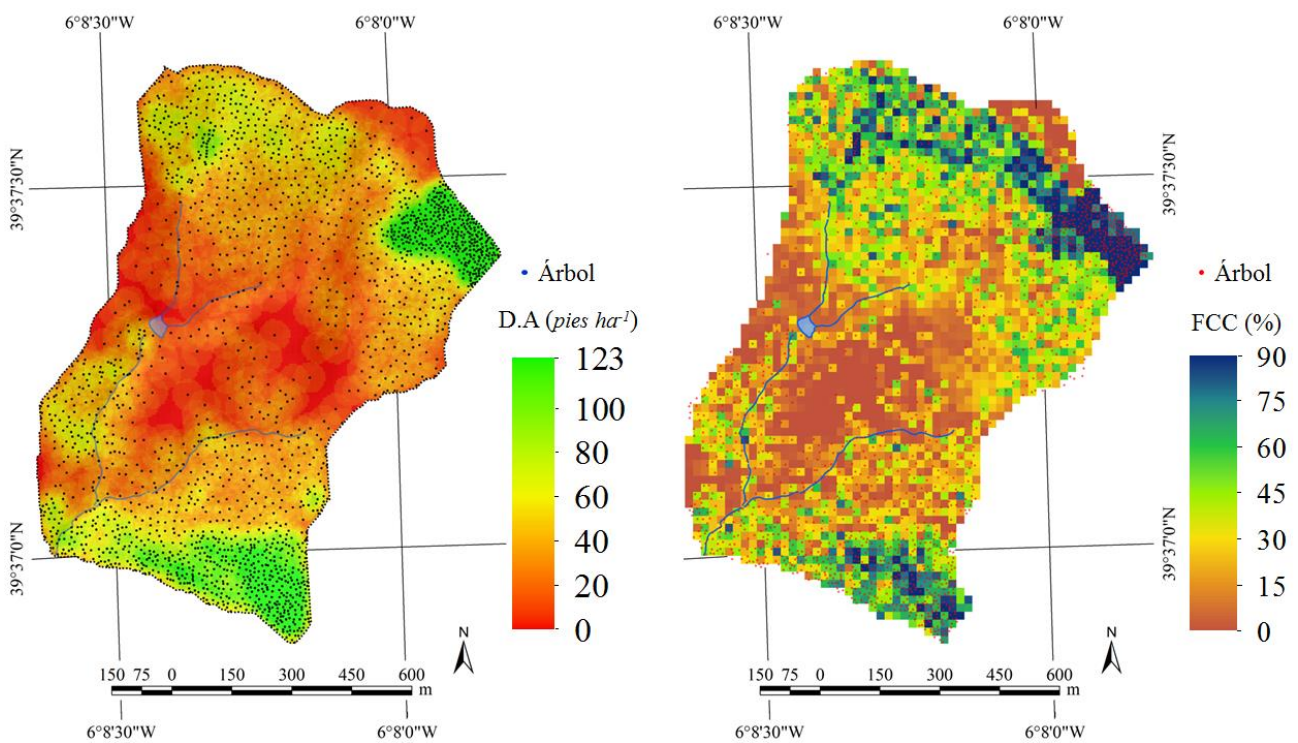


Fig. 3-18: Densidad de arbolado (D.A) en pies ha^{-1} , y fracción de cabida cubierta (FCC) en %. Parapuños 2006. Capa de puntos elaborada por el GIGA y FCC adaptado de Maneta [2006].

La densidad de arbolado en Cuartos aumenta con su proximidad a los riberos y disminuye en las zonas con topografía tendente a la horizontalidad (Fig. 3-19). Las dos parcelas presentan una densidad inferior a 30 pies ha^{-1} , mientras, la fracción de cabida cubierta es en ambos casos inferior al 15%, pudiendo considerarse como *monte arbolado ralo* (Tabla 3-2).

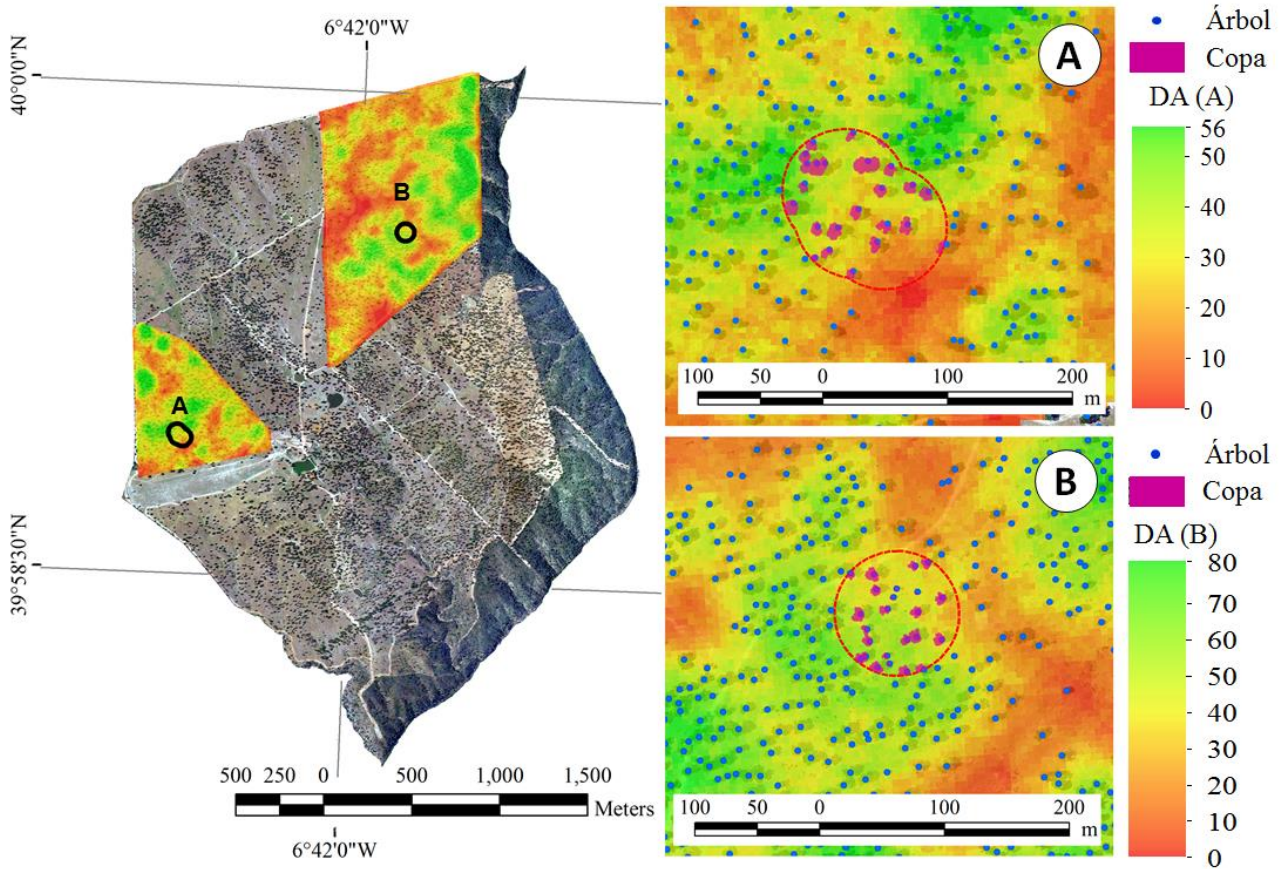


Fig. 3-19: Densidad de arbolado (D.A) calculada en *pies ha⁻¹*, para cada parcela de Cuartos en 2009. Capa de arbolado elaborada por el GIGA.

Naranjero registra la mayor densidad de arbolado promedio de las tres áreas con valores superiores a 60 *pies ha⁻¹* en ambas parcelas (Fig. 3-20). Consecuentemente la fracción de cabida cubierta promedio también es superior, cercana al 40% en la parcela A y superior al 45% en la parcela B (Tabla 3-2), pudiendo considerarse ambas como *monte arbolado*. Además, cabe destacar que el arbolado de esta finca, junto con el de Parapuños, tiene una apariencia muy saneada.

Tabla 3-2: Resumen estadístico de parámetros forestales. Densidad de Arbolado (DA), Fracción de Cobertura (FCC) en las parcelas A y B de Parapuños, Cuartos y Naranjero; y Diámetro del Tronco a la altura del Pecho (DTP) y Superficie de Suelo Desnudo (SSD). DTP = obtenido a 1.3 m de altura. * = promedio \pm desviación estándar (n en Cuartos = 8; Parapuños = 12; Naranjero = 33). ** = obtenida mediante transectos de vegetación siguiendo la metodología de *Schnabel et al.* [2013b].

	Parapuños		Cuartos		Naranjero	
	A	B	A	B	A	B
DA (pies ha^{-1})	3.7 \pm 3.0	15.9 \pm 5.6	17.8 \pm 6.4	28.2 \pm 5.3	68.5 \pm 9.8	63.9 \pm 9.5
FCC (%)	5.3	10.4	13.5	12.1	37.9	46.0
Anchura de copa (m)*	8.1 \pm 1.5		8.8 \pm 2.1		8.4 \pm 2.1	
DTP (cm)*	38.1 \pm 4.5		69.6 \pm 23.7		43.2 \pm 15.3	
SSD (%)**						
bajo copa de árbol	12.2		7.9		0.5	
espacios abiertos	15.7		16.8		6.8	

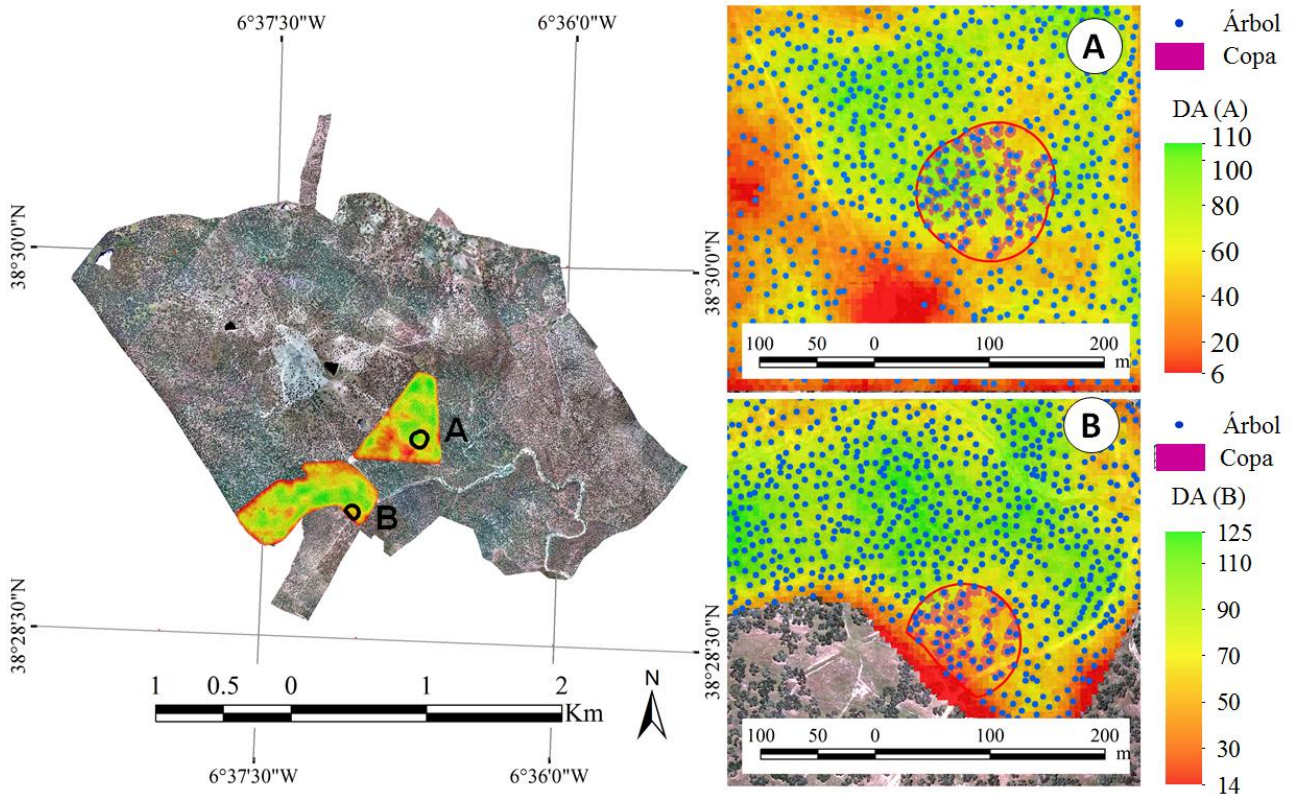


Fig. 3-20: Densidad de arbolado (D.A) calculada en pies ha^{-1} , para cada parcela de Naranjero en 2009. Capa de arbolado elaborada por el GIGA.

3.5.3 Usos del suelo

Las dehesas son ecosistemas semi-naturales originados tras la simplificación del bosque mediterráneo por parte del hombre, quien intenta optimizar la explotación de sus recursos a la vez que pretende conseguir la conservación y estabilidad ambiental del medio.

La intensidad de las modificaciones en este ecosistema viene determinada por el grado de explotación de los recursos, lo cual está influido principalmente por dos factores: la dinámica demográfica y la introducción de tecnologías [Costa Tenorio *et al.*, 2005]. La incidencia de estos factores se manifiesta en la dehesa especialmente a partir de la segunda mitad del siglo XX, cuando ocurre una transición desde un aprovechamiento múltiple y tradicional a un aprovechamiento moderno basado en la ganadería.

La explotación tradicional se caracterizaba por su sistema de aprovechamientos diversificado, entre los que destacan el agrícola, ganadero, forestal y cinegético. La agricultura se distinguía por ser mayoritariamente de secano, destinada a cereales como el centeno o el trigo, o a pastos forrajeros para el consumo del ganado. Los cultivos alternaban con zonas de barbecho que se abonaban mediante redileo del ganado. En la cabaña ganadera abundaban, por este orden, ovejas, cabras y cerdos, y en menor proporción vacas. Actividades como la montanera y la trashumancia eran prácticas cotidianas que se desarrollaban anualmente según la estación correspondiente. En el plano forestal, el arbolado era podado cada dos o tres lustros y la madera se reutilizaba como leña, carbón o ramón, y en las explotaciones dominadas por alcornoques (*Quercus suber*) se practicaba el descorche cada 8 o 10 años. Además, la multiplicidad de usos se completaba con la apicultura, la cinegética, o la recolección de frutos silvestres.

La transición hacia el sistema de aprovechamiento moderno se produjo a partir de la crisis de los 50, con la introducción de razas alóctonas que aumentaban el rendimiento, y la mecanización y modernización de las explotaciones. Posteriormente, el ingreso de España en la Unión Europea en 1986 y la aplicación de la Política Agraria Común, propició el abandono de tierras cultivadas y el incremento de la cabaña ganadera, culminando con la desaparición del antiguo modelo de explotación [Campos-Palacín, 1994; Díaz *et al.*, 1997; Plieninger, 2006].

Actualmente, las dehesas están sufriendo cambios de usos que evolucionan en la mayoría de los casos hacia: una potenciación de la agricultura con mecanización de las labores; hacia un abandono de los cultivos y potenciación de las actividades ganaderas permitiendo el crecimiento de los pastos (excepto cuando el uso ganadero se intensifica, factor que incrementaría la degradación y erosión del suelo), o hacia actividades cinegéticas (favoreciendo la invasión del matorral).

Los usos de suelo de las áreas de estudio siguen la línea anteriormente expuesta, es decir, son zonas donde se permite el crecimiento de los pastos para posteriormente ser aprovechados por el ganado. En este sentido, Parapuños y Naranjero son pastoreadas por ganado ovino, mientras que Cuartos por ganado vacuno. El ganado porcino pastorea indistintamente en las tres fincas durante la época de montanera. La [Tabla 3-3](#) recoge las unidades ganaderas (UG) calculadas

por *Pulido-Fernández et al.* [2013] para diferentes unidades de manejo en cada área de estudio, y sintetiza las características más representativas de cada parcela y de la cuenca. Las parcelas experimentales se ubican dentro de tales unidades de manejo.

Tabla 3-3: Síntesis de las características generales de la cuenca experimental y de las parcelas de medición. IA se refiere al índice de aridez de la *UNEP* [1992]. La ETP anual fue calculada con el método de *Turc* [1961]. 1 Unidad Ganadera equivale a 1 vaca, 0.37 cerdos, y 0.12 ovejas.

	Parapuños	Cuartos		Naranjero	
		A	B	A	B
Área (ha)	99.5	1.23	0.78	1.11	0.66
Altitud media (m snm)	396	349	315	531	529
Pendiente (°)	4.4	1.4	2.7	4.4	2.6
Orientación general	SO-S	E-NE	NE-N	E-SE	N-NE
Unidad ganadera (UG ha ⁻¹)	1.06 – 3	0.54	0.54	0.54	0.54
Precipitación media Anual (mm)	518	594		631	
ETP (mm)	1129	1179		1132	
Temperatura media anual (°C)	16.0	15.9		15.3	
Mínima temperatura mensual media (°C)	3.2	3.1		3.6	
Máxima temperatura mensual media (°C)	34.2	33.9		32.0	
Índice de aridez (IA)	Semiárido	Subhúmedo seco		Subhúmedo seco	

4 MEDICIONES Y MÉTODOS

4.1 Seguimiento del agua y de la temperatura del suelo

4.1.1 Monitorización continua de la humedad edáfica

El contenido volumétrico del agua edáfica ($m^3 m^{-3}$) se registró con sensores de humedad que fueron agrupados en *Estaciones de Humedad del Suelo*⁸ y programados para medir continuamente en intervalos de 30 minutos. Normalmente, cada SMS incorporó 4 sensores de humedad (SH) y 1 sensor de temperatura (ST) conectados a un dispositivo de almacenamiento de datos o *datalogger* destinado a registrar los valores, aunque hubo casos en los que una sola SMS estuvo compuesta exclusivamente por 5 sensores de humedad.

Los sensores fueron instalados en el perfil edáfico horizontalmente y de forma escalonada, con su canto/filo perpendicular a la superficie para evitar la acumulación de agua. Las tres primeras sondas se colocaron en todas las SMS a 5, 10 y 15 cm de la superficie, mientras que la profundidad de la cuarta fue variable dependiendo de la potencia del perfil (Fig. 4-1. A y B). El sensor de temperatura se instaló siempre a 5 cm de la superficie. La disposición de las sondas siguió este protocolo debido a que el sistema radicular de la mayoría de las especies de pastos anuales característicos de las dehesas se concentran en los primeros centímetros del perfil y porque, además, es muy frecuente el predominio de suelos poco profundos. El *datalogger* se protegió con una jaula con malla de metal de 1 m² para impedir que los animales dañasen el cableado externo.

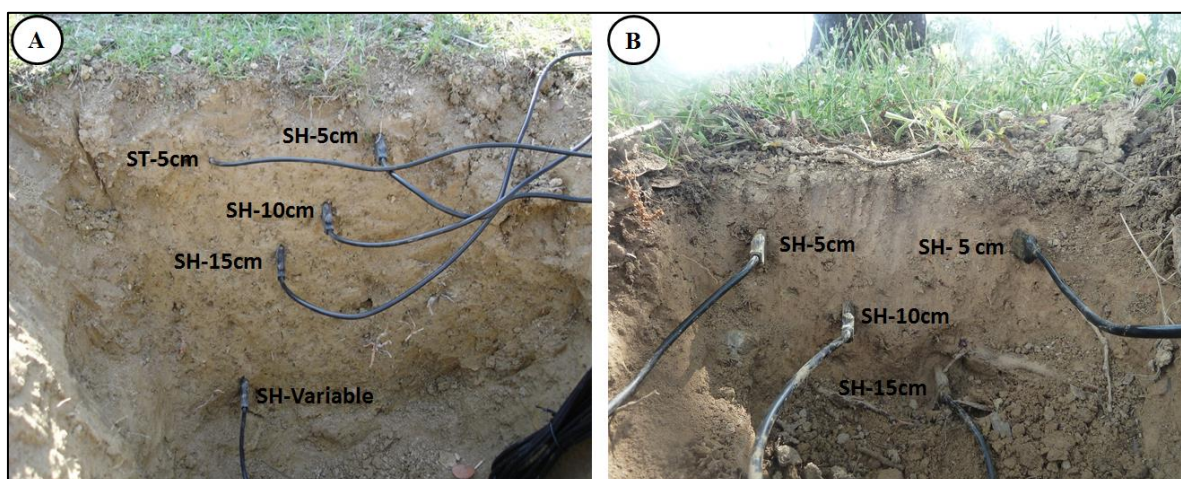


Fig. 4-1: Disposición de los sensores de humedad y temperatura en una SMS estándar (A), y en una SMS con profundidad de suelo muy limitada (B). SH, ST = sensor de humedad y temperatura.

⁸ En adelante también se utiliza el acrónimo SMS (*Soil Moisture Station*) para hacer referencia a las estaciones de medición de la humedad del suelo.

Con el fin de evitar la ruptura de las sondas durante su instalación y, a su vez, alterar lo menos posible la estructura del suelo, se utilizó una herramienta especialmente diseñada para insertar los sensores que actuó como *guía*, habilitando el hueco donde posteriormente se instalaron los dispositivos (Fig. 4-2). El grosor de la *guía* fue más fino que el de las sondas, lo cual facilitó el contacto de éstas con el suelo y evitó la creación de grietas y cavidades con aire durante el proceso de instalación. Una vez instalada la SMS, el perfil del suelo fue nuevamente rellenado con el mismo material previamente extraído.



Fig. 4-2: Sensor de capacitancia modelo *EC-5* (centro) para monitorizar la humedad, y *guía* utilizada para la instalación del mismo (abajo).

En cada una de las tres áreas de estudio se instalaron varias SMS, siendo la cobertura vegetal el factor más importante que determinó la ubicación de cada una. Los tipos de coberturas vegetales donde se localizaron las estaciones fueron tres:

- bajo copa de árbol (*Quercus ilex*),
- bajo la influencia de matorral (*Retama sphaerocarpa*),
- y en espacios abiertos con cobertura herbácea o de pastizal.

Las estaciones se instalaron a media ladera, en zonas con escasa pendiente, y con una topografía recta para evitar las zonas con predominio de la umbría o de la exposición solar, y también para eludir los fondos de valle y las zonas propensas a la acumulación hídrica. Además, las estaciones bajo copa de árbol se instalaron considerando una orientación O-SO y en una posición intermedia entre el tronco y el borde de la copa. En las siguientes imágenes se muestran, a modo de ejemplo, las ubicaciones de las estaciones sobre las tres tipologías de coberturas vegetales. La estación de la Fig. 4-3 está ubicada en espacio abierto, sin influencia de árboles ni matorrales, mientras las estaciones de la Fig. 4-4 y de la Fig. 4-5 se encuentran bajo la influencia del matorral y del árbol, respectivamente.



Fig. 4-3: Estación de humedad del suelo ubicada en espacio abierto o de pastizal, en Cuartos, parcela experimental A.



Fig. 4-4: estación de humedad del suelo ubicada bajo la influencia de *Retama sphaerocarpa*, en Parapuños.



Fig. 4-5: Estación de humedad del suelo ubicada bajo copa de árbol, en Parapuños.

De esta forma, un total de 17 SMS fueron instaladas entre las 3 áreas de estudio bajo diferentes cubiertas vegetales, repartiéndose tal y como se muestra en el esquema de la Fig. 4-6.

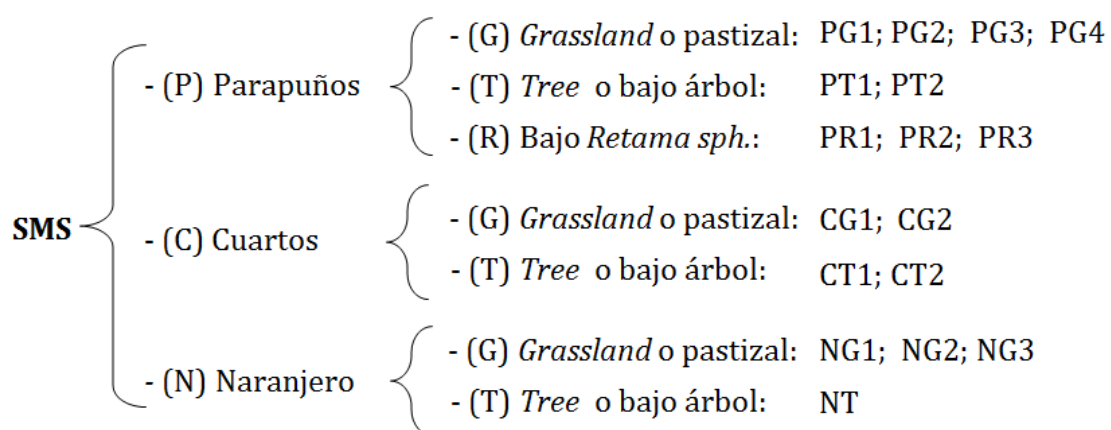


Fig. 4-6: Número de estaciones de humedad del suelo (SMS) de cada área de estudio según la cubierta vegetal y nomenclatura identificativa de cada una.

La fecha de instalación y comienzo de las mediciones se resume en la [Tabla 4-1](#) para cada SMS, donde también se presenta la profundidad a la que se instaló cada sensor. Con el fin de evitar daños por parte de los animales y supervisar el estado de las baterías, las SMS fueron controladas con una frecuencia quincenal. El seguimiento del agua edáfica concluyó el 31 de agosto de 2012 en todas las estaciones de humedad del suelo.

Tabla 4-1: Fecha de instalación e inicio de monitorización de cada SMS, y profundidad a la que están instalados los sensores (*cm*). ST = sensor temperatura; SH = sensor de humedad.

SMS	Instalación e inicio de monitorización	ST	SH-1	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5
PG1	12/03/2009	5	5	10	15	45	-
PG2	12/03/2009	5	5	10	15	40	-
PG3	12/03/2009	5	5	10	15	30	-
PG4	06/05/2010	-	5	10	15	25	45
PR1	12/03/2009	5	5	10	15	40	-
PR2	27/03/2010	5	5	10	15	40	-
PR3	23/04/2010	5	5	10	15	20	-
PT1	12/03/2009	5	5	10	15	5	-
PT2	27/11/2010	-	5	10	10	15	15
CG1	13/03/2010	5	5	10	15	30	-
CG2	13/03/2010	-	5	5	5	5	5
CT1	12/04/2010	5	5	10	15	30	-
CT2	31/10/2011	-	5	10	15	15	30
NG1	23/03/2010	5	5	10	15	35	-
NG2	23/03/2010	-	5	10	15	25	-
NG3	23/05/2011	-	5	5	5	15	15
NG3	23/05/2011	-	15	30	30	30	40
NT1	29/03/2010	5	5	10	15	20	-

La influencia del ganado sobre la hidrología del suelo fue asumida como mínima por dos motivos: debido a las bajas cargas ganaderas de las parcelas experimentales; y debido a las propias limitaciones del planteamiento metodológico del estudio, que no permite abordar este tema. No obstante y aunque no es nuestro caso, en zonas con mayores cargas este factor debería ser considerado.

En las siguientes tres figuras ([Fig. 4-7](#), [Fig. 4-8](#), [Fig. 4-9](#)) se presenta la ubicación de las SMS en la cuenca experimental y en las parcelas de las áreas de estudio de Cuartos y Naranjero, respectivamente. Además, se muestra la ubicación del instrumental utilizado para monitorizar el resto de variables hidrológicas, así como de las parcelas utilizadas para muestrear la producción de biomasa aérea de las herbáceas.

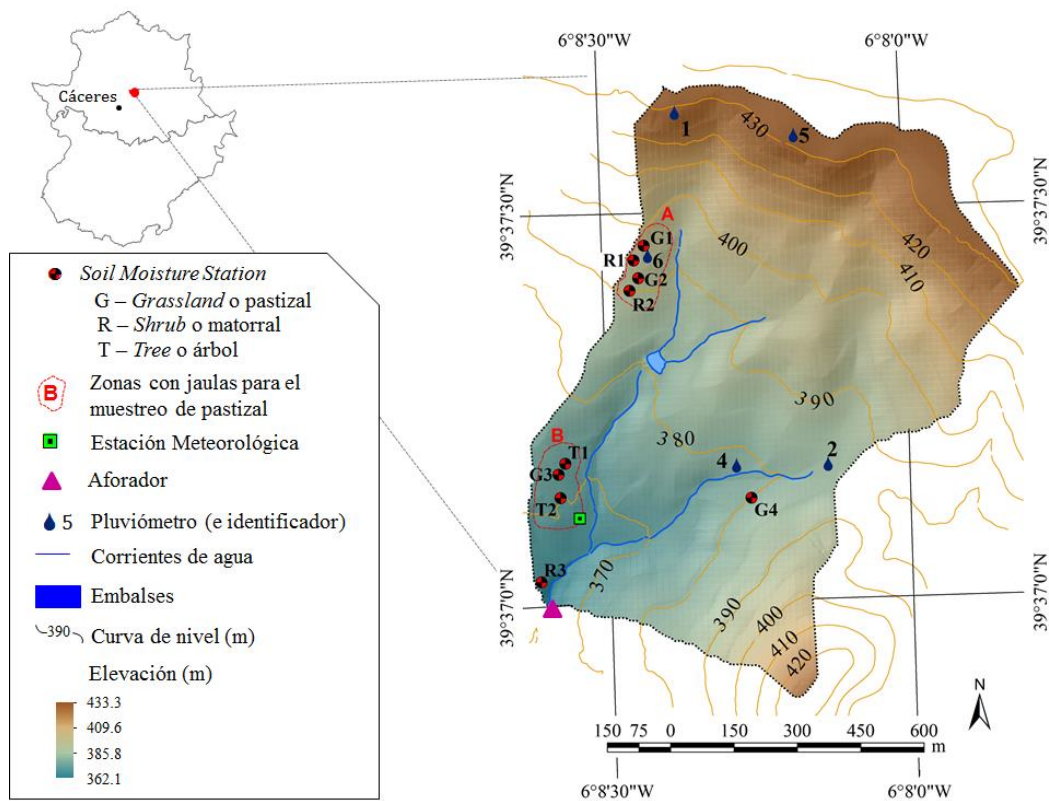


Fig. 4-7: Instrumental de medición en la cuenca experimental Parapuños.

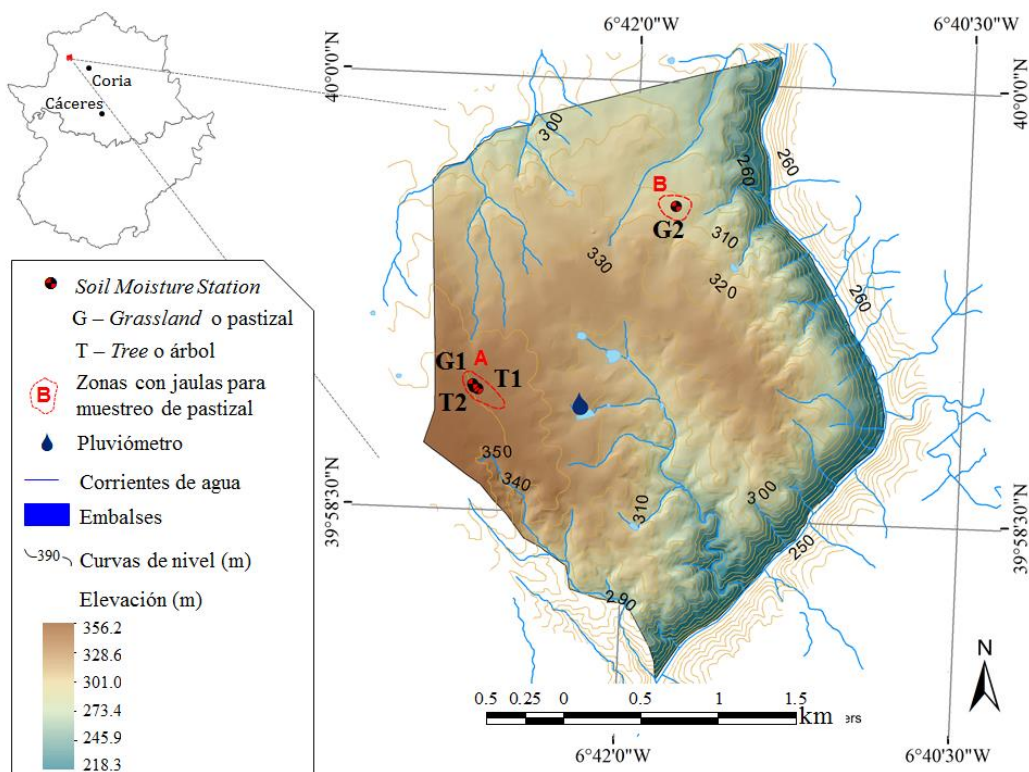


Fig. 4-8: Instrumental de medición en la finca Cuartos.

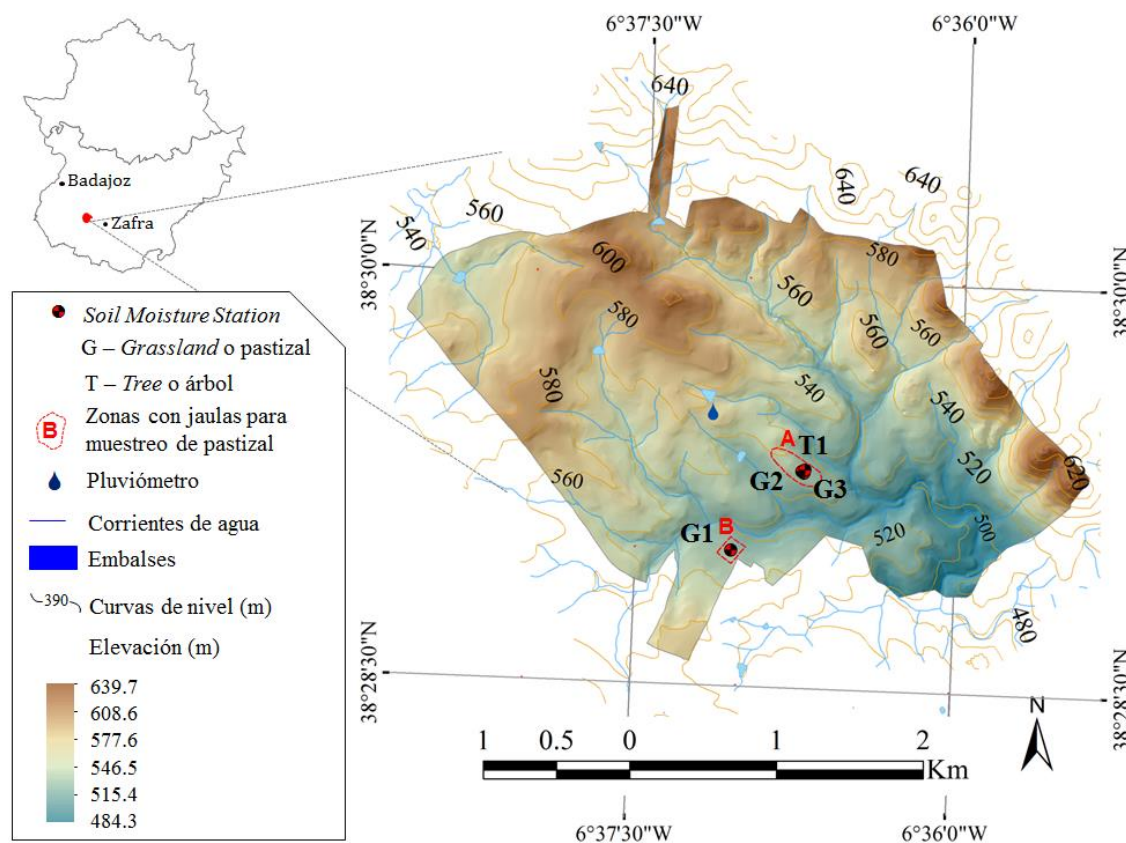


Fig. 4-9: Instrumental de medición en la finca Naranjero.

4.1.1. A - Especificaciones técnicas de los sensores

Los sensores de humedad se corresponden con los modelos de capacitancia $ECH_2O\ EC-5$ de *Decagon Devices, Inc.* que miden el contenido volumétrico de agua en m^3m^{-3} , de forma continua en el tiempo y con una frecuencia igual o superior al minuto. Las características de los sensores son las siguientes:

- Precisión: $0.030-0.040\ m^3m^{-3}$ ($\pm 3-4\ \%$), en todo tipo de suelos.
- Resolución: $0.001\ m^3m^{-3}$ (0.1%) del contenido volumétrico de agua en suelos minerales, y 0.25% en suelos cultivados.
- Rango de medición: 0–100% del contenido volumétrico de agua.
- Entorno operativo: de $-40\ ^\circ C$ a $60\ ^\circ C$.
- Dimensiones: 8.9 cm x 1.8 cm x 0.7 cm.

El volumen de sensibilidad de los sensores de capacitancia $EC-5$ ronda aproximadamente los $181\ cm^3$ [Cobos, 2008] y fue determinado con el test desarrollado por Sakaki et al. [2008], según el cual, el sensor se suspende sobre una superficie de agua y se registran los valores que emite, para posteriormente

aproximar la sonda hacia la superficie del agua hasta que comienza a registrar valores diferentes. Este proceso se repite orientando el sensor de diferentes formas de modo que se obtiene una representación tridimensional de su volumen de sensibilidad (Fig. 4-10). A pesar del poco volumen, su influencia es apropiada porque capta con mayor precisión las variaciones hídricas a diferentes profundidades. En suelos de mayor heterogeneidad o profundidad, un volumen de sensibilidad más grande puede resultar más útil.

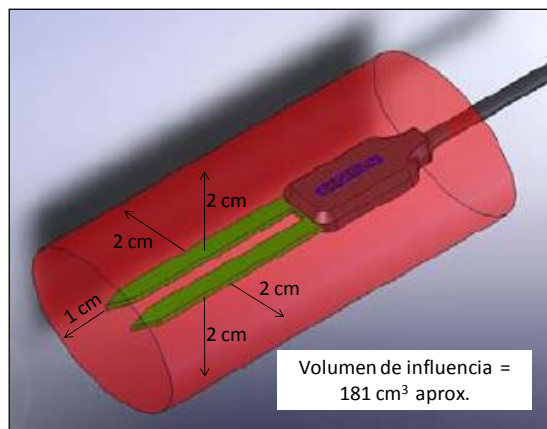


Fig. 4-10: Máximo volumen de sensibilidad del sensor *ECH₂O EC-5* de *Decagon Device, Inc.*

4.1.1. B - Calibración de los sensores de humedad

La sonda *EC-5* no registra el contenido de agua desde una zona puntual de la misma, sino desde todos los puntos de su superficie para posteriormente promediar un valor. Presenta un error de precisión de $0.030\text{--}0.040\text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ($\pm 3\text{--}4\%$), debido a que su calibración está principalmente diseñada para suelos minerales comunes con texturas medias y finas. Sin embargo, la precisión puede incrementarse en $\pm 1\text{--}2\%$ si los sensores se calibran específicamente para un tipo de suelo en concreto. Con este fin, se procedió a realizar una calibración en laboratorio siguiendo la metodología propuesta por *Cobos y Chambers* [2010], que se expone brevemente:

- En cada área de estudio se recogieron muestras de suelo considerando varios puntos y varias profundidades. Posteriormente las muestras se airearon durante varias semanas con el fin de conseguir su completa desecación y, finalmente, fueron cribadas con un tamiz de 5 mm con el fin de evitar los fragmentos más gruesos en el proceso de calibración.
- Una vez preparado, el suelo se introdujo en una cubeta junto con un sensor de humedad que quedó completamente enterrado, al mismo tiempo que se intentó aplicar al suelo una compactación no demasiado alejada de la realidad (Fig. 4-11.A).

- A continuación, se recogió el valor de salida registrado por el sensor y se tomó una muestra de suelo por duplicado con un cilindro de volumen conocido ($\approx 100 \text{ cm}^3$).
- El punto anterior se repitió varias veces, mientras fueron añadiéndose cantidades de agua constantes, tratando de conseguir la homogeneización de la humedad en la muestra de suelo hasta llegar a la saturación total (Fig. 4-11.B).
- Las muestras de suelo extraídas con el cilindro fueron secadas 24 horas en un horno a $105 \text{ }^\circ\text{C}$, para posteriormente calcular sus contenidos volumétricos de agua con el método descrito en la sección 2.3.2. Además, para saber si la compactación artificial aplicada al suelo se asemejaba a la real, se calculó la densidad aparente del suelo como se indica en el apartado 2.3.1. A -
- Por último, se construyó una función matemática de calibración entre el contenido volumétrico de agua obtenido con el anillo y los valores registrados por el sensor, que aporta el volumen de agua del suelo a partir de los valores de salida que registran los sensores.
- Como apunte independiente, destacar que, al igual que con el sensor EC-5, también se monitorizó la humedad con el dispositivo manual TDR durante el proceso de calibración con el fin de evaluar la calidad de sus mediciones (ver apartado 4.1.2).

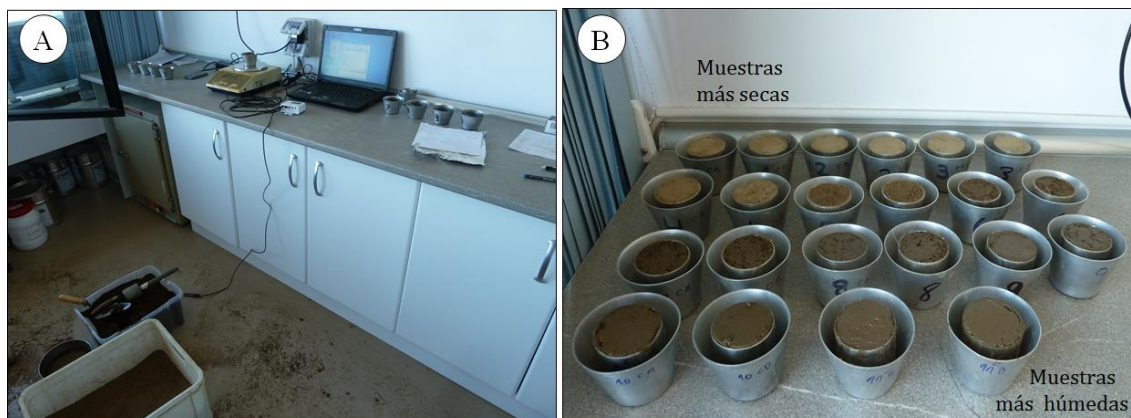


Fig. 4-11: Proceso de calibración de los sensores de humedad del suelo (A); muestras por duplicado obtenidas para los distintos contenidos hídricos del suelo (B).

El modelo obtenido durante el proceso de calibración se aplicó a todos los sensores EC-5 excepto los instalados en horizontes arcillosos, donde se optó por dejar los valores registrados por defecto al no ser posible extraer la suficiente cantidad de muestra de suelo como para realizar una calibración con esa textura. El modelo de calibración se presenta en la Fig. 4-12, en la que se aprecia que los sensores subestiman ligeramente los valores volumétricos de humedad del suelo, sobre todo en condiciones de humedad intermedias.

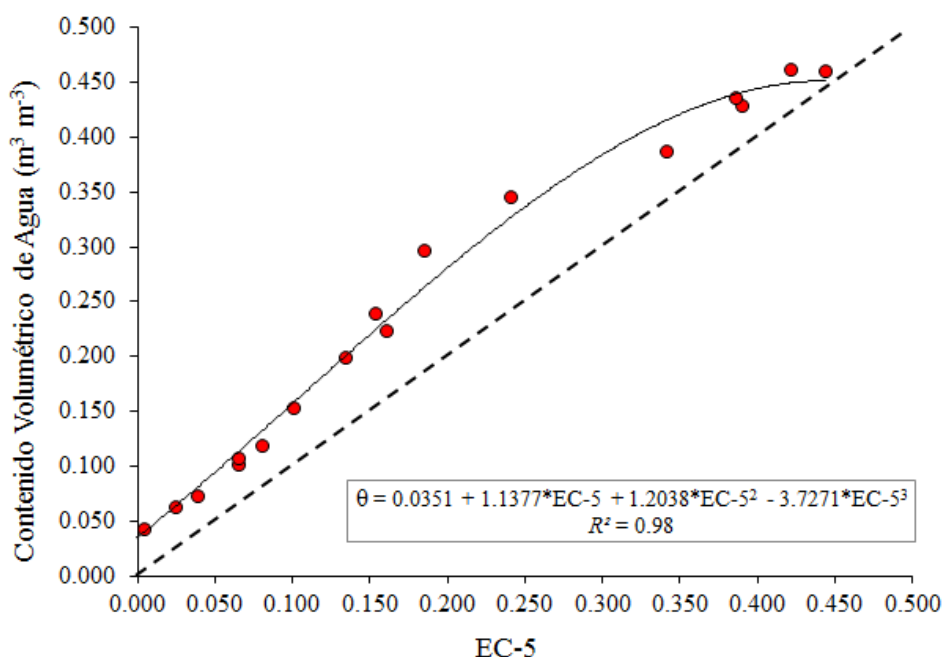


Fig. 4-12: Ecuación polinómica resultante del ajuste de calibración entre los valores de humedad registrados por los sensores EC-5 y los obtenidos con el método volumétrico.

4.1.1. C - Corrección de las oscilaciones térmicas en los valores de humedad

Por otro lado, es sabido que la permitividad dieléctrica del medio varía con los cambios de temperatura, por este motivo los valores registrados por los sensores superficiales en espacios abiertos pueden verse afectados por las oscilaciones térmicas diarias, que incluso pueden provocar el registro de valores de humedad negativos. Aunque el circuito de las sondas es casi insensible a los cambios térmicos y está preparado para minimizar su efecto, se evaluó la posibilidad de llevar a cabo una corrección de las series de humedad afectadas por dichas oscilaciones, abundantes durante las condiciones de mayor sequedad y contrastes térmicos. La metodología utilizada es la propuesta por *Cobos y Campbell* [2007], quienes ofrecen dos opciones:

- llevar a cabo un suavizado de las series de datos calculando un valor promedio diario a partir de los registros en 30 minutos, o
- crear un modelo matemático mediante un análisis de regresión múltiple.

Tras descartar la primera opción se optó por la segunda, al ser la única que posibilita el mantenimiento de los valores a escalas temporales inferiores al día. Sin embargo, esta técnica requiere disponer de valores de temperatura del suelo en el mismo intervalo temporal que los de humedad y realizar previamente una

calibración específica para los sensores de humedad. Una vez cumplidos estos dos requisitos, el proceso se resume en los siguientes pasos:

- Se identificaron tres o más periodos contrastados de al menos 24 horas con valores de humedad no afectados por ninguna precipitación, sin *outliers*, y con temperaturas comparables para el principio y final de cada periodo.
- Se agruparon los periodos identificados y se realizó un análisis de regresión múltiple, resultando el siguiente modelo matemático:

$$\theta = 0.00832665 + 0.98603299 * \theta_{obs} - 0.00022078 * T_{suelo}$$

donde, θ es el valor de humedad con la oscilación térmica corregida, θ_{obs} es el valor de humedad medido, T_{suelo} es la temperatura del suelo observada.

El modelo matemático fue aplicado a una serie de humedad de dos años, registrada por un sensor superficial (5 cm) en espacio abierto o de pastizal. Para determinar si hubo diferencias significativas entre los valores medios de la serie observada y de la serie corregida se llevó a cabo un test entre muestras independientes (Tabla 4-2). Además, los resultados fueron graficados seleccionando tres situaciones contrastadas con el fin de realizar una mejor inspección visual: un periodo muy húmedo con fases de saturación, un periodo con valores de humedad medios donde se intercalan fuertes ascensos y descensos hídricos, y un periodo seco de descenso hídrico (Fig. 4-13. A, B y C, respectivamente).

Los resultados mostraron que el modelo matemático escasamente suavizó la oscilación y tampoco eliminó por completo los valores extremos (Fig. 4-13). Los estadísticos revelaron que ni los valores medios ni las varianzas fueron significativamente diferentes entre la serie observada y la corregida (Tabla 4-2), introduciendo mejoras inapreciables. Por este motivo, la corrección de la oscilación térmica fue descartada y únicamente se procesaron los datos con valores negativos, que pasaron a valer $0.035 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ (valor de humedad residual obtenido tras la calibración). Además, la oscilación sólo ocurrió durante los descensos hídricos posteriores a las lluvias o en periodos muy secos, por lo que dichas situaciones quedaron fuera de los análisis más específicos y no afectaron al resto de los análisis del estudio.

Tabla 4-2: Estadísticos obtenidos tras aplicar el *t-test* entre la serie observada y corregida. $n =$ tamaño muestral. $p = 95\%$.

Series	n	media	Desviación estándar	t-value	p	F-ratio	p-varianzas	r^2	RMSE
Observada	36762	0.240	0.128	-0.768	0.442	1.001	0.891	0.99	0.002
Corregida	36762	0.241	0.128						

Por otro lado, tal y como detalló *Chris Chamber* a través de una comunicación personal, las variaciones inferiores a $0.010 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ registradas por los sensores más superficiales son inevitables, ya que empujan a las sondas a alcanzar su límite de resolución. Además, según dicho autor, actualmente el fabricante no dispone de ningún método que elimine completamente las variaciones.

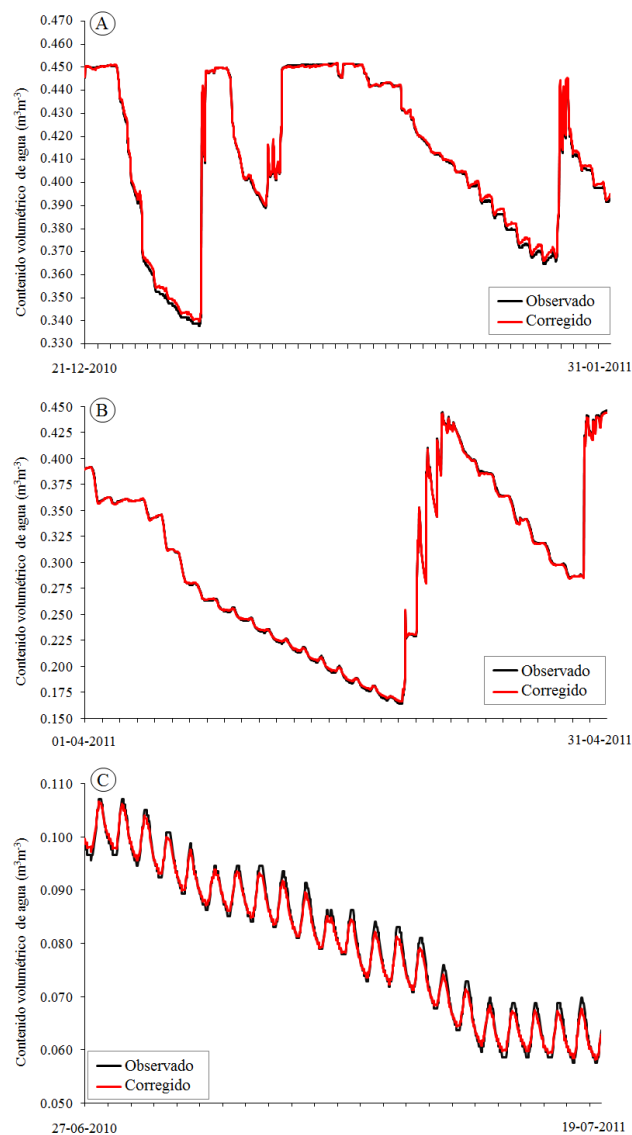


Fig. 4-13: Dinámica del agua del suelo de las series observadas y corregidas durante tres periodos contrastados, A) muy húmedo; B) medio; C) seco.

4.1.2 Monitorización puntual con *Time Domain Reflectometer*

Uno de los principales problemas que plantea este estudio quizá es la representatividad de las mediciones de humedad. En este sentido, la dinámica del agua edáfica presenta dos escalas, la espacial y la temporal, cuyas resoluciones varían en función de los requerimientos del estudio que, a su vez, determina la representatividad de las mediciones.

Como se ha comentado anteriormente, la resolución temporal utilizada en este estudio para monitorizar el agua del suelo ofrece unas justificadas garantías como para hacer frente al problema de su representatividad temporal. Sin embargo, una vez solucionado éste, surgió otra dificultad: su representatividad espacial.

La humedad del suelo se caracteriza por su variabilidad espacial, tanto en sentido vertical como en horizontal. El problema de la variabilidad vertical se abordó a través de la monitorización en profundidad del perfil edáfico mediante la instalación escalonada de varios sensores de humedad, con lo que la representatividad de la variabilidad vertical del agua fue más consistente. Mientras, la variabilidad horizontal supuso un tema más complejo. Para afrontarlo se llevó a cabo una campaña anual de mediciones de humedad tomadas de forma manual y distribuidas espacialmente, que sirvieron para validar los valores superficiales registrados por los sensores, verificar su representatividad espacial y ampliar la resolución espacial de los valores de humedad.

De este modo, la monitorización del agua del suelo fue complementada con mediciones puntuales mediante un dispositivo manual *TDR*, modelo *TRIME-FM2*, sensor *P2G*, marca *IMKO*[®] (Fig. 4-14). El sensor de este dispositivo se insertó verticalmente desde la superficie, por lo que las mediciones sólo son representativas para los 15 primeros *centímetros* de profundidad, que se corresponden con la longitud de las varillas del sensor *P2G*. El método de medición de este aparato fue explicado en la sección 2.4.1 de este estudio.



Fig. 4-14: Dispositivo manual *TDR* utilizado para las mediciones puntuales de humedad del suelo.

La precisión del dispositivo *TDR* fue evaluada mediante la comparación entre los valores registrados con este instrumento y los obtenidos con el método gravimétrico durante el proceso de calibración de los sensores. El ajuste de regresión y la ecuación polinómica obtenida se muestran en la Fig. 4-15, donde se aprecia un ajuste sensiblemente mejor ($r^2 = 0.99$) que en el caso de los sensores, con datos únicamente subestimados en el rango de los valores medios, mientras que cuando los valores se aproximaron a ambos extremos del rango de humedad el ajuste fue mejor. Esto indicaría que las mediciones con *TDR* son sensiblemente menos susceptibles a las variaciones edáficas y ambientales que los sensores *EC-5*, lo cual también es corroborado por el fabricante *Decagon Devices, Inc.*, [2009].

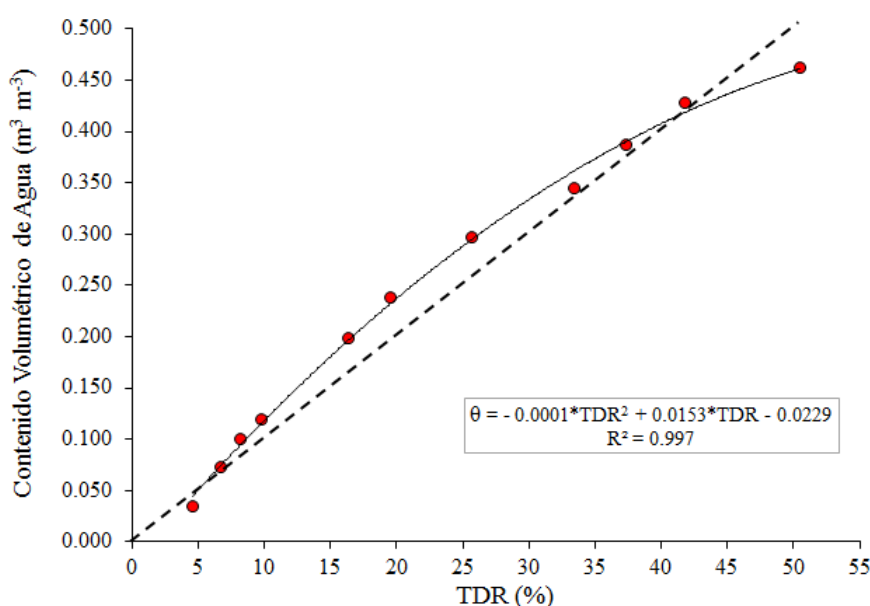


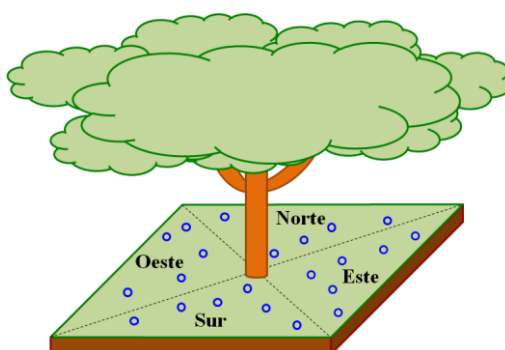
Fig. 4-15: Ajuste entre los valores de humedad registrados en el dispositivo *TDR* y los obtenidos con el método gravimétrico. También se presenta la ecuación polinómica resultante.

La campaña de mediciones llevada a cabo con el dispositivo *TDR* se prolongó durante un año, y abordó todos los periodos estacionales (Tabla 4-3). Las medidas fueron tomadas en las mismas parcelas de las áreas de estudio donde se ubican las SMS. En cada parcela se muestrearon dos espacios, por un lado, los espacios abiertos junto a las SMS, y por otro, se muestreó bajo la copa de los árboles. En este último caso, se midió en árboles con SMS y en árboles próximos, con el fin de obtener unos registros más representativos de las condiciones hídricas bajo dichas cubiertas.

Tabla 4-3: Número de mediciones tomadas con *TDR* en espacios abiertos o bajo copa de árbol en cada área de estudio.

	Fecha	Bajo árbol	Pastizal		Fecha	Bajo árbol	Pastizal
Parapuños	22/02/2011	139	136	Naranjero	16/12/2010	44	56
	15/04/2011	93	94		12/01/2011	45	55
	06/05/2011	50	50		02/02/2011	44	55
	19/07/2011	39	39		02/03/2011	53	49
	25/10/2011	55	50		31/03/2011	55	49
	19/12/2011	50	50		09/05/2011	52	48
	23/01/2012	50	50		27/05/2011	50	50
Cuartos	11/01/2011	47	53	21/07/2011	39	39	
	07/02/2011	47	53	16/11/2011	50	50	
	05/05/2011	56	56	21/12/2011	50	50	
	30/05/2011	25	9	24/01/2012	50	50	
	09/08/2011	40	34				
	31/10/2011	50	50				
	14/12/2011	50	51				
	19/01/2012	50	50				

Durante las últimas fechas de la campaña de muestreo con *TDR*, las mediciones bajo los árboles se tomaron teniendo en cuenta los 4 puntos cardinales (N, S, E, O) bajo la copa del árbol, tal y como se muestra en la Fig. 4-16.

**Fig. 4-16:** Esquema metodológico seguido en la toma de mediciones con *TDR* (puntos azules) bajo copa de árbol.

4.1.3 Monitorización de la temperatura del suelo

La temperatura del suelo comenzó a monitorizarse a 5 *cm* de profundidad al mismo tiempo que la humedad del suelo. Sin embargo, el seguimiento se llevó a cabo exclusivamente en las estaciones que se muestran en la Fig. 4-17. El motivo por el cual se midió a esta profundidad es que se trata de la zona edáfica más

expuesta a los factores externos. Los sensores utilizados se corresponden con el modelo *EC-T* de *Decagon Devices, Inc.*, cuyas características se resumen a continuación:

- Rango: de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $60\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Precisión: $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ de -40 a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ cuando la temperatura es $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Resolución: $0.06\text{ }^{\circ}\text{C}$, desde -40 a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; $0.015\text{ }^{\circ}\text{C}$ cuando la T es $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$
- Dimensiones: 6 mm de diámetro, y 37.5 mm de longitud.

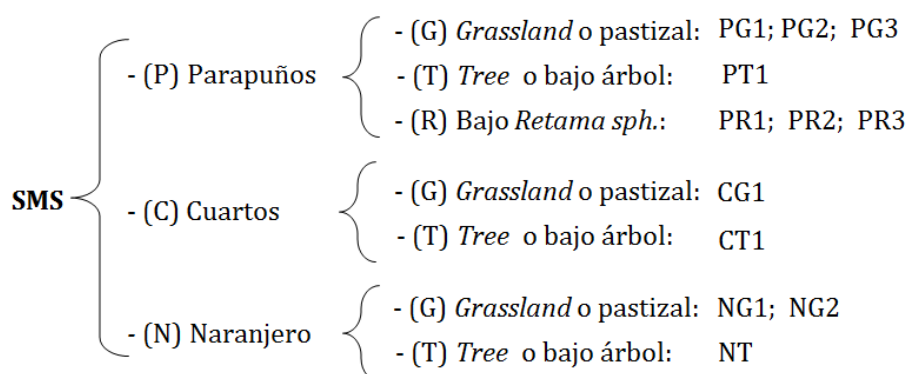


Fig. 4-17: Estaciones de humedad (SMS) que monitorizan la temperatura del suelo.

4.1.4 Registro y almacenamiento de datos

Los valores de humedad y temperatura del suelo se registraron y almacenaron en un dispositivo para el almacenamiento de datos, o *datalogger*, modelo *Em5b*, de *Decagon Devices, Inc.* El dispositivo registra 1 valor por *segundo* aunque sólo almacena el valor promediado durante esos 60 segundos o, lo que es lo mismo, 1 valor por *minuto*. Si definimos un intervalo de medición de 30 minutos el valor que almacenará representa la media de los 30 valores registrados en 30 minutos .

El *Em5b* utiliza un software básico para su configuración y descarga de datos, denominado *ECH₂O Utility*. Las características más importantes del *datalogger* son:

- Puertos de entrada: 5 canales para sensores analógicos Decagon.
- Almacenamiento de datos: alrededor de 3300 escaneos, lo que resulta en una autonomía de 69 días aprox. si la frecuencia de registro es cada 30 minutos .
- Entorno operativo: -5 a $45\text{ }^{\circ}\text{C}$, y hasta el 100% de humedad relativa.
- Requisitos de energía: 4 pilas alcalinas AAA.
- Dimensiones de la caja: $8,7 \times 6,2 \times 3,5\text{ cm}$.

4.2 Seguimiento de las variables meteorológicas

4.2.1 Monitorización de la precipitación y temperatura ambiente

La precipitación se registró con pluviómetros automáticos tipo balancín, modelos *RG2-M* para Parapuños y modelos *RG3* para Cuartos y Naranjero, ambos de la marca *Onset*[®] (Fig. 4-18). La resolución para los primeros es de 0.2 mm mientras que para los segundos es de 0.01 pulgadas (0.254 mm), registrando ambos la precipitación acumulada cada 5 minutos. De esta forma fue posible estudiar la duración e intensidad de las precipitaciones. Además, los modelos *RG3* disponen de un sensor de temperatura ambiente (en °C) acoplado al *datalogger* que registró de forma continua un valor promedio en intervalos de 5 minutos (Fig. 4-18.D).

Parapuños dispuso de 6 pluviómetros distribuidos por la cuenca, mientras que Cuartos y Naranjero dispusieron de uno cada finca (Fig. 4-7, Fig. 4-8, y Fig. 4-9, respectivamente). El registro de datos comenzó en Noviembre del año 2000 en la cuenca experimental, en Abril de 2010 en Cuartos y en Junio del mismo año en Naranjero. La frecuencia de descarga de los aparatos fue simultánea a la de las SMS. Todas las series de datos de precipitación y temperatura fueron procesadas a intervalos de 30 minutos para hacer coincidir sus valores con los de humedad del suelo.

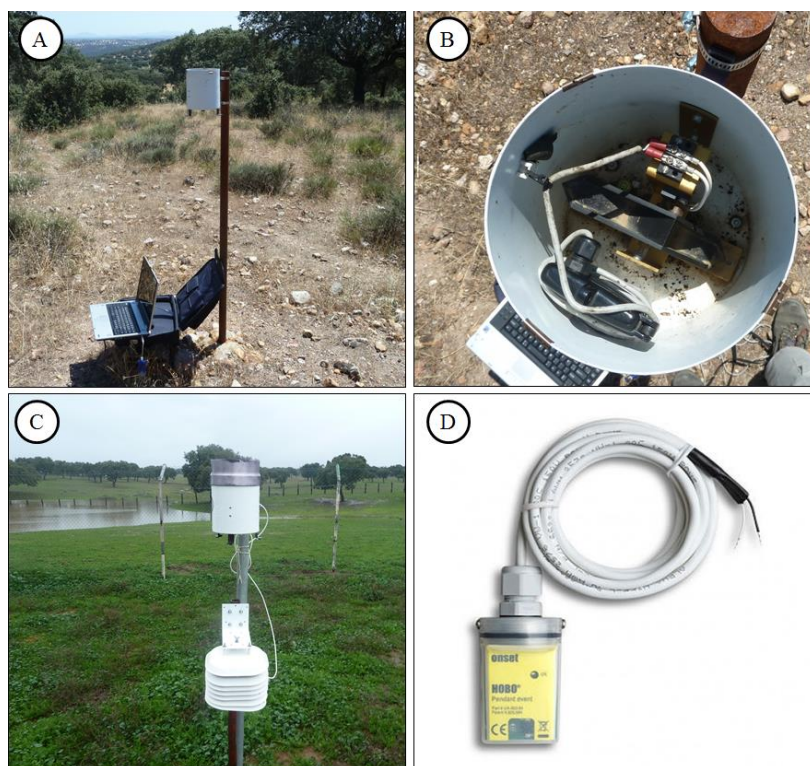


Fig. 4-18: Pluviómetro automático tipo balancín modelo *RG2-M* (A) y su mecanismo interno (B). Pluviómetro modelo *RG3* (C) con su *datalogger* y sensor de temperatura ambiente (D).

4.2.1. A - Calibración de pluviómetros

Con el objetivo de mejorar la precisión de los pluviómetros, se llevó a cabo una calibración en laboratorio de cada uno de los instrumentos. Para cada aparato se realizaron varios *test* de calibración, modificando la intensidad de precipitación en cada uno (Fig. 4-19) con el fin de obtener un factor de calibración promedio por cada pluviómetro Tabla 4-4. Los resultados indicaron que los errores registrados por los pluviómetros aumentaron con el incremento de las intensidades. Sin embargo, grandes intensidades, como las aplicadas durante el proceso de calibración (algunos *test* fueron superiores a 40 mm/h), ocurren con poca frecuencia en las áreas de estudio, por este motivo sólo las intensidades medias y bajas fueron utilizadas para el cálculo del factor de calibración.

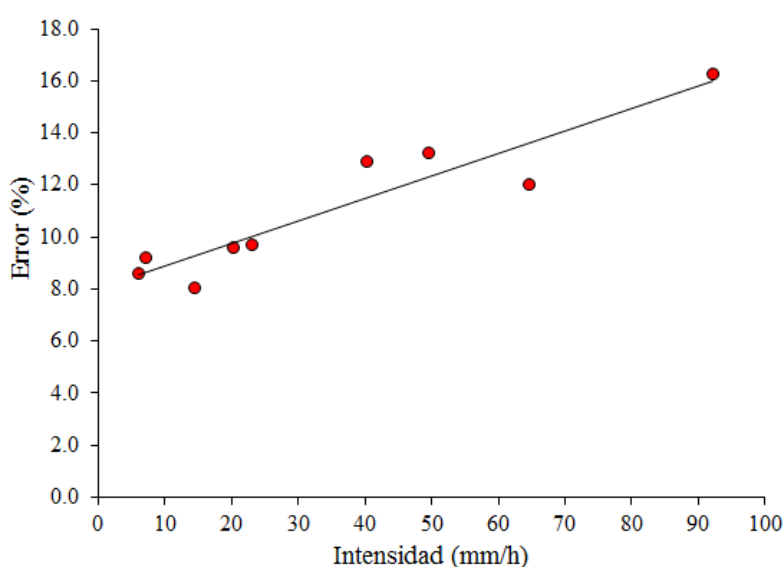


Fig. 4-19: Error registrado según la intensidad utilizada durante el proceso de calibración del pluviómetro 4.

Los modelos *RG3* y el pluviómetro número 6 de Parapuños no necesitaron factor de corrección ya que mostraron buena precisión, los dos primeros probablemente debido a su reciente adquisición.

Tabla 4-4: Factor de corrección de cada pluviómetro obtenido tras su calibración.

Finca y modelo de pluviómetro	Identificador del instrumento	Error medio (%)	Factor de corrección
P; <i>RG2-M</i>	1	8.9	1.089
P; <i>RG2-M</i>	2	6.0	1.060
P; <i>RG2-M</i>	3 (Est. Met.)	6.8	1.068
P; <i>RG2-M</i>	4	8.9	1.089
P; <i>RG2-M</i>	5	4.8	1.048
P; <i>RG2-M</i>	6	0.5	0.995
C; <i>RG3</i>	1	1.6	1.016
N; <i>RG3</i>	1	1.9	1.019

4.2.2 Otras variables meteorológicas

La cuenca experimental contó con una estación meteorológica (Fig. 4-20) que funcionaba desde Noviembre del año 2000 y que registró, de forma continua y en intervalos de 5 minutos, valores de precipitación (mm), temperatura ambiente ($^{\circ}C$), humedad relativa del aire (%), velocidad ($m\ s^{-1}$) y dirección del viento ($^{\circ}$), y radiación global y neta ($W\ m^{-2}$).



Fig. 4-20: Estación meteorológica de la cuenca experimental de Parapuños.

4.2.3 Evapotranspiración potencial

Debido a la ausencia de registros en variables como la velocidad del viento, ausente incluso en las estaciones meteorológicas oficiales más cercanas, se optó por calcular la ETP con el método empírico de *Turc* [1961] para periodos decenales (10 días), siguiendo los pasos descritos en la sección 2.2.2. B - . Este método emplea la temperatura del aire, la radiación solar incidente, y la humedad relativa del aire.

En Parapuños, los valores de H_R fueron obtenidos directamente desde su estación meteorológica, mientras que para Cuartos y Naranjero se utilizaron los valores de las estaciones meteorológicas más cercanas, disponibles en la web

oficial de la *Agencia Estatal de Meteorología -AEMET-* (www.aemet.es). Por otro lado, los valores de radiación solar incidente (R_i) fueron obtenidos a partir de 3 fuentes diferentes:

- desde los valores mensuales de R_i publicados en el Atlas Climático Digital de la Península Ibérica [Ninyerola et al., 2005],
- desde los valores mensuales de R_i procedentes del Atlas de Radiación Solar en España [Sancho Ávila et al., 2012], y
- mediante la estimación de la R_i con el método de *Glover y McCulloch* [1958]. Los valores de R_g y N pueden obtenerse para cualquier latitud desde *Allen et al.* [1998], mientras que n se obtuvo a partir de los valores mensuales publicados en la web oficial de la *AEMET*.

Los resultados revelaron que la *ETP* de *Turc* muestra valores bastante diferentes dependiendo de las fuentes utilizadas para su cálculo. En este sentido, los valores más altos se alcanzaron utilizando los valores de R_i procedentes del *Atlas Climático Digital de la Península Ibérica*, mientras que los más bajos se obtuvieron estimando R_i (Fig. 4-21). Debido a que el método de *Turc* ya de por sí reporta valores altos [De Azagra Martínez y Navarro Hevia, 2007], se decidió calcular la *ETP* para las 3 áreas de estudio a partir de la estimación de R_i .

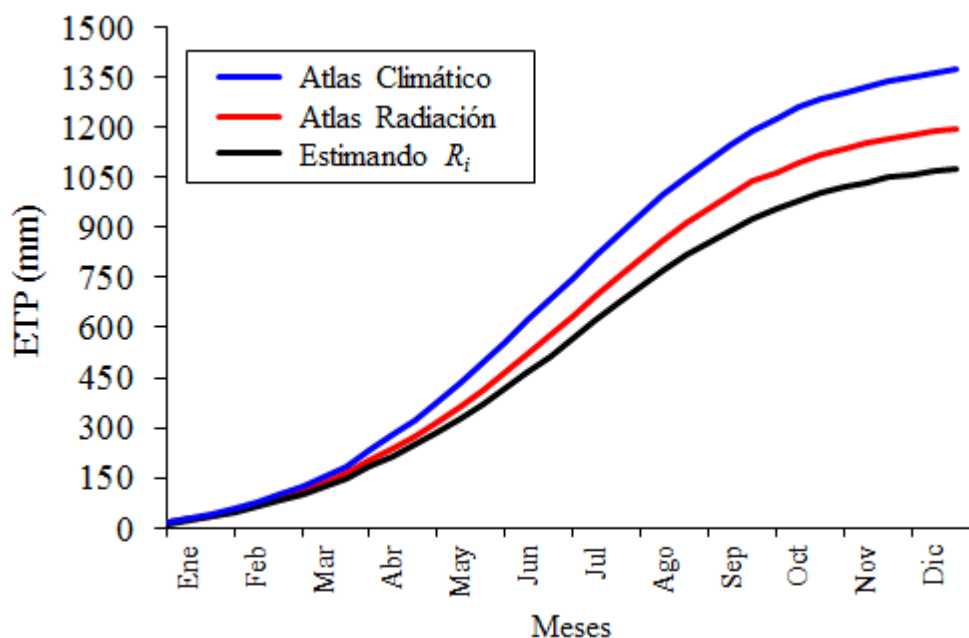


Fig. 4-21: *ETP* acumulada durante el año 2011 en Naranjero, calculada con el método de *Turc* y utilizando diferentes fuentes de datos para la radiación solar incidente R_i .

4.3 Propiedades físicas e hídricas de los suelos

4.3.1 *Propiedades físicas*

A la vez que se instalaron las SMS se tomaron dos tipos de muestras de suelo, a granel e inalteradas, para cada profundidad a la que se instalaron los sensores y para cada horizonte edáfico. Las muestras a granel fueron analizadas en el *Laboratorio Agroalimentario y de Análisis de Residuos Urbanos* de Cáceres, con el fin de determinar sus propiedades texturales y el contenido de materia orgánica. Las muestras inalteradas se extrajeron por triplicado con un cilindro metálico de volumen conocido ($\approx 100 \text{ cm}^3$) y se utilizaron para determinar la densidad aparente y la porosidad del suelo. Además, se realizó una exhaustiva descripción de los perfiles edáficos de las respectivas estaciones.

La composición granulométrica se determinó mediante métodos estandarizados [Robinson, 1922; Bouyoucos, 1927] en los que se destruyen algunos compuestos como carbonatos y materia orgánica, con ácido clorhídrico (HCl) y agua oxigenada (H_2O_2) respectivamente, y después se pasó la muestra por el tamiz para determinar sus características texturales. La cantidad de materia orgánica también se determinó en laboratorio mediante procedimientos estándares [Walkley y Black, 1934].

La densidad aparente (ρ_b) se determinó con el método del cilindro [Coile, 1936; Blake, 1965] que se basa en el secado de la muestra de suelo a $105 \text{ }^\circ\text{C}$ y posterior pesado para la obtención de su masa (g). La porosidad (ϕ) se dedujo desde las muestras inalteradas de densidad aparente tal y como se describe en la sección 2.3.1. A - .

4.3.2 *Propiedades hídricas*

La determinación completa de la *curva de retención*, o contenido volumétrico de agua (θ) en función de un determinado potencial matricial del suelo $\theta(\Psi)$, se llevó a cabo en laboratorio mediante la aplicación de dos técnicas mixtas que se complementan, los *recipientes de tensión hídrica* y la *membrana a presión*. Para este experimento se usó el instrumental proporcionado por Eijkelkamp®, cuyo *set* consta de dos *recipientes de tensión hídrica*, una caja de arena y una caja de caolín, y una *membrana a presión* (Fig. 4-22). Además, los valores de la curva de retención que no pudieron ser calculados con dichas técnicas de laboratorio fueron estimados mediante la aplicación conjunta de *funciones de edafotransferencia* (FET) y modelos que permiten predecir y/o ajustar la curva completa o puntos independientes de la misma.



Fig. 4-22: Set de instrumentos utilizados para determinar los puntos de la curva de retención hídrica de los suelos. Laboratorio de Geografía Física de la Universidad de Extremadura.

El principio utilizado por los *recipientes de tensión hídrica* (caja de arena y caja de caolín) se basa en la aplicación de diferentes succiones a muestras inalteradas de suelo a través de un medio poroso totalmente conductivo, que mantiene la succión requerida y que no se altera fácilmente (Fig. 4-23) [Stakman et al., 1969]. La succión se produce por el desnivel creado entre el recipiente de tensión y el nivel succionador, que origina un gradiente que se estabiliza cuando se alcanza el equilibrio hidrostático de las muestras. Mientras que el principio de la *membrana a presión* basa su técnica en la inyección de aire comprimido a las muestras de suelo a una presión equivalente al potencial matricial que se desea determinar. El proceso finaliza cuando las muestras alcanzan el equilibrio hidrostático según el potencial aplicado, y dejan de drenar agua [Martínez-Fernández, 1996; Rubio, 2005].

Debido a que la curva de retención hídrica está afectada por un fenómeno histerético, se determinó mediante un proceso de *desección* con el que se obtiene la *curva de drenaje* o *de secado*. El motivo de su elección fue que constituye el procedimiento más sencillo y estandarizado, además de que los suelos de los ambientes estudiados se encuentran la mayor parte del tiempo bajo condiciones de secado. El proceso comienza con la saturación de las muestras y la aplicación progresiva de succiones hasta que se alcanza el equilibrio hidrostático correspondiente a cada succión, que se detecta cuando el peso de las muestras no varía. El contenido hídrico para cada succión, $\theta(\Psi)$, se determina mediante el método gravimétrico.



Fig. 4-23: Recipiente de tensión hídrica que se corresponde con la Caja de Arena, donde se aplican succiones a muestras inalteradas de suelo a través de un medio poroso.

Aunque el número de puntos de la curva de retención hídrica puede ser indefinido, sólo tres son los más característicos y los que serán utilizados en este estudio: el contenido de humedad a estado de saturación $\theta(0 \text{ kPa})$, a capacidad de campo $\theta(-33 \text{ kPa})$, y en punto de marchitamiento $\theta(-1500 \text{ kPa})$. Los puntos que pueden ser calculados con la caja de arena oscilan entre 0 y -10 kPa , mientras que los que se determinan con la caja de caolín abarcan desde -20 a -50 kPa , aunque con esta última herramienta también podrían calcularse puntos partiendo desde 0 kPa . Con la membrana a presión pueden calcularse los puntos que van desde -100 kPa hasta alcanzar el punto teórico de marchitamiento, -1500 kPa .

Para la construcción de la curva hasta los -50 kPa fue requerido el uso de muestras de suelo inalteradas, debido a que la capacidad de retención depende de propiedades como la estructura y distribución de poros; mientras que desde -100 kPa hasta -1500 kPa la estructura edáfica prácticamente no ejerce influencia en la capacidad de retención, por lo que se utilizaron agregados del suelo.

Las muestras inalteradas se obtuvieron a partir de un muestreo de campo con anillos cilíndricos de acero de volumen conocido ($\approx 100 \text{ cm}^3$), siendo tomadas junto a las estaciones de humedad del suelo y procurando obtener una representación de todas las coberturas, litologías y profundidades (Tabla 4-5). Las profundidades escogidas se corresponden con la ubicación de los sensores, por ejemplo, $2.5 - 7.5 \text{ cm}$ fue la profundidad adecuada para determinar la curva de retención de los sensores instalados a 5 cm . Muestras a 10 cm no fueron extraídas por su posible redundancia con las profundidades entre 5 y 15 cm . Bajo copa de árbol y bajo matorral sólo se extrajeron muestras superficiales ya que se asumió la similitud de los perfiles edáficos en profundidad, variando únicamente en la zona

superior donde se da una mayor concentración de materia orgánica [Pulido-Fernández *et al.*, 2013]. Las muestras de suelo a granel recogidas para ser utilizadas en la membrana a presión siguieron el mismo protocolo de muestreo que las anteriores.

Tabla 4-5: Número de anillos de suelo recogidos para la determinación de la curva de retención.

Finca	Litología	Cobertura	Profundidad (cm)	Número muestras		
Parapuños	Pizarra	Pastizal	2.5 - 7.5	7		
			12.5 - 17.5	7		
		Árbol	25	2		
			2.5 - 7.5	7		
		Pedimento	Pastizal	2.5 - 7.5	2	
				12.5 - 17.5	7	
	Retama		35	1		
	Cuartos	Pizarra	Pastizal	2.5 - 7.5	2	
				12.5 - 17.5	5	
Árbol			25	2		
			2.5 - 7.5	5		
Naranjero			Pizarra	Pastizal	2.5 - 7.5	5
				Árbol	12.5 - 17.5	5
		25			5	
				2.5 - 7.5	5	

Para este estudio se determinaron 11 puntos de las curvas de retención hídrica a partir de los recipientes de tensión y la membrana a presión. Sin embargo, el tramo inferior de la curva (< -50 kPa) no pudo ser determinado en todos los perfiles de suelo, por tanto fue necesario el uso combinado de FET junto con modelos que, en primer lugar, permitieron obtener puntos independientes de la curva y, en segundo, realizar su ajuste completo (Tabla 4-6).

Tabla 4-6: Puntos de la curva de retención calculados y método utilizado para su determinación.
FET = funciones de edafotransferencia.

	Caja de arena						Caja de caolín			Membrana presión, FET y modelos	
<i>pF</i>	0	0.4	1.0	1.5	1.8	2	2.3	2.5	2.7	3.5	4.2
<i>kPa</i>	-0.01	-0.25	-1.0	-3.2	-6.3	-10	-20	-33	-50	-310	-1500

Aunque existen varios modelos generalizados para el ajuste de curvas de retención, como por ejemplo el de *Brooks y Corey* [1964] o el de *Campbell* [1974], en este estudio se utilizó el modelo de *van Genuchten* [1980] para estimar y ajustar toda la curva de retención hídrica. Dicho modelo se establece como sigue:

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

donde $\theta(h)$ es el contenido volumétrico de agua medido al potencial de succión h (cm, con signo positivo), θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y a saturación, respectivamente, y el resto son parámetros empíricos de ajuste. α (>0 , en cm^{-1}) está relacionado con el inverso de la succión de entrada de aire; n (>1) está relacionado con la distribución del tamaño de poros; y m es un parámetro constante que determina la forma de la curva de retención, en este caso $m = 1 - 1/n$. El ajuste se realizó empleando el método descrito en *van Genuchten et al.* [1991].

El motivo de la elección del modelo de *van Genuchten* viene propiciado porque el de *Brooks y Corey* no introduce la humedad residual en su ecuación, incluye dos parámetros en lugar de los tres que introduce *van Genuchten*, y puede dar ajustes relativamente pobres en los suelos con texturas más finas [*Rossi y Nimmo*, 1994; *Kosugui et al.*, 2002]; mientras que el modelo desarrollado por *Campbell* introduce el grado de saturación (S) en lugar de la saturación efectiva (S_e), por lo que no asume un comportamiento asintótico en los contenidos de humedad más bajos, que sería lo habitual para este tipo de análisis [*Kosugui et al.*, 2002].

Cuando los parámetros de ajuste de la ecuación de *van Genuchten* [1980] no están disponibles, pueden ser estimados a partir de FET que permiten predecir sus valores para un determinado tipo de suelo. En este caso se utilizaron las FET de tipo jerárquico implementadas en el modelo ROSETTA [*Schaap et al.*, 2001], que permiten estimar dichos parámetros hidráulicos basándose en *Redes Neuronales Artificiales* (RNA) junto con el método *bootstrap* para la evaluación de la significancia estadística. Las RNA han sido definidas como funciones de aproximación continuas no lineales capaces de establecer relaciones entre variables dependientes e independientes, aun cuando estas relaciones son altamente no lineales debido a la variabilidad de la influencia de los factores. Sin embargo, su inconveniente reside en la imposibilidad de interpretación de dichas relaciones debido a su sistema de *caja negra* [*Maneta y Schnabel*, 2003]. Las cinco FET implementadas jerárquicamente usan: 1) clases texturales; 2) valores porcentuales de las clases texturales; 3) densidad aparente; 4) valor de θ a -33 kPa; y 5) valor de θ a -1500 kPa. Dichas funciones permiten la estimación de los parámetros hidráulicos para el modelo de *van Genuchten* [1980] en cualquier tipo

de suelo y a partir de una información edáfica limitada y estándar. En este estudio se utilizaron las FET jerárquicas 4 y 5 para estimar los valores no disponibles de las curvas de retención hídrica y, posteriormente, para estimar y ajustar la curva completa. A continuación se utilizó el modelo combinado de *Mualem* [1976] y *van Genuchten* [1980] para estimar la conductividad hidráulica no saturada. Dicho modelo combinado viene descrito en el apartado 2.3.3.

La validación o verificación de la bondad de las estimaciones se determinó mediante el coeficiente de determinación (r^2), el cálculo del *Error Medio* (EM) y la *Raíz del Error Cuadrático Medio* –RECM– (o *Root Mean Square Error* –RMSE–) entre los valores estimados con el modelo y los valores observados o medidos en laboratorio. El r^2 es un indicador de la bondad del ajuste entre los datos observados y los estimados; el EM es un indicador de la presencia de sesgo, es decir, informa sobre la existencia de sobreestimación o subestimación en los valores simulados; mientras que la RECM es un índice que reporta información sobre la dispersión entre los valores observados y los simulados.

El EM se obtiene como sigue:

$$EM = \frac{\sum_{i=1}^N (y_{obs} - y_{sim})}{N} \times 100$$

La RECM se calculó en base a la siguiente expresión:

$$RECM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_{obs} - y_{sim})^2}{N}}$$

donde N es el número de observaciones, y_{obs} son los valores observados, y y_{sim} son los valores simulados o estimados.

4.4 Seguimiento de la biomasa herbácea

4.4.1 Control del porte aéreo y de la cobertura superficial

El crecimiento en altura y el control de la cobertura superficial del pasto se llevó a cabo mediante dos métodos:

- A) La altura del pastizal (en *cm*) se registró quincenalmente en Parapuños y mensualmente en Cuartos y Naranjero desde finales del invierno 2010–2011 hasta Junio de 2012, mediante mediciones de la altura del pasto en 16 puntos bajo la jaula de cada SMS (Fig. 4-24). Posteriormente, se promedió un valor representativo a partir de las 16 mediciones correspondientes a cada SMS y para cada fecha en la que se registró la altura. También se tuvo en cuenta el estado fenológico de la vegetación de modo que, aunque se registraron, las mediciones en altura no fueron consideradas una vez que el pasto estuvo completamente marchito. Asimismo, todas las incidencias observadas fueron registradas en una libreta de campo (rápido crecimiento entre periodos de muestreo, marchitez progresiva de las distintas especies de herbáceas, etc.). Antes del comienzo del año hidrológico, el pasto seco fue cortado a ras de suelo con el fin de comenzar las mediciones en altura a nivel superficial.



Fig. 4-24: Seguimiento de la altura del pastizal a partir de 16 mediciones (puntos rojos) en la estación de humedad del suelo NG2, el día 09-05-2011.

- B) El seguimiento de la cobertura superficial del pasto se llevó a cabo con la misma frecuencia que la altura, pero desde la fecha de instalación de cada SMS, mediante la toma de fotografías de la superficie herbácea desde una perspectiva vertical. Para ello se estableció un punto permanente de

referencia en cada SMS que fue fotografiado o bien con un cuadrado fraccionado de 0.50 m^2 , o bien sin dicho cuadrado (Fig. 4-25). La información que aporta este método sobre la superficie cubierta por pasto o sobre su estado fenológico puede considerarse fundamentalmente cualitativa. Sin embargo, también podría extraerse información cuantitativa identificando y cuantificando el tipo de cobertura ocupada en cada una de las fracciones del cuadrado.



Fig. 4-25: seguimiento de la cobertura superficial del pasto mediante el cuadro fraccionado (arriba, seguimiento en la estación NG2) o sin éste (abajo, seguimiento en la estación PR2).

4.4.2 Producción de biomasa aérea

La producción de biomasa aérea se determinó durante tres años hidrológicos (desde septiembre 2008 hasta agosto de 2011) mediante jaulas de exclusión de 1 m^2 (Fig. 4-26) permitieron el crecimiento de las herbáceas sin ser pastoreadas. El emplazamiento de las jaulas fue próximo al de las SMS y superior en número, lo que permitió discernir la variabilidad espacial de la producción a escala de parcela o ladera. En la Fig. 4-7, Fig. 4-8 y Fig. 4-9 se puede apreciar que existen dos zonas de muestro (A y B) de producción de biomasa para cada área de estudio, dentro de las cuales se colocaron un mínimo de 4 jaulas de exclusión alrededor de las SMS y siempre en espacios abiertos, exceptuando la zona B de la cuenca experimental, donde también se emplazaron bajo la copa del árbol (Fig. 4-26).

El pastizal fue cortado a ras de suelo dos veces al año. El primer corte se realizó a finales de invierno para determinar la producción de otoño-invierno, mientras que el segundo fue a principios de Junio para establecer la producción de

primavera. Una vez fueron recogidas las muestras se procedió a su secado utilizando un horno a 105 °C durante 48 horas, con el fin de determinar la producción en *kilogramos de materia seca por hectárea* ($kg MS ha^{-1}$). Tras realizar los cortes las jaulas fueron cambiadas de sitio, aunque variando escasos metros desde su posición anterior. La producción estacional media de cada zona de muestreo se determinó a partir de los valores de las jaulas pertenecientes a cada zona. La producción anual de cada zona se determinó sumando la producción media de los dos cortes estacionales. Por otro lado, también se determinó el contenido proteico, el tipo de pratenses, y el porcentaje de superficie ocupada por herbáceas dentro de las jaulas, aunque estos últimos datos finalmente no se utilizaron en este estudio. El proceso descrito fue llevado a cabo por personal del *Centro de Investigación La Orden-Valdesequera*, quienes colaboraron en el mismo proyecto de investigación.

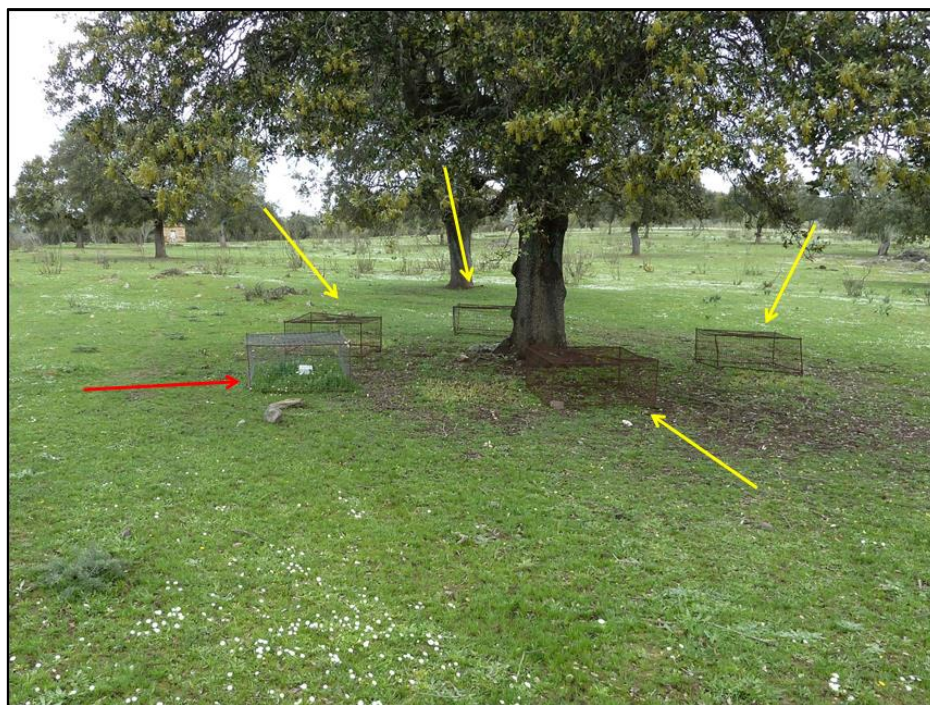


Fig. 4-26: Jaulas de exclusión de 1 m² para determinar la producción de biomasa aérea (flechas amarillas), y jaula para proteger el *datalogger* de la estación de humedad PT1 (flecha roja).

4.4.3 *Producción de biomasa aérea – crecimiento en altura*

La base datos de producción de biomasa aérea fue ampliada a partir de las relaciones alométricas establecidas entre la altura de las herbáceas y la producción de biomasa seca. El objetivo, además de ampliar dicha base de datos, fue conseguir una monitorización frecuente que permitiese al mismo tiempo llevar un registro más o menos continuo del crecimiento y de la producción de la biomasa aérea.

4.5 Bases de datos: procesado y análisis.

Los datos utilizados en este estudio proceden principalmente de dos fuentes:

- el instrumental instalado en campo por el *Grupo de Investigación Geoambiental* en las diferentes áreas de estudio. Consta de: sensores de humedad y de temperatura del suelo, pluviómetros, estación meteorológica y jaulas para producción de biomasa.
- datos registrados por instrumentos pertenecientes a agencias estatales que cumplieron requisitos de fiabilidad y cercanía. Para ello se seleccionaron las estaciones más cercanas a las áreas de estudio pertenecientes a la *Agencia Estatal de Meteorología* (AEMET) o a las *Confederaciones Hidrográficas*, en este caso la del Guadiana (CHG). Las estaciones de la AEMET seleccionadas se corresponden con las de Coria y Hoyos para Cuartos, la estación de Cáceres para Parapuños, y la de Barcarrota para Naranjero. Mientras que la estación de la CHG pertenece a La Parra y se utilizó en Naranjero.

A partir de dichas fuentes derivaron tres tipos de bases de datos: en intervalos de 30 *minutos*, a escala *diaria* y a escala *mensual*.

- Bases de datos en intervalos de 30 minutos:
 - En Parapuños abarca desde el 01/09/2008 hasta el 31/08/2012, para las variables: precipitación (*mm*) y temperaturas ($^{\circ}\text{C}$). Para la humedad ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) y temperatura edáfica ($^{\circ}\text{C}$), desde la fecha de instalación de las SMS.
 - En Naranjero y Cuartos, comprende desde el 01/09/2009 hasta el 31/08/12, para las variables: precipitación y temperaturas. Para la humedad y temperatura edáfica, desde la fecha de instalación de las SMS.
- Bases de datos a escala diaria:
 - En Parapuños se extiende desde el año 2000 hasta el 31/08/2012, para las variables medidas por la estación meteorológica.
 - Naranjero y Cuartos, desde el 01/09/2009 hasta el 31/08/12 para las variables: precipitación y temperaturas.
- Bases de datos a escala mensual:
 - En Cuartos, Parapuños y Naranjero se utilizaron valores desde 1960 hasta 2010 para la variable precipitación.

4.5.1 Tratamiento de las lagunas de datos

El mantenimiento continuo de los instrumentos fue indispensable para evitar la aparición de lagunas. Sin embargo, en ciertas ocasiones fue inevitable debido al bloqueo de los aparatos o al agotamiento de las baterías.

Las lagunas fueron completadas en las bases de datos a escala diaria a partir de modelos estadísticos obtenidos tras la correlación entre los datos registrados por el instrumental de campo y los aportados por las diferentes agencias estatales. Las series solicitadas a dichas agencias tuvieron escalas temporales *diezminutales* y *diarias*, para las variables: precipitación (mm), temperaturas ($^{\circ}C$), humedad relativa (%), velocidad del viento ($m s^{-1}$) y radiación solar ($W m^{-2}$), y abarcaron los periodos temporales comentados en la sección anterior.

Las bases de datos a escala diaria de variables meteorológicas, como la precipitación, fueron corregidas a partir de correlaciones con las series de la AEMET. En Parapuños, las bases de datos de variables meteorológicas fueron corregidas desde el año 1999/2000, mientras que en Cuartos y Naranjero fueron tratadas desde el año 2010. Las lagunas fueron rellenadas sin considerar su extensión, que con frecuencia superaron varios meses de duración. Por ejemplo, la mayor laguna diaria ocurrió en Parapuños durante el año 2007/2008, con una duración de ocho meses en todas las variables meteorológicas, excepto en la precipitación. Las bases de datos de *precipitación* a escala de 30 minutos no fueron corregidas, debido a que esta variable mostró bajas correlaciones cuando se consideraron intervalos temporales en dicha resolución. Además, la aparición de *outliers* fue frecuente en las correlaciones con esta escala de tiempo.

Las lagunas en las bases de datos de humedad del suelo también fueron completadas mediante la aplicación de modelos estadísticos obtenidos tras la correlación entre los sensores de una misma estación. Las lagunas diarias con mayor extensión tuvieron una duración próxima a los tres meses. No obstante, las bases de datos en 30 minutos no fueron corregidas mientras ocurrieron procesos de humectación, debido a que frecuentemente la respuesta de los sensores fue independiente con respecto a la respuesta de los sensores vecinos.

La Fig. 4-27 muestra, a modo de ejemplo, algunos de los modelos estadísticos utilizados para el tratamiento de las lagunas. El gráfico A representa la relación entre bases de datos de temperaturas diarias de Parapuños y la AEMET desde 01-11-2000 hasta 31-08-2012; el gráfico B, la relación entre la precipitación diaria de Naranjero y la de CHG, desde 01-06-2010 hasta 01-08-2011; el gráfico C muestra la relación en intervalos de 30 minutos entre el dispositivo instalado en campo y los valores de la AEMET en Cuartos, para 8 meses del año 2010; finalmente, el gráfico D, muestra la relación entre los dos sensores de PT2 a 10 cm para la serie en 30 minutos del mes de Junio de 2011.

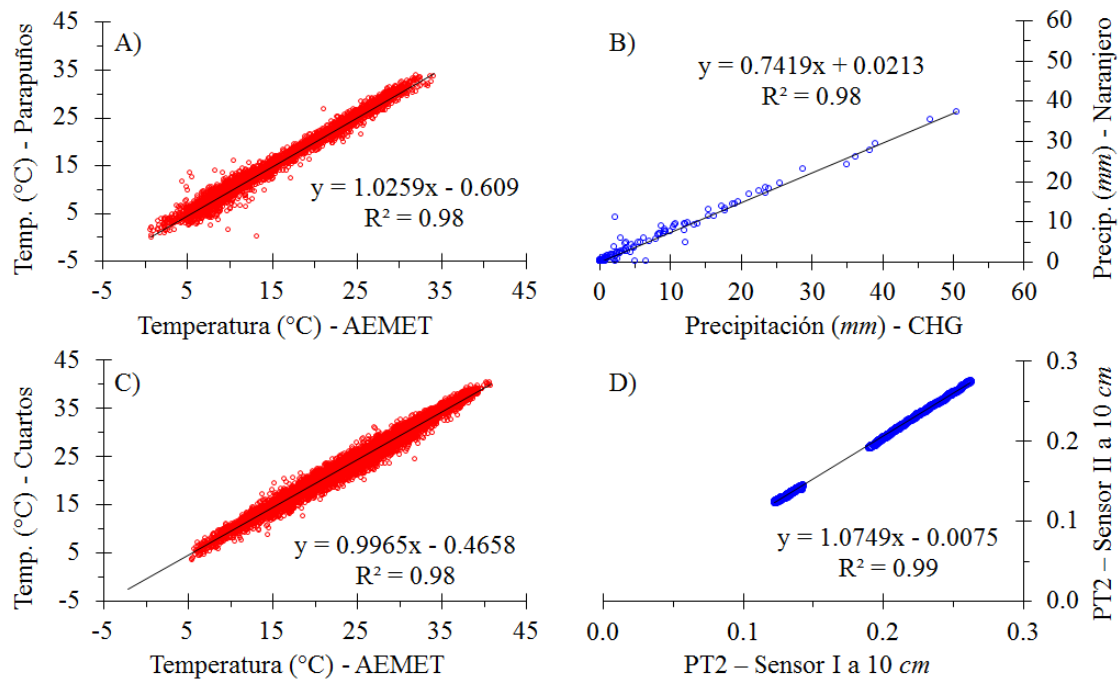


Fig. 4-27: Modelos estadísticos obtenidos para tratar lagunas. Las relaciones fueron establecidas entre las observaciones del instrumental de campo y los datos de las agencias estatales.

4.5.2 Bases de datos a escala mensual

La base de datos a escala mensual de Cuartos, Parapuños, y Naranjero abarca un periodo de 35 años, entre 1960 y 2010, para los valores de precipitación. Para su elaboración se seleccionó una serie de observatorios meteorológicos, correspondientes a la AEMET y/o a las Confederaciones Hidrográficas, ubicados en las proximidades de las áreas de estudio. Las lagunas de las bases de datos se completaron a partir de modelos estadísticos obtenidos mediante correlaciones entre los datos aportados por las distintas agencias y los datos que registraron los dispositivos instalados en cada área de estudio.

4.5.3 Bases de datos a escala diaria

Las bases de datos a escala diaria de humedad del suelo se obtuvieron promediando los 48 valores de humedad (1 cada 30 minutos) registrados por un sensor a lo largo del día. El mismo criterio se utilizó para elaborar las bases de datos diarias de la temperatura edáfica o de las variables de la estación meteorológica. La precipitación diaria se obtuvo mediante la suma de los valores registrados por el pluviómetro a lo largo del día.

4.5.3. A - Estabilidad Temporal de la humedad del suelo

El análisis a escala diaria de la *estabilidad temporal de la humedad* se realizó mediante el test paramétrico de diferencias relativas propuesto por *Vachaud et al.* [1985]. Dicho test establece un patrón de comportamiento en un punto de medida con respecto al comportamiento medio del conjunto de puntos a lo largo del tiempo, reflejando la persistencia temporal de la estructura espacial, permitiendo calcular sus diferencias relativas (δ_{ij}) y representarlas gráficamente con el fin de destacar similitudes y contrastes [*Martínez-Fernández y Ceballos Barbancho*, 2005]. Se establece como sigue:

$$\delta_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{\bar{S}_j}$$

donde

$$\Delta_{ij} = S_{ij} - \bar{S}_j$$

y

$$\bar{S}_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_{ij}$$

siendo, S_{ij} el contenido volumétrico de agua (θ) en el punto i el día j , y N el rango de muestreo.

Posteriormente, la diferencia relativa media ($\bar{\delta}_i$) puede ser calculada sobre el número total de días considerados, siendo m el número total de días de muestreo:

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij}$$

La desviación estándar de la diferencia relativa media en cada punto, $\sigma(\delta_i)$, puede ser entonces calculada como un estimador de la variabilidad temporal de la humedad en cada punto:

$$\sigma(\delta_i) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2}{m - 1}}$$

Este análisis fue aplicado para analizar la estabilidad temporal del agua del suelo entre estaciones de humedad, y para estudiar la estabilidad temporal de las estaciones de humedad de forma individual, es decir, a lo largo del perfil de cada una.

4.5.3. B - Índice de Déficit Hídrico (IDH)

La disponibilidad de los recursos hídricos para la vegetación en un espacio y tiempo determinado vendrá controlada por las entradas y salidas de agua, que a su vez determinarán tanto el exceso como el déficit hídrico. El conocimiento de estas dos últimas variables permite detectar, desde el punto de vista de la disponibilidad de los recursos hídricos, los periodos óptimos para el desarrollo de la vegetación así como los periodos donde el agua puede suponer un factor limitante. Bajo este enfoque, existen numerosos indicadores que permiten establecer los periodos de exceso y déficit hídrico, ya sean desde una perspectiva meteorológica, agronómica, hidrológica e incluso socioeconómica [Marcos Valiente, 2001].

El *Índice de Déficit Hídrico* (IDH) podría considerarse un indicador agrícola, ya que en lugar de basarse en parámetros meteorológicos se basa en valores de humedad del suelo para establecer la cantidad de agua necesaria para que un tipo de vegetación determinada se desarrolle en cualquiera de sus fases. Además, el IDH indica la duración e intensidad del déficit hídrico [Martínez-Fernández et al., 2005], estableciéndose de la siguiente manera:

$$IDH = \left(\frac{\theta - \theta_{CC}}{\theta_{CC} - \theta_{PM}} \right) * 100$$

donde, IDH es el índice de déficit hídrico, θ es el contenido de agua del suelo ($m^3 m^{-3}$), θ_{PM} es la humedad en punto de marchitamiento, y θ_{CC} es la humedad de suelo a capacidad de campo.

En términos agronómicos, el exceso de agua de un suelo se produce cuando su contenido hídrico está por encima de la Capacidad de Campo (CC), de modo que el déficit hídrico del suelo comenzaría cuando el contenido de agua en un momento determinado es inferior a la CC. Bajo este punto de vista, cuanto mayor sea el descenso hídrico desde la CC mayor será el déficit de agua. De este modo, un valor positivo en el IDH representa condiciones de exceso de agua, valores de 0% representan la humedad a CC, valores de -100% representan el contenido hídrico en Punto de Marchitamiento (PM), y valores inferiores a -100% denotan un intervalo crítico donde el déficit hídrico es absoluto, ya que los contenidos de agua teóricamente no están disponibles para ser absorbidos por las plantas (Fig. 4-28). La aplicación de este método presenta la ventaja de poder caracterizar y comparar los IDH de todas las estaciones de humedad, ya que los resultados están

relativizados [Martínez-Fernández *et al.*, 2012]. Se trata de un índice de similares características al *Soil Moisture Index* (SMI) utilizado por Hunt *et al.* [2008] o por Sridhar *et al.* [2008], con la diferencia de que éstos autores re-escalan los valores de CC y PM entre 5 y -5, respectivamente, por lo que los valores medios entre los puntos mencionados se corresponden con 0.

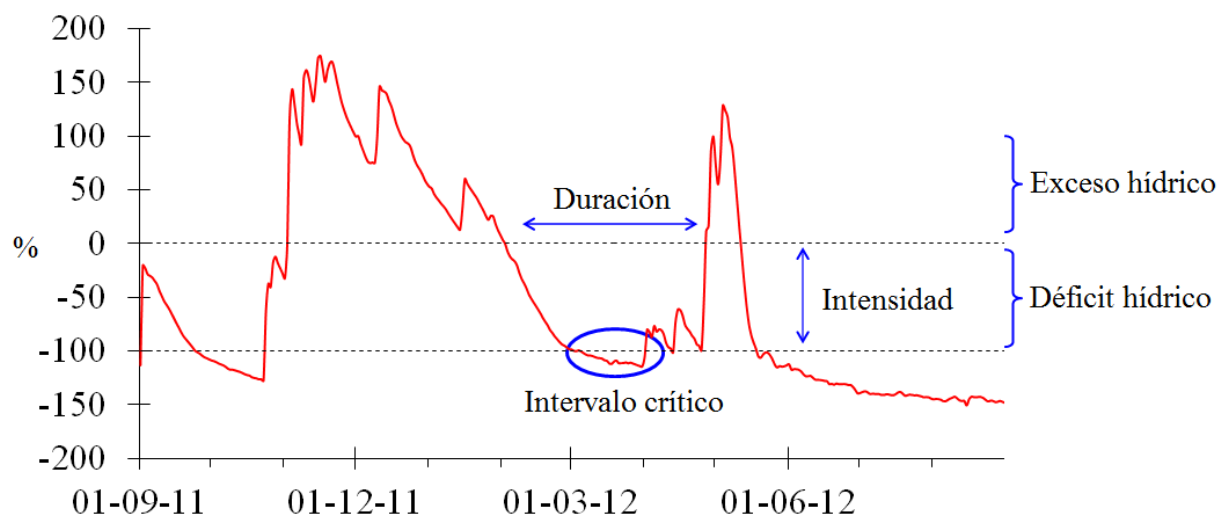


Fig. 4-28: Índice de Déficit Hídrico (IDH) utilizado para caracterizar la duración e intensidad de los periodos de déficit, así como los intervalos críticos. Adaptado de Martínez-Fernández *et al.* [2012].

4.5.4 Bases de datos en alta resolución temporal

Las bases de datos en alta resolución temporal fueron creadas a partir de los eventos de lluvia. Los análisis a escala de evento únicamente fueron considerados a partir de la fecha de instalación de las estaciones de humedad, es decir, marzo de 2009 en Parapuños y abril de 2010 en Cuartos y Naranjero. Los eventos de lluvia ocurridos con anterioridad no fueron analizados como tales.

Para cada área de estudio se creó una base de datos específica a escala de evento de precipitación. El método base consistió en delimitar los eventos mediante el tiempo mínimo o lapso transcurrido entre ellos (*Minimum Inter-event Time; MIT*), es decir, el intervalo de tiempo mínimo sin que se produzca lluvia entre dos eventos consecutivos. En la literatura, los valores de MIT oscilan entre 3 y 24 horas. Sin embargo, los valores más ampliamente aceptados están entre 6 y 8 horas, principalmente en función del clima [Dunkerley, 2008]. En este estudio el criterio de separación de eventos usado fue de 6 horas sin registrar cantidades de precipitación superiores a 0.2 mm. La justificación viene dada porque en este clima es bastante frecuente que ocurran intervalos temporales de más de 6 horas entre eventos de lluvia, y porque 0.2 mm supone una cantidad tan reducida y aislada que normalmente no es suficiente como para producir cambios en la humedad del

suelo. No obstante, estudios como el de *Llorens et al.* [2014] discuten la posibilidad de modificar los valores de MIT a lo largo del año en estudios de interceptación vegetal, ya que el tiempo que tarda en secarse una cubierta puede variar en función de las condiciones meteorológicas.

Una vez los eventos de lluvia fueron caracterizados, sus propiedades fueron definidas y cuantificadas, de modo que se obtuvieron una serie de variables asociadas a cada evento de lluvia. La [Tabla 4-7](#) expone las propiedades extraídas de cada evento, el símbolo utilizado para expresarlas y las unidades en que se miden.

Tabla 4-7: Propiedades de los eventos de lluvia, símbolos, descripción de las propiedades y unidades de medición.

Símbolo	Descripción	Unidad
Duración	Duración del evento	horas
Rainfall	Cantidad de lluvia del evento	mm
Max-5; 10; 30; 60	Máxima cantidad de lluvia acumulada en 5; 10; 30 y 60 minutos, respectivamente,	mm
TLE, TPE	Tiempo transcurrido desde el último (<i>Time Last Event</i>) y el penúltimo evento (<i>Time Penultimate Event</i>), respectivamente.	horas
AP	Precipitación acumulada desde el 1 de Septiembre	mm
AP 24h; 48h	Precipitación acumulada en las últimas 24 y 48 horas, respectivamente.	mm
AP 5; 15; 30; 45	Precipitación acumulada en los últimos 5, 15, 30 y 45 días, respectivamente	mm
AP/day	Precipitación antecedente dividida entre el día juliano. Ambas variables comienzan a contabilizarse a partir del 1 septiembre.	mm
PET 10; 30	Evapotranspiración potencial acumulada en los últimos 10 y 30 días, respectivamente. PET fue calculada con el método de <i>Turc</i> [1961].	mm

Las bases de datos a escala de evento de lluvia supusieron la información básica para posteriormente analizar, por un lado, el papel de las coberturas vegetales sobre la dinámica hídrica del suelo a alta resolución temporal, y por otro, para caracterizar y cuantificar los procesos de humectación dominantes dentro de los eventos de lluvia. Para la primera cuestión fue necesario delimitar los estados de humedad del suelo de cada SMS y asociar los contenidos hídricos de cada sensor a los eventos de lluvia. Para la segunda cuestión se analizaron los incrementos hídricos de todos los sensores originados por cada evento de lluvia en intervalos de 30 minutos.

4.5.4. A - El papel de las coberturas vegetales en las variaciones hídricas

El papel de las coberturas vegetales sobre las variaciones hídricas del suelo a escala de evento de lluvia fue abordado mediante la combinación de dos bases de datos, la creada para los eventos de lluvia y para la humedad edáfica en 30 minutos. Esto originó una nueva base de datos para cada SMS, que además permitió determinar los factores que influyen en los cambios de humedad bajo diferentes cubiertas y en altas resoluciones temporales.

Para ello se seleccionaron 8 estaciones de humedad del suelo repartidas entre las tres áreas de estudio e instaladas bajo la influencia de diferentes coberturas vegetales. Los criterios para la selección de las SMS se basaron en tres principios básicos: estar instaladas sobre litología de pizarras; cada SMS debía estar afectada por un mínimo de 100 eventos de lluvia registrados, en la medida de lo posible, de forma continua; y el periodo seleccionado entre todas las SMS debía ser temporalmente coincidente. Por este motivo, el periodo analizado comenzó en Abril de 2010 y finalizó en Septiembre de 2012. Además, por cuestiones de simplificación, las SMS de cada finca fueron reunidas en dos grupos de cubiertas vegetales: uno que contiene a las estaciones ubicadas en *espacios abiertos* o *Grasslands*, cuyas coberturas incluyen herbáceas, hojarasca y musgo; y otro grupo que contiene las estaciones ubicadas *bajo copa de árbol* o *Tree*, cuyas coberturas vegetales son similares al anterior, pero además incluyen la copa del árbol. Con el fin de presentar los resultados con mayores contrastes, los análisis fueron realizados utilizando únicamente dos sensores por estación de humedad: el más superficial (5 cm) y el más profundo, es decir, el más y menos afectado por los factores externos, respectivamente.

Debido a que los cambios en los contenidos hídricos del suelo están fuertemente influidos por las condiciones antecedentes, como ya fue señalado por Gómez-Plaza *et al.* [2001] o Lin y Zhou [2008], se calcularon y definieron cuatro estados o condiciones de humedad antecedentes para cada SMS. Para ello se utilizaron dos métodos, el de los cuartiles y el método de la humedad media del perfil edáfico \pm su desviación estándar. Los dos métodos mostraron resultados muy similares, por lo que finalmente se seleccionó el último. De este modo, los estados de humedad de cada SMS se establecieron como sigue y como se ilustra en la Fig. 4-29:

- *Seco* = contenido hídrico (θ) < promedio - desviación estándar (DE)
- *Húmedo* = θ > promedio + DE
- *Medio Seco (MS)* = θ entre el promedio y el estado *Seco*
- *Medio Húmedo (MH)* = θ entre el promedio y el estado *Húmedo*

En la [Tabla 4-8](#) se muestran las estaciones de humedad seleccionadas para llevar a cabo este análisis y los resultados obtenidos tras caracterizar los estados de humedad en cada estación.

Tabla 4-8: Valores que definen los 4 estados de humedad edáfica en cada Estación de Humedad (SMS), y humedad media ($m^3 m^{-3}$) en cada SMS, desde abril 2010 hasta septiembre 2012.

SMS	Seco	Medio Seco (MS)	Promedio	Medio Húmedo (MH)	Húmedo
CG1	≤ 0.171	0.172 - 0.273	0.274	0.275 - 0.376	≥ 0.377
CT	≤ 0.186	0.187 - 0.276	0.277	0.278 - 0.368	≥ 0.369
PG3	≤ 0.177	0.178 - 0.283	0.284	0.285 - 0.391	≥ 0.392
PG4	≤ 0.153	0.154 - 0.234	0.235	0.236 - 0.316	≥ 0.317
PT2	≤ 0.165	0.166 - 0.267	0.268	0.269 - 0.370	≥ 0.371
NG1	≤ 0.195	0.196 - 0.292	0.293	0.294 - 0.389	≥ 0.390
NG2	≤ 0.158	0.159 - 0.243	0.244	0.245 - 0.328	≥ 0.329
NT	≤ 0.093	0.094 - 0.175	0.176	0.177 - 0.257	≥ 0.258

Con el fin de determinar la influencia de las coberturas vegetales sobre los cambios hídricos del suelo a escala de evento de lluvia, se asociaron 2 valores de humedad a los eventos de precipitación: la humedad inicial o contenido hídrico justo antes de comenzar el evento de lluvia (θ_{inic}), y la humedad final o contenido hídrico justo después de finalizar el evento (θ_{fin}). La Fig. 4-29 ilustra la metodología utilizada para asociar los contenidos hídricos con los eventos de lluvia y para definir los estados de humedad de cada estación.

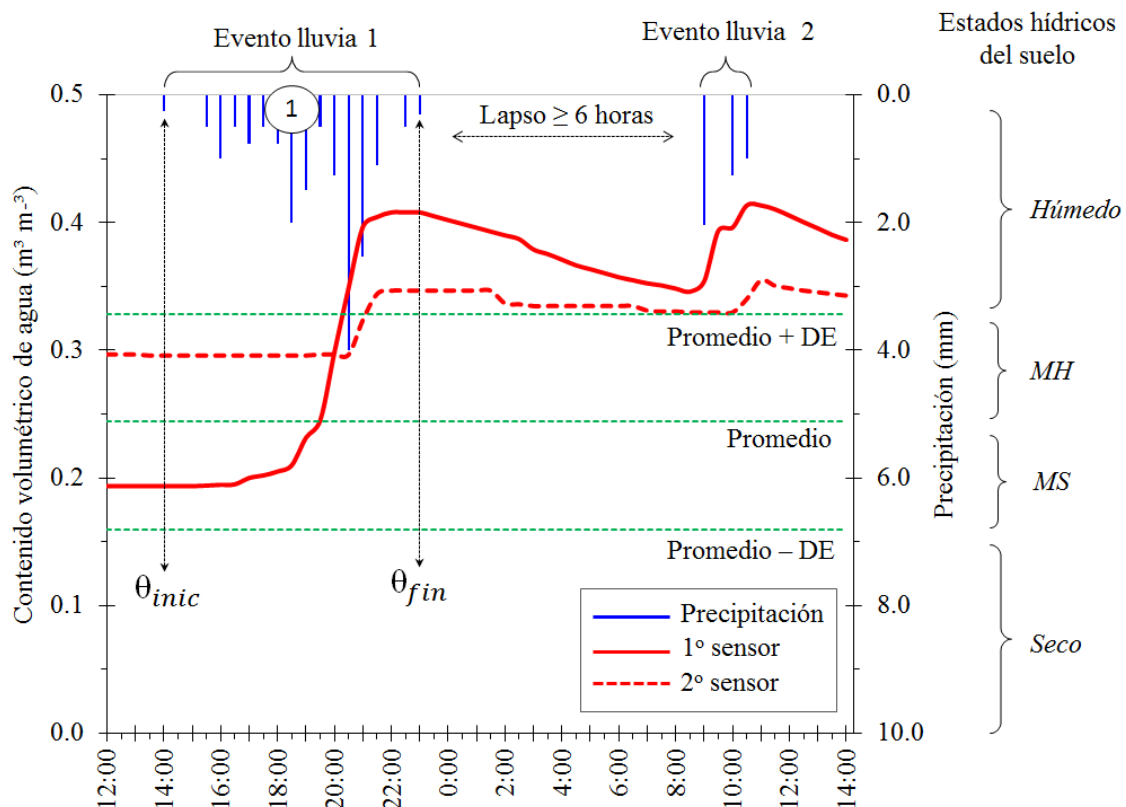


Fig. 4-29: Metodología utilizada para definir los valores de humedad del suelo asociados a cada evento de lluvia y para establecer los estados de humedad asociados a cada estación de humedad. MH y MS = estado medio húmedo y medio seco, respectivamente. DE = desviación estándar. θ_{inic} y θ_{fin} = humedad del suelo al iniciar y finalizar el evento de lluvia, respectivamente. El número 1 del círculo hace referencia a las propiedades del evento de lluvia, presentadas en la Tabla 4-7.

Una vez que los valores de humedad de cada sensor fueron asociados a los eventos de lluvia, la influencia de las cubiertas vegetales sobre las variaciones hídricas fue analizada mediante los cambios en el contenido de humedad del suelo tras finalizar el evento de lluvia. Para evitar los errores de precisión de los sensores, únicamente los incrementos de humedad que excedieron $0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (0.3%) fueron considerados en el análisis. En la literatura, valores similares son atribuidos a ruido del sensor provocados por las oscilaciones térmicas, de este modo autores como *Lin y Zhou* [2008] utilizan $0.002 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Los cambios de humectación a nivel superficial y en la base de los perfiles fueron analizados como sigue:

$$\Delta\theta = \theta_{fin} - \theta_{inic}$$

donde, $\Delta\theta$ son las variaciones de humedad del suelo a escala de evento de lluvia, θ_{fin} y θ_{inic} son la humedad final e inicial registrada por el sensor al finalizar y comenzar el evento de lluvia, respectivamente.

Por último, los estados de humedad antecedente del suelo en cada SMS fueron estadísticamente analizados con el fin de establecer las condiciones necesarias para que un estado particular ocurra. Para ello se utilizaron dos grupos de variables que influyen en las variaciones hídricas del suelo, aquellas relacionadas con los eventos de lluvia y las relacionadas con las condiciones antecedentes, como la evapotranspiración o el tiempo transcurrido desde el último evento. El papel de estas variables sobre los cambios de humedad a escala de evento de lluvia fue analizado estadísticamente de forma individual y de forma combinada. Finalmente, se aplicó el test no paramétrico de Mann-Whitney para determinar si las variaciones hídricas fueron significativamente diferentes entre los grupos de cubiertas vegetales.

4.5.4. B - Dinámica del agua del suelo en alta resolución temporal

La dinámica del agua del suelo provocada por cada evento de lluvia fue analizada, al igual que en la sección anterior, mediante la combinación de dos bases de datos, la creada para los eventos de lluvia y la correspondiente a la humedad edáfica en 30 minutos. Esto originó una nueva base de datos para cada SMS, que además permitió determinar la dinámica hídrica del suelo en altas resoluciones temporales así como los factores involucrados en dicha dinámica.

Para desarrollar este análisis se seleccionaron todas las SMS de Parapuños⁹ y se utilizó un periodo de medición que abarcó desde la fecha de instalación de cada SMS hasta el 31-08-2012 (Tabla 4-9). Los sensores utilizados de cada SMS se corresponden con los instalados a 5 y 15 cm, y los de mayor profundidad.

Tabla 4-9: Estaciones de humedad del suelo (SMS), localización, cobertura y fecha de instalación.

Cobertura	Topografía general	SMS	Fecha de instalación
Pastizal	Ladera	G1	12/03/2009
Pastizal	Ladera	G2	12/03/2009
Pastizal	Pie de Ladera	G3	12/03/2009
Pastizal	Pie de Ladera	G4	06/05/2010
Matorral	Ladera	R1	12/03/2009
Matorral	Ladera	R2	27/03/2010
Matorral	Pie de Ladera	R3	23/04/2010
Árbol	Pie de Ladera	T1	12/03/2009
Árbol	Pie de Ladera	T2	27/11/2010

Para definir la dinámica o tipo de flujo hídrico provocado por un evento de lluvia se utilizó un método basado en la *máxima pendiente de la curva de humectación*. Este parámetro es calculado como el máximo incremento hídrico registrado por un sensor en un intervalo de tiempo mínimo durante un evento de lluvia y sus posteriores 6 horas. Se establece como sigue:

$$P_{max} = \max\left(\frac{\theta_{t+\Delta t} - \theta_t}{\Delta t} * 10^4\right)$$

donde, P_{max} es la máxima variación o máxima pendiente de la curva de humectación en un sensor dado, θ_t es el valor de humedad del suelo en el tiempo t , y Δt la variación del tiempo en el intervalo de medida, el cual es constante, es decir, 30 minutos (Fig. 4-30).

⁹ Debido a que las SMS utilizadas en este análisis sólo pertenecen a Parapuños, la denominación utilizada para referirse a cada una carece de la "P" inicial que sirve para identificar su área de estudio.

Debido a que los incrementos de humedad del suelo pueden estar provocados por la precipitación o por ruido del sensor, se definió un umbral de variación de humedad, establecido en $0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Dicho umbral fue calculado como la diferencia entre el contenido hídrico máximo (θ_{max}) alcanzado durante el evento de lluvia y las 6 horas posteriores y el contenido hídrico inicial (θ_{inic}) registrado justo antes del evento (Fig. 4-30). De este modo, los eventos que provocaron variaciones inferiores a $0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ no fueron considerados en el análisis. Además, se determinaron los valores de diferentes variables que podrían influir en la dinámica hídrica del suelo, como el tiempo que tarda el sensor en reaccionar desde que comienza el evento de lluvia hasta que registra un ascenso (*Time to Response* – *TR*), y la precipitación necesaria para que se produzca dicha respuesta del sensor (*Precipitation for the Reaction* – *PR*) (Fig. 4-30).

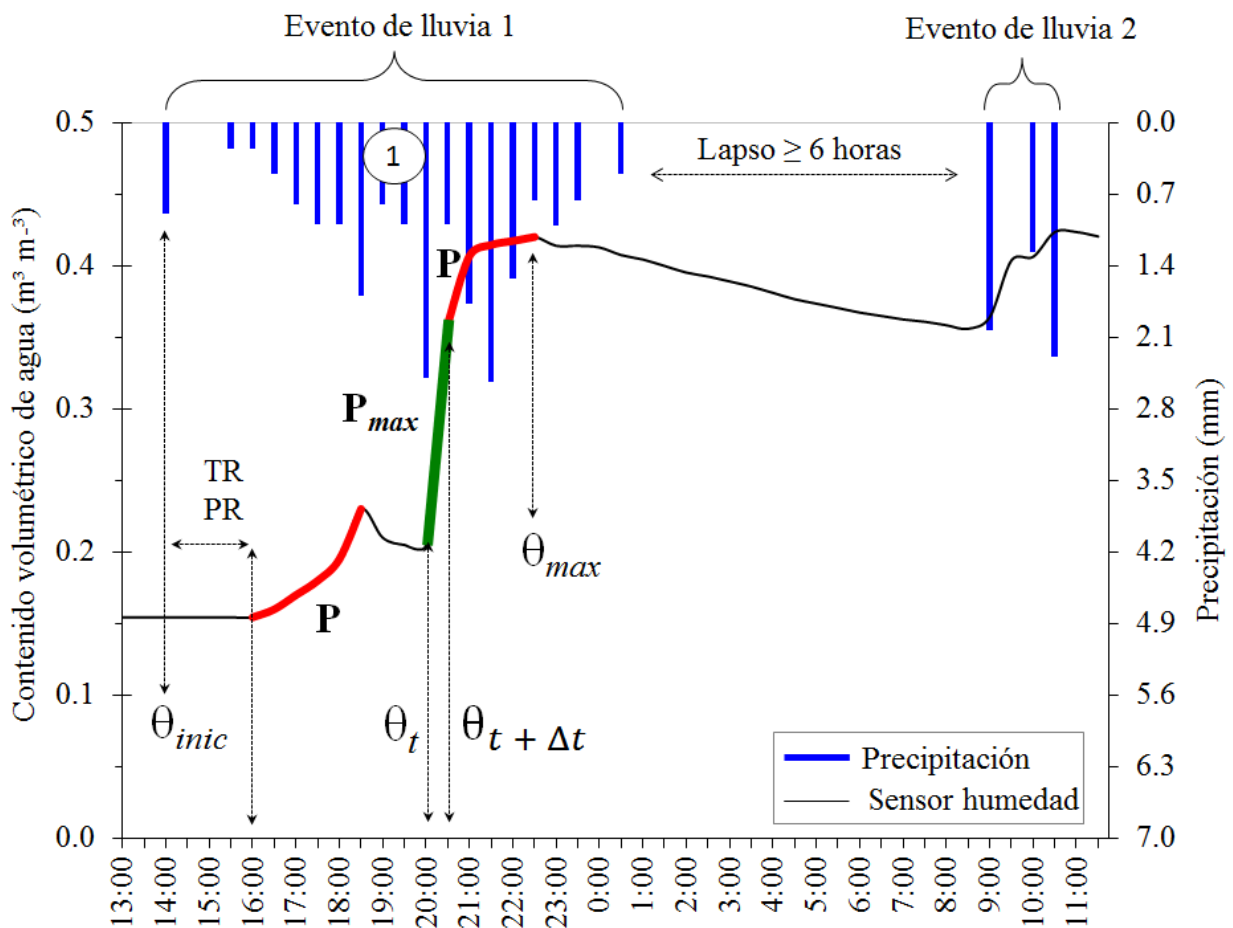


Fig. 4-30: Metodología utilizada para detectar la máxima pendiente de la curva de humectación (P_{max}) en cada evento de lluvia. La máxima pendiente es resaltada con la línea gruesa verde, mientras que las líneas gruesas rojas indican pendientes inferiores (P). θ_{inic} = humedad inicial justo antes de comenzar el evento de lluvia. θ_{max} = humedad máxima alcanzada durante el evento y las 6 horas posteriores. TR y PR = tiempo y precipitación necesaria para que el sensor reaccione, respectivamente. θ_t y $\theta_t + \Delta t$ = valores de humedad del suelo en un momento determinado y en el siguiente paso de tiempo, respectivamente. $\Delta t = 30$ minutos. El número 1 dentro del círculo hace referencia a las propiedades del evento de lluvia, presentadas en la [Tabla 4-7](#).

Bajo el planteamiento metodológico presentado, se calcularon todas las pendientes de humectación provocadas por cada evento de lluvia en cada sensor del suelo, seleccionando posteriormente la pendiente máxima de cada evento. A continuación, las pendientes máximas fueron analizadas por métodos estadísticos convencionales.

Los valores de pendiente máxima (P_{max}) informan sobre las distintas velocidades que alcanzan los flujos hídricos, y abarcan desde los flujos más lentos hasta los más rápidos. Como la transición entre los distintos tipos de flujos puede ser progresiva, no se establecieron umbrales para clasificarlos. Sin embargo, los valores de pendiente fueron utilizados como indicadores del grado de velocidad de flujo. De este modo, los valores de pendiente más bajos, resultantes de los incrementos hídricos más lentos, fueron interpretados como flujo matricial o infiltración homogénea; mientras que los valores de pendiente más altos, es decir, los incrementos hídricos más rápidos, fueron interpretados como ascensos donde probablemente los flujos preferenciales fueron dominantes. Para los valores de pendiente intermedios los incrementos hídricos fueron interpretados como una contribución de ambos tipos de flujos, matriciales y preferenciales. La Fig. 4-31 muestra un ejemplo de una típica distribución de frecuencias de las pendientes máximas y el método de interpretación de sus valores.

Por otro lado, los factores involucrados en la aparición de los distintos tipos de flujos fueron determinados con la metodología descrita en la sección 4.6.

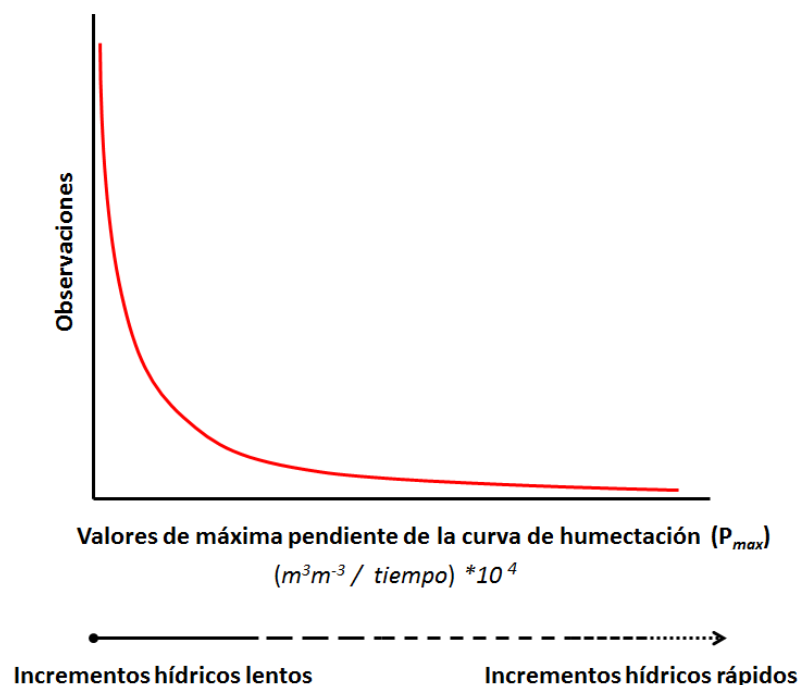


Fig. 4-31: Ejemplo de distribución de frecuencias de los valores de máxima pendiente (P_{max}) de la curva de humectación (línea roja), e interpretación de dichos valores.

4.6 Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS)

Con el fin de determinar los factores involucrados en los diferentes tipos de flujos hídricos y su importancia relativa, se utilizó un método basado en técnicas de minería de datos denominado *Multivariate Adaptive Regression Spline* (MARS) [Friedman, 1991], que produjo dos modelos predictivos de máximas pendientes de humectación.

MARS es un método que resuelve problemas multivariantes complejos desde un enfoque no paramétrico, combinando la regresión lineal clásica, la partición recursiva binaria, la construcción matemática de *splines* y la utilización de algoritmos inteligentes de búsqueda por fuerza bruta. De este modo, MARS produce un modelo capaz de predecir valores de variables dependientes a partir de un conjunto de variables independientes (categóricas o continuas). Su funcionamiento está basado en enfocar la respuesta de una variable dependiente mediante un conjunto de funciones definidas a intervalos, denominadas Funciones Básicas (FB), que se determinan a partir de los datos de regresión. Estas funciones comienzan y finalizan en puntos de inflexión llamados nodos, y representan la información incluida en una o más variables independientes. De este modo, el algoritmo operativo de MARS se basa en múltiples regresiones lineales definidas a trozos, donde cada par de nodos definen la región de aplicación para una ecuación de regresión lineal particular. Los modelos producidos por MARS son desarrollados en dos fases. La primera produce un modelo complejo y sobreajustado por la adición de todas las FB posibles. Después, MARS identifica y extrae las FB menos importantes, y repite este paso hasta que todas las FB han sido retiradas. Además, en este proceso selecciona las variables independientes más importantes, así como las interacciones más significativas entre ellas, asignándoles un peso de importancia y descartando al resto de variables (poda). Tras construir varios modelos con diferentes números de FB, finalmente MARS selecciona un modelo óptimo desde la lista de candidatos usando el parámetro GCV (*Generalized Cross Validation* o *Validación Cruzada Generalizada* [Craven y Wahba, 1979]). MARS se expresa como sigue:

$$y = f(x) = \beta_0 + \sum_{m=1}^M \beta_m h_m(x)$$

donde, y es la variable dependiente o valor predicho por el modelo mediante la función $f(x)$, que se descompone en una constante inicial β_0 y el sumatorio de M términos, cada uno de los cuales está formado por un coeficiente β_m y una función básica $h_m(x)$.

Se ha demostrado que esta técnica estadística, considerada como una generalización de los árboles de regresión, produce mejores resultados que otras

técnicas similares de minería de datos, como por ejemplo los árboles de regresión y clasificación (*Classification and Regression Tree Analysis – CART*). Esta última técnica también fue probada en este estudio. Sin embargo, los resultados no fueron satisfactorios debido a la inclusión de valores que funcionan como umbrales, lo cual forma parte de la configuración de los árboles jerárquicos. Esto sucede porque las funciones básicas de suavizado de MARS son sustituidas por la división binaria rígida de CART [Muñoz y Felicísimo, 2004; Gómez-Gutiérrez et al., 2009c].

Debido a que las variaciones hídricas son el resultado de cambios graduales en los procesos hidrológicos (desde un flujo matricial dominante hasta un flujo preferencial dominante) los factores que influyen en las pendientes más bajas podrían diferenciarse de aquellos que influyen en las más altas. Por ello, MARS utilizó como variable dependiente la pendiente máxima de humectación del suelo, y fue ejecutado separadamente para las pendientes inferiores a 6 S_{max} y para las superiores a 12 S_{max} , ambas registradas con los sensores a 15 cm. La selección de estos valores se llevó a cabo tras examinar la distribución de frecuencias de las pendientes. No obstante, como la elección implica cierto grado de subjetividad, los análisis fueron ejecutados repetidas veces variando sensiblemente los valores y comparando los resultados. Se utilizaron un total de 14 variables independientes, 11 de ellas cuantitativas continuas y otras 3 categóricas (Tabla 4-10). Para evitar colinealidad entre variables, únicamente se seleccionaron aquellas sin correlación entre las mismas. Las bases de datos originales correspondientes a cada tipo de flujo fueron divididas en dos bases de datos aleatorias e independientes, una para construir el modelo, con un 75% de los eventos, y otra para validarlo, compuesta por un 25% de los eventos.

Tabla 4-10: Variables independientes utilizadas en el análisis con MARS.

Continuas	Duración, Rainfall, Max30, TLE, TPE, AP48h, AP5, PET30, TR15, PR15, y θ inicial media en todo el perfil
Categóricas	vegetación, litología y topografía

Con el fin de evaluar la importancia de las variables independientes, los términos que incluyeron una variable específica en el modelo óptimo final fueron suprimidos y se estimó la reducción en la bondad de ajuste. De este modo, se prevén altas reducciones en el funcionamiento del modelo o en el ajuste del mismo cuando se extrae alguna variable predictora importante, mientras que las reducciones más bajas o menos significativas en la precisión del modelo resultarán cuando se suprimen las variables predictoras menos importantes. A la variable que ocasionó mayor reducción en el coeficiente de determinación se le asignó un valor de 100%, mientras que las restantes variables fueron re-escaladas según su reducción sobre este indicador de bondad de ajuste. Finalmente, todas las variables fueron re-escaladas sobre 100%, de modo que la suma de los pesos relativos de todas ellas resultó en dicho porcentaje.

Los análisis fueron realizados con la herramienta MARS implementada en Statistica 8[©] (StatSoft, Inc.), que incorpora el algoritmo clásico popularizado por Friedman [1991]. En dicha referencia puede encontrarse una información exhaustiva y detallada sobre el funcionamiento de MARS.

4.7 Modelo ecohidrológico de base física espacialmente distribuido

4.7.1 Modelo ecohidrológico

Con el fin de determinar los factores que controlan la producción de biomasa herbácea a escala de cuenca se utilizó un modelo ecohidrológico de base física espacialmente distribuido desarrollado por *Maneta y Silverman* [2013]. Dicho modelo empareja: un modelo de balance energético vertical (Fig. 4-32 (A)), un modelo hidrológico (B), y un componente de consumo de carbono y dinámica forestal (C.1) al que, para este trabajo, se le añadió un módulo de crecimiento de pastos (C.2). A continuación se realiza una breve descripción para bosquejar el funcionamiento del modelo ecohidrológico. No obstante, en la referencia correspondiente a sus autores puede consultarse una descripción completa y exhaustiva de la base física que describe los procesos. El módulo de crecimiento de pasto se explica en detalle en la sección 4.7.1. A - . El modelo fue aplicado en la cuenca de Parapuños para un periodo temporal de 300 años a escala diaria.

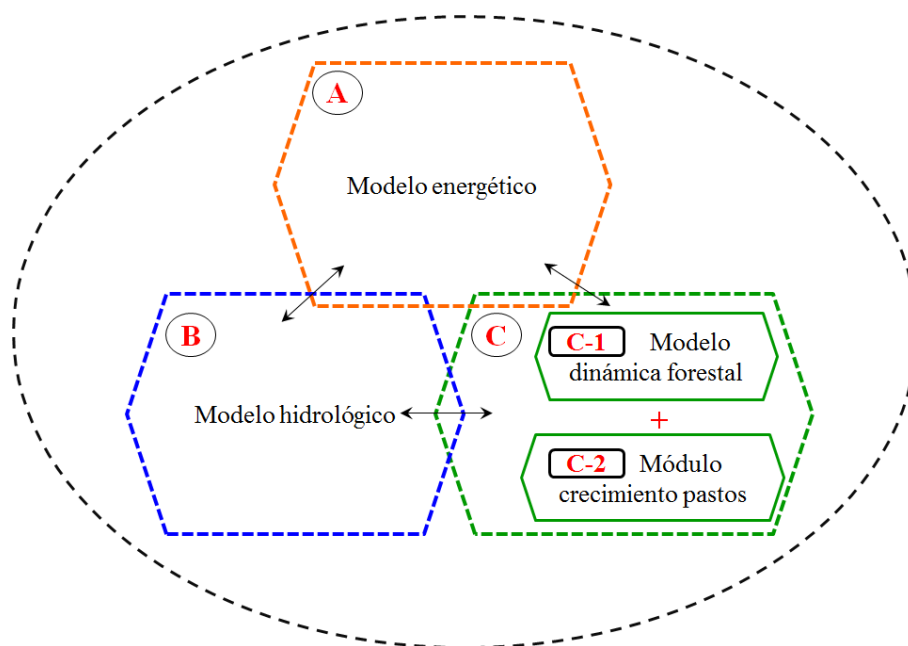


Fig. 4-32: Esquema de los principales componentes del modelo ecohidrológico desarrollado por *Maneta y Silverman* [2013].

El modelo ecohidrológico es capaz de capturar las interacciones dinámicas entre los procesos energéticos, hidrológicos y vegetales a cualquier escala espacio-temporal, y mantiene un exhaustivo acoplamiento entre sus componentes para garantizar sus interrelaciones. La conexión entre componentes viene determinada a través de variables compartidas, representando estados o procesos locales.

El modelo energético comprende dos capas, cubierta y sotobosque (Fig. 4-33), que resuelven un esquema de balance energético vertical y local. El balance energético vertical simula la dinámica energética entre suelo-vegetación-atmósfera donde las transferencias energéticas verticales son calculadas mediante ecuaciones de primer orden para *momentum*, calor y masa, bajo una estratificación neutral basada en un enfoque de semejanza de flujos de gradiente. El balance energético se resuelve para la capa de la cubierta y posteriormente para la capa del sotobosque utilizando la temperatura del suelo y de la cubierta como variables de cierre, respectivamente. La conductancia de la cubierta se calcula con un modelo multiplicativo tipo Jarvis [Jarvis, 1976; Cox et al., 1998]. El modelo permite la variabilidad de la cubierta superficial a escala sub-píxel mediante la solución del balance energético para diferentes unidades de vegetación y para el suelo desnudo dentro de cada píxel.

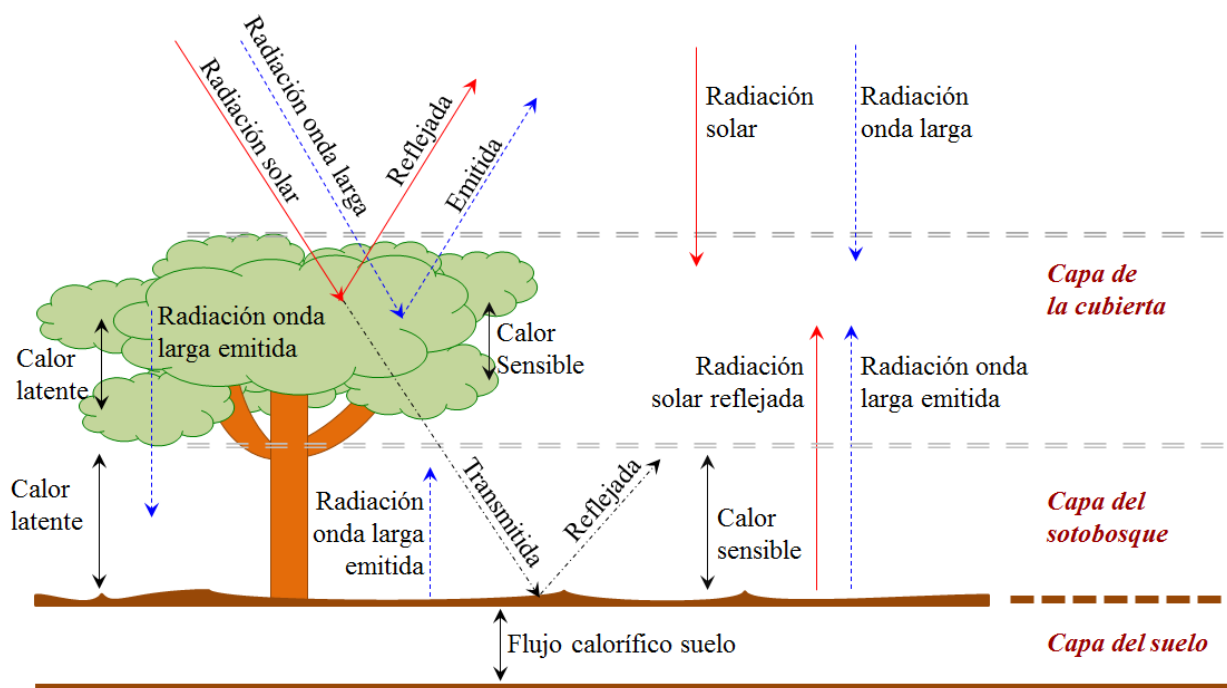


Fig. 4-33: Esquema de los principales componentes del balance energético. Adaptado de Maneta y Silverman [2013].

El componente hidrológico se basa en un modelo de onda cinemática que proporciona transferencias laterales de agua y asegura la articulación hidrológica del paisaje, de modo que tiene en cuenta la redistribución lateral y vertical del agua y considera el efecto de la topografía (Fig. 4-34). El agua puede infiltrarse en el suelo o convertirse en escorrentía, la cual a su vez puede, o bien alcanzar el cauce y posteriormente la salida de la cuenca, o bien re-infiltrarse tomando la dirección de la pendiente. El agua infiltrada se calcula usando el modelo de Green y Ampt, una aproximación a la ecuación de Richard [Chow et al., 1988]. Las transferencias de flujos laterales del suelo son simuladas usando un modelo 1D de onda cinemática [Singh, 1997]. La infiltración y los flujos laterales subsuperficiales son controlados

por las propiedades hidráulicas del suelo (conductividad hidráulica, porosidad) y por el gradiente topográfico. La base del perfil y la roca madre se consideran impermeables, de modo que cuando el suelo está completamente saturado se da flujo de retorno. La interceptación de la precipitación por las cubiertas es simulada usando un modelo tipo *cubeta*. Por otro lado, aunque se trata de un fenómeno poco frecuente en los ecosistemas estudiados, el modelo también simula procesos asociados a la nieve.

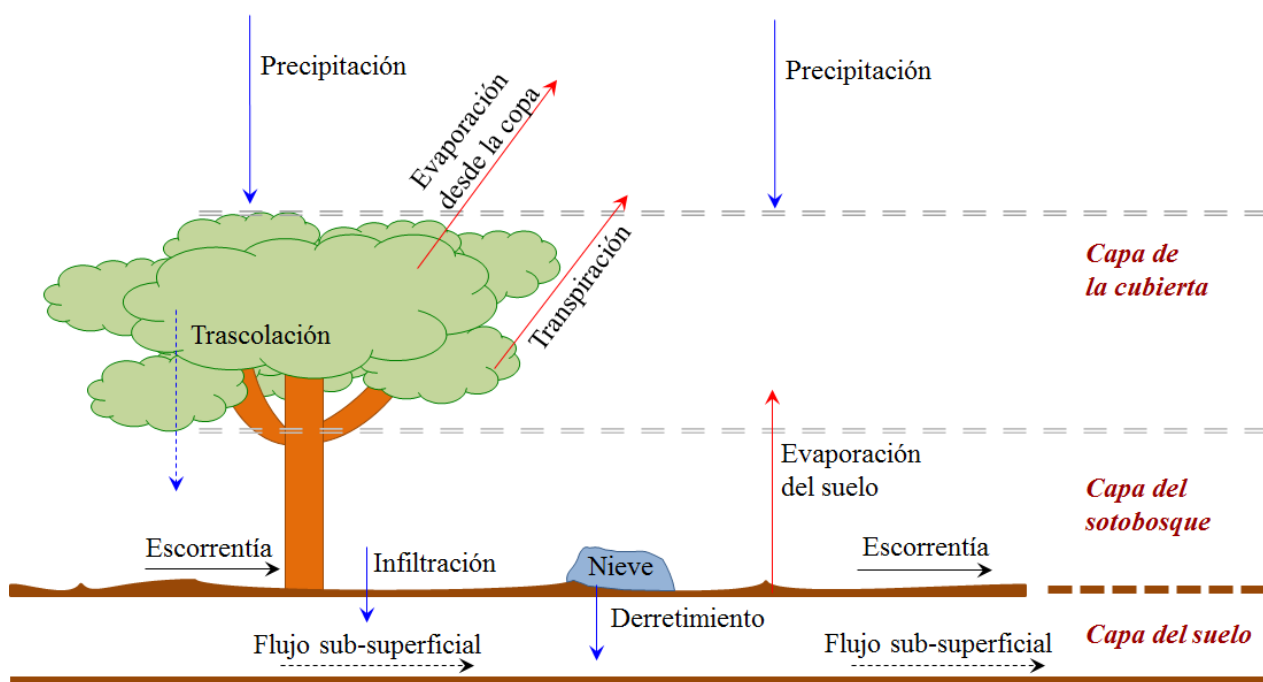


Fig. 4-34: Esquema de los principales flujos hidrológicos simulados. Adaptado de Maneta y Silverman [2013].

Cada píxel del modelo puede tener más de un tipo de vegetación, además de suelo desnudo. La tipología vegetal es diferenciada por sus propiedades fisiológicas y estructurales, en lugar de por especies. De este modo, es posible tener un píxel con una especie vegetal en dos etapas de crecimiento, una parcela con vegetación madura y otra con vegetación más joven, formando dos tipos de vegetación, o un píxel con varias especies de similares características formando un único tipo de vegetación. El área ocupada por un tipo de vegetación es definida en términos de fracción de cabida cubierta en el píxel. Para relacionar la biomasa con el número de árboles individuales y dimensiones de tronco y copa se utilizan relaciones alométricas. En esta versión del modelo, la competencia entre los tipos de cubierta es proporcional a la cobertura del dosel

El módulo de crecimiento forestal está constituido por una función de producción multiplicativa (Fig. 4-35). Dicha función relaciona la producción primaria bruta (*Gross Primary Production* – *GPP*) de un tipo de vegetación en concreto, con la cantidad de energía fotosintéticamente activa (R_{par}) y con la cantidad de agua transpirada (T_p). La eficiencia en el uso de luz (ξ_c) y en el uso de

agua (ξ_w) indican cuánta masa de carbono es asimilada por unidad de energía absorbida y por unidad de agua transpirada, respectivamente. Los factores de eficiencia de edad, $f_{GPP}(\text{edad})$, y temperatura, $f_{GPP}(T_a)$, controlan el efecto de la edad y del ciclo fenológico en la vegetación, respectivamente. La productividad primaria neta (*Net Primary Production* – *NPP*) se determina mediante un factor de conversión constante (C_{NPP}) de la GPP. El componente de crecimiento forestal y de asignación de carbono considera tres compartimentos de carbono: hojas, tronco y raíces (Fig. 4-35). La asignación de carbono asimilado a estos compartimentos depende del estrés ambiental (hidrológico y energético). La estructura del arbolado se determina mediante relaciones alométricas, de modo que la distribución de carbono hacia las hojas, tronco y raíces asume que el árbol asignará más carbono a estas últimas cuando los condicionantes ambientales son menos favorables para captar recursos. Una vez el carbono es asignado, se actualizan el índice de área foliar, la masa radicular, y el tamaño del árbol. Los balances hídricos y energéticos son resueltos para cada tipo de vegetación y son incorporados al píxel con el fin de producir flujos integrados a escala de píxel.

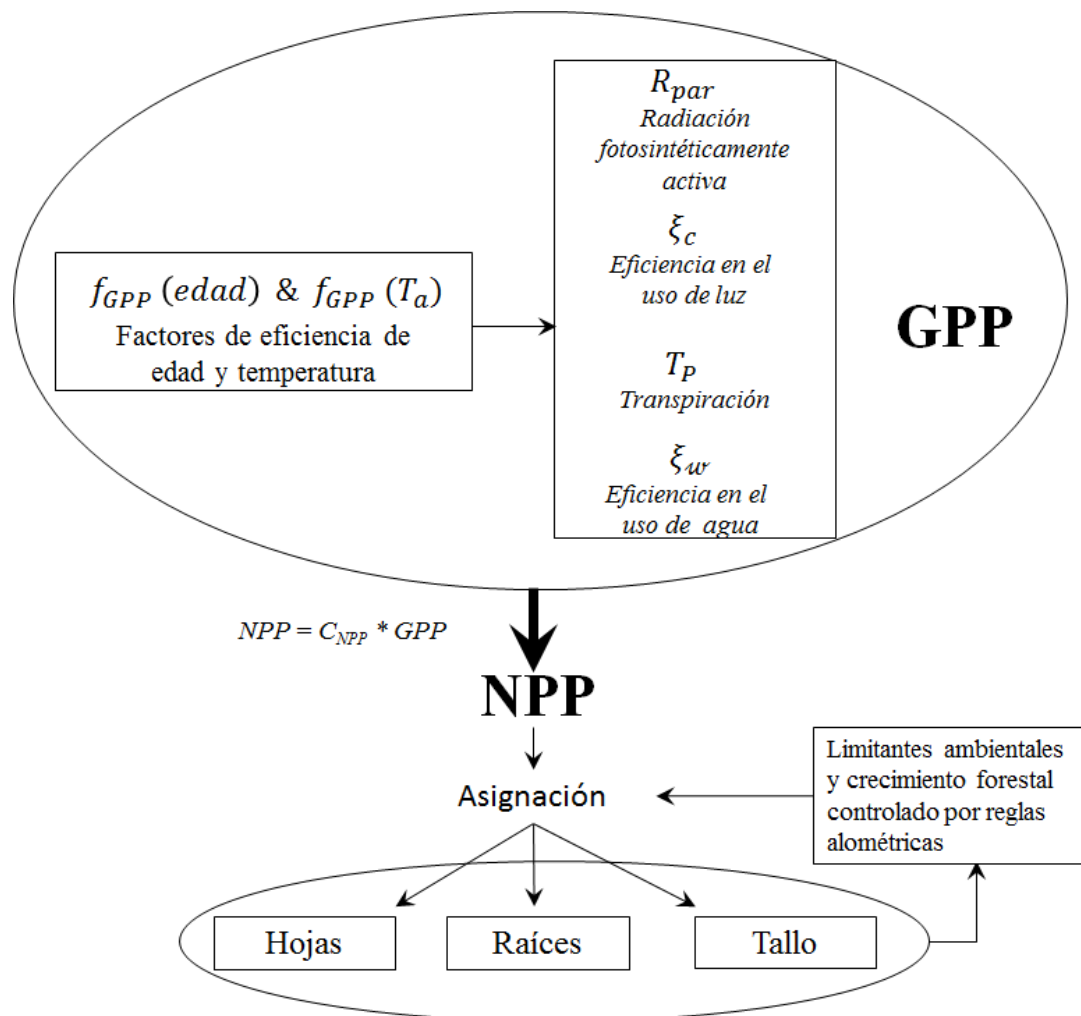


Fig. 4-35: Esquema de los principales componentes del módulo de crecimiento forestal. Adaptado de Maneta y Silverman [2013].

4.7.1. A - Módulo de crecimiento de herbáceas

Para este estudio, el modelo ecohidrológico de *Maneta y Silverman* [2013] fue ampliado con un nuevo componente de crecimiento del pastizal (Fig. 4-32), que relaciona la producción primaria neta (*NPP*) del pasto con la radiación disponible interceptada por la cubierta y el agua transpirada:

$$NPP = C_{NPP} * f(T_a) * \sqrt{\alpha * PAR * \beta * Transp} \quad (1)$$

donde *NPP* es la producción primaria neta, *PAR* es la radiación fotosintéticamente activa interceptada por la cubierta, *Transp* es la transpiración, α es un parámetro constante para la eficiencia en el uso de la luz, β es un parámetro constante para la eficiencia en el uso de agua, $f(T_a)$ es una función de eficiencia de producción dependiente de la temperatura del aire [*Landsberg y Waring*, 1997], y C_{NPP} es un factor de conversión de *GPP* a *NPP*. La transpiración es calculada desde el componente de calor latente de la ecuación del balance energético de la capa de la cubierta, la cual considera condiciones ambientales relevantes (por ejemplo, la temperatura del aire, déficit de presión de vapor, o humedad del suelo). La resistencia aerodinámica e interceptación de *PAR* son relacionadas con el índice de área foliar de la vegetación, tal y como se describe en *Maneta y Silverman* [2013].

El inicio de la estación de crecimiento y el comienzo del estado latente son determinados por un umbral en la temperatura mínima diaria del aire. La *NPP* es asignada a dos compartimentos de carbono: biomasa aérea (hojas) y biomasa subsuperficial (raíces). La biomasa aérea es, además, dividida en biomasa verde viva o biomasa muerta. La dinámica de estos compartimentos de carbono son descritas por tres ecuaciones diferenciales ordinarias que controlan el balance de masa [*Montaldo et al.*, 2005a; *Istanbulluoglu et al.*, 2012]:

$$\frac{dM_g}{dt} = \phi_a NPP - k_{sg} M_g \quad (2.a)$$

$$\frac{dM_r}{dt} = (1 - \phi_a) NPP - k_{sr} M_r \quad (2.b)$$

$$\frac{dM_d}{dt} = k_{sg} M_g - k_{sd} \xi_{sd} M_d \quad (2.c)$$

donde M_g , M_r y M_d son, la masa seca en los compartimentos de la biomasa verde, raíces y biomasa seca, respectivamente; k_{sg} , k_{sr} , k_{sd} , son constantes del coeficientes de decaimiento para biomasa verde, raíces, y muerta, respectivamente. El parámetro ξ_{sd} es un factor de ajuste para el coeficiente de decaimiento de la biomasa muerta. Este ajuste permite el cálculo de decaimiento reducido durante la estación fría cuando la temperatura de la cubierta (T_c) cae por debajo de un determinado umbral de temperatura (T_ξ):

$$\xi_{sd} = \min \left[1, \frac{T_c}{T_\xi} \right] \quad (3)$$

El parámetro ϕ_a (2.a, 2.b) controla la asignación de NPP a los compartimentos de carbono de biomasa aérea (hojas verdes) y subsuperficial (raíces) en base a la capacidad de que dispone el suelo para sostener biomasa aérea [Istanbulluoglu et al., 2012]:

$$\phi_a = \left[1 - \frac{LAI_g}{LAI_{max} - LAI_d} \right] \quad (4)$$

donde LAI_g , LAI_{max} , y LAI_d son índices de área foliar (LAI) de las herbáceas verdes, máximo, y muertas, respectivamente. El denominador de la ecuación (4) indica el espacio disponible para el crecimiento de las hojas verdes.

La transformación de la biomasa área en índice de área foliar se lleva a cabo utilizando el LAI específico para las hojas verdes y muertas:

$$LAI_g = \sigma_{LAI_g} M_g \quad (5.a)$$

$$LAI_d = \sigma_{LAI_d} M_d \quad (5.b)$$

$$LAI_t = LAI_g + LAI_d \quad (5.c)$$

donde σ_{LAI_g} y σ_{LAI_d} son los índices de área foliar específicos para las hojas verdes y muertas, respectivamente. El índice de área foliar total (LAI_t) es considerado como la suma de los índices de área foliar verde y muerta.

4.7.2 *Datos de campo utilizados en la modelización*

4.7.2. A - *Variables meteorológicas*

Las variables meteorológicas fueron registradas con la estación de Parapuños en intervalos de 5 minutos desde el año 2000 (apartado 4.2). Se utilizaron las siguientes variables: precipitación ($m s^{-1}$), temperatura media, máxima y mínima ($^{\circ}C$), humedad relativa ($0-1$), radiación global ($MJ m^{-2} d^{-1}$), radiación neta ($MJ m^{-2} d^{-1}$) y velocidad del viento ($m s^{-1}$). Las variables fueron añadidas al modelo a escala temporal diaria.

4.7.2. B - *Contenido hídrico y temperatura del suelo*

Las variables hídricas se obtuvieron a partir de los registros de los sensores de humedad del suelo. Se escogieron tres SMS de Parapuños, una estación (PG1) representativa de la *Zona A*, otra (PG3) representativa de *Zona B*, y una última (PG4) ubicada en la parte centro-este de la cuenca (Fig. 4-7). Para cada SMS se calculó un valor promedio de humedad representativo del perfil edáfico. Las variables energéticas fueron obtenidas a partir de los registros de temperatura del suelo, y su valor representó a la temperatura superficial. Ambos valores fueron ponderados por el peso relativo de la fracción de cabida cubierta de su píxel correspondiente. Por ejemplo, en un píxel que presentó una fracción de cabida cubierta del 13% y un 87% de espacio abierto, la humedad ponderada (θ_p) fue calculada de la siguiente manera:

$$\theta_p = (\theta_{en\ pastizal} * 0.87) + (\theta_{bajo\ copa} * 0.13)$$

4.7.2. C - *Producción de biomasa aérea*

Los datos utilizados de producción de biomasa aérea seca ($kg MS ha^{-1}$) abarcan desde septiembre de 2008 hasta agosto de 2011, y fueron obtenidos como se describe en el apartado 4.4.2. Con el objetivo de ampliar esta base de datos

hasta agosto de 2012 se determinó la relación alométrica entre la altura del pastizal y la producción de pasto (consultar sección 4.4.3), de modo que:

$$P_{bs} = 28.554 * h + 198.08$$

donde P_{bs} es la producción de biomasa aérea seca ($kg MS ha^{-1}$) y h es la altura del pasto (cm). Para este cálculo $n = 12$ y $r^2 = 0.68$.

4.7.3 Configuración del modelo

4.7.3.A - Propiedades hidrológicas, cobertura del suelo y parámetros vegetales.

El espacio utilizado para la modelización fue fraccionado en una malla *raster* de 30 x 30 m, y constituye el espacio donde se resuelven las ecuaciones gobernantes a nivel de píxel. Se utilizó un modelo digital de elevaciones para delimitar los límites de la cuenca y obtener mapas con información básica sobre la geometría del espacio, como por ejemplo las pendientes. La red de dirección de drenaje fue calculada utilizando un algoritmo determinista que calcula la dirección del flujo en función de la máxima pendiente descendente (algoritmo D8). Los mapas de propiedades del suelo, tales como porosidad, profundidad y otras propiedades hidrológicas (Fig. 4-36), fueron derivados de las características geomorfológicas de la cuenca, tal y como se describe en Maneta et al. [2008a]. El albedo, la emisividad y la capacidad térmica del suelo fueron considerados uniformes en el espacio.

Los mapas de densidad de arbolado y fracción de cabida cubierta fueron obtenidos mediante digitalización manual, asignando un punto a cada árbol individual en una fotografía aérea de alta resolución. Posteriormente se calculó la densidad de puntos usando la herramienta de densidad de *kernel* con una matriz móvil 3x3. La fracción de área cubierta por la copa de los árboles fue obtenida mediante técnicas de clasificación supervisada de máxima probabilidad a partir de una fotografía aérea en color de resolución sub-métrica con 24 bits. Una vez fue obtenida la máscara de cubierta, la fracción de cabida cubierta se determinó mediante el cálculo de la fracción de cubierta clasificada dentro de cada píxel utilizado en la simulación.

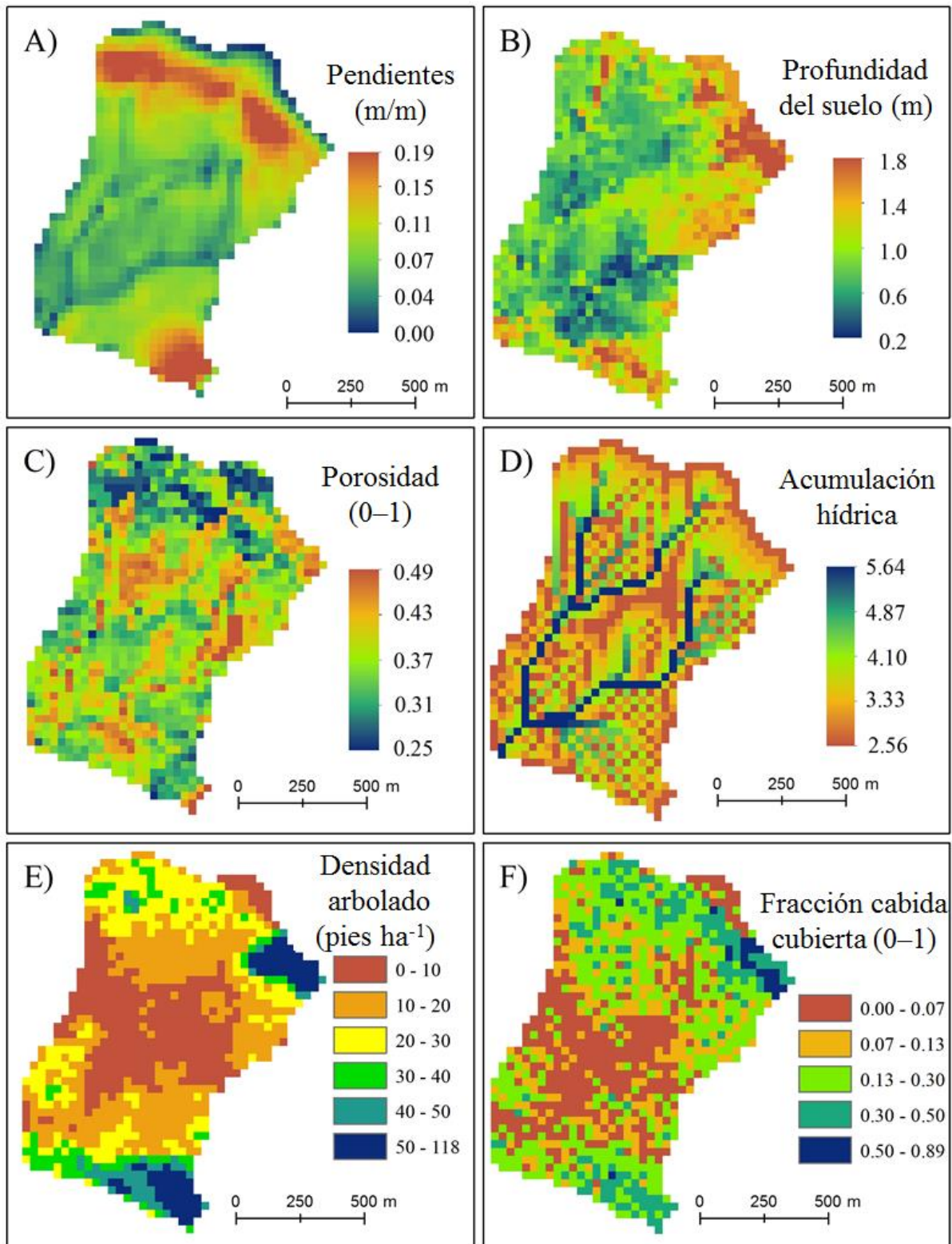


Fig. 4-36: Mapas de propiedades de la cuenca: A) pendientes (m/m); B) profundidad del suelo (m); C) porosidad (0–1); D) acumulación de flujo (número de píxeles que vierten sobre otro, en escala logarítmica base 10); E) densidad de arbolado ($\text{árboles } ha^{-1}$); F) fracción de cabida cubierta (0–1). Los mapas fueron obtenidos como se describe en *Maneta et al.* [2008a].

Los parámetros fisiológicos y estructurales de los árboles (*Q. ilex*) proceden de la literatura (Tabla 4-11), mientras que la mayoría de los parámetros relacionados con el pasto fueron ajustados manualmente (sección 4.7.3. C -).

Tabla 4-11: Lista de los parámetros de vegetación utilizados en este estudio. Los símbolos de las variables son los mismos que los utilizados por *Maneta y Silverman* [2013].

Variable	Descripción	Unidad	Valor		Fuente
			Árbol	Pasto	
ξ_c	Eficiencia quantum de la cubierta	gC J ⁻¹	1.8 E-06	1.8 E-06	<i>Landsberg y Waring</i> [1997] y <i>Vaz et al.</i> [2011]
F_{pra}	Parámetro de asignación de carbono	-	2.235	-	<i>Landsberg y Waring</i> [1997]
F_{prn}	Parámetro de asignación de carbono	-	0.006	-	<i>Landsberg y Waring</i> [1997]
S_{pra}	Parámetro de asignación de carbono	-	3.3	-	<i>Landsberg y Waring</i> [1997]
S_{prn}	Parámetro de asignación de carbono	-	9.00E-07	-	<i>Landsberg y Waring</i> [1997]
Φ_{sl}	Coefficiente empírico de la función de eficiencia de la radiación solar para la resistencia de las cubiertas	-	350	350	<i>Cox et al.</i> [1998]
Φ_{ea}	Coefficiente empírico de la función de eficiencia de la presión del vapor para la resistencia de las cubiertas	-	0.0019	0.0019	<i>Cox et al.</i> [1998]
Φ_{θ}	Coefficiente empírico de la función de eficiencia de la humedad del suelo para la resistencia de las cubiertas	-	2	2	<i>Cox et al.</i> [1998]
ω	Ratio copa - diámetro del tronco	-	0.57	-	
ρ_{wood}	Densidad de la madera	gC m ⁻³	930000	-	<i>Barboutsis y Philippou</i> [2007]
F_{hdmax}	Altura máxima permitida para el diámetro del tronco	-	22.2	-	<i>Infante et al.</i> [2003]
F_{hdmin}	Altura mínima permitida para el diámetro del tronco	-	6.6	-	
δ_r	Ratio volumen de raíces	s ⁻¹	2.85E-08	2.85E-08	Sólo para raíces finas, en <i>Hoffy Rambal</i> [2003]
α	Albedo de las cubiertas	-	0.12	0.2	<i>Cox et al.</i> [1999]
ϵ_c	Emisividad y absorptividad de las cubiertas	-	0.97	0.97	<i>Ricotta et al.</i> [1997]
k	Coefficiente de atenuación exponencial de la ley de Beer	-	0.4	0.4	<i>White et al.</i> [2000]
age	Edad efectiva del bosque	año	170	-	<i>Panaïotis et al.</i> [1997]
H_t	Altura efectiva del arbolado	m	7.6	-	<i>Infante et al.</i> [2003]

4.7.3. B - Generación de fuerzas atmosféricas

La generación de series sintéticas prolongadas de variables meteorológicas se llevó a cabo mediante un generador estocástico de tiempo (*Stochastic Weather Generator* – SWG) de tipo *en serie* denominado LARS–WG v5.5 [Semenov y Barrow, 2002] (www.rothamsted.ac.uk). Esta herramienta genera series de tiempo sintéticas estadísticamente similares a las observadas para un sitio concreto. Funciona utilizando distribuciones semi-empíricas ajustadas a la precipitación observada, que tienen en cuenta la longitud y frecuencia de los periodos húmedos y secos y la covarianza entre las variables, lo cual constituye un aspecto importante para simular apropiadamente climas mediterráneos. A partir de las distribuciones semi-empíricas se caracteriza la longitud de periodos húmedos y secos y, posteriormente, la precipitación diaria (*mm*). Esta última variable es utilizada para condicionar las series de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y la radiación solar diaria ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Las temperaturas máximas y mínimas diarias son simuladas desde distribuciones normales calculadas para cada día, cuyos valores están condicionados por los estados húmedos o secos. La estacionalidad de los registros térmicos se suaviza utilizando diferentes series de Fourier truncadas para los días húmedos y secos. Las temperaturas máximas y mínimas son pre-ajustadas a 0.6 mediante una correlación cruzada entre ambas. Del mismo modo, la radiación solar diaria es simulada desde distribuciones semi-empíricas ajustadas desde los datos disponibles de días secos y húmedos. En los trabajos desarrollados por Racsko *et al.* [1991] y Semenov *et al.* [1998] puede encontrarse información más exhaustiva y detallada sobre el funcionamiento de este SWG.

LARS–WG necesita la entrada de las 4 variables meteorológicas mencionadas para generar la serie de datos: precipitación diaria, temperatura máxima y mínima diaria y radiación solar diaria. Para ello, se utilizó la base de datos de 13 años hidrológicos (2000-2012) registrada en Parapuños, que contó con la suficiente variabilidad meteorológica como para ser considerada representativa del clima mediterráneo. La corrección de lagunas se llevó a cabo mediante la aplicación de modelos de regresión lineales, tal como se detalla en el apartado 4.5.1. Para ello se utilizó la estación meteorológica de la AEMET en Cáceres, a 24 *km* de la cuenca.

La serie climática generada con LARS–WG tuvo una longitud temporal de 300 años a escala diaria (109500 días). Esto garantizó la captura de las combinaciones meteorológicas más comunes que pueden experimentarse en la cuenca durante la época de crecimiento del pasto. Las variables de salida fueron las mismas que las utilizadas para la entrada, generando 109500 valores para cada una. Sin embargo, el modelo ecohidrológico precisó la entrada de otras 4 variables meteorológicas para su funcionamiento, que fueron obtenidas como se detalla. La temperatura media se promedió a partir de la temperatura máxima y mínima generada para los 300 años. La humedad relativa diaria fue estimada con un modelo de regresión múltiple que utilizó como variables independientes la temperatura media, máxima y mínima diaria, y la precipitación diaria ($r^2 = 0.75$). La radiación de onda larga se estimó a partir de la temperatura ambiente con el método descrito por Swinbank [1964], que tiene en cuenta las series de temperatura media diaria y precipitación usando relaciones determinísticas. Finalmente, la velocidad diaria del viento fue obtenida repitiendo la serie diaria observada de 51 años procedente de la AEMET de Cáceres, ya que no fue posible obtener ninguna correlación satisfactoria con otras variables meteorológicas.

4.7.3. C - Calibración del modelo, spin up y análisis de datos

La calibración del modelo se ejecutó para un periodo temporal que abarcó desde el 1 septiembre de 2008 hasta el 31 de agosto de 2012, y se llevó a cabo en forma de *bucle continuo* a escala de tiempo diaria. Los parámetros del modelo especificados en la [Tabla 4-12](#) fueron calibrados manualmente hasta que la humedad del suelo, temperatura del suelo y producción de pasto alcanzaron un estado estable y satisfactorio, que coincidió con las mediciones de dichos parámetros realizadas en campo. En el caso de la producción de pasto, se consideró calibrada cuando la producción en $kg MS ha^{-1}$ ajustó, por un lado, con la producción obtenida en los cortes y, por otro, con la producción obtenida a partir de las relaciones alométricas altura–producción.

Tabla 4-12: Parámetros del modelo incluidos en el proceso de calibración manual.

Variable	Descripción	Unidad	Valor final		Fuente para valores iniciales
			Árbol	Pasto	
C_{NPP}	Factor de conversión GPP a NPP	–	0.25	0.35	<i>Sabaté et al.</i> [2002]
T_{opt}	Temperatura óptima para el crecimiento máximo de la planta	°C	15	18	<i>Ogaya y Peñuelas</i> [2004] y AEMET
T_{max}	Máxima temperatura para la planta	°C	42.6	30	AEMET
T_{min}	Mínima temperatura para la planta	°C	-5.6	2	AEMET
k_{sd}	Ratio de volumen de hierba muerta	–	-	8.50E-07	ajustado
T_{ξ}	Temperatura para realzar el decaimiento de la hierba	°C	-	18	ajustado
δ_f	Ratio volumen de hierba	s^{-1}	1.40E-08	1.00E-07	<i>Hoff y Rambal</i> [2003]
σ_{LAI}	Área foliar específica	$m^2 gC^{-1}$	0.017	0.015	<i>Vaz et al.</i> [2011]
ξ_w	Eficiencia en el uso de agua de la vegetación	$gC m^{-1}$	1150	6000	<i>Hoff y Rambal</i> [2003]
$X_{stor max}$	Máxima capacidad de almacenamiento hídrico por unidad de LAI	m	0.00075	0.00015	<i>White et al.</i> [2000]
g_{cmax}	Máxima conductancia estomática	$m s^{-1}$	0.0063	0.035	<i>White et al.</i> [2000]
θ_{wp}	Humedad del suelo en punto de marchitamiento	$m^3 m^{-3}$	0.05	0.165	<i>van Schaik</i> [2010]
K_{eff}^*	Conductividad hidráulica efectiva del suelo	$m s^{-1}$	0.00479 – 0.00053		estimado
η^*	Porosidad del suelo	0 – 1	0.50 – 0.26		medido
λ^*	Parámetro Brooks y Corey	–	0.33 – 0.20		ajustado

La calibración consistió en un ejercicio sistemático de prueba-error, en el que los valores de los parámetros fueron ajustándose manualmente cada vez que el modelo fue corrido en forma de *bucle continuo*. Cuando estuvieron disponibles, los valores iniciales de los parámetros se basaron en aquellos encontrados en la literatura o, en su defecto, en la propia experiencia de los autores. El funcionamiento del modelo fue evaluado utilizando indicadores de calidad de ajuste, como el coeficiente de determinación, raíz del error cuadrático medio, sesgo, o el coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe. Dichos indicadores se obtuvieron al comparar los valores observados de humedad del suelo, temperatura del suelo y producción de pasto, con los valores simulados. Una vez se consiguió un funcionamiento satisfactorio del modelo, constatando que los valores de los parámetros oscilaban dentro de un rango real, se consideró al modelo como calibrado.

La serie climática de 300 años de longitud obtenida con el generador estocástico de tiempo a escala temporal diaria fue aplicada al modelo calibrado, lo cual generó 109500 mapas para cada variable de *salida* seleccionada en la simulación. Dichas variables fueron: humedad del suelo, temperatura del suelo, producción de pasto, evaporación y transpiración del pasto, y evaporación y transpiración del arbolado. Para estas variables se calcularon los valores medios y desviación estándar a partir de los 109500 mapas, excepto para la producción de pasto. Para esta última, los valores de producción se obtuvieron tomando como referencia el 1 de junio, asumiendo que esta fecha se corresponde con el fin del ciclo vegetativo de las herbáceas anuales, y que por tanto puede ser considerada como el día de máxima producción acumulada.

Por otro lado, de entre los 300 años simulados se seleccionaron tres situaciones contrastadas de 10 años cada una (desde el 1 septiembre al 31 agosto) y basadas en los resultados de producción de pasto de las zonas A y B. De este modo, se obtuvieron tres situaciones agrupadas en: baja, media y alta producción. Posteriormente, se escogieron una serie de variables cuyo papel en la producción de pasto puede contemplarse como destacado. Dichas variables pueden considerarse espacialmente dinámicas y estáticas y, por otra parte, climáticas. Entre las dinámicas, se seleccionaron los mapas diarios de humedad del suelo y producción de pasto; entre las estáticas, los de pendientes y acumulación de flujo; y entre las variables climáticas se seleccionó la precipitación y temperatura ambiente. Finalmente, se calcularon los valores promedios de las variables dinámicas y climáticas para 4 periodos: otoño-invierno-primavera; invierno-primavera; primavera; y un último periodo que abarca desde el 1 de febrero hasta el 1 de junio. Los cálculos se realizaron con el software SIG libre *PCRaster* (<http://pcraster.geo.uu.nl>).

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Propiedades de los suelos

5.1.1 *Propiedades físico-químicas*

El análisis de los perfiles edáficos reflejó la existencia de cuatro tipos de suelos, dos de los cuales aparecieron indistintamente en las tres áreas de estudio. Estos dos últimos son los Leptosoles y Cambisoles [FAO, 2014], que se encontraron en laderas y zonas sin relleno sedimentario, aunque también fueron frecuentes en los pies de ladera y zonas colmatadas con depósitos. Por otro lado y específicamente en Parapuños, se observaron Regosoles y Luvisoles. Los primeros aparecieron de forma muy puntual en pies de ladera, mientras que los segundos solamente se presentaron en las partes altas de la cuenca donde, sobre las pizarras, aparecen depósitos con fragmentos gruesos de cuarcita, sub-redondeados y envueltos en una matriz fina.

En líneas generales, los suelos se caracterizan por ser poco profundos (< 40 cm) con potencias muy variables debido a la disposición estratigráfica de la litología, que muestra un buzamiento sub-vertical que facilita la meteorización de los planos de estratificación y origina un perfil sub-superficial muy irregular. La densidad aparente tiende a ser elevada (> 1.50 g/cm³) y los suelos suelen ser pobres en materia orgánica ($< 1.5\%$) y nutrientes, excepto bajo los árboles, donde los contenidos son mayores en los horizontes superficiales. Además, las raíces de las herbáceas suelen concentrarse en los primeros centímetros del perfil, determinando una mayor porosidad en la zona superficial. La cantidad de fragmentos gruesos normalmente es inferior al 10%, excepto en los Luvisoles, donde por término medio alcanza un 26%. Estos factores podrían dar lugar a suelos con poca capacidad de almacenamiento hídrico.

En Parapuños hay cuatro tipos de suelos según el material sobre el que se desarrollan (Tabla 5-1). Por un lado están los Luvisoles, formados sobre materiales coluviales procedentes de un pedimento, y por el otro los Leptosoles y Cambisoles, que son los más frecuentes y se originan sobre pizarras o esquistos. No obstante, éstos últimos también aparecen con frecuencia en pies de ladera y zonas de depósitos. Un cuarto tipo de suelo lo constituyen los Regosoles, que son menos comunes y se observan de forma puntual en pies de ladera y fondos de valle.

Los Luvisoles se caracterizan por ser franco-arenosos, con profundidades que superan los 45 cm y por tener un horizonte B árgico. Los contenidos de materia orgánica son inferiores al 3% en superficie y descienden con la profundidad, mientras que los contenidos de nutrientes, como el fósforo y el nitrógeno, son particularmente bajos. El grado de saturación de bases normalmente es superior al 50%, como valor medio del perfil. No obstante, suelen ser ligeramente ácidos (pH < 5.5) y con una capacidad de intercambio catiónico (CIC) inferior a 12 meq 100g⁻¹ (límite propuesto por Hazelton y Murphy [2007]), lo

cual les confiere menor fertilidad. La porosidad no suele ser superior al 40% en los horizontes superficiales, sin embargo, en el horizonte arcilloso puede aumentar. La cantidad de fragmentos gruesos puede alcanzar hasta un 75% en el horizonte C.

Tabla 5-1: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Parapuños. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.

SMS	Litología	Tipo de suelo y potencia	Prof. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	M.O. (%)	ϕ (%)	ρ_b g/cm ³
PG1	Coluvial / Pizarra	Luvisol crómico (0-60 cm)	5	9.1	40.5	50.3	1.5	38.1	1.64
			10	9.8	39.3	51.0	1.0	37.4	1.66
			15	11.3	46.4	42.3	0.0	40.0	1.59
			45	64.0	24.2	11.9	0.0	41.5	1.55
PG2	Coluvial / Pizarra	Luvisol crómico (0-50 cm)	5	6.4	46.1	47.5	2.8	40.8	1.57
			10	7.1	43.7	49.2	1.1	38.5	1.63
			15	6.3	49.8	43.8	0.7	35.5	1.71
			40	n.d	n.d	n.d	n.d	50.5	1.31
PG3	Pizarra	Cambisol distri-epileptico (0-40 cm)	5	7.0	50.2	42.8	4.0	52.8	1.25
			10	9.8	52.0	38.2	1.8	43.9	1.49
			15	11.6	65.9	22.5	0.8	42.7	1.52
			30	13.1	59.2	27.7	1.0	39.1	1.61
PG4	Coluvial / Pizarra	Regosol distri-endoléptico (0-77 cm)	5	4.8	38.9	56.3	1.4	35.3	1.71
			10	7.2	39.0	53.8	0.7	33.9	1.75
			15	8.2	39.1	52.7	0.6	38.0	1.64
			25	15.1	39.0	45.9	0.4	35.1	1.72
PR1	Coluvial / Pizarra	Luvisol crómico (0-50 cm)	5	8.7	46.5	44.8	2.8	41.4	1.55
			10	9.8	41.9	48.3	1.1	35.6	1.71
			15	15.6	42.4	42.0	0.0	36.2	1.69
			40	56.1	26.8	17.1	0.0	39.3	1.61
PR2	Coluvial / Pizarra	Luvisol crómico (0-50 cm)	5	5.8	44.8	49.4	2.7	41.1	1.56
			10	9.7	46.3	44.0	1.2	35.1	1.72
			15	16.3	43.8	40.0	1.2	31.7	1.81
			40	60.0	25.5	14.5	1.0	41.3	1.55
PR3	Pizarra	Leptosol éútrico (0-29 cm)	5	7.8	50.5	41.7	3.2	43.0	1.51
			10	10.7	54.0	35.4	2.3	41.9	1.54
			15	9.9	36.3	53.8	1.1	41.1	1.56
			20	n.d	n.d	n.d	n.d	44.9	1.46
PT1	Pizarra	Leptosol éútrico (0-17 cm)	5	6.7	50.6	42.7	7.7	52.8	1.25
			10	7.4	50.3	42.4	2.5	42.6	1.52
			15	7.2	52.2	38.4	2.5	42.6	1.52
PT2	Pizarra	Leptosol dístrico (0-19 cm)	5	4.2	37.5	58.3	8.7	55.6	1.18
			10	7.9	47.5	44.7	2.6	36.2	1.69
			15	8.3	57.3	34.5	2.6	41.5	1.55

Los Cambisoles, formados sobre pizarras, se caracterizan por poseer unas texturas equilibradas, principalmente franco-arenosas o franco-limosas, unos horizontes muy homogéneos con valores parecidos y por tener poca profundidad (< 40 cm). Son suelos con una evolución suficiente como para permitir la aparición de un horizonte B cámbico, no presentándose ningún horizonte B de acumulación de arcilla, y tienen un horizonte C donde la roca madre muestra un avanzado estado de meteorización. Los Leptosoles muestran algunas semejanzas con los anteriores, por ejemplo, también presentan un perfil uniforme con escasa

diversidad de horizontes (un A_h muy delgado, $< 3\text{ cm}$, y un A sobre sustrato pizarroso). Sin embargo, difieren en que son menos profundos (la roca madre inalterada aparece a $< 25\text{ cm}$ de profundidad) y están menos evolucionados o escasamente desarrollados. Además, presentan un contenido menor de arcillas que los Cambisoles y Luvisoles. Los Cambisoles y Leptosoles son suelos ligeramente ácidos, con un pH medio en torno a 5.5. Presentan una CIC media inferior a $10\text{ meq } 100g^{-1}$, que desciende ligeramente con la profundidad. Los mayores contenidos de materia orgánica se acumulan en los primeros 5 cm y suelen ser bajos ($< 4\%$), excepto bajo los árboles, donde los valores aumentan. Los contenidos en nutrientes, como el fósforo y nitrógeno, son generalmente medios en la superficie del suelo, y decrecen hasta bajos o muy bajos con la profundidad, tal como ya destacó Pulido-Fernández *et al.* [2013]. La cantidad de fragmentos gruesos es, por término medio, inferior al 10%.

Los Regosoles son los suelos menos representativos de Parapuños y aparecen de forma bastante específica. Se originan sobre materiales no consolidados, muestran un perfil poco evolucionado con una elevada densidad aparente, una textura franco-arenosa, y pueden llegar a tener hasta un metro y medio de potencia. Son suelos ligeramente ácidos ($\text{pH} \approx 5.3$), con muy baja CIC ($5.4\text{ meq } 100g^{-1}$), bajo contenido en materia orgánica (< 1.4), y bajos contenidos en nutrientes, sobre todo en las capas inferiores del perfil edáfico.

En las parcelas experimentales de Cuartos aparecen Cambisoles y Leptosoles (Tabla 5-2). Sus potencias llegan a alcanzar los 55 cm , aunque a partir de los 40 cm se observa la roca madre alterada. Las partículas predominantes son el limo y la arena, mientras que los contenidos de arcilla son bajos. En todos los casos se aprecia una disminución de la materia orgánica con la profundidad que, al igual que los nutrientes, muestra valores bajos. La CIC es inferior a $10\text{ meq } 100g^{-1}$, mientras que el pH está en torno a 5.6.

Tabla 5-2: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Cuartos. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.

SMS	Litología	Tipo de suelo y potencia	Prof. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	M.O. (%)	ϕ (%)	ρ_b g/cm ³
CG1	Pizarra	Cambisol eutri-endoléptico (0–55 cm)	5	9.3	49.6	41.2	2.3	44.4	1.46
			10	n.d	n.d	n.d	n.d	43.2	1.50
			15	n.d	n.d	n.d	n.d	41.9	1.54
			30	14.1	50.0	35.9	1.3	39.0	1.62
CT1	Pizarra	Cambisol eutri-epiléptico (0–36 cm)	5	8.5	55.1	36.4	1.9	41.9	1.54
			10	9.8	51.6	38.6	1.8	41.5	1.55
			15	12.7	53.6	33.7	0.2	41.5	1.55
			30	13.9	54.9	31.2	0.2	42.9	1.51
CG2	Pizarra	Leptosol lítico (0–8 cm)	5	2.8	27.2	70.0	4.2	44.9	1.46
			5	3.5	36.0	60.5	2.1	44.6	1.47
			5	3.0	31.7	65.4	2.4	43.8	1.49
CT2	Pizarra	Cambisol eutri-epiléptico (0–35 cm)	5	4.7	39.4	55.8	5.3	41.9	1.54
			10	7.3	42.1	50.6	4.1	38.2	1.64
			15	11.1	43.9	45.0	2.5	43.4	1.50
			30	17.2	45.3	37.5	0.9	41.0	1.56

En Naranjero, al igual que en Parapuños y Cuartos, también aparecen Cambisoles y Leptosoles. Las profundidades de los primeros suelos varían en torno a los 45 cm (Tabla 5-3), mientras que los segundos no superan los 20 cm, y las texturas de ambos pueden considerarse franco-arenosas. A diferencia de los suelos de Cuartos, los suelos de Naranjero muestran mayor porosidad en superficie, sobre todo bajo la copa de los árboles, lo que se asocia a un mayor contenido de materia orgánica. Sin embargo, dicha porosidad disminuye sensiblemente con la profundidad. Los contenidos de nutrientes también son ligeramente mayores en Naranjero que en Cuartos y Parapuños, mientras que la CIC ronda por término medio los 12.3 meq 100g⁻¹. Además, los suelos pueden considerarse ligeramente ácidos debido a que registran valores medios de 5.5 en su pH.

Tabla 5-3: Propiedades físicas de los perfiles edáficos en Naranjero. SMS = estación de humedad del suelo. ϕ = porosidad. M.O = materia orgánica. ρ_b = densidad aparente; n.d = no disponible.

SMS	Litología	Tipo de suelo y potencia	Prof. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	M.O. (%)	ϕ (%)	ρ_b g/cm ³
NG1	Pizarra	Cambisol distri-epiléptico (0-46 cm)	5	7.1	54.1	38.9	2.4	47.1	1.40
			10	6.2	51.6	42.3	3.7	39.5	1.60
			15	5.3	49.0	45.7	5.0	39.3	1.61
			35	14.3	50.6	35.1	0.9	32.1	1.80
NG2	Pizarra	Cambisol distri-epiléptico (0-49 cm)	5	6.2	48.4	45.4	2.6	48.7	1.36
			10	8.2	47.4	44.4	1.2	41.2	1.54
			15	10.3	47.9	41.8	0.8	40.0	1.59
			25	13.3	46.2	40.9	0.3	35.3	1.72
NT	Pizarra	Leptosol éútrico (0-22 cm)	5	4.3	43.3	52.5	4.2	59.1	1.08
			10	5.1	49.6	45.3	3.0	53.5	1.23
			15	5.0	49.5	45.6	2.4	44.5	1.47
			20	8.4	47.4	44.2	1.5	45.2	1.45
NG3	Pizarra	Cambisol distri-epiléptico (0-45 cm)	5	5.2	45.9	48.9	3.4	47.9	1.38
			15	6.7	48.5	44.8	2.1	40.7	1.57
			30	7.6	48.7	43.7	1.6	37.1	1.67
			40	10.7	46.8	42.5	0.9	31.8	1.80

Los suelos muestreados encajan dentro de los análisis edáficos ya realizados en la misma región por autores como *García Navarro* [1995] o, más recientemente, *Pulido-Fernández et al.* [2013]. Estos últimos observan, en un muestreo realizado en 10 explotaciones repartidas por la región, que casi la totalidad de los suelos pueden clasificarse como Leptosoles y Cambisoles. De ellos, el 80% tiene una profundidad inferior a 50 cm y una profundidad media de 25 cm, con horizontes superficiales entorno a los 3.5 cm de espesor y ricos en materia orgánica y en raíces, lo cual les confiere una menor densidad aparente media (1.43 g cm⁻³) que la de los horizontes inferiores. No obstante, los contenidos generales en materia orgánica y nutrientes suelen ser bajos y decrecen con la profundidad. Estas características determinan que los suelos sean considerados pobres, de modo que las actividades agrícolas normalmente van dirigidas a los cultivos de cereal de secano que se complementan con pastos y forrajes para el ganado.

5.1.2 Propiedades hídricas

5.1.2. A - Relación potencial hídrico – humedad del suelo en laboratorio

De las relaciones establecidas entre los contenidos hídricos de un suelo (θ) y sus potenciales de succión (Ψ) resultaron las curvas de retención hídrica $\theta(\Psi)$, que fueron determinadas en laboratorio a partir de las 67 muestras inalteradas. Dichas muestras se obtuvieron en campo bajo diferentes cubiertas vegetales y a varias profundidades (ver capítulo 4.3.2). Los resultados se muestran, por un lado, en la Fig. 5-1, donde se presentan los valores hídricos medios obtenidos en laboratorio en función de la succión aplicada al suelo y, por otro, en la Tabla 5-4¹⁰, donde además se presentan los valores obtenidos tras aplicar las Funciones de Edafotransferencia (FET) para determinar las curvas de retención completas.

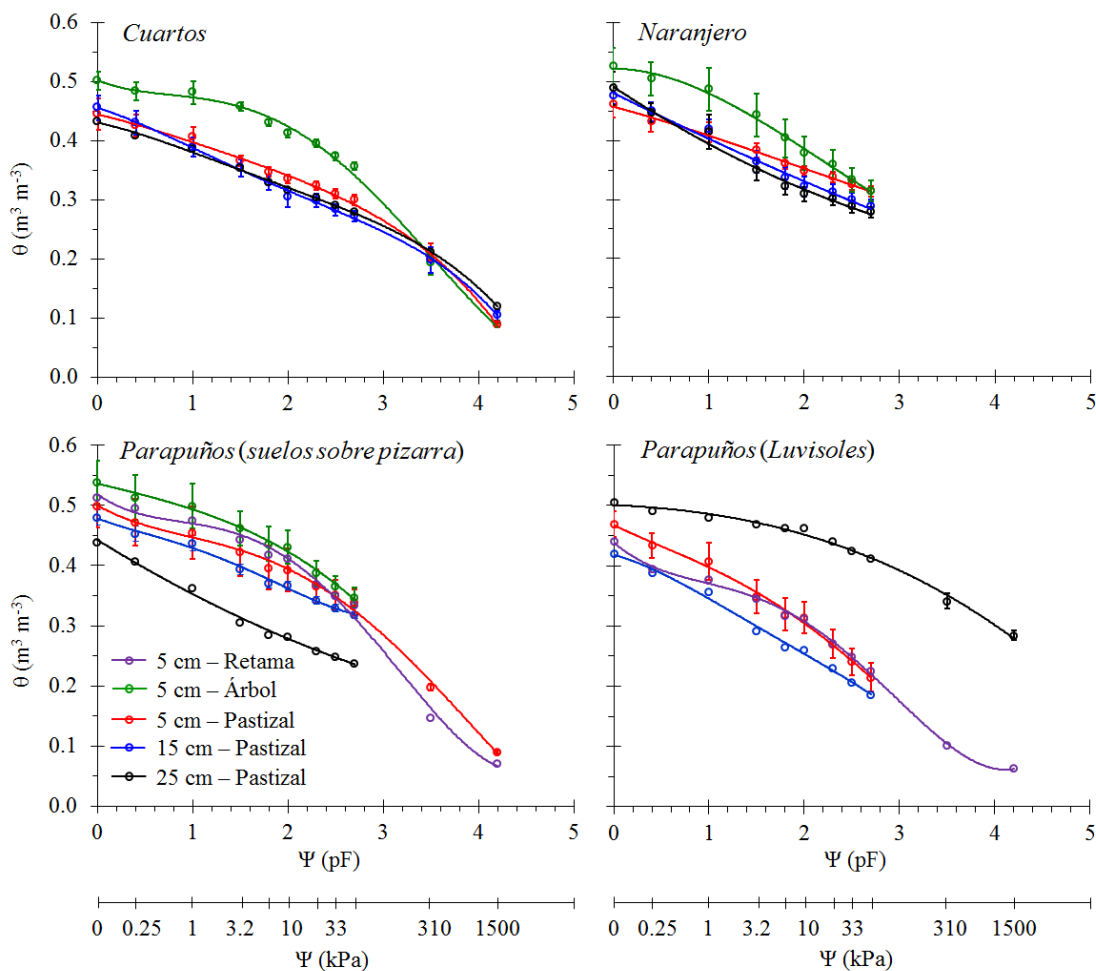


Fig. 5-1: Curvas de retención hídrica observadas a diferentes profundidades y en distintas coberturas vegetales para las 3 fincas. Los puntos hacen referencia al valor promedio a una determinada succión, mientras que las barras de error indican ± 1 desviación estándar. La línea continua fue trazada mediante ajustes polinómicos.

¹⁰ Debido a que no fue posible obtener la curva de retención hídrica completa en laboratorio a partir de los muestreos, los puntos no definidos fueron estimados mediante FET. Posteriormente, las curvas fueron ajustadas de forma íntegra mediante el modelo de *van Genuchten*.

Considerando las tres áreas de estudio, los perfiles de los suelos desarrollados sobre pizarras¹¹ presentan unos valores medios de humedad en saturación (θ a 0 pF) que oscilan en torno a 0.43 – 0.54 $m^3 m^{-3}$; a Capacidad de Campo –CC– (θ a 2.5 pF) comprenden valores medios entre 0.25 – 0.37 $m^3 m^{-3}$; mientras que los valores en Punto de Marchitamiento –PM– (θ a 4.2 pF) se sitúan en torno a 0.07 – 0.19 $m^3 m^{-3}$ (Fig. 5-1 y Tabla 5-4). Las capas superficiales (primeros 15 cm) de los Luvisoles presentan valores θ - Ψ que se encuentran dentro del rango observado para suelos sobre pizarras cuando se consideran los estados en saturación y PM. Sin embargo, los valores en CC son sensiblemente inferiores a los obtenidos en las capas superficiales de suelos sobre pizarras, lo que condiciona la capacidad de retención de agua disponible para las plantas. Por otro lado, los valores del horizonte árgico, con contenidos hídricos muy altos para las succiones más altas, contrastan claramente con los observados en el resto de capas edáficas. De esta forma, el rango de humedad en la capa superficial (promedio de los primeros 15 cm) de los suelos sobre pizarra en los espacios abiertos de Parapuños es aproximadamente de 0.37 $m^3 m^{-3}$, mientras que en Cuartos y Naranjero es de 0.35 y 0.32 $m^3 m^{-3}$, respectivamente. Además, el rango hídrico de la capa superficial (promedio de los primeros 15 cm) para los Luvisoles de los espacios abiertos de Parapuños está en torno a 0.31 $m^3 m^{-3}$.

Tabla 5-4: Contenido hídrico del suelo (m³/m³) según su potencial de succión (pF) obtenido en laboratorio. Los valores en cursiva fueron determinados mediante funciones de edafotransferencia. F = finca; S = suelo; V = cubierta vegetal, donde A = arbolado, P = pastizal, y R = retama; Z = profundidad (cm).

F	S	V	Z	Potencial hídrico (pF)										
				0	0.4	1	1.5	1.8	2.0	2.3	2.5	2.7	3.5	4.2
Cuartos	Pizarra	A	5	0.50	0.48	0.48	0.46	0.43	0.41	0.40	0.37	0.36	0.19	0.09
		P	5	0.44	0.43	0.41	0.37	0.35	0.34	0.32	0.31	0.30	0.20	0.09
		P	15	0.46	0.43	0.39	0.35	0.33	0.30	0.30	0.28	0.27	0.20	0.10
		P	25	0.43	0.41	0.39	0.35	0.33	0.32	0.30	0.29	0.28	0.21	0.12
Parapuños	Pizarra	R	5	0.51	0.50	0.47	0.44	0.42	0.41	0.37	0.35	0.33	0.15	0.07
		A	5	0.54	0.51	0.50	0.46	0.44	0.43	0.39	0.37	0.35	0.25	0.19
		P	5	0.50	0.47	0.45	0.42	0.40	0.39	0.37	0.35	0.34	0.20	0.09
		P	15	0.48	0.45	0.44	0.39	0.37	0.37	0.34	0.33	0.32	0.22	0.16
	Luvisoles	P	25	0.44	0.41	0.36	0.31	0.28	0.28	0.26	0.25	0.24	0.18	0.14
		R	5	0.44	0.39	0.38	0.35	0.32	0.31	0.27	0.25	0.23	0.10	0.06
		P	5	0.47	0.43	0.41	0.35	0.32	0.31	0.27	0.24	0.21	0.17	0.14
		P	15	0.42	0.39	0.36	0.29	0.27	0.26	0.23	0.21	0.19	0.16	0.13
Naranjero	Pizarra	P	25	0.51	0.49	0.48	0.47	0.46	0.46	0.44	0.42	0.41	0.34	0.28
		A	5	0.53	0.50	0.49	0.44	0.40	0.38	0.36	0.33	0.31	0.22	0.16
		P	5	0.46	0.43	0.41	0.38	0.36	0.35	0.34	0.32	0.31	0.23	0.16
		P	15	0.48	0.45	0.42	0.36	0.34	0.32	0.31	0.30	0.29	0.21	0.15
P	25	0.49	0.45	0.41	0.35	0.32	0.31	0.30	0.29	0.28	0.21	0.15		

¹¹ Con el fin de simplificar y facilitar la lectura se hablará de *suelos sobre pizarras* para hacer referencia a los Cambisoles y Leptosoles.

En líneas generales, destaca la similitud que presentan las curvas de retención hídrica obtenidas en los primeros 15 cm de los perfiles de suelo, tal como puede observarse en la Fig. 5-1, lo cual indica cierta uniformidad en las propiedades edáficas. Dicha similitud se corrobora por la ausencia de diferencias estadísticamente significativas (Tabla 5-5). No obstante, las curvas entre 5 y 15 cm de Cuartos presentaron tales diferencias. Sin embargo, al inspeccionar con detenimiento la Fig. 5-1, se aprecia que ambas curvas muestran forma y valores muy parecidos. En cambio, las diferencias fueron más claras para las curvas obtenidas en la capa superficial de los Luvisoles, aunque el comportamiento hídrico de ambas fue bastante similar (Fig. 5-1). Por otro lado, también se observaron diferencias entre la capa superficial (5 cm) y la más profunda (25 cm) de cada perfil, excepto en Cuartos, indicando que los comportamientos entre dichas capas podría ser contrastado. En suelos sobre pizarras podría estar asociado a la disminución de la porosidad y del contenido de materia orgánica con la profundidad, mientras que en Luvisoles claramente se debe al alto contenido en arcillas.

Tabla 5-5: Test Wilcoxon de diferencias estadísticas aplicado a las curvas de retención hídrica obtenidas en laboratorio y completadas con funciones de edafotransferencia ($n = 11$). p -level = 95%

Finca	Curva pF	Promedio (m ³ /m ³)	Desviación estándar (m ³ /m ³)	p -level
Cuartos	Pasto (5 cm) – Árbol (5 cm)	0.32, 0.38	0.10, 0.13	<i>0.0069</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (15 cm)	0.32, 0.31	0.10, 0.10	<i>0.0440</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (25 cm)	0.32, 0.31	0.10, 0.09	<i>0.0619</i>
Parapuños (pizarra)	Pasto (5 cm) – Árbol (5 cm)	0.36, 0.40	0.12, 0.11	<i>0.0033</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (15 cm)	0.36, 0.36	0.12, 0.11	<i>0.0754</i>
	Pasto (5 cm) – Retama (5 cm)	0.36, 0.37	0.12, 0.14	<i>0.3432</i>
Parapuños (Luvisoles)	Pasto (5 cm) – Pasto (25 cm)	0.36, 0.29	0.12, 0.09	<i>0.0058</i>
	Pasto (5 cm) – Retama (5 cm)	0.30, 0.28	0.11, 0.12	<i>0.0630</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (15 cm)	0.30, 0.26	0.11, 0.09	<i>0.0033</i>
Naranjero	Pasto (5 cm) – Pasto (25 cm)	0.30, 0.43	0.11, 0.07	<i>0.0033</i>
	Pasto (5 cm) – Árbol (5 cm)	0.34, 0.37	0.09, 0.12	<i>0.0128</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (15 cm)	0.34, 0.33	0.09, 0.10	<i>0.0559</i>
	Pasto (5 cm) – Pasto (25 cm)	0.34, 0.32	0.09, 0.10	<i>0.0415</i>

Las curvas de retención hídrica obtenidas en superficie (5 cm) bajo las copas de los árboles muestran un comportamiento contrastado con respecto a las curvas obtenidas en los espacios abiertos (Tabla 5-5), lo cual puede asociarse al incremento en los contenidos de materia orgánica. El papel de esta variable es relevante en la formación y estabilidad de agregados, así como en la mejora estructural del suelo. Por este motivo, la materia orgánica juega un papel significativo sobre la retención hídrica en zonas de la curva donde las propiedades estructurales tienen mayor importancia, es decir, en zonas con bajas succiones, mientras que en zonas de altas succiones, donde la textura tiene un papel preponderante, la materia orgánica podría adquirir menor relevancia [Rawls et al., 2004; Saxton y Rawls, 2006]. Similares resultados fueron obtenidos por Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho [2001] y Rubio [2005], quienes observaron que el peso de esta variable fue más significativo en la parte de la curva con bajas succiones. Como resultado, la materia orgánica muestra una capacidad de

almacenamiento hídrico elevada ya que registra altos valores a CC y bajos en PM. Por ejemplo, bajo copa de árbol los valores medios en saturación están en torno a $0.50\text{--}0.54\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$, en CC están entre $0.33\text{--}0.37\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ y en PM entre $0.09\text{--}0.19\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ (Tabla 5-4). Dichos valores, especialmente los contenidos hídricos observados en bajas succiones, contrastan con los observados en los espacios abiertos, que suelen ser menores. Por ejemplo, los contenidos hídricos de los espacios abiertos no superaron los $0.50\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ en saturación, mientras que en CC fueron siempre inferiores a $0.35\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$. Consecuentemente, el rango de humedad bajo la copa de los árboles normalmente fue superior al de los espacios abiertos, de modo que los primeros siempre mostraron valores superiores a los $0.35\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ mientras que los segundos presentaron mayor variabilidad. Los valores bajo retama mostraron rangos hídricos altos, similares a los de arbolado ($> 0.38\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$).

En resumen, podría asumirse que las diferencias observadas entre las curvas obtenidas a diferentes profundidades y coberturas vegetales se deben principalmente a la variabilidad en la composición granulométrica y a los distintos contenidos en materia orgánica de los suelos estudiados.

Por otro lado, las curvas de retención hídrica presentan formas que pueden ser indicadoras de propiedades físicas edáficas, como por ejemplo la porosidad, el tamaño o la distribución del tamaño de poros. De esta forma, fue posible obtener una aproximación a la porosidad desde las curvas de retención en suelos con texturas limosas o arenosas. Sin embargo, en suelos con texturas arcillosas, como en el caso del horizonte árgico, los procesos de expansión y contracción impidieron una aproximación precisa [Dingman, 2008]. Debido a que el agua puede ser retenida en el suelo por absorción y capilaridad, el tamaño de los poros también puede ser inferido desde la curva de retención. Tamaños grandes estarán principalmente asociados a retención por capilaridad, mientras que tamaños pequeños a retención por absorción (consultar apartado 2.3.5). Asimismo, la pendiente de la curva puede ser indicadora de la distribución del tamaño de poros. Una pendiente más plana supone mayor homogeneidad con un tamaño de poro predominante en dicha distribución, y puede determinar un descenso más rápido del contenido hídrico a partir de un pequeño decrecimiento del potencial mátrico. Por contra, una mayor pendiente podría indicar una distribución del tamaño de poros más heterogénea y supondría una disminución más gradual del contenido hídrico ante los cambios en el potencial de succión [Hendriks, 2010]. En general, para aplicaciones agrícolas es preferible la heterogeneidad en la distribución del tamaño de poros, ya que los descensos hídricos pueden producirse más gradualmente [White, 2006]. No obstante, estas propiedades deben ser consideradas cuidadosamente debido al fenómeno de la histéresis.

5.1.2. B - Ajuste de las curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ y estimación de la conductividad hidráulica $K(\theta)$

Las curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ fueron completadas y ajustadas de forma íntegra mediante el modelo de *van Genuchten* [1980], mientras que la estimación de la conductividad hidráulica $K(\theta)$ se llevó a cabo con el modelo combinado de *Mualem* [1976] y *van Genuchten* [1980]. Los resultados son

expuestos en la Fig. 5-3 y Fig. 5-2, donde además se presentan los valores obtenidos tras aplicar los indicadores de calidad de ajuste a cada curva.

Tras una primera inspección visual, se aprecian mejores ajustes en las curvas de retención hídrica de Parapuños que en las de Cuartos, mientras que los resultados en Naranjero pueden considerarse intermedios con respecto a los anteriores. Los ajustes entre valores observados–estimados con el modelo de *van Genuchten* parecen desviarse sensiblemente en las partes extremas de la curva (más seca y más húmeda). Este hecho ya fue resaltado por *van Schaik* [2010], quien destacó tres posibles explicaciones: 1) de antemano es sabido que a menudo las curvas de *van Genuchten* ajustan con menor precisión para el rango completo de humedad debido a parámetros como la humedad residual; 2) en regiones semiáridas el suelo puede secarse más allá de -1500 kPa ; y 3) en suelos con macroporos la evaporación puede ser mayor debido a la conexión directa entre aire y temperatura. No obstante, los indicadores de calidad mostraron un satisfactorio ajuste entre valores observados–estimados para las tres áreas de estudio, con coeficientes de determinación (r^2) siempre superiores a 0.95. El mínimo valor de r^2 fue de 0.95 para la curva ajustada en pastizal (5 cm) de Cuartos, mientras que los coeficientes más elevados se obtuvieron en Parapuños con valores > 0.97 . Expresados en porcentaje, los valores de Error Medio (EM) siempre fueron inferiores al 0.1% y mostraron más frecuentemente un sentido negativo que positivo, lo que indica una ligera subestimación general del ajuste con respecto a los valores observados. Considerando el EM en mayor detalle, la tendencia de los ajustes normalmente consistió en una leve subestimación de los valores observados a bajas succiones, y en una sensible sobreestimación de los valores obtenidos en altas succiones de la curva de retención hídrica. Asimismo, la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) presentó valores muy bajos en todos los casos (casi siempre $< 2\%$), indicando una muy baja dispersión de los resultados (Fig. 5-2 y Fig. 5-3).

Los valores de calidad de ajuste presentados son similares a los observados por *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2001] quienes, tras construir FET con regresiones lineales múltiples y ajustarlas con el modelo de *van Genuchten*, obtienen valores de $r^2 > 0.99$, EM inferiores al 5% y RECM también por debajo del 5%. Del mismo modo, *Rubio* [2005] comparó las curvas estimadas desde el modelo de *van Genuchten* con las calculadas en laboratorio, obteniendo r^2 superiores a 0.92, EM máximos de $0.031 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, y RECM inferiores a $0.046 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

A pesar de que la conductividad hidráulica (K) estimada no pudo ser validada debido a la ausencia de mediciones en campo y/o laboratorio, su comportamiento describió los patrones generales esperados. K varía según las texturas y estructura del suelo, contenido de agua y gradientes de potencial [*Dane y Hopmans, 2008; Hopmans y Fogg, 2008*]. De este modo, se observó un aumento exponencial de K con el incremento del contenido hídrico del suelo, alcanzando sus valores máximos conforme los contenidos de θ se aproximaron a la saturación del suelo. Los mayores valores de K saturada se estimaron en superficie ($\approx 40\text{--}50 \text{ cm día}^{-1}$), mientras que decreció con la profundidad ($> 6 \text{ cm día}^{-1}$). Asimismo, las texturas mostraron un comportamiento claramente diferenciado. Aunque la porosidad del horizonte árgico es mayor que la del resto de texturas, el radio de poro de las arcillas es menor, por lo que K saturada es inferior (Fig. 5-3). La conductividad no saturada estará dirigida por los contenidos de θ y gradientes de potencial. Los

valores más bajos de K fueron estimados conforme el contenido hídrico del suelo se aproximó a sus valores mínimos, alcanzando valores inferiores a 1 cm día^{-1} cuando la humedad del suelo se encontró a mayores potenciales de succión.

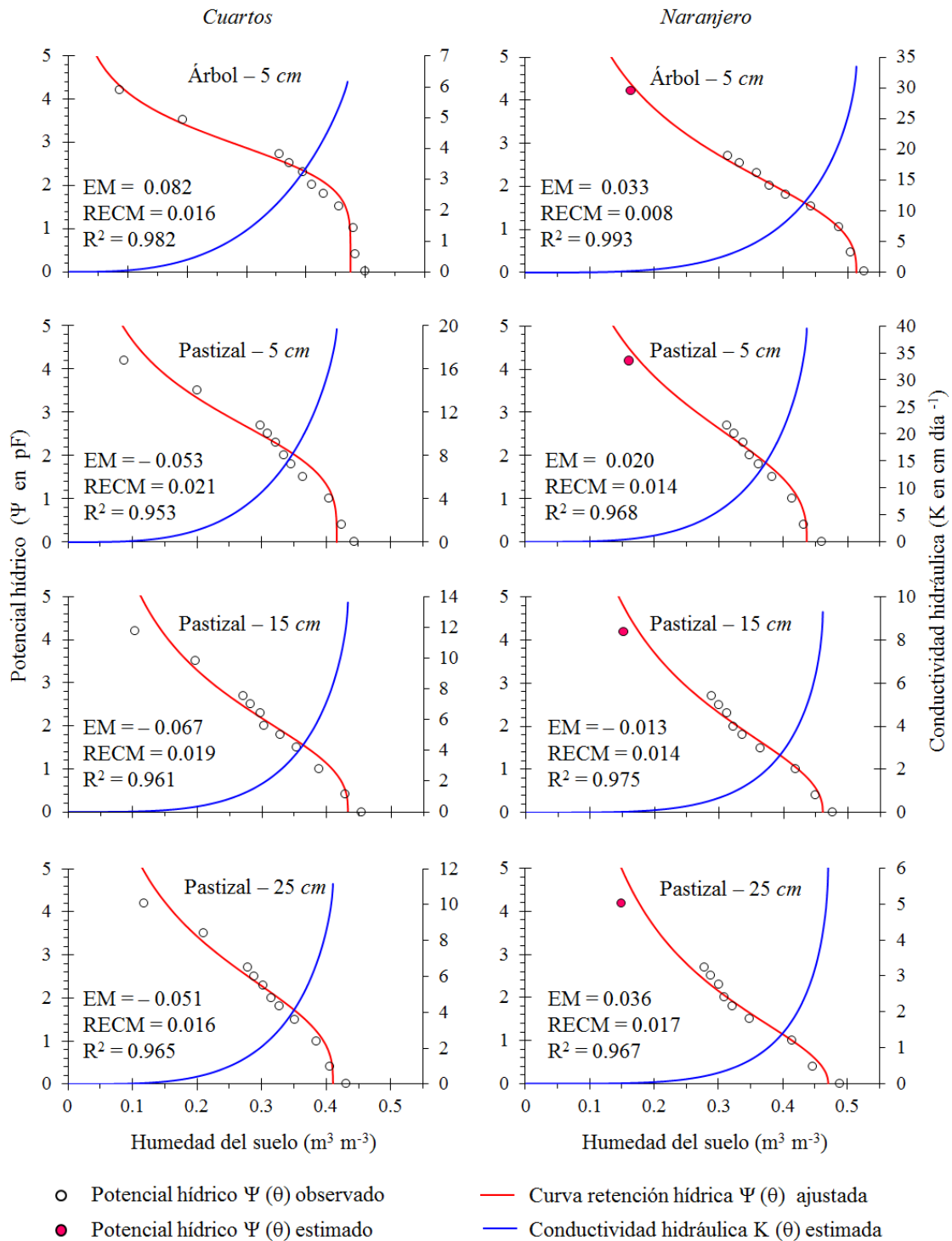


Fig. 5-2: Curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ y conductividad hidráulica $K(\theta)$ para las coberturas vegetales y profundidades edáficas muestreadas en Cuartos y Naranjero. Las curvas $\Psi(\theta)$ fueron ajustadas a los valores observados en laboratorio mediante el modelo de *van Genuchten* [1980]. Para estimar $K(\theta)$ se utilizó el modelo combinado de *van Genuchten* [1980] y *Mualem* [1976]. RECM= Raíz del error cuadrático medio. EM = Error Medio (expresado en porcentaje).

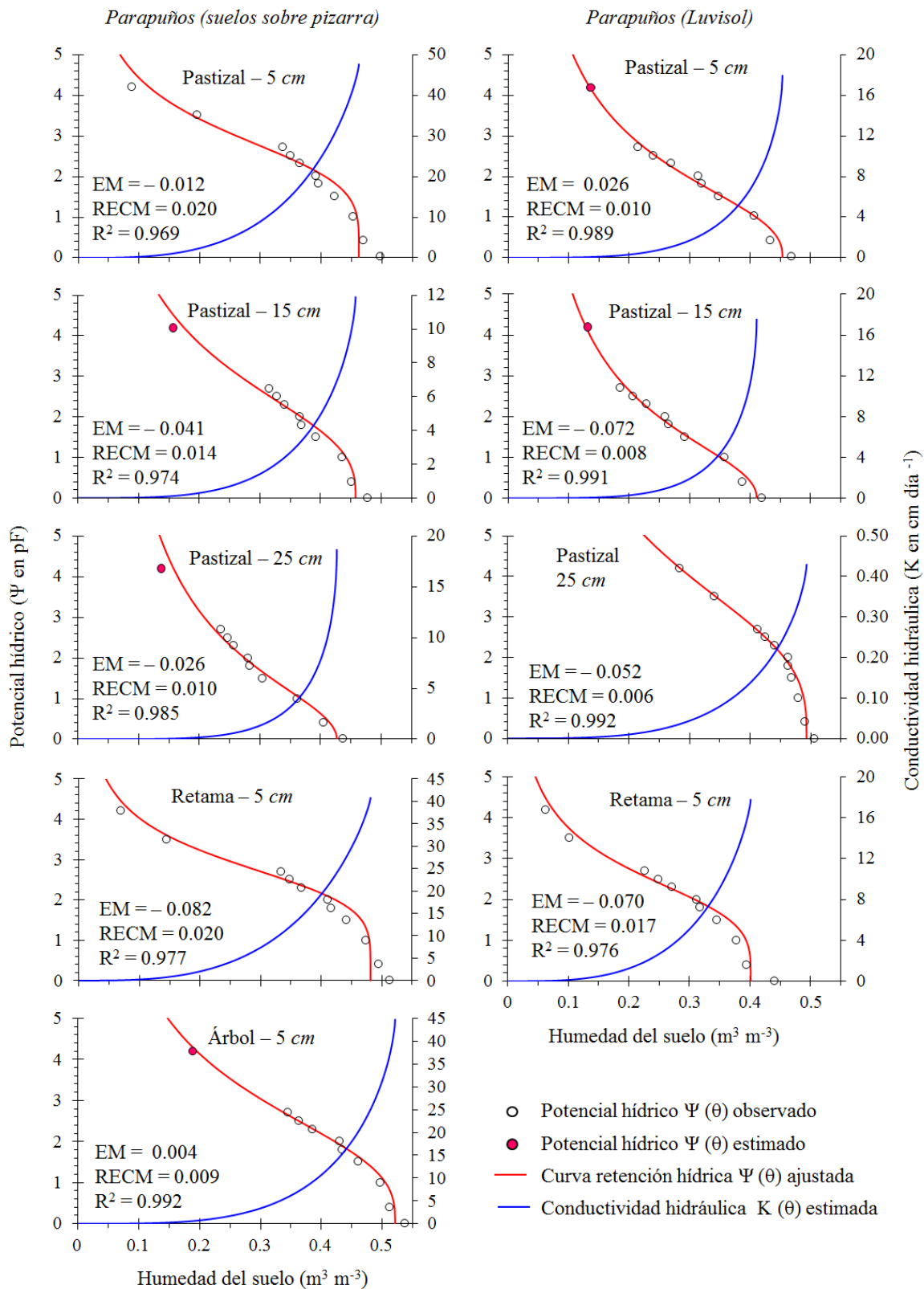


Fig. 5-3: Curvas de retención hídrica $\Psi(\theta)$ y conductividad hidráulica $K(\theta)$ para las coberturas vegetales, suelos y profundidades muestreadas en Parapuños. Las curvas $\Psi(\theta)$ fueron ajustadas a los valores observados en laboratorio mediante el modelo de *van Genuchten* [1980], mientras que para estimar $K(\theta)$ se utilizó el modelo combinado de *van Genuchten* [1980] y *Mualem* [1976]. RECM= Raíz del error cuadrático medio. EM = Error Medio (expresado en porcentaje)

5.1.2. C - Capacidad de retención de agua disponible

Debido a los satisfactorios resultados obtenidos con los indicadores de bondad del ajuste entre los valores observados en laboratorio y los estimados con la curva de *van Genuchten*, finalmente se optó por utilizar éstos últimos para calcular la Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD) para el crecimiento de las plantas. Dicho parámetro constituye la diferencia entre los valores a Capacidad de Campo (CC) y en Punto de Marchitamiento (PM). Los resultados se presentan en la [Tabla 5-6](#). Asimismo, la cantidad total de *Agua Disponible para las Plantas* (ADP) puede ser calculada (en *mm*) multiplicando la CRAD por la profundidad de enraizamiento de las plantas, también llamada profundidad efectiva del suelo o útil.

Tabla 5-6: Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD), resultante de la diferencia entre el agua a Capacidad de Campo (CC) y el Punto de Marchitamiento (PM). Los valores fueron calculados con los contenidos hídricos obtenidos tras ajustar las curvas con el modelo de *van Genuchten*.

		CC	PM	CRAD
		($m^3 m^{-3}$)	($m^3 m^{-3}$)	($m^3 m^{-3}$)
Cuartos	<i>Árbol 5 cm</i>	0.373	0.097	0.276
	<i>Pastizal 5 cm</i>	0.297	0.127	0.170
	<i>15 cm</i>	0.267	0.146	0.124
	<i>25 cm</i>	0.281	0.150	0.130
Parapuños (suelos sobre pizarra)	<i>Árbol 5 cm</i>	0.362	0.197	0.165
	<i>Retama 5 cm</i>	0.339	0.088	0.250
	<i>Pastizal 5 cm</i>	0.339	0.118	0.222
	<i>15 cm</i>	0.318	0.173	0.145
Parapuños (Luvisol)	<i>25 cm</i>	0.239	0.157	0.083
	<i>Retama 5 cm</i>	0.237	0.074	0.164
	<i>Pastizal 5 cm</i>	0.245	0.134	0.111
	<i>15 cm</i>	0.210	0.130	0.080
Naranjero	<i>25 cm</i>	0.423	0.287	0.136
	<i>Árbol 5 cm</i>	0.325	0.173	0.152
	<i>Pastizal 5 cm</i>	0.312	0.178	0.134
	<i>15 cm</i>	0.282	0.174	0.108
	<i>25 cm</i>	0.269	0.178	0.091

5.2 Condicionantes meteorológicos durante el estudio

5.2.1 Precipitación

5.2.1. A - Precipitación a escala anual

Los valores de precipitación anual para las tres áreas de estudio muestran una clara variabilidad espacial e irregularidad temporal, con la sucesión y alternancia de años secos y húmedos que caracteriza al clima mediterráneo. Dicha irregularidad queda reflejada en la Fig. 5-4, donde se representa la precipitación de cada año hidrológico (del 1 septiembre al 31 agosto) clasificada según sus quintiles para las tres zonas de estudio.

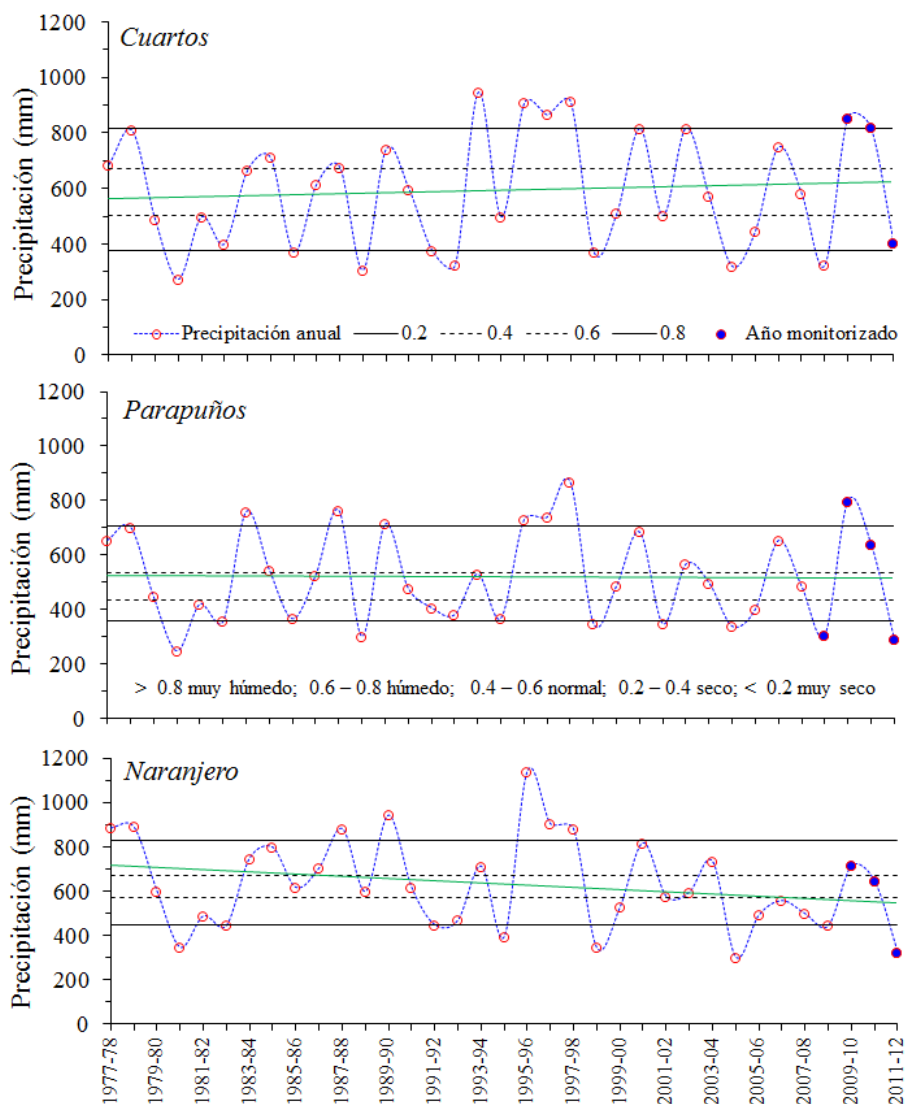


Fig. 5-4: Series de precipitación anual en las tres áreas de estudio; $n=35$ años. Siguiendo el criterio del INM [1991], la correspondencia entre quintiles y pluviometría anual es la siguiente: < 0.2 año muy seco; $0.2-0.4$ seco; $0.4-0.6$ normal; $0.6-0.8$ húmedo; > 0.8 muy húmedo. Los puntos con relleno azul se corresponden con los años en los que se monitoriza el agua del suelo. La línea verde continua muestra la tendencia pluviométrica de la serie representada.

La pluviometría media anual en Cuartos, Parapuños y Naranjero durante los 35 años analizados fue de 593.8, 518.2 y 631.3 *mm*, respectivamente, lo que refleja cierta variabilidad espacial de la precipitación (Tabla 5-7). La irregularidad temporal de las series se manifiesta en la alternancia de años secos-húmedos y en los valores de desviación estándar y coeficiente de variación. Dichos valores son más altos que los obtenidos por otros autores en varias zonas de la Península Ibérica, como por ejemplo en la mayor parte de la Meseta Norte (20-25%) o la zona cantábrica (<15%), aunque son inferiores a zonas del litoral mediterráneo como la costa de Almería, Murcia o Alicante (40%)[Font Tullot, 2000]. A pesar de esto, la irregularidad temporal puede considerarse similar entre las áreas de estudio, ya que sus valores de coeficiente de variación no difieren más del 2.2%.

Tabla 5-7: Características de las series temporales de precipitación anual (*mm*) en las tres áreas de estudio. *n* = 35 años. DS = desviación estándar (*mm*); CV = coeficiente variación (%); 0.2 y valores sucesivos = quintiles (*mm*).

	Promedio	DS	CV	0.2	0.4	Mediana	0.6	0.8
Cuartos	593.8	205.5	34.6	376.0	501.4	584.5	670.1	816.8
Parapuños	518.2	172.4	33.6	354.8	435.3	486.6	535.3	704.9
Naranjero	631.3	204.6	32.4	448.0	569.2	601.5	669.3	830.3

Por otro lado, los años con una pluviometría inferior al promedio fueron sensiblemente más abundantes que aquellos con precipitaciones superiores, lo que significa que las distribuciones muestran un sesgo positivo, predominando los años secos sobre los húmedos. Dicho sesgo positivo también ha sido observado en clima mediterráneo por autores como *Dougedroit* [1987], *Schnabel* [1998] o *Lázaro et al.* [2001], quienes definen la pluviometría de las zonas mediterráneas estudiadas como espacialmente variable y temporalmente irregular. Examinando los 4 años hidrológicos en los que se centra gran parte de este estudio (entre 2008–09 y 2011–12), el primero y el último pueden considerarse como secos o muy secos en las tres fincas, mientras que los dos intermedios son años húmedos o muy húmedos en Cuartos y Parapuños, y sensiblemente menos húmedos en Naranjero.

La tendencia de las series temporales muestra patrones diferentes según el área de estudio y el periodo temporal considerado. Para el periodo de 35 años, en Cuartos la tendencia fue sensiblemente creciente, principalmente debido a que los años clasificados como muy húmedos tienen lugar en la segunda mitad de la serie (Fig. 5-4. A). En Parapuños la tendencia se mantiene estable, lo que se debe a la alternancia de años secos y húmedos (Fig. 5-4. B), mientras que en Naranjero es decreciente, lo cual podría explicarse porque 6 de los últimos 8 años analizados son considerados como secos o muy secos (Fig. 5-4. C). En cualquier caso, algunos autores sugieren la inexistencia de comportamientos pluviométricos cíclicos, mientras que otros destacan un significativo decrecimiento de la tendencia de precipitación anual que alcanzó el 20% durante los últimos 50 años. Además, se ha

observado una tendencia positiva de la variabilidad intra-anual debido a un notable desplazamiento hacia el norte de las borrascas procedentes del Atlántico, lo cual aumenta la circulación anticiclónica y origina un incremento de las condiciones estables [Schnabel, 1997; Piervitali y Colacino, 2003; Ceballos-Barbancho et al., 2004; Giorgi y Lionello, 2008].

5.2.1. B - Precipitación a escala estacional y mensual

La distribución intra-anual de la precipitación se caracteriza, al igual que la anual, por su marcada irregularidad y variabilidad espacio-temporal. Los meses más lluviosos coinciden en las tres áreas de estudio y se corresponden con noviembre y diciembre, con valores medios que superan los 80 mm (Tabla 5-8) y precipitaciones asociadas a frentes húmedos que penetran desde el Atlántico. Sin embargo, la variabilidad de estos meses también es acusada, como constatan los valores de desviación estándar y la dilatada amplitud pluviométrica (en Naranjero es de 380.3 mm). No obstante, los meses menos pluviosos (junio, julio y agosto) muestran mayor variabilidad que los anteriores ya que las lluvias suelen tener origen convectivo y normalmente se caracterizan por su brevedad, intensidad y carácter local. Asimismo, es frecuente no registrar precipitaciones durante este último periodo.

Tabla 5-8: Estadísticas mensuales de las series de precipitación en Cuartos (C), Parapuños (P), y Naranjero (N), desde 1977-78 a 2011-12. $n = 35$ años

	Promedio			Desviación estándar			Amplitud		
	C	P	N	C	P	N	C	P	N
Sep.	31.6	26.2	33.3	29.5	23.4	30.2	147.0	87.8	118.6
Oct.	84.1	70.9	78.0	61.6	52.3	56.7	265.2	194.1	237.5
Nov.	87.0	81.7	82.0	73.4	74.6	69.0	272.7	361.9	280.5
Dic.	96.6	80.7	101.7	95.5	76.6	98.3	317.2	284.6	380.3
Ene.	65.0	50.2	73.6	60.9	46.1	83.3	302.1	221.4	414.8
Feb.	56.9	47.0	70.3	49.5	37.2	57.9	178.5	169.3	215.4
Mar.	40.4	35.3	44.8	40.5	30.1	37.0	143.1	105.3	124.1
Abr.	52.2	49.7	63.2	33.0	28.3	36.9	130.2	110.3	133.2
May.	51.4	45.5	52.3	48.7	33.9	40.6	247.0	133.2	151.7
Jun.	16.7	18.2	24.3	25.3	23.5	28.7	137.2	103.2	100.6
Jul.	4.4	5.4	3.8	8.2	9.6	8.5	35.3	35.4	33.9
Ago.	7.4	7.3	3.9	10.1	10.4	6.7	38.0	49.7	22.1

La pluviometría estacional media de las áreas de estudio suele repartirse en dos máximos que se alternan entre otoño e invierno, una estación algo menos

lluviosa que, por término medio, coincide con la primavera, y una estación estival en la que la precipitación suele ser mínima o inexistente (Fig. 5-5). Sin embargo, el periodo que va de septiembre de 2008 a septiembre de 2012 mostró patrones estacionales muy irregulares. Por ejemplo, la precipitación invernal del año 2009–2010 fue significativamente elevada en las tres fincas, especialmente en Parapuños donde se alcanzaron valores similares a los de su promedio anual, mientras que durante el invierno de 2011–2012 se dio una situación opuesta y especialmente atípica [Trigo *et al.*, 2013], ya que su pluviometría se asemeja a las registradas en verano. De este modo, durante dicho invierno los periodos consecutivos sin lluvias alcanzaron 76 y 75 días en Cuartos y Parapuños, respectivamente, mientras que en Naranjero alcanzaron 57 días en los que tan sólo cayeron 3 mm. Del mismo modo, la precipitación registrada durante dicho invierno seco fue de 24.2, 23.9, y 22.9 mm en Cuartos, Parapuños y Naranjero, respectivamente; mientras que los valores del verano precedente fueron de 34.5, 23.9 y 22.6 mm (Tabla 5-9).

Tabla 5-9: Distribución mensual de las precipitaciones en Cuartos (C), Parapuños (P), y Naranjero (N), durante cuatro años hidrológicos.

	2008 - 2009			2009 - 2010			2010 - 2011			2011 - 2012		
	C	P	N	C	P	N	C	P	N	C	P	N
Sep.	19.6	9.0	45.5	28.9	31.2	24.5	15.5	33.3	0.8	22.6	24.2	22.6
Oct.	49.8	53.8	64.2	38.8	52.7	50.7	54.5	44.9	67.3	64.5	19.5	74.4
Nov.	26.3	26.4	29.9	35.6	29.9	11.7	48.3	37.2	83.8	189.5	146.2	102.9
Dic.	48.0	36.2	55.5	257.4	163.4	197.2	263.9	158.9	193.8	13.5	12.5	11.2
Ene.	77.4	39.6	105.8	91.4	120.0	95.0	104.1	61.1	41.4	10.7	11.2	9.1
Feb.	41.8	56.3	46.6	166.4	169.5	128.1	70.1	53.8	45.5	0.0	0.2	2.6
Mar.	3.2	15.0	17.3	113.0	95.0	60.0	81.3	59.0	74.7	0.0	0.0	4.8
Abr.	26.8	43.0	44.4	72.8	36.4	61.1	113.0	85.2	67.8	56.9	53.9	56.9
May.	15.4	7.7	11.3	34.5	38.2	36.8	35.8	82.2	48.3	40.4	22.3	41.
Jun.	14.5	17.9	23.6	15.2	32.1	30.2	1.0	1.7	0.5	0.3	0.2	0.0
Jul.	0.0	1.1	0.0	0.0	13.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ago.	0.0	0.0	0.0	0.5	16.6	18.8	33.5	22.2	22.1	5.6	1.8	0.0

La variabilidad espacial de la lluvia queda reflejada en periodos como el invierno de 2010-2011, en el que la precipitación de Cuartos alcanzó los 438.2 mm mientras que en Parapuños y Naranjero se registraron 273.8 y 280.7 mm, respectivamente (Fig. 5-5). De este modo, la finca con mayor precipitación anual durante los años en los que se monitorizó el agua del suelo fue Cuartos. No obstante, la finca que alcanza un promedio más elevado en la serie de 35 años es Naranjero.

La variabilidad e irregularidad estacional de las precipitaciones para este tipo de clima ya fue observada por Schnabel [1998] en un trabajo llevado a cabo con una larga serie temporal, quien además constató la recurrencia de largos periodos de sequía sin lluvia que pueden alcanzar intervalos superiores a 120 días, tal como también fue observado por Joffre y Rambal [1993].

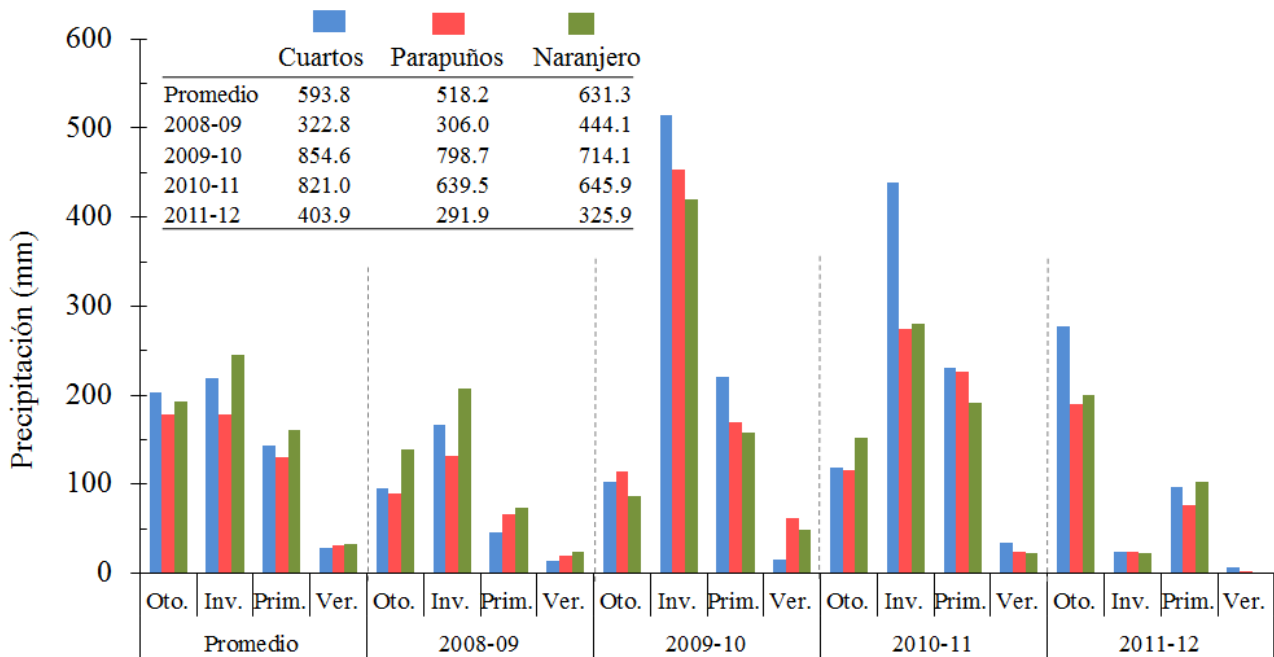


Fig. 5-5: Distribución estacional de las precipitaciones en las tres áreas de estudio, y precipitación anual de los años hidrológicos estudiados (tabla superior izquierda). Los valores promedios proceden del periodo 1977–2012 ($n=35$ años). El año hidrológico 2008-2009 no fue monitorizado en Cuartos ni Naranjero, aunque se encuentra representado. Otoño = Sept, Oct, Nov; Invierno = Dic, Ene, Feb; Primavera = Mar, Abr, May; Verano = Jun, Jul, Ago.

5.2.1. C - Precipitación a escala diaria y de evento de lluvia

La irregularidad temporal de la precipitación diaria puede describirse mediante una relación que refleja el aporte relativo de los días acumulados de lluvia sobre la pluviometría relativa acumulada [Martín-Vide, 1989; Schnabel, 1998] (Fig. 5-6. A). El resultado es una curva exponencial donde se observa que el 50% de los días producen menos del 10% de la precipitación anual, mientras que alrededor del 15% origina el 50% de lluvia, lo que demuestra la alta irregularidad de la precipitación. Por otro lado, cantidades inferiores a $10 \text{ mm } d^{-1}$ tienen lugar alrededor del 70-75% de los días lluviosos, mientras que valores superiores a $20 \text{ mm } d^{-1}$ sólo ocurren el 10% de los días con precipitación (Fig. 5-6. B). Similares resultados fueron observados por Schnabel [1998] en un análisis sobre una serie temporal de 17 años perteneciente a la estación meteorológica de Cáceres, quien encontró una curva exponencial que definía la pluviometría diaria a lo largo del año. Además, observó que el 80.8% de las cantidades diarias fueron inferiores a 10 mm . Por otro lado, Martín-Vide y Gómez [1999] determinaron que el porcentaje de

días con precipitaciones inferiores a 10 mm d^{-1} pueden suponer el 95% en áreas del litoral mediterráneo.

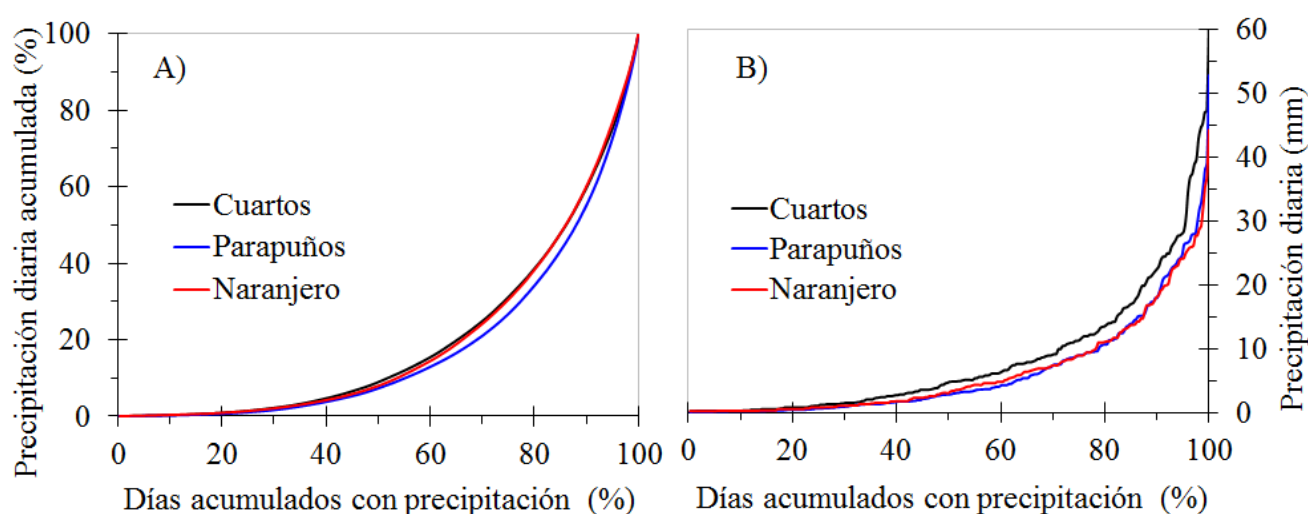


Fig. 5-6: Relación entre la cantidad de precipitación diaria acumulada (%) y el número relativo de días acumulados con precipitación, A); y relación entre la precipitación diaria (mm) y el número relativo de días lluviosos acumulados, B). Periodo: 3 años hidrológicos (2009-10 / 2011-12).

El promedio anual de días con precipitaciones superiores a 0.3 mm se situó entre 72 y 75 días para las tres fincas, aunque este valor osciló en función de la pluviometría anual. El año 2011-2012 contabilizó el mayor número de días sin lluvia y de días consecutivos sin ninguna precipitación, con registros muy próximos a los 3 meses en Cuartos y Parapuños, y superando los 4 meses en Naranjero (Tabla 5-10).

Tabla 5-10: Cantidad de eventos de lluvia por año hidrológico, número de días sin llover por año y número de días consecutivos sin precipitación. * = eventos de lluvia contabilizados a partir de la fecha de instalación de las estaciones de humedad. Cuartos (C), Parapuños (P), Naranjero (N).

Año hidrológico	Días sin precipitación > 0.3 mm			Días consecutivos sin llover			Eventos de lluvia		
	C	P	N	C	P	N	C	P	N
2008 - 2009	-	292	-	-	39	-	-	*16	-
2009 - 2010	266	263	274	66	43	65	*16	87	*5
2010 - 2011	285	278	284	56	55	56	72	78	79
2011 - 2012	325	328	321	86	86	125	38	44	47

La cantidad de eventos de lluvia registrados entre las tres fincas hasta septiembre de 2012 ascendió a 482, de los cuales 225 fueron contabilizados en

Parapuños desde marzo de 2009, 126 en Cuartos desde marzo de 2010, y 131 en Naranjero desde junio de 2010. Más de la mitad de los eventos (>58%) registraron cantidades inferiores a 5 mm en Parapuños y Naranjero, mientras que en Cuartos fue el 50%. Además, el 75% fue inferior a 14 mm (Fig. 5-7. A). La precipitación máxima en un único evento se registró en Cuartos con 73.3 mm, mientras que en Parapuños y Naranjero se registraron máximos de 53.6 y 50.0 mm, respectivamente. Las máximas cantidades en 30 minutos fueron inferiores a 2.0 mm en la mitad de las ocasiones, y el 75% inferior a 4.0 mm (Fig. 5-7. B). La duración de los eventos no fue mayor a 6 horas en el 50% de los casos, mientras que alrededor de un 10% fue mayor a 24 horas (Fig. 5-7. C). La precipitación en las últimas 48 horas previas al evento de lluvia fue superior a 5 mm el 55% de las veces, pero solamente superior a 20 mm en un 15% de los eventos (Fig. 5-7. D).

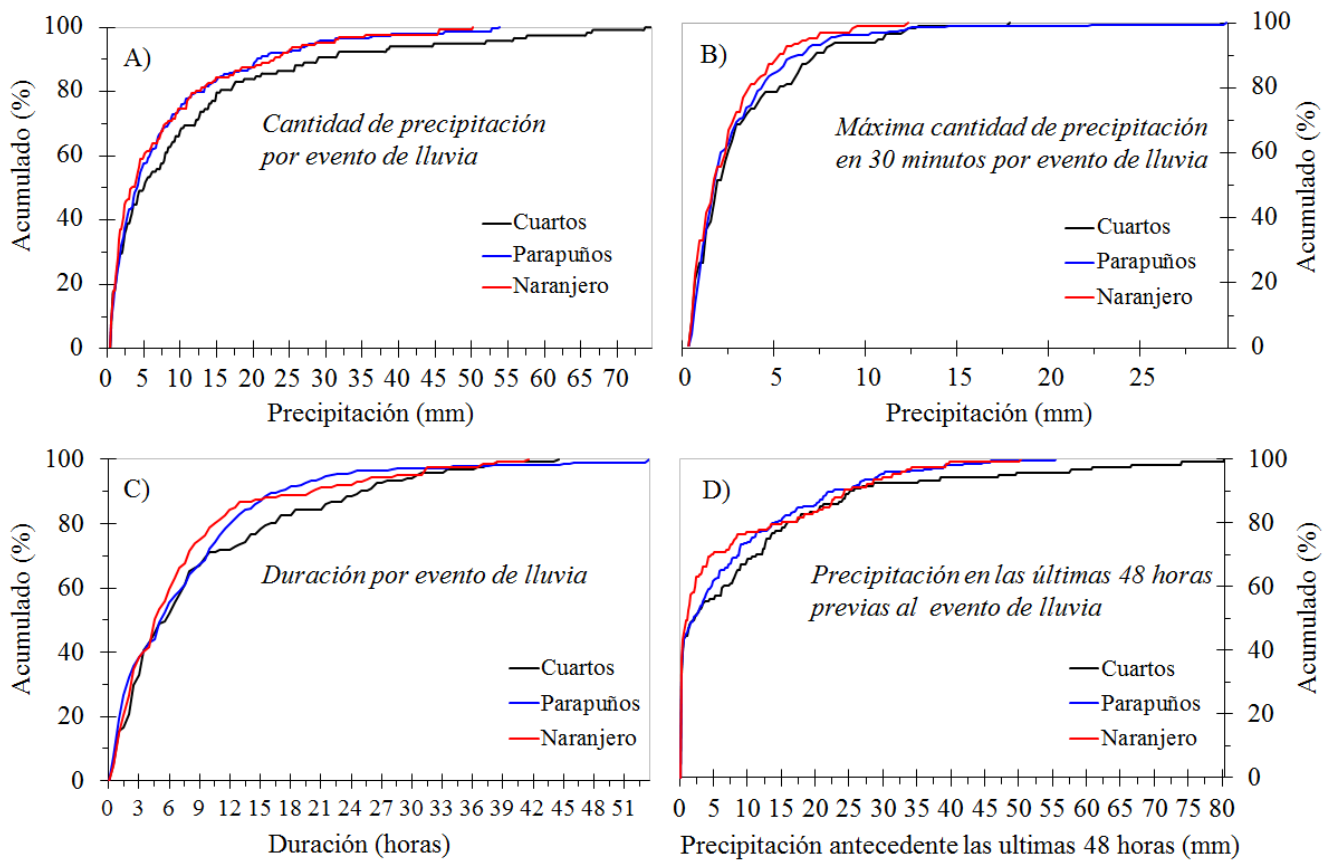


Fig. 5-7: Distribución de frecuencia acumulada de algunas de las propiedades de los eventos de lluvia en las áreas de estudio.

El análisis de frecuencias mostró además otras propiedades para los eventos de lluvia que son resumidos en la Tabla 5-11. Por ejemplo, la cantidad máxima de precipitación en 60 minutos sólo es superior a 4 mm durante el 25% de los eventos, mientras que el tiempo transcurrido desde el último evento fue inferior a 24 horas el 50% de las veces. Según lo expuesto, una de las principales conclusiones que

pueden extraerse es que los eventos que se repiten con mayor frecuencia suelen mostrar baja cantidad de precipitación, débiles intensidades, duración relativamente corta y suelen estar concentrados en el tiempo. Sin embargo, la aportación de estos eventos a la pluviometría anual es baja, mientras que la aportación de los grandes eventos es mayor, aunque en este caso disminuye su frecuencia.

Tabla 5-11: Propiedades de los eventos de lluvia en Cuartos (C), Parapuños (P) y Naranjero (N).

	25%			50%			75%		
	C	P	N	C	P	N	C	P	N
Duración	2.5	1.5	2.0	6.0	5.0	4.8	14.0	10.5	9.5
Rainfall	1.3	1.3	1.3	5.1	4.1	3.6	14.0	10.0	10.9
Max5	0.3	0.2	0.3	0.8	0.6	0.5	1.5	1.5	1.0
Max10	0.5	0.4	0.5	1.0	0.9	0.8	2.3	2.3	1.8
Max30	0.8	0.6	0.8	1.8	1.7	1.5	3.8	3.8	3.0
Max60	1.0	0.9	0.8	2.3	2.1	2.3	5.6	4.9	4.1
TLE	10.0	10.0	10.5	29.5	26.0	34.2	146.0	137.0	110.5
TPE	38.5	33.5	56.0	140.5	119.5	110.5	369.5	327.0	304.5
AP	213.1	128.8	170.2	378.0	284.9	283.3	668.6	540.6	493.8
AP/day	1.4	1.2	1.3	2.9	2.0	2.1	3.0	2.2	2.4
AP24h	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.3	5.3	4.1	4.3
AP48h	0.0	0.0	0.0	2.3	1.5	0.9	13.2	10.5	8.1
AP5	0.3	0.2	0.8	11.2	7.9	6.7	24.6	18.4	22.4
AP15	4.6	8.8	7.9	24.1	22.6	32.5	66.3	46.8	53.3
AP30	29.2	21.1	30.7	68.6	47.2	59.4	102.1	78.8	88.4
AP45	55.2	37.0	46.2	99.6	65.4	81.7	145.5	105.3	125.0

A pesar de las conclusiones obtenidas, los resultados de los análisis a escala de evento deben ser considerados con precaución a la hora de compararse con otros estudios, ya que aquellos en los que se especifica el criterio usado para separar los eventos de lluvia son poco frecuentes. En este sentido, *Dunkerley* [2008] aplicó diferentes valores como criterio de separación de eventos en un análisis de lluvia para zonas semiáridas de Australia, observando marcadas variaciones en los resultados estadísticos dependiendo de los valores utilizados, y destacando que los valores de separación comprendidos entre 6 y 8 horas son los más apropiados para este tipo de climas. Asimismo, *Dunkerley* [2013] observó que durante años secos la proporción de eventos inferiores a 5 mm era del 73%, mientras que en años húmedos fue del 53%, lo cual debe ser un factor a considerar debido a los cambios predichos en los patrones de precipitación [*Philandras et al.*, 2011; *IPCC*, 2013; *NASA*, 2014].

5.2.2 Temperatura ambiente y evapotranspiración potencial

La dinámica temporal de la temperatura y de la evapotranspiración potencial en las tres áreas de estudio siguió, de forma general, los patrones estacionales que caracterizan al clima mediterráneo. Los valores máximos y mínimos de ambas variables fueron registrados en verano e invierno, respectivamente, mientras que el otoño y la primavera constituyeron periodos de transición. Considerando una escala temporal más detallada, las variaciones estuvieron asociadas a fenómenos meteorológicos concretos, como la ocurrencia de periodos ciclónicos o anticiclónicos, que determinaron las oscilaciones diarias e incluso semanales y caracterizaron el clima durante esos intervalos de tiempo (Fig. 5-8).

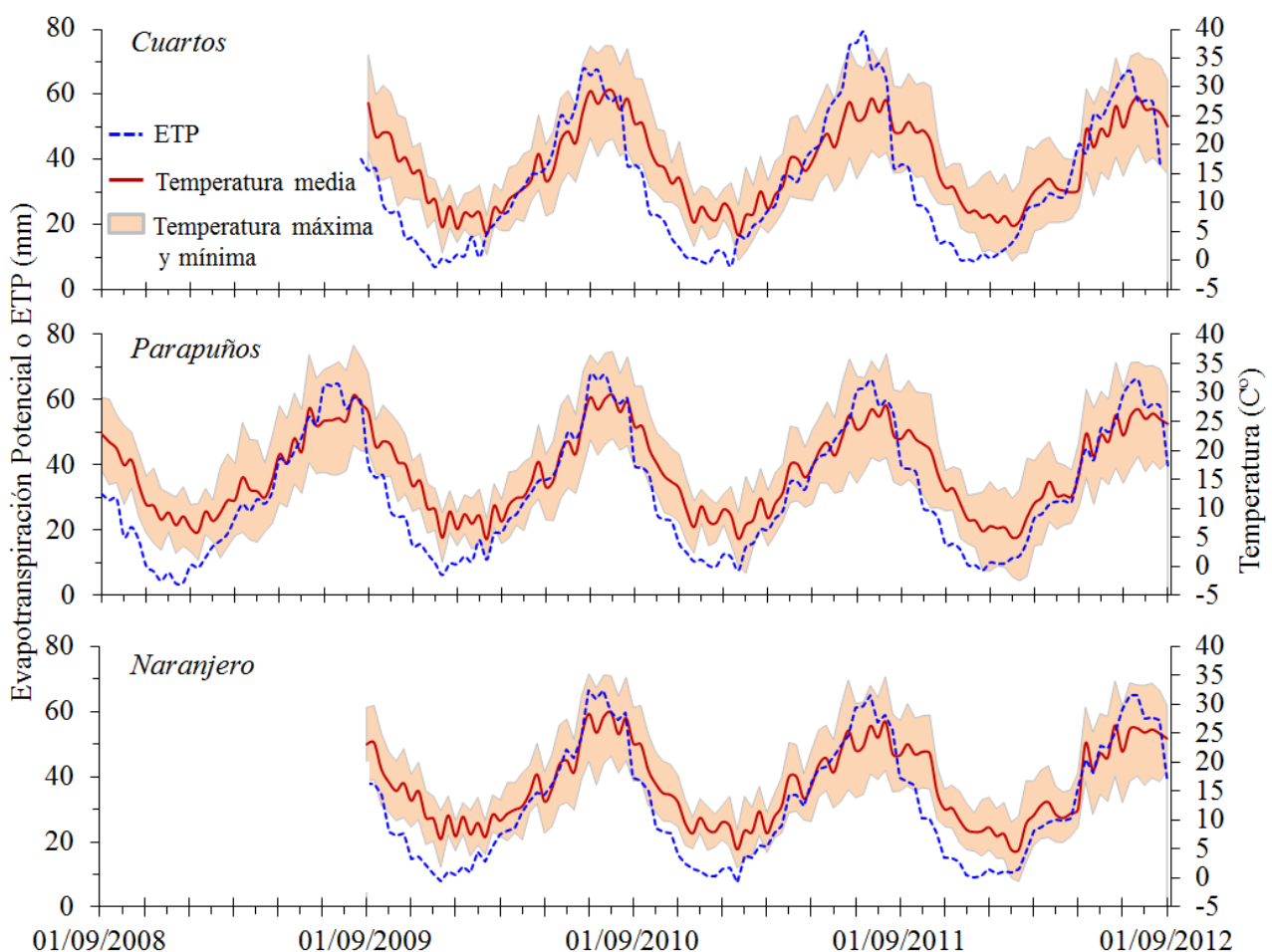


Fig. 5-8: Serie de evapotranspiración potencial o ETP (línea discontinua azul) y temperatura ambiente media (línea roja), máxima y mínima (sombreado rosa), en las tres áreas de estudio. Ambas variables representan promedios decenales de los valores diarios.

Las temperaturas diarias más elevadas se registraron en Parapuños durante el verano de 2011-12, alcanzando valores de 42.7 °C, mientras que las máximas diarias de Cuartos y Naranjero fueron de 41.9 y 41.6 °C, respectivamente, también

durante el mismo año. Asimismo, las mínimas se registraron en Parapuños a lo largo del invierno 2008-09, con picos de $-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que en Cuartos y Naranjero alcanzaron -5.7 y $-3.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente, durante el invierno 2009-10. Los meses más fríos y calurosos se corresponden, respectivamente, con febrero y julio-agosto para las tres áreas de estudio.

Las temperaturas medias oscilaron de forma similar entre las tres fincas, mostrando valores anuales en torno a los $16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Como era de esperar, la estación más fría fue el invierno, siempre marcando temperaturas medias estacionales inferiores a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que la más cálida fue verano con valores en torno a los $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Tabla 5-12). Los promedios térmicos en primavera y otoño fueron similares a los valores medios anuales, es decir, oscilaron en torno a los $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ en las tres fincas.

La mínima amplitud térmica de las tres áreas de estudio tuvo lugar durante el invierno como consecuencia de los valores moderados que mostraron las temperaturas máximas y mínimas a lo largo de la estación, lo que refleja la estabilidad térmica invernal (Tabla 5-12). Sin embargo, el invierno de 2011-12 mostró una amplitud sensiblemente mayor a la de años anteriores, lo cual podría estar originado por las bajas precipitaciones acaecidas y por la consiguiente falta de humedad edáfica y ambiental que facilitase la amortiguación de las temperaturas. Lo contrario sucedió en verano, estación en la que es común alcanzar amplitudes incluso de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ debido a los contrastes térmicos entre día y noche. El otoño y la primavera mostraron valores similares durante el periodo de estudio, lo cual refleja comportamientos parecidos pero con dinámicas opuestas entre las estaciones.

Tabla 5-12: Temperaturas medias estacionales (T) y amplitud térmica estacional (AT) calculadas con los valores diarios; y evapotranspiración potencial (ETP) estacional, calculada según el método establecido por *Turc* [1961] para periodos decenales.

		Cuartos			Parapuños			Naranjero		
		ETP	T	AT	ETP	T	AT	ETP	T	AT
2008-09	Otoño	-	-	-	166.1	15.9	11.9	-	-	-
	Invierno	-	-	-	94.2	8.4	10.1	-	-	-
	Primavera	-	-	-	293.1	15.5	15.7	-	-	-
	Verano	-	-	-	526.2	25.5	17.4	-	-	-
2009-10	Otoño	232.0	18.7	13.2	229.3	18.2	10.8	220.6	16.6	11.0
	Invierno	100.2	7.8	7.3	104.1	7.9	7.6	111.0	9.1	7.1
	Primavera	279.5	14.0	11.4	277.0	13.7	11.5	280.3	14.1	10.2
	Verano	539.8	26.4	16.0	532.9	26.3	15.1	520.0	25.1	14.4
2010-11	Otoño	218.1	16.2	12.0	225.0	16.2	11.8	224.5	15.6	10.1
	Invierno	108.5	8.2	8.9	111.4	8.4	8.9	111.2	8.6	7.5
	Primavera	301.6	16.0	12.5	297.4	15.7	11.6	289.4	15.1	10.1
	Verano	606.2	24.9	17.5	517.8	24.3	16.8	505.5	23.3	15.4
2011-12	Otoño	230.5	18.0	13.0	237.6	17.9	13.9	237.4	17.5	10.6
	Invierno	103.8	7.8	12.4	95.5	6.8	13.6	101.0	7.6	9.7
	Primavera	286.6	14.9	13.2	287.4	14.7	13.3	277.8	14.0	10.9
	Verano	531.7	25.2	16.5	522.3	24.8	16.7	516.4	24.2	15.9

Por otro lado, los valores de ETP mostraron grandes diferencias estacionales con cantidades que apenas superaron los 100 *mm* durante el invierno y rebasaron ampliamente los 500 *mm* en verano, mientras que la primavera mostró valores sensiblemente superiores al otoño debido al aumento de horas de luz y de temperaturas (Tabla 5-12). Los mayores valores de ETP anual fueron registrados en Cuartos durante el año 2010-11, con 1234.4 *mm*, mientras que los más bajos fueron registrados en Parapuños durante el año 2008-09, con 1079.5 *mm*. Naranjero presentó unos valores de ETP anual muy estables, con cantidades que oscilaron en torno a los 1130 *mm* para cada uno de los años hidrológicos analizados.

La frecuencia e intensidad de eventos extremos, tales como las lluvias extremas diarias y aumento de temperaturas, se ha incrementado en Europa en las últimas décadas [Alpert *et al.*, 2002; IPCC, 2013], lo que puede conducir a un incremento en los ratios de escorrentía y erosión del suelo, y a un decrecimiento de la humedad edáfica [Cerdá *et al.*, 1998]. Los cambios predichos en los patrones estacionales de distribución de la lluvia y el incremento de la temperatura del aire en los próximos años pueden realzar la intensidad y duración de los periodos de déficit hídrico del suelo y de las sequías, así como realzar la demanda evaporativa y permitir una mayor capacidad de interceptación de las cubiertas vegetales durante periodos más prolongados [Piervitali *et al.*, 1997; IPCC, 2013]. Estas circunstancias podrían afectar a la cantidad de agua que alcanza el suelo y por tanto a los consecuentes procesos ecohidrológicos.

5.3 Dinámica del agua del suelo

La dinámica espacio-temporal del agua del suelo está controlada por factores locales y no-locales que determinan las variaciones hídricas a distintas escalas en el espacio y en el tiempo. Entre los primeros factores se encuentran variables como las propiedades edáficas, profundidad del perfil, micro-topografía local o la cubierta vegetal, mientras que entre los segundos influye la topografía relativa, o los condicionantes climáticos [Wilson *et al.*, 2004; Grayson *et al.*, 2006]. La dinámica hídrica dependerá del peso de dichos factores en función del tiempo.

5.3.1 Variación espacial en los perfiles de suelo

Los contenidos hídricos de las estaciones de humedad presentaron ligeras diferencias a pesar de la relativa similitud entre la potencia de sus perfiles y algunas de sus propiedades edáficas. La [Tabla 5-13](#) resume los valores de humedad de cada estación de humedad (SMS), calculados a partir de los promedios diarios de todos los sensores de cada SMS, para el periodo que va desde el 01-09-2010 hasta el 31-08-2012.

Tabla 5-13: Resumen estadístico de los valores hídricos (m³/m³) de cada estación de humedad del suelo (SMS), obtenidos con los sensores correspondientes a cada SMS para el periodo 01-09-2010/31-08-2012. El periodo en CT2 y NG3 comienza el 01/11/2011 y el 24/05/2011, respectivamente, mientras que en PT2 comienza el 01/12/2010. En CG2 todos los sensores están a 5 cm.

	SMS	Promedio	Desviación estándar	Máximo	Mínimo	Coficiente variación (%)	Sesgo
Cuartos	CG1	0.259	0.104	0.447	0.115	40.1	0.20
	CG2	0.192	0.109	0.403	0.050	56.8	0.17
	CT1	0.272	0.090	0.449	0.157	33.2	0.42
	CT2	0.247	0.076	0.423	0.142	30.9	0.36
Parapuños	PG1	0.279	0.087	0.435	0.166	31.2	0.31
	PG2	0.236	0.102	0.436	0.114	43.3	0.45
	PG3	0.281	0.112	0.451	0.134	40.0	0.27
	PG4	0.227	0.083	0.395	0.112	36.6	0.44
	PR1	0.243	0.093	0.435	0.124	38.4	0.54
	PR2	0.238	0.090	0.425	0.122	37.7	0.46
	PR3	0.212	0.096	0.444	0.060	45.0	0.62
	PT1	0.201	0.100	0.449	0.082	49.5	0.80
	PT2	0.245	0.107	0.451	0.103	43.5	0.42
Naranjero	NG1	0.278	0.102	0.436	0.121	36.7	-0.08
	NG2	0.231	0.092	0.436	0.083	40.0	0.02
	NG3	0.218	0.090	0.394	0.112	41.2	0.68
	NT1	0.165	0.084	0.429	0.045	51.0	0.29

Los contenidos hídricos medios de las estaciones oscilaron entre los $0.272 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $0.192 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en Cuartos, los $0.281 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $0.201 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en Parapuños, y entre los $0.278 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $0.165 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en Naranjero. Las estaciones con los valores medios más altos de Parapuños y Naranjero se localizaron en los espacios abiertos, mientras que en Cuartos se registraron bajo la copa del árbol [Tabla 5-13](#). Pese a que algunas SMS, como por ejemplo PG3 o CT1, presentaron altos contenidos medios, los valores positivos de los coeficientes de asimetría indicaron que los contenidos hídricos diarios se mantuvieron con mayor frecuencia por debajo de sus respectivos valores medios de humedad que por encima de éstos. Lo opuesto puede observarse en dos estaciones de Naranjero ubicadas en los espacios abiertos, NG1 y NG2, que registraron con mayor frecuencia contenidos próximos a la media e incluso mayores.

A pesar de que cada estación de humedad presentó un valor hídrico promedio característico de su perfil, dichos valores medios estuvieron determinados por la distribución vertical del agua a lo largo del suelo, tal como refleja la [Fig. 5-9](#). Por ejemplo, el hecho de que las estaciones PG1 y PG3 mostrasen los mayores contenidos hídricos se debe, por un lado, a los elevados valores de humedad que PG1 registró en su horizonte árgico, y por otro, a la homogeneidad hídrica que PG3 presenta en su perfil, consecuencia de su ubicación. Por el contrario, los valores mínimos observados en PT1 y NT podrían estar asociados a una combinación de factores como la poca profundidad del perfil, el efecto de la interceptación de la copa del árbol o el consumo hídrico de la vegetación. Por otro lado, conviene señalar que, aunque la [Fig. 5-9](#) únicamente considera los dos últimos años hidrológicos, los valores de cada SMS no variaron significativamente con respecto al periodo de estudio completo.

Considerando la distribución hídrica vertical de los perfiles de cada finca, la capa del suelo donde se observaron menores diferencias entre los valores medios de cada estación de humedad se localizó en los primeros 5 cm de suelo. Generalmente, a mayores profundidades la diferencia hídrica entre los valores medios de las SMS aumentó en Parapuños y Naranjero. Sin embargo, los perfiles de Cuartos presentaron unos valores medios muy similares en profundidad, lo que podría indicar cierta homogeneidad hídrica en la capa a 30 cm .

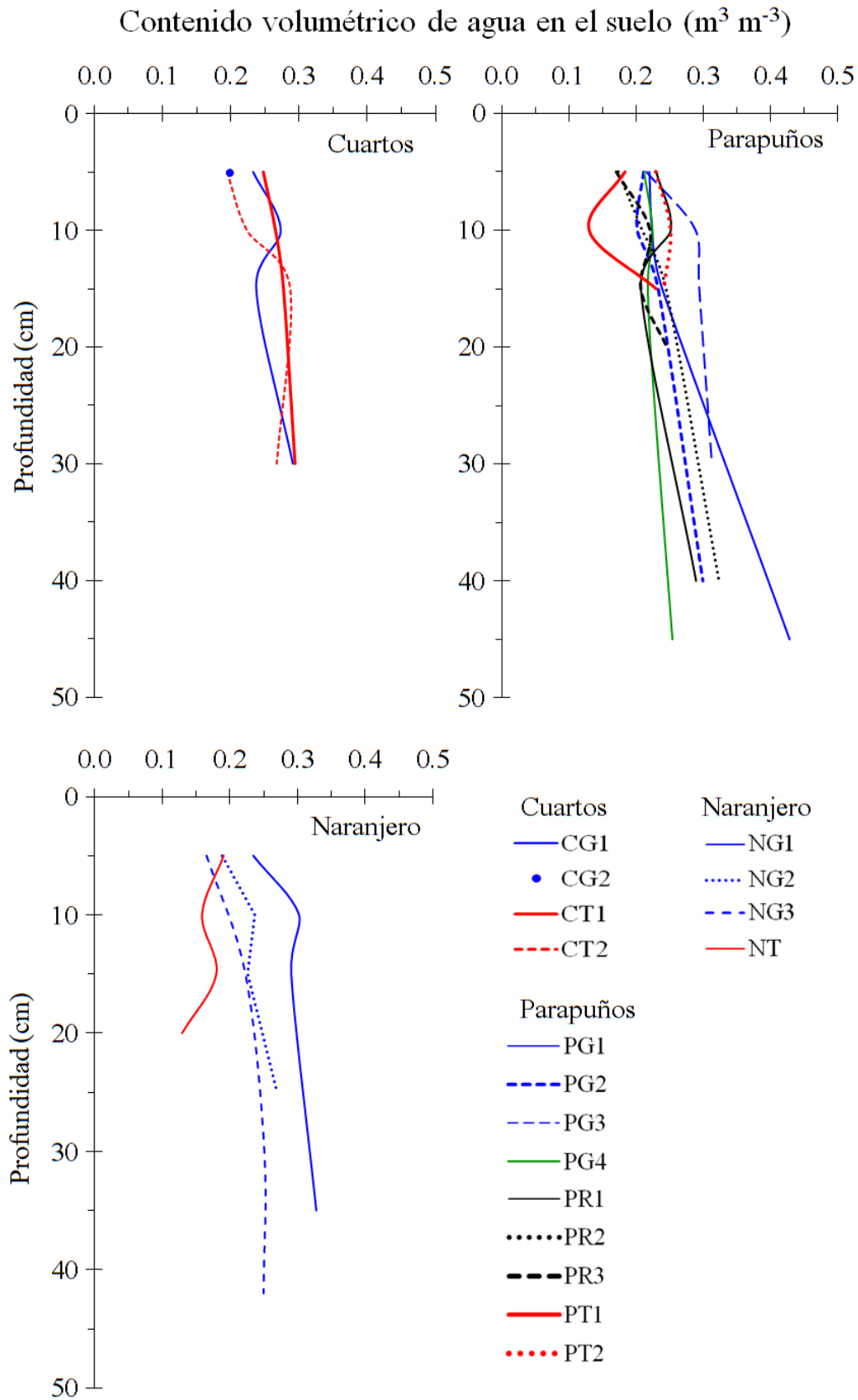


Fig. 5-9: Distribución del contenido hídrico medio en profundidad para cada estación de humedad, desde el 01/09/2010 hasta el 31/08/2012. El periodo para CT2 y NG3 comienza el 01/11/2011 y el 24/05/2011, respectivamente, mientras que para PT2 comienza el 01/12/2010.

La distribución de los contenidos de humedad a lo largo de los perfiles depende, en gran parte, de las propiedades edáficas del suelo. Con el fin de definir el papel de dichas propiedades sobre los contenidos hídricos, se relacionaron las variables físicas de las cuatro capas monitorizadas en cada SMS con 5 estados de humedad. Dichos estados se establecieron como sigue: 1-Seco, con una precipitación acumulada en los últimos veinte días de 0 mm; 2- Poco Húmedo, con una precipitación acumulada de alrededor de 30 mm; 3- Húmedo, entre 35 y 60 mm; 4-Muy Húmedo, más de 100 mm; y 5- Saturado, superior a 175 mm. (Tabla 5-14). El periodo analizado abarcó desde julio de 2010 a enero de 2011 y recogió todo el rango de situaciones hídricas posibles, es decir, desde estados de humedad secos a saturados. Los resultados mostraron una relación positiva entre el contenido hídrico y la cantidad de arcillas, a pesar de su baja proporción en los suelos analizados, que fue más marcada bajo condiciones secas y disminuyó con el aumento de la humedad. Lo opuesto fue observado con la arena, presentando relaciones significativamente negativas con todos los contenidos hídricos del suelo excepto con estados intermedios. A pesar de la alta proporción existente en los suelos analizados, el contenido de limos no mostró relación significativa con la humedad, lo que podría deberse a su variabilidad granulométrica, con tamaños de partícula en algunos casos próximos a las arcillas y en otros a las arenas. Igualmente, los contenidos de materia orgánica no mostraron relaciones significativas, lo que indica mayor complejidad en sus interacciones con los contenidos de humedad [Lozano-Parra et al., 2011]. En áreas de estudio con características similares a las de este trabajo, Ceballos-Barbancho et al. [2005] encuentran que bajo condiciones de homogeneidad climática es la composición granulométrica, fundamentalmente la porción fina, la principal variable que explica los patrones espaciales de distribución de la humedad a lo largo del tiempo.

Tabla 5-14: Análisis de correlación entre propiedades edáficas y contenidos hídricos de los suelos en diferentes estados. ($n = 50$) (* $p < 0.05$; ** $p < 0.001$).

	Seco	Poco húmedo	Húmedo	Muy húmedo	Saturado
<i>Arcilla</i>	**0.78	**0.53	0.27	*0.45	*0.45
<i>Limo</i>	*-0.28	-0.13	0.07	0.01	0.15
<i>Arena</i>	** -0.72	** -0.54	-0.26	** -0.55	** -0.67
<i>Materia orgánica</i>	*-0.31	-0.18	-0.08	-0.10	-0.02
<i>Profundidad</i>	**0.82	*0.39	0.18	*0.31	*0.31

La distribución de las propiedades edáficas a lo largo del perfil desempeña un importante papel en la dinámica hídrica del suelo, y constituye uno de los factores más influyentes en las variaciones hídricas de los horizontes [Ceballos-Barbancho et al., 2002]. En este caso, los horizontes superficiales presentaron, como norma general, una mayor variabilidad hídrica que los más profundos. Dicha

variabilidad en la capa superficial probablemente fue originada por una combinación de factores, como la mayor exposición a las variables externas o una mayor proporción de partículas gruesas como la arena; mientras que la disminución de la variabilidad con la profundidad probablemente fue resultado de una menor incidencia de los factores externos y de un aumento de las partículas granulométricas más finas. Estas afirmaciones se corroboran por los coeficientes de variación calculados en las series temporales diarias que registraron los sensores de algunas de las estaciones de humedad (Tabla 5-15).

Tabla 5-15: Coeficientes de variación (%) en los sensores de algunas SMS, calculados con la serie temporal diaria completa.

Profundidad (cm)	CG1	CT1	PG1	PR1	NO2	NT1
5	56.2	42.0	65.4	69.1	65.0	55.3
10	41.4	33.6	48.2	43.1	44.7	53.9
15	40.8	31.0	37.5	48.8	33.3	49.1
>15	32.2	30.7	14.1	32.1	25.6	50.9

A pesar de que los contenidos hídricos del suelo varían verticalmente, pueden establecerse patrones generales en su distribución vertical, tal y como refleja la Fig. 5-10 y la Fig. 5-11. Dichas figuras, obtenidas como se describe en la sección 4.5.3. A - , representan la humedad relativa de cada sensor con respecto a la humedad relativa del perfil. De este modo, puede obtenerse la profundidad que mejor representa el contenido medio de agua de una SMS. Los resultados indican que pueden distinguirse varias situaciones:

- Los primeros 5 cm del suelo normalmente registraron contenidos hídricos inferiores al promedio relativo del perfil, con valores generalmente por debajo del -10% de dicho promedio e incluso inferiores al -39% (tal como sucede en NG3). Esto podría ser resultado de una mayor incidencia de factores, como la evaporación y consumo vegetal [Hupet y Vanclooster, 2002; Paço et al., 2009]. Sin embargo, existen excepciones en las que el patrón se invierte, como las observadas en la estación NT (Fig. 5-10), que registra una humedad media un 8.2% superior al promedio relativo; o en la estación PT1 (Fig. 5-11), cuya superficie registra el contenido hídrico más representativo de todo el perfil del suelo. Dichos casos ponen de manifiesto la influencia del árbol sobre la hidrología del suelo a través del aporte de materia orgánica o la amortiguación de temperaturas [Joffre y Rambal, 1988]. Pese a esto, los contenidos hídricos superficiales fueron bastante variables, tal como indican sus desviaciones estándar mediante las barras de error.

- Las capas edáficas ubicadas a 10 y 15 cm constituyen las profundidades que mejor representan los valores medios de humedad en los perfiles. La profundidad a 10 cm normalmente registró valores inferiores al promedio relativo, mientras que a 15 cm se observó lo opuesto. No obstante, dichos valores oscilaron por encima o por debajo del promedio, del mismo modo que también lo hicieron con respecto a las capas inmediatamente superiores. Un aumento del contenido hídrico con respecto a la capa superior, como ocurre en casi todos los casos a 10 cm, podría reflejar principalmente una posible disminución del efecto de los factores externos, mientras que un descenso podría reflejar un aumento del consumo vegetal o una desigual redistribución hídrica [Smit, 2005; Lin et al., 2006b; Swarowsky et al., 2012], tal como sucedió en las estaciones NT, PT1, PR1, o CG1.
- El hecho de que la mayor parte de las profundidades localizadas en la base del perfil presentasen valores hídricos superiores al promedio relativo de la estación conllevó a pensar, por un lado, que los factores comentados anteriormente afectaron diferencialmente a las capas del suelo, y por otro, que los pastizales podrían consumir el agua principalmente de las capas superficiales y, en menor medida, de las capas profundas, circunstancia que se observa en todas las estaciones ubicadas en espacios abiertos. Esta situación estaría justificada porque la mayor proporción de raíces de pastos anuales se concentra en los primeros 10 cm de suelo, tal y como destacaron Barrera et al. [1987] y más recientemente Moreno et al. [2005]. De este modo, situaciones como las observadas en las estaciones bajo copa NT o CT2, podrían indicar que el descenso hídrico en profundidad estaría provocado fundamentalmente por el consumo del árbol, corroborando lo observado por Moreno et al. [2007b], quienes afirman que los árboles podrían tener un nicho ecológico diferente al del pastizal para extraer sus recursos. No obstante, en CT1 no se apreció tal disminución aunque su contenido hídrico fue bastante regular a lo largo del perfil, con valores entre -11.7% a 5 cm y 10.3% a 30 cm, y con bajas desviaciones estándar ($\pm 8.4\%$).

Por otro lado, las estaciones bajo la influencia de retamas mostraron mayores contenidos hídricos en la base de los perfiles que en superficie, evidenciando que el consumo hídrico del matorral podría ocurrir principalmente en capas mucho más profundas, como ya fue observado por Haase et al. [1996], Domingo et al. [1999] o más recientemente por Rolo et al. [2009a].

Finalmente, conviene destacar que, aunque este análisis no reportó el peso de los factores que condicionan los patrones hídricos, se puede intuir el papel hidrológico desempeñado por alguno de ellos. Por ejemplo, el papel de las propiedades edáficas se apreció con bastante claridad en los horizontes árgicos de los Luvisoles (PG1, PG2, PR1, PR2, PG4), cuyo contenido fue alrededor de un 30% más elevado que su respectivo promedio relativo. Caso extremo supone el

horizonte árgico de PG1, con más de un 70% sobre el valor promedio relativo y una desviación estándar de $\pm 47.3\%$ (Fig. 5-10).

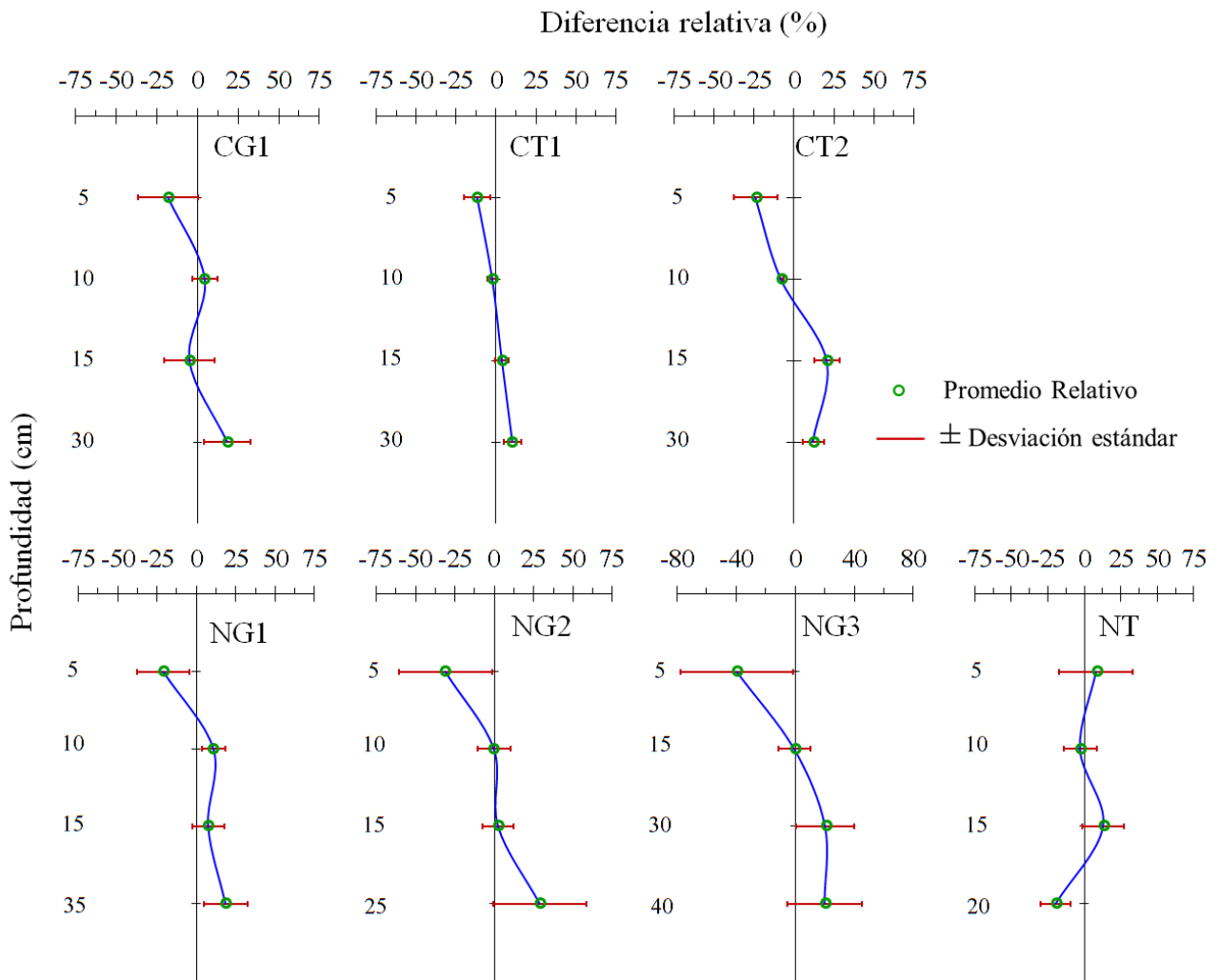


Fig. 5-10: Diferencia relativa entre la humedad media de la SMS y la humedad media para cada profundidad del perfil, en Cuartos (arriba) y Naranjero (abajo). Los valores fueron calculados a partir de la serie diaria teniendo en cuenta el periodo de monitorización completo de cada SMS.

Según lo observado, podría establecerse un patrón hídrico general para las distintas profundidades de los perfiles de suelo. Dicho patrón indica que la capa superficial del suelo registra un contenido de humedad inferior al promediado para el conjunto del perfil, mientras que las capas más profundas registran mayores contenidos hídricos. Además, las profundidades que mejor representaron el contenido medio de agua de los perfiles se localizaron entre 10 y 15 cm de la

superficie. No obstante, deben considerarse las diferencias que podrían introducir las cubiertas vegetales y la longitud de los periodos temporales analizados.

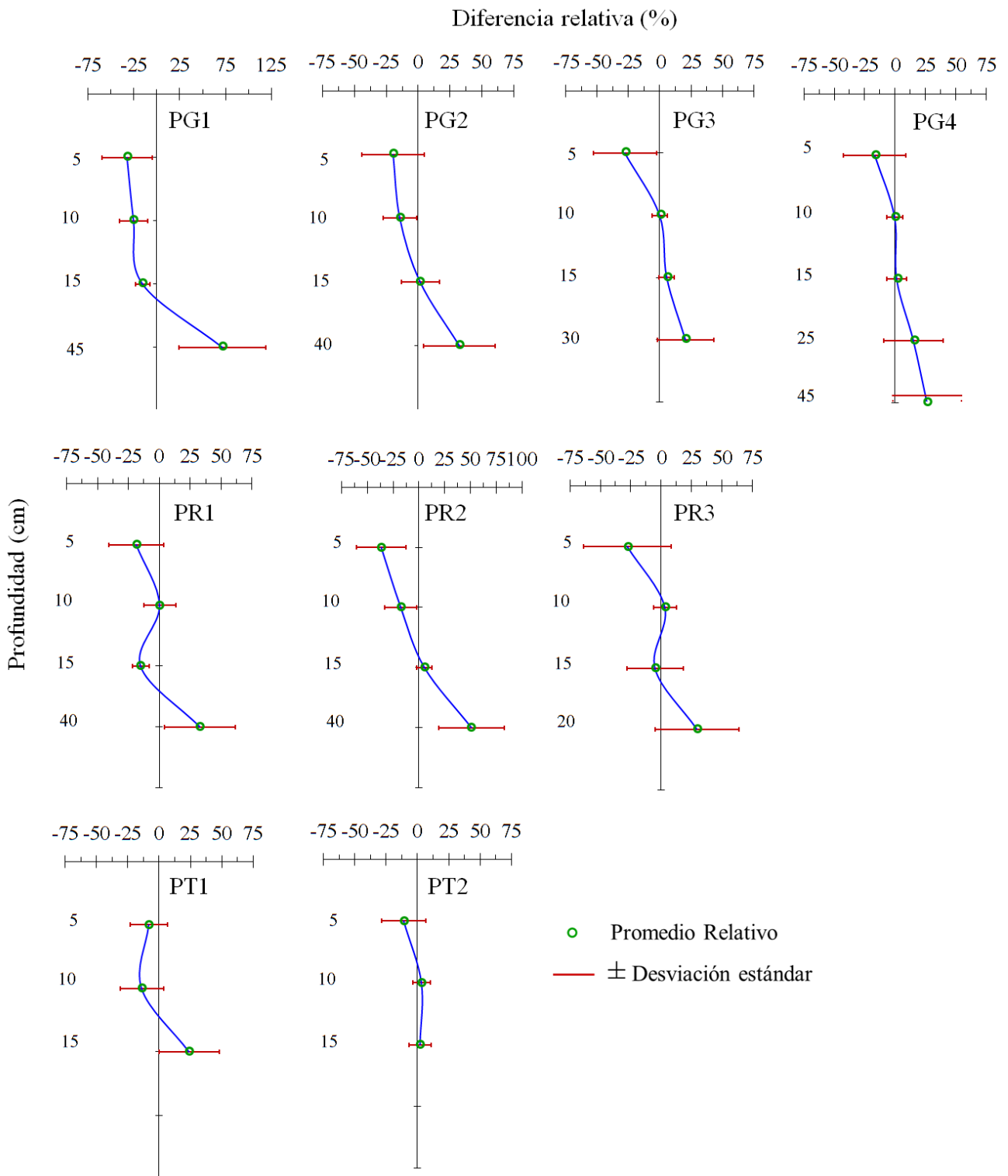


Fig. 5-11: Diferencia relativa entre la humedad media de la SMS y la humedad media para cada profundidad del perfil en Parapuños. Los valores fueron calculados a partir de la serie diaria teniendo en cuenta el periodo de monitorización completo de cada SMS.

5.3.2 Variación temporal en los perfiles del suelo

El periodo estudiado permitió observar estados hídricos del suelo muy contrastados, originados principalmente por los condicionantes meteorológicos de los años considerados. Los dos principales años hidrológicos analizados, 2010–2011 y 2011–2012, reportaron contenidos hídricos en los suelos que reflejaron las condiciones ambientales acontecidas a lo largo de cada año. Durante el año 2010–2011, más húmedo, los valores medios de humedad de todas las áreas de estudio fueron mayores que durante el año 2011–2012, más seco.

Al considerar los valores medios de cada estación de humedad (SMS), se observaron notables diferencias entre los años 2010–2011 y el 2011–2012. Con el fin de determinar si los contenidos hídricos entre cubiertas vegetales fueron estadísticamente diferentes durante dichos años, se llevó a cabo un test de diferencias estadísticas entre varias SMS de cada finca. La elección de las SMS se basó principalmente en criterios de proximidad entre ellas y similitud-calidad de sus bases de datos. En Cuartos se escogieron las estaciones CG1 y CT1; en Parapuños fueron PT2, PG3 y PG4; y NG1, NG2 y NT1 en Naranjero.

Durante el año más húmedo (2010–2011), los valores medios de humedad fueron mayores en todas las áreas de estudio y la dinámica hídrica entre estaciones bajo copa y en pastizal mostró mayor similitud, registrando normalmente pequeñas divergencias. Sin embargo, en el caso de Naranjero la humedad bajo copa siempre fue bastante menor que en espacios abiertos (Fig. 5-12). En Cuartos las diferencias entre los valores medios de CG1 y CT1 no fueron significativos ($p=0.163$), al igual que entre PT2 y PG3 ($p=0.762$). Sin embargo, sí se observaron diferencias significativas entre PT2 y PG4 ($p=0.000$) y entre todas las estaciones de Naranjero ($p=0.000$). Durante el año más seco (2011–2012), los valores de humedad medios anuales fueron inferiores que los del año anterior, y las diferencias entre las estaciones instaladas en distintas cubiertas fueron más pronunciadas, alcanzando las mayores divergencias en los periodos sin lluvias (Fig. 5-12). Para este año, los valores medios de humedad del suelo entre cubiertas vegetales fueron significativamente diferentes en todos los casos. Aunque los periodos más húmedos fueron propensos a homogeneizar los valores de humedad entre coberturas vegetales y los más secos a aumentar las diferencias, este análisis no detectó un patrón claro en favor o detrimento de las cantidades hídricas entre coberturas, ya que se observaron varias situaciones bajo condiciones climáticas similares.

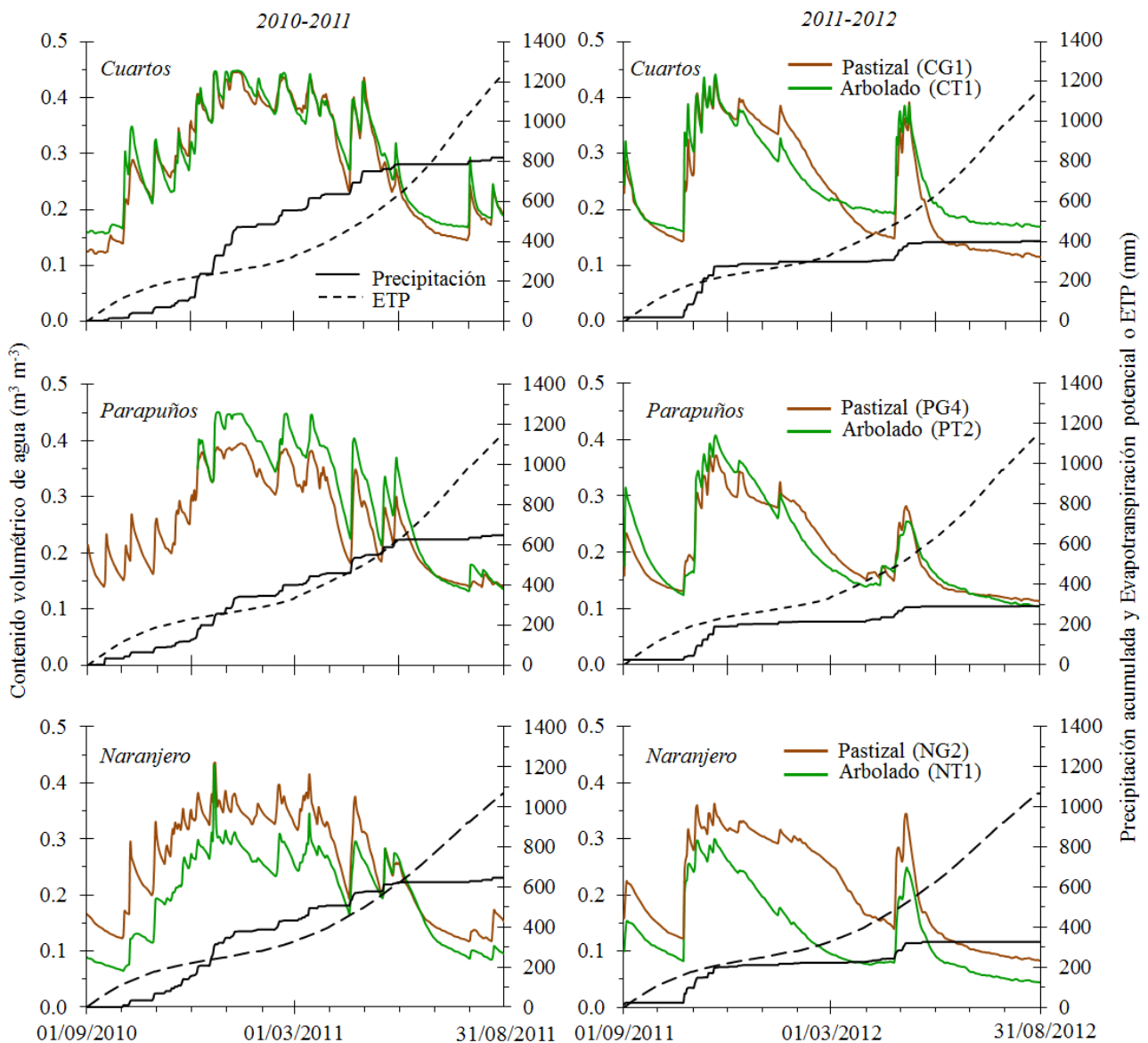


Fig. 5-12: Ejemplos de la variación anual de la humedad del suelo a escala diaria en pastizal y bajo copa de árbol en las tres áreas de estudio; lluvia y evapotranspiración potencial (PET) acumulada para los años hidrológicos 2010-2011 y 2011-2012 (columna izquierda y derecha, respectivamente). El valor de humedad representa el promedio hídrico de todo el perfil edáfico, mientras que PET fue estimada en intervalos de 10 días con el método de Turc [1961].

5.3.2. A - Estacionalidad hídrica en los perfiles edáficos

Las series temporales de humedad del suelo mostraron patrones estacionales similares entre las fincas estudiadas (Fig. 5-13). Las variaciones respondieron de forma positiva a las cantidades de precipitación y de forma negativa a la demanda evapotranspirativa, lo que permitió diferenciar cuatro periodos principales:

- un periodo de humectación coincidente con los meses de otoño, que puede ser más o menos pronunciado debido a la variabilidad de la lluvia y a la, todavía, alta evapotranspiración. Por ejemplo, en Cuartos se apreció con bastante claridad el ascenso hídrico progresivo y escalonado durante el otoño 2010-11 (Fig. 5-13.A);
- un periodo húmedo, generalmente coincidente con los meses de invierno, en el que el contenido de agua normalmente alcanzó sus valores estacionales más altos e incluso la saturación, debido a la baja demanda evapotranspirativa y a la sucesión de las precipitaciones. Este periodo fue más breve y alcanzó menor intensidad de lo habitual durante el invierno de 2011-12, debido a la escasa pluviometría durante dicha estación (Fig. 5-13);
- un periodo de secado que normalmente tuvo lugar en primavera, caracterizado por el progresivo incremento de la demanda evapotranspirativa y una gran irregularidad pluviométrica, que resultó en una tendencia decreciente de la humedad con fuertes oscilaciones puntuales durante el descenso. La primavera 2010-11 en Parapuños ilustró dicho descenso (Fig. 5-13. B);
- un periodo estival, correspondiente al verano, caracterizado por el descenso progresivo de la humedad hasta que se estabilizó en sus valores mínimos, y que tuvo su origen en la falta de precipitaciones y la fuerte demanda evapotranspirativa.

Como se comentó anteriormente, la dinámica del agua edáfica en los perfiles también estuvo determinada por condicionantes como las propiedades físicas o la profundidad del suelo considerada. En el primer caso, suelos u horizontes con propiedades físicas semejantes normalmente mostraron patrones hídricos similares, como se observa a diferentes profundidades en Cuartos y Naranjero (Fig. 5-13. A y C). Sin embargo, en horizontes con propiedades edáficas contrastadas los patrones hídricos mostraron comportamientos claramente distintos entre ellos, tal y como se observa en el horizonte árgico de Parapuños (Fig. 5-13. B, sensor a 45 cm). Dicho horizonte registró valores de humedad muy elevados durante todo el periodo, junto con variaciones que normalmente fueron más suaves y menos pronunciadas que en el resto de horizontes.

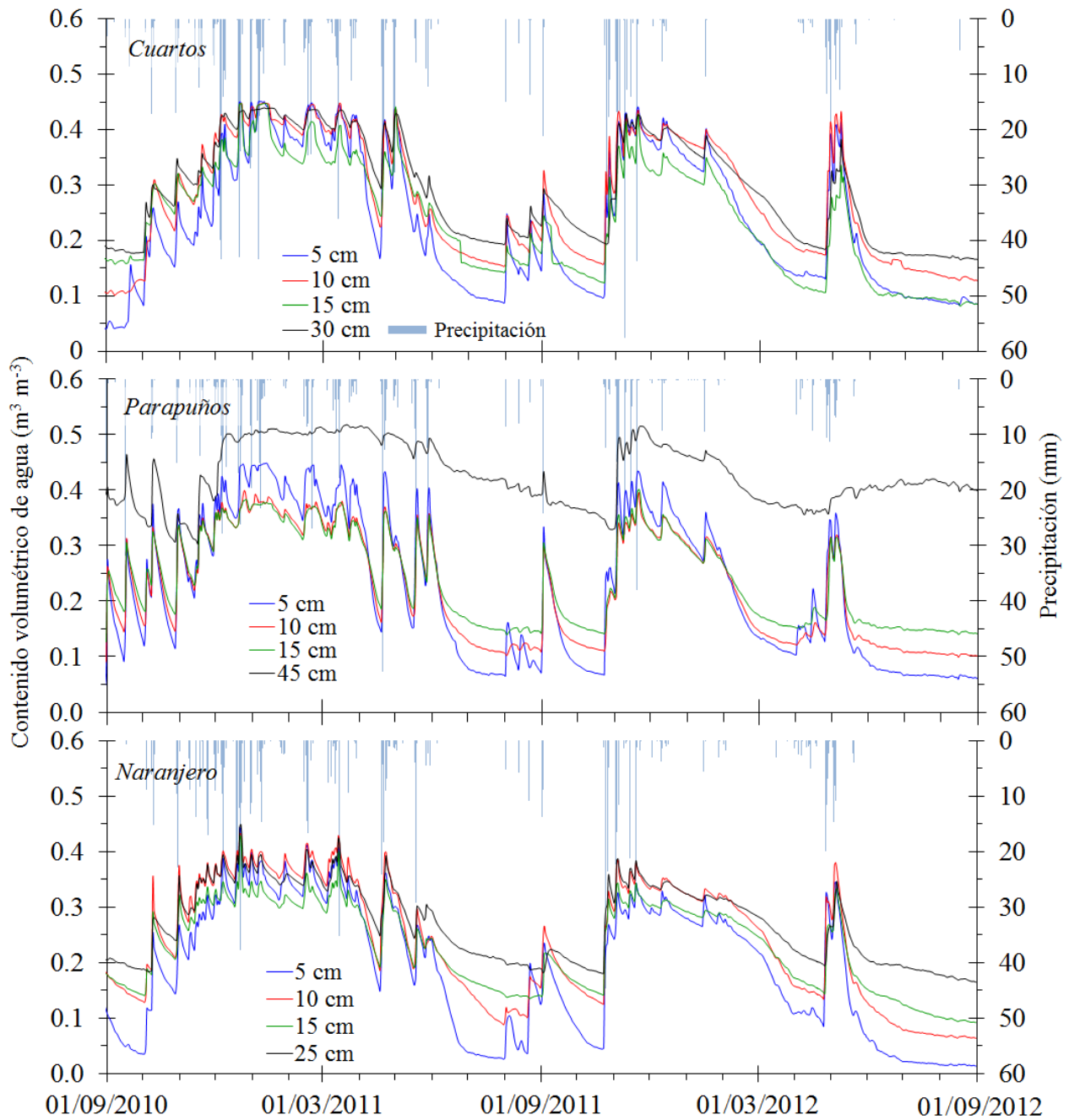


Fig. 5-13: Dinámica del agua del suelo a escala diaria en las estaciones de humedad CG1 de Cuartos; PG1 de Parapuños; y NG2 de Naranjero; durante dos años hidrológicos completos.

A pesar de la generalidad de los patrones hídricos estacionales establecidos, los contenidos de agua a lo largo del perfil oscilaron temporalmente en función de las condiciones ambientales y de la profundidad, tal y como muestra la Fig. 5-14 y la Fig. 5-15. Dichas figuras presentan los valores medios estacionales obtenidos para las distintas profundidades de los perfiles, así como la amplitud hídrica que alcanzan durante el periodo completo de monitorización, que se extrajo a partir de los valores máximos y mínimos de humedad registrados en cada profundidad.

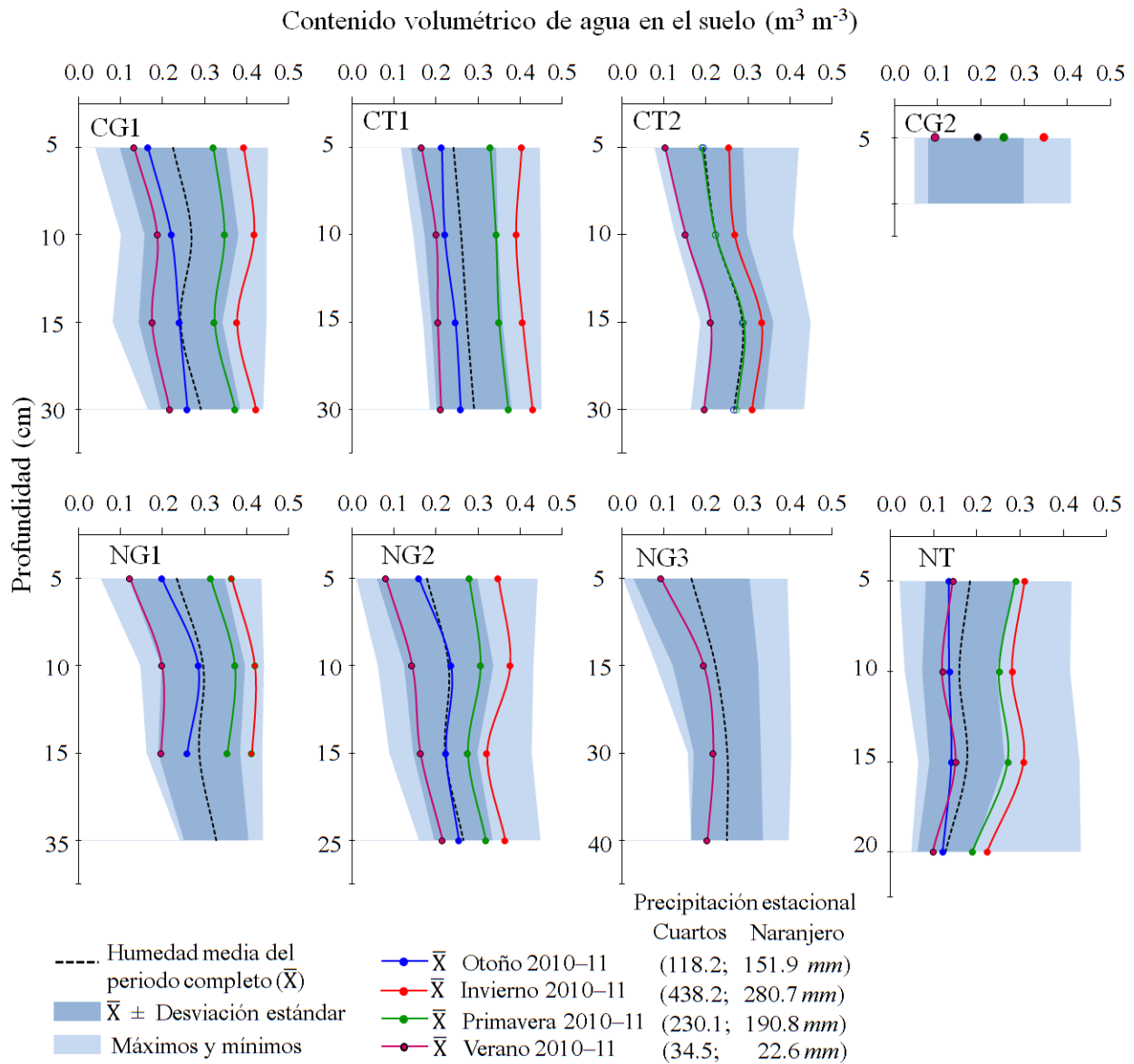


Fig. 5-14: Contenido medio de agua en los perfiles (*línea negra discontinua*) y su desviación estándar (*sombreado azul oscuro*), amplitud hídrica alcanzada durante todo el periodo de monitorización (*sombreado azul claro*), y dinámica estacional de la humedad en Cuartos (*arriba*) y Naranjero (*abajo*) durante el año hidrológico 2010-2011. CT2 presenta los valores del año 2011-2012. Entre paréntesis, la precipitación estacional en Cuartos y Naranjero, respectivamente.

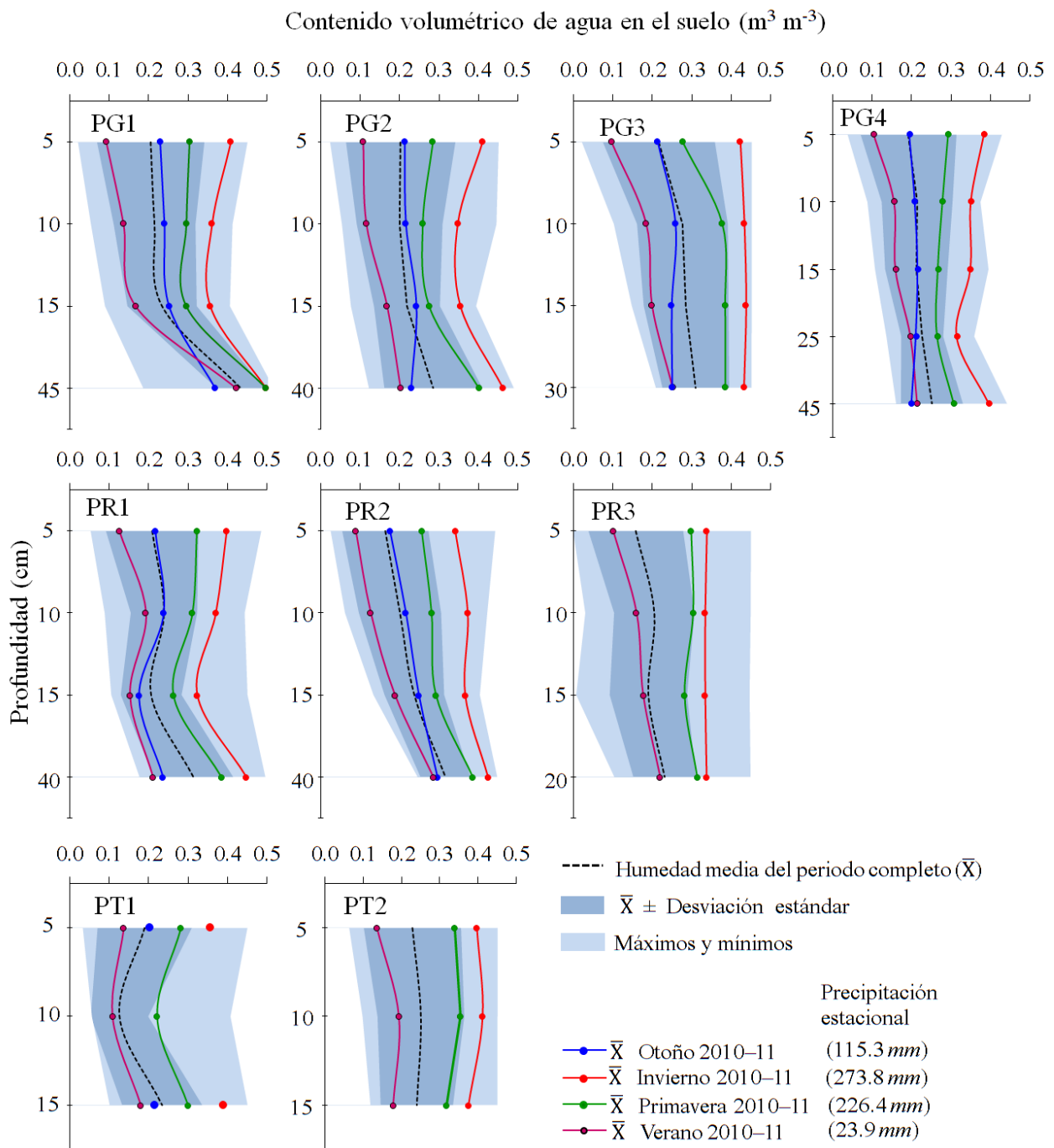


Fig. 5-15: Contenido medio de agua en los perfiles (*línea negra discontinua*) y su desviación estándar (*sombreado azul oscuro*), amplitud hídrica alcanzada durante todo el periodo de monitorización (*sombreado azul claro*), y dinámica estacional de la humedad en Parapuños durante el año hidrológico 2010–2011 (*líneas de color*). Entre paréntesis, la precipitación estacional.

La amplitud hídrica del suelo varió en función de factores como las propiedades edáficas, la profundidad o la incidencia de factores externos. De este modo, las capas con mayor amplitud se localizaron a 5 cm, con valores próximos a la porosidad (en torno a $0.450 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), mientras que las de menor amplitud normalmente se localizaron en la base de los perfiles (como en el caso de PR2, con $0.202 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a 30 cm). El hecho de que los valores máximos de humedad fueran constantes a lo largo de los perfiles y los mínimos experimentasen un incremento con la profundidad, indicó que las capas superficiales fueron más propensas a una mayor intensidad de secado.

A pesar de lo expuesto, los valores máximos y mínimos normalmente se alcanzaron de forma puntual, siendo la humedad estacionalmente variable. Como era de esperar, los suelos alcanzaron los valores más bajos en verano, cuando la evapotranspiración potencial fue máxima y la precipitación escasa o inexistente, mientras que los contenidos hídricos más elevados se alcanzaron en invierno, cuando se dieron las condiciones ambientales opuestas. El otoño y la primavera constituyeron épocas de recarga y desecación de los perfiles debido a la alternancia de lluvias y a la demanda evapotranspirativa (Fig. 5-14 y Fig. 5-15).

No obstante, aunque la dinámica hídrica normalmente siguió los patrones estacionales mencionados, se observaron diferencias en los contenidos de un mismo perfil en función de la sucesión de precipitaciones. Por ejemplo, los otoños analizados registraron contenidos hídricos bastante parecidos a los valores medios del perfil (Tabla 5-16), a pesar de que las precipitaciones fueron sensiblemente diferentes. Sin embargo, las diferencias entre un invierno lluvioso (2010-2011) y un invierno seco (2011-12) resultaron en contenidos hídricos muy contrastados, donde el invierno seco presentó valores de humedad incluso inferiores a los de la primavera anterior (Tabla 5-16). Esta situación fue mucho más acusada en suelos bajo árbol, donde las diferencias entre los contenidos hídricos medios de las SMS entre ambos inviernos siempre superaron los $0.110 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, mientras que en espacios abiertos fueron siempre inferiores a $0.095 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Dicha situación pone de manifiesto la importancia de la interceptación del árbol.

En la misma línea, la primavera que siguió al invierno seco (2011-12) registró una pluviometría baja, lo cual dio como resultado unos contenidos hídricos que en muchos casos fueron comparables a los del verano anterior (Tabla 5-16). Considerando la humedad media de los perfiles, las diferencias hídricas entre ambas primaveras también fueron acusadas, siendo por término medio mayores bajo copa ($0.135 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) que en los espacios abiertos ($0.110 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Las diferencias de humedad edáfica entre los mismos periodos estacionales ponen de manifiesto la importancia de una adecuada pluviometría en cantidad y en temporalidad.

Por otro lado, cabe destacar que, a pesar de los altos contrastes pluviométricos estacionales registrados en diferentes años, la variabilidad de la precipitación mostró un efecto poco marcado sobre los patrones hídricos de cada perfil, es decir, que los patrones estacionales de humedad que registró cada SMS no se vieron excesivamente modificados con respecto al patrón general promediado para el periodo completo, tal y como puede observarse al comparar la Fig. 5-10 con la Fig. 5-14, y la Fig. 5-11 con la Fig. 5-15. Además, esta circunstancia fue observada indistintamente en los suelos de las tres áreas de estudio, lo que conlleva a pensar en unos patrones hídricos medios más o menos estables a lo largo del tiempo.

Tabla 5-16: Contenido hídrico medio anual y estacional (m³/m³) en cada estación de humedad del suelo (SMS). Los valores fueron calculados con todos los sensores de cada SMS. Oto. = Sept, Oct, Nov; Inv. = Dic, Ene, Feb; Pri. = Mar, Abr, May; Ver. = Jun, Jul, Ago. Los valores en cursiva fueron calculados a partir de años incompletos.

SMS	Media anual	2010-2011				Media anual	2011-2012			
		Oto.	Inv.	Pri.	Ver.		Oto.	Inv.	Pri.	Ver.
CG1	0.286	0.222	0.403	0.342	0.178	0.232	0.257	0.333	0.211	0.129
CG2	0.196	0.183	0.342	0.167	0.091	0.172	0.189	0.264	0.167	0.070
CT1	0.297	0.236	0.408	0.349	0.196	0.247	0.270	0.297	0.240	0.180
CT2	-	-	-	-	-	<i>0.228</i>	-	0.292	0.245	0.166
PG1	0.308	0.273	0.406	0.349	0.205	0.248	0.268	0.321	0.220	0.184
PG2	0.269	0.226	0.394	0.305	0.149	0.206	0.229	0.298	0.174	0.124
PG3	0.304	0.244	0.432	0.357	0.184	0.251	0.261	0.388	0.211	0.141
PG4	0.253	0.206	0.359	0.282	0.166	0.200	0.217	0.279	0.184	0.123
PR1	0.274	0.218	0.385	0.321	0.171	0.212	0.230	0.299	0.180	0.141
PR2	0.272	0.235	0.376	0.304	0.173	0.205	0.217	0.295	0.173	0.134
PR3	<i>0.267</i>	-	0.337	0.300	0.165	0.196	0.219	0.285	0.164	0.119
PT1	0.248	0.208	0.371	0.268	0.143	0.162	0.203	0.208	0.137	0.099
PT2	<i>0.302</i>	-	0.395	0.338	0.170	0.203	0.237	0.273	0.175	0.117
NG1	0.292	0.248	0.400	0.348	0.173	0.250	0.267	0.357	0.239	0.138
NG2	0.255	0.219	0.354	0.296	0.152	0.207	0.228	0.299	0.201	0.101
NG3	<i>0.178</i>	-	-	-	0.178	0.228	0.250	0.345	0.193	0.125
NT1	0.198	0.134	0.281	0.250	0.128	0.132	0.179	0.173	0.116	0.060

5.3.3 Estabilidad temporal del agua del suelo

Con el fin de determinar la sensibilidad del agua ante los factores que influyen en su permanencia en el suelo se aplicó el método de *estabilidad temporal de la humedad* introducido por *Vachaud et al.* [1985] (consultar sección 4.5.3. A -). Los resultados, presentados en la [Fig. 5-16](#) y la [Fig. 5-17](#), muestran las diferencias hídricas entre SMS con respecto a la humedad promediada entre ellas, así como los cambios relativos de posición. Dichos resultados pueden asociarse a las propiedades edáficas, al tipo de vegetación o la topografía local, y varía según el periodo temporal analizado y la profundidad del suelo considerada. El concepto de estabilidad temporal también puede ser utilizado para determinar la existencia de ubicaciones que representen la humedad media del espacio estudiado, durante un intervalo de tiempo definido [*Grayson y Western*, 1998; *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho*, 2003].

El rango relativo de humedad entre SMS aumentó espacialmente cuando se consideraron los perfiles edáficos completos, debido a que se incrementaron las diferencias entre las estaciones más húmedas y más secas, tanto en Parapuños como en Naranjero ([Fig. 5-16](#) y [Fig. 5-17](#)), mientras que cuando se tuvieron en cuenta los primeros 15 cm las diferencias entre perfiles disminuyeron de forma general. El hecho de que se observen situaciones hídricas diferenciadas en función de la potencia edáfica utilizada podría explicarse porque el suelo mostraría un comportamiento más homogéneo cuando sus capas son consideradas de forma independiente, mientras que cuando se considera el perfil completo podrían existir contrastes entre las capas superiores e inferiores que condicionen los valores medios de humedad [*Gao y Shao*, 2012]. Dichos contrastes entre capas determinan un comportamiento hídrico para cada estación, reflejado en una mayor variabilidad entre ellas cuando se considera el perfil completo. Atendiendo a la variabilidad individual de cada estación (representada en la desviación estándar), se observó un incremento de los valores en los primeros 15 cm del suelo ($\pm 10.4\%$) ligeramente mayor al registrado en el perfil completo ($\pm 9.3\%$), lo cual indica una mayor sensibilidad de la zona superficial a las variaciones ([Fig. 5-16.A](#)).

El rango entre aquellas SMS que sobre-estiman y sub-estiman en mayor proporción la humedad media relativa también difiere según el periodo temporal analizado. Por ejemplo, durante el año húmedo (2010-2011) las diferencias entre las SMS de Parapuños se minimizaron, alcanzando un rango de 32.7% cuando se consideraron los perfiles completos y de 29.0% cuando únicamente se consideró la capa superficial (o los primeros 15 cm) ([Fig. 5-16.B](#)). Durante el año seco (2011-2012) las diferencias se maximizaron, alcanzando el 46.9% en los perfiles completos y el 35.3% en la capa superior del suelo ([Fig. 5-16.C](#)). Estas situaciones denotarían una mayor homogeneidad hídrica entre SMS cuando la pluviometría anual es alta, mientras que cuando las condiciones se vuelven secas la variabilidad hídrica es mayor. Igualmente, en Naranjero se observaron los mismos patrones temporales, como puede apreciarse en la [Fig. 5-17. B y C](#).

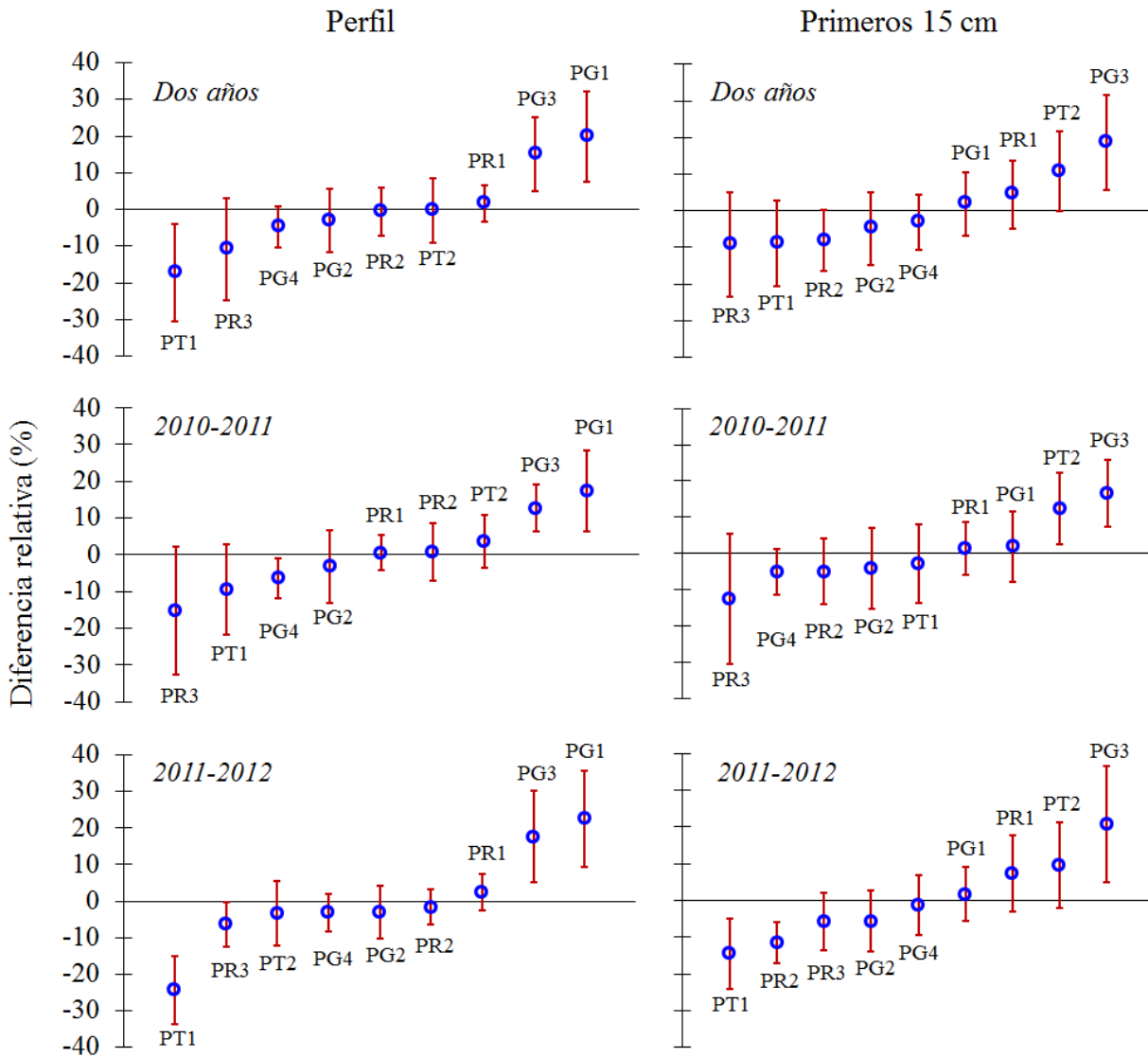


Fig. 5-16: Diferencias relativas de humedad del suelo entre las SMS de Parapuños, considerando el periodo 01-09-2010 / 31-08-2012; el año húmedo (2010-11); y el año seco (2011-12); en el perfil edáfico completo (*columna izquierda*) y para los primeros 15 cm del suelo (*columna derecha*). La barra de error indica la desviación estándar. Los valores de PT2 comienzan el 01-01- 2010.

La influencia de las propiedades edáficas o de la topografía local sobre la estabilidad hídrica se manifestó al comparar los perfiles de suelo completos con respecto a sus primeros 15 cm. Por ejemplo, el contenido hídrico relativo de la estación PG1 fue sobre-estimado cuando se consideró el perfil en su conjunto (Fig. 5-16), mientras que cuando únicamente se consideraron los primeros 15 cm registró un contenido muy próximo al promedio relativo, lo que destaca el papel del horizonte árgico inferior. Por otro lado, la estación PG3 siempre sobre-estimó el promedio relativo, bien teniendo en cuenta el perfil completo o bien únicamente los primeros 15 cm (Fig. 5-16). Esto se debe a que presenta un área de acumulación hídrica mayor que el resto de estaciones, resultante de la micro-

topografía local. No obstante, el emplazamiento de PG3 constituye una excepción con respecto al resto de estaciones de humedad.

El papel de las cubiertas vegetales sobre la estabilidad temporal del agua edáfica constituye un tema complejo en el que pueden apreciarse situaciones opuestas: por un lado, entre las áreas de estudio, como en el caso de Naranjero y Cuartos¹²; y por otro, dentro de ellas, como en el caso de Parapuños (Fig. 5-16 y Fig. 5-17). Considerando los perfiles edáficos completos, en Parapuños la estación que menor contenido relativo registró durante el periodo bianual y durante el año seco fue PT1, con $-17.2 \pm 13.2\%$ y $-24.3 \pm 9.3\%$, respectivamente, mientras que durante el año húmedo registró valores algo mayores, aunque continuaron siendo inferiores al promedio relativo. Al mismo tiempo, PT2 fue la estación que más se aproximó a la humedad media relativa durante el periodo bianual ($-0.4 \pm 8.8\%$), mostrando situaciones opuestas durante el año húmedo y el año seco. Atendiendo a los primeros 15 cm del perfil edáfico, la estación PT2 siempre marcó el segundo mayor contenido hídrico con respecto al promedio relativo, independientemente del periodo considerado, mientras que la estación PT1 únicamente se aproximó al promedio relativo de la cuenca durante el año húmedo (Fig. 5-16.B). Asimismo, la estación bajo copa CT1 siempre mostró mayor contenido medio que la estación en pastizal CG1, lo opuesto de lo que sucedió en Naranjero (Fig. 5-17).

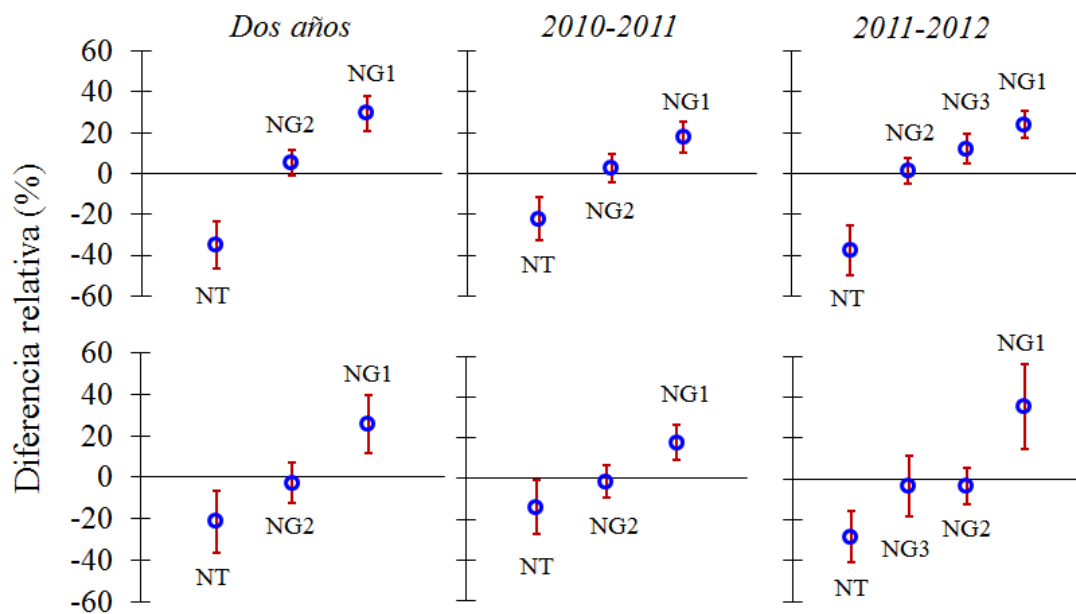


Fig. 5-17: Diferencias relativas de humedad del suelo entre las SMS de Naranjero, considerando el periodo 01-09-2010 / 31-08-2012; el año húmedo (2010-11); y el año seco (2011-12); en el perfil edáfico completo (*fila superior*) y para los primeros 15 cm del suelo (*fila inferior*). La barra de error indica la desviación estándar.

¹² Para la finca Cuartos no se ha realizado el análisis de estabilidad temporal debido a que sólo dispone dos estaciones comparables en longitud de la base de datos y profundidad de sensores. Sin embargo, cabe destacar que la estación ubicada bajo copa (CT1) marca un contenido hídrico medio mayor que la estación ubicada en pastizal (CG1) durante cada periodo analizado.

Con el objetivo de determinar si el rango de estabilidad temporal establecido se mantuvo a lo largo de los periodos estudiados en las distintas coberturas vegetales, se realizó un análisis de distribución de frecuencias acumuladas con los valores hídricos diarios de cada estación de humedad en los primeros 15 cm de suelo (Fig. 5-18 y Fig. 5-19).

Considerando el intervalo bianual, alrededor del 50% del tiempo se registraron contenidos hídricos superiores a $0.234 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en ambas SMS de Cuartos¹³, a $0.162 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en Parapuños, y a $0.158 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en Naranjero. Sin embargo, la frecuencia de aparición de los distintos contenidos hídricos varió en función de las condiciones ambientales, de modo que durante el año húmedo se alcanzaron, en más de la mitad de las ocasiones, valores superiores a 0.267 , 0.239 y $0.232 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ en Cuartos, Parapuños y Naranjero, respectivamente; mientras que durante el año seco las cantidades en dichas fincas únicamente fueron superiores a 0.181 , 0.130 y $0.114 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ durante la mitad del tiempo. Estos últimos valores se aproximan, e incluso son inferiores, a algunos de los contenidos hídricos observados en punto de marchitamiento (ver capítulo 5.1.2).

El control ejercido por la topografía local sobre los contenidos hídricos del suelo vuelve a ponerse de manifiesto con la estación PG3, al permanecer en estado saturado alrededor del 30% del tiempo durante el año húmedo y con valores superiores a $0.400 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ durante el 25% del año seco (Fig. 5-19). La posición topográfica como factor que controla la estabilidad temporal en un punto ya fue destacada por Gómez-Plaza *et al.* [2000], quienes subrayan la importancia de la localización para explicar los patrones de humedad cuando la escala espacial considerada es el perfil edáfico.

Atendiendo al comportamiento de las cubiertas vegetales, se constataron los resultados obtenidos en el análisis de estabilidad temporal. Sin embargo, también se observaron comportamientos diferenciados, tanto intra-anales como inter-anales, en estaciones bajo copa de árbol. Durante el periodo bianual en Cuartos, la estación bajo copa (CT1) registró valores superiores a la de pastizal (CG1) la mayor parte del tiempo, excepto cuando se alcanzaron cantidades superiores a $0.340 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, momento en que los contenidos se igualaron (Fig. 5-18.A). Por el contrario, en Naranjero la estación bajo copa (NT) siempre mostró contenidos hídricos inferiores a los observados en espacios abiertos (NG1 y NG2), registrando valores próximos a éstos únicamente en momentos de máxima desecación (Fig. 5-18.B). En Parapuños los escenarios fueron ambiguos y se observaron situaciones opuestas (Fig. 5-19). Por ejemplo, PT2 mantuvo junto a PG3 los valores más altos del periodo bianual, mientras que PT1 registró, junto a PR3, los valores más bajos durante el 90% del tiempo, excepto cuando los contenidos de humedad fueron superiores a $0.280 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, momento en que los valores comenzaron a superar a los registrados en espacios abiertos y bajo retamas.

De este modo, las diferencias entre cubiertas vegetales no fueron constantes a lo largo del tiempo sino que se minimizaron durante los periodos húmedos (2010–11) y se maximizaron durante los periodos secos (2011–12). Asimismo, la

¹³ No se tuvieron en cuenta los contenidos hídricos de CG2, por poseer todos los sensores a 5 cm de profundidad.

respuesta de la vegetación también varió en función de dichos periodos. Por ejemplo, la estación bajo copa de Cuartos (CT1) registró mayor contenido que la de pastizal (CG1) durante el año húmedo, aunque las diferencias entre ambas fueron mínimas (Fig. 5-18.A). Durante el año seco las diferencias fueron mayores mientras se registraron contenidos hídricos bajos. Sin embargo, cuando se alcanzaron $0.210 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ la estación CG1 aumentó en mayor proporción que la estación bajo copa y superó sus valores de humedad durante más de un 45% del tiempo, evidenciando la influencia de la interceptación en función de las condiciones ambientales antecedentes (ver capítulo 5.4). A pesar de que en Naranjero la estación bajo copa siempre marcó menor contenido hídrico que las de pastizal, el comportamiento fue similar al ocurrido en Cuartos, es decir, que las diferencias entre NT y NG2 se minimizaron durante el año húmedo mientras que a lo largo del seco se maximizaron (Fig. 5-18.B). Durante este último año las estaciones en pastizal aumentaron su contenido hídrico de forma más acusada que bajo copa a partir de los $0.200 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, evidenciando una vez más el efecto de la interceptación.

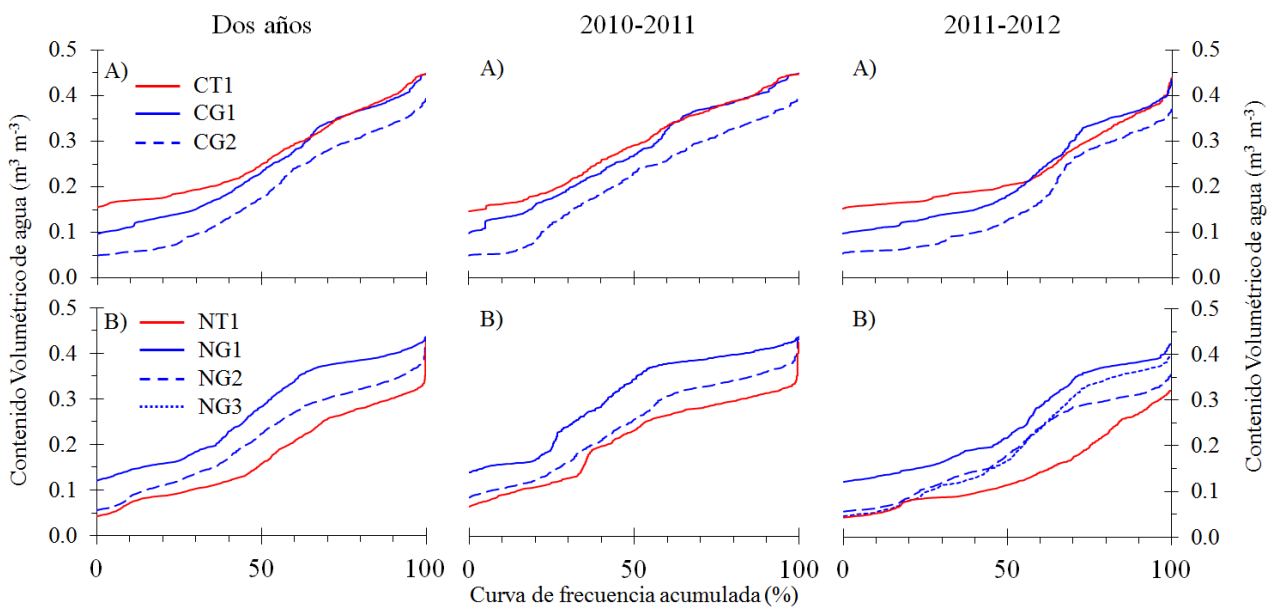


Fig. 5-18: Curvas de frecuencia acumulada obtenidas con la serie diaria de cada estación de humedad en Cuartos (A) y Naranjero (B), durante el periodo bianual 01-09-2010 / 31-08-2012 (columna izquierda), el año húmedo 2010-11 (columna central) y el año seco 2011-12 (columna derecha). Las curvas fueron calculadas para los primeros 15 cm del perfil. La estación CG2 únicamente considera los primeros 5 cm de suelo.

Aunque la estación PT1 de Parapuños registró menor contenido hídrico por término medio que PT2, pueden observarse dos situaciones bastante similares. La primera durante el año húmedo 2010-2011, en la que las dos estaciones registran

contenidos hídricos altos. Por ejemplo, PT2 mantuvo los mayores valores de humedad durante gran parte del tiempo, mientras que PT1 registró en todo momento contenidos más altos que las estaciones bajo retama y que las estaciones en abierto PG2 y PG4 (Fig. 5-19). La segunda situación se da durante el año seco 2011-12, en la que PT2 sigue manteniendo valores altos pero es superada en algunos momentos por estaciones en pastizal y bajo retama, como PG1, PG3, PG4 o PR1; mientras que PT1 mantuvo casi todo el periodo los valores más bajos de todos los espacios monitorizados.

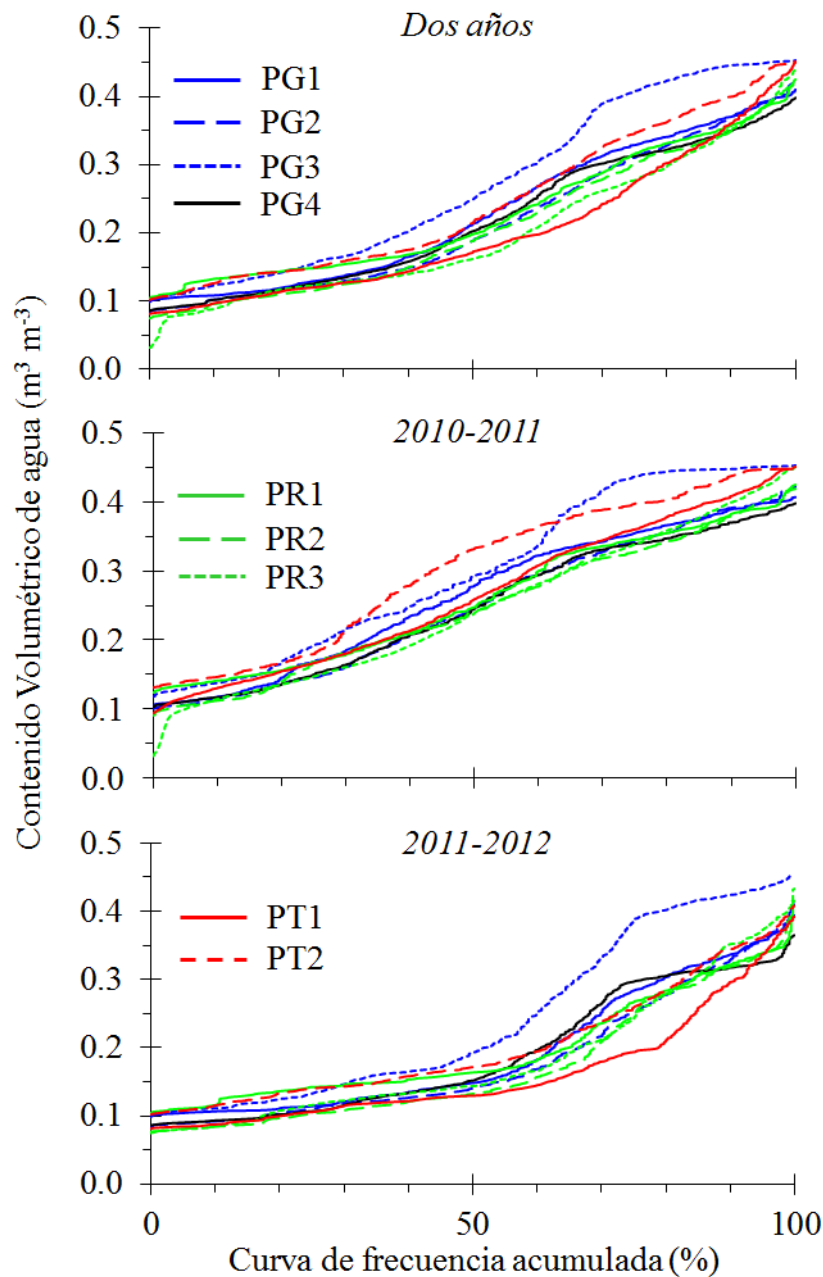


Fig. 5-19: Curvas de frecuencia acumulada obtenidas con la serie diaria de cada estación de humedad en Parapuños, durante el periodo bianual 01-09-2010 / 31-08-2012, el año húmedo 2010-11 y el año seco 2011-12. Las curvas fueron calculadas para los primeros 15 cm del perfil.

5.3.4 Variabilidad espacio-temporal de la capa superficial

Con el fin de establecer la influencia de la climatología en la variabilidad hídrica de cada perfil en sentido vertical y en función de la cobertura vegetal, se determinó la relación entre el coeficiente de variación espacial (C_v) de los primeros 15 cm de cada perfil y la humedad diaria promediada ($\bar{\theta}$) para dicha capa de suelo¹⁴.

Los resultados, presentados en la Fig. 5-20 y la Fig. 5-21, muestran en la mayoría de los casos una curva parabólica abierta que tiende a la concavidad. Dicha curva expresa la variabilidad espacial de la humedad en sentido vertical en función del contenido hídrico diario, reflejando además la incidencia de la estacionalidad sobre dicha variabilidad. Como patrón predominante se observa que la variabilidad espacial aumenta cuando los contenidos de humedad son bajos, mientras que disminuye y se estabiliza conforme los contenidos hídricos del suelo aumentan, experimentando en algunas ocasiones un ligero repunte en sus valores más altos. La mayor variabilidad ocurre durante el verano, cuando las diferencias de humedad registradas entre la capa a 5 cm y la capa a 15 cm son más acusadas, lo que podría estar originado por la reducción vertical de la incidencia de la temperatura sobre los descensos hídricos (ver capítulo 5.6). Durante esta estación los valores medios de humedad suelen estar por debajo de $0.2 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ y la variación espacial puede llegar a superar el 75% (ej. NG2, NG3 en Fig. 5-21). Tras el verano, el otoño muestra una gran variabilidad debido a la intermitencia de lluvias y a la, todavía, alta demanda evaporativa, factores que pueden afectar de forma diferencial a la dinámica hídrica de las distintas capas. Por este motivo, el otoño comienza con una elevada variabilidad espacial que va disminuyendo conforme el suelo se va humectando y desciende dicha demanda. El invierno suele ser una estación con altos contenidos de agua en todo el perfil edáfico y baja demanda evapotranspirativa, lo cual disminuye la variación espacial (que suele ser inferior al 25%) y posibilita una alta estabilidad hídrica que incluso puede darse con valores medios-bajos de humedad (ej. PT2 o PT1 durante 2010-11, Fig. 5-20). No obstante, en algunos casos puede observarse un ligero repunte de la variabilidad que puede estar causado por diferencias de porosidad entre profundidades cuando los contenidos hídricos son altos, o por la presencia de aire en los poros que impide la saturación completa de la capa superficial. Los cambios atmosféricos y fenológicos durante la primavera provocan una progresiva reducción en los contenidos hídricos y aumentan las variaciones espaciales de humedad, que se van acentuando a medida que se aproxima el verano, época en la que se alcanza con mayor frecuencia la distribución de humedad más irregular del perfil.

El patrón de variabilidad espacial expuesto puede entenderse como una simplificación que resume un modelo de variación general en sentido vertical. Sin embargo, existen diferencias dependiendo de factores como la pluviometría y la

¹⁴ Para realizar este análisis sólo se tuvieron en cuenta las profundidades comunes en todos los perfiles, es decir, los primeros 15 cm, ya que se intentó desarrollar un ejercicio comparativo entre las estaciones de humedad y restarle peso a la influencia de la profundidad y de las propiedades edáficas. En un análisis no presentado en este documento se consideró el perfil edáfico completo, resultando en un aumento de la variabilidad vertical pero, sin embargo, dificultando la comparativa entre SMS.

vegetación considerada. De este modo, el año 2010-2011, caracterizado como húmedo, y el año 2011-2012, como seco, presentan diferencias en su variabilidad hídrica espacial que quedan reflejadas al comparar la estacionalidad de los distintos años (Fig. 5-20 y Fig. 5-21). Por término medio, la variabilidad del año húmedo fue menor que la del año seco, ya que los coeficientes de variación mostraron valores inferiores durante el año 2010-11 en cada una de las tres áreas de estudio (Tabla 5-17), indicando una mayor inestabilidad hídrica en condiciones secas con respecto a las condiciones húmedas. Asimismo, la variabilidad estacional también mostró valores más altos durante el año seco, no obstante, pueden observarse situaciones opuestas entre las fincas durante las estaciones de otoño e invierno de ambos años.

Tabla 5-17: Coeficiente de variación (%) promediado entre todas las estaciones de humedad para cada estación climática, durante el año húmedo (2010-11) y el año seco (2011-12).

	2010 , 2011			2011 , 2012		
	Cuartos	Parapuños	Naranjero	Cuartos	Parapuños	Naranjero
Otoño	17.9	13.1	22.0	12.7	19.7	15.7
Invierno	4.5	7.6	7.1	6.8	9.9	7.0
Primavera	6.6	7.9	7.7	11.7	20.1	15.9
Verano	16.1	27.2	28.0	18.4	41.8	51.1
Total	11.3	15.1	16.2	13.4	25.4	28.0

En el caso de Parapuños, el otoño del año húmedo presentó una pluviometría más baja que la del seco, pero el primero registró unas precipitaciones mensualmente más repartidas que el segundo (Fig. 5-20). Por este motivo, el año seco mostró una mayor variabilidad de la humedad (19.7% frente a 13.1%, respectivamente). En Cuartos y Naranjero, la distribución pluviométrica mensual durante el otoño fue opuesta a la de Parapuños, por lo que la situación registrada con respecto a la variabilidad espacial de los contenidos hídricos también fue opuesta, siendo más elevada durante el año húmedo (Fig. 5-21). Esta circunstancia reflejaría la influencia de una precipitación homogéneamente repartida a lo largo del tiempo en la variabilidad de los contenidos hídricos del suelo.

La distribución hídrica de los inviernos y las primaveras de cada año hidrológico mostró dos situaciones claramente dispares. Los mayores contenidos hídricos del invierno de 2010-11 (Fig. 5-20 y Fig. 5-21) se reflejaron en una mayor homogeneidad en sentido vertical que la registrada durante el invierno del año seco. La situación de primavera fue bastante más singular ya que mostró situaciones más contrastadas entre ambos años. Durante dicha estación la pluviometría del año húmedo fue sensiblemente superior al promedio, lo que se tradujo en altos valores de humedad y bajos valores de variabilidad espacial en cada perfil. Sin embargo, durante el año seco ocurrió la situación opuesta, de modo que los bajos contenidos de humedad determinaron una mayor irregularidad en la distribución hídrica del perfil. Tras una primavera con precipitaciones

sensiblemente inferiores a la media, siguió un verano cuyos valores de variabilidad hídrica también fueron más altos que los mostrados durante el año húmedo.

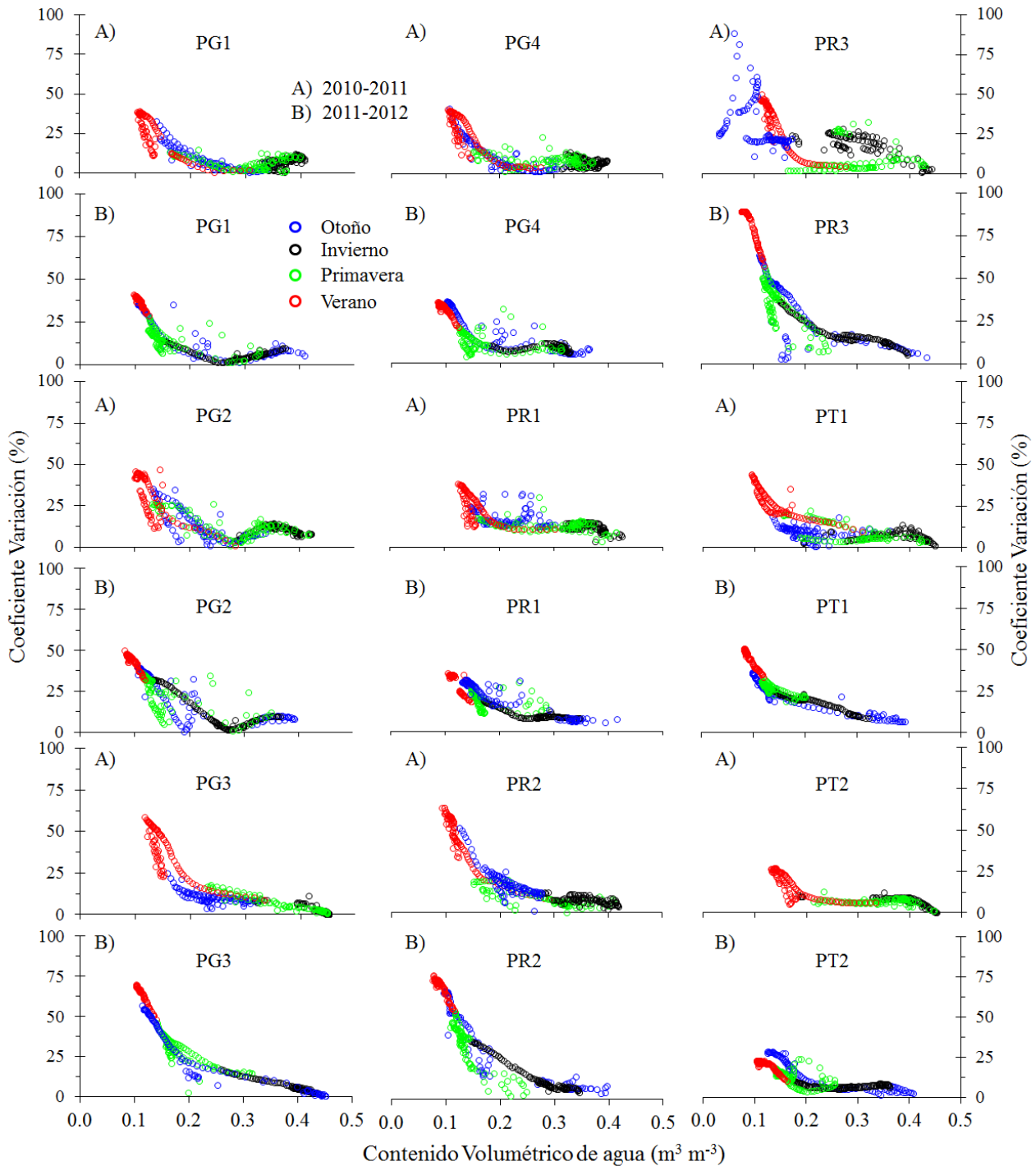


Fig. 5-20: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada para los primeros 15 cm de cada estación de humedad de Parapuños, durante el año húmedo 2010-2011, A); y el año seco 2011-2012, B).

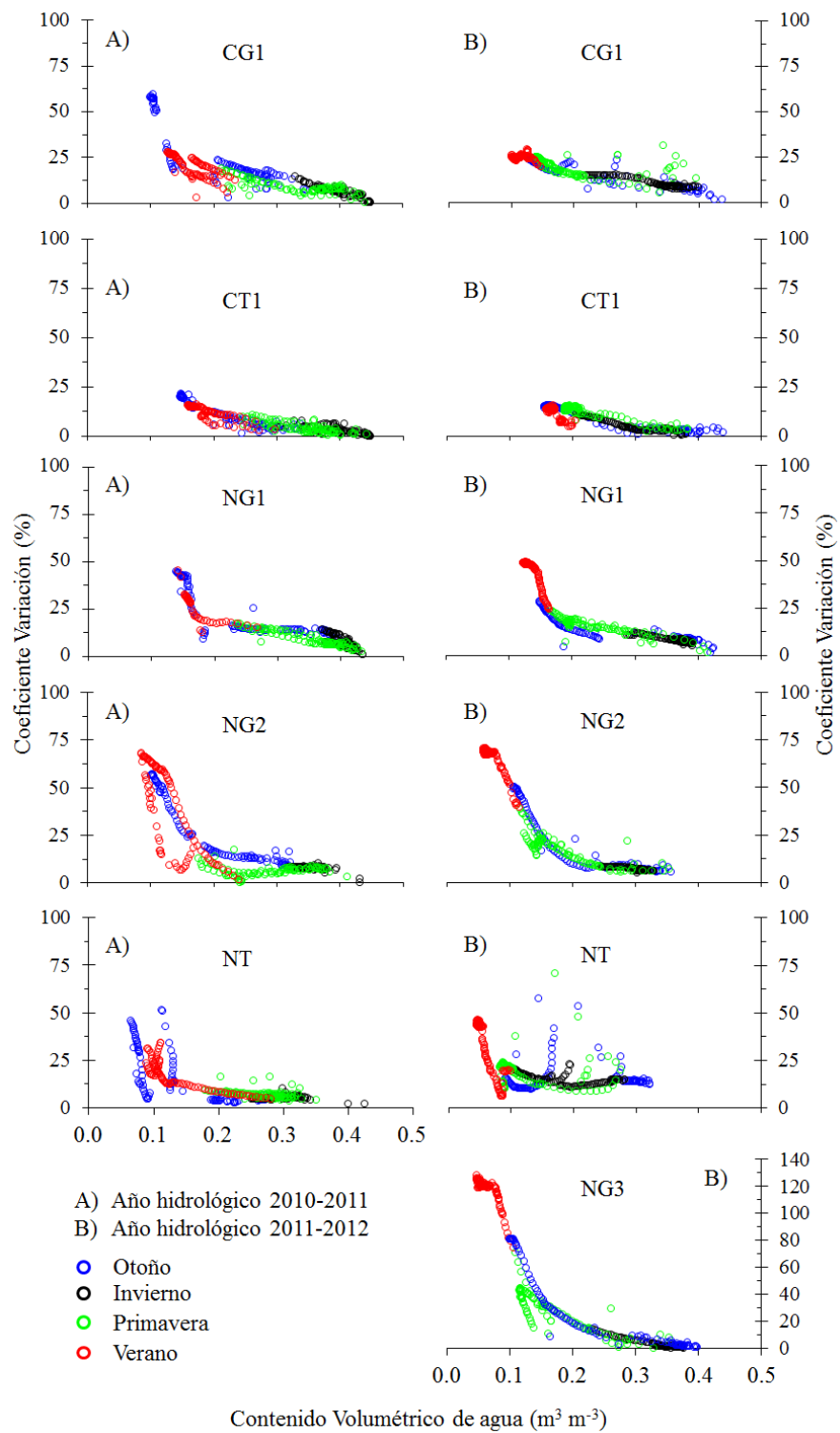


Fig. 5-21: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada para los primeros 15 cm de cada estación de humedad en Cuartos y Naranjero, durante el año húmedo 2010-2011 A), y el año seco 2011-2012 B).

La cantidad de lluvia determinó la variabilidad temporal en la distribución de la humedad en sentido vertical. Sin embargo, un aspecto remarcable sería el efecto que impone la vegetación sobre dicha variabilidad. En este sentido, se observó una distribución hídrica más homogénea bajo la copa de los árboles que en los espacios abiertos. Asimismo, los contenidos hídricos medios y altos mostraron menor variabilidad espacial, mientras que los contenidos bajos no registraron aumentos tan acusados como en las áreas de pastizal. Dicha situación fue observada con mayor intensidad durante el año húmedo que durante el año seco (Fig. 5-20 y Fig. 5-21). Por ejemplo, los valores de coeficiente de variación fueron siempre más bajos en PT2 y CT1 que en los espacios abiertos de sus respectivas áreas de estudio, independientemente de la pluviometría del año y de los contenidos hídricos del suelo. Los valores de NT fueron, junto a los de NG1, los menos variables de Naranjero. Sin embargo, se da la circunstancia de que NG1 está ubicada en una parcela con una densidad media de arbolado $> 60 \text{ pies ha}^{-1}$ y una fracción de cabida cubierta que alcanza casi el 50%, por lo que podría considerarse como muy afectada por el estrato arbóreo. Finalmente, la estación PT1 mostró una variabilidad hídrica espacial a lo largo del año húmedo únicamente superior a la de PG1. Sin embargo, durante el año seco la distribución vertical del agua en la capa superficial fue más irregular, probablemente debido a una mayor incidencia de factores como la interceptación de las cubiertas o la hidrofobicidad del suelo con respecto a los espacios abiertos [Cerdá et al., 1998; Schnabel et al., 2013b].

El desarrollo de la vegetación depende del balance de efectos positivos y negativos entre cada uno de los principales factores limitantes: agua, luz, nutrientes y espacio [Brooker et al., 2008]. Sin embargo, debido a las características ambientales mediterráneas, estos factores presentan una alta variabilidad. El impacto o influencia que tendría sobre la capa superior del suelo una distribución hídrica vertical más o menos regular podría explicar, parcialmente, una mayor producción de biomasa aérea en herbáceas durante los años húmedos y una menor producción durante los años secos. Esta afirmación se fundamenta en el hecho de que durante los años secos la asignación relativa de carbono hacia las raíces se incrementa con el decrecimiento en el suministro de agua, facilitando por tanto un mayor desarrollo de biomasa sub-aérea que tiene la finalidad de buscar recursos (en este caso hídricos) que garanticen la supervivencia de la planta [Wilson, 1988; Ackerly et al., 2000; Schenk y Jackson, 2002; Brooker et al., 2008; Friedlingstein et al., 2008]. De este modo, durante los años secos las herbáceas priorizan la producción de biomasa subsuperficial en detrimento de la biomasa aérea, con los consecuentes efectos sobre la productividad de los ecosistemas y el efecto protector que ejercen sobre el suelo. Asimismo, cambios prolongados en la distribución hídrica del suelo podrían determinar una conversión hacia especies vegetales con sistemas radiculares especializados en tales condiciones, conllevando a un desplazamiento de las especies actuales [Schenk y Jackson, 2002].

Siguiendo esta línea, el efecto de un posible cambio climático, cuyas últimas estimaciones en 2013 [IPCC, 2013] pronostican unos aumentos de las temperaturas y disminución de las precipitaciones más acusados que los predichos en 2007 [IPCC, 2007], tendría consecuencias directas sobre los recursos hídricos del suelo, su variabilidad y, por consiguiente, sobre el ecosistema.

5.3.5 *Dinámica espacio-temporal en la cuenca y en las parcelas*

La variación espacial del agua del suelo en sentido horizontal mostró, al igual que la vertical, patrones temporales estacionales entre las estaciones de humedad y apuntó a la existencia de controles locales y no-locales en los contenidos hídricos del sistema que influyen a diferentes escalas espaciales, desde el perfil edáfico a la parcela experimental. Dichos patrones estacionales se representan en la Fig. 5-22, que muestra la dinámica temporal del agua edáfica promediada¹⁵ entre todas las estaciones de humedad (SMS) pertenecientes a cada área de estudio junto con la desviación estándar y el coeficiente de variación (C_v) calculado entre las SMS.

De forma general, la variabilidad espacial de la humedad disminuyó entre todas las SMS en condiciones de saturación o próximas. Bajo dichas condiciones, normalmente con alta pluviometría y baja evapotranspiración, el contenido hídrico del suelo aumentó, permitiendo una mayor conductividad hidráulica (ver capítulo 5.1.2) que a su vez facilitó la redistribución hídrica (superficial y subsuperficial) y posibilitó la homogeneización espacial de la humedad. Esta situación queda descrita en la Fig. 5-22, donde se aprecia que los contenidos hídricos en saturación presentaron una distribución más o menos regular entre SMS (baja desviación estándar) y un C_v , próximo o inferior a 10%, que refleja la homogeneidad hídrica de la capa superficial del suelo en sentido horizontal. Bajo tales condiciones fueron los factores no-locales, como la topografía general, los que condujeron la organización hídrica del terreno, de modo que el movimiento del agua podría estar controlado en gran parte por la gravedad [Grayson *et al.*, 1997]. Los procesos de redistribución hídrica determinaron una mayor concentración de agua en áreas de alta convergencia, de modo que una vez que cesaron las condiciones de saturación generales y comenzó el secado, se produjeron diferencias locales que derivaron en zonas de mayor o menor humedad. Del mismo modo, la ocurrencia de diferentes regímenes hídricos bajo cada cubierta vegetal condujo al incremento de la variabilidad espacial de la humedad. Por este motivo, se observó un aumento del C_v con los descensos hídricos. Esta situación puede apreciarse, por ejemplo, durante el invierno 2010-11 en Parapuños (Fig. 5-22. B), cuando los contenidos de humedad medios eran todavía altos, pero la distribución hídrica diferencial entre áreas con mayor y menor convergencia determinó altos valores de desviación estándar y sensibles aumentos del C_v (> 10%).

A medida que la pluviometría incrementó su intermitencia y se vio superada por la demanda evapotranspirativa, los contenidos de humedad disminuyeron y la diferencia hídrica entre zonas con diferente micro-topografía local llegó a ser más acusada. Además, en esos momentos la vegetación añadió complejidad al introducir diferencias entre los regímenes hídricos de las distintas coberturas. De este modo, los contenidos medios de humedad decrecieron irregularmente y las diferencias entre distintas zonas se incrementaron, traduciéndose en un aumento de los valores de C_v . Durante los periodos sin lluvias y máxima demanda evapotranspirativa se alcanzaron los mínimos contenidos de humedad, cuya distribución espacial estuvo controlada por factores locales, como las diferencias

¹⁵ El contenido hídrico medio diario para cada estación de humedad (SMS) fue calculado con los tres sensores superficiales correspondientes a cada SMS, es decir, los instalados a 5, 10 y 15 cm.

que impone la vegetación. Esto se tradujo en una variabilidad media o alta, debido que la humedad estuvo muy localizada (Fig. 5-22. B y C).

De este modo, los periodos transitorios con alternancia de lluvias o los periodos de secado provocaron grandes oscilaciones en la variabilidad espacial de la humedad, mientras que los periodos de saturación homogeneizaron los contenidos hídricos.

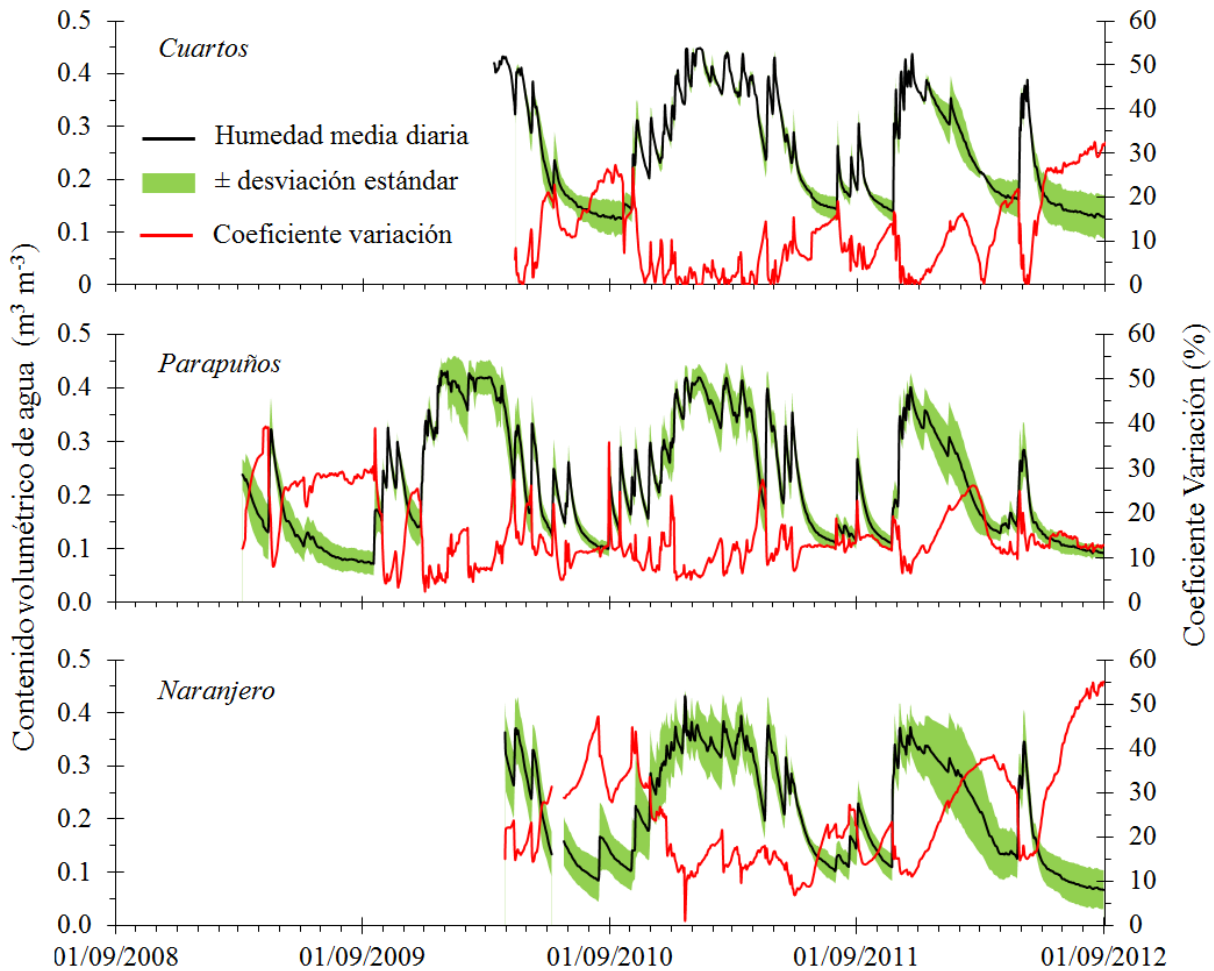


Fig. 5-22: Serie temporal de humedad promediada entre todas las estaciones de humedad de las 3 áreas de estudio para los primeros 15 cm de suelo (línea negra), \pm desviación estándar (sombreado verde) y coeficiente de variación (línea roja). Para Cuartos únicamente se utilizó CG1 y CT1.

Resultados similares fueron encontrados por *García-Estringana et al.* [2013] en una cuenca de montaña mediterránea de pinos y terrazas abandonadas con pastizal, observando que la humedad fue espacialmente menos variable bajo condiciones húmedas, mientras que dicha variabilidad aumentó durante periodos de humectación o desecación. Sin embargo, en estados secos observaron un decrecimiento de la variabilidad espacial que fue achacada a los altos ratios de evapotranspiración.

5.3.6 Variabilidad de la humedad: comportamiento histerético

Con el objetivo de determinar la variabilidad hídrica espacial en función de la humedad edáfica, se promediaron los contenidos hídricos en los primeros 15 cm a escala diaria entre las SMS de cada área de estudio, y se relacionaron dichos contenidos medios con su coeficiente de variación. Al mismo tiempo, también se tuvo en cuenta la estacionalidad de la variabilidad hídrica (Fig. 5-23). No obstante, también pueden encontrarse trabajos en los que se relacionan los contenidos medios de humedad con la desviación estándar, coeficiente de variación, varianza e incluso sesgo [Famiglietti et al., 1998; Teuling y Troch, 2005; Lawrence y Hornberger, 2007; Famiglietti et al., 2008; Ivanov et al., 2010; García-Estringana et al., 2013].

De forma general, la variabilidad espacial de la humedad del suelo fue baja cuando los contenidos hídricos fueron altos, mientras que cuando los contenidos fueron intermedios o bajos la variabilidad fue propensa a aumentar (Fig. 5-23). De esta forma, se aprecia que normalmente ocurrió una variabilidad alta durante estaciones secas (verano) o transitorias (primavera, otoño), mientras que la menor variabilidad ocurrió en la estación con mayor humedad (invierno). No obstante, estas afirmaciones requieren matices, ya que existen contrastes entre áreas de estudio y entre el año más húmedo (2010-2011) y el más seco (2011-2012).

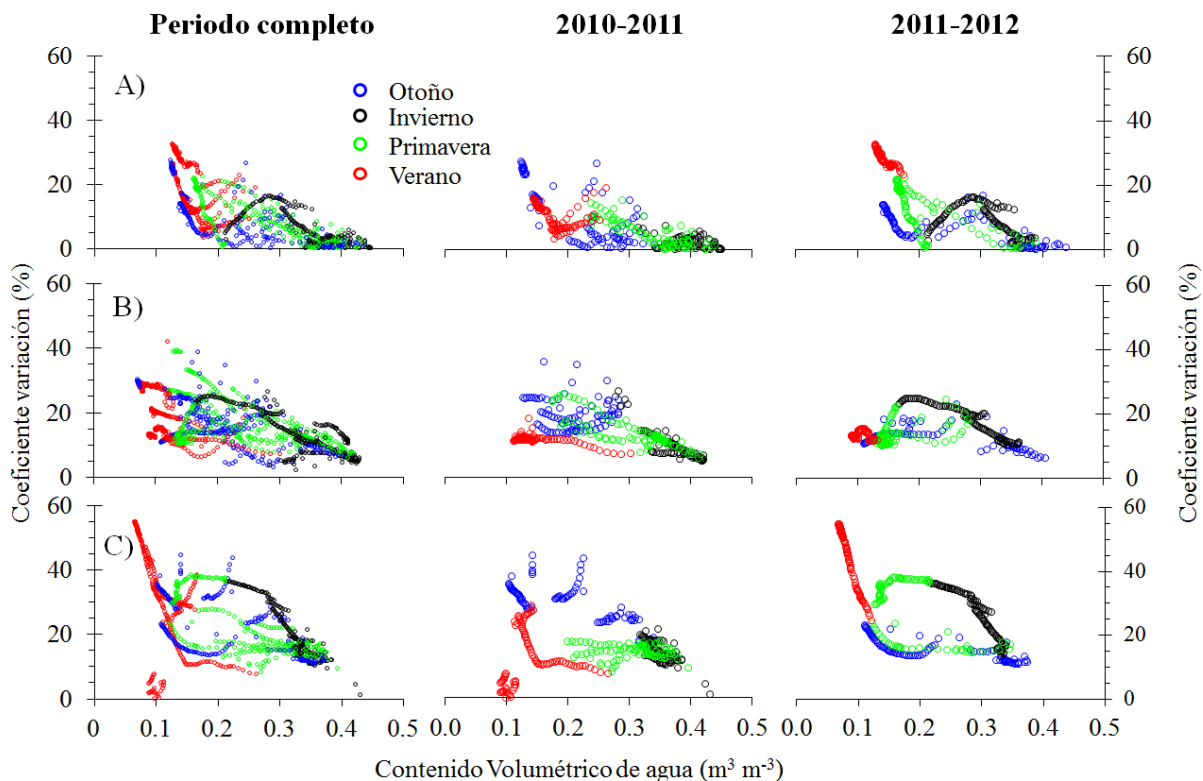


Fig. 5-23: Coeficiente de variación en función de la humedad diaria promediada entre los primeros 15 cm de todas las estaciones de humedad en Cuartos A), Parapuños B) y Naranjero C).

El inicio otoñal del año 2010–2011 presentó una gran variabilidad espacial en los contenidos hídricos que, sin embargo, fue disminuyendo debido a la ocurrencia de lluvias (Fig. 5-23). En invierno los contenidos fueron altos y se homogeneizaron, disminuyendo la variabilidad espacial. En un primer momento, la primavera registró baja variabilidad debido al invierno húmedo. Sin embargo, dicha variabilidad comenzó a crecer a medida que el suelo perdió contenido hídrico diferencialmente (según topografía local, cubiertas vegetales y otros factores). Y por último, en verano la variabilidad fue, o bien baja debido a que las condiciones hídricas fueron propensas a igualarse en el espacio (caso de Parapuños), o bien altas debido a que los contenidos hídricos estuvieron desigualmente repartidos (caso de Naranjero y Cuartos). De este modo, durante el año 2010-2011 el ciclo de humectación-desección pareció llevar *grosso modo* el sentido de las agujas del reloj.

Sin embargo, durante el año más seco (2011-2012) el ciclo humectación-desección pareció llevar, a grandes rasgos, la dirección contraria a dichas agujas del reloj. Esta situación indica que las épocas de recarga hídrica (invierno) y de crecimiento de vegetación (primavera) fueron las que más variabilidad espacial registraron en los contenidos hídricos, lo cual podría repercutir en la disponibilidad de los recursos para el desarrollo vegetal, y podría explicar la estructura espacial parcheada que muestran algunas especies vegetales. Resultados similares fueron observados por *Teuling et al.* [2007], quienes encuentran que en años húmedos la dirección de la histéresis va en sentido de las agujas del reloj y años secos lleva el sentido opuesto.

El comportamiento espacio-temporal del agua del suelo ha sido ampliamente analizado en gran cantidad de ambientes. En este sentido, algunos estudios señalan que la humedad es espacialmente más variable cuanto más seco es el estado [*Western et al.*, 2003; *Famiglietti et al.*, 2008]. Otros estudios, como el realizado por *Martínez-Fernández y Ceballos-Barbancho* [2003], encuentran mayor estabilidad de la humedad en los estados secos de clima semiárido mediterráneo, mientras que *Llorens et al.* [2003] o *García-Estringana et al.* [2013] destacan que los periodos de mayor inestabilidad fueron los transitorios para un área de montaña mediterránea. Asimismo, *Ivanov et al.* [2010], afirman que, conforme la humedad media se aproxima a sus límites de estado, saturado o seco, la variabilidad en la humedad del suelo disminuye, destacando además, que la vegetación impone un efecto homogeneizador. Finalmente, *Lawrence y Hornberger* [2007] después de analizar grandes zonas climáticas señalan que, en regiones semiáridas la variabilidad se incrementa con los aumentos de humedad, lo opuesto que en regiones húmedas, mientras que en regiones templadas la mayor variabilidad ocurre en estados intermedios.

A pesar de lo comentado, los resultados reportados deben ser considerados cuidadosamente al compararse con otros estudios, ya que muchos de ellos suelen analizar periodos temporales inferiores al año (con la consecuente influencia de la estacionalidad), consideran el año de calendario en lugar del año hidrológico, o analizan distintas profundidades del perfil edáfico.

5.3.7 *Humedad del suelo con TDR*

Con el fin de determinar la variación espacial de los contenidos hídricos superficiales (primeros 15 cm del suelo) en áreas que rodean a las estaciones de humedad se llevó a cabo un muestreo con TDR a lo largo de un año. Para ello se consideraron dos escenarios, bajo copa y espacios abiertos o de pasto. La [Tabla 5-18](#) resume los resultados obtenidos tras el año de muestreo.

Tabla 5-18: Valores de humedad registrados con TDR en las tres áreas de estudio en diferentes coberturas a lo largo de un año, y test *t* de Student. DE = desviación estándar; *n* = tamaño muestral; *p* * y ** = 95 y 99% significancia, respectivamente. NS = no significativo. En azul los valores máximos y en rojo los mínimos.

		Árbol	Pasto	Árbol	Pasto	Árbol	Pasto	
		Promedio		DE		<i>n</i>		<i>p</i>
Parapuños	22/02/2011	27.7	30.4	7.37	7.52	139	136	**
	15/04/2011	9.8	12.3	2.01	2.99	93	94	**
	06/05/2011	16.8	23.2	3.65	3.25	50	50	**
	19/07/2011	5.3	4.6	0.94	1.00	39	39	**
	25/10/2011	9.5	12.9	2.78	3.15	55	50	**
	19/12/2011	25.8	33.1	3.42	2.74	50	50	**
	23/01/2012	19.5	31.6	5.32	2.78	50	50	**
Cuartos	11/01/2011	30.2	31.5	5.21	6.51	47	53	NS
	07/02/2011	26.6	27.3	3.97	3.46	47	53	NS
	05/05/2011	30.0	26.2	3.18	3.59	56	56	**
	30/05/2011	15.2	16.9	2.03	1.20	25	9	*
	09/08/2011	9.6	8.4	1.39	0.94	40	34	**
	31/10/2011	20.2	20.8	2.35	2.23	50	50	NS
	14/12/2011	32.2	32.5	2.97	2.22	50	51	NS
19/01/2012	24.3	30.3	5.10	2.86	50	50	**	
Naranjero	16/12/2010	25.3	26.8	4.28	3.53	44	56	NS
	12/01/2011	27.1	30.7	5.67	4.18	45	55	**
	02/02/2011	23.6	28.5	5.61	3.63	44	55	**
	02/03/2011	18.4	22.9	4.05	4.29	53	49	**
	31/03/2011	23.8	27.7	3.69	2.58	55	49	**
	09/05/2011	13.1	14.6	2.95	3.00	52	48	*
	27/05/2011	15.4	16.8	3.43	2.88	50	50	*
	21/07/2011	4.4	3.9	0.67	0.72	39	39	**
	16/11/2011	25.1	29.4	4.32	3.69	50	50	**
	21/12/2011	19.5	26.5	3.38	3.37	50	50	**
	24/01/2012	13.1	24.9	3.79	4.40	50	50	**

Los contenidos hídricos bajo la copa de los árboles fueron, en la mayor parte de los casos, menores que los registrados en los espacios abiertos. Esta situación únicamente se invirtió en los periodos secos cuando, a pesar de los bajos valores de humedad registrados, los contenidos hídricos fueron significativamente mayores bajo copa. A pesar de ello, en Cuartos fueron varias las fechas en las que las diferencias no fueron significativas, lo que en cierta medida viene a corroborar lo anteriormente observado, es decir, que en esta finca la humedad bajo copa no fue claramente inferior a la de los espacios abiertos. Por otro lado, al realizar una

comparación visual entre las mediciones de TDR y los valores de las estaciones de humedad en las diferentes coberturas, se observa que la mayoría de los valores registrados con los dos tipos de dispositivos son coincidentes (Fig. 5-24), indicando un correcto funcionamiento de dichos aparatos. Del mismo modo, se aprecia un comportamiento similar al descrito en la sección 5.3.5, donde se apunta a una mayor variabilidad espacial del agua en sentido horizontal en periodos de desecación tras la saturación. No obstante, cada gráfico representa una única cobertura vegetal, por lo que la variabilidad espacial de la humedad en periodos secos disminuye, al no considerar las variaciones introducidas por diferentes coberturas. Igualmente, se aprecia que los contenidos hídricos en sentido vertical bajo copa de árbol son, generalmente, menos variables que en pastizal.

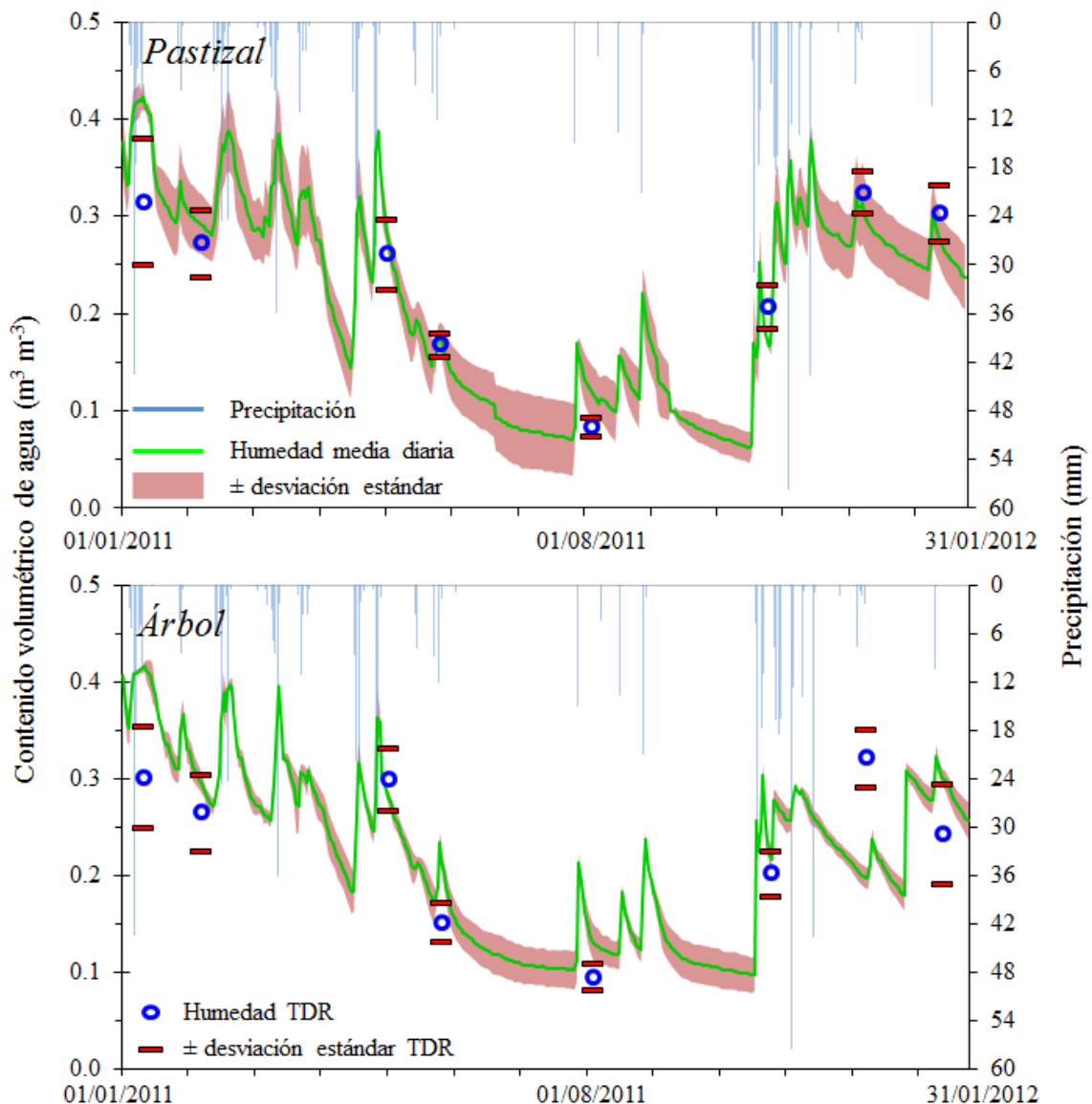


Fig. 5-24: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (CG1) y bajo copa de Árbol (CT1) en Cuartos, desde el 01-01-2011 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar.

En Parapuños las mediciones registradas con TDR entre cubiertas vegetales mostraron en casi todos los casos menor contenido hídrico bajo la copa de los árboles que en los espacios abiertos, siendo además las diferencias muy significativas. No obstante, las mediciones puntuales realizadas con TDR presentaron una dinámica temporal similar, en la mayoría de los casos, a la registrada por las estaciones de humedad (Fig. 5-25).

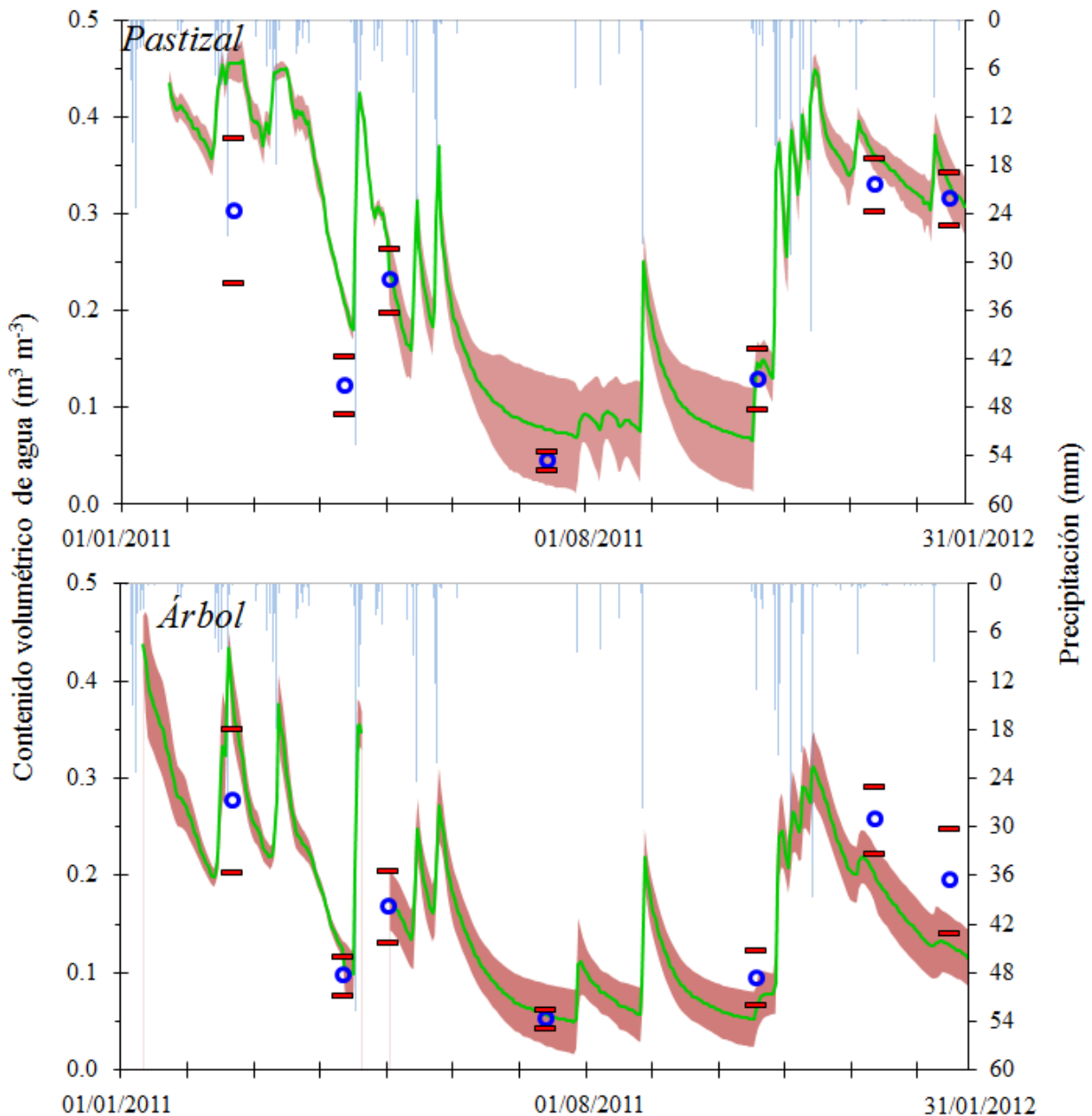


Fig. 5-25: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (PG3) y bajo Arbolado (PT1) en Parapuños desde el 01-01-2011 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar.

Una situación opuesta a la de Cuartos y similar a la de Parapuños pudo observarse en Naranjero, donde las diferencias fueron significativas en casi todas las mediciones. Dicha situación corrobora las observaciones realizadas con los sensores de humedad, cuyos contenidos hídricos siempre fueron inferiores bajo copa que en los espacios abiertos. Además, en esta área de estudio las mediciones realizadas con TDR se ajustaron bastante bien, y en la mayor parte de los casos, a las registradas con las estaciones de humedad (Fig. 5-26).

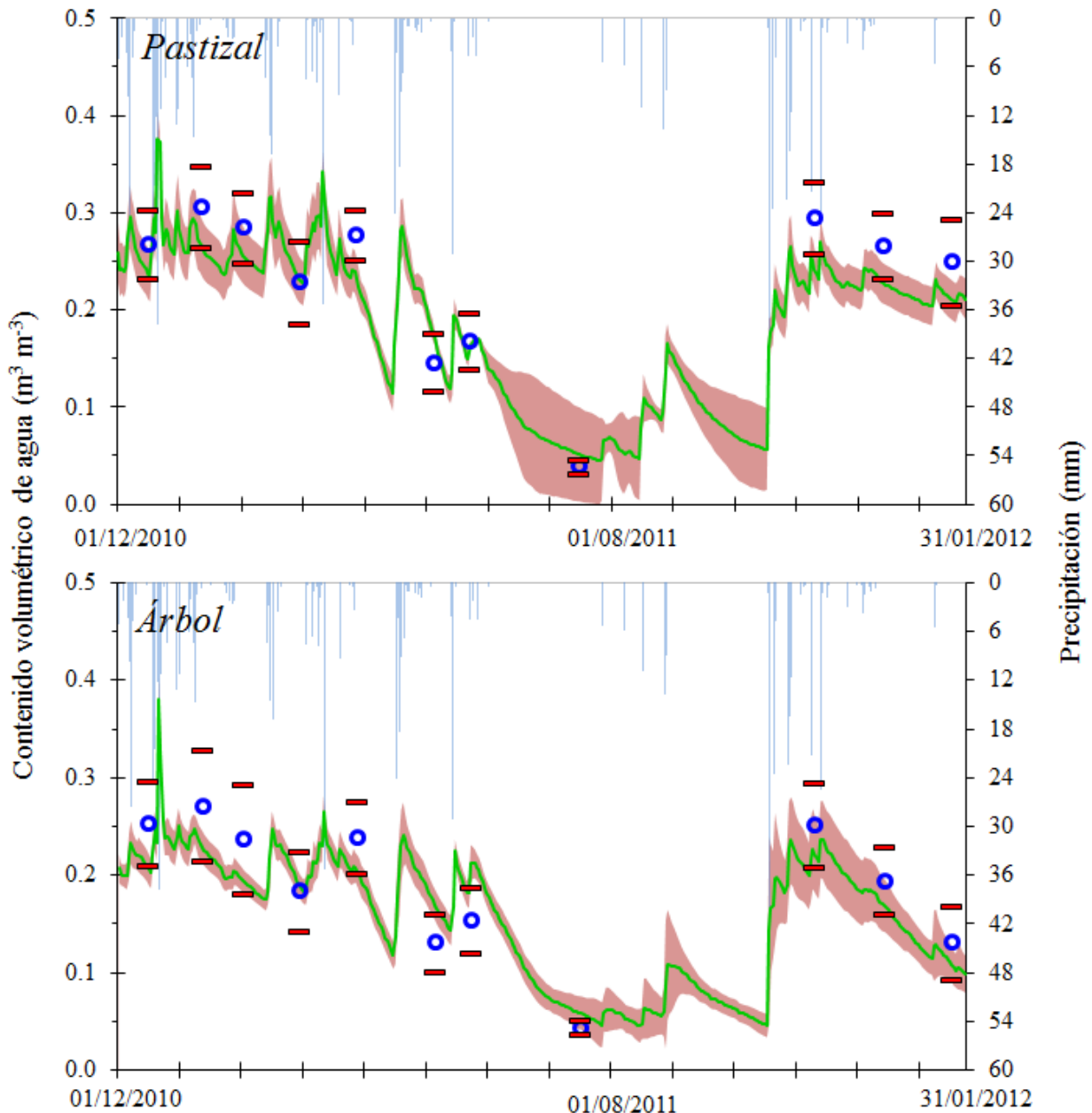


Fig. 5-26: Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en Pastizal (NG2) y bajo Arbolado (NT1) en Naranjero, desde el 01-12-2010 hasta el 31-01-2012. La línea verde indica el contenido hídrico promediado a escala diaria entre los sensores instalados en los primeros 15 cm del suelo y el sombreado rosa indica su desviación estándar. Los puntos azules indican el promedio de humedad obtenido con TDR y las barras rojas su desviación estándar.

Independientemente de que la zona superficial del suelo registre mayor o menor contenido hídrico en cualquiera de las cubiertas vegetales estudiadas, las mediciones de humedad realizadas en suelos bajo las copas de los árboles deberían considerar aspectos como la orientación relativa debajo del árbol, ya que la incidencia solar podría afectar diferencialmente a los distintos espacios bajo la copa. Debido a la configuración forestal que muestran las dehesas, con árboles individualmente espaciados unos de otros, la luz solar incide asimétricamente bajo la copa del árbol como consecuencia de los ciclos estacionales que presenta la órbita solar. De este modo, la orientación cardinal puede jugar un papel clave en los contenidos hídricos debajo del arbolado. En la [Tabla 5-19](#) se pueden apreciar las diferencias existentes según la orientación de muestreo bajo la copa. Para ello, se realizaron 50 mediciones bajo dicha cobertura en cada área de estudio y cada fecha, que fueron repartidas entre los 4 puntos cardinales, tal y como se detalla en el apartado 4.1.2.

Tabla 5-19: Valores de humedad (%) registrados con TDR en diferentes orientaciones bajo la copa del árbol, y valor promedio bajo árbol. En azul los valores máximos y en rojo los mínimos. $n = 50$.

	Fecha	Promedio	Norte	Este	Sur	Oeste
Cuartos	14-12-11	32.2	32.9	33.0	29.7	33.1
	19-01-12	24.3	30.8	20.5	20.3	25.5
Parapuños	19-12-11	25.8	26.2	25.0	27.1	24.9
	23-01-12	19.5	24.7	20.6	17.2	16.2
Naranjero	16-11-11	25.1	26.3	27.2	22.7	24.4
	21-12-11	19.5	22.2	18.9	17.8	19.1
	24-01-12	13.1	17.2	11.7	10.4	13.2

A pesar de que esta metodología se aplicó exclusivamente bajo un escenario que podría considerarse húmedo (invierno del año hidrológico 2010/2011), el efecto de la orientación de la copa sobre los contenidos hídricos se hace patente al observar que la mayor parte de los valores máximos se registraron en la orientación norte, es decir, donde la incidencia solar es menor. Además, frecuentemente los contenidos registrados en dicha orientación superaron el promedio de aquellos registrados bajo todo el árbol. La orientación cuyos contenidos hídricos se aproximaron más a los valores medios fue el oeste, ubicación donde se encuentran las estaciones de humedad. Por otro lado, la orientación que registró en mayor número de ocasiones los contenidos más bajos fue el sur. Esta situación pone de manifiesto la influencia asimétrica de la copa del árbol como consecuencia de la órbita solar, lo cual ya fue destacado por autores como *Gea-Izquierdo et al.* [2007], quienes observaron distintas producciones de pasto bajo la copa del árbol como consecuencia de la orientación.

Las situaciones expuestas revelan la complejidad generada por la presencia del árbol en cuanto a modificación del régimen hídrico del suelo bajo la copa. De hecho, es frecuente encontrar trabajos con resultados contradictorios. Por ejemplo, varios estudios desarrollados principalmente en ecosistemas subhúmedos con arbolado disperso afirman que los suelos bajo copa de *Q. ilex* siempre presentan mayor contenido hídrico que los espacios abiertos [Joffre y Rambal, 1988; Puerto, 1992], mientras que otros estudios desarrollados en ecosistemas similares pero con ambientes semiáridos, e incluso en ecosistemas de montaña mediterránea, han observado resultados opuestos [Llorens et al., 2003; Rubio, 2005; Lavado-Contador et al., 2006; Cubera y Moreno, 2007a, b; Martínez-Fernández et al., 2007; Gea-Izquierdo et al., 2009; García-Estringana et al., 2013].

Dichos resultados han sido tradicionalmente reportados en función de la variación del peso de los factores que el árbol puede modificar, como la interceptación, la evapotranspiración, o la capacidad de almacenamiento hídrico del suelo. De esta forma, el hecho de encontrar mayores contenidos hídricos bajo los árboles dispersos de ecosistemas subhúmedos se ha atribuido a la mejora en la capacidad de retención hídrica del suelo, originada por la materia orgánica procedente del árbol. Sin embargo, otras hipótesis sugieren que la mejora del estado hídrico del suelo bajo los árboles podría no ser mantenida en ecosistemas similares pero con características más secas, debido a que la interceptación y transpiración pesarían más que el efecto positivo del árbol sobre la capacidad de retención, resultando en un decrecimiento de la humedad con el incremento de la aridez [Moreno, 2008]. En líneas similares, otros trabajos sugieren que el aumento o disminución del agua edáfica bajo la copa no debería ser generalizado, ya que el efecto del árbol parece ser variable dependiendo de las condiciones ambientales o del periodo analizado. Por ejemplo, varios estudios observaron que las diferencias en los contenidos hídricos entre cubiertas vegetales se redujeron durante algunos periodos del año [Vetaas, 1992; Gea-Izquierdo et al., 2009; Lozano-Parra et al., 2011], por lo que resultaría complejo extraer un comportamiento general asociado a la vegetación.

Los resultados aquí obtenidos con las estaciones de humedad demostraron que, durante los años hidrológicos con alta pluviometría, la humedad media anual bajo la copa del árbol fue claramente mayor que la registrada en la misma localización durante los años con inferior precipitación. Esta situación puede explicarse por factores como el aumento de la trascolación (consultar capítulo 5.4) o el efecto positivo del sombreado sobre las variaciones térmicas del suelo (ver capítulo 5.6). Por tanto, durante los años húmedos el balance hídrico del suelo bajo la copa reportó más agua que en años secos. Pese a esto, establecer un patrón de comportamiento hídrico en relación con las dos principales cubiertas de vegetación, árbol-pasto, no fue sencillo. Las mediciones puntuales con TDR demostraron que los contenidos hídricos en la capa superficial del suelo (primeros 15 cm) fueron inferiores bajo los árboles durante la mayor parte del año, lo que resultó en valores de humedad anuales más bajos en arbolado que en los espacios abiertos. Esta situación se repitió en fincas como Naranjero o en Parapuños (con la estación PT1). Sin embargo, los resultados observados en otras estaciones de humedad bajo copa (PT2 y CT1), las cuales reportaron más agua anual que algunos de los espacios abiertos circundantes, sugirieron introducir ciertos matices en este escenario, dando mayor importancia a las variaciones estacionales. Por ejemplo,

durante los años con alta pluviometría la cantidad de agua que llegó a la capa superficial del suelo bajo las copas de los árboles fue mayor que durante los años con baja pluviometría, lo cual introdujo variaciones estacionales que en el balance anual podrían resultar en mayores contenidos hídricos bajo la copa que en algunos de los espacios abiertos contiguos.

De este modo, el balance hídrico bajo la copa podría estar determinado por la variabilidad de los factores que lo controlan. Por ejemplo, *Gea-Izquierdo et al.* [2009] mencionan tres factores principales que pueden causar la reducción del agua bajo las cubiertas: interceptación, consumo del árbol y consumo de herbáceas. Estos autores observaron una reducción de la luz incidente bajo *Q. ilex* en primavera debido a la floración del árbol, cuya intensidad y duración dependerá de su dinámica fenológica para un año concreto [*Ogaya y Peñuelas, 2004; Peñuelas et al., 2004*]. Cambios en la copa podrían afectar a su capacidad de almacenamiento hídrico, al sombreado del suelo, o a la cantidad de hojarasca desprendida, que a su vez determinará la interceptación del piso inferior y los aportes en materia orgánica [*Mateos-Rodríguez y Schnabel, 2002; Gerrits et al., 2007; Montero et al., 2008; Incerti et al., 2011*]. Al mismo tiempo, la irregularidad climática mediterránea condicionará las características y cantidades pluviométricas anuales e intra-anales, y controlará el secado de las superficies interceptantes, así como de la evaporación del suelo [*Raz-Yaseef et al., 2010; Davarzani et al., 2014*].

Aunque los resultados observados en este estudio reporten, de forma general, un menor contenido hídrico en la superficie del suelo bajo los árboles, la combinación a lo largo del tiempo de los factores expuestos (irregularidad climática y modificaciones introducidas por el arbolado) podría determinar una mayor o menor cantidad en el balance anual de agua bajo las copas con respecto a los espacios abiertos. Además, cabría considerar variables como la posición topográfica relativa del árbol o su orientación relativa en la ladera.

5.4 Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en alta resolución temporal: La influencia de la vegetación¹⁶

Las variaciones de humedad del suelo a escala estacional y diaria mostraron una clara dependencia de factores como la precipitación y la demanda evapotranspirativa, tal y como se mencionó en el capítulo 5.3, lo que resultó en cuatro periodos: I) un periodo de humectación caracterizado por los incrementos hídricos durante el otoño, que pueden ser más o menos pronunciados según la variabilidad de las lluvias; II) un periodo húmedo generalmente coincidente con los meses de invierno durante los cuales el contenido hídrico del suelo normalmente oscila entre capacidad de campo y saturación; III) un periodo de secado en el que la demanda evapotranspirativa provoca un decrecimiento de la humedad; IV) y un periodo seco caracterizado por la baja humedad del suelo, que puede alcanzar sus valores mínimos debido a la falta de precipitación y a la alta demanda evapotranspirativa. Sin embargo, cuando se considera la dinámica del agua del suelo con una alta resolución temporal los procesos asociados y los factores que controlan las variaciones de hídricas pueden variar, afectando de este modo a la dinámica hidrológica del suelo. De este modo, el estudio del agua en altas resoluciones temporales tiene como objetivo, entre otras cosas, intentar definir la dinámica del agua y los factores que intervienen en ella, con la pretensión de mejorar el conocimiento hidrológico y facilitar la incorporación de dichos conocimientos en el desarrollo de modelos que simulen fenómenos de muy rápida respuesta.

5.4.1 Factores que regulan las variaciones hídricas

Con el fin de determinar los factores que influyen en las variaciones hídricas del suelo en alta resolución temporal se llevó a cabo un análisis de correlación no-paramétrico entre las variaciones hídricas en la capa superior del suelo, la más profunda, las variables relacionadas con los eventos de lluvia y aquellas relacionadas con las condiciones antecedentes. Los resultados, presentados en la [Tabla 5-20](#), mostraron que todas las variables explicaron significativamente las variaciones de humedad a 5 cm. No obstante, las variables con mayores coeficientes de correlación estuvieron relacionadas con las propiedades de los eventos y la humedad inicial. Por ejemplo, la cantidad de lluvia y el contenido de agua en la capa superficial del suelo antes del evento explicaron hasta un 67% y 41% de la varianza observada, respectivamente. A mayor profundidad, únicamente las variables asociadas con la lluvia mostraron coeficientes de correlación altos y significativos, mientras que las variables asociadas con las condiciones antecedentes no ofrecieron correlación estadística. Los bajos valores obtenidos con algunas variables de las que se esperaba un papel más destacado, como la evapotranspiración o precipitación antecedente, pueden ser explicados porque

¹⁶ Lozano-Parra, J., Schnabel, S., y Ceballos-Barbancho, A., (en revisión). The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. *Journal of Hydrology*.

normalmente influyen a otras escalas temporales [Crokford y Richardson, 2000], es decir, que su influencia directa en las variaciones hídricas del suelo durante los eventos de lluvia tendría menos importancia.

Tabla 5-20: Coeficiente de correlación de *Spearman* entre propiedades de los eventos de lluvia, condiciones antecedentes, y variaciones hídricas a 5 cm y en la base del perfil. * $p < 0.001$; $n = 596$.

Variable	Definición	5 cm	Base del perfil
Duración	Duración del evento	0.33*	0.40*
Rainfall	Cantidad de lluvia del evento	0.67*	0.60*
Max5	Máxima cantidad de lluvia acumulada en 5 minutos	0.50*	0.42*
Max60	Máxima cantidad de lluvia acumulada en 60 minutos	0.59*	0.51*
TLE	Tiempo transcurrido desde el último evento de lluvia (<i>Time Last Event</i>)	0.18*	-0.08
TPE	Tiempo transcurrido desde el penúltimo evento de lluvia (<i>Time Penultimate Event</i>)	0.22*	-0.03
AP48h	Precipitación acumulada en las últimas 48 horas	-0.20*	0.04
AP5	Precipitación acumulada en los últimos 5 días	-0.25*	0.04
AP15	Precipitación acumulada en los últimos 15 días	-0.18*	0.05
AP30	Precipitación acumulada en los últimos 30 días	-0.23*	-0.01
PET10	Evapotranspiración potencial acumulada en los últimos 10 días	0.23*	0.01
PET30	Evapotranspiración potencial acumulada en los últimos 30 días	0.26*	0.00
θ_{inic} a 5 cm	Contenido volumétrico de agua justo antes del evento de lluvia a 5 cm de profundidad	-0.41*	-0.02
θ_{inic} base perfil	Contenido volumétrico de agua justo antes del evento de lluvia en la base del perfil	-0.20*	-0.02

A pesar de lo expuesto, la manera en que dichos factores inciden en las variaciones de agua del suelo puede variar temporalmente dependiendo de las condiciones antecedentes de humedad. Por este motivo, se llevó a cabo un análisis estadístico que definió las condiciones ambientales previas que determinan la ocurrencia de los diferentes estados hídricos del suelo. Los resultados, presentados en la [Tabla 5-21](#), muestran la mediana y la desviación estándar de las variables que caracterizan a los diferentes estados de humedad del suelo antes de que ocurra un evento de lluvia. De este modo, para la ocurrencia de los estados *Húmedos* fue necesaria una cantidad de lluvia antecedente de, al menos, el doble de la evapotranspiración potencial (PET) a lo largo de los 30 días previos al evento (AP30). Por el contrario, para los estados *Secos* la PET fue aproximadamente diez veces mayor que la lluvia antecedente en los 30 días previos al evento. Además, es importante destacar que la ocurrencia de un estado antecedente particular fue independiente de la estacionalidad, es decir, que un determinado estado de humedad edáfica, desde *Seco* a *Húmedo*, podría ocurrir durante cualquier estación del año. Por ejemplo, en Parapuños durante el invierno y primavera de 2011-2012 tuvo lugar un periodo seco de 99 días en el que llovieron únicamente 7.1 mm, mientras que la PET fue de 208 mm. Esta situación podría parcialmente explicar los bajos contenidos hídricos del suelo registrados durante este año, próximos o en

estado *Seco* (Fig. 5-12.B). Similares situaciones fueron observadas en otras áreas de estudio durante el mismo periodo, donde los contenidos de humedad del suelo registraron estados *Secos* en Naranjero y próximos a *Seco* en Cuartos.

Tabla 5-21: Mediana \pm desviación estándar de variables que caracterizan las condiciones antecedentes de los estados de humedad del suelo.

	<i>Seco</i>	<i>Medio Seco</i>	<i>Medio Húmedo</i>	<i>Húmedo</i>
TLE (<i>horas</i>)	186.7 \pm 529.6	48.2 \pm 162.3	33.4 \pm 141.7	14.8 \pm 73.1
TPE (<i>horas</i>)	434.7 \pm 624.7	186.6 \pm 251.1	100.8 \pm 206.2	53.1 \pm 123.2
AP24h (<i>mm</i>)	0.0 \pm 1.2	0.1 \pm 4.5	0.3 \pm 7.6	2.7 \pm 8.8
AP48h (<i>mm</i>)	0.0 \pm 1.5	0.6 \pm 6.5	1.8 \pm 11.8	7.7 \pm 15.8
AP5 (<i>mm</i>)	0.1 \pm 1.9	5.1 \pm 9.7	11.2 \pm 16.1	19.6 \pm 24.0
AP15 (<i>mm</i>)	3.8 \pm 5.7	24.1 \pm 13.1	33.6 \pm 30.1	53.6 \pm 37.1
AP30 (<i>mm</i>)	10.2 \pm 18.6	42.9 \pm 23.0	64.8 \pm 39.1	84.6 \pm 53.8
PET10 (<i>mm</i>)	33.5 \pm 12.0	30.5 \pm 13.4	20.5 \pm 11.5	15.5 \pm 9.4
PET30 (<i>mm</i>)	111.6 \pm 35.8	94.7 \pm 32.6	68.4 \pm 31.3	44.8 \pm 25.9

Debido a que los factores individuales que controlan las variaciones hídricas del suelo interactúan entre ellos y varían con el tiempo, se llevó a cabo un análisis de regresión no-lineal de mínimos cuadrados que consideró la influencia combinada de dichos factores sobre los incrementos de humedad a 5 cm de profundidad, en ambas cubiertas de vegetación (arbolado y pastizal) y en dos estados antecedentes contrastados (*Seco* y *Húmedo*). El análisis estadístico demostró que entre el 42% y el 72% de la varianza observada en los incrementos hídricos del suelo a escala de evento de lluvia puede ser explicada únicamente por tres variables (Tabla 5-22). Como era de esperar, la cantidad de lluvia (Rainfall) y las condiciones iniciales de humedad (θ_{mic}) fueron las variables más importantes para los estados *Secos* y *Húmedos*. Sin embargo, el papel de la precipitación fue más destacado para las cubiertas de pastizal y arbolado en el estado *Seco*, explicando un 58% y un 72% de la varianza, respectivamente. Durante dicho estado, la tercera variable en importancia fue la intensidad de la lluvia, representada por Max60 para arbolado y por Max5 para pastizal (Tabla 5-22). Este resultado enfatizaría la importancia de las cantidades elevadas de lluvia que se producen en intervalos de tiempo cortos, las cuales permitirían superar con mayor facilidad las coberturas secas y producir una respuesta hidrológica del suelo. Por otro lado, bajo condiciones iniciales *Húmedas*, las terceras variables en importancia fueron la evapotranspiración potencial en los últimos 30 días (PET30) y el tiempo transcurrido desde el último evento (TLE), contribuyendo a explicar el 59% y 42% de la varianza en arbolado y pastizal, respectivamente. Las condiciones ambientales de dicho estado se caracterizan por una precipitación antecedente alta y una evapotranspiración potencial baja, tal como se destaca en la Tabla 5-21. De este modo, dichos parámetros pueden influir negativamente en el tiempo de secado de las coberturas e, indirectamente, mediante la disponibilidad de espacio

poroso que posibilite la variabilidad hídrica del suelo a escala de tormenta [Famiglietti et al., 1998; Lin et al., 2006a].

Tabla 5-22: Resultados de la regresión no lineal de mínimos cuadrados en las variaciones hídricas del suelo a 5 cm de profundidad en diferentes cubiertas de vegetación y estados de humedad.

Variab Dependientes	Modelo	r^2	Estimado	p -level	
Arbolado – Seco ($n = 18$)	$\Delta 5 = a * Rainfall^b * \theta_{inic}^c * Max\ 60^d$	0.72	a	0.007	0.196
			b	0.954	0.013
			c	0.204	0.466
			d	0.246	0.541
Arbolado – Húmedo ($n = 89$)	$\Delta 5 = a * Rainfall^b * \theta_{inic}^c * PET\ 30^d$	0.59	a	0.000	0.237
			b	0.667	0.000
			c	-2.491	0.000
			d	0.383	0.005
Pastizal – Seco ($n = 59$)	$\Delta 5 = a * Rainfall^b * \theta_{inic}^c * Max\ 5^d$	0.58	a	0.017	0.024
			b	0.443	0.000
			c	-0.309	0.006
			d	0.221	0.007
Pastizal – Húmedo ($n = 128$)	$\Delta 5 = a * Rainfall^b * \theta_{inic}^c * TLE^d$	0.42	a	0.000	0.127
			b	0.325	0.000
			c	-3.127	0.000
			d	0.107	0.008

5.4.2 El papel de la vegetación en la respuesta hidrológica del suelo

5.4.2. A - Variaciones hídricas en la superficie del suelo

De los 989 eventos analizados, únicamente el 60.3% produjo incrementos hídricos en la capa superior del suelo (primeros 5 cm). Considerando las SMS individualmente, el porcentaje de eventos de lluvia que originó una respuesta hidrológica positiva fue siempre mayor que aquellos sin respuesta (Fig. 5-27), excepto para PT2, donde únicamente el 42% de los eventos registró ascensos de humedad. Por cubiertas de vegetación, los sensores localizados bajo copa de árbol siempre registraron un porcentaje de incrementos inferior que los ubicados en los espacios abiertos de sus correspondientes áreas de estudio. Esta situación apunta al papel de la interceptación de la lluvia y confirma los resultados obtenidos por otros estudios, en los que se establece que el espacio bajo copa de árbol recibe menos agua que los espacios abiertos [Mateos-Rodríguez y Schnabel, 2002; David et al., 2006].

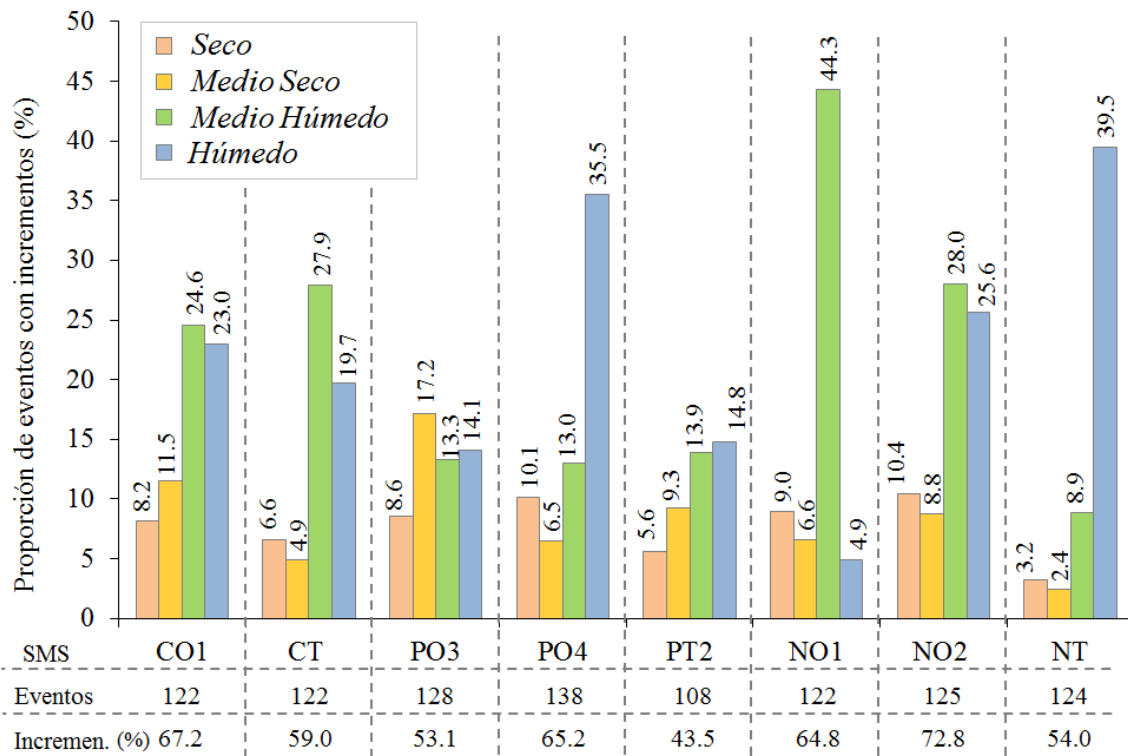


Fig. 5-27: Proporción de eventos que produjeron incrementos hídricos a 5 cm de profundidad en cada estación (SMS) y bajo diferentes estados iniciales de humedad. La tabla presenta el número total de eventos y el porcentaje correspondiente de incrementos.

Para facilitar la interpretación de los resultados, los eventos que registraron una respuesta positiva en las variaciones de humedad fueron reunidos en dos grupos según las condiciones de humedad antecedentes: situaciones *con predominio de la sequedad*, que agrupan a las condiciones antecedentes medio secas (MS) y secas (Seco); y situaciones *con predominio de la humedad*, que agrupan a las condiciones antecedentes medio húmedas (MH) y húmedas (Húmedo). De esta forma, el 73.1% de los eventos ocurrió en situaciones *predominantemente húmedas*, mientras que únicamente el 26.9% lo hizo en condiciones *predominantemente secas*. Dentro del primer grupo, el 65.8% de los incrementos ocurrió en espacios abiertos y el 34.2% bajo copa, mientras que para el segundo grupo el 76.9% tuvo lugar en pastizales y el 23.1% bajo los árboles. Esta situación pone de manifiesto que el efecto de la copa del árbol fue más destacado en situaciones donde *predomina la sequedad* que en las restantes condiciones ambientales (Fig. 5-27).

Considerando mayores profundidades edáficas, se observaron variaciones hídricas en el 32.4% de los 989 eventos, de los que el 25.5% ocurrió en condiciones *predominantemente secas*. Bajo situaciones *predominantemente húmedas* fue difícil determinar si un incremento hídrico del suelo fue provocado por un evento de precipitación o si, por el contrario, ya estaba directamente afectado por los eventos hídricos subsuperficiales previos. Esto sucedió porque a mayores profundidades la conexión hidrológica entre eventos fue frecuente.

Por otro lado y con el fin de comparar la dinámica de la respuesta hidrológica en la capa superior del suelo (primeros 5 cm) entre las coberturas de pastizal y arbolado, se seleccionaron varios eventos de lluvia para cada estado de humedad en cada área de estudio, tal y como muestra la Fig. 5-28. Bajo estados iniciales *Secos* y *Medio Secos (MS)* fueron necesarias altas cantidades o intensidades de lluvia para producir incrementos hídricos del suelo en ambos tipos de cubiertas vegetales. Sin embargo, bajo las copas de los árboles generalmente se observó un mayor retardo en la respuesta hídrica, y los incrementos frecuentemente fueron inferiores con respecto a los espacios abiertos. Esta situación puede deberse al efecto combinado de factores como la interceptación por las cubiertas o la repelencia hídrica del suelo [Doerr y Thomas, 2000; Gerrits et al., 2013].

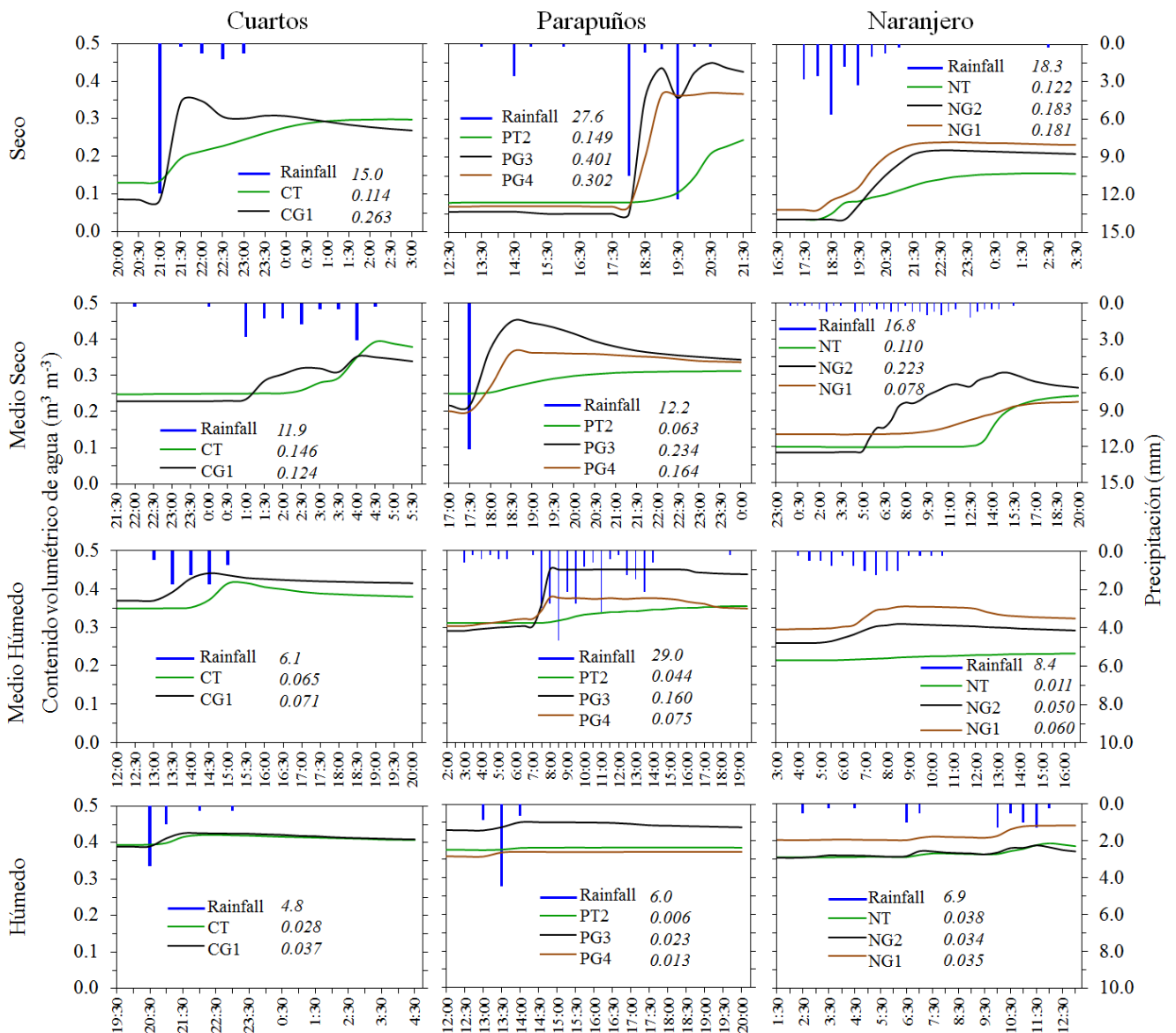


Fig. 5-28: Respuesta hidrológica del suelo a escala de evento de lluvia en la capa superficial (5 cm) bajo diferentes coberturas vegetales y considerando diferentes estados iniciales de humedad. Los acrónimos dentro del gráfico hacen referencia a las estaciones de humedad y los números a las variaciones hídricas (m³/m³). El valor de *Rainfall* se refiere a la cantidad de lluvia del evento (mm).

Los eventos de precipitación que bajo condiciones iniciales *Secas* y *MS* no causaron incrementos hídricos del suelo en ambos tipos de cubiertas fueron propensos a provocar variaciones bajo condiciones iniciales *Húmedas* y *Medio Húmedas (MH)*, debido principalmente a que dichas cubiertas ya se encontraban previamente humectadas. Esto dio lugar a que la capacidad de almacenamiento hídrico de las cubiertas fuera colmatada con mayor brevedad y facilitó un goteo más rápido desde dichas cubiertas hacia el suelo. A pesar de ello, el tiempo de respuesta fue mayor bajo copa de árbol que en pastizal la mayor parte de las veces, debido al efecto *amortiguador* de la copa (Fig. 5-28). Por otro lado, a partir de los resultados obtenidos podrían cuestionarse los intervalos de tiempo de 6 o menos horas frecuentemente usados para separar los eventos de lluvia en estudios de interceptación. Esta afirmación se basa en que el tiempo de secado de las cubiertas probablemente sea mayor que el considerado, sobre todo en condiciones húmedas, por lo que es posible que las cubiertas no se sequen completamente entre eventos de precipitación. Dicha circunstancia también ha sido cuestionada por Llorens et al. [2014].

5.4.2. B - Umbrales de lluvia en los incrementos hídricos del suelo

La Fig. 5-29 muestra las variaciones positivas en la capa superior del suelo en función de la precipitación y de las condiciones de humedad antecedentes, en pastizal y bajo copa de árbol. Durante las condiciones *Secas* y *Medio Secas (MS)*, únicamente los eventos de lluvia que superaron los 6 mm de precipitación desencadenaron incrementos de humedad del suelo bajo la copa del árbol, mientras que en pastizales solamente fue necesaria una cantidad de 2 mm. Asimismo, el valor medio de los incrementos de humedad en condiciones *Secas* y *MS* fue sensiblemente más alto en pastizales ($0.100 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) que bajo copa ($0.088 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Por otro lado, es importante señalar que, debido a que más de la mitad de los eventos de lluvia registraron menos de 5 mm de precipitación, una gran cantidad de eventos nunca causaron incrementos hídricos bajo la copa cuando las condiciones iniciales fueron *predominantemente secas* (estados *Seco* y *MS*).

Durante las condiciones *Húmedas* y *Medio Húmedas (MH)* los incrementos hídricos del suelo se produjeron con eventos de precipitación muy pequeños ($< 3 \text{ mm}$). Las diferencias en los valores medios de dichos incrementos fueron muy bajas o inexistentes entre coberturas vegetales, con $0.039 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en pastizal y $0.037 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ bajo copa. Sin embargo, dichos incrementos medios fueron siempre inferiores a $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, mientras que en situaciones *predominantemente secas* (estados *Seco* y *MS*) las variaciones hídricas pudieron registrar incrementos más elevados (Fig. 5-29). Además, como era de esperar, los suelos saturados no mostraron respuestas hídricas positivas. A mayores profundidades y en estado *Seco*, los incrementos se produjeron con precipitaciones superiores a 11 mm, mientras que en condiciones *predominantemente húmedas* (estados *Húmedo* y *MH*) no fue posible caracterizar los incrementos debido a la dificultad para separar los eventos hidrológicos del suelo.

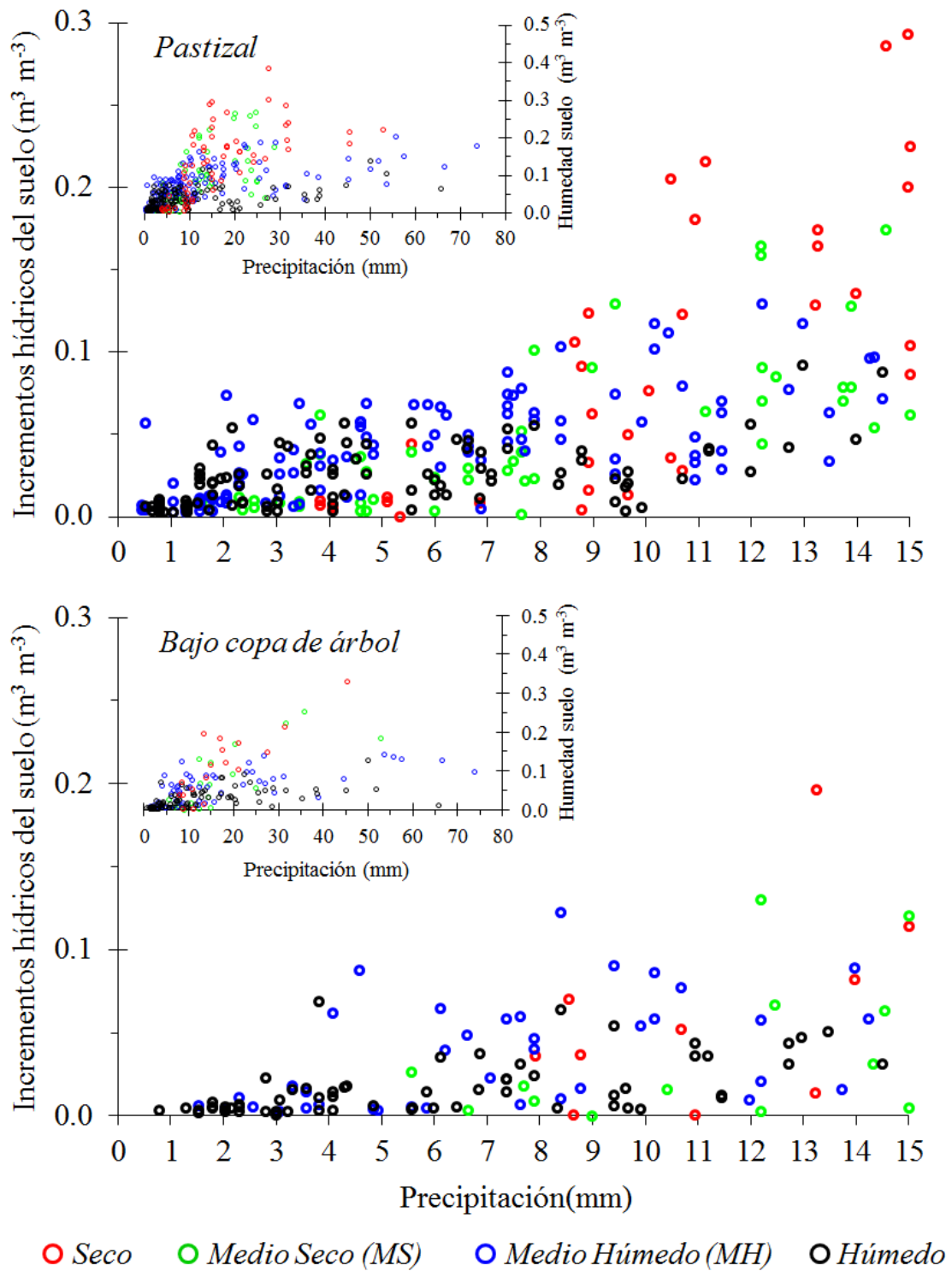


Fig. 5-29: Diagrama de dispersión entre precipitación e incrementos de humedad del suelo a 5 cm bajo diferentes estados iniciales de humedad, en pastizal (arriba) y bajo copa de árbol (abajo). El diagrama superior izquierdo representa todos los eventos de lluvia registrados, mientras que los diagramas principales son limitados a eventos de lluvia < 15 mm.

Con el fin de corroborar si las respuestas hidrológicas del suelo que se registraron bajo ambos tipos de cubiertas vegetales fueron significativamente diferentes, se llevó a cabo un test no-paramétrico entre los eventos registrados en pastizal y en arbolado a diferentes profundidades y en cada área de estudio (Tabla 5-23). Los resultados mostraron diferencias significativas entre los tipos de cubiertas vegetales para las variaciones de humedad en la capa superior del suelo de cada área de estudio. No obstante, estas diferencias no fueron estadísticamente significativas a mayor profundidad.

Tabla 5-23: Test de Mann-Whitney calculado con las variaciones de humedad a diferentes profundidades, 5 y 30 cm, y bajo diferentes coberturas vegetales. * $p < 0.05$; ** $p < 0.01$; ns = no significativo ($p = >0.05$). C = Cuartos; P = Parapuños; N = Naranjero.

	n	C Pastizal		P Pastizal		N Pastizal	
		5 cm	30 cm	5 cm	30 cm	5 cm	30 cm
C - Árbol	244	5 cm	*				
	244	30 cm		ns			
P - Árbol	279	5 cm		*			
	294	30 cm			ns		
N - Árbol	366	5 cm				**	
	366	30 cm					ns

Este estudio demuestra que la cantidad de precipitación que alcanza el suelo puede ser temporalmente modificada por las cubiertas vegetales en función de las condiciones ambientales antecedentes. En la capa superior del suelo el porcentaje de eventos que produjo una respuesta hidrológica positiva decreció bajo condiciones iniciales *predominantemente secas* (estado *Seco* y *medio seco*). Dicha situación fue más acentuada bajo la copa del árbol, lo que pone de manifiesto el papel de la interceptación en tales condiciones.

En numerosos trabajos se han reportado casos donde las pérdidas brutas por interceptación de las copas de los árboles se incrementaron con el aumento de la lluvia, mientras que la interceptación relativa decreció conforme se incrementó la precipitación (consultar los estudios de revisión llevados a cabo por *Croxford y Richardson* [2000] o *Llorens y Domingo* [2007]). Sin embargo, en este estudio se observaron patrones temporales en tales afirmaciones. Por ejemplo, bajo condiciones *predominantemente húmedas* (estados *Húmedo* y *MH*), incluso los más pequeños eventos de lluvia (< 3 mm) produjeron una respuesta hidrológica en ambas coberturas, pastizal y arbolado, indicando que dichos eventos no fueron completamente interceptados (Fig. 5-29). Resultados similares fueron observados por *Cantón et al.* [2004], en un estudio desarrollado en medios semiáridos del SE español, reportando que los eventos de lluvia inferiores a 3 mm podrían no tener impacto sobre los procesos de humectación según las condiciones antecedentes de humedad. Esto podría ser explicado porque los estados *Húmedos* normalmente ocurren en periodos donde la disponibilidad energética es limitada, hasta cierto

punto, por lo que la evaporación se reduce y las superficies tienen la oportunidad de mantenerse más tiempo húmedas. Además, bajo dicho estado los patrones de precipitación generalmente presentan eventos de lluvia con mayor frecuencia entre ellos, posibilitando una más rápida humectación de las cubiertas, un mayor grado de saturación y un comienzo del goteo más rápido y prolongado [Crokford y Richardson, 2000; Perrier y Tuzet, 2008]. En cambio, bajo condiciones predominantemente secas (estados *Seco* y *MS*), los eventos de lluvia normalmente son más discontinuos en el tiempo y la demanda evaporativa suele ser mayor. Además, la repelencia de las cubiertas al agua alcanza un papel más destacado, que decrece gradualmente conforme los estados llegan a ser más húmedos [Doerr y Thomas, 2000; Schnabel et al., 2013b]. Consecuentemente, bajo tales estados son necesarias mayores cantidades de precipitación para que el agua alcance el suelo.

Por tanto, parece que la frecuencia de los ciclos de re-humectación o, del mismo modo, las condiciones antecedentes son más importantes que la duración o las cantidades de precipitación a la hora de provocar incrementos hídricos [Ward y Robinson, 2000; David et al., 2006]. Como resultado, el papel de la vegetación sobre las cantidades de lluvia que alcanzan el suelo parece ser más decisivo bajo condiciones secas.

Un aspecto importante con respecto a los resultados obtenidos sería su consideración dentro del actual marco de cambio climático global, que predice variaciones en los patrones de precipitación. Esto podría posibilitar un mejor entendimiento en las variaciones espacio-temporales de los recursos hídricos, una gestión de los ecosistemas más eficiente y una mejora en el diseño de los modelos hidrológicos utilizados para predicciones. Actualmente, los análisis en las tendencias temporales de lluvias destacan un significativo decrecimiento de las cantidades anuales y de los días lluviosos, un incremento en la variabilidad anual y estacional, y un incremento en la frecuencia e intensidad de los periodos secos junto con una elevación en la temperatura del aire [González-Hidalgo et al., 2001; Piervitali y Colacino, 2003; Ceballos-Barbancho et al., 2004; Giorgi y Lionello, 2008; Philandras et al., 2011; IPCC, 2013]. Estos factores podrían incrementar la intensidad y duración de las sequías, realizando los periodos de déficits hídricos del suelo y la demanda evaporativa que, a su vez, aumentaría la capacidad de almacenamiento hídrico de las cubiertas. Del mismo modo, la frecuencia e intensidad de eventos de precipitación menos frecuentes, como las lluvias diarias extremas, se ha incrementado en Europa. Su consecuencia podría ser un incremento de la escorrentía y erosión del suelo y un decrecimiento de la humedad edáfica [Cerdá et al., 1998; Alpert et al., 2002; IPCC, 2013]. Todas estas circunstancias podrían influir en la cantidad de agua que alcanza el suelo e impactar con mayor o menor grado en los ecosistemas de estudio, ya de por sí limitados por los recursos hídricos.

5.5 Dinámica espacio-temporal del agua del suelo en alta resolución temporal: Procesos de humectación del suelo¹⁷

5.5.1 Precipitación y eventos de lluvia

Con el fin de definir los procesos de humectación que ocurren en el suelo se analizaron tres años hidrológicos en la cuenca experimental de Parapuños, desde abril de 2009 hasta septiembre de 2012 (Fig. 5-30), utilizando la metodología descrita en la sección 4.5.4. B - .

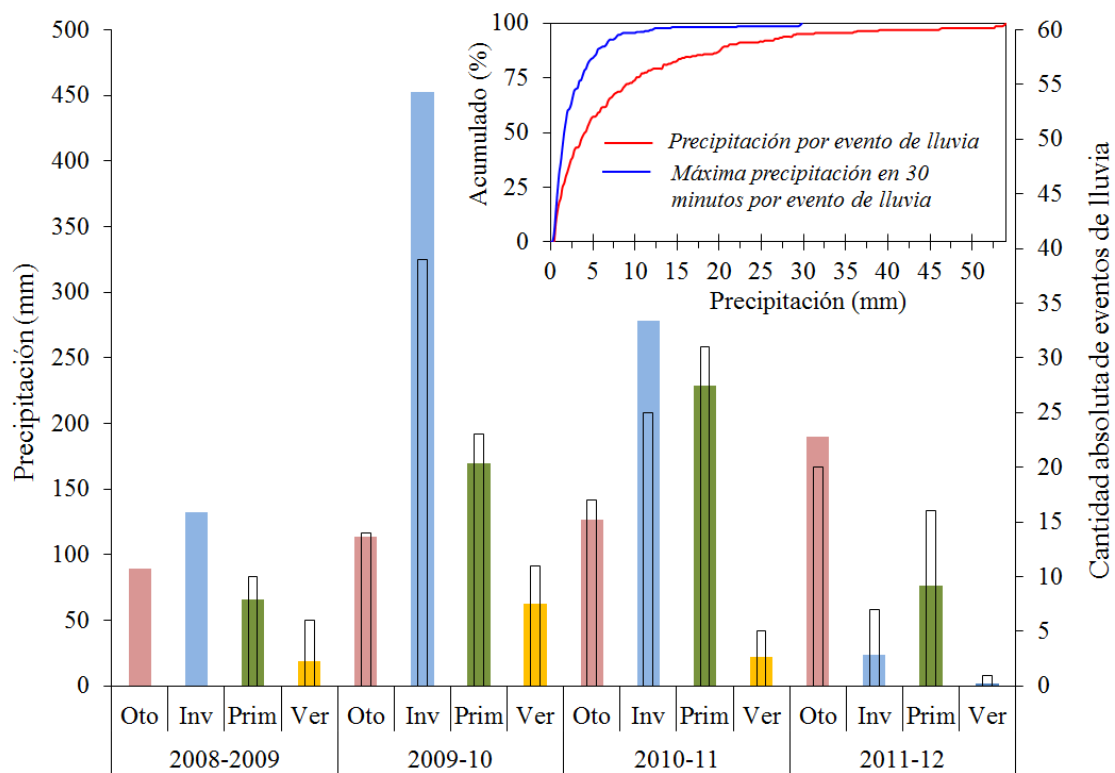


Fig. 5-30: Distribución de la precipitación estacional (*barras de color*) en Parapuños; cantidad absoluta de eventos de lluvia por estación climática (*barras sin relleno*) y distribución de frecuencia acumulada por evento de lluvia y en 30 minutos (*gráfico superior derecha*). Otoño = sept, oct, nov; Invierno = dic, ene, feb; Primavera = mar, abr, may; Verano = jun, jul, agos.

La precipitación anual fue muy variable, con dos años sobre el promedio, establecido en 514 mm año^{-1} , y otros dos por debajo. El primer año hidrológico

¹⁷ Lozano-Parra, J., van Schaik, L., Schnabel, S. y Gómez-Gutiérrez, Á. (en revisión). Soil moisture dynamics at high temporal resolution in a semiarid mediterranean watershed with scattered tree cover. *Hydrological Processes*.

registró 306 mm, aunque únicamente se monitorizaron 16 eventos de lluvia desde abril hasta agosto. Los siguientes dos años fueron más lluviosos, con 798 mm caídos en 87 eventos de lluvia, y 656 mm en 78 eventos, respectivamente. El último año hidrológico registró únicamente 292 mm de precipitación a partir de 44 eventos de lluvia. La distribución estacional también mostró una alta irregularidad, destacando los largos periodos con muy poca precipitación, como el invierno de 2011-2012 o los periodos estivales, que llegaron a alcanzar más de 90 días sin lluvia (Fig. 5-30).

A lo largo de los 4 años hidrológicos se registraron un total de 225 eventos de precipitación en Parapuños, de los que más de la mitad fueron inferiores a 4 mm y el 75% estuvo por debajo de los 10 mm. La máxima cantidad registrada en 30 minutos fue en la mitad de los casos inferior a 1.6 mm y en el 75% de ellos menor de 3.6 mm, lo que demuestra que los eventos más frecuentes fueron aquellos con bajas cantidades y bajas intensidades. El evento con mayor precipitación registró 53.6 mm. La duración de los eventos mostró un sesgo muy positivo, ya que la mitad de ellos tuvieron una duración inferior a 330 minutos (5.5 horas) y el 75% duró menos de 11 horas. El evento más largo alcanzó las 53.5 horas.

5.5.2 Dinámica del agua del suelo

5.5.2. A - Procesos de humectación en la cuenca

La mayor parte de los eventos de lluvia que provocaron incrementos hídricos en cada SMS fueron registrados en la capa superior del perfil edáfico (primeros 5 cm), mientras que las profundidades inferiores registraron sucesivamente un menor número de incrementos (Tabla 5-24). Como era de esperar, este resultado se explica porque el agua infiltrada atravesó primero la capa superior del suelo, dando lugar a un mayor número de ascensos hídricos en superficie.

Tabla 5-24: Cantidad total de eventos de lluvia registrados en cada SMS, y eventos que causaron incrementos $\geq 0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en cada sensor de cada SMS. T1 y T2 tienen dos sensores a 15 cm.

	G1	G2	G3	G4	R1	R2	R3	T1	T2
Total registrado	225	225	222	138	214	148	138	210	108
5	149	158	122	103	140	101	94	93	59
15	122	110	90	83	92	64	65	65/69	39/35
>15	54	67	50	50	32	28	46	-	-

A partir de los procesos de humectación del suelo ocurridos en cada perfil edáfico de la cuenca, se identificó y caracterizó un amplio rango de tipos de flujos hídricos. El análisis de las pendientes máximas presentó un intervalo de valores que normalmente osciló entre 0.1 y $75.0 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}/30 \text{ min}$ (P_{max})¹⁸, aunque excepcionalmente también se identificaron valores extremos cercanos a 100. Los incrementos más lentos fueron aquellos con valores de pendiente próximos o por debajo de $0.009 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en 30 min ($P_{max} < 3$), sugiriendo que en estos casos los flujos matriciales fueron el proceso de humectación dominante (Fig. 5-31.A), mientras que los valores de P_{max} próximos a 6 fueron considerados como flujos más suaves (Fig. 5-31.B). Ascensos hídricos más elevados con valores de pendiente alrededor de $12 P_{max}$, que suponen variaciones de $0.036 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en 30 min , fueron considerados como aumentos bastante rápidos (Fig. 5-31.C). Finalmente, valores de $40 P_{max}$, asociados a variaciones mayores de $0.120 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en únicamente 30 minutos, fueron interpretados como flujos muy fuertes (Fig. 5-31.D), aunque dichos incrementos hídricos se observaron con menor frecuencia. No obstante, en un mismo evento de lluvia también fue frecuente encontrar diferentes tipos de flujo mezclados. Por ejemplo, fue habitual encontrar cambios rápidos después de una sucesión de cambios más suaves, es decir, que los flujos preferenciales pudieron observarse directamente o después de una sucesión de incrementos más débiles aunque, en cualquier caso, la variación hídrica fue tan fuerte que probablemente el proceso hidrológico dominante fue el flujo preferencial. En este sentido, una cualidad importante para detectar este tipo de proceso fue evaluar el tiempo de respuesta entre diferentes profundidades. En el ejemplo de la Fig. 5-31.D, se aprecia cómo diferentes capas edáficas presentan un tiempo de respuesta similar con altos valores en varios sensores, evidenciando que el proceso dominante en dicho ejemplo fueron los flujos preferenciales. Un caso similar puede observarse bajo la copa del árbol en la Fig. 5-31.C, donde las reacciones son simultáneas para las diferentes profundidades.

¹⁸ Con el fin de simplificar y facilitar la lectura, las unidades de pendiente máxima son expresadas con la abreviatura P_{max} , en lugar de expresarse por $10^{-4} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}/30 \text{ min}$.

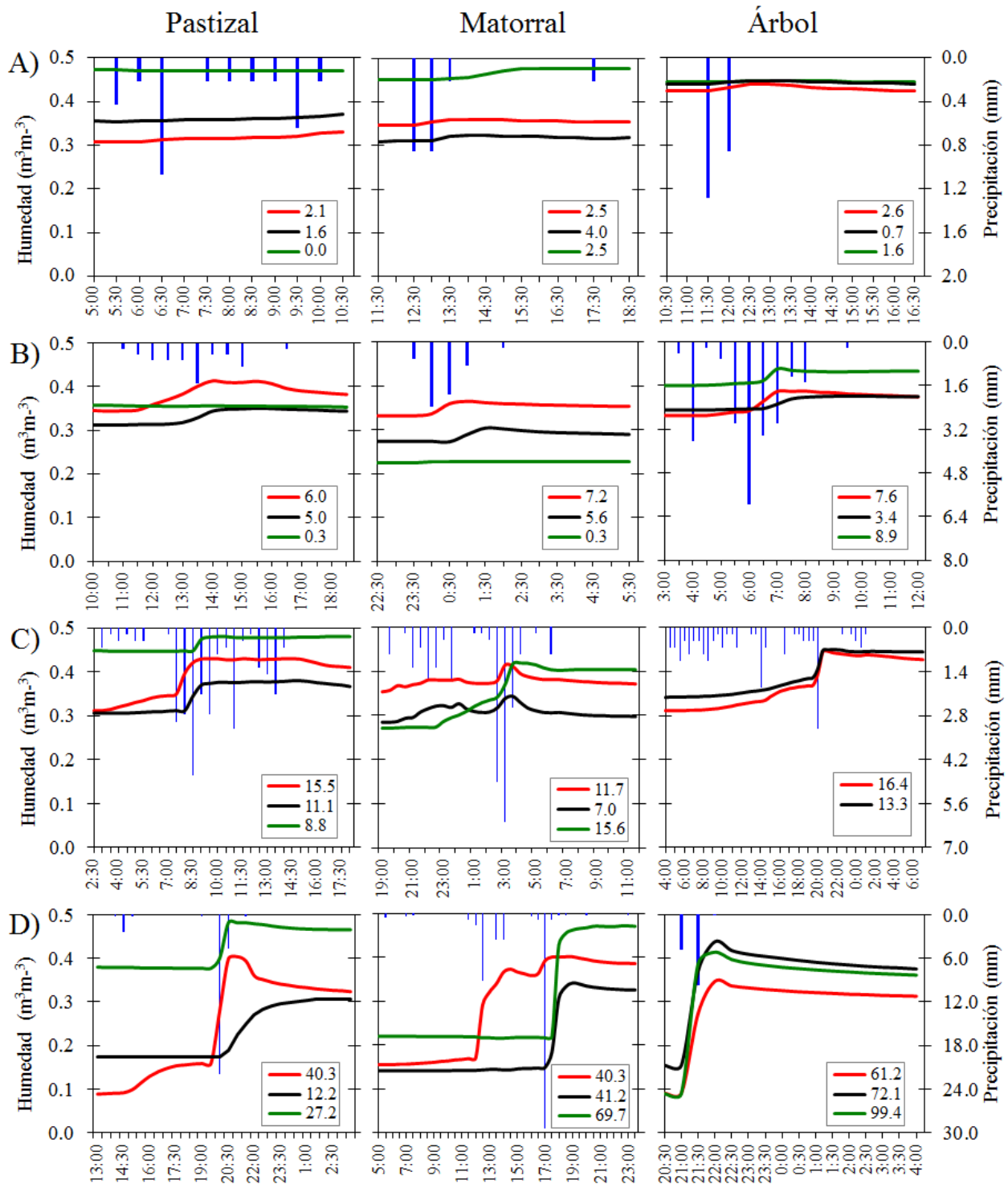


Fig. 5-31: Ejemplo de tipos de incrementos hídricos en función de la pendiente de la curva de humectación registrada por cada sensor en una SMS de pastizal (G1), matorral (R1) y bajo copa de árbol (T1). Las líneas rojas se corresponden con una profundidad de 5 cm, las líneas negras con 15 cm, mientras que la profundidad de la verde depende del perfil de cada SMS. Los números de la caja indican la pendiente máxima (P_{max}) registrada por cada sensor. A) se corresponde con bajas pendientes, B) y C) con pendientes intermedias, y D) con fuertes pendientes de humectación.

5.5.2. B - Procesos de humectación: frecuencia de ocurrencia y volumen de contribución

La distribución de frecuencias de los incrementos de humedad fue claramente asimétrica, presentando un sesgo altamente positivo y unimodal en todos los perfiles del suelo. Los procesos de humectación más frecuentes (con más del 50% de eventos para cada profundidad) fueron los incrementos más lentos, es decir, los valores de P_{max} inferiores a 3. Esto sugiere que los flujos matriciales fueron el proceso hidrológico dominante en la cuenca, en términos de frecuencia de ocurrencia, tal como se puede observar en los gráficos de la parte izquierda de la Fig. 5-32. Una explicación vendría dada por el gran número de eventos de lluvia con baja precipitación, donde más de la mitad fueron inferiores a 4 mm.

El hecho de que la mayor parte de los flujos sean lentos podría ser especialmente importante en áreas limitadas por la disponibilidad hídrica y con suelos poco profundos y pobres, ya que las especies de herbáceas anuales podrían acceder al agua de forma más asequible que otras especies de vegetación como los árboles [Smit y Rethman, 2000]. A pesar de esto, los flujos preferenciales constituyen un importante proceso para transportar agua hasta las capas más profundas, como las fracturas y el límite con la roca madre. De este modo, dicha agua quedaría fuera de la evaporación superficial y del consumo del pasto, y por tanto facilitaría la disponibilidad hídrica para los árboles y ciertas especies de matorral [Cubera y Moreno, 2007b; Hernández-Santana et al., 2008].

Aunque la capa superficial edáfica fue más propensa que las más profundas a registrar cualquier tipo de flujo, en todas las profundidades se observó un fuerte decrecimiento de la frecuencia de ocurrencia con el incremento de los valores de pendiente (Fig. 5-32, A.1, B.1 y C.1). De esta forma, las pendientes superiores a 6 P_{max} normalmente ocurrieron en cualquier profundidad alrededor del 30% de las veces. Incrementos superiores a 12 P_{max} tuvieron lugar aproximadamente el 20% de las ocasiones, indicando que los procesos de humectación rápidos causados por flujos preferenciales aparecieron pocas veces. Los casos más extremos, con valores de pendiente superiores a 40 P_{max} , presentaron una frecuencia de ocurrencia inferior al 10%. Valores bastante similares fueron registrados por Lin y Zhou [2008] en un estudio llevado a cabo en bosques húmedos de Pensilvania. Dichos autores trataron de detectar flujos preferenciales en las capas más profundas del suelo, observando una frecuencia de ocurrencia en dichos flujos de alrededor del 7.5%. Para ello establecieron un umbral de incremento superior a $0.004 m^3 m^{-3}$ por minuto, lo cual supondría variaciones superiores a $0.120 m^3 m^{-3}$ en 30 minutos si la velocidad de flujo se mantiene constante, dando lugar a valores de pendiente de 40 P_{max} . A pesar de que los autores mencionados únicamente usaron 15 tormentas y su intervalo temporal fue diferente, se constató una gran similitud entre este estudio y sus resultados.

Por otro lado, la zona con los incrementos hídricos más rápidos se localizó a 15 cm de profundidad bajo la copa del árbol en la estación T2, mientras que la zona con mayor frecuencia de flujos lentos fue observada a 15 cm en la estación bajo retama R2 (Fig. 5-32.B2). En el primer caso, la frecuente ocurrencia de flujos rápidos implica un probable dominio de los flujos preferenciales en los procesos de humectación, mientras que en el segundo caso indica una clara predominancia de los flujos matriciales. Es destacable que todos los sensores, excepto T2-2, registran

valores medianos inferiores a $7.5 P_{max}$ indicando un claro predominio de los flujos matriciales.

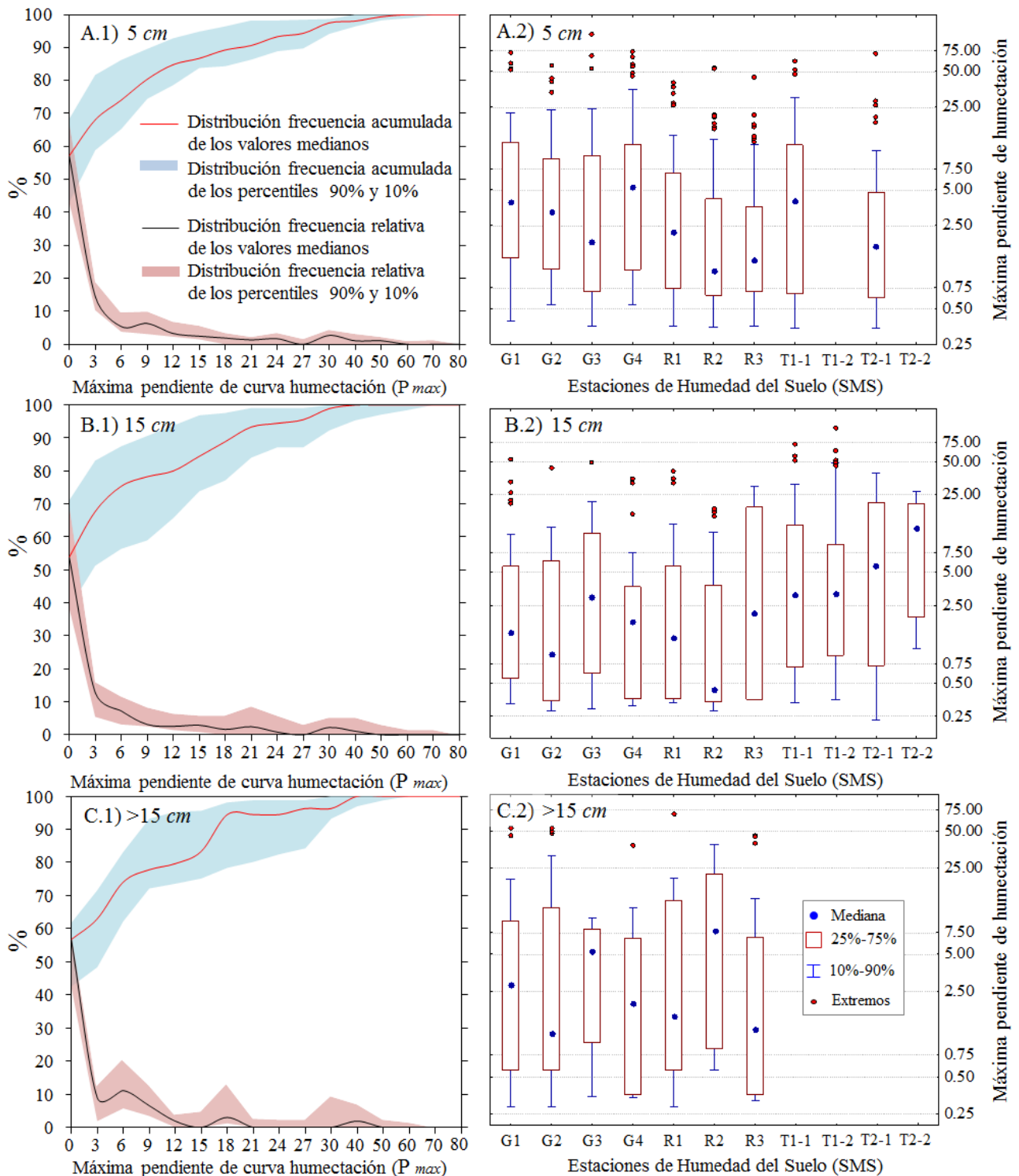


Fig. 5-32: Distribución de frecuencia acumulada de los valores medianos (línea roja) y de los percentiles 10% y 90% (relleno azul) calculado con los sensores a 5 cm, 15 cm, y a mayor profundidad; y distribución de frecuencia relativa de los valores medianos (línea negra), y de los percentiles 10% y 90% (relleno rojo) calculado con los mismos sensores. Los gráficos de caja representan la distribución logarítmica de las pendientes de cada sensor.

A pesar de los patrones de comportamiento generales de la cuenca, dominada por los procesos de humectación más lentos y una baja incidencia de los más rápidos, la importancia de los flujos preferenciales puede ser crucial en el control de la escorrentía superficial durante los eventos de precipitación con muy altas intensidades y puede, también, resultar en una significativa contribución en la generación de caudales a partir de los flujos subsuperficiales [van Schaik et al., 2008; van Schaik et al., 2013]. En este sentido, si se considera la contribución del agua total infiltrada (mm), los flujos preferenciales son claramente el proceso hidrológico dominante, ya que transportaron mucha más agua que los flujos matriciales (Tabla 5-25). Por ejemplo, a 15 cm de profundidad los flujos más rápidos condujeron casi el doble de agua que los más lentos. De este modo, el papel de ambos tipos de procesos hidrológicos puede llegar a ser fundamental en ecosistemas limitados por el agua. Los flujos preferenciales permiten que el agua atraviese la superficie del suelo, que podría estar más afectada por los procesos de evapotranspiración, y que alcance mayores profundidades, lo que puede llegar a suponer una posterior reserva hídrica a lo largo del año para los árboles y matorrales. Del mismo modo, la mayor frecuencia de flujos matriciales proporciona una infiltración lenta que facilita la disponibilidad de agua para las herbáceas en la capa superficial del suelo.

Tabla 5-25: Cantidad de agua total precipitada (mm) e infiltrada (mm) en cada profundidad, en caso de los flujos más lentos ($P_{max} < 6$) y los más rápidos ($P_{max} > 12$). La precipitación fue obtenida después de sumar todos los eventos de lluvia en los que fue detectado algún incremento hídrico en cada estación de humedad del suelo. El agua infiltrada fue calculada como la diferencia entre la humedad máxima e inicial ($\theta_{max} - \theta_{inic}$), y expresada como agua laminar en 5 cm de profundidad.

	5 cm		15 cm		En profundidad	
	< 6	> 12	< 6	> 12	< 6	> 12
Precipitación	5082.6	3479.8	4822.3	2438.8	3286.5	1926.5
Agua infiltrada	820.8	1450.0	457.5	813.2	186.7	656.3

5.5.3 Factores que influyen en los procesos de humectación

El análisis de los factores asociados a los distintos tipos de procesos hídricos en altas resoluciones temporales fue abordado como se expone en el capítulo 4.6. El resumen estadístico de las dos bases de datos aleatorias e independientes creadas para los flujos más lentos ($P_{max} < 6$) y para los más rápidos ($P_{max} > 12$) mostró una distribución de frecuencias bastante parecida en sus valores (Tabla 5-26). Aunque el tamaño muestral fue diferente, los valores de ambas bases de datos fueron comparables y presentaron propiedades estadísticas similares.

Tabla 5-26: Resumen estadístico de las bases de datos de calibración (*training*) y validación (*test*). n = tamaño muestral. DE = desviación estándar. Max y Min = valores máximos y mínimos de pendiente máxima (P_{max}), respectivamente.

		n	Media	Mediana	DE	Max	Min
$P_{max} < 6$	<i>Training</i>	906	1.4	0.9	1.2	5.8	0.1
	<i>Test</i>	309	1.3	0.8	1.2	5.6	0.1
$P_{max} > 12$	<i>Training</i>	266	24.0	21.0	10.5	62.8	12.0
	<i>Test</i>	79	23.2	20.1	11.0	69.7	12.1

La Fig. 5-33 muestra el ajuste de los valores observados y predichos que se obtuvieron con los modelos para los dos tipos de procesos hidrológicos, el de flujos más lentos y el de los más rápidos. A pesar de que los valores de bondad de ajuste obtenidos desde las bases de datos de validación fueron generalmente más bajos que los obtenidos con las bases de datos de calibración, éstos suelen ser más fiables. El coeficiente de determinación (r^2) confirmó un satisfactorio ajuste para los flujos más rápidos ($r^2 = 0.69$), mientras que en los flujos más lentos fue más modesto y ligeramente inferior ($r^2 = 0.56$). Los bajos valores de sesgo (siempre por debajo de 0 en ambos casos) sugieren una débil subestimación de los valores predichos. Sin embargo, los bajos errores residuales (RMSE = 6.3 y 0.8, para los flujos más rápidos y lentos, respectivamente) constataron un buen funcionamiento de los modelos, incrementando la confianza sobre la capacidad de este análisis para discriminar los factores más importantes que influyen en los diferentes tipos de procesos de humectación del suelo.

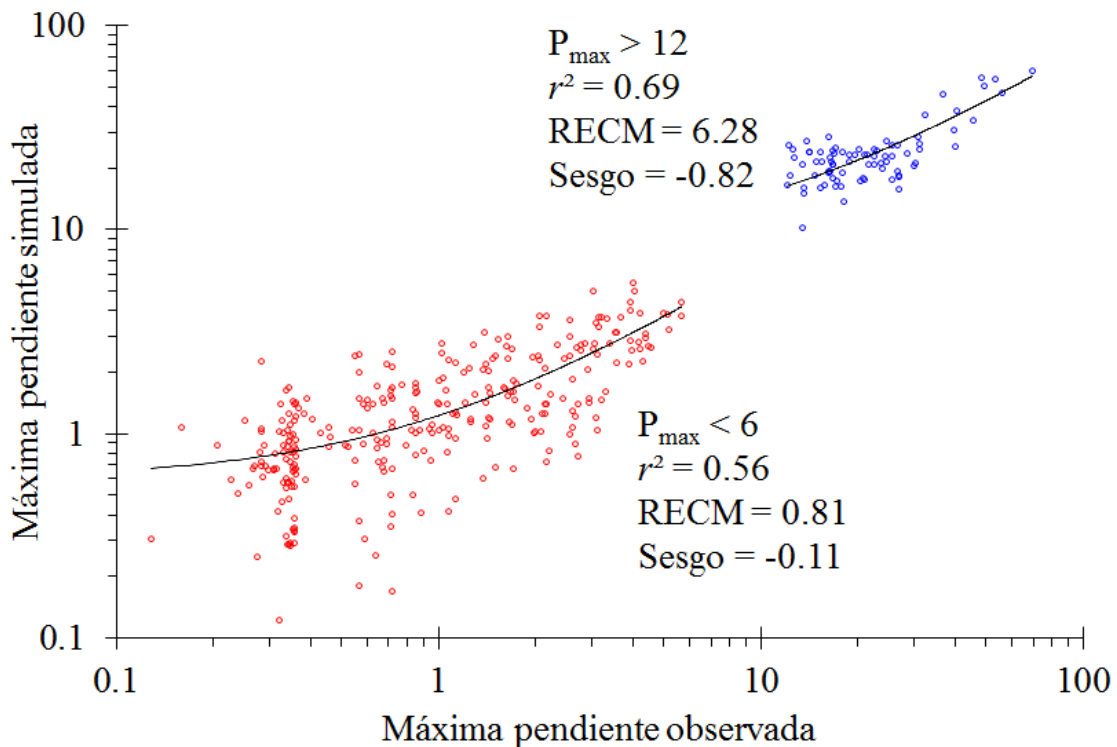


Fig. 5-33: Correlación entre los valores de pendientes de humectación observados y los predichos para ambos tipos de flujos, lentos ($P_{\max} < 6$) y rápidos ($P_{\max} > 12$). Nótese la escala logarítmica. RECM = raíz del error cuadrático medio.

El modelo asociado a los procesos de humectación más lentos utilizó para su construcción 12 de las 14 variables inicialmente seleccionadas, mientras que el modelo de procesos de humectación más rápidos utilizó 10 variables. (Fig. 5-34). Las variables independientes más importantes seleccionadas en el primer caso fueron: el tiempo necesario para la reacción del sensor (con una importancia relativa de 41.5% sobre 100%), la humedad del suelo inicial (13.1%), la precipitación del evento (12.6%) y la precipitación necesaria para la reacción del sensor (11.9%). En el segundo caso, las variables más importantes fueron: la máxima cantidad de lluvia en 30 minutos (34.0%), la precipitación necesaria para la reacción del sensor (28.6%), la topografía (18.2%) y la humedad inicial del suelo (15.4%). La contribución de estas variables en los modelos finales fue muy significativa, especialmente aquellas con más peso, ya que la bondad de ajuste fue bastante sensible cuando fueron extraídas o añadidas a dichos modelos. Por ejemplo, el coeficiente de determinación se redujo hasta un 14.5% cuando el tiempo de reacción fue excluido del modelo final de flujos lentos, mientras que dicho coeficiente cayó hasta un 25.5% cuando la precipitación en 30 minutos fue extraída del modelo de flujos más rápidos. Algunos de los factores hipotéticamente importantes, tales como la duración del evento o la evapotranspiración potencial previa, tuvieron un peso menor o no estuvieron presentes en ninguno de los dos modelos. Su ausencia podría justificarse porque aparecen relacionadas con otras

variables que ya fueron incluidas en el modelo y que contribuyeron a una mejor explicación de los procesos de humectación [Gómez-Gutiérrez et al., 2009c].

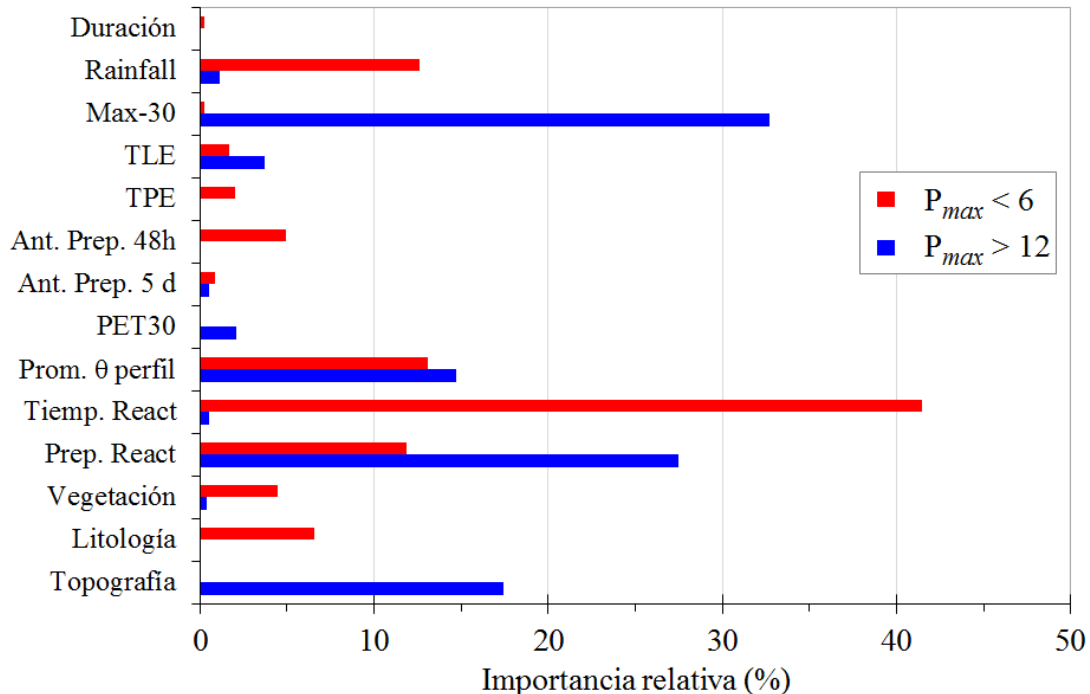


Fig. 5-34: Variables independientes usadas en los modelos e importancia relativa (%) de cada una para explicar las pendientes más lentas ($P_{max} < 6$) y rápidas ($P_{max} > 12$) de la curva de humectación.

Posteriormente, se observaron diferencias en la importancia de las variables predictoras según los procesos de humectación analizados. La humedad del suelo inicial y la precipitación necesaria para la reacción de los sensores fueron consideradas importantes en ambos modelos. La humedad inicial influye sobre la capacidad de infiltración de la matriz edáfica y determina el espacio poroso disponible [Jarvis, 2007], mientras que la precipitación necesaria para que el sensor reaccione controla la cantidad de agua que alcanza el suelo a diferentes profundidades. Las variables asociadas a la precipitación ya fueron previamente apuntadas por Lin et al. [2006a] o van Schaik et al. [2008] como claves para desencadenar flujos preferenciales. Los procesos de humectación más rápidos estuvieron influenciados en gran parte por la intensidad de los eventos de lluvia (Fig. 5-34). Tras una lluvia con alta intensidad, el agua que se infiltra no dispone de suficiente tiempo para equilibrarse con el agua que se mueve lentamente en la matriz del suelo, por tanto se incrementan las probabilidades de aparición de flujos en no-equilibrio [Jarvis, 2007]. Asimismo, la topografía puede llegar a ser relevante para explicar los procesos de humectación más rápidos, debido a que la morfología local del terreno, tal como áreas más planas o de menor pendiente, puede determinar la aparición de zonas con mayor acumulación hídrica o con

diferente vegetación y fauna edáfica [Lin et al., 2006a; Jarvis, 2007; van Schaik et al., 2008]. Por otro lado, los flujos matriciales estuvieron en gran parte y de forma negativa influenciados por el tiempo necesario para la reacción de los sensores, lo cual indica indirectamente la velocidad de flujo. La importancia de la litología para los flujos matriciales viene determinada por su control sobre las propiedades básicas edáficas, como la textura, que pueden determinar la incidencia de los flujos más lentos por medio de propiedades como la conductividad hidráulica o la sorptividad, es decir, la capacidad del medio poroso para absorber agua por acción capilar [Lin y Zhou, 2008; van Schaik, 2009]. Finalmente, las variables relacionadas con la cubierta vegetal pueden influir en los flujos mediante la creación de rutas preferenciales a partir de los sistemas radiculares. Sin embargo, la vegetación también puede determinar la aparición de flujos lentos mediante la interceptación e hidrofobicidad de la superficie del suelo [Doerr y Thomas, 2000; Lin y Zhou, 2008].

La Fig. 5-35 representa la pendiente (P_{max}) simulada para los flujos más rápidos en función de la humedad inicial y la precipitación necesaria para que el sensor reaccione. En condiciones iniciales secas, las cantidades e intensidades más altas de lluvia pueden generar suficiente presión hídrica como para permitir al agua fluir rápidamente a través de la matriz del suelo, más seca, mediante los flujos preferenciales, resultando en un proceso de humectación más rápido. Esta presión podría ser incrementada por las superficies hidrófobas que podrían generar encharcamiento. Con cantidades e intensidades de lluvia inferiores (el 75% de los eventos de precipitación tuvieron intensidades menores de 3.6 mm en 30 minutos) podrían generarse situaciones relativamente estables con una infiltración dominada por los poros más pequeños o la matriz edáfica, de modo que los procesos de humectación estarían controlados por los flujos más lentos. Un incremento en la humedad inicial del suelo podría determinar un decrecimiento de la sorptividad y permitir una mayor conductividad hidráulica, lo cual facilitaría el flujo de agua. Del mismo modo, cuando el suelo está saturado también pueden ocurrir flujos rápidos. Sin embargo, éstos no aparecen claramente representados en la Fig. 5-35 debido a que la metodología utilizada se basa en las variaciones hídricas. No obstante, los valores próximos a 12 P_{max} son considerados como flujos rápidos, lo que supone una variación de $0.036 m^3m^{-3}$ en 30 minutos. Esto significa que el método propuesto es capaz de detectar flujos rápidos para condiciones muy próximas a saturación. Además, en ambientes limitados por el agua, la saturación del suelo normalmente suele ocurrir en fondos de valle, mientras que en otras áreas topográficas la saturación se limita a unos pocos días, e incluso horas, durante el año.

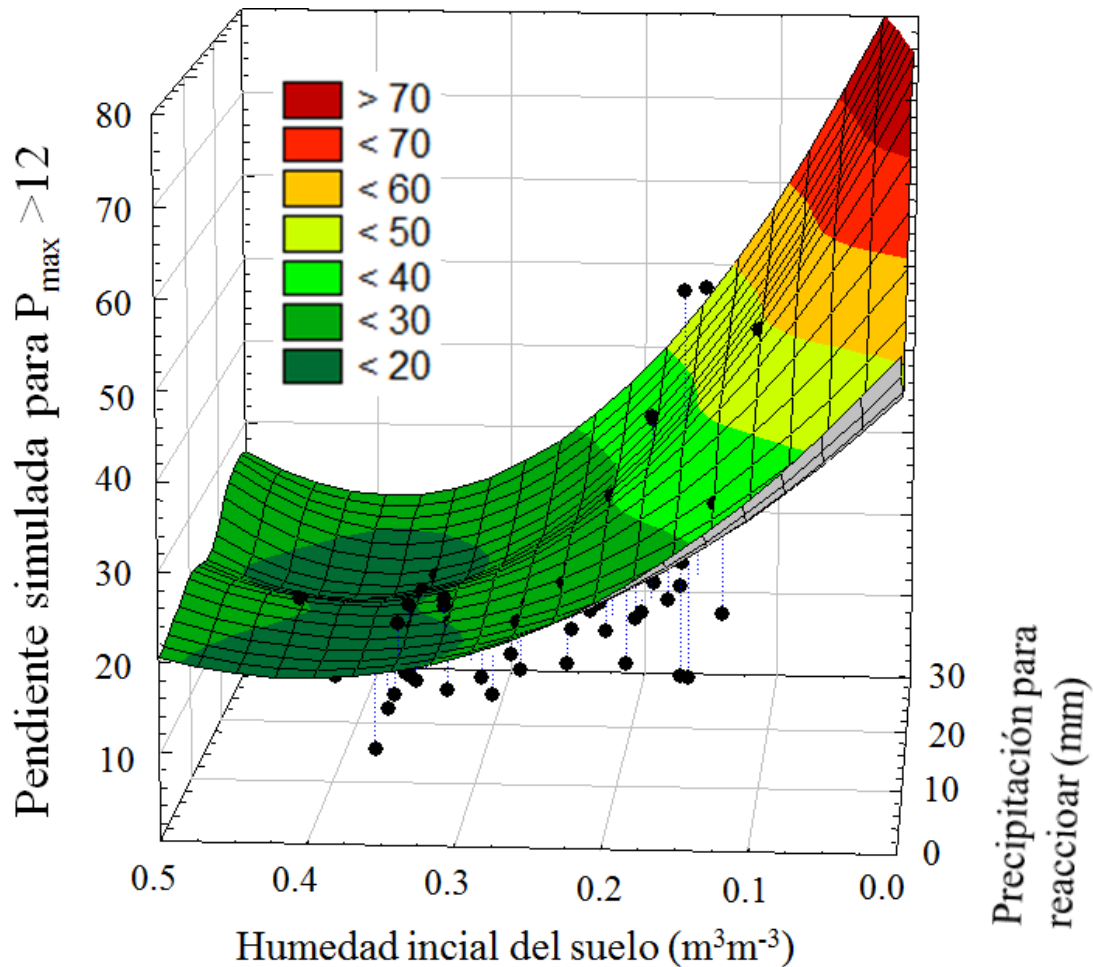


Fig. 5-35: Superficie de tendencia de la precipitación necesaria para la reacción del sensor a 15 cm, humedad inicial y pendiente simulada para flujos rápidos ($P_{max} > 12$). Los puntos negros se corresponden con los eventos individuales, mientras que la superficie de tendencia fue modelizada con un ajuste basado en la distancia ponderada de los mínimos cuadrados.

5.5.4 Idoneidad del método para capturar los tipos de flujos

Este análisis demostró que el uso de sensores de capacitancia junto con el método de la máxima pendiente de humectación puede ser usado para clasificar los procesos hídricos subsuperficiales, es decir, definir y cuantificar los tipos de flujos que ocurren en la cuenca provocados por eventos de lluvia independientes, desde los más lentos (flujo matricial) a los más rápidos (flujo preferencial). Además, los altos coeficientes de determinación obtenidos entre la pendiente máxima (P_{max}) y el incremento de humedad total (θ_{max} , θ_{inic}) indicaron que la mayor parte de los incrementos totales en los contenidos hídricos del suelo pueden ser adecuadamente explicados por su variación máxima en 30 minutos, es decir, por su pendiente máxima (Tabla 5-27). Esta relación llega a ser más

pronunciada con la profundidad, indicando que los incrementos totales en la base de los perfiles podrían normalmente ocurrir a corto plazo.

Tabla 5-27: Coeficiente de determinación (r^2) entre los valores de pendiente y los incrementos totales de humedad del suelo ($\theta_{max} - \theta_{inic}$) originados por los eventos de lluvia en cada profundidad de cada estación de humedad del suelo. * sensor instalado a 15 cm.

Profundidad	G1	G2	G3	G4	R1	R2	R3	T1	T2	Promedio
5cm	0.75	0.77	0.81	0.85	0.78	0.68	0.67	0.79	0.58	0.74
15cm	0.75	0.79	0.81	0.64	0.76	0.78	0.81	0.85	0.85	0.78
> 15 cm	0.95	0.93	0.82	0.79	0.75	0.94	0.77	*0.85	*0.88	0.85

En la literatura se pueden encontrar otros métodos para identificar los diferentes procesos de humectación del suelo. Por ejemplo, *Lin y Zhou* [2008] utilizaron sensores de capacitancia para detectar flujos preferenciales. Para ello, se basaron en la idea de que el flujo preferencial puede detectarse cuando, en un evento de lluvia, un sensor instalado en profundidad responde de forma más rápida que un sensor instalado en la capa superficial del perfil. Sin embargo, el flujo preferencial puede existir incluso aunque un sensor superficial responda antes que uno más profundo, de modo que utilizando este argumento pueden ser ignorados algunos eventos con flujos preferenciales. Hasta ahora, la mayoría de estudios ha tratado con resoluciones temporales mayores que la diaria, con limitada resolución espacial, o bajo condiciones experimentales limitantes. Esta circunstancia podría reportar una impresión incorrecta del tipo de proceso que normalmente funciona bajo condiciones naturales y podría producir resultados claramente sesgados concernientes a la frecuencia de ocurrencia de los tipos de flujo [*Jarvis, 2007; Vereecken et al., 2008*].

El método que se utiliza en este trabajo proporciona una resolución temporal muy alta debido a la monitorización continua, lo cual es necesario considerando la alta variabilidad espacio-temporal de los procesos hidrológicos subsuperficiales, y también proporciona una satisfactoria resolución espacial debido a un adecuado diseño de instalación de sensores, lo cual permite determinar los patrones de los procesos de humectación del suelo a través del espacio y del tiempo bajo condiciones naturales.

5.6 Temperatura del suelo

5.6.1 Evolución de la temperatura del suelo y la ambiental

La temperatura edáfica en los primeros 5 cm del suelo mantuvo una dinámica similar a la temperatura ambiental en las tres áreas de estudio, es decir, registró los patrones estacionales típicos del clima mediterráneo, con valores máximos en verano y mínimos en invierno, mientras que en otoño y primavera las temperaturas fueron intermedias y más suaves. No obstante, conviene destacar ciertos matices entre las temperaturas registradas bajo los árboles y en los espacios abiertos con respecto a la temperatura ambiente. Por un lado, la temperatura edáfica diaria registrada en los espacios abiertos durante el invierno normalmente fue superior a la ambiental, sin embargo, en verano la temperatura diaria del suelo superó a la del aire. Por otro lado, bajo las copas de los árboles las temperaturas se suavizaron a lo largo de todo el año con respecto a la ambiental y los espacios abiertos, por lo que la amplitud térmica fue menor que la registrada en estos dos últimos escenarios (Fig. 5-36).

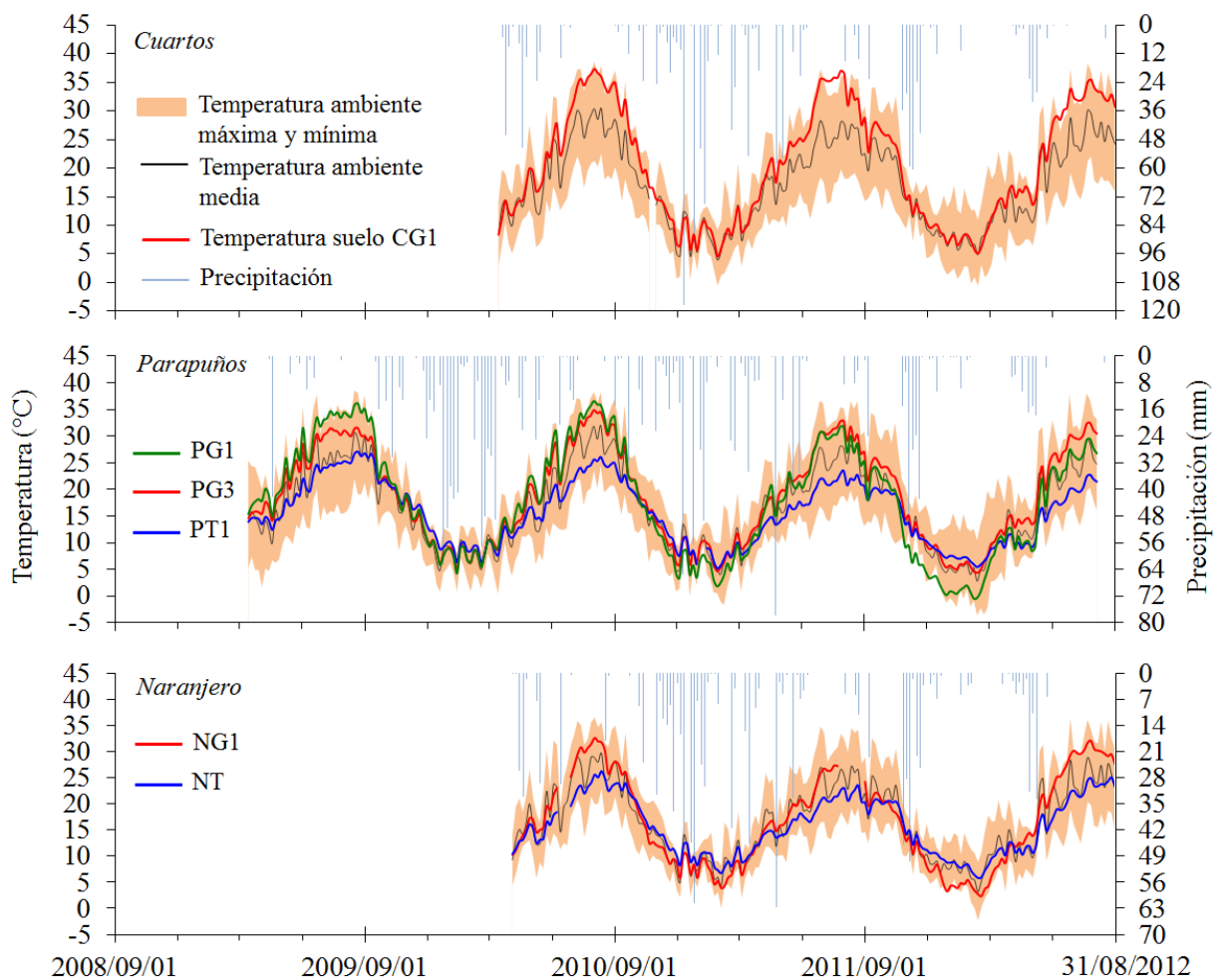


Fig. 5-36: Dinámica de la temperatura ambiental y edáfica bajo diferentes coberturas vegetales y en diferentes fincas. Los valores representan la temperatura diaria promediada cada 5 días.

Las temperaturas edáficas diarias más elevadas se registraron durante los veranos en los espacios abiertos, mientras que los suelos bajo copa registraron valores térmicos más suaves (Tabla 5-28). Por ejemplo, la estación PG1 alcanzó valores máximos de 37.3 °C, mientras que en PT1 el pico diario más elevado fue de 27.5 °C. Las temperaturas mínimas del aire normalmente fueron más bajas que en los perfiles del suelo. Además, los valores mínimos diarios fueron más elevados bajo la copa de los árboles o de matorral que en los pastizales, lo que podría deberse al efecto protector de la vegetación. Asimismo, los meses más fríos y calurosos se corresponden, al igual que para la temperatura ambiente, con febrero y julio-agosto para las tres áreas de estudio. Las temperaturas medias oscilaron en torno a los 18–20 °C en los espacios abiertos, y alrededor de 16 °C bajo copa. No obstante, la temperatura media en los espacios abiertos de Naranjero (16.6 °C) fue bastante similar a la observada bajo copa (15.8 °C) y a la temperatura ambiente, lo que podría deberse a la mayor densidad de arbolado.

Tabla 5-28: Resumen estadístico de los valores diarios de temperatura edáfica y ambiente en cada Estación de Humedad del Suelo (SMS). P; C y N = Temperatura ambiente en Parapuños, Cuartos y Naranjero, respectivamente. Prom. ; DE; Máx. y Mín. = promedio, desviación estándar, máximo y mínimo, respectivamente. Los valores fueron calculados desde la instalación de cada SMS.

	PG1	PG2	PG3	PR1	PR2	PT	P	CG1	C	NG1	NT	N
Prom.	18.0	19.4	18.8	20.2	21.8	15.8	16.8	20.6	17.3	16.6	15.8	16.8
DE	10.3	9.6	8.9	9.0	9.5	6.0	7.9	9.9	7.6	8.7	5.6	7.3
Máx.	37.3	36.7	35.7	36.4	41.8	27.5	33.5	37.9	32.3	33.0	27.0	32.9
Mín.	-2.1	1.9	2.8	3.0	5.0	4.2	0.4	3.7	1.8	1.5	4.7	1.2

5.6.2 Relación térmica suelo–aire entre cubiertas vegetales

La correlación estadística entre la temperatura del aire y la temperatura del suelo reflejó una estrecha y positiva relación lineal en todos los tipos de coberturas vegetales, con coeficientes r^2 siempre > 0.85 , indicando una fuerte asociación entre la temperatura ambiental y edáfica en suelos bajo cualquier tipo de cubierta vegetal. Sin embargo, a pesar de los altos valores de coeficiente, la relación fue más estrecha entre la temperatura ambiente y la registrada en suelos de pastizal (Fig. 5-37), ya que se encuentran más expuestos a la incidencia directa del sol. Por el contrario, el sombreado del árbol incidió en las variaciones térmicas del suelo, suavizándolas y reduciendo sus valores extremos, y constatando el efecto de la copa como modificadora del microclima. Según la Fig. 5-37, este efecto parece ser más claro bajo los árboles que bajo el resto de coberturas (pastizal y retama), ya que la relación entre temperatura árbol–aire muestra una menor pendiente,

indicando el efecto de suavizado que ejerce la copa sobre los valores térmicos extremos.

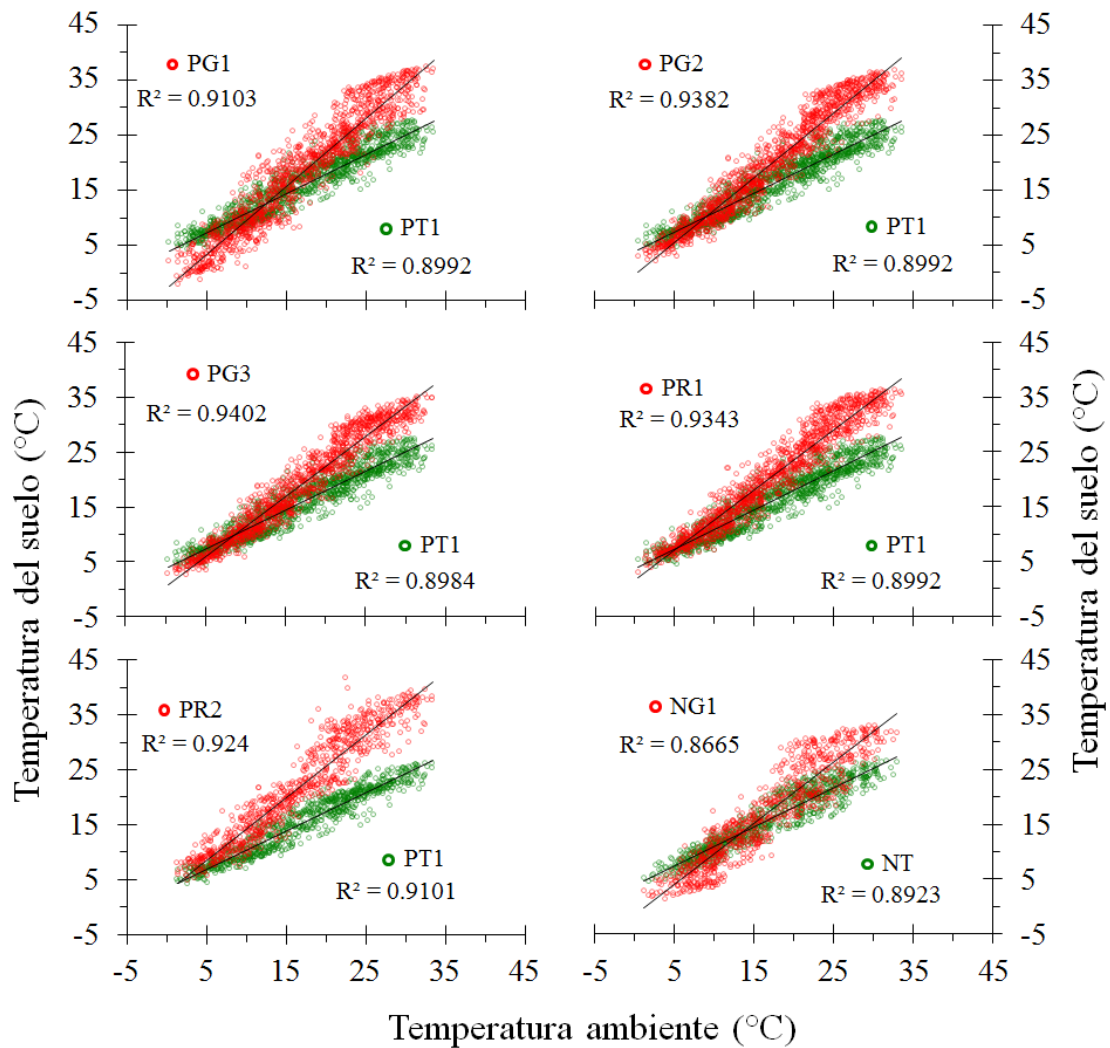


Fig. 5-37: Relaciones entre la temperatura ambiente y la temperatura edáfica bajo diferentes cubiertas vegetales.

5.6.3 *Temperatura edáfica y descensos hídricos del suelo*

Los cambios térmicos a nivel superficial explican un gran porcentaje de la varianza observada en la dinámica de secado del suelo. La [Tabla 5-29](#) muestra los coeficientes de determinación (r^2) obtenidos al relacionar la temperatura edáfica

en los primeros 5 cm con la dinámica hídrica del suelo en la fase de secado¹⁹, para diferentes profundidades del perfil y en diferentes coberturas vegetales. Se observa que los valores varían en función de la profundidad del perfil, de forma que los descensos hídricos en superficie se pueden explicar mejor que en profundidad por la influencia de la temperatura edáfica. Además, se constata que el efecto protector que ejerce la copa del árbol sobre las temperaturas incide directamente en los descensos hídricos, ya que dichos descensos están menos afectados por las variaciones térmicas bajo la copa del árbol. Esta situación también puede apreciarse en la Fig. 5-38, donde se presenta la relación entre la temperatura edáfica y los descensos hídricos en varias cubiertas vegetales y a diferentes profundidades. De esta forma, algunos de los aspectos más destacables que podrían extraerse hacen referencia a la sensibilidad de la capa superficial del suelo, cuyos incrementos térmicos se traducen más fácilmente en descensos hídricos que en las capas más profundas, y al efecto de la copa del árbol, cuya protección ante las variaciones térmicas permite que los descensos hídricos estén menos afectados por los incrementos de temperaturas.

Tabla 5-29: Coeficientes de determinación (r^2) obtenidos al relacionar la temperatura en los primeros 5 cm del suelo con los descensos hídricos registrados en cada estación de humedad.

	PG1	PG2	PG3	PR1	PR2	PT	CG1	NG1	NT
5	0.57	0.53	0.67	0.59	0.61	0.45	0.63	0.69	0.46
10	0.53	0.55	0.67	0.58	0.59	0.21	0.65	0.67	0.36
15	0.48	0.51	0.62	0.57	0.56	0.41	0.46	0.61	0.33
>15	0.02	0.53	0.55	0.30	0.44	*0.42	0.58		0.35

Estos resultados son similares a los reportados por *White* [2006], quien afirmó que las mayores variaciones térmicas son registradas en las capas superiores del suelo, mientras que en profundidades por debajo de 30 cm las variaciones son menores. No obstante, este autor no reporta diferencias entre distintos tipos de cobertura y no explica la influencia que ejercen los cambios térmicos sobre los descensos hídricos. De este modo, la humedad del suelo en superficie podría constituirse como un indicador de la intensidad de las variaciones climáticas, ya que está fuertemente afectada por los cambios térmicos, como ya constató *Alexander* [2011] al describir las relaciones entre humedad, temperaturas y olas de calor extremas.

¹⁹ Con el fin de determinar el papel de la temperatura edáfica sobre los procesos de desecación del suelo, los incrementos hídricos registrados en cada capa edáfica fueron eliminados, conservando únicamente los valores que marcaban una dinámica estable o descendente en los contenidos hídricos.

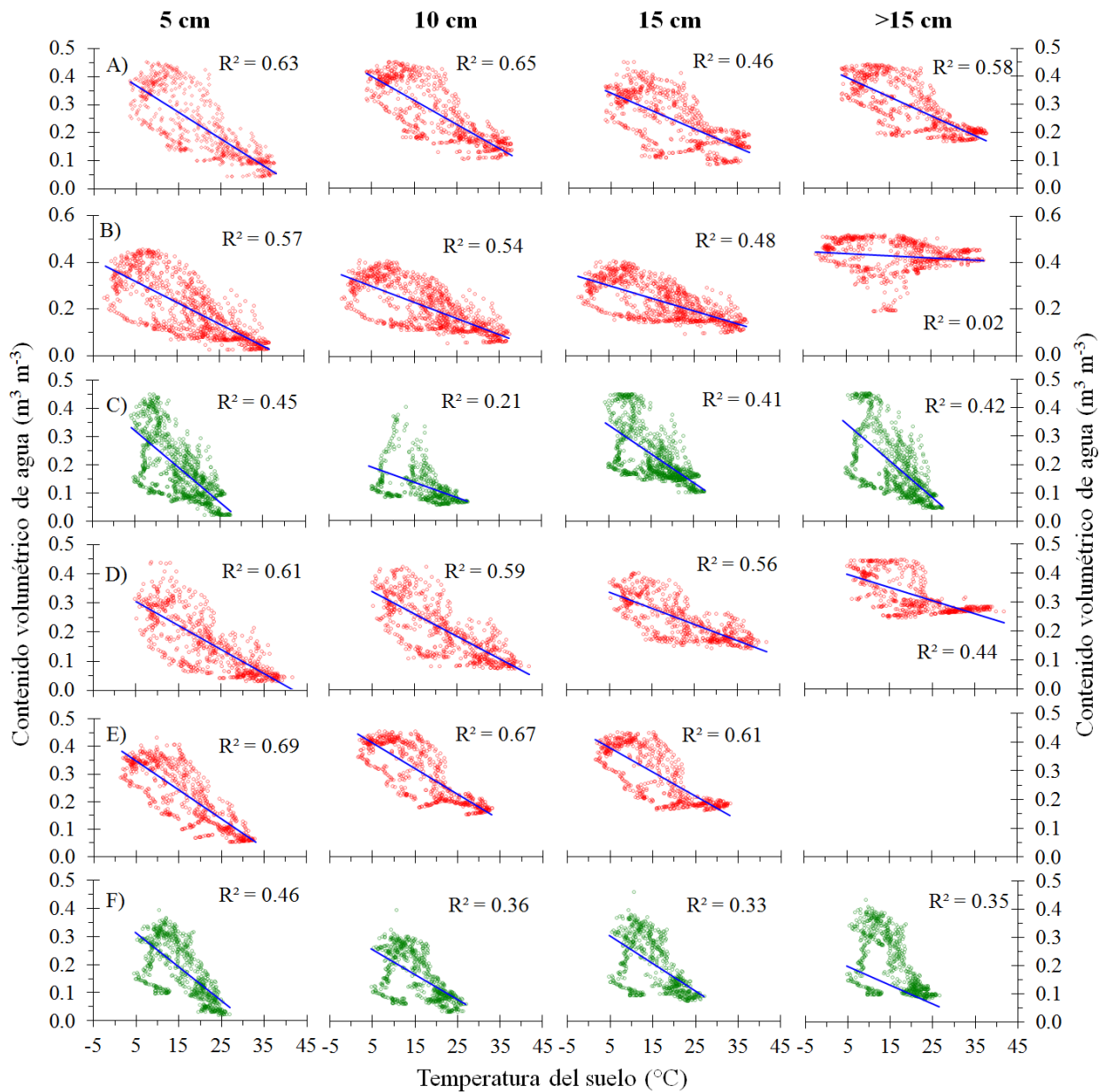


Fig. 5-38: Incidencia de la temperatura edáfica sobre los descensos hídricos del suelo a diferentes profundidades y en distintas coberturas vegetales. El gráfico A se corresponde con la estación CG1; el B con PG1; C con PT1; D con PR2; E con NG1 y F con NT. La estación PT1 presenta dos sensores a 15 cm. Los periodos analizados comienzan con la fecha de instalación de cada estación de humedad.

5.7 Recursos hídricos y vegetación

5.7.1 Capacidad de retención de agua disponible

Debido a que el 70% de la proporción de raíces de los pastos anuales se concentra en los primeros 20 cm de suelo y disminuye fuertemente con la profundidad hasta alcanzar el 94% en los primeros 30 cm (consultar sección 2.7.3), se optó por utilizar dos profundidades edáficas a lo largo de este capítulo. Por un lado, se utilizó el promedio de humedad de los 3 sensores instalados en los primeros 15 cm del perfil, lo cual puede considerarse como la parte superficial del suelo; y por otro lado, se utilizó el valor de humedad correspondiente al sensor más profundo de cada SMS. Del mismo modo, la Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD) en los primeros 15 cm del perfil quedó definida como el valor medio de las curvas de retención hídrica en dicha capa de suelo, mientras que la CRAD a 25 cm quedó definida como el valor $\theta(\Psi)$ de las muestras a esa profundidad, tal y como se expone en la [Tabla 5-30](#). El contenido laminar de agua (mm) en superficie está calculado para una profundidad de 15 cm, mientras que a 25 cm se ha considerado una profundidad de 5 cm, que se corresponde *grosso modo* con la altura de influencia del sensor ([Fig. 4-10](#)).

Tabla 5-30: Valores de la curva de retención hídrica que determinan la Capacidad de Retención de Agua Disponible (CRAD), en diferentes cubiertas vegetales y a distintas profundidades en Cuartos, Parapuños y Naranjero. CC = Capacidad de Campo; PM = Punto de Marchitamiento.

		CC		PM		CRAD	
		$m^3 m^{-3}$	mm	$m^3 m^{-3}$	mm	$m^3 m^{-3}$	mm
Cuartos	<i>Árbol</i>	0.321	48.2	0.121	18.2	0.200	30.0
	<i>Pastizal</i>	0.284	42.5	0.137	20.5	0.147	22.0
	<i>25 cm</i>	0.281	14.0	0.150	7.5	0.130	6.5
Parapuños (pizarras)	<i>Árbol</i>	0.340	50.9	0.185	27.7	0.155	23.2
	<i>Retama</i>	0.328	49.2	0.131	19.6	0.198	29.6
	<i>Pastizal</i>	0.329	49.3	0.145	21.8	0.183	27.5
Parapuños (Luvisoles)	<i>25 cm</i>	0.240	12.0	0.157	7.9	0.083	4.2
	<i>Retama</i>	0.224	33.5	0.102	15.3	0.122	18.3
	<i>Pastizal</i>	0.227	34.1	0.132	19.8	0.095	14.3
Naranjero	<i>25 cm</i>	0.423	21.2	0.287	14.4	0.136	6.8
	<i>Árbol</i>	0.303	45.5	0.173	26.5	0.130	19.5
	<i>Pastizal</i>	0.297	44.6	0.176	26.4	0.121	18.1
	<i>25 cm</i>	0.269	13.5	0.178	8.9	0.091	4.6

Como se puede apreciar, los valores de CRAD bajo las copas de los árboles de Cuartos y Naranjero son más altos que en el resto de cubiertas vegetales de sus respectivas parcelas de estudio, mientras que en Parapuños los valores bajo copa son inferiores a los que podemos encontrar en pastizal sobre suelos de pizarras²⁰,

²⁰ Con el fin de simplificar y facilitar la lectura se hablará de *suelos sobre pizarras* para hacer referencia a los Cambisoles y Leptosoles

lo que se debe a los altos contenidos hídricos en PM. Del mismo modo, los valores de la CRAD son superiores en la zona de pizarras de Parapuños que en la zona de Luvisoles, debido a la mayor CC en la primera zona. Asimismo, dichos valores suelen registrar un descenso con la profundidad que conlleva a un decrecimiento de la disponibilidad hídrica conforme se profundiza en el perfil edáfico. Los mayores contrastes entre las zonas más profundas se alcanzan en Parapuños, donde la CRAD de Luvisoles es completamente diferente a la de pizarras (Tabla 5-30). Esto se debe fundamentalmente a las diferencias texturales de los suelos, con mayores contenidos de arcillas en Luvisoles.

Aunque la CRAD puede permanecer más o menos estable en el tiempo debido a que depende de la textura y estructura del suelo, el Agua Disponible para las Plantas (ADP) depende de las entradas y salidas hídricas, y por tanto experimenta mayor dinamismo. La Fig. 5-39 y la Fig. 5-40 muestran la dinámica del agua disponible para las plantas en Parapuños, Cuartos y Naranjero, respectivamente.

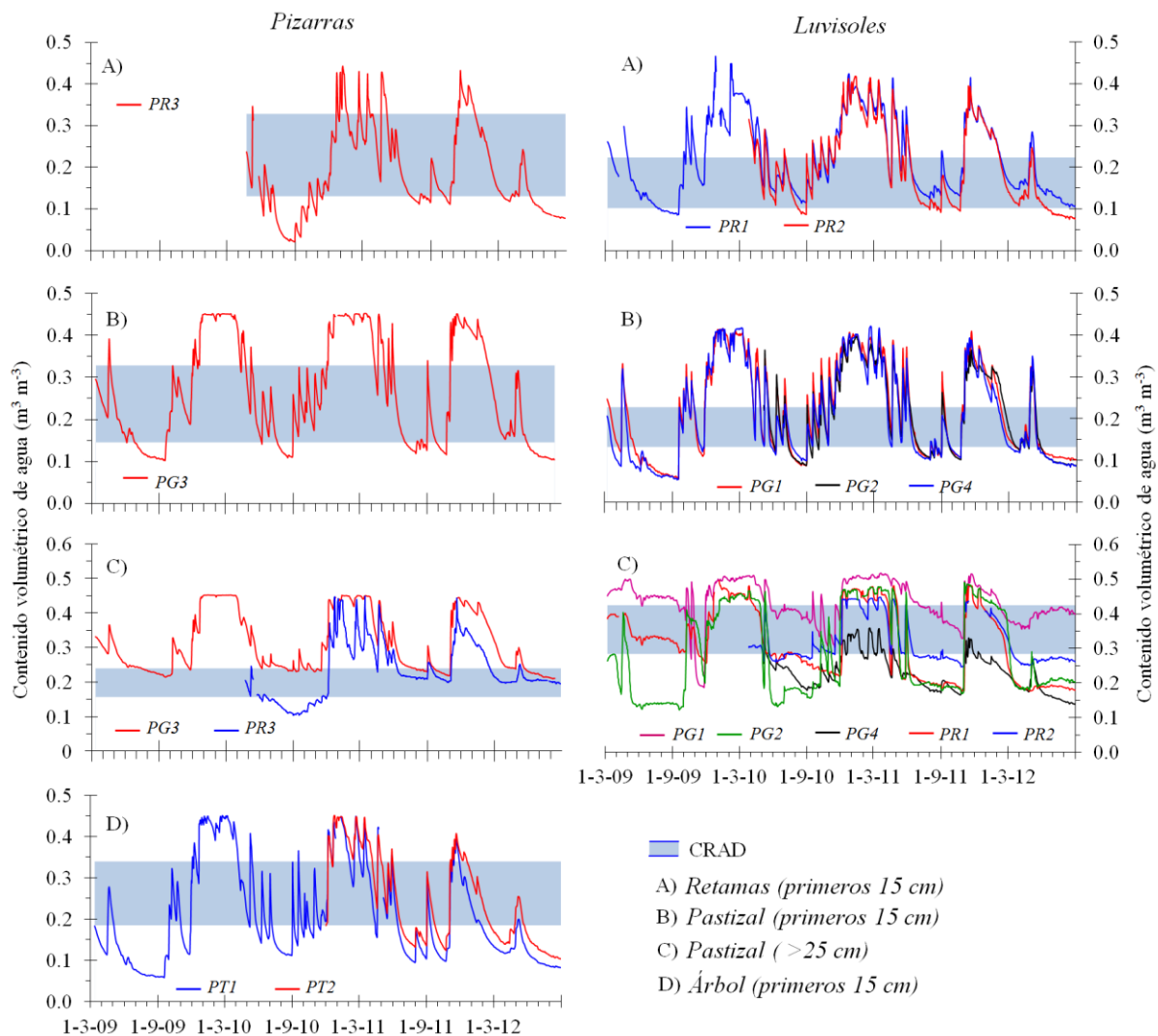


Fig. 5-39: Dinámica temporal del agua disponible para la vegetación en los primeros 15 cm del suelo (A, B y D) y en profundidad (C) para las diferentes coberturas vegetales y SMS de Parapuños, según se ubican en pizarras (columna izquierda) o en Luvisoles (columna derecha). CRAD = Capacidad de Retención de Agua Disponible.

La dinámica del ADP mostró una fuerte estacionalidad y fue variable en función de la profundidad, la vegetación y el tipo de suelo considerado. Por ejemplo, valores inferiores al PM son raramente rebasados en las zonas superficiales de retamas desarrolladas sobre Luvisoles, mientras que dichos valores se superan ampliamente en la zona de pizarras. Del mismo modo, las zonas superficiales bajo copa de árbol de Parapuños y Naranjero alcanzan valores de humedad muy por debajo del PM, mientras que en Cuartos el contenido hídrico siempre permanece por encima del PM. Caso similar sucede en las zonas de pastizal de Cuartos y Naranjero, mientras que en Parapuños los valores de humedad no registran descensos tan pronunciados.

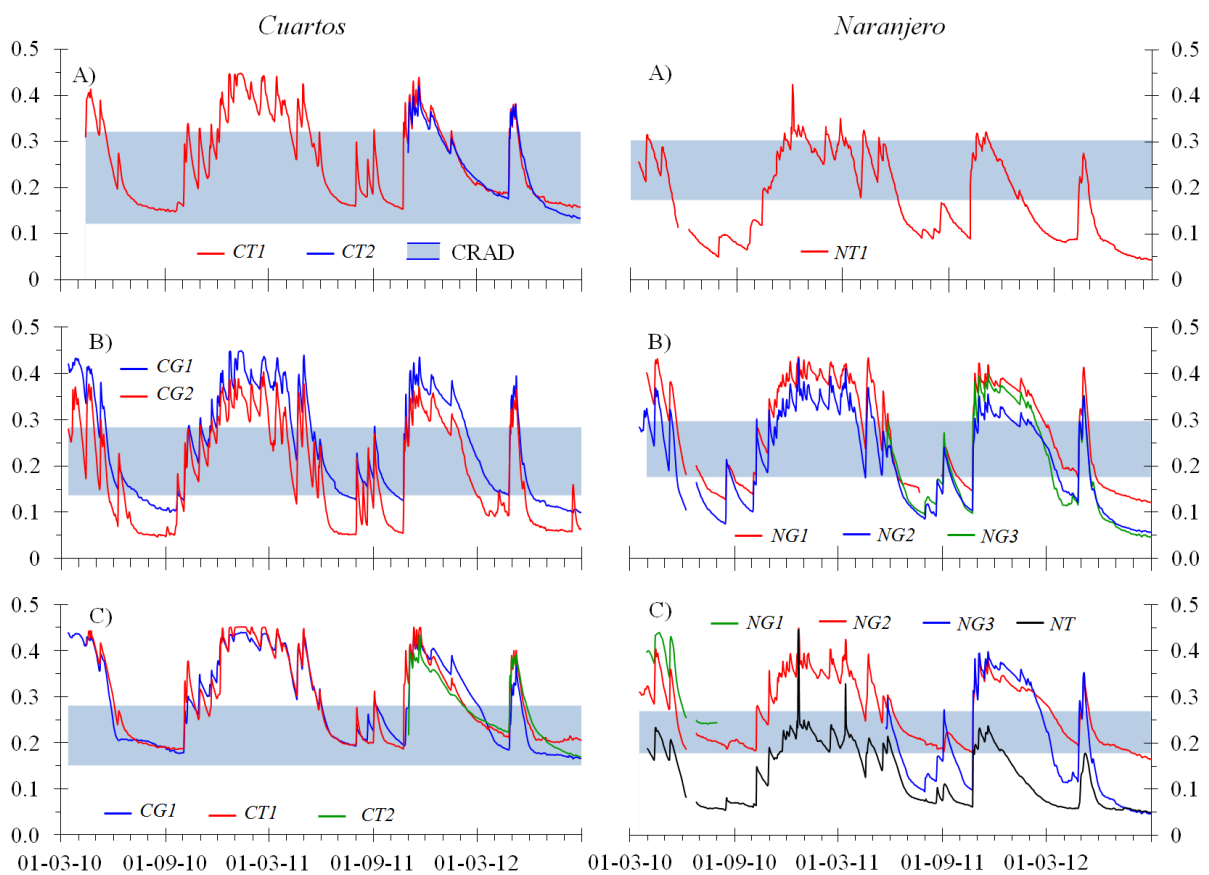


Fig. 5-40: Dinámica temporal del agua disponible para la vegetación en los primeros 15 cm de los suelos ubicados bajo copa de árbol (A), en pastizal (B) y a una profundidad de 25 cm (C), en las diferentes SMS de Cuartos y Naranjero. CRAD = Capacidad de Retención de Agua Disponible.

La parte inferior de los perfiles de las SMS de Parapuños ubicadas en Luvisoles continúan registrando descensos hídricos durante el verano e incluso después de rebasar el PM, lo que conlleva a pensar que el agua, o fue consumida por vegetación diferente al pasto o continuó evaporándose. Esto también puede observarse en las SMS bajo árbol de Naranjero y Parapuños, donde los descensos,

una vez rebasado el PM, fueron muy acusados. No obstante, el contenido hídrico de algunas SMS permanece más o menos estable sobre los valores mínimos, como en el caso de PG2 o CG2, lo que implicaría que en esas SMS el consumo vegetal y la evaporación fueron inapreciables.

5.7.2 *Intensidad y duración del déficit y exceso hídrico*

Uno de los indicadores meteorológicos más utilizados para definir periodos de déficit o exceso hídrico es el de los cuantiles, que consiste en dividir la distribución de la serie pluviométrica en intervalos regulares. Para que este método ofrezca resultados fiables, es necesario que la serie estudiada sea al menos de 30 años. De este modo, considerando las series temporales analizadas en cada área de estudio, los años 2009-10 y 2010-2011 pueden establecerse como años meteorológicamente húmedos o muy húmedos, mientras que los años 2008-09 y 2011-12 fueron años secos o muy secos, dependiendo de las áreas de estudio consideradas (Fig. 5-4). Por este motivo, se espera que los años más húmedos sean más productivos que los años más secos.

Con el fin de caracterizar con mayor precisión la duración e intensidad de los periodos de exceso y déficit hídrico en cada una de las fincas, se utilizó el *Índice de Déficit Hídrico* (IDH), descrito en la sección 4.5.3. B - . Dicho índice podría considerarse un indicador agrícola, ya que en lugar de basarse en parámetros meteorológicos se basa en valores de humedad del suelo para establecer la cantidad de agua necesaria para que un tipo de vegetación determinada se desarrolle en cualquiera de sus fases. Como en la anterior ocasión, el IDH fue aplicado en superficie (primeros 15 cm) y en la base de los perfiles. Los resultados se presentan en la Fig. 5-41 para Parapuños y en la Fig. 5-42 para Cuartos y Naranjero.

La duración del déficit hídrico varió en función del régimen pluviométrico de los años hidrológicos, la profundidad del suelo y el tipo de cobertura vegetal. Los mayores contrastes se registraron entre la superficie y la base de los perfiles del suelo, como puede observarse en Naranjero y especialmente en Parapuños. Por ejemplo, en la estación PG3 de Parapuños, con un área de acumulación hídrica mayor que el resto, la base del perfil rara vez registra déficits hídricos (valores IDH <0%), lo cual contrasta con las capas superficiales, que incluso rebasan el intervalo crítico que determina el inicio del déficit absoluto. Del mismo modo, la base del perfil en PG1 no suele rebasar dicho intervalo. Sin embargo, estos valores están condicionados por su alto contenido en arcillas. Caso contrario sucede en PG2 y PG4, cuyos valores apenas superan el exceso hídrico en profundidad para todo el periodo de estudio, lo que podría explicarse por la extracción hídrica de diferentes estratos vegetales. Igualmente, NT registra déficits muy intensos en la base del perfil, sin embargo los valores representan una profundidad de 20 cm, por lo que podría considerarse somera. Por otro lado, en las SMS de Cuartos los valores en la base del perfil no descienden más allá del intervalo crítico. De este modo, parece

complicado extraer un patrón de comportamiento según la profundidad, ya que se observan diferentes situaciones en una misma finca y entre ellas.

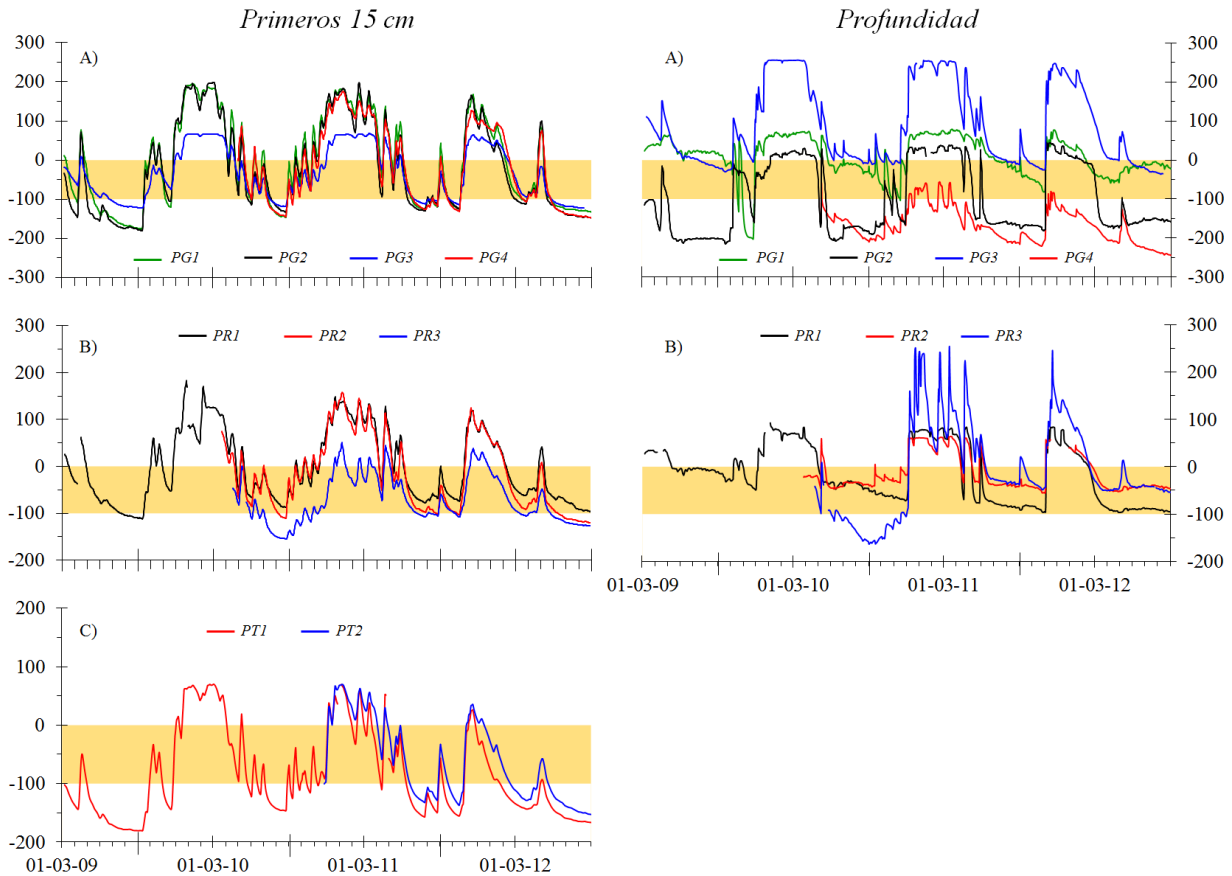


Fig. 5-41: Índice de Déficit Hídrico (IDH) en los primeros 15 *cm* del suelo y en profundidad para las cubiertas vegetales de pastizal (A), retama (B) y arbolado (C), en Parapuños.

Considerando la zona superficial del suelo en las diferentes cubiertas vegetales, las SMS bajo copa de árbol en Parapuños y Naranjero experimentaron déficits más acusados y prolongados que las de pastizal, mientras que en Cuartos la intensidad del déficit bajo copa fue menor. Por ejemplo, durante los 2 últimos años hidrológicos estudiados, las SMS de Parapuños bajo copa tuvieron una duración media del déficit de 10 meses al año, mientras que para las estaciones en pastizal y bajo retama la duración media fue de 7.1 y 8.2 meses, respectivamente. En Naranjero la duración del déficit bajo la copa del árbol fue casi permanente durante todo el periodo analizado (11.1 meses), mientras que en pastizal fue bastante menor (7.1 meses). En Cuartos las diferencias fueron sensiblemente mayores bajo copa que en pastizal, con 8.3 y 7.4, respectivamente. Los periodos de déficit abarcaron principalmente desde abril hasta octubre. La situación expuesta, con déficits siempre más prolongados bajo las copas de los árboles, contrasta con los valores de CRAD obtenidos para las cubiertas vegetales de cada finca (Tabla

5-30), indicando que altos valores de CRAD no están asociados a una mayor disponibilidad de agua, lo que podría afectar a los recursos hídricos para la vegetación.

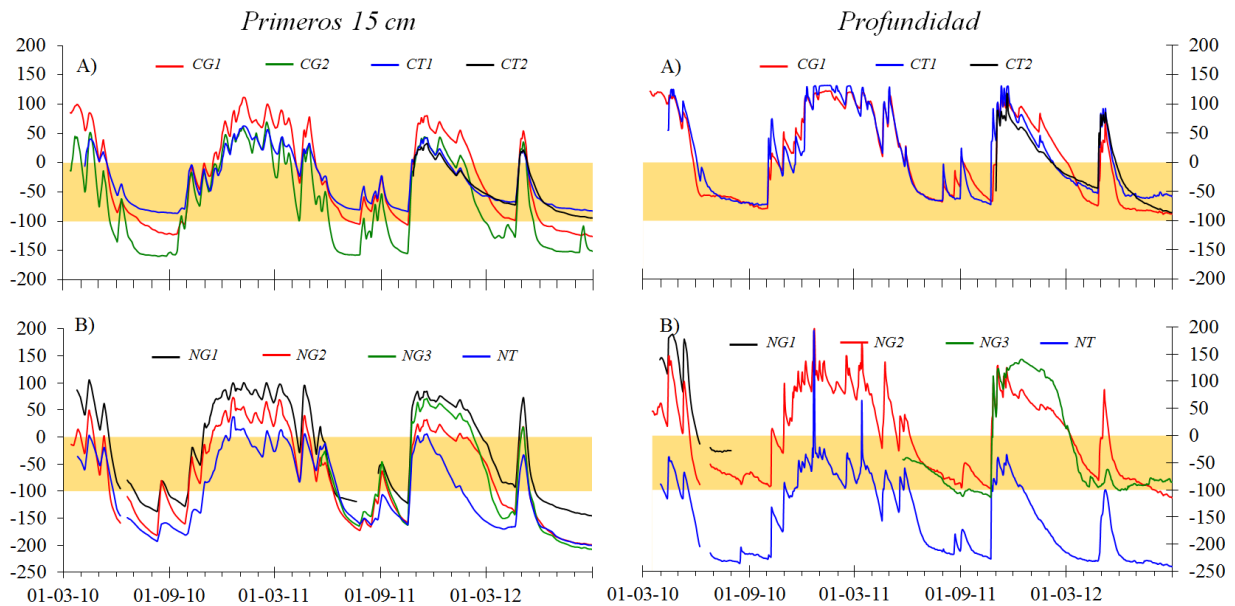


Fig. 5-42: Índice de Déficit Hídrico (IDH) en Cuartos (A) y Naranjero (B) para los primeros 15 cm del suelo y en profundidad. La estación CG2 únicamente representa una profundidad de 5 cm.

Las diferencias de IDH entre las coberturas vegetales se acentúan en duración e intensidad si se consideran los dos años, seco y húmedo, por separado. De este modo, la [Tabla 5-31](#) presenta el número de meses en los que el IDH desciende de 0%, de -50% y de -100% en los primeros 15 cm del suelo según la cobertura vegetal de cada finca y en 2 años hidrológicos con régimen pluviométrico contrastado.

Tabla 5-31: Número de meses en los que el Índice de Déficit Hídrico (IDH) desciende de 0%, -50% y -100%, en los primeros 15 cm del suelo de las distintas coberturas vegetales de cada finca, y en 2 años hidrológicos climáticamente contrastados. P = Parapuños, C = Cuartos, N = Naranjero.

		Pastizal			Arbolado			Retama		
		< 0%	< 50%	<100%	< 0%	< 50%	<100%	< 0%	< 50%	<100%
2010- 2011	P	5.8	4.0	2.1	8.8	5.1	3.2	7.1	4.1	1.8
	C	6.4	4.1	1.6	7.0	4.0	0.0			
	N	5.7	5.0	3.8	10.3	6.3	4.4			
2011- 2012	P	8.3	7.1	4.8	11.2	9.9	7.8	9.2	7.4	3.7
	C	8.3	6.8	3.4	9.7	7.1	0.0			
	N	8.5	7.0	5.6	11.8	10.0	8.5			

Durante el año hidrológico 2010-11, el déficit hídrico de las SMS ubicadas en los espacios abiertos de las tres fincas fue inferior a 6.4 meses, mientras que bajo copa de árbol fue próximo o inferior a 10 meses. Sin embargo, durante el año 2011-12 los valores superaron los 8 y 10 meses para pastizal y bajo copa, respectivamente. Por otro lado, la duración del intervalo crítico prácticamente se dobló en pastizal durante el año más seco, mientras que bajo copa los valores doblaron claramente a los del año anterior.

El comienzo del déficit hídrico también varió en función del año hidrológico considerado, de modo que durante el año 2011-12 se adelantó con respecto al año previo, lo que significa que la vegetación dispuso de menos recursos hídricos para desarrollarse. Teniendo en cuenta el conjunto de SMS de Parapuños durante el año 2010-11, hasta aproximadamente mediados de Mayo no se rebasó un déficit hídrico inferior a -50%, mientras que valores próximos o superiores al intervalo crítico no fueron alcanzados hasta finales de Junio. En Cuartos dichas fechas fueron registradas a finales de Mayo y finales de Junio, respectivamente; mientras que en Naranjero, la primera fecha no fue alcanzada hasta mediados de Mayo y la segunda hasta mediados de Junio. Cabe destacar que los suelos de Naranjero registraron a principios de Mayo un déficit muy breve e intenso (IDH \approx 100%) del que se repusieron tras las lluvias de finales de mes. El mismo caso sucedió con la estación PT1 de Parapuños a finales de Abril.

Sin embargo, en 2011-2012 la situación se adelantó de forma considerable en las tres áreas de estudio, y durante la fase de crecimiento de las herbáceas se sucedieron dos periodos de déficit hídrico que alcanzaron gran intensidad. En Parapuños, el primer periodo de déficit hídrico, con valores de IDH próximos o inferiores a -50%, sucedió aproximadamente a finales de Febrero, y los valores próximos o inferiores a -100% se alcanzaron a mediados de Marzo. No obstante, las lluvias acaecidas a finales de Abril permitieron una relativa recarga hídrica del suelo, que no volvió a registrar valores de IDH $<$ -50% hasta mediados de Mayo, y valores de IDH próximos o inferiores a -100% hasta finales del mismo mes. En Cuartos, los dos periodos de déficits tuvieron fechas similares a los de Parapuños. En Naranjero, los valores de IDH próximos o inferiores a -50% durante el primer periodo ocurrieron a principios de Marzo, y los de -100% tuvieron lugar aproximadamente a mediados del mismo mes, mientras que los valores del segundo periodo ocurrieron igual que en Parapuños. Por otro lado, debe señalarse que en Parapuños y Naranjero las estaciones bajo copa marcaron déficits hídricos con valores próximos al umbral crítico de forma continua desde Febrero hasta el final del año hidrológico. Además, durante los dos años analizados, el déficit hídrico siempre comenzó antes y tuvo mayor intensidad y duración en las SMS bajo copa de árbol de Parapuños y Naranjero que en las de pastizal, no siendo así en Cuartos.

Los valores de IDH mencionados evidencian unas condiciones de déficit hídrico que varían en algunos casos con respecto a los observados por *Martínez-Fernández et al.* [2012], quienes no aprecian déficits por debajo de -100% en ecosistemas adeshados de encinas. Estas diferencias podrían estar causadas porque la zona hídrica muestreada es la más superficial del suelo, donde la vegetación herbácea concentra sus raíces y de donde extrae el agua, y porque es la más expuesta a los procesos de evaporación. Además, como ya destacaron *Casas y*

Ninot [2007] o Cubera y Moreno [2007b], las especies adaptadas a los medios secos, como las encinas, pueden extraer agua muy por debajo del punto de marchitamiento. De este modo los contenidos hídricos pueden verse reducidos a valores por debajo de dicho punto, tanto en superficie como en profundidad.

Debido a que el IDH es un indicador que sólo considera valores de humedad del suelo, se intentó caracterizar el déficit hídrico del suelo mediante un simple balance que también considerara la evapotranspiración potencial (ETP). De este modo, se seleccionaron las SMS que mejor representan el contenido hídrico medio de las fincas (a partir de las Fig. 5-16 y Fig. 5-17) y se relacionó su contenido hídrico superficial (en los primeros 15 cm) con la ETP, ambos variables promediadas a un intervalo temporal de 10 días. Los gráficos presentados en la Fig. 5-43 muestran un comportamiento comparable al comentado anteriormente, es decir, que los periodos en los que podría iniciarse el déficit hídrico son coincidentes.

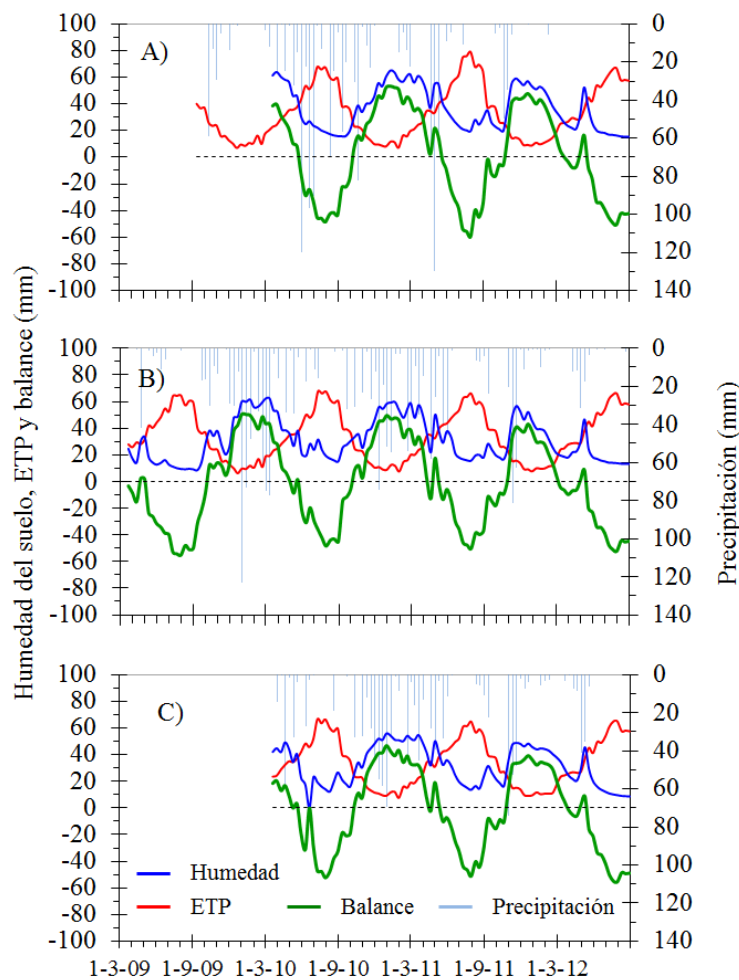


Fig. 5-43: Dinámica de la Evapotranspiración Potencial (ETP), contenido hídrico laminar en superficie y diferencia entre estas dos variables (balance) en periodos de 10 días para Cuartos (A), Parapuños (B), y Naranjero (C), y precipitaciones acumuladas cada 10 días (eje derecho).

5.7.3 Dinámica de la biomasa aérea en herbáceas anuales

5.7.3. A - Producción de biomasa aérea

La producción de biomasa aérea anual, expresada en kilogramos de materia seca por hectárea ($kg MS ha^{-1}$), fue obtenida en las zonas habilitadas para el muestreo de pastizal de cada área de estudio (Fig. 4-7, Fig. 4-8, Fig. 4-9), tal y como se indica en la sección 4.4. Los resultados de la producción media anual en cada zona se presentan en la Fig. 5-44.

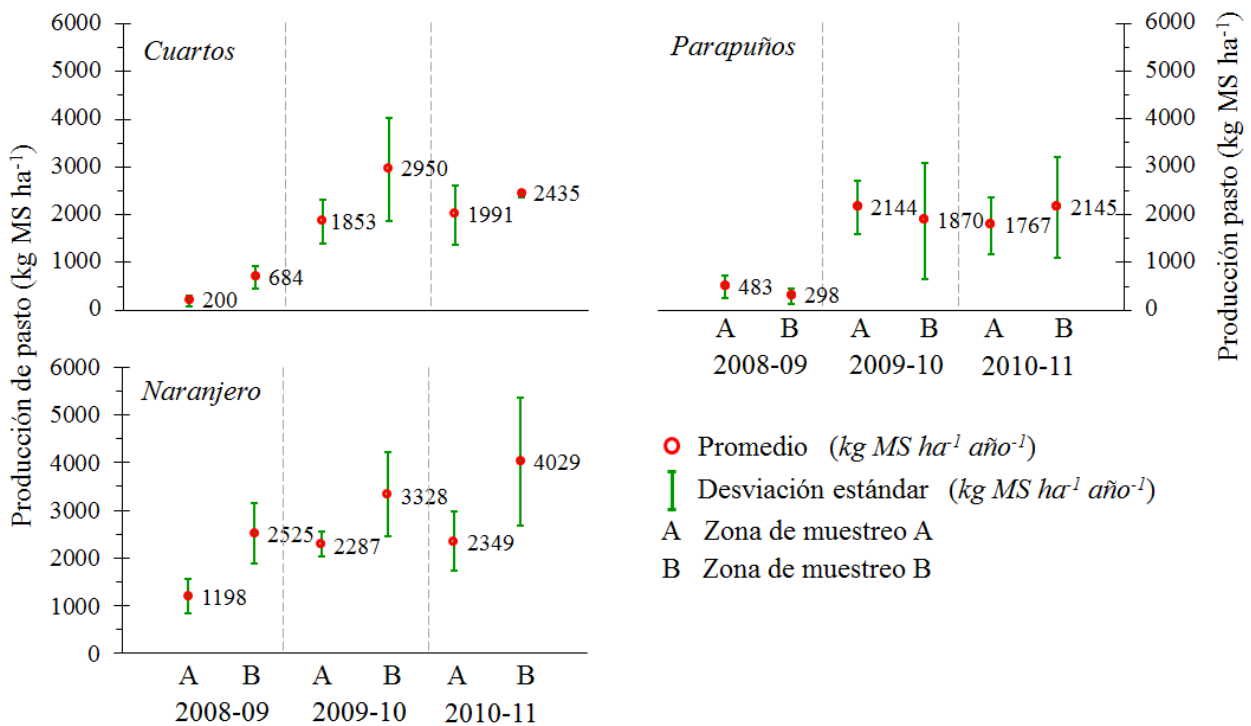


Fig. 5-44: Producción anual de pasto ($kg MS ha^{-1} año^{-1}$) en las zonas de muestreo A y B de cada área de estudio, durante tres años hidrológicos. Los círculos rojos y sus etiquetas expresan la producción promediada a partir de las jaulas de cada zona.

Tras una primera inspección, se observa que los mayores valores de producción se registran en Naranjero ($> 1000 kg MS ha^{-1}$), mientras que los de Parapuños y Cuartos son más bajos y pueden considerarse relativamente similares. No obstante, podría esperarse una producción bastante más baja en Naranjero, debido a que tiene mayor densidad de arbolado y déficits hídricos más acusados, tanto en los espacios abiertos como bajo árbol (Tabla 3-2 y Tabla 5-31). Una mayor densidad de árboles podría implicar mayor interceptación de la precipitación, más transpiración y, por tanto, mayor déficit hídrico. Sin embargo, los árboles también pueden promover la producción de pasto a través de una mejora en la fertilidad y estructura del suelo, o mediante la interceptación de la luz,

que proporciona sombreado y un microclima favorable [Moreno et al., 2007a; Moreno et al., 2007b; Montero et al., 2008; Moreno, 2008]. En el caso de Naranjero, podría prevalecer el efecto combinado que provoca la fertilización anual de la finca junto con el sombreado y la mejora del microclima proporcionada por la alta densidad de arbolado, lo cual favorecería una mayor productividad.

Por otro lado, los valores de producción anual de cada zona están estrechamente relacionados con el régimen pluviométrico de los años analizados, que a su vez determinan la humedad del suelo. Mientras que el año 2008-2009 refleja una muy baja producción como resultado de sus escasas precipitaciones, los años 2009-2010 y 2010-2011 tuvieron una producción bastante más alta debido al incremento en las cantidades de lluvia (Fig. 5-5 y Fig. 5-44). No obstante, la mayor variabilidad espacial en la producción también se registró durante dichos años, tal y como muestran las barras de desviación estándar (Fig. 5-44). En un estudio llevado a cabo en 10 fincas entre las que se incluyen las de este trabajo, Pulido-Fernández [2014] estimó que durante el año seco (2008-2009) la producción se redujo por término medio en más de dos veces y media ($\approx 1000 \text{ kg MS ha}^{-1}$) con respecto a los dos años húmedos ($> 2500 \text{ kg MS ha}^{-1}$). Los valores de productividad de los pastos naturales en sistemas agrosilvopastorales Mediterráneos muestran grandes variaciones a distintas escalas espaciales y temporales, siendo, en general, poco productivos [Moreno y Pulido, 2009]. De este modo, Gómez-Gutiérrez y Luis Calabuig [1992] estudiaron varios tipos de dehesa, determinando producciones anuales inferiores a los $500 \text{ kg MS ha}^{-1}$, mientras que González et al. [2012] observaron producciones que oscilaron entre 200 y $5372 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en varias dehesas que se diferenciaron por el clima, densidad de ganado y fertilización. Los valores observados por estos últimos autores pertenecen a un amplio muestreo en el que se incluyeron las áreas de estudio de este trabajo, donde los valores oscilaron entre 200 y $4029 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$.

5.7.3. B - Dinámica del crecimiento en altura y cobertura superficial

El crecimiento en altura de las herbáceas siguió los patrones fenológicos estacionales esperados, de forma que los pastos completaron su ciclo vital cada año hidrológico. Generalmente pueden distinguirse varias fases del ciclo vegetativo a lo largo de cada año, en las cuales el desarrollo depende del balance de efectos positivos y/o negativos entre cada uno de los principales factores que limitan-facilitan el crecimiento: agua, luz, nutrientes y espacio [Brooker et al., 2008]. Debido a las características ambientales mediterráneas, éstos factores presentan una alta variabilidad e influyen en la fenología, que ya de por sí muestran una pronunciada estacionalidad [Joffre y Rambal, 1993; Montero et al., 1998]. En la Fig. 5-45 se pueden apreciar algunas de las diferencias estacionales en el crecimiento del pasto en años con distintos regímenes pluviométricos, presentándose, por un lado, la evolución del crecimiento del pastizal en altura en las distintas SMS durante dos años hidrológicos, y por otro lado, el comienzo y finalización de diferentes valores de Índice Déficit Hídrico (IDH) correspondientes a la zona superficial del suelo de cada área de estudio. Aunque no se representó en la figura, cabe mencionar que el otoño constituye la fase de germinación y desarrollo inicial, donde el crecimiento del porte aéreo suele ser relativamente bajo debido a la

adversidad de las variables climáticas y a una, todavía, baja disponibilidad hídrica. En invierno, el desarrollo del pastizal se estanca debido fundamentalmente a los limitantes energéticos. Sin embargo en primavera dichos limitantes, junto con la recarga hídrica del suelo, suelen ser favorables, lo que resulta en un gran desarrollo de las herbáceas. A finales de primavera los pastos anuales decaen debido a la baja disponibilidad hídrica y al exceso energético (luz y calor), por lo que mueren y de esta forma completan su ciclo vital.

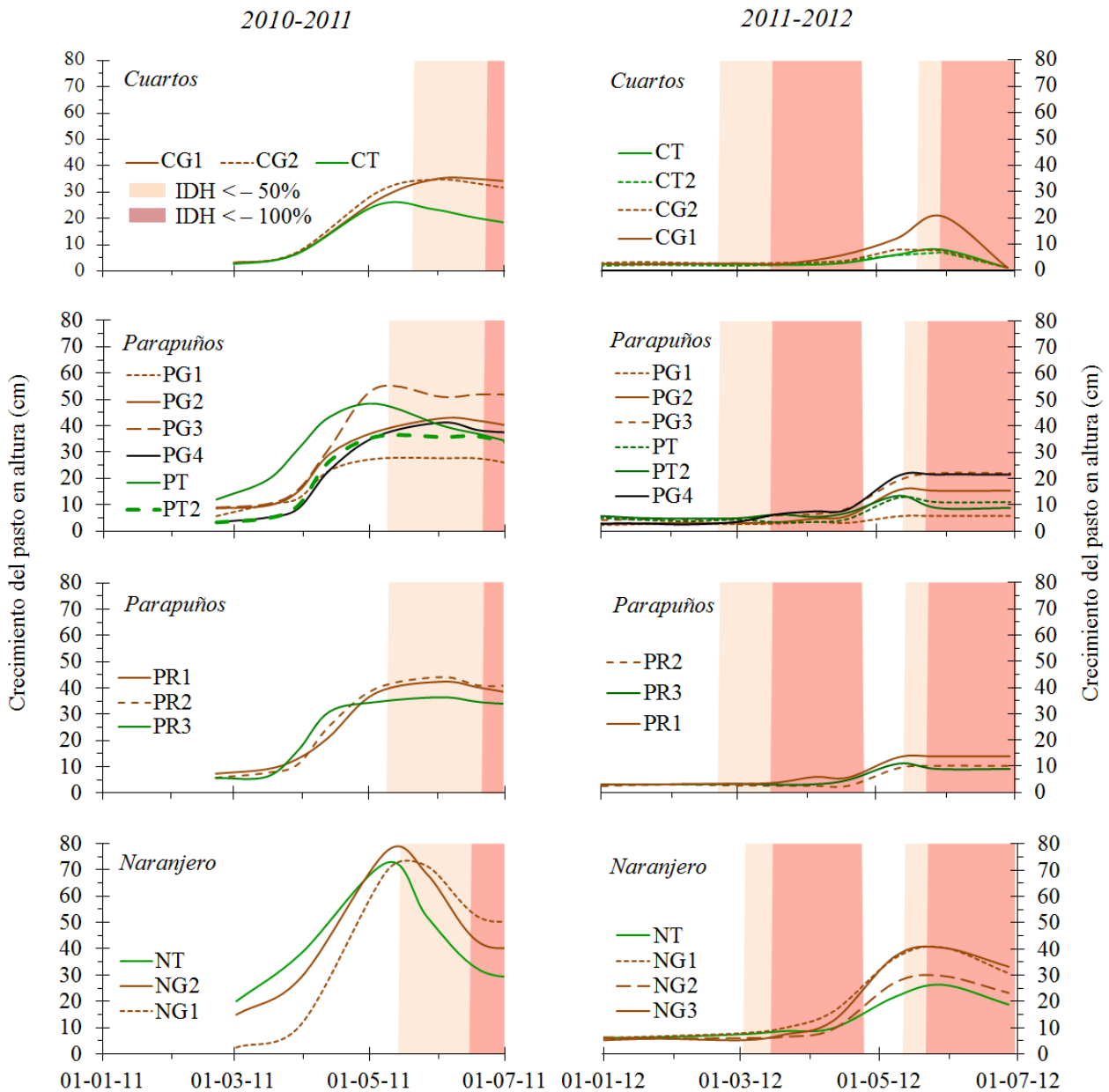


Fig. 5-45: Variación anual del crecimiento en altura de los pastos en las distintas SMS de las áreas de estudio durante los años hidrológicos 2010-11 y 2011-12. Los sombreados rosa y rojo indican un Índice de Déficit Hídrico (IDH) inferior a, aproximadamente, -50% y -100%, respectivamente.

A pesar de lo expuesto, las distintas fases en el desarrollo del pastizal pueden adelantarse o retrasarse en función de los factores que condicionan su ciclo vital. Durante el año 2010-2011, considerado como húmedo, los recursos hídricos no supusieron un limitante para el desarrollo de la biomasa herbácea, por tanto su crecimiento en altura siguió los patrones fenológicos estacionales comentados anteriormente. Las fechas en las que se observó un pasto completamente marchito fue bastante similar entre las fincas, oscilando entre finales de Mayo y principios de Junio (Fig. 5-46 y Fig. 5-47). A lo largo de dicho periodo el suelo registró situación de déficit hídrico ($IDH < -50\%$), sin embargo los contenidos de agua todavía no habían alcanzado valores de punto de marchitamiento. De este modo, la biomasa aérea siguió los mismos patrones de crecimiento y alcanzó alturas más o menos similares entre las SMS de sus correspondientes áreas de estudio, con altos ratios de crecimiento, especialmente en Naranjero (Fig. 5-45). No obstante, pueden observarse diferencias entre SMS de una misma área, principalmente entre las coberturas vegetales o entre zonas con una topografía local favorable para la acumulación hídrica. Por ejemplo, destaca el gran crecimiento bajo la copa de árbol en PT1, al mismo tiempo que destaca su adelantado marchitamiento. Estas dos circunstancias podrían explicarse, primero, por la mejora microclimática bajo la copa y, segundo, por el breve pero intenso déficit hídrico que registró dicha estación a finales de Abril (Fig. 5-41.C).

En el año 2011-2012 tiene lugar un déficit hídrico de gran intensidad ($IDH < -100\%$) durante la época de crecimiento que retrasa y limita claramente la producción aérea de biomasa herbácea, a la vez que provoca un marchitamiento más adelantado. Igualmente, el grado de cobertura superficial alcanzado durante este año pareció ser inferior al del año anterior (Fig. 5-46 y Fig. 5-47). A pesar de que el crecimiento se retarda, se observa (sobre todo en Naranjero) un pequeño repunte cuando los contenidos hídricos en superficie aún están por debajo del PM, sugiriendo que las herbáceas podrían estar consumiendo agua de las zonas más profundas del perfil (Fig. 5-45). Esto se hace especialmente patente al comparar las estaciones más y menos productivas de Parapuños: PG3 y PG1, respectivamente. La primera dispone de recursos hídricos en profundidad durante todo el año, mientras que la segunda está condicionada por un horizonte arcilloso que no permite la extracción de agua por el pasto (Fig. 5-39. C), de modo que el volumen de suelo explorado por PG1 es menor y su producción disminuye. A pesar de ello, parece que la parte superficial del suelo (primeros 15 cm) podría tener mayor peso en el abastecimiento de agua para el pasto que la zona más profunda, ya que cuando dicha capa superficial es capaz de satisfacer la demanda hídrica del pasto en el momento adecuado, la producción es mayor. La importancia de la capa superficial como principal zona de abastecimiento hídrico de las herbáceas anuales se pone de manifiesto al observar las estaciones NG2 o PG3, cuyas profundidades no registran déficits hídricos acusados, pero el crecimiento del pasto no despunta hasta que no hay suficiente ADP en la zona superficial del suelo (Fig. 5-46). El hecho de que la capa superficial sea la principal zona de abastecimiento reafirma las observaciones realizadas por otros autores, por ejemplo *Jose et al.* [2004] o *Moreno et al.* [2007b], quienes sugieren que los estratos vegetales de pastizal y arbolado captan los recursos subsuperficiales preferentemente en diferentes nichos ecológicos.

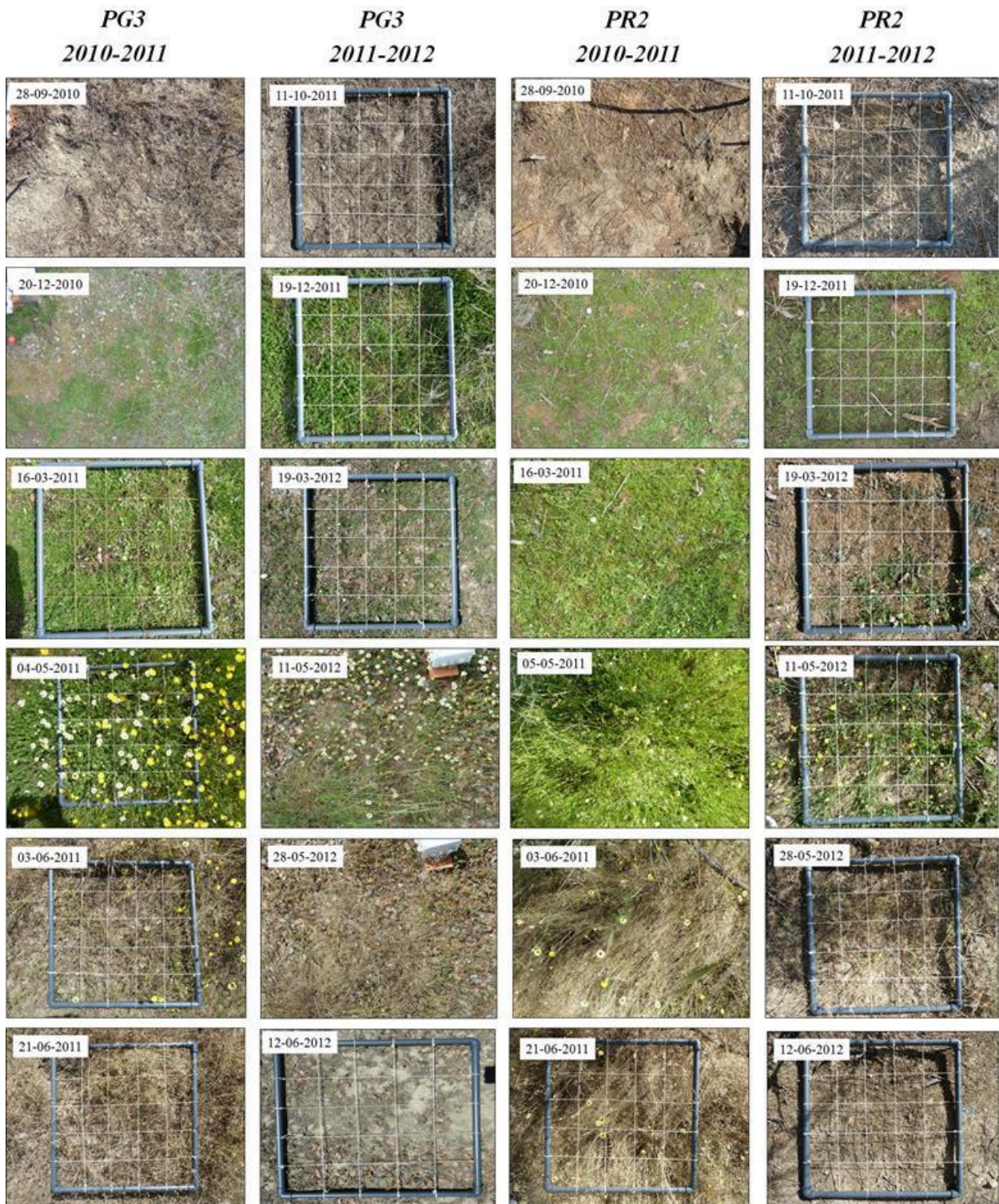


Fig. 5-46: Fenología de los pastos anuales y superficie de suelo cubierta por los mismos en las estaciones PG3 y PR2 de Parapuños durante dos años hidrológicos (2010-11 y 2011-12).

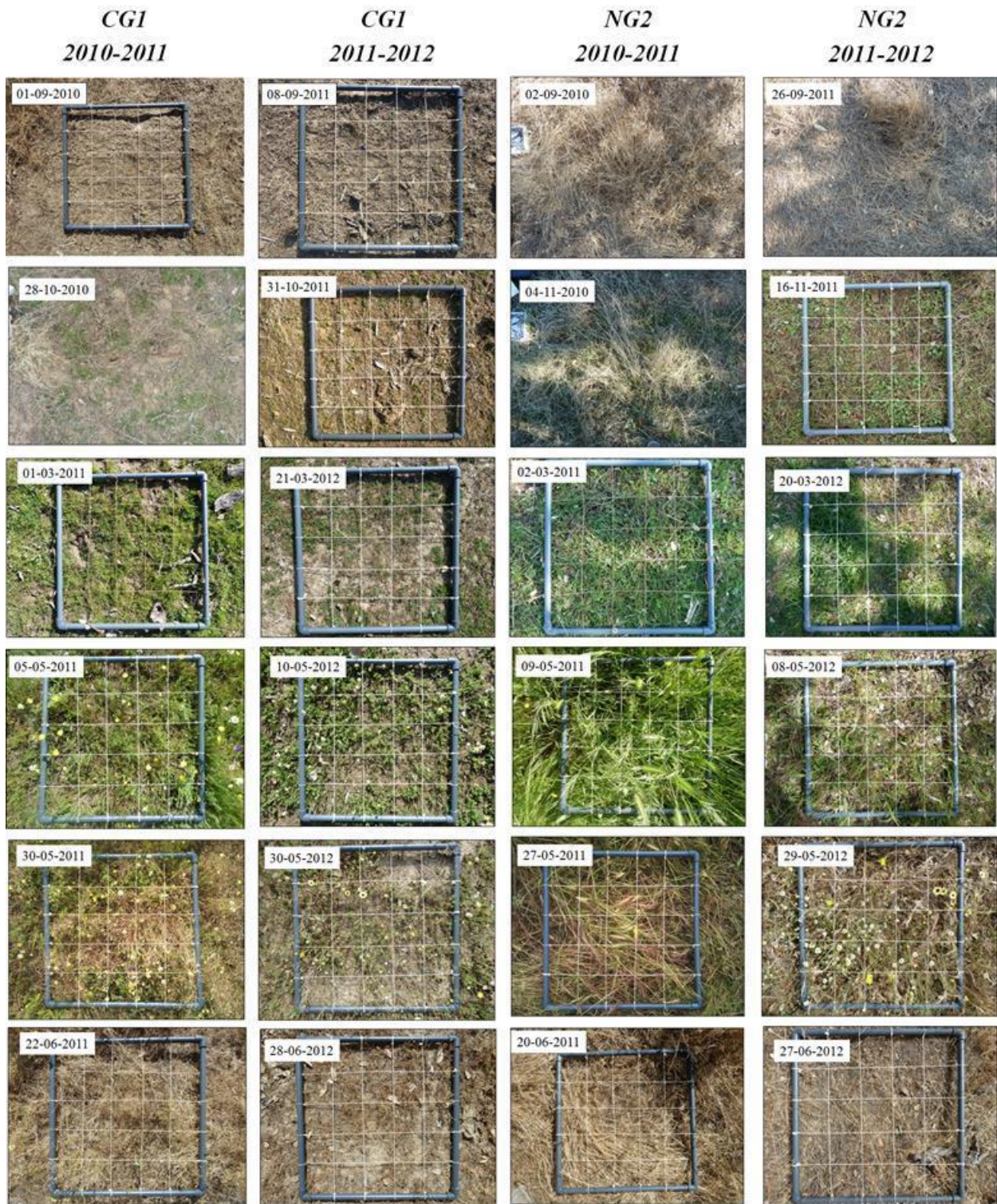


Fig. 5-47: Fenología de los pastos anuales y superficie de suelo cubierta por los mismos en las estaciones CG1 (Cuartos) y NG2 (Naranjero) durante dos años hidrológicos (2010-11 y 2011-12).

5.7.3. C - Producción aérea de biomasa herbácea – crecimiento en altura

Con la finalidad de extender temporalmente la base de datos de producción aérea de biomasa en herbáceas anuales, se relacionó la altura del pasto con la producción ($kg MS ha^{-1}$) obtenida entre todas las jaulas de exclusión de cada zona de muestreo (en Parapuños se incluyen las que están bajo copa de árbol) (Fig. 5-48). Los altos coeficientes de determinación sugieren que las mediciones de la altura del pasto podrían suponer una alternativa satisfactoria cuando se pretenden obtener valores de producción sin realizar cortes de biomasa herbácea. Además, puede ser una opción viable para monitorizar de forma continua la producción. No obstante y a pesar de los buenos resultados, la interpretación debe ser cuidadosa debido, por una lado, a la reducida base de datos utilizada, y por otro, a que no han sido tenidos en cuenta factores como la densidad de herbáceas. Además, la relación únicamente fue establecida entre los valores de producción y altura del año hidrológico 2010-2011, el único donde ambos tipos de mediciones coincidieron. A pesar de ello, si los modelos estadísticos son aplicados a las alturas obtenidas durante el año seco 2011-2012, los resultados de producción parecen aproximarse a los valores observados durante el año 2008-2009, con características climáticas parecidas (Fig. 5-44). Por ejemplo, durante el año 2011-12 la estación de CG1 registró una altura de 20.7 cm, con la que se obtiene una producción anual de 902 $kg MS ha^{-1}$, en PG2 el pasto creció hasta los 15.6 cm, lo que reporta una producción de 643 $kg MS ha^{-1}$, mientras que los 29.8 cm de NG2 significan 1304 $kg MS ha^{-1}$. De este modo, los resultados de los modelos estadísticos podrían considerarse aceptables y utilizarse como indicadores aproximados sobre la producción a partir de las mediciones en altura.

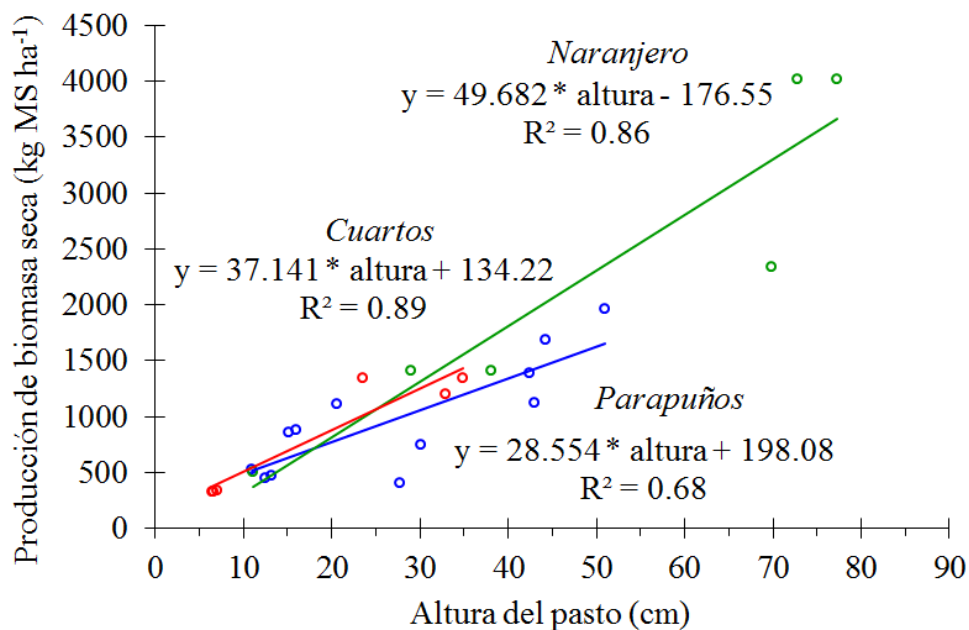


Fig. 5-48: Relaciones entre el crecimiento del pasto en altura (cm) y la producción aérea de biomasa herbácea en seco ($kg MS ha^{-1}$) en Cuartos (círculos rojos), Parapuños (azules) y Naranjero (verdes), durante el año 2010-2011.

5.7.4 Agua disponible – crecimiento aéreo de la biomasa herbácea

El crecimiento aéreo de la biomasa en herbáceas anuales depende de la variabilidad espacio-temporal de recursos como el agua o la energía (luz y calor). En la Fig. 5-49 y la Fig. 5-50 se presenta la dinámica del crecimiento del pasto en altura junto con la dinámica del agua en los primeros 15 cm del suelo, así como la temperatura edáfica en superficie desde 01-01-2011 hasta 31-08-2012, para las estaciones de humedad de Parapuños, Cuartos y Naranjero, respectivamente.

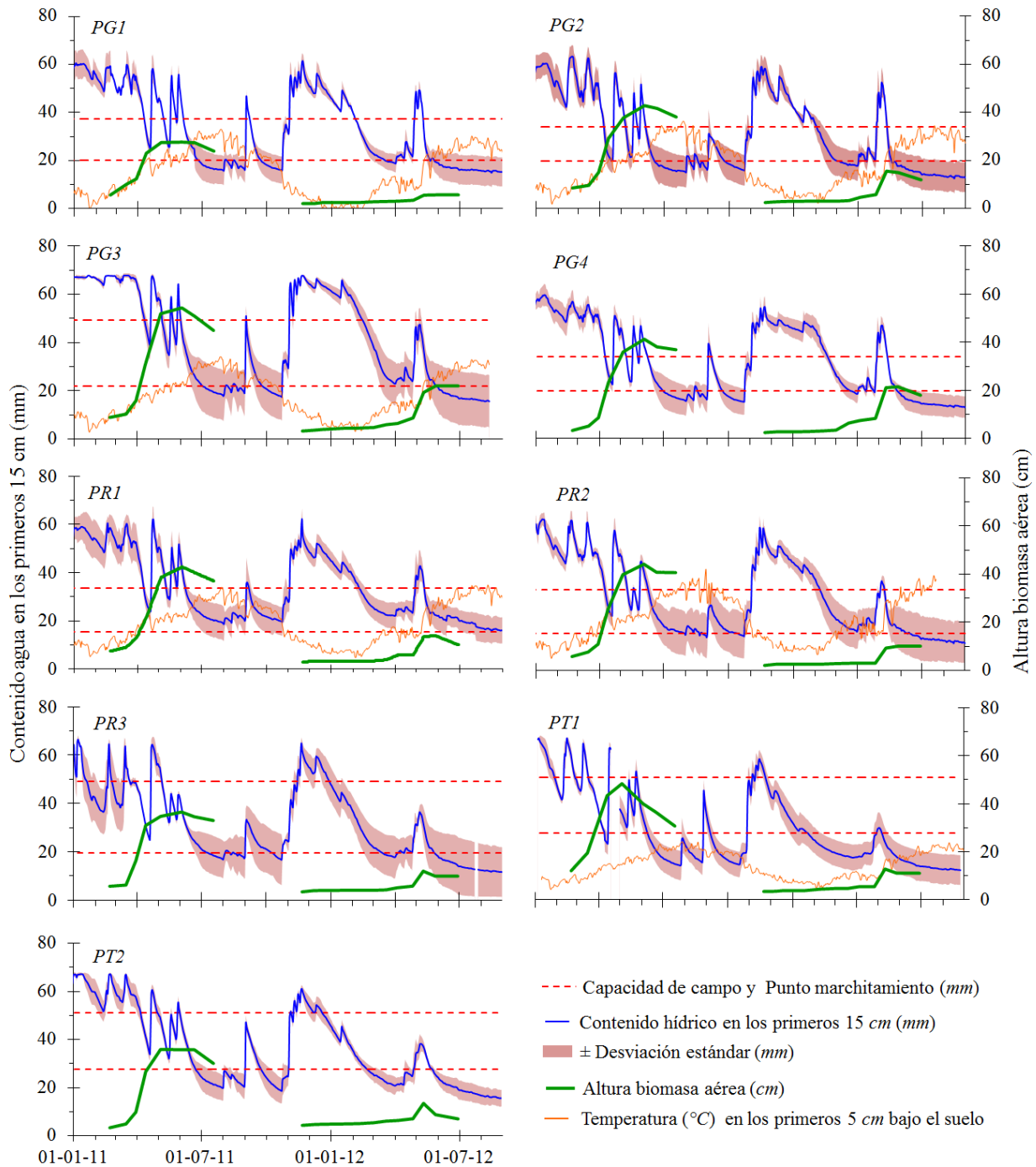


Fig. 5-49: Dinámica del contenido medio de agua laminar (*mm*) en los primeros 15 *cm* del suelo \pm 1 desviación estándar, crecimiento de la biomasa herbácea anual en altura (*cm*) y dinámica de la temperatura superficial del suelo desde el 01-01-2011 hasta el 31-08-2012 en Parapuños.

La importancia del contenido hídrico del suelo en la producción de biomasa se hace patente al comparar los dos años hidrológicos (Fig. 5-49 y Fig. 5-50). Durante el primer año, los contenidos de agua del suelo son altos y la disponibilidad hídrica no supone un factor limitante para el desarrollo de las herbáceas. Sin embargo, durante el segundo año los contenidos hídricos sólo son altos a finales de otoño, época en la que el factor energético (luz y calor) se convierte en un limitante. La subida de temperaturas favorece el descenso hídrico del suelo, de modo que se alcanza una situación de déficit hídrico y el agua se convierte en el factor limitante para el crecimiento.

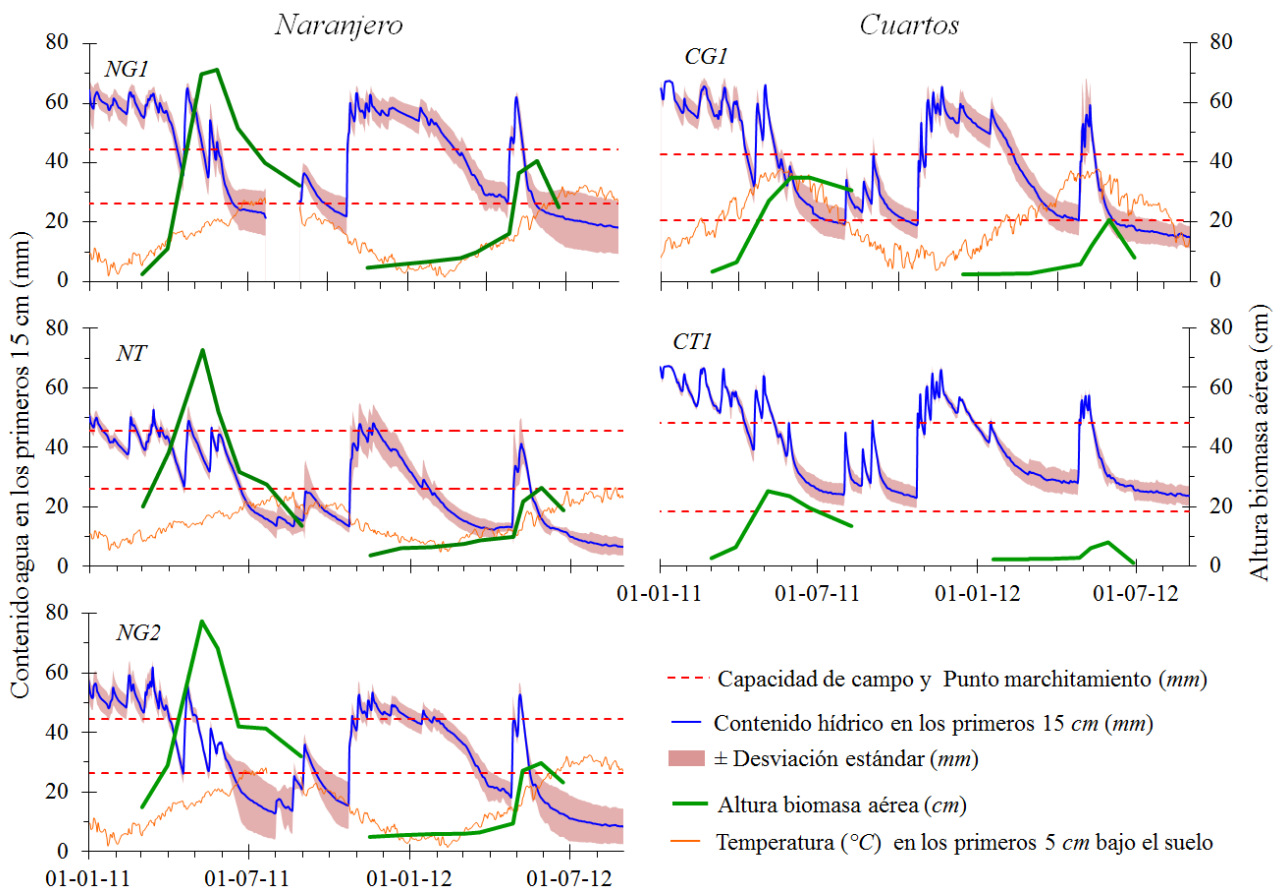


Fig. 5-50: Dinámica del contenido medio de agua laminar (*mm*) en los primeros 15 *cm* del suelo ± 1 desviación estándar, crecimiento de la biomasa herbácea anual en altura (*cm*) y dinámica de la temperatura superficial del suelo desde el 01-01-2011 hasta el 31-08-2012 en Naranjero y Cuartos.

De forma general y considerando en conjunto todas las estaciones de humedad, el crecimiento del pasto fue inapreciable cuando el contenido hídrico en los primeros 15 *cm* del suelo fue aproximadamente inferior a 30 *mm* de agua, lo que suponen $0.20 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ que se asocian a succiones por encima de los -1500 kPa (Fig. 5-3 y Fig. 5-2). Cantidades similares o inferiores a la mencionada se asociaron a la senectud y marchitamiento del pasto. Debido a que el stress hídrico no solo depende de las condiciones meteorológicas e hidrológicas, sino también de las

propiedades del suelo y del tipo de vegetación, no es posible establecer umbrales de sequía agrícola [Marcos Valiente, 2001]. A pesar de ello, autores como Kulik [1962] (citado en Marcos Valiente [2001]) establecen un valor de 19 mm ($\approx 0.133 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) para los primeros 20 cm de perfil, lo que se aproxima bastante a los valores de PM observados en las áreas de estudio (Fig. 5-49 y Fig. 5-50). En este estudio, valores por debajo de los 20 mm de agua ($0.133 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) en los primeros 15 cm del perfil del suelo nunca causaron crecimiento del pasto en ninguna de las áreas de estudio (Fig. 5-51.A). Esto indicaría que las herbáceas anuales de los ecosistemas estudiados no consumen agua cuando el contenido hídrico está por debajo del PM, como sí se ha sido sugerido en otras especies mesoxerófilas y xerófilas [Casas y Ninot, 2007]. Una posible explicación al hecho de que la marchitez del pasto comience, incluso antes de que los contenidos hídricos del suelo alcancen el PM, podría justificarse parcialmente por la alta demanda evapotranspirativa. De este modo parece que, ante el comienzo de un intenso estrés hídrico y el aumento de los recursos energéticos (luz y calor), los pastos anuales podrían acelerar su ciclo vital, alcanzando la marchitez sin que el suelo haya registrado aún contenidos hídricos por debajo del PM.

Cuando el contenido hídrico superó *grosso modo* los 30 mm de agua en superficie, se observó crecimiento de la vegetación herbácea. No obstante, temperaturas edáficas superficiales inferiores a 10 °C limitaron el crecimiento del pasto, independientemente del contenido hídrico del suelo (Fig. 5-51.B). La temperatura edáfica óptima para el crecimiento de la vegetación herbácea oscilaría entre los 15-25 °C. Temperaturas edáficas superiores favorecen la rápida evaporación, limitando el contenido hídrico del suelo (Fig. 5-38) y consecuentemente el crecimiento de las herbáceas. Esto pone de manifiesto, por un lado, los pequeños rangos ecológicos donde las variables son capaces de optimizar el crecimiento del pasto, y por otro, la importancia de la capa superficial del suelo, la más sensible a las variaciones y cambios externos.

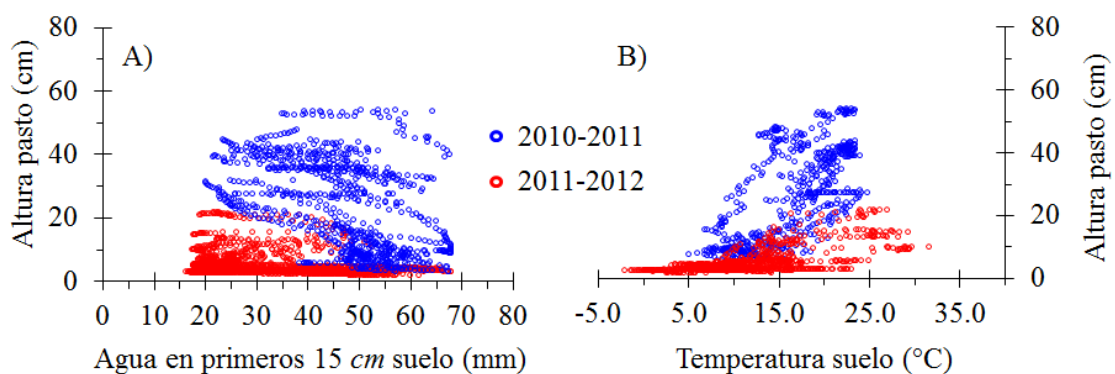


Fig. 5-51: Crecimiento del pasto en altura (cm) en función del contenido hídrico en los primeros 15 cm del suelo (A) y de la temperatura edáfica (B) durante los años 2010-11 y 2011-12, en todas las estaciones de humedad de Parapuños. Los valores están a escala temporal diaria.

La determinación de las fases de inicio del estrés hídrico y del marchitamiento del pastizal es una tarea compleja debido a la combinación de los numerosos factores que intervienen y a su variabilidad espacio-temporal. Teóricamente se asume que toda el agua entre CC y PM está disponible para el crecimiento vegetal. Sin embargo, esto sólo ocurre si la planta mantiene ratios de transpiración constantes, para lo cual debe existir un suministro hídrico permanente, una relación θ - Ψ que favorezca la succión por la planta, y una demanda atmosférica baja que permita a la planta transpirar de forma estable antes de mostrar signos de estrés hídrico, como la pérdida de turgencia [Denmead y Shaw, 1962; White, 2006]. En cambio, si la demanda atmosférica es alta, incluso un pequeño descenso en la cantidad de agua del suelo puede provocar un descenso en el ratio de transpiración, y por consiguiente la pérdida de turgencia [Denmead y Shaw, 1962; White, 2006]. Bajo este enfoque, autores como Baier [1969] o Hunt et al. [2008] sugieren que la Evapotranspiración Real (ET) puede llegar a ser un factor limitante cuando la CRAD registra valores inferiores al 50% de su rango, y señalan que por debajo de este valor la ET decae exponencialmente, lo que podría implicar un descenso en la producción de biomasa vegetal. De esta forma, una posible estabilidad en los ratios de transpiración del pasto provocados por unas, también más estables, condiciones microclimáticas debido al denso arbolado de Naranjero podrían parcialmente explicar, junto con la fertilización anual, sus mayores ratios de crecimiento en altura durante el año seco con respecto a las otras áreas de estudio. Esta afirmación podría encajar mejor en un contexto donde los diferentes estratos vegetales obtengan recursos de diferentes nichos ecológicos, tal y como se ha sugerido entre arbolado y pastizal en sistemas adehesados. Estudios llevados a cabo en sistemas agroforestales de eucaliptos, como el conducido por Eastham et al. [1990], afirman que la evaporación del pasto disminuyó con el incremento en la densidad de arbolado, y su producción fue mayor en zonas con densidades de arbolado medias. No obstante, el aumento en la densidad de vegetación o la escasez de recursos podría aumentar la competencia por los mismos [Brooker et al., 2008; Moreno et al., 2013]. Por este motivo, sería importante desarrollar futuros estudios que ahondasen en las relaciones entre evapotranspiración del pasto y densidad de arbolado en las dehesas.

5.8 Factores que controlan el crecimiento vegetal a escala de cuenca²¹

5.8.1 Comportamiento del modelo ecohidrológico

Los datos atmosféricos simulados con el Generador Estocástico de Tiempo (*Stochastic Weather Generator*, SWG) y los datos observados en campo fueron comparados estadísticamente con el fin de evaluar la calidad de la serie temporal. Los resultados indicaron que el SWG fue calibrado apropiadamente y que generó de forma satisfactoria las series sintéticas de tiempo, ya que fueron estadísticamente similares a las observadas, excepto para las lluvias de julio y agosto (Tabla 5-32). Esto se debe a que durante estos meses los volúmenes de precipitación fueron insignificantes, por lo que pequeñas fluctuaciones en las, ya de por sí, escasas precipitaciones observadas tuvieron una gran influencia relativa en el test Kolmogorov–Smirnov. No obstante, este hecho podría considerarse de menor importancia debido a que durante estos meses la lluvia es virtualmente cero.

La precipitación anual para el periodo de 300 años simulado con el SWG fue de 508.8 mm, con una desviación estándar de 118.2 mm. Las precipitaciones anuales máximas y mínimas fueron de 934.1 mm y 188.2 mm, respectivamente. El periodo seco más largo duró 4 años y registró cantidades inferiores a 386.9 mm año⁻¹, mientras que el máximo periodo húmedo duró tres años, con lluvias que superaron los 693.4 mm año⁻¹. Además, los resultados fueron examinados posteriormente, mostrando que las series de tiempo generadas presentaron variaciones estacionales e inter-anales típicas del clima Mediterráneo.

Tabla 5-32: Estadísticos de bondad de ajuste entre los datos de tiempo observados y simulados. *K-S* = test de Kolmogorov–Smirnov. * Datos de ejemplo. *Obs.* = valores medios observados en la cuenca de estudio (2000–2012). *Sim.* = valores medios simulados para 300 años.

	*Precipitación		Precipitación		Temperatura máxima		Temperatura mínima		Radiación de onda corta	
	<i>Obs.</i>	<i>Sim.</i>	<i>K-S</i>	<i>p-value</i>	<i>K-S</i>	<i>p-value</i>	<i>K-S</i>	<i>p-value</i>	<i>K-S</i>	<i>p-value</i>
Ene.	45.0	44.4	0.033	1.000	0.053	1.000	0.106	0.999	0.044	1.000
Feb.	52.5	60.7	0.042	1.000	0.106	0.999	0.106	0.999	0.087	1.000
Mar.	43.1	45.1	0.035	1.000	0.053	1.000	0.053	1.000	0.000	1.000
Abr.	44.2	45.8	0.061	1.000	0.106	0.999	0.106	0.999	0.087	1.000
May.	39.3	47.3	0.054	1.000	0.053	1.000	0.106	0.999	0.087	1.000
Jun.	12.7	11.7	0.063	1.000	0.106	0.999	0.106	0.999	0.131	0.982
Jul.	0.5	0.7	0.497	0.004	0.106	0.999	0.106	0.999	0.087	1.000
Ago.	6.5	8.4	0.209	0.643	0.106	0.999	0.106	0.999	0.131	0.982
Sep.	25.1	24.4	0.154	0.927	0.053	1.000	0.053	1.000	0.044	1.000
Oct.	95.5	82.5	0.098	1.000	0.105	0.999	0.106	0.999	0.044	1.000
Nov.	61.2	72.8	0.030	1.000	0.053	1.000	0.105	0.999	0.043	1.000
Dic.	62.2	64.8	0.040	1.000	0.106	0.999	0.053	1.000	0.044	1.000

²¹ Lozano-Parra, J., Maneta, M. P., and Schnabel, S. (2014): Climate and topographic controls on simulated pasture production in a semiarid Mediterranean watershed with scattered tree cover, *Hydrology and Earth System Sciences*. 18, 1439-1456. doi: 10.5194/hess-18-1439-2014.

En lo que se refiere a la calibración de las variables hidrológicas y energéticas, una inspección inicial a los gráficos mostrados en la Fig. 5-52 y en la Fig. 5-53 indicó que el modelo reprodujo fielmente la dinámica observada de humedad y temperatura del suelo. La simulación capturó las variaciones estacionales de humedad del suelo, incluyendo los periodos de ascenso y descenso hídrico, y también la mayoría de las variaciones de alta frecuencia observadas. En la reproducción de los picos de humectación es posible apreciar algunos desajustes, tal como los de la Zona A (Fig. 5-52.A). Igualmente, hay una amortiguación general en la amplitud de las variaciones de alta frecuencia, cuyo origen podría estar causado porque la humedad del suelo es representada como promedio del perfil edáfico entero [Maneta y Silverman, 2013]. Sin embargo, los estadísticos de bondad de ajuste y la estadística descriptiva confirmaron una satisfactoria calibración, con altos coeficientes de determinación ($r^2 \geq 0.80$), baja raíz del error cuadrático medio (RECM) ($\leq 0.047 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) y similares estadísticos de ajuste en todas las SMS medidas (Tabla 5-33). Además, la posterior evaluación del modelo muestra un alto coeficiente Nash-Sutcliffe (≥ 0.75) y un bajo sesgo de predicción ($\leq 0.018 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

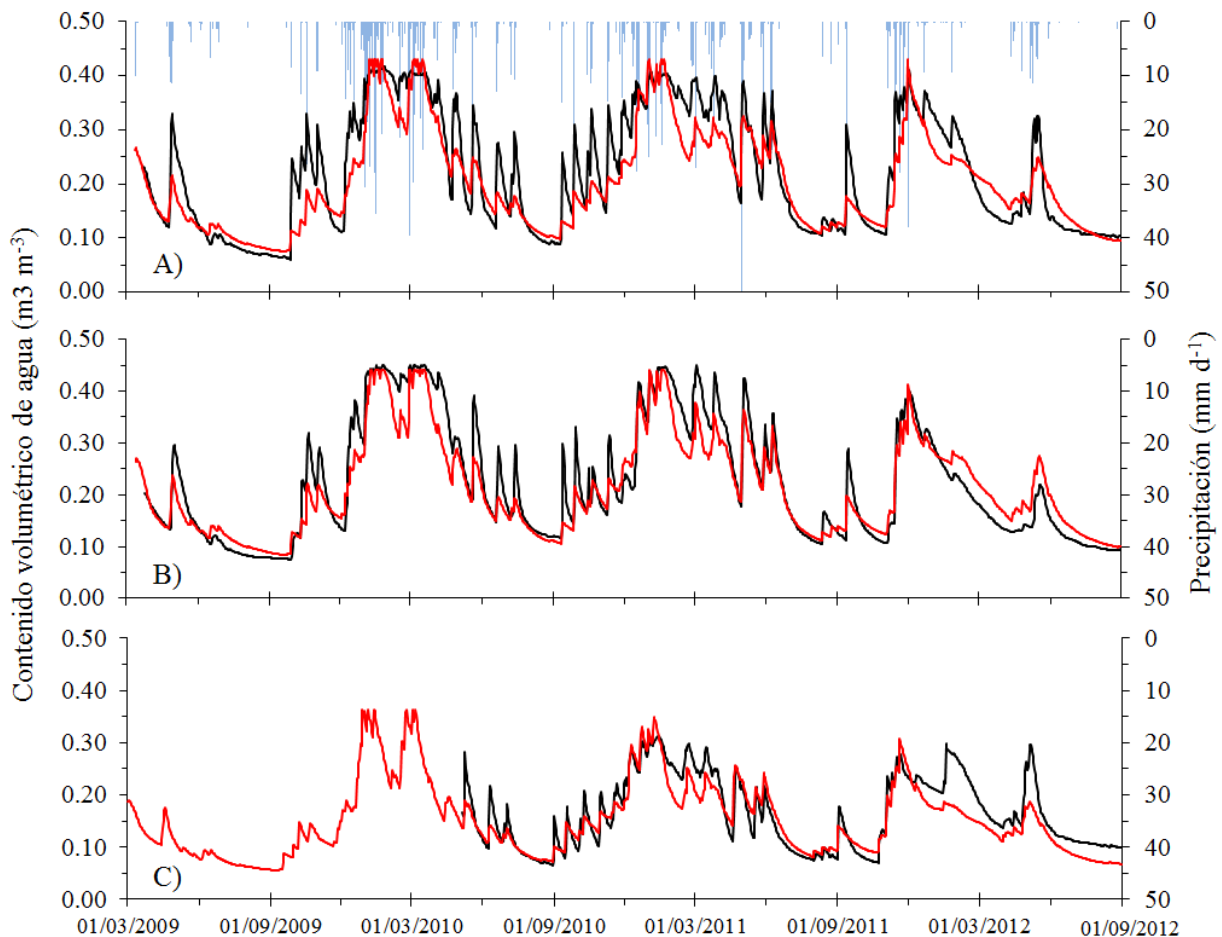


Fig. 5-52: Humedad del suelo observada y simulada desde marzo de 2009 hasta septiembre de 2012. A) Zona A; B) Zona B; C) SMS PG4. La línea negra representa los valores medidos, mientras que la roja son los valores simulados.

La temperatura del suelo capturó las variaciones de alta frecuencia de la serie observada para esta variable (Fig. 5-53). Sin embargo, durante el primer año, la temperatura obtenida en la simulación fue mayor que la observada en las dos zonas de estudio (A y B), lo que podría estar causado por una baja e infrecuente producción de pasto simulada durante dicho año, de ahí una sobreestimación de la cantidad de radiación que alcanza el suelo. No obstante, las SMS registraron realmente una mayor cobertura de pastizal, ya que estuvieron protegidas contra el pastoreo. A pesar de esto, los estadísticos de eficiencia para la temperatura del suelo fueron satisfactorios, con coeficientes de determinación $r^2 \geq 0.89$ y valores de criterio de eficiencia Nash-Sutcliffe de 0.86, lo cual demuestra la capacidad del modelo para representar los flujos de energía en la zona de estudio (Tabla 5-33).

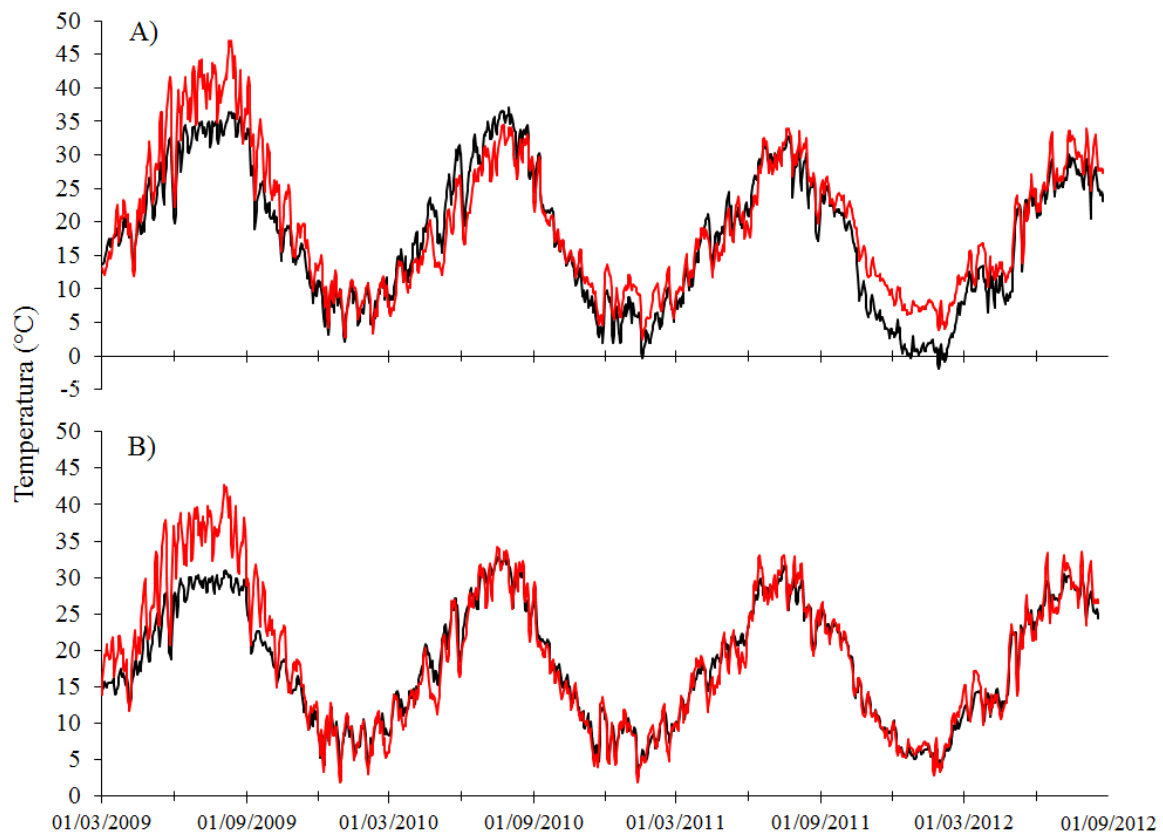


Fig. 5-53: Temperatura del suelo observada y simulada desde marzo de 2009 hasta septiembre de 2012. A) Zona A; B) Zona B. La línea negra representa los valores medidos, mientras que la roja son los valores simulados.

La producción de pasto fue calibrada correctamente en las dos zonas monitorizadas (Tabla 5-33). El valor medio simulado de producción para ambos sitios fue de $630.9 \text{ kg MS ha}^{-1}$, muy similar a los $623.8 \text{ kg MS ha}^{-1}$ de los datos observados. La Tabla 5-33 muestra otros estadísticos descriptivos (mínimo, máximo, desviación estándar) y de bondad de ajuste que confirman el funcionamiento del modelo. La dinámica espacio-temporal de la producción de pasto fue reproducida satisfactoriamente, lo cual se apoya en la alta eficiencia de predicción del modelo (Nash-Sutcliffe ≥ 0.75 ; $r^2 \geq 0.76$) y los bajos errores residuales (RECM = $164.8 \text{ kg MS ha}^{-1}$).

Tabla 5-33: Estadística descriptiva de las series observadas (Obs.) y simuladas (Sim.) y parámetros de calidad del modelo. n = tamaño muestral; RECM = raíz del error cuadrático medio; * Valores únicamente mostrados desde 2011 debido a que es el año más monitorizado.

Variable	n	Promedio		Máximo		Mínimo		Desviación estándar		r^2	RECM	Bias	Nash-Sutcliffe
		Obs.	Sim.	Obs.	Sim.	Obs.	Sim.	Obs.	Sim.				
Hum. suelo ($m^3 m^{-3}$)													
Zona A	1268	.219	.202	.417	.430	.060	.075	.108	.091	0.85	.047	.018	0.81
Zona B	1267	.222	.212	.451	.440	.074	.083	.114	.094	0.90	.040	.010	0.88
PG4	848	.165	.151	.312	.349	.066	.068	.069	.061	0.80	.034	.014	0.75
Temp. suelo ($^{\circ}C$)													
Zona A	1274	18.0	19.8	37.0	47.1	-2.0	2.5	10.2	10.0	0.89	3.78	-1.8	0.86
Zona B	1267	18.1	19.0	33.4	42.7	3.2	1.9	8.2	9.5	0.91	3.08	-0.9	0.86
Producción Pasto ($kg MS ha^{-1}$)													
Zona A	20*	603.3	588.1	1319.3	1368.7	269.0	319.0	396.2	310.2	0.84	164.8	15.2	0.82
Zona B	20*	644.3	673.6	1392.7	1432.5	293.4	361.5	395.3	317.4	0.76	193.4	-29.3	0.75

El ciclo fenológico de las herbáceas fue simulado correctamente durante la calibración, capturando la baja producción característica de otoño, aunque dependiente de las precipitaciones antecedentes, la escasa producción de invierno debido a las bajas temperaturas del aire y la energía disponible, la alta producción de primavera cuando el agua y la energía están disponibles y la ausencia de producción en verano debido a la falta de recursos hídricos (Fig. 5-54).

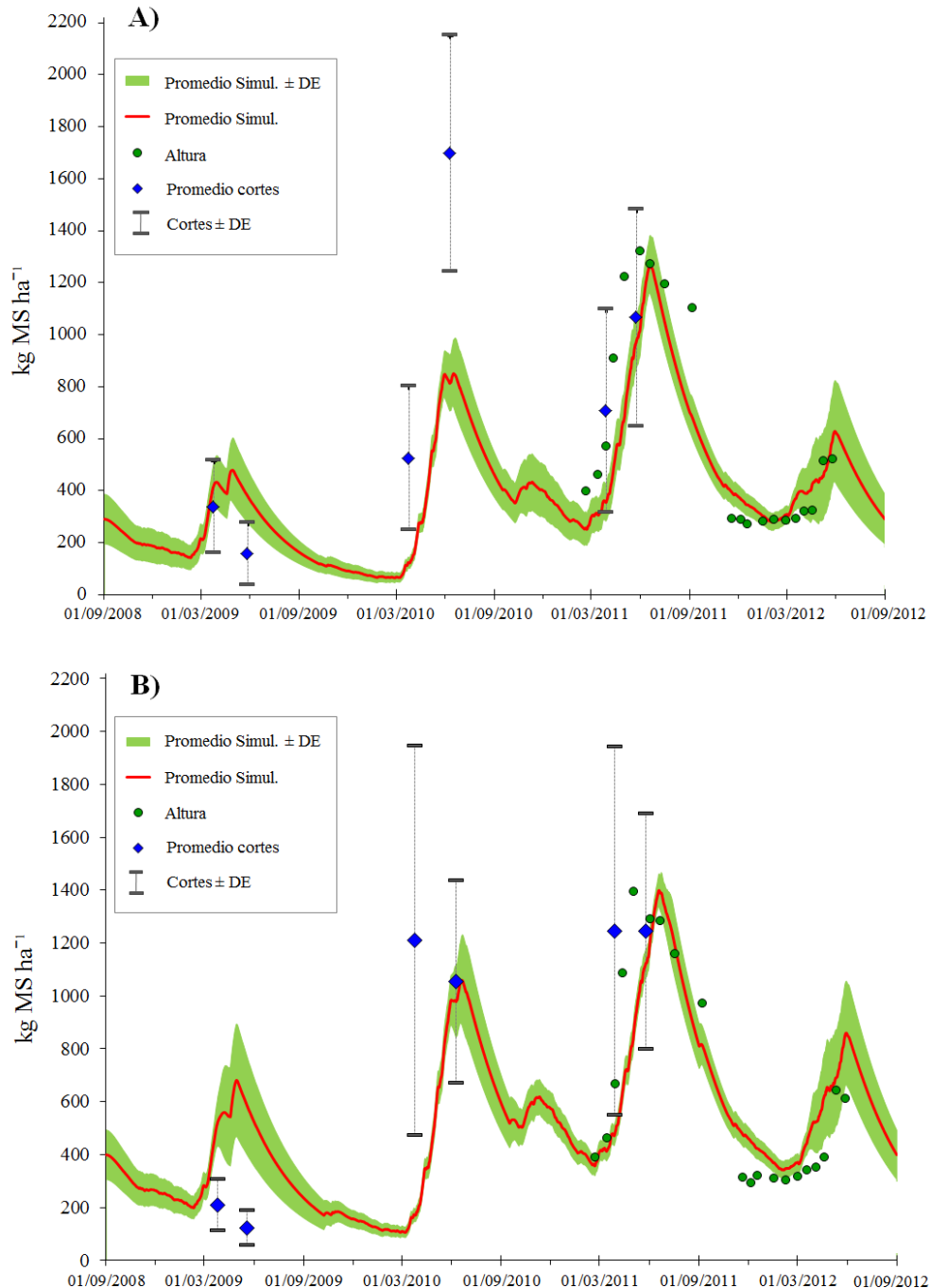


Fig. 5-54: Producción de pasto simulada y observada en la Zona A (A) y en la Zona B (B). La línea roja representa la producción media de pasto simulada para el conjunto de píxeles en cada Zona, con ± 1 desviación estándar (DE) (relleno verde). Los círculos verdes representan la producción media de pasto basadas en las mediciones de altura, y los rombos azules la producción media de pasto basada en los cortes de las herbáceas (la barra de error corresponde a ± 1 DE).

Cabe destacar que una vez que el pasto fue cortado en una determinada zona para medir su biomasa seca, la jaula se movió a una localización próxima, contribuyendo a la diferencia observada entre biomasa estimada en los cortes (rombos azules) y la registrada con las mediciones en altura (círculos verdes), estas últimas tomadas consistentemente en la misma localización (SMS). Además, dicha diferencia se debió a que la producción varió notablemente en el espacio, incluso en distancias cortas, tal como indica la desviación estándar de la producción de pasto en los cortes (Fig. 5-54).

Debido a que no fueron tomadas mediciones directas de la transpiración del arbolado para verificar las simulaciones, se consideró una comparación de los resultados obtenidos con los reportados por la literatura. La Fig. 5-55 muestra la transpiración del arbolado y del pastizal durante 4 años hidrológicos en un píxel de la Zona A y en otro de la Zona B. La dinámica simulada de la transpiración del arbolado en la Zona A sigue un marcado ciclo estacional alcanzando los valores máximos en primavera, cuando las condiciones ambientales son óptimas para el crecimiento. El valor máximo simulado fue 1.0 mm d^{-1} , lo cual es ligeramente inferior a los valores reportados por *Infante et al.* [2003], quienes midieron una transpiración máxima diaria entre 1.2 y 1.4 mm d^{-1} . Valores más altos fueron encontrados por *Paço et al.* [2009], quienes incluso observaron ratios aproximados de 2.5 mm d^{-1} . *Q. ilex* mantuvo la transpiración a lo largo de todo el año, incluso cuando los suelos se secaron durante el verano.

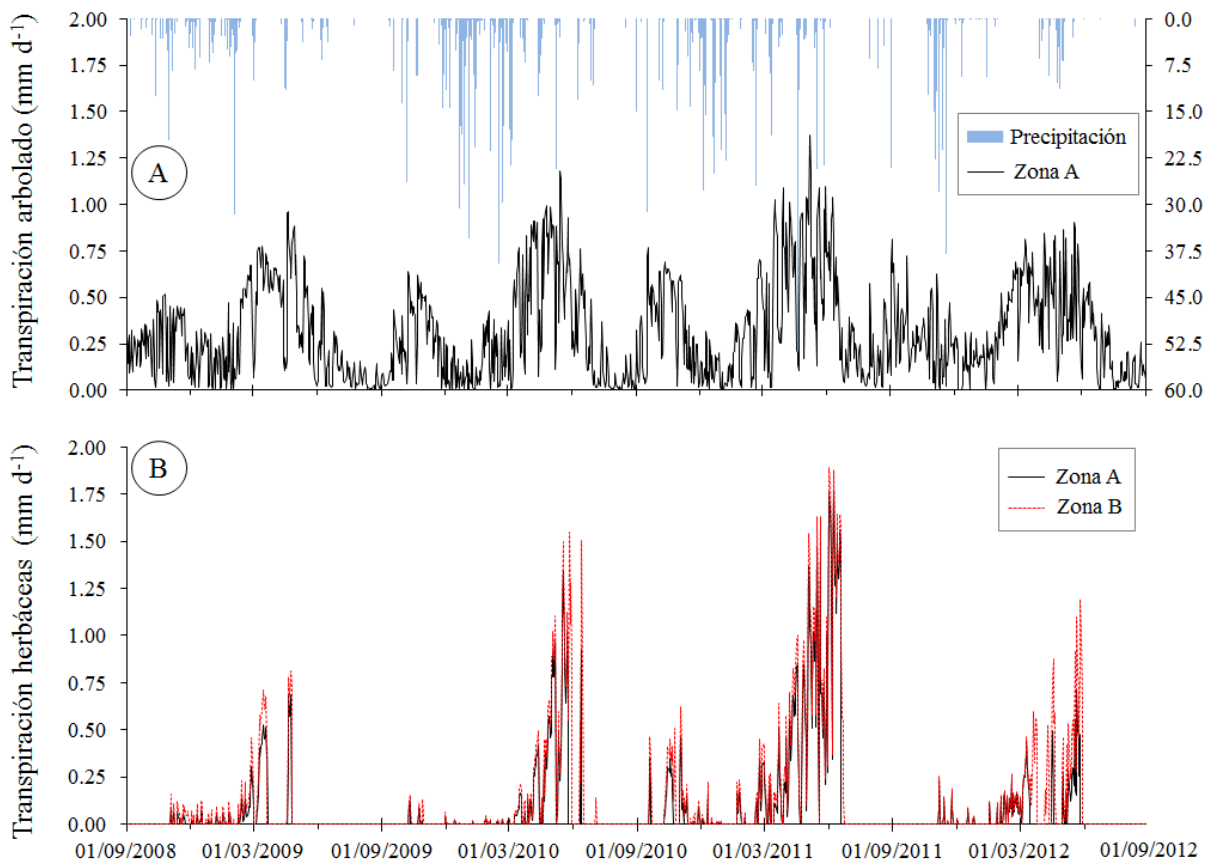


Fig. 5-55: Transpiración simulada durante 4 años hidrológicos (2008-2012) para *Q. ilex* en la Zona A, (A); y para los pastos naturales en la Zona A y Zona B, (B).

La transpiración del pasto estuvo asociada al ciclo fenológico estacional de las plantas herbáceas anuales. Para ambas zonas, los valores otoñales de transpiración fueron bajos, asociándose a un bajo crecimiento del pasto. Los valores máximos fueron registrados en primavera ($< 1.75 \text{ mm d}^{-1}$) cuando las plantas herbáceas encontraron las condiciones ambientales más adecuadas para crecer. Valores similares también fueron estimados por Paço *et al.* [2009] en un ecosistema análogo, reportando picos máximos que excedieron de 1.5 mm d^{-1} , mientras que Joffre y Rambal [1993], en *dehesas* más húmedas, encontraron diferentes valores dependiendo de la lluvia anual, oscilando entre 2.0 y 2.9 mm d^{-1} .

5.8.2 Simulaciones bajo escenarios climáticos reales

5.8.2. A - Distribución espacial de la humedad del suelo y evapotranspiración

La humedad media del suelo simulada para la cuenca durante los 300 años fue de $0.158 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, aunque se observaron fuertes variaciones en las diferentes localizaciones del área de estudio que oscilaron entre 0.070 y $0.285 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Fig. 5-56). La humedad media del suelo simulada en la Zona A fue débilmente inferior que en la Zona B, con 0.174 y $0.201 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectivamente, lo cual concuerda con las diferencias observadas entre las zonas medidas (Tabla 5-33).

Un análisis de regresión múltiple reveló que las variables que mejor explicaron la distribución espacial de la humedad del suelo fueron la fracción de cabida cubierta, porosidad, pendientes y la elevación. Dichas variables explicaron un 68% de la varianza observada y, con excepción de la porosidad, mostraron una correlación negativa con la humedad del suelo. La cobertura presentó una relación particularmente fuerte y negativa con los contenidos hídricos edáficos, indicando que el control ejercido por la interceptación de la lluvia y el consumo de agua por los árboles fue más determinante sobre la humedad del suelo que el desempeñado por el sombreado, el cual tiene su origen principalmente en la reducción de la radiación incidente y la consecuente evaporación bajo las copas.

Las zonas con menor elevación registraron mayor humedad media del suelo que el resto (Fig. 5-56. A). Dichas zonas se corresponden con los fondos de valle y áreas llanas al pie de las laderas, ya que muestran mejores condiciones para el mantenimiento del agua por el efecto de la topografía o por un mayor espesor de sus suelos, que suelen contener una más alta proporción de partículas arcillosas y limosas y, por tanto, una mayor porosidad [McGlynn *et al.*, 2003; Jencso *et al.*, 2009]. Por el contrario, las laderas y zonas de mayor altitud registraron menores contenidos de humedad media del suelo, lo que puede ser atribuido a su menor área de contribución hídrica, una mayor cobertura de arbolado y a unas texturas del suelo más gruesas. No obstante, una pequeña área en la parte superior noreste de la cuenca también mostró altos valores de humedad media, lo cual podría ser explicado por su baja densidad de arbolado y fracción de cabida cubierta.

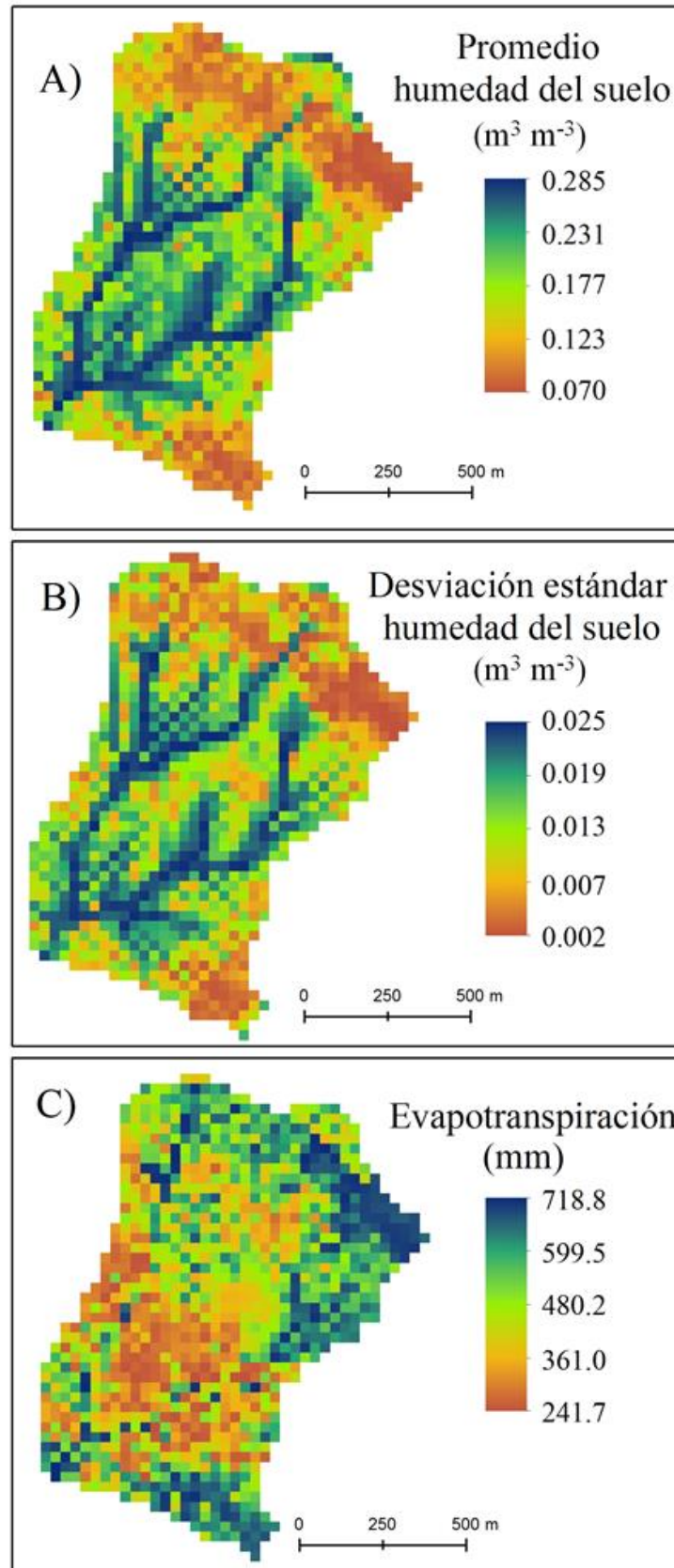


Fig. 5-56: Distribución espacial de la humedad media anual del suelo ($m^3 m^{-3}$) (A) y su desviación estándar (B), y evapotranspiración media anual (C) (mm).

Estos resultados destacan el importante papel que juega el arbolado en la distribución espacial de la humedad del suelo, lo cual ya ha sido reportado en sistemas de dehesa por *Lavado-Contador et al.* [2006], *Martínez-Fernández et al.* [2007] o *Moreno y Cubera* [2008]. La cuestión de si el árbol realiza o reduce la humedad con respecto a las áreas abiertas parece ser dependiente de las condiciones climáticas de la zona [*Lozano-Parra et al.*, 2011]. *Joffre y Rambal* [1988] encontraron contenidos hídricos más altos bajo las copas de los árboles de ecosistemas sub-húmedos, lo cual podría explicar el incremento de la producción de pasto en estas situaciones. Del mismo modo, *Gindel* [1964] también observó mayor contenido bajo las copas de los árboles que en los espacios abiertos, pero en este caso bajo condiciones subtropicales y semidesérticas. Por el contrario, *García-Estringana et al.* [2013] registraron contenidos inferiores bajo las copas de los árboles en un área de montaña Mediterránea, mientras que *Cubera y Moreno* [2007b] y *Gea-Izquierdo et al.* [2009] encontraron los mismos resultados en ecosistemas con cobertura de arbolado dispersa y en condiciones semiáridas, lo cual se corresponde con lo observado en Parapuños.

La variabilidad de la humedad del suelo presentada en la [Fig. 5-56. B](#) mostró una distribución espacial del agua edáfica claramente correlacionada con la distribución hídrica media del suelo. De esta forma, la más alta variabilidad temporal de humedad fue observada en áreas con altos promedios (ej. fondos de valle). Por el contrario, las áreas con menor contenido hídrico del suelo, como las pendientes con altos gradientes, mostraron una más baja variabilidad temporal de la humedad. Una explicación para este comportamiento es que las zonas con contenidos hídricos intermedios/altos y suelos con buena capacidad de retención muestran más oportunidades para fluctuar que los suelos más secos y con peor capacidad de retención hídrica, que rápidamente drenan y se secan.

La evapotranspiración simulada tuvo un comportamiento marcado por la distribución espacial de la cubierta vegetal y por la topografía ([Fig. 5-56. C](#)). Los valores máximos fueron observados en los fondos de valle, donde el contenido hídrico fue mayor durante más tiempo. En zonas con elevada densidad de arbolado también se encontraron valores altos, mientras que en áreas abiertas donde la vegetación herbácea es dominante la evapotranspiración fue más baja. El valor medio de evapotranspiración anual para el conjunto de la cuenca fue de 390 mm, mientras que la precipitación media fue de 508 mm. Esto implica que alrededor de 120 mm podrían convertirse en escorrentía, ser almacenados en charcas, o en las diaclasas de la roca impermeable del subsuelo de la cuenca. Corroborando esta afirmación, *Schnabel et al.* [2013b] registraron valores de escorrentía en esta cuenca y otras de similares características, que oscilaron entre 10 y 190 mm, dependiendo de la precipitación anual. Los valores de evapotranspiración anual simulada en zonas con una densidad de arbolado relativamente alta estuvieron en torno a los 600 mm. Dichas cantidades son similares a los 590 mm reportados por *Joffre y Rambal* [1993]. Sin embargo, ellos encontraron valores algo más altos en los espacios abiertos (400 mm), lo cual podría ser achacado a que su estudio se llevó a cabo en un ambiente más húmedo.

5.8.2. B - Producción de pasto: dinámica temporal

En la Zona A la producción media de materia seca fue de 338.0 kg ha^{-1} , con una desviación estándar de 172.5 kg ha^{-1} , y unos valores máximos y mínimos de 977.6 y $20.7 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, respectivamente (Tabla 5-34). En la Zona B, la producción media de materia seca fue mayor (456.0 kg ha^{-1}), al igual que los valores máximos ($1030.9 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) y mínimos ($29.9 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$). La Zona A mostró una variación relativa de la producción más alta que la Zona B. Los coeficientes de variación para cada zona fueron 0.51 y 0.40, respectivamente.

Del mismo modo, el rango de producción fue sensiblemente mayor en la Zona B, con aproximadamente $1000 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, en comparación con los $957 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ de la Zona A. Estos valores de productividad podrían considerarse bajos para mantener al ganado de la explotación, por lo que se requeriría la introducción de alimento suplementario para su sostenimiento. Bell [2006] afirmó que el valor de masa de pasto crítico para sostener una carga ganadera de una oveja por hectárea en una explotación, se situaría entre 400 y $1700 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, mientras que para mantener una vaca estaría entre los 700 y $2900 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$. Los valores de productividad para explotaciones similares de clima Mediterráneo son altamente variables, tal y como ya fue reportado por González et al. [2012], quienes observaron producciones que oscilaron entre 200 y $6372 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en diversas fincas, que se diferenciaron por su amplio rango de oscilaciones climáticas, densidad de ganado y mejora de pastos con fertilizantes. Gómez-Gutiérrez y Luis Calabuig [1992] estudiaron varios tipos de pastizales con cobertura de arbolado dispersa, observando producciones anuales por debajo de los $500 \text{ kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en gran cantidad de explotaciones.

Tabla 5-34: Estadística descriptiva para la precipitación simulada (mm) y la producción media (kg DM a^{-1}) simulada de pasto ($\text{kg MS ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$) en cada zona y para los 300 años. n = tamaño muestral. DE = desviación estándar.

	n	Media	Máximo	Mínimo	Percentil			DE
					25	50	75	
Precipitación	300	508.7	934.1	188.9	426.7	503.7	571.9	118.2
Zona A	300	338.0	977.6	20.7	210.0	305.9	445.1	172.5
Zona B	300	456.0	1030.9	29.9	319.9	435.4	570.6	182.8

El crecimiento de las plantas depende de la disponibilidad de agua en el suelo que, a su vez, varía en función de la pluviometría [Schnabel, 1997]. Houérou y Hoste [1977] y González et al. [2012] encontraron que la distribución anual, así como las variaciones interanuales de precipitación, tuvieron una influencia significativa en la relación precipitación–producción de pasto. El efecto de las variaciones de la lluvia sobre la producción simulada de pasto para la Zona A y la Zona B se presenta en la Fig. 5-57 y en la Fig. 5-58, respectivamente. Dichas figuras muestran la producción anual de pasto a lo largo de 300 años, con una ventana saliente de 10

años que refleja la distribución anual de la producción a escala temporal diaria. De este modo, se aprecia que la producción fue dependiente de la cantidad de precipitación anual y, fundamentalmente, de su distribución estacional. Los periodos de menor producción se correspondieron con los años más secos, y los de mayor producción con los más húmedos.

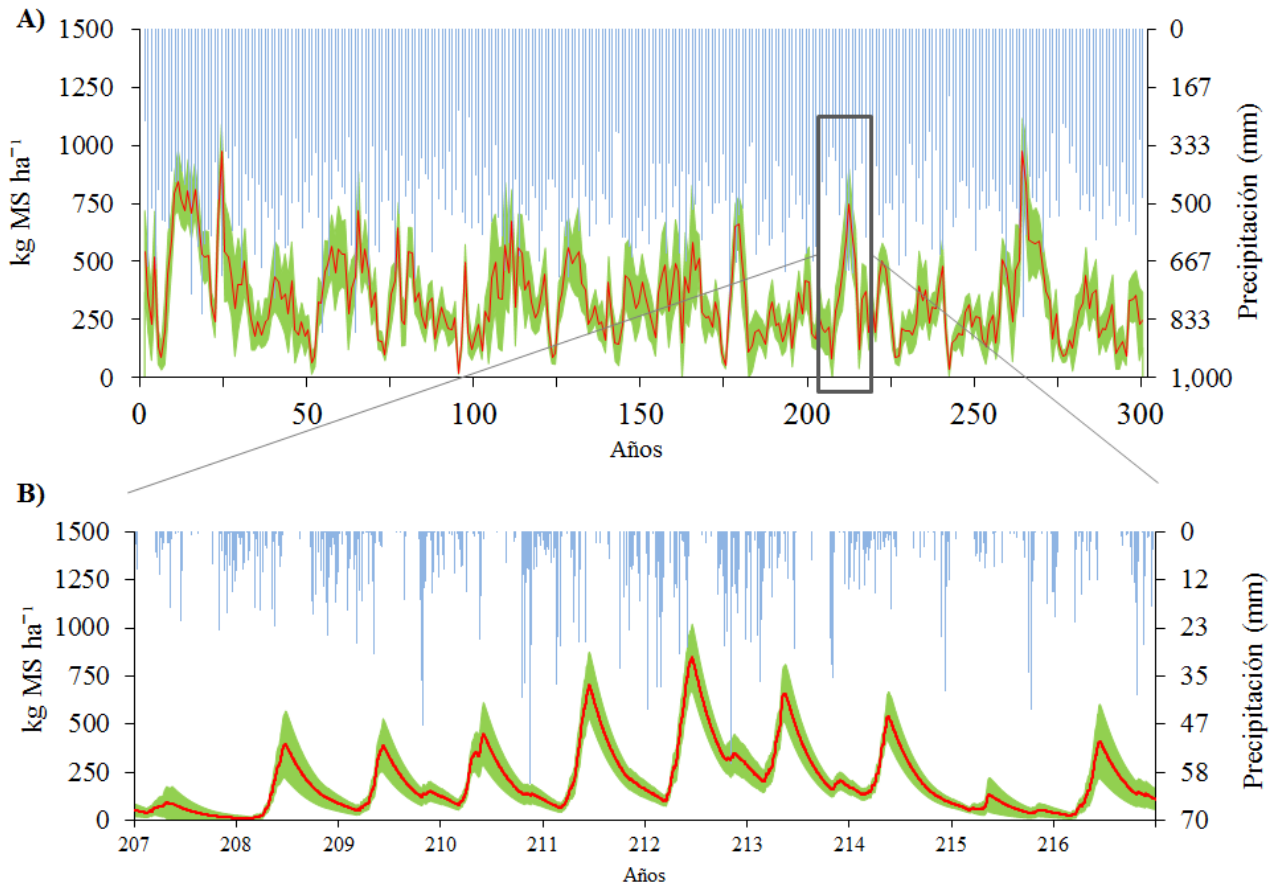


Fig. 5-57: Producción media de pasto simulada ($kg MS ha^{-1}$) y precipitación en la Zona A para una escala temporal anual (A) y para 10 años a escala diaria (B), (el sombreado verde representa ± 1 desviación estándar de la producción de pasto, y las barras azules representan la precipitación).

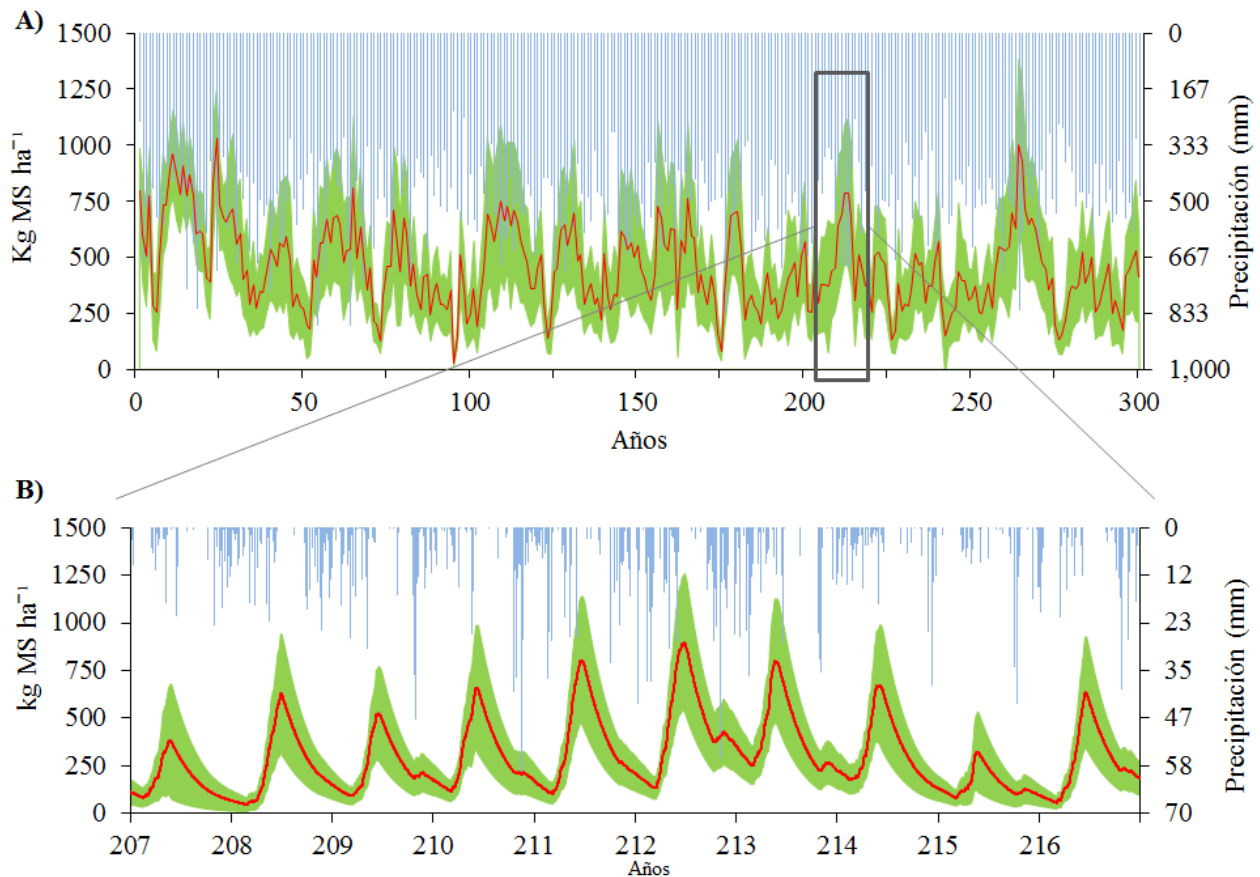


Fig. 5-58: Producción media de pasto simulada ($kg MS ha^{-1}$) y precipitación en la Zona B para una escala temporal anual (A) y para 10 años a escala diaria (B), (el sombreado verde representa ± 1 desviación estándar de la producción de pasto, y las barras azules representan la precipitación).

La distribución estacional de la lluvia también ejerció influencia sobre la producción de pasto. La precipitación antecedente acumulada antes de junio (entre septiembre y mayo) fue un buen predictor de la producción, independientemente de la precipitación anual. Los años con baja precipitación acumulada antes de junio fueron menos productivos que los años con mayor precipitación acumulada (Tabla 5-35). Por ejemplo, los años 210 y 213 registraron una lluvia anual similar, sin embargo el año 213 registró una mayor precipitación a lo largo de los cuatro meses previos a junio, lo que resultó en una mayor producción. En el año 215 se registró una gran cantidad de lluvia después de mayo, pero la producción de pasto durante este año fue baja.

La precipitación antecedente durante los últimos 120 días antes de junio fue la variable que mejor explicó la producción de pasto anual ($r^2 = 0.73$ y $r^2 = 0.51$, para la Zona A y la Zona B, respectivamente), tal como se aprecia en la Tabla 5-35. Los periodos de acumulación más cortos para la precipitación antecedente mostraron peores correlaciones con la producción, lo cual puede ser explicado porque están asociados a un menor tiempo de crecimiento y porque hay un incremento en las pérdidas por evaporación a medida que se aproxima el verano.

Tabla 5-35: producción de pasto anual en la Zona A y la Zona B ($kg DM ha^{-1}$), precipitación anual (mm) y precipitación antecedente acumulada previa al 1 de junio (30, 60, 90, 120 días).

Año	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216
Producción Zona A	78.5	288.7	361.2	446.0	594.5	745.2	592.3	503.1	120.6	339.2
Producción Zona B	369.1	434.5	452.2	639.8	691.6	787.4	786.0	672.3	305.7	508.7
Precipitación anual	276.2	476.1	549.6	534.8	519.8	866.1	531.4	361.3	309.3	373.8
Precip. Antecedente 30 días	26.4	59.3	51.3	56.8	94.9	99.1	22.8	25.3	11.5	52.2
Precip. Antecedente 60 días	51.6	79.4	95.7	58.6	153.1	164.7	50.2	46.7	60.7	81.6
Precip. Antecedente 90 días	73.2	131.7	168.0	108.5	155.6	194.5	83.3	96.8	79.2	112.4
Precip. Antecedente 120 días	73.2	160.9	231.1	123.3	263.1	388.0	235.0	152.7	79.2	112.4

5.8.2. C - Producción de pasto: distribución espacial

La distribución espacial de la producción simulada de pasto varió considerablemente a través de la cuenca. La Fig. 5-59. A presenta la distribución de la producción media de la cuenca sobre un periodo de 300 años simulados. Las áreas más productivas fueron propensas a registrar una más alta variabilidad de la producción Fig. 5-59. B, así como un mayor rango de productividad (Fig. 5-59. C y D). La productividad de las zonas fue persistente en el tiempo, con distribuciones espaciales determinadas por las características fisiográficas de la cuenca y la distribución del arbolado. Un análisis de regresión múltiple con la producción de pasto como variable dependiente mostró que la humedad del suelo, pendientes, densidad de arbolado, fracción de cabida cubierta y área de contribución específica fueron los mejores predictores de la producción ($r^2 = 0.81$).

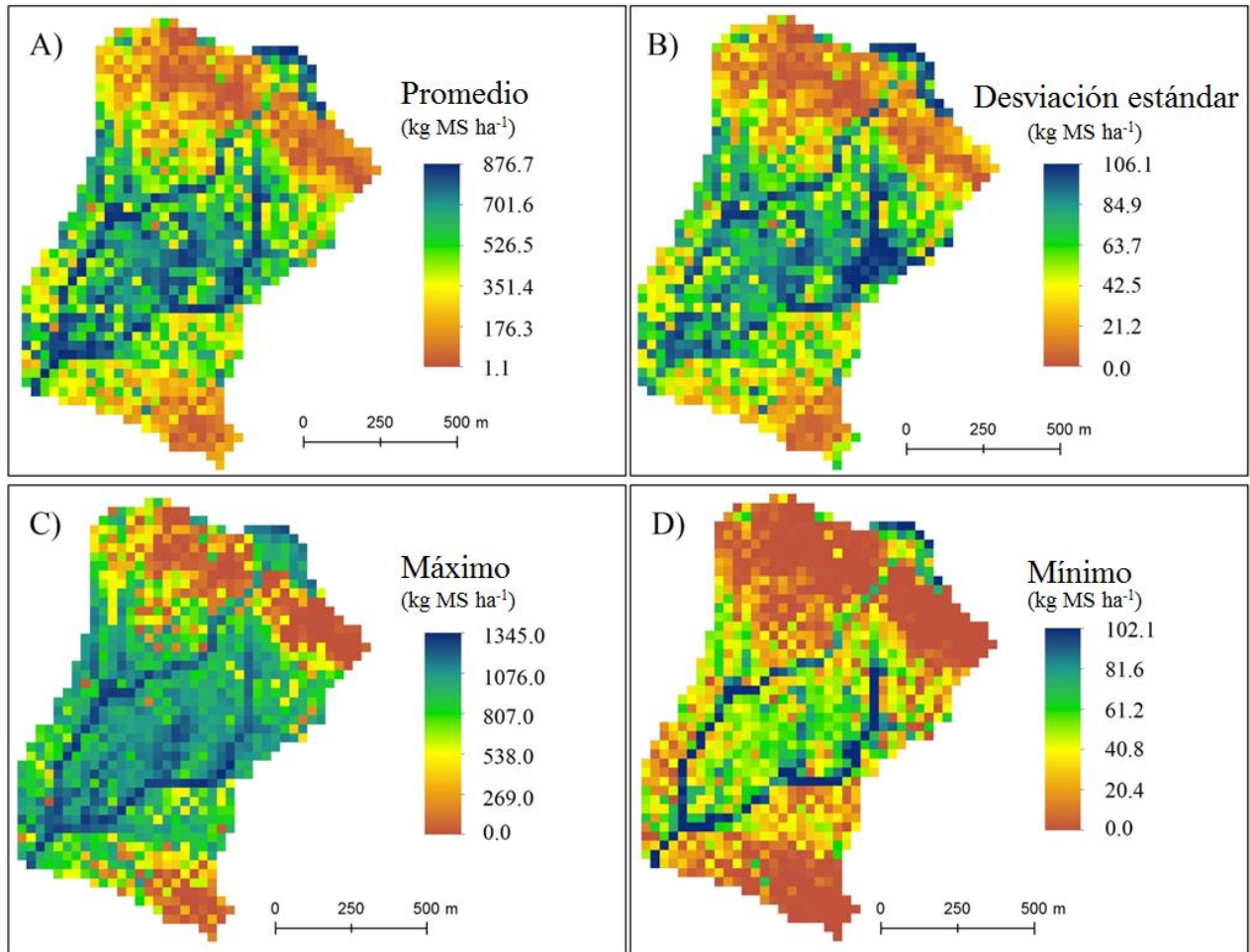


Fig. 5-59: Distribución espacial de la producción simulada de pasto ($kg MS ha^{-1}$): promedio (A); desviación estándar (B); máximo (C); y mínimo (D).

La distribución, composición y estructura de las comunidades de plantas está directamente condicionada por los patrones espacio-temporales en la disponibilidad hídrica [Asbjornsen *et al.*, 2011] que, a su vez, están fuertemente determinados por la topografía. En la cuenca de estudio, la distribución espacial de los pastos naturales estuvo claramente influenciada por la distribución de la humedad del suelo. Las zonas con mayor disponibilidad hídrica registraron mayor producción Fig. 5-60. A. Las producciones más bajas fueron obtenidas cuando la humedad del suelo fue inferior a $0.150 m^3 m^{-3}$. La pendiente también jugó un fuerte papel en la distribución de la producción. Topográficamente, los fondos de valle y áreas planas de la cuenca se caracterizaron por una producción más alta, que decreció fuertemente con el incremento de la pendiente Fig. 5-60. B. Esto podría estar causado porque en regiones semiáridas las más altas pendientes están asociadas a una infiltración más reducida, realzando la producción de flujo superficial [Cerdá *et al.*, 1998]. La importancia de los controles fisiográficos sobre la distribución de la humedad del suelo y, de este modo, sobre la producción de pasto en la región de estudio fue exhaustivamente documentado por Ceballos-Barbancho y Schnabel [1998] y van Schaik [2009], quienes, por un lado, demostraron la

importancia de las zonas topográficamente más bajas como lugares de almacenamiento hídrico y, por el otro, los regímenes hidrológicos diferenciados de las zonas culminantes, laderas, áreas bajas y fondos de valle.

La fracción de cabida cubierta mostró un fuerte control sobre la producción de pasto Fig. 5-60. C. Una explicación inicial podría basarse en que los píxeles con alta cobertura tienen mayor interceptación de la precipitación incidente, más transpiración y, por tanto, menor humedad de suelo. Esta interpretación es, sin embargo, insuficiente, ya que la influencia de los árboles sobre la producción de pasto es un tema con mayor complejidad que involucra un número de procesos no explícitamente simulados en este estudio. Por ejemplo, los árboles pueden promover la producción de pasto a través de una mejora en la fertilidad y estructura del suelo, o proporcionando sombreado y un microclima favorable. Sin embargo, estos factores no fueron explícitamente simulados. No obstante, es conocido que, en ecosistemas semiáridos, la interceptación de la lluvia junto con el consumo hídrico de los árboles en áreas con altas cobertura, podría incrementar la competencia por los recursos hídricos entre estratos vegetales en mayor medida que permitir un realce en la producción de pasto [Moreno, 2008]. Sin embargo, debido a que el modelo usado en este estudio no incorpora muchos de los procesos que describen las relaciones entre estratos vegetales, tales como el efecto de la vegetación sobre los nutrientes y sobre la actividad microbiana del suelo, este estudio no puede concluir que el efecto del arbolado sea estrictamente perjudicial para la producción de pastos. De hecho, varios estudios en la región muestran cómo la producción se incrementó bajo los árboles con respecto a las áreas abiertas [Moreno, 2008]. Del mismo modo, ha sido observado que la interceptación de la luz incidente podría tener un efecto positivo sobre la producción mediante la alteración del microclima bajo los árboles. Sin embargo, este efecto podría depender de las condiciones antecedentes y factores limitantes que controlan la producción, como la disponibilidad de agua y nutrientes [Gea-Izquierdo et al., 2009]. Por ejemplo, valores de un 13% de fracción de cabida cubierta junto con una densidad de 24 árboles ha⁻¹ fueron considerados como óptimos para que la luz alcance la superficie sin una reducción significativa de su calidad y cantidad y, por tanto, favorezca la producción de pasto [Montero et al., 2008].

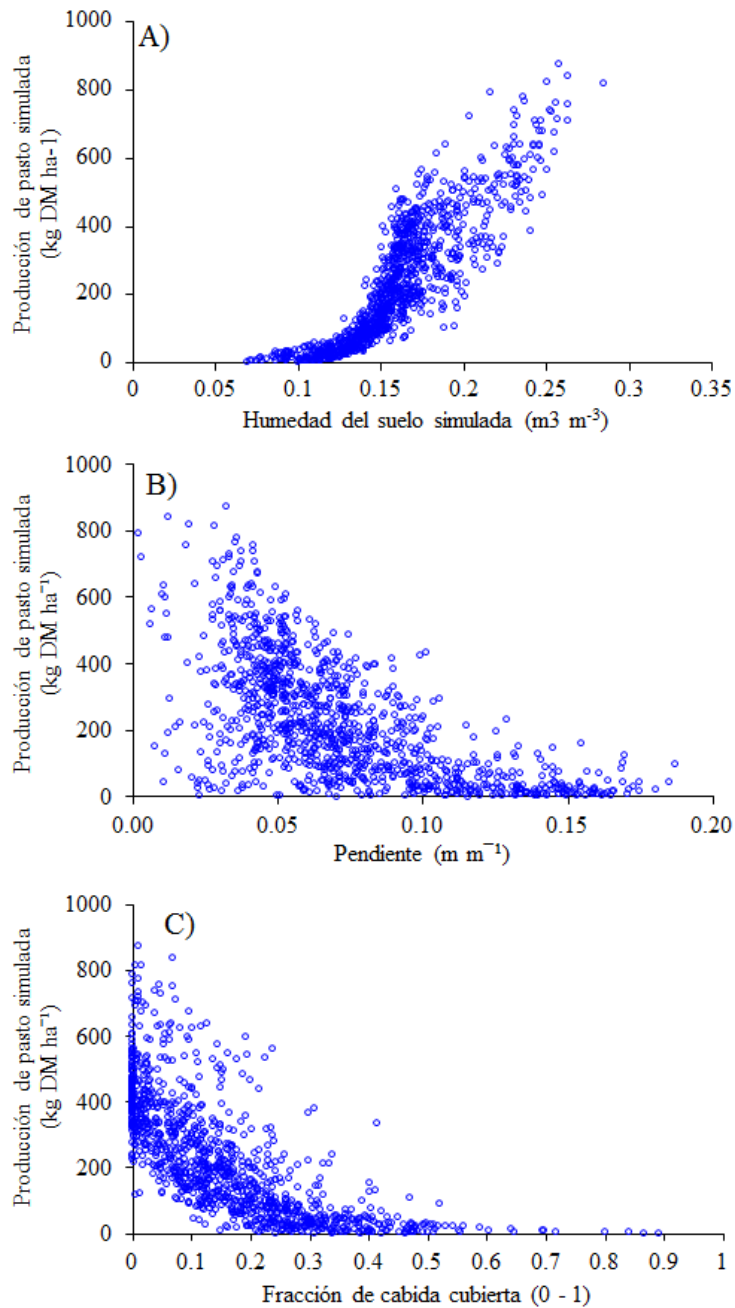


Fig. 5-60: Diagrama de dispersión entre la producción media de pasto simulada y la humedad media del suelo (A), pendiente (B), y fracción de cabida cubierta (C).

5.8.2. D - Factores climáticos, hídricos y fisiográficos

El grado en que los factores discutidos anteriormente determinan la distribución del pasto no varía. La precipitación se constituye como la principal variable que controla la producción total de forma casi lineal, al determinar la humedad del suelo. No obstante, la distribución espacial del pasto también estuvo controlada en gran medida por factores como la topografía o la fracción de cabida

cubierta, ya que la variabilidad espacial de la precipitación en el área de estudio es muy pequeña.

Con el fin de definir el peso de los factores sobre la producción de pasto a escala de cuenca, se analizó la influencia que ejercen las variables consideradas como más importantes sobre la producción de herbáceas en tres situaciones contrastadas, es decir, se determinó el peso de cada factor en situaciones de producción baja, media o alta (consultar sección 4.7.3. C -). La Fig. 5-61 presenta los resultados obtenidos. En la Fig. 5-61.A puede distinguirse que los años con baja, media y alta producción, están claramente relacionados con las cantidades de precipitación durante el periodo de febrero-junio (junio no incluido), de modo que, cantidades entre 50–150 mm de lluvia están asociadas con años de baja producción, entre 150–250 mm con años de media producción, y cantidades superiores a 250 mm con años de alta producción. La precipitación se relaciona con el crecimiento de las herbáceas a través de un incremento asociado en la humedad del suelo disponible para el consumo. Sin embargo, mientras que la precipitación se relaciona con la producción de una forma casi lineal, la humedad del suelo lo hace de forma no-lineal, aproximadamente con una curva sigmoideal que comienza a revelar los efectos de la heterogeneidad del terreno. De este modo, la Fig. 5-61.B sugiere que las cantidades de precipitación únicamente presentaron un efecto escalar sobre las relaciones entre humedad del suelo y la producción, ya que la forma funcional de esta relación, es decir, la capacidad de la humedad del suelo para explicar la producción de pasto, permanece relativamente invariable.

A diferencia de la lluvia, la distribución de la humedad edáfica estuvo afectada por la heterogeneidad del terreno. Sin embargo la magnitud de este efecto fue proporcional al contenido hídrico del suelo, a su vez, controlado por la cantidad de precipitación. Por ejemplo, las bajas pendientes controlaron los contenidos hídricos al reducir la velocidad de flujo e incrementar la oportunidad de infiltración. De este modo, las zonas llanas del terreno fueron propensas a ser más productivas (Fig. 5-61.C). El efecto de la pendiente, sin embargo, fue más fuerte durante los años húmedos, cuando la humedad del suelo fue más alta y tuvo mayor oportunidad para la redistribución mediante flujos superficiales y subsuperficiales. Consecuentemente, durante los años más secos la capacidad de la pendiente local para explicar la varianza espacial de la producción decreció (Fig. 5-61.C).

La posición relativa de una localización específica sobre la red de drenaje, definida por su área de acumulación hídrica en la cuenca, fue un control topográfico no-local que desempeñó un importante papel a la hora de explicar la distribución de la producción de pasto. Las zonas con mayor área de acumulación hídrica recibieron potencialmente más agua, haciéndolas más propensas a alcanzar contenidos hídricos más altos en el suelo. De hecho, la producción de una localización se incrementó con el aumento de su área de acumulación hídrica (Fig. 5-61.D). El drenaje local está definido por rasgos topográficos a pequeña escala en superficies que forman redes convergentes. De este modo, durante los años de baja precipitación, la concentración de humedad en áreas convergentes de la red de drenaje produjo una distribución espacial de la producción de pasto muy contrastada. El peso de este control topográfico durante los años secos se puede valorar por su relativamente alta capacidad predictiva sobre la varianza espacial total de la producción de pasto. Así, durante los años más húmedos el peso de este control decayó y, de la misma forma, su capacidad predictiva (Fig. 5-61.D). La

contribución del área de acumulación hídrica sobre la humedad total decreció a medida que la precipitación incidente se incrementó, lo cual redujo la influencia de los controles topográficos no-locales.

En general, durante los años con mayor producción de pasto la importancia de la redistribución hídrica tiende a ser contrarrestada por las relativamente grandes entradas de precipitación. En estas condiciones los controles topográficos locales, tales como las bajas pendientes que reducen los ratios de drenaje locales, tienen una influencia relativamente mayor sobre la productividad de pasto. Conforme las entradas de precipitación se reducen, la importancia de la redistribución lateral hídrica llega a ser más relevante y los factores no-locales, como el área de acumulación hídrica, incrementan su importancia predictiva sobre la distribución del pasto.

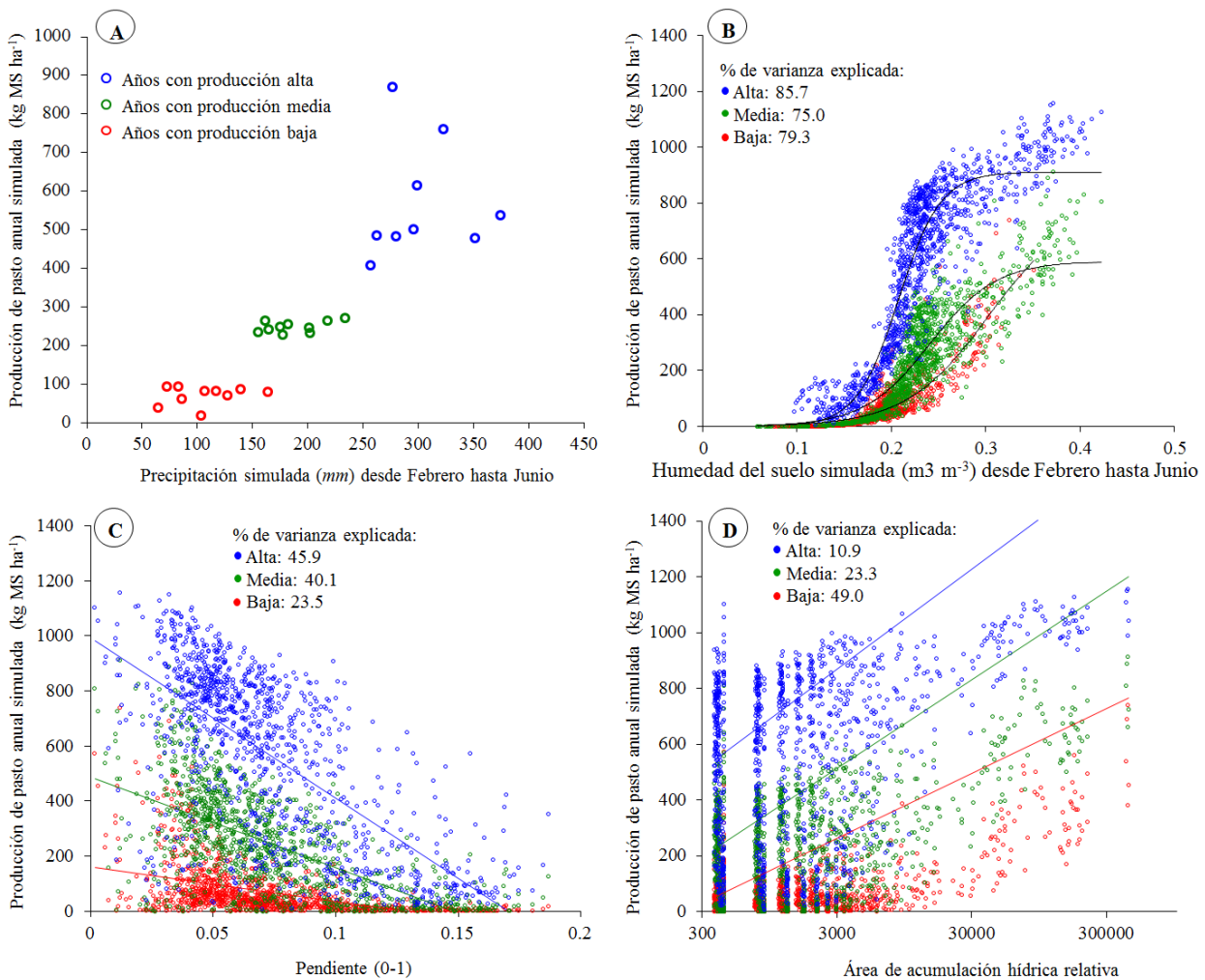


Fig. 5-61: Influencia de los factores climáticos, hídricos y fisiográficos (gráficos A, B, C y D, respectivamente) sobre la producción simulada anual de pasto en tres situaciones contrastadas: con alta, media y baja producción (en azul, verde y rojo, respectivamente). Las variables *precipitación* y *humedad* antecedentes no consideraron valores anuales para cada situación, sino periodos desde el 1-febrero hasta el 1-junio.

6 CONCLUSIONES GENERALES

Esta tesis ha abordado la dinámica del agua del suelo a distintas escalas espaciales y temporales en ecosistemas agrosilvopastoriles, caracterizados por una estructura forestal con arbolado disperso, y condicionados por la disponibilidad de los recursos hídricos. Además, se ha analizado la relación entre dicha dinámica y los factores involucrados en ella, como el clima y la vegetación.

Los condicionantes físico-ambientales que definen a estos ecosistemas se caracterizaron, a grandes rasgos, por la variabilidad espacio-temporal de las variables meteorológicas. Los eventos de lluvia presentaron bajas cantidades de precipitación (>50% <5 mm), débiles intensidades, duración relativamente corta, y generalmente estuvieron concentrados en el tiempo. Las temperaturas se caracterizaron por sus altos valores estivales, que resultaron en una evapotranspiración potencial con un valor anual próximo o superior al doble de la pluviometría anual. Los suelos se distinguieron por ser someros (en torno a los 40 cm), pobres en nutrientes, y desarrollados sobre un sustrato casi impermeable que limitó la capacidad de almacenamiento hídrico del perfil. Los mayores contrastes entre las propiedades hidrológicas de los suelos ocurrieron entre las capas más superficiales (primeros 5 cm) de las coberturas de pastizal y arbolado, mientras que las mayores similitudes se dieron entre los primeros 15 cm de los suelos desarrollados sobre litologías similares y bajo la misma cubierta vegetal.

La dinámica del agua del suelo presentó dos escalas, una temporal y otra espacial (en sentido vertical y horizontal), y estuvo controlada por la combinación de factores locales y no-locales. Entre los primeros incidieron variables como las propiedades edáficas, cubierta vegetal o topografía local, mientras que entre los segundos influyó la topografía relativa o las variaciones climáticas.

El valor hídrico medio del suelo dependió de la distribución vertical del agua, y estuvo afectado por factores como la cubierta vegetal o las propiedades edáficas (potencia, texturas, etc.). A pesar de ello, fue posible establecer un patrón general de distribución hídrica en sentido vertical, con valores más bajos en la capa superficial del suelo (primeros 5 cm) que el promediado para el conjunto del perfil, mientras que los contenidos hídricos aumentaron progresivamente a medida que se profundizó. Las capas edáficas ubicadas entre 10 y 15 cm presentaron los valores medios de humedad más representativos de los perfiles. Asimismo, las capas superficiales presentaron mayor variabilidad hídrica que las más profundas.

Generalmente, los contenidos medios diarios de humedad en los perfiles se mantuvieron ligeramente por debajo de sus valores medios anuales con mayor frecuencia que por encima de éstos, indicando una predominancia de las condiciones más secas sobre las más húmedas. No obstante, el periodo estudiado permitió observar estados hídricos del suelo contrastados debido a las diferencias climáticas entre los dos principales años hidrológicos analizados, el 2010-2011 considerado húmedo, y el 2011-2012 considerado seco. Durante el primero, los contenidos hídricos anuales de los suelos fueron mayores que durante el año seco.

A lo largo de este último, todos los perfiles alcanzaron valores próximos o inferiores al punto de marchitamiento durante la mitad del tiempo.

Independientemente de la pluviometría anual, la dinámica hídrica temporal del suelo mostró patrones estacionales. Normalmente, los valores mínimos se alcanzaron en verano, cuando la evapotranspiración potencial fue máxima y la precipitación escasa o inexistente, mientras que los más elevados se alcanzaron en invierno, cuando se dieron las condiciones ambientales opuestas. El otoño y la primavera constituyeron épocas transitorias de recarga y desecación de los perfiles debido a la alternancia de lluvias y a la demanda evapotranspirativa. Dicha estacionalidad tuvo consecuencias en la variabilidad espacial de los contenidos hídricos, tanto en sentido vertical como en horizontal, es decir, en los perfiles y entre perfiles.

Considerando la variabilidad vertical en la capa superficial del perfil (primeros 15 cm), se observó un aumento cuando los contenidos de humedad fueron bajos, mientras que disminuyó y se estabilizó conforme los contenidos se incrementaron. Por término medio, la variabilidad de la capa superficial fue menor, tanto anual como estacionalmente, cuando el periodo fue húmedo, indicando una mayor inestabilidad hídrica en condiciones secas.

Un aspecto remarcable sería el efecto que impone la vegetación sobre la variabilidad hídrica vertical en dicha capa superficial. Bajo la copa de los árboles, generalmente se observó una distribución hídrica más homogénea que en espacios abiertos. Los contenidos hídricos medios y altos mostraron menor variabilidad, mientras que los contenidos bajos no registraron aumentos tan acusados como en las áreas de pastizal. Esta situación se apreció con mayor claridad durante el año húmedo que durante el año seco, y podría estar asociada al efecto protector de la copa del árbol ante los cambios térmicos del suelo. La copa permitió que los incrementos de temperaturas tuvieran menor incidencia en los descensos hídricos bajo árbol que en los espacios abiertos. El impacto o influencia que tendría sobre la capa superior del suelo una distribución hídrica vertical más o menos regular podría explicar, parcialmente, una mayor producción de biomasa aérea en herbáceas durante los años húmedos y lo opuesto en los secos.

Considerando la variabilidad espacial en sentido horizontal, los resultados mostraron un descenso cuando los contenidos hídricos fueron altos, mientras que aumentaron cuando los contenidos fueron intermedios o bajos. Sin embargo, el ciclo anual de humectación-desecación (*histéresis*) marcado por la estacionalidad, presentó sentidos opuestos en función del año considerado. Durante el año húmedo, dicho ciclo pareció llevar *grosso modo* el sentido de las agujas del reloj, mientras que durante el año seco se observó lo contrario. Esta última situación sugiere que las épocas de recarga hídrica (invierno) y de crecimiento de vegetación (primavera) fueron espacialmente más variables en sus contenidos hídricos, lo que podría repercutir en la disponibilidad de recursos para el desarrollo vegetal y podría explicar la estructura espacial parcheada que muestran algunas especies vegetales.

Los contenidos hídricos del suelo se vieron claramente afectados por las dos principales cubiertas vegetales estudiadas, pastizal y arbolado. La presencia del árbol introdujo mayor complejidad en cuanto a modificación del régimen hídrico en la superficie del suelo (primeros 15 cm) bajo la copa. Los resultados obtenidos

mostraron que, durante el año húmedo, la humedad media anual bajo copa fue claramente mayor que la registrada en la misma localización durante el año seco y que los valores entre las distintas cubiertas vegetales presentaron mayor similitud. Durante el año seco, las diferencias entre cubiertas fueron más pronunciadas, alcanzando las mayores divergencias en los periodos sin lluvias. De este modo, los periodos más húmedos fueron propensos a homogeneizar los valores de humedad entre coberturas, e incluso a invertirlos, y los más secos a aumentar las diferencias.

Pese a esto, establecer un patrón de comportamiento hídrico en relación con las dos principales cubiertas vegetales no fue sencillo. Las mediciones puntuales con TDR mostraron que los contenidos hídricos en la capa superficial del suelo fueron inferiores bajo los árboles durante la mayor parte del año, lo que resultó en valores de humedad anuales más bajos en arbolado que en los espacios abiertos. Las mediciones con los sensores mostraron que los periodos de déficits hídricos fueron generalmente más prolongados e intensos bajo las copas de los árboles que en los espacios abiertos. Las diferencias entre coberturas se acentuaron, en duración e intensidad, cuando se consideraron los dos años por separado. Durante el año seco, la duración del déficit hídrico se dobló en ambas coberturas, sin embargo, bajo la copa de los árboles también se anticipó, lo que significó una menor disponibilidad de recursos hídricos para el desarrollo vegetal.

Aunque los resultados observados en este estudio reporten, de forma general, un menor contenido hídrico en la superficie del suelo bajo los árboles, la combinación de factores a lo largo del tiempo, como las variaciones meteorológicas y las modificaciones introducidas por el arbolado, podrían determinar una mayor o menor cantidad de agua en el balance anual bajo las copas con respecto a los espacios abiertos. De este modo, algunas estaciones bajo copa registraron más agua anual que espacios abiertos circundantes, lo que sugirió introducir ciertos matices en este escenario, dando mayor importancia a las variaciones estacionales. Además, cabría contemplar variables como la posición topográfica relativa del árbol, su orientación relativa en la ladera, o los distintos puntos cardinales considerados bajo la copa.

El papel de las cubiertas vegetales sobre los incrementos hídricos del suelo en alta resolución temporal sugirió que la cantidad de agua que atraviesa las cubiertas y alcanza el suelo puede ser temporalmente modificada según las condiciones ambientales antecedentes (desde secas a húmedas) y las propiedades de la precipitación. Bajo las condiciones iniciales más secas, la intensidad de la lluvia jugó un destacado papel, mientras que en los estados más húmedos las variables asociadas a las variaciones hídricas estuvieron relacionadas con la disponibilidad del espacio poroso.

La cantidad de lluvia interceptada por las cubiertas aumentó con el incremento de la sequedad en las condiciones iniciales, y esta situación se acentuó con la copa del árbol. A pesar de que la cantidad de lluvia fue un factor importante para desencadenar incrementos hídricos en la capa superior del suelo durante los estados más secos, la frecuencia de los ciclos de re-humectación o las condiciones antecedentes parecieron ser tan importantes, o incluso más, que la duración o la cantidad de lluvia. De este modo, el papel de la vegetación sobre la cantidad de agua que alcanza el suelo fue más decisivo durante las condiciones más secas.

Generalmente, los incrementos hídricos bajo las copas de los árboles fueron más lentos e inferiores que en las zonas de pastizal. La interceptación de la lluvia por los árboles provocó una mayor reducción, así como una demora, del agua que alcanza el suelo, en comparación con los pastizales. La cantidad de agua necesaria para producir una respuesta hidrológica positiva bajo las copas de los árboles en las condiciones ambientales más secas fue de 6 mm, mientras que en los pastizales únicamente fueron necesarios 2 mm. Conviene destacar este hecho porque la ocurrencia de las distintas condiciones ambientales antecedentes (de secas a húmedas) fueron independientes de la estacionalidad climática anual, y porque más de la mitad de los eventos de lluvia registró cantidades inferiores a 5 mm.

Una vez que el agua llegó al suelo, se observaron patrones en los procesos de humectación basados en el predominio de los procesos más lentos, causados por los flujos matriciales, y una baja ocurrencia de aquellos procesos más rápidos, originados por los flujos preferenciales. De este modo, gran parte de los procesos de humectación podrían ser considerados como una secuencia de flujos matriciales. La consecuencia ecológica de este patrón vendría determinada porque los flujos matriciales proporcionan una lenta infiltración que facilitaría la disponibilidad hídrica para las herbáceas en la capa superior del suelo. Sin embargo, cuando se consideró el volumen total de agua, los flujos preferenciales llegaron a ser el proceso dominante. Este hecho afectaría a la cantidad de agua que alcanza las capas más profundas del suelo, eludiendo la evaporación, e influiría en la disponibilidad hídrica para árboles y algunas especies de matorral. Por tanto, el papel ecológico de ambos tipos de flujos puede llegar a ser especialmente prominente en medioambientes limitados por el agua.

Como era de esperar, ambos tipos de procesos hidrológicos, flujo matricial y preferencial, dependieron de variables asociadas a la precipitación y las condiciones de humedad antecedentes. Sin embargo, los procesos de humectación más rápidos estuvieron principalmente asociados a factores como la intensidad de la lluvia y la topografía, mientras que los más lentos estuvieron relacionados con la velocidad de flujo, los suelos o las cubiertas vegetales. La caracterización de los diferentes tipos de procesos fue determinada satisfactoriamente con sensores de capacitancia mediante el cálculo de la *pendiente máxima de humectación*. Asimismo, MARS se mostró como una técnica apropiada para detectar los factores que afectan a los distintos tipos de flujos y modelizar su ocurrencia, ya que permitió manejar amplias bases de datos (continuas y categóricas) con relaciones no-lineales, reportando resultados satisfactorios.

El papel del agua del suelo en el desarrollo del porte aéreo de la biomasa herbácea quedó reflejado al comparar el año hidrológico húmedo, cuyos contenidos hídricos no supusieron un factor limitante, con el seco, cuando la ocurrencia de prolongados e intensos déficits hídricos reportaron una situación opuesta. Durante este último año quedó patente la importancia de la capa superficial del suelo (primeros 15 cm) como principal zona de abastecimiento hídrico de las herbáceas anuales. A pesar de que la mayor parte de los contenidos hídricos en la base de los perfiles no rebasaron el punto de marchitamiento, las herbáceas sólo mostraron un crecimiento significativo cuando la capa superior del suelo fue capaz de satisfacer su demanda hídrica en el momento adecuado.

La humedad del suelo y la producción de pasto a escala de cuenca estuvieron controladas principalmente por la estructura topográfica general y la distribución

de las diferentes coberturas vegetales. Los fondos de valle y áreas llanas adyacentes a las laderas fueron propensas a acumular contenidos hídricos relativamente más altos que el resto de áreas circundantes, así como a alcanzar mayor producción de pasto. Por otro lado, las zonas con mayor pendiente, elevada densidad de arbolado ($> 80 \text{ pies ha}^{-1}$) o fracción de cabida cubierta ($>60\%$), presentaron resultados opuestos, reflejando la importancia de la interceptación de la lluvia y de la luz, así como del consumo de agua por parte de los árboles. Las variaciones hídricas temporales a escala de cuenca estuvieron asociadas a fenómenos meteorológicos concretos, como la ocurrencia de periodos ciclónicos o anticiclónicos, que determinaron las oscilaciones hídricas a escalas superiores a la diaria durante dichos periodos de tiempo. Los contenidos hídricos también estuvieron afectados por la distribución estacional de la precipitación, que ejerció un fuerte control en la producción. Específicamente, los años con baja precipitación desde febrero a mayo mostraron una limitada producción, incluso durante los años con alta precipitación anual.

Durante los años con baja precipitación la estructura topográfica del paisaje, representada por el área de acumulación hídrica, llegó a ser la variable más relevante para explicar la distribución espacial del pasto. Bajo estos escenarios, los flujos hídricos asociados a los procesos de redistribución lateral supusieron una mayor proporción de los flujos totales dentro de una localización, debido a las reducidas entradas de precipitación. La influencia de la redistribución hídrica lateral y, por tanto, de la estructura topográfica de la cuenca, se redujo conforme la precipitación de primavera se incrementó.

La combinación de modelos ecohidrológicos espacialmente distribuidos junto con generadores estocásticos de tiempo se reveló como una herramienta eficaz para determinar los procesos hidrológicos a escala de cuenca en ecosistemas semiáridos, así como para simular la dinámica espacio-temporal de la producción de pasto durante periodos prolongados. Aunque el modelo mostró un buen funcionamiento, algunos de los procesos que podrían jugar un destacado papel en la dinámica de la producción de pasto no fueron explícitamente simulados. Un ejemplo serían los *feedbacks* entre los procesos climáticos, ecohidrológicos y el ciclo de nutrientes. Este último factor podría tener un mayor peso en la producción de pasto de algunos años que los contenidos hídricos del suelo.

El papel de la capa superficial del suelo (primeros 15 *cm*) en los procesos ecohidrológicos de los ecosistemas estudiados ha quedado puesto de manifiesto con este estudio. Sin embargo, dicha capa también se erige como la más sensible a los factores y modificaciones externas. Los cambios climáticos predichos para los próximos años en regiones semiáridas afectan a los patrones estacionales de distribución de la lluvia y al incremento de la temperatura del aire [IPCC, 2013]. Dichos cambios podrían aumentar la intensidad y duración de los periodos de déficit hídrico del suelo y de las sequías, así como realzar la demanda evaporativa y permitir una mayor capacidad de interceptación de las cubiertas vegetales durante periodos más prolongados. Estas circunstancias podrían afectar a la cantidad de agua que alcanza el suelo y, por tanto, a los consecuentes procesos ecohidrológicos. En futuras líneas de investigación cabría considerar el impacto de los cambios térmicos del suelo sobre los recursos hídricos y la producción de biomasa.

7 REFERENCIAS

- Abrahams, A. D., Parsons, A. J. y Wainwright, J. (1994). Resistance to overland flow on semiarid grassland and shrubland hillslopes, Walnut Gulch, southern Arizona. *Journal of Hydrology*. 156, 431-446.
- Ackerly, D. D., Dudley, S. A., Sultan, S. E., Schmitt, J., Coleman, J. S., Linder, C. R., Sandquist, D. R., Geber, M. A., Evans, A. S., Dawson, T. E. y Lechowicz, M. J. (2000). The evolution of plant ecophysiological traits: recent advances and future directions. *BioScience*. 50, 979-995.
- Alameda Márquez, D. (2010). Ecophysiological implications of soil compaction on plant development. *PhD Thesis*. Department of Botany, Ecology and Plant Physiology. University of Córdoba. Faculty Science. 165 p.
- Alcamo, J., Moreno, J. M., Nováky, B., Bindi, M., Corobov, R., Devoy, R. J. N., Giannakopoulos, C., Martin, E., Olesen, J. E. y Shvidenko, A. (2007). Europe. En: Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Van der Linden, P. J. *et al: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Alexander, L. (2011). Climate science: Extreme heat rooted in dry soils. *Nature Geoscience*. 4, 12-13.
- Alpert, P., Ben-gai, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S. y Manes, A. (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*. 29, 1-4.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. Rome, FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations. 322 p.
- 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 Science Society of America Journal*. 45, 1023-1030.

Asbjornsen, H., Goldsmith, G. R., Alvarado-Barrientos, M. S., Rebel, K., Osch, F. P. V., Rietkerk, M., Chen, J., Gotsch, S., Tobón, C., Geissert, D. R., Gómez-Tagle, A., Vache, K. y Dawson, T. E. (2011). Ecohydrological advances and applications in plant–water relations research: a review. *Journal of Plant Ecology*. 4, 3-22.

Baier, W. (1969). Concepts of soil moisture availability and their effect on soil moisture estimates from a meteorological budget. *Agricultural Meteorology*. 6, 165–178.

Baram, S., Kurtzman, D. y Dahan, O. (2012). Water percolation through a clayey vadose zone. *Journal of Hydrology*. 424-425, 165–171.

Barboutis, J. A. y Philippou, J. L. (2007). Evergreen Mediterranean hardwoods as particleboard raw material. *Building and Environment*. 42, 1183–1187.

Barrera, M. I., Galindo, V. P. y Gómez Gutiérrez, J. M. (1987). Modelo de distribución de la biomasa radical en función de la profundidad. *Anuario del Centro de Edafología y Biología Aplicada del CSIC*. 12, 313-323.

Basile, A., Ciollaro, G. y Coppola, A. (2003). Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. *Water Resources Research*. 39, 1355.

Bell, A. (2006). Pasture assessment and livestock production. State of New South Wales, Australia. Primary Industries Agriculture. NSW Department of Primary Industries. <http://www.dpi.nsw.gov.au>

Beven, K. y Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*. 18, 1311–1325.

Blake, G. R. (1965). Bulk density. En: Black, C. A.: *Methods of soil analysis*. Madison, Wisconsin, Estados Unidos, American Society of Agronomy, 374-390.

Blaney, H. F. y Criddle, W. D. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data, USDA. Soil Conservation Service. 44 p.

Blume, T., Zehe, E. y Bronstert, A. (2009). Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 13, 1215-1234.

Bogner, C., Wolf, B., Schlather, M. y Huwe, B. (2008). Analysing flow patterns from dye tracer experiments in a forest soil using extreme value statistics. *European Journal of Soil Science*. 59, 103-113.

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. *Journal of Hydrology*. 55, 3-23.

Bouma, J. (1989). Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advance in Soil Science*. 9, 177-213.

Bouma, J. y van Lanen, H. A. J. (1987). Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. Proc. of the Int. Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures, Washington DC, USA.

Bouyoucos, G. J. (1927). The hydrometer as a new method for the mechanical analysis of soils. *Soil Science*. 23, 343-354.

Brewer, R. (1964). Fabric and mineral analysis of soils. New York, Wiley. 470 p.

Briggs, L. (1897). The mechanics of soil moisture. *USDA Div. Soils Bull.*, 10. Washington, DC: USDA.

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

Brooker, R. W., Maestre, F. T., Callaway, R. M., Lortie, C. L., Cavieres, L. A., Kunstler, G., Liancourt, P., Tielbörger, K., Travis, J. M. J., Anthelme, F., Armas, C., Coll, L., Corcket, E., Delzon, S., Forey, E., Kikvidze, Z., Olofsson, J., Pugnaire, F., Quiroz, C. L., Saccone, P., Schiffrers, K., Seifan, M., Touzard, B. y Michalet, R. (2008). Facilitation in plant communities: the past, the present, and the future. *Journal of Ecology*. 96, 18-34.

Brooks, R. H. y Corey, A. T. (1964). Hydraulic properties of porous media. Fort Collins, Colorado, Colorado State University. 37 p.

Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W. y Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*. 310, 28-61.

Buckingham, E. (1907). Studies on the movement of soil moisture. Washington D.C., USDA. 64 p.

Burgess, S. S. O., Adams, M. A., Turner, N. C. y Ong, C. K. (1998). The redistribution of soil water by tree root systems. *Oecologia*. 115, 306-311.

- Caldwell, M. M., Dawson, T. E. y Richards, J. H. (1998). Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants. *Oecologia*. 113, 151-161.
- Caldwell, M. M. y Richards, J. H. (1989). Hydraulic lift: water efflux from upper roots improves effectiveness of water uptake by deep roots. *Oecologia*. 79, 1-5.
- Campbell, G. S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*. 117, 311-314.
- Campbell, G. S. (1988). Soil water potential measurement: An overview. *Irrigation Science*. 9, 265-273.
- Campos-Palacín, P. (1993). Valores comerciales y ambientales de las dehesas españolas. *Agricultura y sociedad*. 66, 9-41.
- Campos-Palacín, P. (1994). Economía de los espacios naturales. El valor económico de las dehesas ibéricas. *Agricultura y Sociedad*. 73, 103-120.
- Campos-Palacín, P. (2004). Towards a sustainable global economics approach for Mediterranean agroforestry systems. En: Schnabel, S. y Ferreira, A.: *Sustainability of agrosilvopastoral systems -Dehesas, Montados-*. *Advances in Geoecology*. Reiskirchen, Germany, Catena Verlag. 37, 13-28.
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E. y -D, S. E. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*. 108, 583-595.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A. y Domingo, F. (2004). Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*. 285, 199-214.
- Capel Molina, J. J. (2000). El clima de la Península Ibérica. Barcelona, Ariel, S.A. 281 p.
- Carrington da Costa, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. . *Bol. Soc. Geol. Portugal*. 8, 193-206.
- Casas, C. y Ninot, J. M. (2007). Soil water regime through contrasting pasture communities in a Submediterranean landscape. *Journal of Hydrology*. 335, 98-108.
- Cassel, D. K., Kachanoski, R. G. y Topp, G. C. (1994). Practical consideration for using a TDR cable tester. *Soil Technology*. 7, 113-126.

Castañeda, L. y Prasada, R. (2005). Comparison of methods for estimating reference evapotranspiration in southern California. *Journal of Environmental Hydrology*. 13, 1-10.

Castillo, V. M., Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M. y Albadalejo, J. (2000). Respuesta hidrológica en medios semiáridos: las cuencas experimentales de la sierra del Picarcho, Murcia (España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 26, 81-94.

Castillo, V. M., Gómez-Plaza, A. y Martínez-Mena, M. D. (2003). The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *Journal of Hydrology*. 284, 114-130.

Caylor, K. K., Manfreda, S. y Rodríguez-Iturbe, I. (2005). On the coupled geomorphological and ecohydrological organization of river basins. *Advances in Water Resources*. 28, 69-86.

Caylor, K. K., Scanlon, T. M. y Rodríguez-Iturbe, I. (2009). Ecohydrological optimization of pattern and processes in water-limited ecosystems: A trade-off-based hypothesis. *Water Resour. Res.* 45, W08407.

Ceballos-Barbancho, A. (1998). Variabilidad espacial de la lluvia en una pequeña cuenca hidrográfica de la provincia de Cáceres. En: Schnabel, S., Gómez Amelia, D. y Ceballos Barbancho, A.: *Hidrología y erosión de suelos*. Cáceres, Norba. Revista de Geografía. X, 23-33.

Ceballos-Barbancho, A. (1999). Procesos hidrológicos en una pequeña cuenca hidrográfica bajo explotación de dehesa en Extremadura. Cáceres, Servicio de Publicaciones Universidad de Extremadura. 196 p.

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

Ceballos-Barbancho, A., Martínez Fernández, J., Hernández Santana, V., Morán Tejada, C. y Casado Ledesma, S. (2005). Variabilidad espacio-temporal de la humedad del suelo en el sector semiárido de la cuenca del Duero (España). *Cuaternario y Geomorfología*. 19, 63-77.

Ceballos-Barbancho, A., Martínez Fernández, J. y Luengo-Ugidos, M. A. (2004). Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environments*. 58, 215-233.

Ceballos-Barbancho, A. y Schnabel, S. (1998). Hydrological behaviour of a small catchment in the *dehesa* landuse system (Extremadura, SW Spain). *Journal of Hydrology*. 210, 146-160.

Cerdá, A., Schnabel, S., Ceballos, A. y Gómez-Amelia, D. (1998). Soil hydrological response under simulated rainfall in the *dehesa* land system (Extremadura, SW Spain) under drought conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*. 23, 195-209.

Clark, S. G., Austen, E. A., Prance, T. y Ball, P. D. (2003). Climate variability effects on simulated pasture and animal production in the perennial pasture zone of south-eastern Australia.1. Between year variability in pasture and animal production. *Australian Journal of Experimental Agriculture*. 43, 1211-1219.

Cobertera, L. E. (1993). Edafología aplicada: suelos, producción agraria, planificación territorial e impactos ambientales. Madrid, Cátedra. 326 p.

Cobos, D. R. (2008). EC-5 Volume of sensitivity. *Application note of Decagon Devices, Inc.* www.decagon.com.

Cobos, D. R. y Campbell, C. (2007). Correcting temperature sensitivity of ECH2O soil moisture sensors. Decagon Devices Inc. www.decagon.com.

Cobos, D. R. y Chambers, C. (2010). Calibrating ECH2O Soil Moisture Sensors. Decagon Device. Application Note. www.decagon.com.

Coile, T. S. (1936). Soil samplers. *Soil Science*. 42, 139-142.

Corbett, E. S. y Crouse, R. P. (1968). Rainfall interception by annual grass and chaparral . . . losses compared. Berkeley, California, Pacific SW. Forest & Range Exp. *U.S.D.A. Forest Service Research Paper*. 48, 12.

Corcobado, T., Delgado, M. A., Cubera, E., Pérez, A., Juárez, E., Moreno, G. y Solla, A. (2012). Dinámica de la humedad del suelo bajo encinas decaídas y no decaídas en focos de *Phytophthora cinnamomi*. *Boletín de Sanidad Vegetal Plagas*. 38, 157-165.

Costa Tenorio, M., Morla Juaristi, C. y Sainz Ollero, H. (2005). Los bosques ibéricos: una interpretación geobotánica. Barcelona, Planeta. 597 p.

Cox, P. M., Betts, R. A., Bunton, C. B., Essery, R. L. H., Rowntree, P. R. y Smith, J. (1999). The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics*. 15, 183-203.

Cox, P. M., Huntingford, C. y Harding, R. J. (1998). A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*. 212-213, 79-94.

Craven, P. y Wahba, G. (1979). Smoothing noisy data with spline functions. *Numerische Mathematik*. 31, 377-403.

Crokford, R. H. y Richardson, D. P. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*. 14, 2903-2920.

Cubera, E. (2006). Dinámica del agua edáfica y distribución radicular en dehesas de *Quercus ilex* L. *Tesis Doctoral*. Departamento de Biología y Producción de los Vegetales. Universidad de Extremadura. Plasencia, Cáceres. España. 171 p.

Cubera, E. y Moreno, G. (2007a). Effect of land use on soil water dynamic in dehesas of Central-Western Spain. *Catena*. 71, 298-308.

Cubera, E. y Moreno, G. (2007b). Effect of single *Quercus ilex* trees upon spatial and seasonal changes in soil water content in dehesas of central western Spain. *Annals of Forest Science*. 64, 355-364.

Cubera, E., Moreno, G. y Solla, A. (2009). *Quercus ilex* root growth in response to heterogeneous conditions of soil bulk density and soil NH₄-N content. *Soil & Tillage Research*. 103, 16-22.

Childs, E. C. (1969). An introduction to the physical basis of soil water phenomena. London, John Wiley and Sons Ltd. . 493 p.

Chow, V. T., Maidment, D. R. y Mays, L. W. (1988). Applied hydrology. New York, McGraw-Hill. 572 p.

D'Odorico, P. y Porporato, A. (2006a). Dryland Ecohydrology. Dordrecht, The Netherlands, Springer. 337 p.

D'Odorico, P. y Porporato, A. (2006b). Soil moisture dynamics in water-limited ecosystems. En: D'Odorico, P. y Porporato, A.: *Dryland Ecohydrology*. The Netherlands, Springer, 31-46.

Dahlgren, R. A., Boettinger, J. L., Huntington, G. L. y Amundson, R. G. (1997). Soil development along an elevational transect in the western Sierra Nevada, California. *Geoderma*. 78, 207-236.

Damesin, C., Rambal, S. y Joffre, R. (1998). Co-occurrence of trees with different leaf habit: a functional approach on Mediterranean oaks. *Acta Oecologica*. 19, 195-204.

Dane, J. H. y Hopmans, J. W. (2008). Soil water: flow under unsaturated conditions. En: Trimble, S. W.: *Encyclopedia of Water Sciences. Second edition*. USA, Taylor & Francis Group. I-II, 1100-1103.

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

Davarzani, H., Smits, K. M., Tolene, R. M. y Illangasekare, T. H. (2014). Study of the effect of wind speed on evaporation from soil through integrated modeling of the atmospheric boundary layer and shallow subsurface. *Water Resources Research*. 50, 661-680.

David, T. S., Ferreira, M. I., Cohen, S., Pereira, J. S. y David, J. S. (2004). Constraints on transpiration from an evergreen oak tree in southern Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology*. 122, 193-205.

David, T. S., Gash, J. H. C., Valente, F., Pereira, J. S., Ferreira, M. I. y David, J. S. (2006). Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a Mediterranean savannah. *Hydrological Processes*. 20, 2713-2726.

David, T. S., Henriques, M. O., Kurz-Besson, C., Nunes, J., Valente, F., Vaz, M., Pereira, J. S., Siegwolf, R., Chaves, M. M., Gazarini, L. C. y David, J. S. (2007). Water-use strategies in two co-occurring Mediterranean evergreen oaks: surviving the summer drought. *Tree Physiology*. 27, 793-803.

Davie, T. (2002). *Fundamentals of Hydrology*. Abingdon, Routledge. 200 p.

De Azagra Martínez, A. y Navarro Hevia, J. (2007). *Hidrología forestal: el ciclo hidrológico*. Valladolid, España, Universidad de Valladolid. 286 p.

Decagon_Devices (2009). ECH₂O dielectric probes VS. *time domain reflectometers* (TDR). www.decagon.com.

Denmead, O. T. y Shaw, R. H. (1962). Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. *Agronomy Journal*. 54, 385-390.

Díaz, M., Campos-Palacín, P. y Pulido, F. J. (1997). The Spanish dehesas: a diversity of land use and wildlife. En: Pain, D. y Pienkowski, M.: *Farming and birds in Europe: The Common Agricultural Policy and its implications for bird conservation*. London, Academic Press, 178-209.

Dingman, S. L. (2008). *Physical Hydrology*. Second edition. USA, Waveland Press, Inc. 656 p.

Doerr, S. H. y Thomas, A. D. (2000). The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *Journal of Hydrology*. 231-232, 134-147.

Dolman, A. J. y De Jeu, R. (2010). Evaporation in focus. *Nature Geoscience*. 3, 296.

Domingo, F., Sánchez, G., Moro, M. J., Brenner, A. J. y Puigdefábregas, J. (1998). Measurement and modelling of rainfall interception by three semi-arid canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*. 91, 275-292.

Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A. J. y Puigdefábregas, J. (1999). Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*. 95, 67-84.

Douguedroit, A. (1987). The variations of dry spells in marseilles from 1865 to 1984. *Journal of Climatology*. 7, 541-551.

Dubrovský, M., Buchtele, J. y Žalud, Z. (2004). High-frequency and low-frequency variability in stochastic daily weather generator and its effect on agricultural and hydrologic modelling. *Climatic Change*. 63, 145-179.

Dunkerley, D. (2008). Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrological Processes*. 22, 5024-5036.

Dunkerley, D. (2013). Sub-daily rainfall events in an arid environment with marked climate variability: Variation among wet and dry years at Fowlers Gap, New South Wales, Australia. *Journal of Arid Environments*. 96, 23-30.

Dunne, T. y Leopold, L. B. (1978). *Water in Environmental Planning*. San Francisco, W. H. Freeman. 818 p.

Eagleson, P. S. (1978). Climate, soil, and vegetation. 1. Introduction to water balance dynamics. *Water Resources Research*. 14, 705-712.

Eagleson, P. S. y Segarra, R. I. (1985). Water-limited equilibrium of savanna vegetation systems. *Water Resources Research*. 21, 1483-1493.

Eamus, D., Hatton, T., Cook, P. y Colvin, C. (2006). *Ecohydrology: vegetation function, water and resource management*. Australia, CSIRO Publishing. 361 p.

Eastham, J., Rose, C. W., Charles-Edwards, D. A., Cameron, D. M. y Rance, S. J. (1990). Planting density effects of water use efficiency of trees and pasture in an agroforestry experiment. *New Zealand Journal of Forestry Science*. 20, 39-53.

Eichhorn, M. P., Paris, P., Herzog, F., Incoll, L. D., Liagre, F., Mantzanas, K., Mayus, M., Moreno, G., Papanastasis, V. P., Pilbeam, D. J., Pisanelli, A. y Dupraz, C. (2006). Silvoarable systems in Europe - past, present and future prospects. *Agroforestry Systems*. 67, 29-50.

El-Hames, A. S. y Richards, K. S. (1994). Progress in arid-lands rainfall-runoff modelling. *Progress in Physical Geography*. 18, 343-365.

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

Famiglietti, J. S., Ryu, D., Berg, A. A., Rodell, M. y Jackson, T. J. (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*. 44, W01423.

FAO (2014). World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome, FAO. 106. 191 p.

Fathizadeh, O., attarod, P., Keim, R. F., Stein, A., Amiri, G. Z. y Darvishsefat, A. A. (2014). Spatial heterogeneity and temporal stability of throughfall under individual *Quercus brantii* trees. *Hydrological Processes*. 28, 1124–1136.

Fatichi, S., Ivanov, V. Y. y Caporali, E. (2011). Simulation of future climate scenarios with a weather generator. *Advances in Water Resources*. 34, 448-467.

Fatichi, S., Ivanov, V. Y. y Caporali, E. (2012a). An assessment of a stochastic downscaling methodology for generation of ensembles of hourly future climate time series. *Climate Dynamics*. 40, 1841-1861.

Fatichi, S., Ivanov, V. Y. y Caporali, E. (2012b). A mechanistic ecohydrological model to investigate complex interactions in cold and warm water-controlled environments: 1. Theoretical framework and plot-scale analysis. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 4, M05002.

Feller, W. (1968). An introduction to probability theory and its applications. Volume I. Third Edition. Princeton University, USA, John Wiley & Sons, Inc. 525 p.

Fernández-Moya, J., San Miguel-Ayanz, A., Cañellas, I. y Gea-Izquierdo, G. (2011). Variability in Mediterranean annual grassland diversity driven by small-scale changes in fertility and radiation. *Plant Ecology*. 212, 865-877.

Flury, M., Flüher, H., Jury, W. A. y Leuenberger, J. (1994). Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study. *Water Resources Research*. 30, 1945-1954.

Font Tullot, I. (2000). Climatología de España y Portugal. Salamanca, Universidad de Salamanca. 422 p.

Friedlingstein, P., Joel, G., Field, C. B. y Fung, I. Y. (2008). Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models. *Global Change Biology*. 5, 755-770.

Friedman, J. H. (1991). Multivariate Adaptive Regression Splines. *Annals of Statistics*. 19, 1-67.

Gabriel, R. y Neumann, J. (1962). A Markov Chain model for daily rainfall occurrence in Tel Aviv, Israel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 88, 90-95.

Gallardo, A. (2003). Effect of tree canopy on the spatial distribution of soil nutrients in a Mediterranean dehesa. *Pedobiologia*. 47, 117-125.

Gallart, F., Latron, J., Llorens, P. y Rabadà, D. (1997). Hydrological functioning of Mediterranean mountain basins in Vallcebre, Catalonia: some challenges for hydrological modelling. *Hydrological Processes*. 11, 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, 527-537.

Gao, L. y Shao, M. (2012). Temporal stability of soil water storage in diverse soil layers. *Catena*. 95, 24-32.

García-Estringana, P., Alonso-Blázquez, N. y Alegre, J. (2010a). Water storage capacity, stemflow and water funneling in Mediterranean shrubs. *Journal of Hydrology*. 389, 363-372.

García-Estringana, P., Alonso-Blázquez, N., Marques, M. J., Bienes, R. y Alegre, J. (2010b). Direct and indirect effects of Mediterranean vegetation on runoff and soil loss. *European Journal of Soil Science*. 61, 174-185.

García-Estringana, P., Latron, J., Llorens, P. y Gallart, F. (2013). Spatial and temporal dynamics of soil moisture in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, NE Spain). *Ecohydrology*. 6, 741–753.

García-Ruiz, J. M. y Lana-Renault, N. (2011). Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region – A review. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 140, 317–338.

García Marín, R., Schnabel, S., Lozano-Parra, J. y Pulido-Ferández, M. (2013). Evolución de las precipitaciones en el Suroeste de la Península Ibérica (Extremadura). *Nimbus, Revista de Climatología, Meteorología y Paisaje*. 29-30, 277-288.

García Navarro, A. (1995). Los Suelos. En: Devesa Alcaraz, J. A.: *Vegetación y flora de Extremadura*. Badajoz, Universitas. , 49-78.

García Navarro, A. (2005). Base Mundial de Referencia para los Recursos Edáficos. From: <http://www.unex.es/edafo/FAOInicio.htm>.

García Navarro, A. y López Piñeiro, A. (2002). Mapa de suelos de la provincia de Cáceres, escala 1:300.000. Cáceres, Universidad de Extremadura. 119 p.

Gardner, W. y Kirkham, D. (1952). Determination of soil moisture by neutron scattering. *Soil Science*. 73, 391-401.

Garzón Heydt, G. (2005). Geomorfología y paisaje extremeño. En: Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E.: *Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico*, Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente., 71-96.

Gea-Izquierdo, G. (2008). Modelos silvopascícolas en sistemas adherados del oeste de la península ibérica. *Tesis Doctoral*. Departamento de Silvopascicultura. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. 248 p.

Gea-Izquierdo, G., Cañellas Rey de Viñas, I. y Montero González, G. (2007). Es constante el patrón espacial y temporal de la interacción árbol-pasto en dehesas. *Sociedad Española Ciencias Forestales*. 22, 45-50.

Gea-Izquierdo, G., Montero, G. y Cañellas, I. (2009). Changes in limiting resources determine spatio-temporal variability in tree–grass interactions. *Agroforestry Systems*. 76, 375-387.

Germann, P. F., Lange, B. y Lüscher, P. (2012). Preferential flow dynamics and plant rooting systems. En: Lin, H.: *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*. Pennsylvania, USA, The Pennsylvania State University, 121-142.

Gerrits, A. M. J., Hopp, L., Savenije, H. H. G. y Pfister, L. (2013). The effect of spatial throughfall patterns on soil moisture patterns at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences*. 17, 1749-1763.

Gerrits, A. M. J., Savenije, H. H. G., Hoffmann, L. y Pfister, L. (2007). New technique to measure forest floor interception – an application in a beech forest in Luxembourg. *Hydrology and Earth System Sciences*. 11, 695-701.

Gindel, I. (1964). Seasonal fluctuations in soil moisture under the canopy of xerophytes and in open areas. *Commonwealth Forestry Review*. 43, 219-234.

Giorgi, F. y Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*. 63, 90-104.

Glover, J. y McCulloch, J. S. G. (1958). The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 84, 172-175.

Gómez-Amelia, D. (1982). La penillanura cacereña. Estudios geomorfológicos. University of Extremadura. Cáceres. 419 p.

Gómez-Amelia, D. (2010). Rasgos Geomorfológicos de Extremadura. En: Schnabel, S., Lavado-Contador, J. F., Gómez-Gutiérrez, Á. y García Marín, R.: *Aportaciones a la Geografía Física de Extremadura con especial referencia a las dehesas*. Cáceres, Fundicotex, 9-23 p.

Gómez-Gutiérrez, Á. (2009). Estudio de la erosión en cárcava en áreas con aprovechamiento silvopastoril. *PhD Thesis*. Department of Geography and Land Planning. University of Extremadura. Cáceres. 281 p.

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S. y Felicísimo, A. M. (2009a). Modelling the occurrence of gullies in rangelands of southwest Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*. 34, 1894-1902.

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S. y Lavado-Contador, J. F. (2009b). Gully erosion, land use and topographical thresholds during the last 60 years in a small rangeland catchment in SW Spain. *Land Degradation & Development*. 20, 535-550.

Gómez-Gutiérrez, Á., Schnabel, S. y Lavado-Contador, J. F. (2009c). Using and comparing two nonparametric methods (CART and MARS) to model the potential distribution of gullies. *Ecological Modelling*. 220, 3630–3637.

Gómez-Gutiérrez, J. M. y Luis Calabuig, E. (1992). Producción de praderas y pastizales. En: Gómez Gutiérrez, J. M.: *El libro de las dehesas salmantinas*. Salamanca, Junta de Castilla y León, 489-511.

Gómez-Plaza, A., Alvarez-Rogel, J., Albadalejo, J. y Castillo, V. M. (2000). Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes*. 14, 1261-1277.

Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., Albadalejo, J. y Castillo, V. M. (2001). Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology*. 253, 211-226.

González-Hidalgo, J. C., De Luis, M., Raventós, J. y Sánchez, J. R. (2001). Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western mediterranean area. *International Journal of Climatology*. 21, 843–860.

González, F., Schnabel, S., Prieto, P. M., Pulido-Fernández, M. y Gragera-Facundo, J. (2012). Pasture productivity in dehesas and its relationship with rainfall and soil. En: Canals Tresserras, R. M. y San-Emérito-Garciandía, L.: *Nuevos retos de la ganadería extensiva: un agente de conservación en peligro de extinción*. Navarra, Sociedad Española para el Estudio de los Pastos, 37-43.

Graecen, E. L. (1981). Soil water assessment by the neutron method. Victoria. Australia, CSIRO. 140 p.

Grayson, R. B. y Western, A. (1998). Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space stability of mean response. *Journal of Hydrology*. 207, 68-82.

Grayson, R. B., Western, A. y Chiew, F. H. S. (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and nonlocal controls. *Water Resources Research*. 33, 2897–2908.

Grayson, R. B., Western, A. W., Walker, J. P., Kandel, D. G., Costelloe, J. F. y Wilson, D. J. (2006). Controls on patterns of soil moisture in arid and semiarid-systems. En: D'Odorico, P. y Porporato, A.: *Dryland Ecohydrology*. The Netherlands, Springer Netherlands, 109-127.

Gupta, S. C. y Larson, W. E. (1979). Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*. 15, 1633–1635.

Haase, P., Pugnaire, F. I., Fernández, E. M., Puigdefábregas, J., Clark, S. C. y Incoll, L. D. (1996). An investigation of rooting depth of the semiarid shrub *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss. by labelling of ground water with a chemical tracer. *Journal of Hydrology*. 177, 23-31.

Haines, W. B. (1930). Studies in the physical properties of soils. V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated therewith. *The Journal of Agriculture Science*. 20, 97-116.

Hazelton, P. y Murphy, B. (2007). Interpreting soil test results: what do all the numbers mean? Collingwood Victoria, Australia, CSIRO Publishing. 160 p.

Hendrickx, J. M. H. y Flury, M. (2001). Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. En: NRC: *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. Washington DC, National Academy Press, 149-187.

Hendriks, M. R. (2010). Introduction to physical hydrology. New York, USA, Oxford University Press. 331 p.

Hernández-Santana, V., Martínez-Fernández, J. y Morán, C. (2008). Estimation of tree water stress from stem and soil water monitoring with time-domain reflectometry in two small forested basins in Spain. *Hydrological Processes*. 22, 2493-2501.

Hewlett, J. D. (1961). Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. *U.S. Department of Agriculture-Forest Service. Southeastern Forest Experiment Station Asheville, North Carolina*. Station paper no. 132,

Hill, D. E. y Parlange, J.-Y. (1972). Wetting front instability in layered soils. *Soil Science Society of America Journal*. 36, 697-702.

Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., Formayer, H., Orłowsky, B. y Stepanek, P. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*. 4, 17-21.

Hoff, C. y Rambal, S. (2003). An examination of the interaction between climate, soil and leaf area index in a *Quercus ilex* ecosystem. *Annals of Forest Science*. 60, 153-161.

Hopmans, J. W. y Fogg, G. E. (2008). Soil water: flow under saturated conditions. En: Trimble, S. W.: *Encyclopedia of Water Science. Second Edition*. USA, Taylor & Francis Group. I-II, 1096-1099.

Horton, J. L. y Hart, S. C. (1998). Hydraulic lift: a potentially important ecosystem process. *Tree*. 13, 232-235.

Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*. 14, 446-460.

Houérou, H. N. y Hoste, C. H. (1977). Rangeland production and annual rainfall relations in the Mediterranean Basin and in the African Sahelo-Sudanian Zone. *Journal of Range Management*. 30, 181-189.

Hunt, E. D., Hubbard, K. G., Wilhite, D. A., Arkebauer, T. J. y Dutcher, A. L. (2008). The development and evaluation of a soil moisture index. *International Journal of Climatology*. 29, 747-759.

Hupet, F. y Vanclooster, M. (2002). Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *Journal of Hydrology*. 261, 86-101.

Huston, M. A. (1997). Hidden treatments in ecological experiments: re-evaluating the ecosystem function of biodiversity. *Oecologia*. 110, 449-460.

IGME (1975a). Mapa Geológico de España. 1:50.000. Barcarrota. Hoja 828 (10-33) Madrid, Ministerio de Industria. 41 p.

IGME (1975b). Mapa Geológico de España. 1:50.000. Burguillos del Cerro. Hoja 853 (10-34) Madrid, Ministerio de Industria. 43 p.

IGME (1987a). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Aldea de Trujillo. Hoja 679 (12-27). Madrid, Ministerio de Industria. 23 p.

IGME (1987b). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Coria. Hoja 621 (10-25). Madrid, Ministerio de Industria y Energía. 77 p.

IGME (1990). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Tamames. Hoja 527 (12-21). Madrid, Instituto Tecnológico GeoMinero de España. 98 p.

Incerti, G., Bonanomi, G., Giannino, F., Rutigliano, F. A., Piermatteo, D., Castaldi, S., De Marco, A., Fierro, A., Fioretto, A., Maggi, O., Papa, S., Persiani, A. M., Feoli, E., Virzo De Santo, A. y Mazzoleni, S. (2011). Litter decomposition in Mediterranean ecosystems: Modelling the controlling role of climatic conditions and litter quality. *Applied Soil Ecology*. 49, 148-157.

Infante, J. M., Domingo, F., Fernández-Alés, R., Joffre, R. y Rambal, S. (2003). Quercus ilex transpiration as affected by a prolonged drought period. *Biología Plantarum*. 46, 49-55.

INM (1991). Calendario meteorológico 1992. Madrid, Instituto Nacional de Meteorología. 250 p.

IPCC (2007). Climate change 2007: The Physical Science Basis. En: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z. et al: *Climate change 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

IPCC (2013). Climate Change 2013. Summary for Policymakers. En: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. M. B. et al: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 33 p.

Istanbuloglu, E., Wang, T. y Wedin, D. A. (2012). Evaluation of ecohydrologic model parsimony at local and regional scales in a semiarid grassland ecosystem. *Ecohydrology*. 5, 121-142.

Ivanov, V. Y., Bras, R. L. y Vivoni, E. R. (2008). Vegetation-hydrology dynamics in complex terrain of semiarid areas: 1. A mechanistic approach to modeling dynamic feedbacks. *Water Resources Research*. 44, W03429.

Ivanov, V. Y., Fatichi, S., Jenerette, D. G., Espeleta, J. F., Troch, P. A. y Huxman, T. E. (2010). Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the “homogenizing” effect of vegetation. *Water Resources Research*. 46, W09521.

Jarvis, N. J. (2007). A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*. 58, 523–546.

Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London B*. 273, 593-610.

Jencso, K. G., McGlynn, B. L., Gooseff, M. N., Wondzell, S. M., Bencala, K. E. y Marshall, L. A. (2009). Hydrologic connectivity between landscapes and streams: Transferring reach and plot scale understanding to the catchment scale. *Water Resources Research*. 45, W04428.

Joffre, R. y Rambal, S. (1988). Soil water improvement by trees in the rangelands of southern Spain. *Oecologia Plantarum*. 9, 405-422.

Joffre, R. y Rambal, S. (1993). How tree cover influences the water balance of mediterranean rangelands. *Ecology*. 74, 570-582.

Joffre, R., Rambal, S. y Ratte, J. P. (1999). The dehesa system of southern Spain and Portugal as a natural ecosystem mimic. *Agroforestry Systems*. 45, 57-79.

Joffre, R., Rambal, S. y Winkel, T. (2000). Respuestas de las plantas mediterráneas a la limitación del agua: desde la hoja hasta el dosel. En: Zamora Rodríguez, R. y Pugnaire de Iraola, F. I.: *Ecosistemas mediterráneos. Análisis funcional*. Granada, CSIC y Asociación Española de Ecología Terrestre, 37-65.

Johansson, P.-O. (1986). Diurnal groundwater level fluctuations in sandy till - A model analysis. *Journal of Hydrology*. 87, 125-134.

Jose, S., Gillespie, A. R. y Pallardy, S. G. (2004). Interspecific interactions in temperate agroforestry. *Agroforestry Systems*. 61-62, 237-255.

Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., De Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B. E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A. D., Rouspard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S. y Zhang, K. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*. 467, 951-954.

Kirkby, M. J., Gallart, F., Kjeldsen, T. R., Irvine, B. J., Froebrich, J., Porto, A. L. y team, M. (2011). Characterizing temporary hydrological regimes at a European scale. *Hydrology and Earth System Sciences*. 8, 4355-4379.

Klaus, J., Zehe, E., Elsner, M., Külls, C. y McDonnell, J. J. (2013). Macropore flow of old water revisited: experimental insights from a tile-drained hillslope. *Hydrology and Earth System Sciences*. 17, 103-118.

Kosugi, K. I., Hopmans, J. W. y Dane, J. H. (2002). 3.3.4 Parametric Models. En: Dane, J. H. y Toop, C. G.: *Methods of Soil Analysis: Part 4 Physical Methods*. Segoe Road, Madison, USA, Soil Science Society of America. 5, 728-757.

Kulik, M. S. (1962). Agroclimatic indices of drought. En: Davidaya, F. F. y Kulik, M. S.: *Compedium of abridged reports to the Second Session of CagM (WMO)*. Moscow, Hydrometeorological Publishing, 75-81.

Kung, K.-J. S. (1990). Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma*. 46, 51-58.

Kurz-Besson, C., Otieno, D., Lobo do Vale, R., Siegwolf, R., Schmidt, M., Herd, A., Nogueira, C., Soares David, T., Soares David, J., Tenhunen, J., Santos Pereira, J. y Chaves, M. (2006). Hydraulic lift in cork oak trees in a savannah-type Mediterranean ecosystem and its contribution to the local water balance. *Plant and Soil*. 282, 361-378.

Labrador Moreno, J. (2002). La materia orgánica en los agrosistemas. Madrid, Mundi-Prensa. 296 p.

Lagar, T. D., Schnabel, S., Gómez-Gutiérrez, Á. y Sánchez-Lorenzo, A. (2006). Efectos de los factores físicos y químicos del suelo sobre la estabilidad estructural en espacios adherados de Extremadura. En: Espejo Díaz, M., Martín Bellido, M., Matos, C. y Díaz, M.: *Gestión ambiental y económica del ecosistema dehesa en la Península Ibérica*. Mérida, Junta de Extremadura, 81-87.

Landsberg, J. J. y Waring, R. H. (1997). A generalised model of forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning. *Forest Ecology and Management*. 95, 209-228.

Lavado-Contador, J. F. (2010). Introducción a la vegetación y fauna de Extremadura. En: Schnabel, S., Lavado-Contador, J. F., Gómez-Gutiérrez, Á. y García Marín, R.: *Aportaciones a la Geografía Física de Extremadura con especial referencia a las dehesas*. Cáceres, Fundicotex, 53-85.

Lavado-Contador, J. F., Maneta, M. y Schnabel, S. (2006). Prediction of near-surface soil moisture at large scale by Digital Terrain Modeling and Neural Networks. *Environmental Monitoring and Assessment*. 121, 211-230.

Lavado-Contador, J. F., Schnabel, S., Gómez-Gutiérrez, Á. y Pulido-Fernández, M. (2009). Mapping sensitivity to land degradation in Extremadura, SW Spain. *Land Degradation & Development*. 20, 129-244.

Lavee, H., Imeson, A. C. y Sarah, P. (1998). The impact of climate change on geomorphology and desertification along a mediterranean-arid transect. *Land Degradation & Development*. 9, 407-422.

Lavee, H., Sarah, P. y Imeson, A. C. (1996). Aggregate stability dynamics as affected by soil temperature and moisture regimes. *Geografiska Annaler*. 78, 73-82.

Lawrence, J. E. y Hornberger, G. M. (2007). Soil moisture variability across climate zones. *Geophysical Research Letters*. 34, L20402.

Lázaro, R., Rodrigo, F. S., Gutiérrez, L., Domingo, F. y Puigdefábregas, J. (2001). Analysis of a 30-year rainfall record (1967-1997) in semi-arid SE Spain for implications on vegetation. *Journal of Arid Environments*. 48, 373-395.

Lewis, D., Singer, M. J., Dahlgren, R. A. y Tate, K. W. (2000). Hydrology in a California oak woodland watershed: a 17-year study. *Journal of Hydrology*. 240, 106-117.

Liang, W.-L., Kosugi, K. i. y Mizuyama, T. (2011). Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. *Water Resources Research*. 47, W02541.

Lin, H. (2006). Temporal stability of soil moisture spatial pattern and subsurface preferential flow pathways in the Shale Hills Catchment. *Vadose Zone Journal*. 5, 317-340.

Lin, H., Bouma, J., Pachepsky, Y., Western, A., Thompson, J., van Genuchten, R., Vogel, H.-J. y Lilly, A. (2006a). Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology. *Water Resources Research*. 42, W05301.

Lin, H., Kogelmann, W., Walker, C. y Bruns, M. A. (2006b). Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydropedological perspective. *Geoderma*. 131, 345-368.

Lin, H. y Zhou, X. (2008). Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale catchment. *European Journal of Soil Science*. 59, 34-49.

Lombardini, L. (2006). Ecophysiology of plants in dry environments. En: D'Odorico, P. y Porporato, A.: *Dryland Ecohydrology*. Dordrecht (Netherlands), Springer, 47-65.

Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotekt Forsch*. 6, 78-92.

Lozano-Parra, J., Gómez-Gutiérrez, Á., Lavado-Contador, J. F. y Pulido-Fernández, M. (2009). Classification of morphometric units from digital terrain models: Applications in land cover classification. *Annals of Geomatics*. VII 83-89.

Lozano-Parra, J., Schnabel, S. y Ceballos-Barbancho, A. (2011). Dinámica del agua del suelo en dehesa bajo diferentes cubiertas vegetales. Resultados preliminares. En: Martínez-Fernández, J. y Sanchez Martín, N.: *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Salamanca, Universidad de Salamanca. X, 47-52.

Luo, L., Lin, H. y Halleck, P. (2008). Quantifying soil structure and preferential flow in intact soil using X-ray computed tomography. *Soil Science Society of America Journal*. 72, 1058-1069.

Llorens, P. y Domingo, F. (2007). Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal of Hydrology*. 335, 37-54.

Llorens, P., Domingo, F., García-Estringana, P., Muzylo, A. y Gallart, F. (2014). Canopy wetness patterns in a Mediterranean deciduous stand. *Journal of Hydrology*. 512, 254-262.

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). *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VI*. Valladolid.71-76

Llorens, P., Latron, J., Rubio, C., Martínez-Carreras, N., García-Pintado, J., García-Estríngana, P. y Gallart, F. (2011). Variabilidad hidrológica inter/intra-anual en un área mediterránea de montaña. I - Efecto de la escala temporal de medición de la humedad del suelo. En: Martínez-Fernández, J. y Sánchez Martín, N.: *Estudios de la Zona No Saturada del suelo*. Salamanca, España, Universidad de Salamanca. X, 175-178.

Mackay, D. S. y Band, L. E. (1997). Forest ecosystem processes at the watershed scale: Dynamic coupling of distributed hydrology and canopy growth. *Hydrological Processes*. 11, 1197-1217.

Maestre, F. T. y Cortina, J. (2003). Small-scale spatial variation in soil CO₂ efflux in a Mediterranean semiarid steppe. *Applied Soil Ecology*. 23, 199-209.

MAGRAMA (2013). Incendios Forestales en España: 1 Enero - 31 Diciembre 2012. Madrid. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. www.magrama.gob.es. 54 p

Maneta, M. (2006). Modelling of the hydrologic processes in a small semiarid catchment. *PhD Thesis*. Department of Geography and Land Planning. University of Extremadura. Cáceres. 278 p.

Maneta, M. y Schnabel, S. (2003). Aplicación de redes neuronales artificiales para determinar la distribución espacial de la humedad del suelo en una pequeña cuenca de drenaje. Estudios preliminares. *Estudios en la Zona No Saturada*. VI, 295-304.

Maneta, M., Schnabel, S. y Jetten, V. (2008a). Continuous spatially distributed simulation of surface and subsurface hydrological processes in a small semiarid catchment. *Hydrological Processes*. 22, 2196-2214.

Maneta, M., Schnabel, S., Wallender, W. W., Panday, S. y Jetten, V. (2008b). Calibration of an evapotranspiration model to simulate soil water dynamics in a semiarid rangeland. *Hydrological Processes*. 22, 4655-4669.

Maneta, M. y Silverman, N. (2013). A spatially-distributed model to simulate water, energy and vegetation dynamics using information from regional climate models. *Earth Interactions*. 17, 1-44.

Marañón, T., Pugnaire, F. I. y Callaway, R. M. (2009). Mediterranean-climate oak savannas: the interplay between abiotic environment and species interactions. *Web Ecology*. 9, 30-43.

Marcos Valiente, Ó. (2001). Sequía: definiciones, tipologías y métodos de cuantificación. *Investigaciones Geográficas*. 26, 59-80.

Marshall, T. J. y Holmes, J. W. (1988). Soil physics, Cambridge University Press. 374 p.

Martín-Vicente, Á. y Fernández Alés, R. (2006). Long term persistence of dehesas. Evidences from history. *Agroforestry Systems*. 67, 19-28.

Martín-Vide, J. (1989). Precipitaciones torrenciales en España. *Norba Revista de Geografía*. 6-7, 63-79.

Martín-Vide, J. y Gómez, L. (1999). Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology*. 19, 537-555.

Martínez-Fernández, J. (1995). Medidas de curvas de retención de humedad en laboratorio y su estimación. *Avances en la Investigación en Zona no Saturada*. 193-201.

Martínez-Fernández, J. (1996). Variabilidad espacial de las propiedades físicas e hídricas de los suelos en medio semiárido mediterráneo. Murcia, Universidad de Murcia. 189 p.

Martínez-Fernández, J., Cano, A., Hernández Santana, V. y Morán Tejada, C. (2007). Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero. En: Giráldez, J. V. y Jiménez, F. J.: *Estudios en la Zona No Saturada*. Cordoba, University of Cordoba. VIII, 275-280.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos-Barbancho, A. (2001). Estimación de propiedades hídricas de los suelos mediante el uso de funciones de edafo-transferencia. En: López Rodríguez, J. J. y Quemada Sáez-Badillos, M.: *Temas de investigación en Zona no Saturada*. Pamplona, Universidad Pública de Navarra. 5.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos-Barbancho, A. (2003). Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil Science Society of America*. 67, 1647-1656.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos Barbancho, A. (2001). Diseño y validación de una sonda TDR para la medición de la humedad del suelo. *Temas de investigación en Zona no Saturada. Universidad Pública de Navarra*. 37-43. Pamplona.

Martínez-Fernández, J. y Ceballos Barbancho, A. (2005). Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology*. 312, 28-38.

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. *Estudios en la Zona No Saturada*. VI, 77-82.

Martínez-Fernández, J., Ceballos Barbancho, A., Casado, S., Morán, C. y Hernández, V. (2005). Runoff and soil moisture relationships in a small forested basin in the Central Ranges (Spain). En: Batalla, R. y García, C.: *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins*. UK, International Association of Hydrological Sciences, 31-36.

Martínez-Fernández, J., Ceballos Barbancho, A. y Luengo-Ugidos, M. A. (2001). La sequía edáfica en la cuenca del Duero. *Ecosistemas*. X, 1-7.

Martínez-Fernández, J., Sánchez-Martín, N., Rodríguez Ruiz, M. y Scaini, A. (2012). Dinámica de la humedad del suelo en una cuenca agrícola del sector central de la cuenca del Duero. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 38, 75-90.

Martínez-Mena, M. D., Albadalejo, J. y Castillo, V. (1998). Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrological Processes*. 12, 741-754.

Mateos-Rodríguez, B. (2003). Interceptación de la lluvia por la encina en espacios adehesados. *Tesis Doctoral*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Extremadura. Servicio de Publicaciones. Cáceres. 152 p.

Mateos-Rodríguez, B. y Schnabel, S. (2002). Rainfall interception by holm oaks in Mediterranean open woodland. En: García-Ruiz, J. M., Jones, J. A. A. y Arnaez, J.: *Environmental change and water sustainability*. La Rioja. Spain, CSIC and University of La Rioja, 31-42.

McGlynn, B. L., McDonnell, J., Stewart, M. y Seibert, J. (2003). On the relationships between catchment scale and streamwater mean residence time. *Hydrological Processes*. 17, 175-181.

McKague, K., Rudra, R. y Ogilvie, J. (2003). CLIMGEN – a convenient weather generator tool for Canadian climate stations. *Meeting of the CSAE/SCGR Canadian society for engineering in agricultural food and biological systems. Paper No. 03-118*. Montreal, Quebec. 26 p.

Meléndez Hevia, I. (2004). *Geología de España. Una historia de sisientos millones de años*. Madrid, Rueda S.L. 277 p.

Molina, A. J., Latron, J., Rubio, C., Gallart, F. y Llorens, P. (2014). Spatio-temporal variability of soil water content at the local scale in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, North Eastern Spain). How different spatio-temporal scales reflect the mean soil water content? *Journal of Hydrology*. 516, 182–192.

Montaldo, N., Rondena, R., Albertson, J. y Mancini, M. (2005a). Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrologic studies of water-limited ecosystems. *Water Resources Research*. 41, 1 - 16.

Montaldo, N., Rondena, R., Albertson, J. D. y Mancini, M. (2005b). Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrologic studies of water-limited ecosystems. *Water Resources Research*. 41, W10416.

Montero, G., San Miguel, A. y Cañellas, I. (1998). System of Mediterranean silviculture “La Dehesa”. En: Jiménez Díaz, R. M. y Lamo de Espinos, J.: *Agricultura Sostenible*. Madrid, Mundi Prensa.

Montero, M. J., Moreno, G. y Bertomeu, M. (2008). Light distribution in scattered-trees open woodlands in Western Spain. *Agroforestry Systems*. 73, 233–244.

Montero, M. J., Obrador, J. J., Cubera, E. y Moreno, G. (2004). The Role of Dehesa land use on Tree Water Status in Central-Western Spain. *Advances in GeoEcology*. 37, 125-136.

Mooney, S. J. y Catherine, M. (2008). A morphological approach to understanding preferential flow using image analysis with dye tracers and X-ray Computed Tomography. *Catena*. 73, 204-211.

Mooney, S. J. y Nipattasuk, W. (2006). Quantification of the effects of soil compaction on water flow using dye tracers and image analysis. *Soil Use and Management*. 19, 356-363.

Moreno, G. (2008). Response of understorey forage to multiple tree effects in Iberian dehesas. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 123, 239-244.

Moreno, G., Bartolome, J. W., Gea-Izquierdo, G. y Cañellas, I. (2013). Overstory - understory relationships. En: Campos-Palacín, P., Huntsinger, L., Oviedo, J. L., Starrs, P. F. et al: *Mediterranean oak woodland working landscapes. Dehesas of Spain and Ranchlands of California*, Springer. 16, 145-179.

Moreno, G. y Cubera, E. (2008). Impact of stand density on water status and leaf gas exchange in *Quercus ilex*. *Forest Ecology and Management*. 254, 74-84.

Moreno, G., Gallardo, J. F. y Vicente, M. A. (2011). How mediterranean deciduous trees cope with long summer drought? The case of *Quercus pyrenaica* forest in Western Spain. En: Bredemeier, M., Cohen, S., Godbold, D. L., Lode, E. et al: *Forest Management and the Water Cycle. An ecosystem-based approach*. Netherlands, Springer Netherlands. 212, 187-201.

Moreno, G., Obrador, J. J., Cubera, E. y Dupraz, C. (2005). Fine root distribution in Dehesas of Central-Western Spain. *Plant and Soil*. 277, 153-162.

Moreno, G., Obrador, J. J. y García, A. (2007a). Impact of evergreen oaks on soil fertility and crop production in intercropped dehesas. *Agriculture Ecosystems & Environment*. 119, 270-280.

Moreno, G., Obrador, J. J., García, E. E., Cubera, E., Montero, M. J., Pulido, F. y Dupraz, C. (2007b). Driving competitive and facilitative interactions in oak dehesas through management practices. *Agroforestry Systems*. 70, 25-40.

Moreno, G. y Pulido, F. J. (2009). The Functioning, Management and Persistence of Dehesas. En: Rigueiro-Rodríguez, A., McAdam, J. y Mosquera-Losada, M. R.: *Agroforestry in Europe: current status and future prospects*. Florida, USA, Springer. 6, 127-160.

Moreno, G. y Rolo, V. (2011). Dinámica del uso del agua edáfica entre estratos vegetales en dehesas matorralizadas del suroeste de la Península Ibérica. En: Martínez-Fernández, J. y Sánchez Martín, N.: *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. Salamanca, Universidad de Salamanca. 10, 53-58.

Moro, M. J., Pugnaire, F. I., Haase, P. y Puigdefábregas, J. (1997). Effect of the canopy of *Retama sphaerocarpa* on its understorey in a semiarid environment. *Functional Ecology*. 11, 425-431.

Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*. 12, 513-522.

Muñoz, J. y Felicísimo, Á. M. (2004). Comparison of statistical methods commonly used in predictive modelling. *Journal of Vegetation Science*. 15, 285-292.

NASA (2014). . Sustained Long-Term Climate Warming Trend. Text issued as NASA Headquarters release No. 14-024. National Aeronautics and Space Administration (NASA). No. 14-024, www.nasa.gov (last access 22-01-2014)

Nicks, A. D., Lane, L. J. y Gander, G. A. (1995). Weather generator. USDA-Water Erosion Prediction Project: hillslope profile and watershed model documentation, USDA, ARS. 22 p.

Ninyerola, M., Pons, X. y Roure, J. M. (2005). Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Bellaterra, Universidad Autónoma de Barcelona. 45 p.

Ogaya, R. y Peñuelas, J. (2004). Phenological patterns of *Quercus ilex*, *Phillyrea latifolia*, and *Arbutus unedo* growing under a field experimental drought. *Ecoscience*. 11, 263-270.

Oki, T. y Kanae, S. (2006). Global hydrological cycle and world water resources. *Science*. 313, 1068-1072.

Olea, L., Paredes, J. y Verdasco, M. P. (1991). Características y producción de los pastos de las dehesas del SO de la Península Ibérica. *Pastos: Notas de investigación*. 20-21, 131-156.

Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Bonan, G. B., Flanner, M. G. y Kluzek, E. (2010). Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). NCAR. Boulder, CO.

Paço, T. A., David, T. S., Henriques, M. O., Pereira, J. S., Valente, F., Banza, J., Pereira, F. L., Pinto, C. y David, J. S. (2009). Evapotranspiration from a Mediterranean evergreen oak savannah: The role of trees and pasture. *Journal of Hydrology*. 369, 98-106.

Padilla, F. M. y Pugnaire, F. I. (2007). Rooting depth and soil moisture control Mediterranean woody seedling survival during drought. *Functional Ecology*. 21, 489-495.

Padilla, R. F. M. (2008). Factores limitantes y estrategias de establecimiento de plantas leñosas en ambientes semiáridos. Implicaciones para la restauración. *Ecosistemas*. 17, 155-159.

Paige, G. B. y Keefer, T. O. (2008). Comparison of Field Performance of Multiple Soil Moisture Sensors in a Semi-Arid Rangeland. *Journal of the American Water Resources Association*. 44, 121-135.

Palacios Medrano, T. (2005). Geología histórica de Extremadura. En: Muñoz Barco, P. y Martínez Flores, E.: *Patrimonio Geológico de Extremadura: Geodiversidad y Lugares de Interés Geológico*, Junta de Extremadura. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente., 35-70.

Panaïotis, C., Carcaillet, C. y M'Hamedi, M. (1997). Determination of the natural mortality age of a holm oak (*Quercus ilex* L.) stand in Corsica (Mediterranean Island) *Oecologia*. 18, 519-530.

Peñuelas, J., Filella, I., Zhang, X., Llorens, L., Ogaya, R., Lloret, F., Comas, P., Estiarte, M. y Terradas, J. (2004). Complex spatiotemporal phenological shifts as a response to rainfall changes. *New Phytologist*. 161, 837 - 846.

Pereira, F. L., Gash, J. H. C., David, J. S., David, T. S., Monteiro, P. R. y Valente, F. (2009). Modelling interception loss from evergreen oak Mediterranean savannas: Application of a tree-based modelling approach. *Agricultural and Forest Meteorology*. 149, 680-688.

Perrier, A. y Tuzet, A. (2008). Evaporation. En: Trimble, S. W.: *Encyclopedia of Water Science*. 2nd ed. New York, Taylor & Francis Group. I-II, 307-310.

Philandras, C. M., Nastos, P. T., Kapsomenakis, J., Douvis, K. C., Tselioudis, G. y Zerefos, C. S. (2011). Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 11, 3235–3250.

Philip, J. R. (1974). Fifty years progress in Soil Physics *Geoderma*. 12, 265-280.

Piervitali, E. y Colacino, M. (2003). Precipitation scenarios in the Central-Western Mediterranean Basin. En: Hans-Jürgen, B.: *Mediterranean Climate: variability and trends*. Germany, Springer Berlin Heidelberg, 245-258.

Piervitali, E., Colacino, M. y Conte, M. (1997). Signals of climatic change in the Central-Western Mediterranean basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 58, 211-219.

Piñol, J., Lledó, M. J. y Escarre, A. (1991). Hydrological balance of two Mediterranean forested catchments (Prades, northeast Spain). *Hydrological Sciences Journal*. 36, 95-107.

Pivetz, B. E. y Steenhuis, T. S. (1995). Soil matrix and macropore biodegradation of 2,4-D. *Journal of Environmental Quality*. 24, 564-570.

Plieninger, T. (2006). Las dehesas de la penillanura cacereña: origen y evolución de un paisaje cultural, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Extremadura. 191 p.

Popp, A., Vogel, M., Blaum, N. y Jeltsch, F. (2009). Scaling up ecohydrological processes: Role of surface water flow in water-limited landscapes. *Journal of Geophysical Research*. 114, G04013.

Porporato, A., D'Odorico, P., Laio, F., Ridolfi, L. y Rodriguez-Iturbe, I. (2002). Ecohydrology of water-controlled ecosystems. *Advances in Water Resources*. 25, 1335-1348.

Porta, C. J., López-Acevedo Reguerín, M. y Roquero de Laburu, C. (1999). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa. 849 p.

Prieto, I., Kikvidze, Z. y Pugnaire, F. I. (2010). Hydraulic lift: soil processes and transpiration in the Mediterranean leguminous shrub *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss. *Plant and Soil*. 329, 447-456.

Puerto, A. (1992). Síntesis ecológica de los productores primarios. En: JM, G.-G.: *El libro de las dehesas salmantinas*. Salamanca, Spain, Junta de Castilla-León.

Pulido-Fernández, M. (2014). Indicadores de calidad del suelo en áreas de pastoreo. *Tesis Doctoral*. Dpto. Arte y Ciencias del Terrotorio. Área de Geografía Física. Universidad de Extremadura. Cáceres. 286 p.

Pulido-Fernández, M., Schnabel, S., Lavado-Contador, J. F., Miralles-Mellado, I. y Ortega-Pérez, R. (2013). Soil organic matter of Iberian open woodland rangelands as influenced by vegetation cover and land management. *Catena*. 109, 13-24.

Racsko, P., Szeidl, L. y Semenov, M. A. (1991). A serial approach to local stochastic weather models. *Ecological Modelling*. 57, 27-41.

Rambal, S. (1993). The differential role of mechanisms for drought resistance in a Mediterranean evergreen shrub: a simulation approach. *Plant, Cell & Environment*. 16, 35-44.

Rawls, W. J., Nemes, A. y Pachepsky, Y. (2004). Effect of soil organic carbon on soil hydraulic properties. En: Pachepsky, Y. y Rawls, W. J.: *Development of Pedotransfer Functions in soil hydrology*, Elsevier Science. 30, 542.

Raz-Yaseef, N., Rotenberg, E. y Yakir, D. (2010). Effects of spatial variations in soil evaporation caused by tree shading on water flux partitioning in a semi-arid pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. 150, 454-462.

Reynolds, J. F., Smith, D. M. S., Lambin, E. F., Turner, B. L., Mortimore, M., Batterbury, S. P. J., Downing, T. E., Dowlatabadi, H., Fernandez, R. J., Herrick, J. E., Huber-Sannwald, E., Jiang, H., Leemans, R., Lynam, T., Maestre, F. T., Ayarza, M. y Walker, B. (2007). Global Desertification: Building a Science for Dryland Development. *Science*. 316, 847-851.

Reynolds, S. G. (1970). The gravimetric method of soil moisture determination. III. An examination of factors influencing soil moisture variability. *Journal of Hydrology*. 11, 288-300.

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

Reynolds, S. G. (1970b). The gravimetric method of soil moisture determination. II. Field techniques, evaluation and calibration. *Journal of Hydrology*. 11, 274-287.

Rezzoug, A., Schumann, A., Chiffard, P. y Zepp, H. (2005). Field measurement of soil moisture dynamics and numerical simulation using the kinematic wave approximation. *Advance in Water Resources*. 28, 917-926.

Ricotta, C., Avena, G. C. y Teggi, S. (1997). Relation between vegetation canopy surface temperature and the Sun-surface geometry in a mountainous region of central Italy. *Remote Sensing*. 18:14, 3091-3096.

Richards, L. A. (1947). Pressure membrane apparatus: construction and use. *Agric. Eng.* 28, 451-454.

Richardson, C. W. (1981). Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research*. 17, 182-190.

Richardson, C. W. y Wright, D. A. (1984). WGEN: a model for generating daily weather variables. University of Minnesota, USDA, Agricultural Research Service. 83 p.

Rivas-Martínez, S. y Rivas-Sáenz, S. (1996-2009). Sistema de Clasificación Bioclimática Mundial. Centro de Investigaciones Fitosociológicas, España. www.globalbioclimatics.org

Rivera Villarreyes, C. A., Baroni, G. y Oswald, S. E. (2011). Integral quantification of seasonal soil moisture changes in farmland by cosmic-ray neutrons. *Hydrology and Earth System Sciences*. 15, 3843-3859.

Rivest, D., Rolo, V., López-Díaz, L. y Moreno, G. (2011). Shrub encroachment in Mediterranean silvopastoral systems: *Retama sphaerocarpa* and *Cistus ladanifer* induce contrasting effects on pasture and *Quercus ilex* production. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 141, 447-454.

Robinson, D. A., Campbell, C. S., Hopmans, J. W., Hornbuckle, B. K., Jones, S. B., Knight, R., F., O., Selker, J. y Wendroth, O. (2008). Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: a review. *Vadose Zone Journal*. 7, 358-389.

Robinson, G. W. (1922). A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions. *Agricultural Science*. 12, 287.

Rodríguez-Iturbe, I. (2000). Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*. 36, 3-9.

Rodríguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Porporato, A. y Ridolfi, L. (1999). On the Spatial and Temporal Links Between Vegetation, Climate, and Soil Moisture. *Water Resour. Res.* 35,

Rolo, V., López Díaz, L. y Moreno, G. (2009a). Influencia del matorral - jara y retama - en la producción de biomasa forrajera de la dehesa. *5º Congreso Forestal Español*. Ávila.1 - 11

Rolo, V., Moreno Marcos, G. y López Díaz, M. L. (2009b). Perfil radicular de árbol, matorral y herbáceas en dehesas. *5º Congreso Forestal Español*. Ávila.1-11

Rossi, C. y Nimmo, J. R. (1994). Modeling of soil water retention from saturation to even dryness. *Water Resources Research*. 30, 701-708.

Rubio, C. (2005). Hidrodinámica de los suelos de un área de montaña media mediterránea sometida a cambios de uso y cubierta. *PhD Thesis*. Universitat Autònoma de Barcelona. Barcelona. 194 p.

Ruiz-Sinoga, J. D., Gabarrón Galeote, M. Á., Martínez Murillo, J. F. y García Marín, R. (2010). Vegetation strategies for soil water consumption along a pluviometric gradient in southern Spain. *Catena*. 84, 12-20.

Ruiz-Sinoga, J. D. y Romero Diaz, A. (2010). Soil degradation factors along a Mediterranean pluviometric gradient in Southern Spain. *Geomorphology*. 118, 359-368.

Sabaté, S., Gracia, C. y Sánchez, A. (2002). Likely effects of climate change on growth of *Quercus ilex*, *Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*, *Pinus sylvestris* and

Fagus sylvatica forests in the Mediterranean region. *Forest Ecology and Management*. 5906, 1-15.

Sakaki, T., Limsuwat, A., Smits, K. M. y Illangasekare, T. H. (2008). Empirical two-point α -mixing model for calibrating the ECH2O EC-5 soil moisture sensor in sands. *Water Resources Research*. 44, W00D08.

Sala, A., Sabat, S., Gracia, C. y Tenhunen, J. D. (1994). Canopy structure within a *Quercus ilex* forested watershed: variations due to location, phenological development, and water availability. *Trees*. 8, 254-261.

Sancho Ávila, J. M., Riesco Martín, J., Jiménez Alonso, C., Sánchez De Cos Escuin, M. C., Montero Cadalso, J. y López Bartolomé, M. (2012). Atlas de Radiación Solar en España utilizando datos del SAF de Clima de EUMETSAT. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). 162 p.

Saxton, K. E. y Rawls, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 1569-1578.

Saxton, K. E., Rawls, W. J., Rosemberg, J. S. y Papendick, R. I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031-1036.

Schaap, M. G. (2004). Accuracy and uncertainty in PTF predictions. En: Pachepsky, Y. y Rawls, W. J.: *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*. The Netherlands, Elsevier. 30, 33-43.

Schaap, M. G., Leij, F. J. y Van Genuchten, M. T. (2001). ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*. 251, 163-176.

Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J. A., Folke, C. y Walker, B. (2001). Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*. 413, 591-596.

Scheffer, M. y Carpenter, S. R. (2003). Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. *Trends in Ecology and Evolution*. 18, 648-656.

Schenk, H. J. y Jackson, R. B. (2002). Rooting depths, lateral root spreads and below-ground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. *Journal of Ecology*. 90, 480-494.

Schnabel, S. (1997). Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvo-pastoral landuse (dehesas) in Extremadura, Spain. Logroño, Geoforma Ediciones. 167 p.

Schnabel, S. (1998). La precipitación como factor en los procesos hidrológicos y erosivos. Análisis de datos de Cáceres capital. En: Schnabel, S., Gómez-Amelia, D. y Ceballos-Barbancho, A.: *Hidrología y erosión de suelos*. Cáceres, Norba. Revista de Geografía. X, 137-152.

Schnabel, S., Dahlgren, R. A. y Moreno, G. (2013a). Soil and water dynamics. En: Campos, P., Huntsinger, L., Oviedo, J. L., Starrs, P. F. *et al: Mediterranean oak woodland working landscapes. Dehesas of Spain and ranchlands of California*. New York, Springer-Verlag, 91-121.

Schnabel, S. y Gómez-Gutiérrez, A. (2013). The role of interannual rainfall variability on runoff generation in a small dry sub-humid watershed with disperse tree cover. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 39, 259-285.

Schnabel, S., González, F., Murillo, M. y Moreno, V. (2001). Different techniques of pasture improvement and soil erosion in a Wooded Rangeland in SW Spain: methodology and preliminary results. En: Conacher, A. J.: *Land Degradation*. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academics, 239-253.

Schnabel, S., Pulido Fernández, M. y Lavado-Contador, J. F. (2013b). Soil water repellency in rangelands of Extremadura (Spain) and its relationship with land management. *Catena*. 103, 53-61.

Schöter, D., Cramer, W., Leemans, R., Prentice, I., Araújo, M., Arnell, N., Bondeau, A., Bugmann, H., Carter, T., Gracia, C., De La Vega-Leinert, A., Erhard, M., Ewert, F., Glendining, M., House, J., Kankaanpää, S., Klein, R., Lavorel, S., Lindner, M., Metzger, M., Meyer, J., Mitchell, T., Reginster, I., Rounsevell, M., Sabaté, S., Sitch, S., Smith, B., Smith, J., Smith, P., Sykes, M., Thonicke, K., Thuiller, W., Tuck, G., Zaehle, S. y Zierl, B. (2005). Ecosystem service supply and vulnerability to global change in Europe. *Science*. 310, 1333-1337.

Semenov, M. A. y Barrow, E. M. (1997). Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climate Change*. 35, 397-414.

Semenov, M. A. y Barrow, E. M. (2002). LARS-WG: A Stochastic Weather Generator for Use in Climate Impact Studies. *User Manual* <http://www.rothamsted.ac.uk/mas-models/larswg.php>.

Semenov, M. A., Brooks, R. J., Barrow, E. M. y Richardson, C. W. (1998). Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. *Climate Research*. 10, 95-107.

Semenov, M. A. y Porter, J. R. (1995). Climatic variability and the modelling of crop yields. *Agricultural and Forest Meteorology*. 73, 265-283.

Sharpley, J. y Williams, R. (1990). EPIC, Erosion/Productivity Impact Calculator: Model documentation, Volume 1. Technical bulletin 1768, USDA, Agricultural Research Service. 235 p.

Shilomanov, I. A. (1993). World fresh water resources. En: Gleick, P. H.: *Water in Crisis. A guide to the World's Fresh Water Resources*. New York, USA, Oxford University Press, 13- 24.

Singh, V. P. (1997). Kinematic wave modeling in water resources, Environmental hydrology. New York, Wiley Interscience. 830 p.

Smit, G. N. (2005). Tree thinning as an option to increase herbaceous yield of an encroached semi-arid savanna in South Africa. *BMC Ecology*. 5, 1-15.

Smit, G. N. y Rethman, N. F. G. (2000). The influence of tree thinning on the soil water in a semi-arid savanna of southern Africa. *Journal of Arid Environments*. 44, 41-59.

Sridhar, V., Hubbard, K. G., You, J. y Hunt, E. D. (2008). Development of the Soil Moisture Index to quantify agricultural drought and its "user friendliness" in severity-area-duration assessment. *Journal of Hydrometeorology*. 9, 660-676.

Stakman, W. P., Valk, G. A. y Van der Harst, G. G. (1969). Determination of soil moisture retention curves. I. Sand-box apparatus. Range pF 0 to 2.7. *I.C.W.*19.

Stakman, W. P. y Van der Harst, G. G. (1969). Determination of soil moisture retention curves. II. Pressure membrane apparatus. Range 3.0 to 4.2. *I.C.W.*10.

Steenhuis, T. S., Staubitz, W., Andreini, M., Surface, J., Richard, T. L., Paulsen, R., Pickering, N. B., Hagerman, J. R. y Geohring, L. D. (1990). Preferential movement of pesticides and tracers in agricultural soils. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 116, 50-66.

Strahler, A. (1989). Geografía Física. Barcelona, Omega S.A. 550 p.

Swarowsky, A., Dahlgren, R. A. y O'Geen, A. T. (2012). Linking subsurface lateral flowpath activity with streamflow characteristics in a semiarid headwater catchment. *Soil Science Society of America Journal*. 76, 532-547.

Swarowsky, A., Dahlgren, R. A., Tate, K. W., Hopmans, J. W. y O'Geen, A. T. (2011). Catchment-scale soil water dynamics in a Mediterranean-type oak woodland. *Vadose Zone Journal*. 10, 800-815.

Swinbank, W. C. (1964). Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 90, 488-493.

Tague, C. L. y Band, L. E. (2004). RHESSys: Regional Hydro- Ecologic Simulation System: An object-oriented approach to spatially distributed modeling of carbon, water, and nutrient cycling. *Earth Interactions*. 8, 1-42.

Taull, M., Baiges, T. y Casals, P. (2012). Producción herbácea, calidad del pasto y carga ganadera en diferentes tipologías de rodales adhesionados en Catalunya: efecto del arbolado. En: Canals Tresserras, R. M. y San Emeterio Garciandía, L.: *Nuevos retos de la ganadería extensiva: un agente de conservación en peligro de extinción*. Pamplona, Sociedad Española para los estudios de los Pastos, 75-80.

Teuling, A. J. (2007). Soil moisture dynamics and land surface-atmosphere interaction. *PhD Thesis*. Wageningen University. The Netherlands. 88 p.

Teuling, A. J., Hupet, F., Uijlenhoet, R. y Troch, P. A. (2007). Climate variability effects on spatial soil moisture dynamics. *Geophysical Research Letters*. 34, L06406.

Teuling, A. J. y Troch, P. A. (2005). Improved understanding of soil moisture variability dynamics. *Geophysical Research Letters*. 32, L05404.

Thornthwaite, W. C. (1944). Report of the committee on transpiration and evaporation, 1943-1944 (one of several sub-reports). *Eos Trans. AGU*. 25, 683-693.

Tietje, O. y Tapkenhinrichs, M. (1993). Evaluation of Pedo-Transfers Functions. *Soil Science Society of America Journal*. 57, 1088-1095.

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

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

Trigo, R. M., Añel, J. A., Barriopedro, D., Garcia-Herrera, R., Gimeno, L., Nieto, R., Castillo, R., Allen, M. R. y Massey, N. (2013). The record winter drought of 2011-2012 in the Iberian Peninsula. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 94, S41-S45.

Tubiello, F. N., Soussana, J. F. y Howden, S. M. (2007). Crop and pasture response to climate change. *PNAS*. 104, 19686-19690.

Turc, L. (1954). Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*. Série A (5), 491-596.

Turc, L. (1961). Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date. *Ann. Agron.* 12, 13-49.

Uhlenbrook, S. (2006). Catchment hydrology—a science in which all processes are preferential. *Hydrological Processes*. 20, 3581–3585.

UNEP (1992). World Atlas of Desertification. Roma, United Nations Environmental Programme. p.

USDA (2004). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations. Report No. 42. Version 4.0. USDA-NCRS. Lincoln, USA

Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P. y Vauclin, M. (1985). Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Soc. Am. J.* 49, 822-828.

Valladares, F., Vilagrosa, A., Peñuelas, J., Ogaya, R., Camarero, J. J., Corcuera, L., Sisó, S. y Gil-Pelegrín, E. (2004). Estrés hídrico: ecofisiología y escalas de sequía. En: Valladares, F.: *Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante*, Ministerio de Medio Ambiente. EGRAF, S.A., 163-190.

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

van Genuchten, M. T., Leij, F. J. y Yates, S. R. (1991). The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. *Version 6.02*. EPA Report 600/2-91/065,. Riverside, California. 93 p.

Van Oevelen, P. (1998). Soil moisture variability: a comparison between detailed field measurements and remote sensing measurement techniques. *Hydrological Sciences Journal*. 43, 511-520.

van Schaik, N. (2009). Spatial variability of infiltration patterns related to site characteristics in a semi-arid watershed. *Catena*. 78, 36-47.

van Schaik, N. (2010). The role of macropore flow from plot to catchment scale. A study in a semi-arid area. *PhD Thesis*. Faculty of Geosciences, Utrecht University. Utrecht. 174 p.

van Schaik, N., Bronstert, A., de Jong, S. M., Jetten, V. G., van Dam, J. C., Ritsema, C. J. y Schnabel, S. (2013). Process-based modelling of a headwater catchment in a semi-arid area: the influence of macropore flow. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.10086.

van Schaik, N., Schnabel, S. y Jetten, V. (2008). The influence of preferential flow on hillslope hydrology in a semi-arid watershed (in the Spanish Dehesas). *Hydrological Processes*. 22, 3844-3855.

Vanderlinden, K. (2001). Análisis de procesos hidrológicos a diferentes escalas espacio-temporales. *PhD Thesis*. Departamento de Agronomía. Universidad de Córdoba. Córdoba. 324 p.

Vaz, M., Maroco, J., Ribeiro, N., Gazarini, L. C., Pereira, J. S. y Chaves, M. M. (2011). Leaf-level responses to light in two co-occurring Quercus (Quercus ilex and Quercus suber): leaf structure, chemical composition and photosynthesis. *Agroforestry Systems*. 82, 173-181.

Vereecken, H., Huisman, J. A., Bogaen, H., Vanderborght, J., Vrugt, J. A. y Hopmans, J. W. (2008). On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*. 44, W00D06.

Vetaas, O. R. (1992). Micro-site effects of trees and shrubs in dry savannas. *Journal of Vegetation Science*. 3, 337-344.

Villar, M. J. M. y Ferrer, A. F. (2005). Técnicas de medida y control del agua en el suelo. En: Martín de Santa Olalla Mañas, F., López Fuster, P. y Calera Belmonte, A.: *Agua y agronomía*. Madrid, Mundi-Prensa, 23-86.

Viville, D. y Littlewood, I. G. (1996). Ecohydrological processes in small basins. Strasbourg (France), UNESCO. 199 p.

Walkley, A. y Black, L. A. (1934). An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*. 37, 29-38.

Wang, L., Liu, J., Sun, G., Wei, X., Liu, S. y Dong, Q. (2012). Water, climate, and vegetation: ecohydrology in a changing world. *Hydrology and Earth System Sciences*. 16, 4633-4636.

Ward, R. C. y Robinson, M. (2000). Principles of hydrology. London, Mc Graw-Hill. 4th Edition. 395 p.

Weiler, M. y Naef, F. (2003). Simulating surface and subsurface initiation of macropore flow. *Journal of Hydrology*. 273, 139–154.

Western, A. W., Grayson, R. B., Blöschl, G. y Wilson, D. J. (2003). Spatial variability of soil moisture and its implications for scaling. En: Pachepsky, Y., Radcliffe, D. y Selim, H. M.: *Scaling methods in soil physics*, CRC Press, 119-142.

Western, A. W., Grayson, R. B., Blöschl, G., Willgoose, G. R. y McMahon, T. A. (1999). Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resources Research*. 35, 797-810.

White, M. A., Thornton, P. E., Running, S. W. y Nemani, R. R. (2000). Parameterization and Sensitivity Analysis of the BIOME-BGC Terrestrial Ecosystem Model: Net Primary Production Controls. *Earth Interact.* 4, 1–85.

White, R. E. (2006). Principles and practice of soil science: the soil as a natural resource. Hong Kong, Blackwell Publishing. 363 p.

Wilks, D. S. y Wilby, R. L. (1999). The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*. 23, 329-357.

Wilson, D. J., Western, A. W. y Grayson, R. B. (2004). Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*. 40, W02507.

Wilson, J. B. (1988). A review of evidence on the control of Shoot : Root ratio, in relation to models. *Annals of Botany*. 61, 433-449.

Wu, P., Christidis, N. y Stott, P. (2013). Anthropogenic impact on Earth's hydrological cycle. *Nature Climate Change*. 3, 807-810.

Xia, J. (1996). A stochastic weather generator applied to hydrological models in climate impact analysis. *Theoretical and Applied Climatology*. 55, 177-183.

Xiao, Q., McPherson, G. E., Ustin, S. L., Grismer, M. E. y Simpson, J. R. (2000). Winter rainfall interception by two mature open-grown trees in Davis, California. *Hydrological Processes*. 14, 763-784.

Yair, A. y Lavee, H. (1985). Runoff generation in arid and semiarid zones. En: Anderson, M. G. y Burt, T. P.: *Hydrological forecasting*, Wiley Interscience Publications.

Yaseef, N. R., Yakir, D., Rotenberg, E., Schiller, G. y Shabtai, C. (2010). Ecohydrology of a semi-arid forest: partitioning among water balance components and its implications for predicted precipitation changes. *Ecohydrology*. 3, 143–154.

Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A. y Bronstert, A. (2010). Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*. 14, 873-889.

Zhuang, J., McCarthy, J. F., Perfect, E., Mayer, L. M. y Jastrow, J. D. (2008). Soil water hysteresis in water-stable microaggregates as affected by organic matter. *Soil Science Society of America Journal*. 72, 212-220.