

**UNIVERSIDAD DE SALAMANCA**  
**INSTITUTO HISPANOLUSO DE INVESTIGACIONES AGRARIAS**



**VNiVERSiDAD**  
**D SALAMANCA**



**ESTUDIO DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO EN LA  
CUENCA DEL DUERO MEDIANTE LA INTEGRACIÓN  
MULTIESCALA DE TÉCNICAS BASADAS EN TELEDETECCIÓN,  
MODELIZACIÓN Y OBSERVACIONES *IN SITU***

**TESIS DOCTORAL**

**Doctoranda**

**MARÍA ÁNGELES GUMUZZIO SUCH**

**Director:**

**Dr. JOSÉ MARTÍNEZ FERNÁNDEZ**

**Directora:**

**Dra. M. NILDA SÁNCHEZ MARTÍN**

**Salamanca, 2018**



**PROGRAMA DE DOCTORADO  
EN AGROBIOTECNOLOGÍA**

**ESTUDIO DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO EN LA  
CUENCA DEL DUERO MEDIANTE LA INTEGRACIÓN  
MULTIESCALA DE TÉCNICAS BASADAS EN TELEDETECCIÓN,  
MODELIZACIÓN Y OBSERVACIONES *IN SITU***

**TESIS DOCTORAL**

**Doctoranda**

**MARIA ÁNGELES GUMUZZIO SUCH**

**Director:**

**Dr. JOSÉ MARTÍNEZ FERNÁNDEZ**

**Directora:**

**Dra. M. NILDA SÁNCHEZ MARTÍN**

**Salamanca, 2018**



Dr. Carlos Nicolás Rodríguez, Coordinador del Programa de Doctorado en Agrobiotecnología de la Universidad de Salamanca.

CERTIFICO:

Que la presente Memoria titulada “Estudio de la humedad superficial del suelo en la cuenca del Duero mediante la integración multiescala de técnicas basadas en teledetección, modelización y observaciones *in situ*”, ha sido realizada en el Programa de Doctorado de Agrobiotecnología de la Universidad de Salamanca por Doña María Ángeles Gumuzzio Such, bajo la dirección del Prof. Dr. José Martínez Fernández y la Prof. Dra. Nilda Sánchez Martín y cumple las condiciones exigidas para optar al grado de Doctor por la Universidad de Salamanca.

Para que así conste, firmo el presente certificado en Salamanca a 23 de julio de 2018

Fdo.: Dr. Carlos Nicolás Rodríguez



D. José Martínez Fernández, Catedrático del Departamento de Geografía de la Universidad de Salamanca y Dña. Nilda Sánchez Martín, Profesora Titular de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría del Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno de la Universidad de Salamanca.

CERTIFICAMOS:

Que la presente Memoria titulada "Estudio de la humedad superficial del suelo en la cuenca del Duero mediante la integración multiescala de técnicas basadas en teledetección, modelización y observaciones in situ", ha sido realizada en el Instituto Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias de la Universidad de Salamanca, bajo nuestra dirección, por Doña María Ángeles Gumuzzio Such, y cumple las condiciones exigidas para optar el grado de Doctor por la Universidad de Salamanca.

Para que así conste, firmamos el presente certificado en Salamanca a 23 de julio de 2018.

Firmado:

Dr. J. Martínez Fernández

Dra. N. Sánchez Martín

Fdo.: María Ángeles Gumuzzio Such



## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecerles a mis directores de tesis José Martínez Fernández y Nilda Sánchez Martín todo el esfuerzo y dedicación que han invertido en esta investigación y los conocimientos que me han transmitido a lo largo de estos años. También por introducirme en un campo tan interesante como es el de la modelización y teledetección aplicada al estudio de la humedad del suelo.

Al Dr. Luca Brocca de quién aprendí mucho sobre modelización durante mi estancia en Perugia y al grupo de Investigación IRPI, que me acogieron como si llevara toda la vida allí. A Francisco Javier Antolín del ITACyL por toda la ayuda que nos ha proporcionado con la red Inforiego y el soporte que nos ha dado en campo. A Pilar Alonso Rojo por su ayuda con el trabajo de laboratorio.

A mis compañeros del Grupo HIDRUS que me han ayudado y apoyado durante todos estos años. Como Sergio con quién he compartido tantos viajes por la cuenca del Duero y que ha resultado ser además de un buen compañero y un buen profesional, un buen amigo. A Anna con quién empecé los viajes de campo por REMEDHUS e Inforiego y a Ángel siempre de buen humor y dispuesto a ayudar y también, a Miriam.

A mis amigos del CIALE Raúl, Patri, Abe e Inma por todos los buenos momentos que hemos pasado juntos y porque con ellos la vida en Salamanca ha sido genial. Y a mis buenos amigos de toda la vida que me han apoyado en los momentos difíciles con mudanzas internacionales incluida Bea, Cris, Diego, Rebe, Irene, Hugo y Jesús.

Y muy en especial a mis padres José y Marilés y a mi hermana Sandra porque su ayuda, paciencia, apoyo y cariño han sido imprescindibles para acabar esta tesis. También, a mi familia de Alicante, especialmente a mi abuela Ángela que está deseando que acabe para ir a Alicante a verla y a mi familia de Madrid.

Y con especial cariño a Manu por su apoyo y amor incondicional, estando siempre a mi lado, ayudándome y dándome fuerzas cuando más las he necesitado.



## RESUMEN

El conocimiento de la humedad del suelo con suficiente detalle espacial y temporal a escala regional es de suma importancia para la gestión eficaz de los recursos hídricos en regiones semiáridas con una fuerte implantación de la actividad agrícola de secano y regadío como es el caso del sector central de la cuenca del Duero. La investigación realizada en la tesis va dirigida a contribuir al conocimiento de las variaciones espaciales y temporales de la humedad del suelo en zonas de suelos agrícolas del sector central de la cuenca del Duero.

En la presente tesis se aborda el estudio de la humedad superficial mediante una aproximación multiescala basada en técnicas de teledetección, modelización distribuida y mediciones *in situ* de estaciones experimentales distribuidas en la cuenca de Duero. Entre las novedades que aporta esta investigación destacan la utilización de datos de alta resolución de la versión SMOS L4 “*all weather*” v.3 a resolución espacial de 1 km y del modelo SWBM-GA aplicado de forma espacialmente distribuida (SWBM<sub>d</sub>) a la misma resolución. El objetivo es la validación temporal y espacial del producto SMOS L4 v.3 con datos de humedad de SWBM<sub>d</sub> como alternativa eficiente a las estimaciones *in situ*, con objeto de reducir los efectos de las incertidumbres derivadas de la diferencia de resolución espacial entre las mediciones *in situ* y los datos del satélite.

El estudio de variabilidad de la humedad del suelo se realiza con una resolución espacial de un kilómetro y una resolución temporal diaria a lo largo de un periodo superior a dos años y se desarrolla en zonas agrícolas del sector central de la cuenca del Duero, tanto de forma puntual en estaciones de las redes de medición de humedad como de forma distribuida en dos subzonas. Las subzonas, con una extensión superior a 1.000 km<sup>2</sup> cada una, se localizan en áreas agrícolas representativas de características edáficas y climáticas contrastadas.

Con este fin, en la metodología se aplica el modelo SWBM-GA de forma distribuida y se compara con los datos obtenidos por el satélite SMOS en su versión L4 y con mediciones *in situ* de estaciones experimentales distribuidas en la cuenca de Duero. Posteriormente, los datos de humedad SMOS L4 se validan mediante estrategias espaciales y temporales en las subzonas de estudio.

Entre las conclusiones obtenidas en la investigación destacan la elevada capacidad del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> para simular con precisión la humedad superficial a la resolución espacial requerida, con una resolución temporal horaria y diaria, en suelos de uso agrícola con una gama amplia de texturas en la zona de estudio. El modelo distribuido permite la validación de SMOS L4 de forma fiable, al reducir los problemas de escala derivados de las diferencias entre la resolución espacial de SMOS L4 y las mediciones *in situ*.

Las series de humedad de SMOS L4 representan satisfactoriamente, de forma estable y consistente, la variabilidad temporal de la humedad SWBM<sub>d</sub> en las estaciones representativas de la cuenca del Duero y en las dos subzonas de estudio. La elevada fiabilidad de SMOS L4 para estimar la variabilidad temporal de la humedad contrasta con su menor capacidad para detectar la variabilidad espacial de la humedad en las subzonas de estudio. La variabilidad espacial de la humedad de SMOS L4 es más homogénea y se distribuye en función de una zonificación relacionada fundamentalmente con las variables climáticas temperatura y precipitación, las cuales ejercen una influencia sobre la variación de la humedad del suelo en mayores extensiones. En contraste, el modelo distribuido presenta una alta capacidad para discriminar la variabilidad espacial de la humedad del suelo debido al papel que juegan a escala de detalle las características edáficas.

El estudio integrado de los datos de humedad del suelo obtenidos con las técnicas de teledetección, modelización distribuida y medidas *in situ* permite superar las limitaciones individuales de cada una de las técnicas, enriqueciendo y proponiendo un sistema más eficaz de monitorización de la humedad del suelo a diferentes escalas.

# ÍNDICE

CAPÍTULO 1 .....	1
1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DE LA TESIS DOCTORAL.....	4
1.2 CONTEXTO DE LA TESIS DOCTORAL .....	6
CAPÍTULO 2 .....	7
2 ANTECEDENTES .....	7
2.1 ESTUDIO DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y SU VARIABILIDAD .....	7
2.2 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD EN EL SUELO .....	10
2.2.1 MEDIDAS <i>IN SITU</i> .....	10
2.2.2 ESTIMACIONES POR TELEDETECCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO .....	12
2.2.3 LA MISIÓN SMOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO	16
2.2.4 TRANSFERENCIA MULTIESCALA DE INFORMACIÓN .....	19
2.2.5 ESTIMACIONES DE LA HUMEDAD DEL SUELO POR MODELIZACIÓN .....	21
2.2.6 ESTIMACIÓN DE HUMEDAD CON EL MODELO SOIL WATER BALANCE MODEL-GREEN AMPT.....	25
CAPÍTULO 3 .....	29
3 ÁREA DE ESTUDIO.....	29
3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA DEL DUERO.....	30
3.1.1 GEOLOGÍA.....	30
3.1.2 CLIMA.....	33
3.1.3 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS GENERALES.....	36
3.1.4 EL MEDIO EDÁFICO.....	36
3.1.5 USOS DEL SUELO Y FORMACIONES VEGETALES .....	37
3.2 DELIMITACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	40
3.3 ESTABLECIMIENTO DE SUBZONAS EXPERIMENTALES.....	44
3.4 SUBZONAS DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	45
3.4.1 SUBZONA REMEDHUS.....	45
3.4.2 SUBZONA CARRIÓN.....	53
CAPÍTULO 4 .....	63
4 MATERIALES Y MÉTODOS .....	63

4.1	FUENTES DE DATOS .....	63
4.1.1	BASE DE DATOS CLIMÁTICA.....	63
4.1.2	BASE DE DATOS DE SUELOS DE LA CUENCA DEL DUERO .....	65
4.1.3	ESTACIONES DE HUMEDAD DEL SUELO .....	66
4.1.4	SMOS L4 .....	72
4.2	MODELO SOIL WATER BALANCE MODEL-GREEN-AMPT (SWBM-GA).....	72
4.2.1	MODELO SWBM-GA DISTRIBUIDO .....	74
4.2.2	OBTENCIÓN DE LOS <i>INPUTS</i> DEL MODELO DISTRIBUIDO.....	75
4.2.2.1	TÉCNICAS DE INTERPOLACIÓN .....	75
4.2.2.2	TÉCNICAS DE VALIDACIÓN DE LOS MAPAS INTERPOLADOS.....	78
4.2.3	VARIABLES DEL MODELO: PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA.....	79
4.2.4	PARÁMETROS DEL MODELO .....	92
4.2.4.1	FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA.....	92
4.2.4.2	<i>INPUTS</i> DISTRIBUIDOS DE LAS FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA .....	94
4.2.4.3	MAPAS DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO .....	99
4.2.5	VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO (SWBM <sub>d</sub> ) Y EVALUACIÓN DE LA COMBINACIÓN DE PARÁMETROS ÓPTIMA.....	100
4.2.5.1	ESTADÍSTICOS DE VALIDACIÓN .....	103
4.3	MAPAS HORARIOS Y DIARIOS DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LAS SUBZONAS DE ESTUDIO .....	104
4.4	ESTRATEGIAS DE VALIDACIÓN DE SMOS L4 .....	104
CAPÍTULO 5 .....		107
5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	107
5.1	VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO .....	107
5.1.1	VALIDACIÓN DE LAS VARIABLES CLIMÁTICAS DEL MODELO SWBM <sub>d</sub> .....	107
5.1.2	PARÁMETROS EDÁFICOS <i>INPUT</i> DE LAS FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA 116	
5.1.3	VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO Y SELECCIÓN DE PARÁMETROS DEL MODELO 127	
5.1.3.1	VALIDACIÓN DIRECTA DE LAS SERIES DE LA HUMEDAD SWBM <sub>d</sub> CON DATOS <i>IN SITU</i> EN LA ZONA DE ESTUDIO .....	127
5.1.3.2	VALIDACIÓN DEL PROMEDIO DE LAS SERIES DE HUMEDAD SWBM <sub>d</sub> CON EL PROMEDIO DE LAS SERIES DE HUMEDAD <i>IN SITU</i> .....	131
5.1.3.3	PARÁMETROS HÍDRICOS DEL SWBM <sub>d</sub> ESPACIALMENTE DISTRIBUIDOS.....	137
5.1.4	VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA HUMEDAD SWBM <sub>d</sub> EN LAS ZONAS REMEDHUS Y CARRION.....	143

5.1.4.1	VARIABILIDAD DE LA HUMEDAD DEL MODELO (SWBM <sub>d</sub> ) EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS EDÁFICOS E HÍDRICOS .....	146
5.1.4.2	EJEMPLOS DE VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL.....	149
5.2	VALIDACIÓN DE SMOS L4 .....	156
5.2.1	VALIDACIONES DE SMOS L4 CON EL MODELO SWBM <sub>d</sub> Y CON OBSERVACIONES <i>IN SITU</i> EN ESTACIONES DE HUMEDAD DEL SUELO REPRESENTATIVAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	156
5.2.2	VALIDACIÓN DE LA HUMEDAD SMOS L4 CON LA HUMEDAD SWBM <sub>d</sub> EN LAS SUBZONAS DE ESTUDIO REMEDHUS Y CARRIÓN .....	169
5.2.2.1	VALIDACIÓN TEMPORAL DE LAS SERIES DE SMOS L4 CON LAS SERIES DEL MODELO DISTRIBUIDO PÍXEL A PÍXEL .....	169
5.2.2.1.1	COMPARACIÓN DE SERIES TEMPORALES DE SMOS L4 Y SWBM <sub>d</sub> .....	169
5.2.2.1.2	VALIDACIÓN TEMPORAL DE LAS SERIES DE HUMEDAD SMOS L4 CON LAS SERIES DE HUMEDAD SWBM <sub>d</sub> .....	175
5.2.2.2	EVALUACIÓN ANUAL Y ESTACIONAL DE LOS RESULTADOS DE LA VALIDACIÓN TEMPORAL DE SMOS L4 .....	183
5.2.2.3	VALIDACIÓN ESPACIAL DE SMOS L4.....	189
5.2.2.4	VALIDACIÓN DE LAS SERIES DE HUMEDAD MEDIA ESPACIAL DE SMOS L4 CON SWBM <sub>d</sub>	194
CAPÍTULO 6	.....	197
6	CONCLUSIONES.....	197
REFERENCIAS	.....	201
7	REFERENCIAS.....	201
ANEXO	.....	227
8	ANEXO.....	227

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1	Mapa de localización de la zona de estudio (29.299 km <sup>2</sup> ), incluyendo las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia.....	29
Figura 3.2	Mapa litoestratigráfico de la Cuenca del Duero. Fuente: modificado a partir del Mapa litoestratigráfico del Instituto Geológico y Minero de España (1:200.000), obtenido de la Confederación Hidrográfica del Duero ( <a href="http://www.chduero.es/">http://www.chduero.es/</a> ). .....	31
Figura 3.3	Leyenda del mapa litoestratigráfico de la Cuenca del Duero. Fuente: modificado de la Confederación Hidrográfica del Duero ( <a href="http://www.chduero.es/">http://www.chduero.es/</a> ). .....	32
Figura 3.4	Mapa de temperaturas medias anuales (T <sub>m</sub> anual) de la cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluye la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. (Fuente: elaboración propia a partir del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013). .....	33

Figura 3.5 Mapa de precipitaciones medias anuales de la cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	34
Figura 3.6 Mapa de número medio de días al año en los que la precipitación observada es mayor de 1mm en la Cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	35
Figura 3.7 Mapa del Índice de Aridez (Barrow, 1992) de la cuenca del Duero. Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	35
Figura 3.8 Mapa de suelos de Castilla y León. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	38
Figura 3.9 Mapa de Cultivos y Superficies Naturales Castilla y León con la demarcación de la Cuenca del Duero y la zona y subzonas de estudio. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	39
Figura 3.10 Esquema metodológico para la delimitación de la zona de estudio.	40
Figura 3.11 Mapa de cultivos filtrado con nivel de detalle de 20m de pixel.	41
Figura 3.12 Mapa de densidad de cultivos con un valor umbral de $\geq 25\%$ de densidad para un pixel de 1km de lado (tamaño de malla de SMOS L4).	41
Figura 3.13 Mapa de altitud de la Cuenca del Duero. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de elevaciones del CNIG.	42
Figura 3.14 Mapa de densidad de estaciones meteorológicas (54 estaciones en total) estimados a partir de la densidad <i>kernel</i> (radio 50km) y clasificados según la técnica <i>Natural Neighbor</i> (10 clases).	43
Figura 3.15 Mapa de densidad de muestras del suelo (10.407 muestras de suelo) estimado a partir de la densidad <i>kernel</i> y clasificados según la técnica <i>Natural Neighbor</i> (10 clases).	44
Figura 3.16. Mapa de localización de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.	45
Figura 3.17. Mapa altimétrico de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.	46
Figura 3.18. Mapa de pendientes de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.	46
Figura 3.19 Mapa de precipitaciones medias anuales de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	48
Figura 3.20 Mapa de temperaturas medias anuales de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	48
Figura 3.21 Mapa litológico de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	50
Figura 3.22 Mapa de suelos de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria <i>et al.</i> , 2013).	51

Figura 3.23 Mapa de Usos de suelo de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). .....	52
Figura 3.24. Mapa de localización de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG. ....	54
Figura 3.25. Mapa altimétrico de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG. ....	54
Figura 3.26. Mapa de pendientes de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG. ....	55
Figura 3.27 Mapa de temperaturas medias anuales de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). ....	55
Figura 3.28 Mapa de precipitaciones medias anuales de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). ....	56
Figura 3.29 Mapa de Usos de suelo de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). ....	57
Figura 3.30. Mapa litológico de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). ....	58
Figura 3.31 Mapa de suelos de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría <i>et al.</i> , 2013). ....	61
Figura 4.1 Mapa de estaciones meteorológicas y estaciones de humedad del suelo seleccionadas en la zona de estudio. ....	64
Figura 4.2 Localización de las muestras de la base de datos de suelo de la cuenca del Duero. ....	66
Figura 4.3 Mapa de localización de la red REMEDHUS con la distribución espacial de los dispositivos experimentales. ....	67
Figura 4.4 Estación meteorológica de Villamor. ....	68
Figura 4.5 Estaciones de medición de la humedad del suelo de REMEDHUS. ....	68
Figura 4.6 Instalación de sondas y toma de muestras en las estaciones de la red de Inforiego. ....	70
Figura 4.7 Esquema del modelo de balance de agua del suelo (Brocca <i>et al.</i> 2008). ....	73
Figura 4.8 Espectro de semivariogramas producido por el modelo geoestadístico <i>Empirical Bayesian Kriging</i> (EBK) para una fecha y hora determinada para toda la zona de estudio. ....	77
Figura 4.9 Fases para la obtención de las variables del modelo SWBM-GA para su aplicación de forma distribuida. ....	80
Figura 4.10 Mapa de precipitación acumulada registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses). ....	81
Figura 4.11 Mapa de horas con precipitación mayor de cero registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses). ....	82
Figura 4.12 Mapa de precipitación máxima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses). ....	82
Figura 4.13 Mapa de temperatura máxima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio. ....	83

Figura 4.14 Mapa de temperatura mínima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio. ....	83
Figura 4.15 Mapa de temperatura media horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio. ....	84
Figura 4.16 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación P04 localizada al norte de la subzona de Carrión. ....	84
Figura 4.17 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación Granja localizada al norte de la subzona de REMEDHUS. ....	84
Figura 4.18 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación P07 localizada al norte de la zona de estudio, próxima a la cordillera Cantábrica. ....	85
Figura 4.19 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación VA08 localizada en centro de la zona de estudio. ....	85
Figura 4.20 Esquema de selección de estaciones más cercanas en un rango de 50km para su comparación. ....	86
Figura 4.21 Histograma de las precipitaciones horarias en fechas representativas del periodo. Ejemplo de mediana de la precipitación en otoño de 2013. ....	88
Figura 4.22 Esquema del modelo de cálculo de la precipitación y temperatura distribuida a partir de datos puntuales mediante técnicas de interpolación espacial. ....	90
Figura 4.23 Doble anidación del modelo de precipitación y temperatura distribuida para su optimización en ModelBuilder. ....	91
Figura 4.24 a) histograma (izquierda) y gráfico QQ (derecha) de la arena y b) el equivalente para la arcilla aplicando una transformación <i>box-cox</i> . ....	95
Figura 4.25. a) Histograma de las muestras de la materia orgánica sin filtrar (izquierda) con las muestras con materia orgánica mayor del 10% marcadas en azul en el histograma y en el mapa (derecha). b) Histograma de las muestras con materia orgánica inferior al 3% (izquierda) y gráfico QQ de estas mismas muestras (derecha). ....	96
Figura 4.26 Histograma (izquierda) y gráfico QQ (derecha) de los datos de densidad aparente. ....	96
Figura 5.1 Histogramas del RMSE (izquierda) y de AKSE (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f). ....	109
Figura 5.2 Histogramas del MSPE (izquierda) y de RMSP (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f). ....	110
Figura 5.3 Histogramas del ME (izquierda) y de RMSE (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f). ....	111
Figura 5.4 Mapas de temperatura horaria seleccionados en determinadas fechas y horas del periodo de estudio en la zona de estudio. ....	112
Figura 5.5 Mapas de precipitación horaria seleccionados en determinadas fechas y horas del periodo de estudio en la zona de estudio. ....	113
Figura 5.6 Temperatura media en el periodo de estudio en el área de REMEDHUS. ....	114
Figura 5.7 Temperatura media (°C) en el periodo de estudio en el área de Carrión. ....	114
Figura 5.8 Precipitación acumulada (mm) en el periodo de estudio en el área de REMEDHUS. ....	115

Figura 5.9 Precipitación acumulada (mm) en el periodo de estudio en el área de Carrión .....	115
Figura 5.10 Clases texturales en la zona de estudio. ....	117
Figura 5.11 Superficie en % de las clases de textura USDA en la zona de estudio. ....	118
Figura 5.12 Fracción textural arena en la zona de estudio. ....	118
Figura 5.13 Fracción textural arcilla en la zona de estudio. ....	119
Figura 5.14 Clases texturales en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). .....	119
Figura 5.15 Clases texturales en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	120
Figura 5.16 Fracción textural arcilla en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	120
Figura 5.17 Fracción textural arcilla (%) en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	121
Figura 5.18 Fracción textural arena en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	121
Figura 5.19 Fracción textural arena en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	122
Figura 5.20 Superficie en % respecto al total de las clases de textura USDA en las subzonas de REMEDHUS y Carrión. ....	122
Figura 5.21 Contenido promedio de las fracciones arena y arcilla (en %) en la zona de estudio y en las subzonas de REMEDHUS y Carrión. ....	123
Figura 5.22 Promedio de la densidad aparente ( $D_a$ ), materia orgánica (MO) y conductividad hidráulica ( $K_s$ ) en las zonas de estudio. ....	123
Figura 5.23 Materia orgánica en la zona de estudio. ....	124
Figura 5.24 Materia orgánica en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	124
Figura 5.25 Materia orgánica en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). .....	125
Figura 5.26 Densidad aparente en la zona de estudio. ....	126
Figura 5.27 Densidad aparente en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). ....	126
Figura 5.28 Densidad aparente en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola). .....	127
Figura 5.29 Validación por agrupaciones texturales. Estadísticos $X$ , (STD), máximo (Max), mínimo (Min) y percentiles 20, 50 y 80- ( $P_{20}$ , $P_{50}$ y $P_{80}$ ) de los índices de ajuste y error R (a), d (b), RMSD en $m^3 m^{-3}$ (c), sesgo en $m^3 m^{-3}$ (d) de la validación por agrupaciones texturales. ....	130
Figura 5.30 Media $X$ , desviación estándar (STD), máximo (Max), mínimo (Min) y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ , $P_{50}$ y $P_{80}$ ) de RSR y PBIAS de la validación por agrupaciones texturales. ....	131

Figura 5.31 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media <i>in situ</i> (verde) de todas las estaciones disponibles en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias. ....	134
Figura 5.32 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media <i>in situ</i> (verde) de todas las estaciones correspondientes a la agrupación textural muy gruesa en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones. ....	135
Figura 5.33 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media <i>in situ</i> (verde) de todas las estaciones correspondientes a la agrupación textural gruesa en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones. ....	136
Figura 5.34 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media <i>in situ</i> (verde) de todas las estaciones correspondientes a la agrupación textural media en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones. ....	136
Figura 5.35 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media <i>in situ</i> (verde) de todas las estaciones correspondientes a la agrupación textural fina en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones. ....	137
Figura 5.36 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de cultivos. ....	138
Figura 5.37 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de Carrión. ....	138
Figura 5.38 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de REMEDHUS. ....	139
Figura 5.39 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de estudio. ....	140
Figura 5.40 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de REMEDHUS. ....	140
Figura 5.41 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de Carrión. ....	141
Figura 5.42 Humedad residual ( $\theta_r$ ) en la zona de estudio. ....	141
Figura 5.43 Valores de la humedad residual $\theta_r$ asignados a las clases de textura. ....	142
Figura 5.44 Humedad residual ( $\theta_r$ ) en la zona de REMEDHUS. ....	142
Figura 5.45 Humedad residual ( $\theta_r$ ) en la zona de Carrión. ....	143
Figura 5.46 Humedad diaria media de SWBMD (verde) más menos la desviación estándar en el área (gris) con la precipitación diaria media en REMEHUS. ....	144
Figura 5.47 Humedad diaria media de SWBMD (verde) más menos la desviación estándar en el área (gris) con la precipitación diaria media en Carrión. ....	144
Figura 5.48 Humedad media por estaciones del año para REMEDHUS (verde) y para Carrión (rojo). En el eje y derecho se representa la precipitación media acumulada en mm representada en barras rojas para Carrión y en barras verdes para REMEDHUS. ....	145
Figura 5.49 Humedad media por estaciones del año para REMEDHUS (verde) y para Carrión (rojo). En el eje y derecho se representa la temperatura en °C representada en barras rojas para Carrión y en barras verdes para REMEDHUS. ....	145
Figura 5.50. Mapa de SWBMD <sub>av</sub> de REMEDHUS (A y B son ejemplos de localizaciones representativas de la zona). ....	146
Figura 5.51 Mapa SWBMD <sub>av</sub> en Carrión (C y D son ejemplos de localizaciones representativas de la zona). ....	147

Figura 5.52 Media, desviación estándar, máximo mínimo y percentiles 20, 50 y 80 de la humedad media temporal (SWBM <sub>av</sub> ) para el conjunto de píxeles de REMEDHUS y Carrión.....	147
Figura 5.53 Fracciones texturales arena, arcilla y humedad temporal media en % de REMEDHUS y Carrión.....	148
Figura 5.54 SWBM <sub>av</sub> y CVt por agrupaciones texturales. Los puntos numerados representan píxeles con valores atípicos.....	148
Figura 5.55 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del píxel A con textura franco arenosa y con una humedad media en el periodo (SWBM <sub>av</sub> ) igual al valor de la mediana del conjunto de datos en la zona de REMEDHUS.....	150
Figura 5.56 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del píxel B con textura franco arcillo arenosa y con una de las mayores SWBM <sub>av</sub> en la zona de REMEDHUS (la tercera mayor). ....	150
Figura 5.57 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del píxel C con textura arcillosa perteneciente a la clase textural arcillosa y con un contenido de arcilla de 43,3% y una densidad aparente de 1758,5 kg m <sup>-3</sup> . El SWBM <sub>av</sub> es de 0,184 m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> .....	151
Figura 5.58 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del píxel D con textura franco arcillo arenosa perteneciente a la clase textural fina y con una humedad media en el periodo (SWBM <sub>av</sub> ) igual al valor de la mediana del conjunto de datos en la zona de CARRIÓN.....	152
Figura 5.59 Mapas de la humedad diaria SWBM <sub>d</sub> de las fechas 18/10/2012 (a), 18/05/2013 (b), 15/08/2013 (c) y 9/02/2014 de REMEDHUS (d). ....	154
Figura 5.60 Mapas de la humedad diaria SWBM <sub>d</sub> de las fechas 19/10/2012 (a), 18/05/2013 (b), 15/08/2013 (c) y 9/02/2014 (d) de Carrión.....	155
Figura 5.61 Resultados de la validación SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> para el conjunto de estaciones: (a) R y d, (b) RMSD, cRMSD, sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ). ....	160
Figura 5.62 Series temporales de la humedad del suelo: <i>in situ</i> , SWBM <sub>d</sub> y SMOS L4 a la izquierda y gráficos de dispersión de SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> de las estaciones L07 (a y b), J14 (c y b), ZA01 (e y f) y P02 (g y h). ....	161
Figura 5.63 Precipitación mensual media, máxima y mínima de las estaciones estudiadas.....	162
Figura 5.64 Gráficas de dispersión de los datos SMOS- <i>in situ</i> (izquierda) y SMOS-SWBM <sub>d</sub> (derecha) representadas en función de los meses (símbolos) y estaciones del año (colores) de las estaciones: L07 (a y b), L4 (c y d), ZA01 (e y f) y P02 (g y h).....	164
Figura 5.65 Coeficientes de bondad de ajuste R y d en agrupaciones texturales para las validaciones SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> .....	165
Figura 5.66 RMSD y sesgo de agrupaciones texturales para las validaciones SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> . ....	166
Figura 5.67 Series temporales de la humedad del suelo: <i>in situ</i> , SWBM <sub>d</sub> y SMOS L4 y de precipitación (izquierda) y gráficos de dispersión (derecha) de SMOS- <i>in situ</i> -SMOS-SWBM <sub>d</sub> para las estaciones LE08 (a) y ZA04 (b).....	167
Figura 5.68 Series temporales de la humedad del suelo <i>in situ</i> , de SWBM <sub>d</sub> y de SMOS L4 y de precipitación (izquierda) y gráfico de dispersión SMOS- <i>in situ</i> -SMOS-SWBM <sub>d</sub> para la estación ZA02... 167	167
Figura 5.69 Series temporales de la humedad del suelo <i>in situ</i> , SWBM <sub>d</sub> y SMOS L4 a la derecha y a la izquierda gráfico de dispersión SMOS- <i>in situ</i> -SMOS-SWBMd para las estaciones SG02 (a) y J03 (b).. 168	168

Figura 5.70 Valores de cRMSD para agrupaciones texturales en las validaciones SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> .....	169
Figura 5.71 Distribución espacial de la humedad media temporal (SMOS <sub>av</sub> ) de SMOS L4 en REMEDHUS.....	171
Figura 5.72 Mapa de CV SMOS (a) y de CV SWBM (b) de REMEDHUS.....	172
Figura 5.73 Distribución espacial de la humedad media temporal (SMOS <sub>av</sub> ) de SMOS L4 en Carrión....	173
Figura 5.74 Distribución espacial del coeficiente de variación temporal de la humedad media temporal (CV) en SMOS L4 (a) y en SWBM <sub>d</sub> (b) en Carrión.....	174
Figura 5.75. Resultados de R y d (izquierda) y RMSD, cRMSD y sesgo (bias) en m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> (derecha) de la validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> correspondientes a los píxeles de REMEDHUS y Carrión.....	176
Figura 5.76 Distribución espacial del R de la validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).....	178
Figura 5.77 Distribución espacial del índice d de la validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).....	179
Figura 5.78 Distribución espacial de la RMSD de la validación SMOS L4-SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).....	180
Figura 5.79 Distribución espacial del sesgo de la validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).....	181
Figura 5.80 Distribución espacial de la cRMSD de la validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).....	182
Figura 5.81 Gráficas de dispersión globales de las series de humedad SMOS-SWBM <sub>d</sub> del conjunto de píxeles de REMEDHUS (izquierda) y Carrión (derecha) para los años 2012 (a, d), 2013 (b, e) y 2014 (c, f).....	185
Figura 5.82 Distribución estacional de R (a) y d (b) con respecto P <sub>a</sub> (mm), en REMEDHUS (verde) y Carrión (rojo).....	187
Figura 5.83 Distribución estacional de RMSD (a), sesgo (b) y cRMSD (c) con respecto P <sub>a</sub> (mm), en REMEDHUS (verde) y Carrión (rojo).....	188
Figura 5.84 R, p-valor e índice d de la validación espacial de SMOS con SWBM <sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media diaria en el periodo.....	192
Figura 5.85 R, p-valor e índice d de la validación espacial de SMOS con SWBM <sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media diaria en el periodo.....	192
Figura 5.86 RMSD (verde), cRMSD (azul) y sesgo (línea discontinua) de la validación espacial entre SMOS y SWBM <sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en REMEDHUS. Se representa también en barras azules la precipitación media en el periodo.....	193
Figura 5.87 RMSD (verde), cRMSD (azul) y sesgo (línea discontinua) de la validación espacial de SMOS con SWBM <sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media en el periodo.....	193

Figura 5.88 Humedad media espacial de SMOS L4 (rojo) y de SWBMd (verde) y precipitación media espacial en el periodo de estudio en REMEDHUS. En la parte inferior del gráfico se representa la precipitación media espacial diaria..... 195

Figura 5.89 Humedad media espacial de SMOS L4 (rojo) y de SWBMd (verde) y precipitación media espacial en el periodo de estudio en Carrión..... 195

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Resumen de la información recogida, número de muestras, origen en la base de datos de la cuenca del Duero.....65

Tabla 4.2 Tabla con las fracciones texturales, textura, materia orgánica, densidad aparente y estadísticos de las series de humedad del suelo media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo (MAX), mínimo (MIN) y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ). También se muestran los usos de suelo..... 71

Tabla 4.3 Propuesta de combinación de métodos de obtención de parámetros hídricos para el caso de estudio ..... 101

Tabla 4.4 Propuesta de combinación de parámetros obtenida por distintos métodos para cada agrupación textural ..... 102

Tabla 5.1 Estadísticos media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo y mínimo de la temperatura horaria distribuida ( $^{\circ}\text{C}$ ) del conjunto de píxeles en los periodos completo y anuales..... 107

Tabla 5.2 Resultados de la validación cruzada de los mapas de temperatura horaria distribuida en términos de Root mean square error en  $^{\circ}\text{C}$  (RMSE), Average standar error en  $^{\circ}\text{C}$  (AKSE), Mean standarized prediction errors (MSPE) adimensional (ad) y Root mean squared standarized prediction error (RMSP) adimensional (ad)..... 108

Tabla 5.3 Precipitaciones horarias media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar asociada (STD), mínima y máxima para el conjunto de píxeles, precipitación media acumulada ( $P_a$ ) y porcentaje de horas respecto al total. .... 108

Tabla 5.4 Resultados de la validación cruzada de los mapas de precipitación horaria distribuida en términos de *Mean predictor error* (ME) *Root mean square prediction error* en mm (RMSE)..... 110

Tabla 5.5 Resultados de las validaciones cruzada y por subconjuntos de los parámetros edáficos arena, arcilla, materia orgánica (MO) y densidad aparente ( $D_a$ ) en términos de ME, RMSE, AKSE, MSPE y RMSP. .... 116

Tabla 5.6 Rango de variación de R, d, RMSD, sesgo, RSR y PBIAS de las combinaciones aplicadas para las 26 estaciones. Los estadísticos  $\bar{x}$ , STD, máximo, mínimo,  $P_{20}$ ,  $P_{50}$ ,  $P_{80}$  se refieren al conjunto de estaciones para cada combinación..... 128

Tabla 5.7 Resultados de la validación de la humedad SWBM<sub>d</sub> obtenida mediante las combinaciones óptimas de parámetros ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ) seleccionadas por agrupaciones texturales de las estaciones. .... 129

Tabla 5.8 Estadísticos del conjunto de estaciones Media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo, mínimo, y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ) de R, d, RMSD, el sesgo, RSR y PBIAS de las de la validación de la humedad SWBM<sub>d</sub> obtenida mediante las combinaciones óptimas de parámetros ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ) seleccionadas por agrupaciones texturales. .... 130

Tabla 5.9 Rango de variación de los resultados en términos de R, d, RMSD, sesgo, RSR y PBIAS en función de las diferentes combinaciones de obtención de los parámetros aplicadas cuando la validación por promedios se realiza con todas las estaciones o con las estaciones separadas por agrupaciones texturales. .... 132

Tabla 5.10 Valores de R, d, RMSD, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación del promedio de las series de humedad SWBM <sub>d</sub> con el promedio de las series de humedad <i>in situ</i> para la combinación óptima de parámetros de todas las estaciones y de las estaciones por agrupaciones texturales. También se muestra el número de estaciones por periodo (N°) correspondiente a cada campaña.....	133
Tabla 5.11 Correlaciones espaciales entre las fracciones arena, arcilla, Da y MO con SWBM <sub>av</sub> y CV SWBM en las zonas de REMEDHUS y Carrión.....	146
Tabla 5.12 Humedad diaria media, máximo y mínimo de las zonas y precipitación acumulada en las fechas seleccionadas.....	151
Tabla 5.13 Medias temporales X <sub>t</sub> y coeficientes de variación temporal CV <sub>t</sub> de la humedad del suelo de las series <i>in situ</i> , SWBM <sub>d</sub> y SMOS L4, y estadísticos X, STD, máximo, mínimo y percentiles P <sub>20</sub> , P <sub>50</sub> y P <sub>80</sub> del conjunto de estaciones. ....	157
Tabla 5.14 Resultados de las validaciones SMOS- <i>in situ</i> y SMOS-SWBM <sub>d</sub> (R, d, RMSD, cRMSD, sesgo) y estadísticos (X, STD, mínimo, P <sub>20</sub> , P <sub>50</sub> y P <sub>80</sub> y máximo) del conjunto de estaciones. ....	159
Tabla 5.15 Valores promedio, máximo y mínimo (entre paréntesis) de las X <sub>t</sub> y de los CV <sub>t</sub> de las series <i>in situ</i> , SWBM <sub>d</sub> y SMOS L4 correspondientes a las agrupaciones texturales de las estaciones. ....	165
Tabla 5.16 Estadísticos del conjunto de píxeles de (X, STD, máximo, mínimo y P <sub>20</sub> , P <sub>50</sub> y P <sub>80</sub> ) de X <sub>t</sub> , y CV <sub>t</sub> de REMEDHUS y de Carrión.....	170
Tabla 5.17 Estadísticos del conjunto de píxeles (X, STD, máximo, mínimo y P <sub>20</sub> , P <sub>50</sub> y P <sub>80</sub> ) de R, d, RMSD, cRMSD, sesgo y sesgo en valor absoluto (sesgo abs.) de los resultados de las validaciones SMOS-SWBM <sub>d</sub> en las subzonas de estudio. ....	175
Tabla 5.18 X <sub>t</sub> y CV <sub>t</sub> de SMOS L4 y de SWBM <sub>d</sub> y estadísticos de validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> por periodos anuales para REMEDHUS. También, se muestran la precipitación media espacial acumulada P <sub>a</sub> días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación DP (%) por años.....	184
Tabla 5.19 X <sub>t</sub> y CV <sub>t</sub> de SMOS L4 y de SWBM <sub>d</sub> y estadísticos de validación SMOS-SWBM <sub>d</sub> por periodos anuales para Carrión. También, se muestran la precipitación media espacial acumulada P <sub>a</sub> días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación DP (%) por años.....	184
Tabla 5.20 Humedad media, X <sub>t</sub> , y coeficiente de variación, CV <sub>t</sub> , temporales de SWBM <sub>d</sub> y SMOS y la precipitación media espacial acumulada (P <sub>a</sub> ), días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación (DP %) por estaciones del año para REMEDHUS. ....	186
Tabla 5.21 Humedad media, X <sub>t</sub> , y coeficiente de variación, CV <sub>t</sub> , temporales de SWBM <sub>d</sub> y SMOS y la precipitación media espacial acumulada (P <sub>a</sub> ), días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación (DP %) por estaciones del año para Carrión. ....	186
Tabla 5.22 Estadísticos para el conjunto de días de X <sub>e</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) y de CV <sub>e</sub> en REMEDHUS. ....	190
Tabla 5.23 Estadísticos para el conjunto de días de X <sub>e</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) y de CV <sub>e</sub> en Carrión.....	190
Tabla 5.24 Resultados de la validación espacial en REMEDHUS.....	191
Tabla 5.25 Resultados de la validación espacial en Carrión. ....	191
Tabla 5.26 Resultados de la validación de la humedad media espacial de SMOS L4 con la humedad media espacial SWBM <sub>d</sub> en REMEDHUS y Carrión.....	195

## ACRÓNIMOS

AEMet	Agencia Estatal de Meteorología
AIMCRA	Asociación de Investigación para la Mejora del Cultivo de Remolacha Azucarera
ALOS-PALSAR	<i>Advanced Land Observing Satellite. Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar</i>
AMSR	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer aboard EOS</i>
ANSWERS	<i>Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation</i>
ASAJA	Asociación Agraria de Jóvenes Agricultores de Soria
ASCAT	<i>Advanced SCATterometer</i>
BEC	<i>Barcelona Expert Center</i>
CCI	<i>Climate Change Initiative</i>
CDF	<i>Cumulative Distribution Function</i>
CIEMAT	Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas
CNIG	Centro Nacional de Información Geográfica
COSMOS	<i>Cosmic-ray Soil Moisture Observing System</i>
EBK	<i>Empirical Bayesian Kriging</i>
EEBB	Ayudas a la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves en centros de i+d españoles y extranjeros
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ECV-EOS	<i>Essential Climate Variable Global Climate Observing System</i>
EPIC	<i>Environmental Policy Integrated Climate</i>
ERA	<i>Era Retrospective Analysis</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
ESACCISM	<i>European Space Agency Climate Change Initiative Soil Moisture</i>
ESAC	<i>ESA's ESAC Science Data Centre</i>
eupf	<i>European pedotransfer functions</i>
FAO	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
FDR	<i>Frequency Domain Reflectometry</i>
FET	Funciones de EdafoTransferencia
FET's	Funciones de EdafoTransferencia
FPI	Formación de Personal Investigador
GA	<i>Geostatistical Analyst</i>

---

GCOS	<i>Global Climate Observing System</i>
GEOS	<i>Group on Earth Observations</i>
GNSS-R	<i>Global Navigation Satellite System Reflectometry reflectivity</i>
GPRS	<i>General Packet Radio Service</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
HIDRUS	Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca
HYPRES	<i>HYdraulic PROPERTIES of European Soils</i>
IDW	<i>Inverse Distance Weighted</i>
IGME	Instituto Geológico y Minero de España
INES	Inventario Nacional de Erosión de Suelos
ISMN	<i>International Soil Moisture Network</i>
ITACyL	Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León
JRC	<i>Joint Research Centre</i>
L2	Level 2
L3	Level 3
L4. v.3	Level 4 versión 3
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LGM-SWAP	Het Landelijk Grondwatermodel (groundwater flow model)- <i>Soil Water Atmosphere Plant model</i>
L-MEB	<i>L- band Microwave Emission of the Biosphere</i>
LST	<i>Land Surface Temperature</i>
LUCAS	<i>Land User/Cover Area frame Statistical Survey</i>
MATLAB	<i>MATrix LABoratory</i>
MDT	Modelo digital del terreno
MetOP	<i>Meteorological Operational</i>
MPDI	<i>Modified perpendicular drought index</i>
MIDAS	<i>Mining Data and Simulation</i>
MIKE-SHE	<i>European Hydrological System MIKE</i>
MIRAS	<i>Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis</i>
MMA-CHD	Ministerio de Medio Ambiente - Cuenca Hidrográfica del Duero
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MSPE	<i>Mean Squared Prediction Error</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>

---

NDVI-Kcb	NDVI y el coeficiente de cultivo en su variante basal
NIR	<i>Near InfraRed</i>
ORCHIDEE	<i>ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environment</i>
PRESSCA	Sistema de detección de riesgo de deslizamiento.
PROMET	<i>Processes of Radiation, Mass and Energy Transfer</i>
REMEDHUS	Red de Medición de la Humedad de la Universidad de Salamanca
RFI	<i>Radio-Frequency Interference</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SMAP	<i>Soil Moisture Active and Passive mission</i>
SIAR	Sistema de Información Al Regante
SMOS	<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i>
SURFEX ISBA SVAT	<i>Soil Vegetation Atmosphere Transfer Externalized Surface</i>
SVAT	<i>Soil Vegetation Atmosphere Transfer</i>
SVAT SURFEX	<i>Soil Vegetation Atmosphere Transfer Externalized Surface</i>
SWAP	<i>Soil Water Atmosphere Plant mode</i>
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>
SWBM	<i>Soil Water Balance Model Green-Ampt (acrónimo simplificado)</i>
SWBM-GA	<i>Soil Water Balance Model Green-Ampt</i>
SWBM <sub>d</sub>	Versión distribuida del modelo <i>Soil Water Balance Model Green-Ampt</i>
TDR	<i>Time-domain Reflectometry</i>
USAL	Universidad de Salamanca
USDA	<i>United States Department of Agriculture</i>
USDA-NRCS	<i>USDA-Natural Resources Conservation Service</i>
UTC	<i>Universal Coordinated Time</i>
UZF1	<i>Unsaturated-Zone Flow</i>
VAS	<i>Valencia Anchor Station</i>
VI	índices de vegetación espectrales
VIC	<i>Variable Infiltration Capacity</i>
VIS/NIR	<i>Visible and Near InfraRed spectrum</i>
WaSiM	<i>Water Flow and Balance Simulation Model</i>
WEPP	<i>Water Erosion Prediction Project</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i>
WSN	<i>Wireless Sensor Networks</i>



## SÍMBOLOS

AKSE	<i>Average kriging standard error</i>
sesgo abs.	Sesgo en valor absoluto
PBIAS	<i>Percent Bias</i>
R	Coefficiente de correlación (correlation coefficient) de Pearson
d	índice de acuerdo (Willmott, 1982)
RMSE	<i>Root Mean Squared Error</i>
RMSD	<i>Root Mean Square Difference</i>
cRMSD	<i>Centered Root Mean Square Difference</i>
RMSP	<i>Root mean squared standarized prediction error</i>
MSPE	<i>Mean standarized prediction errors</i>
ME	<i>Mean predictor error</i>
ME <sub>st</sub>	<i>Mean standarized prediction errors</i>
ASE	<i>Average standar error</i>
RSR	<i>RMSD-Observations Standard deviation ratio</i>
$\bar{X}$	Estadístico promedio
STD	Estadístico desviación estándar máximo, y mínimo
P <sub>20</sub> , P <sub>50</sub> y P <sub>80</sub>	Percentiles 20, 50 y 80 respectivamente
$\bar{P}_a$	Precipitación media espacial acumulada
DP	Número de días de precipitación registrada en algún punto en cada subzona
%DP	DP expresado en porcentaje con respecto al número total de días
Ks	Conductividad hidráulica saturada del suelo
$\theta_s$	Humedad de saturación del suelo
$\theta_r$	Humedad residual del agua en el suelo
Ce	Designa el cultivo de cereal
Ma	Designa el cultivo maíz
Re	Designa el regadío
Vi	Designa el cultivo viñedo
Gi	Designa el cultivo girasol
Cho	Designa los chopos
S	Clases textural USDA arenosa
LS	Clases textural USDA arenoso franca
SL	Clases textural USDA franco arenosa

L	Clases textural USDA franca
SCL	Clases textural USDA franco arcillo arenosa,
CL	Clases textural USDA franco arcillosa
C	Clases textural USDA arcillosa.
t (ecuación 1)	El tiempo
$\theta(t)$ (ecuaciones 1, 3 y 5)	Cantidad de agua en términos volumétricos de la capa de suelo investigada con una profundidad Z
f(t) (ecuación 1)	Fracción de precipitación que se infiltra en el suelo
e(t) (ecuaciones 1 y 5)	Tasa de evapotranspiración
g(t) (ecuación 1 y 3)	Tasa de drenaje
$\psi_b$ (ecuaciones 2 y 6)	Potencial matricial del frente de humectación
$\theta_i$ (ecuación 2)	Humedad del suelo al comienzo del evento de precipitación
F (ecuación 2) precipitación	Profundidad de la infiltración acumulada desde el inicio de la
r(t) (ecuación 2)	Intensidad de la lluvia
$\lambda$ (ecuación 3)	Índice de distribución de tamaño de poro
$T_a(t)$ (ecuación 4)	Temperatura del aire en °C,
$\xi$ (ecuación 4)	Porcentaje del total de horas de luz diaria para el periodo usado (diario o mensual) respecto al periodo de horas de luz anuales
ETp (ecuaciones 4 y 5)	Evapotranspiración potencial
$K_c$ (ecuación 4)	Factor de corrección que tiene en cuenta la naturaleza empírica de la ecuación
Z (ecuaciones 1 y 4)	Profundidad de simulación
$Z(x_0)$ (ecuación 7)	Valor que se intenta predecir para la localización $x_0$ ,
N	Número del conjunto de datos
$\lambda_i$ (ecuaciones 7 y 8)	Peso asignado a cada punto usado en la predicción
d (ecuación 8)	Distancia euclidiana
N(h) (ecuación 9)	Número de pares de datos dentro de una clase dada de distancia h
NI	Número de intervalos
TI	Tamaño de los intervalos del semivariograma
$D_{MED}$	Distancia media entre las estaciones más cercanas
$D_{MAX}$	Distancia máxima entre estaciones
$\hat{z}(x_i)$ (ecuaciones 10 y 11)	Valor predicho
$z(x_i)$ (ecuaciones 10 y 11)	Valor observado
$\sigma^2$	Varianza kriging

---

$^{\circ}\text{C}$	Grados centígrados
dh	día-hora
$T_{dh}$	Temperatura en un día y hora
$P_{dh}$	Precipitación en un día y hora
P	Precipitación
T	Temperatura
$K_{sSax}$	Conductividad hidráulica de saturación del suelo con la función Saxton
$K_{sRos}$	Conductividad hidráulica de saturación del suelo con la función Rosetta H3
$K_{seu}$	Conductividad hidráulica de saturación del suelo con la función euptf
$\theta_{sSax}$ ,	Humedad de saturación del suelo con la función Saxton
$\theta_{sRos}$ ,	Humedad de saturación del suelo con la función Rosetta H3
$\theta_{seu}$ ,	Humedad de saturación del suelo con la función euptf
$\theta_{sRE}$	Humedad de saturación del suelo con la función REMEDHUS
$\theta_rRa$	Humedad residual del suelo de Rawls et al., (1982)
$\theta_rRE$ .	Promedio del valor mínimo de las series de humedad de estaciones de REMEDHUS por agrupaciones texturales.
$\theta_{rav}$	Promedio del valor mínimo de las series de humedad de estaciones de REMEDHUS e Inforiego por agrupaciones texturales.
ad	Valor adimensional
MO	Contenido de materia orgánica
Da	Densidad aparente del suelo
$\bar{X}_t$	Humedad media temporal (en los mapas es referido como $SMOS_{av}$ y $SWBM_{av}$ para SMOS y SWBM respectivamente)
CVt	Coefficiente de variación temporal, (en los mapas es referido como CV SMOS y CV SWBM para SMOS y SWBM respectivamente)
$\bar{X}_e$	Humedad media espacial
CVe	Coefficiente de variación espacial
$\bar{P}_e$	Precipitación media espacial diaria



---

# CAPÍTULO 1

---

## 1 INTRODUCCIÓN

La humedad del suelo es una variable clave que interviene en una amplia variedad de procesos geomorfológicos, hidrológicos, edafológicos, ecológicos, climáticos y agronómicos sobre un amplio rango de escalas temporales y espaciales (Vereecken *et al.*, 2008). Su importancia en el ciclo hidrológico ha sido subrayada en numerosos trabajos de investigación y en proyectos científicos (Brocca *et al.*, 2017a; Corradini, 2014; Zell *et al.*, 2012) tales como *European Space Agency Climate Change Initiative Soil Moisture* (ESACCISM, 2017), *Soil Moisture Active and Passive mission* (SMAP, 2017), *International Soil Moisture Network* (ISMN, 2017), y *Cosmic-ray Soil Moisture Observing System*, (COSMOS, 2017). Es una variable fundamental para comprender la evolución del clima y los efectos del cambio climático (Seneviratne *et al.*, 2010), ocupando un puesto relevante entre las variables climáticas esenciales (*Essential Climate Variable* del *Global Climate Observing System*) de la Organización Meteorológica Mundial.

Desde el punto de vista del funcionamiento de los ecosistemas, la identificación del estado hídrico de los suelos y la disponibilidad del agua almacenada son vitales para una mejor gestión del medio natural en territorios caracterizados por la escasez de recursos hídricos (Venkatesh *et al.*, 2011; Western *et al.*, 2004). En zonas agrícolas el conocimiento de la humedad del suelo se ha utilizado para la planificación del riego, gestión de enfermedades y plagas y la mejora de la predicción del rendimiento de los cultivos (Brocca *et al.*, 2018; Lakhankar *et al.*, 2009; Martínez-Fernández *et al.*, 2016; Mohanty *et al.*, 2017; Romano, 2014a). En regiones áridas y semiáridas, el contenido de humedad del suelo fue empleado como un indicador de la salud general de las plantas (Brocca *et al.*, 2017a; Tebbs *et al.*, 2016).

La caracterización de la humedad superficial del suelo tiene un elevado grado de dificultad debido a que es muy variable en el espacio y el tiempo. Esta variabilidad está relacionada con la heterogeneidad espacial de diversos factores que la controlan, incluyendo las propiedades del suelo (fundamentalmente la textura), la vegetación, la topografía y las variables climáticas (Famiglietti *et al.*, 1998; Vereecken *et al.*, 2014). Cada uno de estos factores influye en la variabilidad de la humedad del suelo a diferentes escalas (Brocca *et al.*, 2010; Seneviratne *et al.*, 2010; Vinnikov y Robock, 1996) Así, algunos factores ejercen su influencia a una escala de detalle (p.e., la textura del suelo), mientras que otros, como los meteorológicos, influyen a escala regional (Bell *et al.*, 1980; Crow *et al.*, 2012; Vereecken *et al.*, 2014; Wilson *et al.*, 2004).

Durante las últimas décadas se han realizado grandes esfuerzos para comprender la dinámica de la humedad del suelo en un contexto espacial y temporal y para determinar los factores de control y las propiedades de escala relacionadas con su variabilidad (Corradini, 2014). Los estudios de la humedad del suelo que integran datos con diferentes escalas espaciales comprenden: aplicaciones dirigidas a la estimación de la humedad del suelo a través de la teledetección (Brocca *et al.*, 2017b; Colliander *et al.*, 2018; Muñoz-Sabater *et al.*, 2016; Petropoulos *et al.*, 2015; Sánchez *et al.*, 2018); diferentes técnicas de monitorización *in situ* de la humedad del suelo a diferentes escalas (Mohanty *et al.*, 2017; Oschner *et al.*, 2013); implementación de datos de humedad del suelo por satélite en aplicaciones hidrológicas y climáticas (Bogena *et al.*, 2015; Tebbs *et al.*, 2016); estudios relacionados con los efectos de la sequía y pronóstico de inundaciones (AghaKouchak *et al.*, 2014; Brocca *et al.*, 2011a; Martínez-Fernández *et al.*, 2016; Pablos *et al.*, 2017; Sánchez *et al.*, 2018; Wanders *et al.*, 2014) y la evaluación y modelización

espacio-temporal de la humedad del suelo Brocca *et al.*, 2007, Brocca *et al.*, 2013d; Martínez-Fernández and Ceballos 2005; Rötzer *et al.*, 2012; Vereecken *et al.*, 2014, Vereecken *et al.*, 2016).

Debido a la alta variabilidad de la humedad del suelo, se requiere una alta resolución espacial y temporal de las observaciones para obtener buenas estimaciones de su contenido (Western *et al.*, 2002). En este sentido, en los últimos años se ha dedicado un gran esfuerzo al estudio de la comprensión de la variabilidad espacial y temporal desde la escala local a la regional y global (Bell *et al.*, 1980; Brocca *et al.*, 2007; Brocca *et al.*, 2012; Crow *et al.*, 2012). Sin embargo, su monitorización en grandes áreas sigue siendo un campo de investigación en progreso (Muñoz-Sabater *et al.*, 2016; Ochsner *et al.*, 2013).

Los principales enfoques para estudiar la humedad superficial del suelo utilizan observaciones *in situ*, sensores remotos y modelización. De entre ellos, las mediciones *in situ* de la humedad proporcionan las estimaciones más precisas y reales ("verdad terreno"). Sin embargo, estas medidas presentan limitaciones, ya que representan sólo un pequeño volumen de suelo y ofrecen, generalmente, una información limitada en términos de cobertura espacial y temporal.

En las últimas décadas se ha realizado un esfuerzo importante para poner a disposición de los investigadores las observaciones *in situ* de la humedad del suelo en diferentes condiciones de bioma y clima mediante redes terrestres de medición, desde la escala local hasta la regional (Albergel *et al.*, 2012; Dorigo *et al.* 2011). Sin embargo, en muchos casos la cobertura espacial y temporal, así como la densidad de estas redes no son suficientes para representar la distribución espacial de la humedad del suelo en grandes áreas y períodos largos (Crow *et al.*, 2012; Gruber *et al.*, 2013; Ochsner, *et al.*, 2013; Wanders *et al.*, 2012).

En estudios a escalas regional o global la utilización de técnicas de teledetección, por un lado, y la modelización, por otro, se han mostrado alternativas viables frente a la obtención intensiva de datos *in situ*. Sin embargo, es de vital importancia que su fiabilidad esté convenientemente evaluada mediante una base de datos adquiridos en condiciones experimentales de campo, con una buena densidad de mediciones, bien distribuidos espacialmente y sobre un periodo de tiempo suficientemente largo (Brocca *et al.*, 2012; Chen *et al.* 2012; Crow *et al.*, 2012).

Actualmente están disponibles observaciones de la humedad del suelo a escala global a partir de varias misiones con sensores espaciales, tales como *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS) (Kerr *et al.*, 2010), SMAP (Entekhabi *et al.*, 2010) y *Advanced SCATterometer* (ASCAT) a bordo de los satélites Metop-A y Metop-B (Wagner *et al.*, 2013). Entre ellos, los sensores microondas en la banda L han demostrado ser herramientas óptimas para la estimación de la humedad del suelo (Kerr, 2007; Piles y Sánchez, 2016), destacando SMOS y SMAP como misiones específicamente diseñadas para este fin. Paralelamente, la iniciativa *Climate Change Initiative* (CCI) de la ESA, ha generado una base de datos que integra los datos globales obtenidos por todos los satélites usados para la estimación de la humedad del suelo, proporcionando un mapa mundial diario desde finales de 1978 hasta diciembre de 2016 (Dorigo *et al.*, 2015).

Las misiones anteriormente mencionadas proporcionan los datos más completos para estimar la humedad del suelo en áreas extensas, pero la interpretación de la señal de detección remota es en ocasiones complicada y su resolución espacial resulta excesivamente gruesa para una gran variedad de aplicaciones (McCabe *et al.*, 2017; Wood *et al.*, 2011). Por otra parte, varias fuentes de error pueden degradar la precisión del contenido de humedad del suelo detectado remotamente, por lo que es fundamental calibrar los algoritmos de recuperación y validar los productos derivados (Famiglietti *et al.*, 2008). Las fuentes de error más comunes incluyen interferencias de radiofrecuencia (RFI) (Njoku *et al.*, 2005), influencia del contenido de agua de la vegetación (Crosson *et al.*, 2005; Njoku *et al.*, 2003), rugosidad superficial (Crosson *et al.*, 2005) y heterogeneidad de la superficie terrestre (Crow *et al.*, 2005).

De este modo, los productos de humedad del suelo obtenidos con estas técnicas requieren una validación exhaustiva, que a menudo es una tarea difícil debido a su pobre resolución espacial.

La validación de los datos procedentes de teledetección con datos *in situ* se ha realizado a escalas pequeñas o medias obteniendo resultados satisfactorios (Albergel *et al.*, 2012; Wagner *et al.*, 2007; Walker y Houser, 2004). Sin embargo, muchos de estos estudios no tuvieron en cuenta las diferencias en la resolución espacial entre las observaciones remotas y el dato puntual del terreno, suponiendo que la observación *in situ* proporciona un valor válido para la resolución espacial del *footprint* o huella satelital (Crow *et al.*, 2012). Con el fin de solventar este problema, se han propuesto varias técnicas de evaluación que eluden la necesidad de mediciones *in situ* intensivas de la humedad del suelo (Crow *et al.*, 2010; Crow y Zhan, 2007; Dorigo *et al.*, 2011a; Scipal *et al.*, 2008).

Otro enfoque para reducir las diferencias de escala se ha centrado en la mejora de la resolución espacial de los datos procedentes de teledetección. De esta forma, los métodos de escalado o *downscaling*, que consisten en desagregar un valor global y distribuirlo a una escala de mayor detalle, pueden ayudar a reducir la diferencia de escalas entre los datos de satélite y los datos procedentes de mediciones *in situ* (Maltebeteau *et al.*, 2016; Peng *et al.*, 2017; Piles y Sánchez, 2016).

Dentro de las aproximaciones de *downscaling* para SMOS, las basadas en la sinergia de los datos microondas pasivos y ópticos en el visible/infrarrojo parecen ser las más prometedoras (Chauhan *et al.*, 2003; Fang and Lakshmi, 2014; Kim y Hogue, 2012; Merlin *et al.*, 2015; Pellenq *et al.*, 2003; Sánchez-Ruiz *et al.*, 2014; Sobrino *et al.*, 2012). Entre ellas destaca el enfoque del producto SMOS Level 4 (SMOS L4) (Piles *et al.*, 2011), desarrollado por el *Barcelona Expert Center* (BEC), basado en la relación triangular observada entre la temperatura de la superficie terrestre y los índices de vegetación espectrales, ofreciendo mapas de humedad del suelo de 1 km de resolución en la Península Ibérica. Este producto ha sido validado utilizando la Red de Medición de la Humedad de la Universidad de Salamanca (REMEDIHUS), mostrando una mejora de la representación espacial de la humedad, manteniendo buenos resultados en términos de correlación y error con las observaciones *in situ* (Piles *et al.*, 2014). El algoritmo se ha actualizado en la versión 3, solventando los problemas relacionados con la nubosidad e integra datos de SMOS, *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) y *Era Retrospective Analysis* (ERA)-*Interim data* (BEC-Team. *Quality Report*, 2015; Khodayar *et al.*, 2018; Pablos *et al.*, 2017).

Otra alternativa fundamental a las mediciones *in situ* para validar la humedad del suelo detectada remotamente es el empleo de datos obtenidos por modelización. La ventaja de los modelos que simulan la humedad del suelo reside en su capacidad para representar la variabilidad espacio-temporal de la misma mediante la utilización de variables meteorológicas, los parámetros del suelo y la simulación de procesos en la zona no saturada (De Lannoy *et al.*, 2006; Finke *et al.*, 1996). Son varios los modelos que se han aplicado al estudio de la humedad del suelo, entre ellos destacan el modelo *Soil Water Atmosphere Plant model*, SWAP (Kroes *et al.*, 2017; Van Dam, 2000) exitosamente utilizado en varios estudios (Baroni *et al.*, 2010; Bhuiyan, 2017; Wanders *et al.*, 2014) y el modelo *Soil Water Balance Model Green-Ampt* (SWBM-GA) desarrollado por Brocca *et al.*, (2008). Este último modelo se ha aplicado en estudios de la humedad del suelo en diversas zonas de Europa (Brocca *et al.*, 2011a; Brocca *et al.*, 2013a; Brocca *et al.*, 2013d; Lacava *et al.*, 2012a; Lacava *et al.*, 2012b) y en la zona de estudio de esta tesis (González Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2016) con resultados satisfactorios, y ha demostrado ser una herramienta muy útil para la validación tanto de la humedad del suelo procedente de SMOS (Lacava *et al.*, 2012a; Lacava *et al.*, 2012b; González-Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2016), como para la procedente de otros satélites (Brocca *et al.*, 2011b; Santi *et al.*, 2016; Santi *et al.*, 2016; Santi, *et al.*, 2018).

La aplicación de estos modelos de forma espacialmente distribuida permite una validación a la resolución espacial de los productos de humedad del suelo obtenidos por sensores microondas (dall'Amico *et al.*,

2012; Polcher *et al.* 2016; Rotzer *et al.*, 2014; Wanders *et al.*, 2012). La aproximación entre las escalas espaciales de los productos de humedad del suelo detectados con técnicas remotas y los modelos distribuidos es esencial para reducir la incertidumbre de los productos de teledetección (Bierkens *et al.*, 2000; Bierkens *et al.*, 2015; Blöschl y Sivalapan, 1995).

Una cuestión importante en la validación de la humedad del suelo obtenida por teledetección utilizando datos modelados e *in situ*, es que cada fuente de datos se ve afectada por las incertidumbres relacionadas con sus diferentes escalas espaciales y las limitaciones de cada técnica (Brocca *et al.*, 2013b; Reichle *et al.*, 2008). Por ejemplo, pueden surgir discrepancias sistemáticas por diferencias en los procesos, los parámetros de suelo y de vegetación involucrados en cada modelo o algoritmo de recuperación; por diferencias en el soporte espacial, en la escala temporal y en la profundidad de la capa de observación de cada estimación y por los errores intrínsecos de cada método de estimación.

## 1.1 MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS DE LA TESIS DOCTORAL

Dentro de marco expuesto previamente, la presente tesis aborda el estudio de la humedad superficial del suelo en la cuenca del Duero mediante la integración multiescala de técnicas basadas en teledetección, modelización y observaciones *in situ*, durante un periodo temporal largo. Con este fin, se aplica el modelo SWBM-GA, (Brocca *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2013d) de forma distribuida y se compara con los datos obtenidos por el satélite SMOS en su versión L4 y con mediciones *in situ* de estaciones experimentales distribuidas en la cuenca de Duero.

En el sector central de la cuenca del Duero, la agricultura tanto de secano como de regadío representa una de las principales actividades económicas con una estrecha dependencia de los recursos hídricos disponibles (Luengo Ugidos *et al.* 2002). Estos recursos son particularmente limitados en esta zona debido a la escasez y poca efectividad pluviométrica, es decir, del volumen de agua susceptible de ser incorporado al suelo en la zona (Martínez-Fernández *et al.* 2001). En consecuencia, en los suelos agrícolas se dan unas condiciones con una elevada probabilidad de que en los periodos en los que no llega agua al suelo y éste se deseca (referido como las rachas secas) tengan una importante duración, generando un notable riesgo de estrés hídrico que afecta al rendimiento de los cultivos. El conocimiento de la evolución y monitorización de la humedad edáfica con una resolución espacial y temporal suficientemente detallada es pues de suma importancia para la actividad agrícola del sector central de la cuenca del Duero. En este sentido, la investigación planteada en la tesis va dirigida a contribuir al conocimiento de las variaciones espaciales y temporales en zonas de suelos agrícolas del sector central de la cuenca del Duero.

El trabajo se desarrolla tanto de forma puntual en estaciones representativas de las redes de medición de humedad como de forma distribuida en dos subzonas con características edáficas y climáticas contrastadas de la cuenca del Duero. Las subzonas, con una extensión superior a 1000 km<sup>2</sup> cada una, se localizan en sendas áreas agrícolas a ambos lados del río Duero, bajo condiciones edáficas contrastadas.

La investigación realizada presenta como principal motivación hacer énfasis en tres aspectos que en sí mismos constituyen el desafío de esta tesis doctoral:

- ✓ Abordar el estudio de las variaciones espacio-temporales de la humedad superficial del suelo extendida a escala regional.
- ✓ Plantear una aproximación metodológica multidisciplinar que considere la integración de datos de humedad del suelo obtenidos con tres técnicas: medidas *in situ*, modelización y teledetección. Esta aproximación permite superar las limitaciones individuales de cada una de las técnicas,

enriqueciendo y proponiendo un sistema más eficaz de monitorización de la humedad del suelo a diferentes escalas.

- ✓ Reducir las incertidumbres derivadas de la diferencia de resolución espacial en la validación SMOS L4 con los datos *in situ* mediante la aplicación del modelo SWBM-GA en una versión distribuida (SWBM<sub>d</sub>).

Con este fin, se realiza la comparación de tres fuentes de datos de la humedad del suelo en el periodo comprendido desde el 1 de julio de 2012 al 31 de agosto de 2014:

- Datos horarios obtenidos de mediciones *in situ* de las estaciones de medición de la red REMEDHUS y de la instalación de una nueva red de medición distribuida en zonas agrícolas de la cuenca del Duero. Esta nueva red fue instalada en el marco de la tesis doctoral en algunas de las localizaciones de la red de estaciones meteorológicas del Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACyL-Inforiego).
- Datos obtenidos mediante la aplicación del modelo SWBM-GA en su versión distribuida SWBM<sub>d</sub>. Este modelo es testeado y adaptado a las condiciones de la zona de estudio en trabajos realizados en el marco de la tesis doctoral (González-Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2013; Gumuzzio *et al.*, 2015; Gumuzzio *et al.*, 2016) y aplicado en su forma distribuida SWBM<sub>d</sub> con una resolución espacial de 1 km<sup>2</sup> y resolución temporal horaria y diaria.
- Datos del producto SMOS BEC L4 versión 3 (SMOS BEC L4 v.3) con resolución espacial de 1 km<sup>2</sup> (Piles *et al.*, 2014). Estos datos fueron procesados para su obtención a escala temporal diaria en el marco de la cuenca del Duero por el Grupo de Investigación en Recursos Hídricos (HIDRUS) de la Universidad de Salamanca (Pablos *et al.*, 2017).

Los objetivos generales y específicos de la tesis doctoral son los siguientes:

OBJETIVO 1. Evaluar el potencial del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> para la estimación de la humedad superficial del suelo a escala regional en un largo periodo, con una resolución espacial de 1 Km<sup>2</sup> y una resolución temporal horaria y diaria. Los objetivos específicos son:

- a) Evaluar diferentes métodos de obtención de los parámetros hídricos del modelo para la estimación más fiable de la humedad del suelo.
- b) Evaluar la fiabilidad del modelo distribuido mediante varias estrategias de validación con mediciones *in situ* en el sector central de la cuenca del Duero.

OBJETIVO 2. Validación del producto de alta resolución SMOS L4 v.3 en el sector central de la cuenca del Duero. Los objetivos específicos son:

- a) Evaluar la capacidad del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> para su utilización en la validación del producto SMOS L4 v.3 en comparación con mediciones *in situ*.
- b) Evaluar la fiabilidad del producto SMOS L4 v.3 para estimar la humedad superficial del suelo mediante estrategias de validación temporales y espaciales con la humedad procedente de SWBM<sub>d</sub>.

OBJETIVO 3. Evaluar los factores que influyen sobre la variabilidad de los productos de humedad SMOS L4 v.3 y de SWBM<sub>d</sub>.

## 1.2 CONTEXTO DE LA TESIS DOCTORAL

El trabajo realizado se enmarca en el Proyecto de Investigación del Plan Nacional del Ministerio de Economía y Competitividad titulado “MIDAS-7: Productos y aplicaciones avanzadas de SMOS y futuras misiones. Parte USAL” (AYA2012-39356-C05-05), bajo la dirección del Dr. José Martínez Fernández y la Dra. M. Nilda Sánchez Martín (Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias, Universidad de Salamanca). Este trabajo se ha llevado a cabo con el soporte de una beca de Formación de Personal Investigador, FPI (BES-2011-050439).

Durante el periodo de mayo y junio de 2012 la autora de la tesis llevó a cabo una estancia asociada a la beca FPI (EEBB-I-12-05086), en el *Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche* con sede en Perugia (Italia). En esta estancia desarrolló las bases para la aplicación del modelo de balance de agua del suelo SWBM-GA en la cuenca del Duero, bajo la dirección de su autor principal, el Dr. Luca Brocca. Asimismo, realizó el Máster en Geotecnologías Cartográficas en Ingeniería y Arquitectura de la Universidad de Salamanca durante el curso 2013-2014.

Dentro de las actividades asociadas a la beca FPI, la autora colaboró en el mantenimiento y monitorización periódica en el periodo de 2011-15 de la red REMEDHUS y en la instalación, monitorización y mantenimiento de nuevas estaciones de medición de la humedad en la red de Inforiego en el periodo que cubre el estudio de la tesis doctoral.

Parte de los trabajos realizados en el contexto de esta tesis han sido publicados en revistas internacionales (Gumuzzio *et al.*, 2013; Gumuzzio *et al.*, 2015; Gumuzzio *et al.*, 2016) y se han difundido en los congresos: *6th International Perspective on Water Resources & the Environment conference*, Izmir, Turquía, 7-9 de enero del 2013; *Jornadas de Investigación de la Zona no Saturada del Suelo*, Lugo, España, 6-8 de noviembre del 2013; *IAEG XII CONGRESS, Engineering Geology for Society and Territory*, Turín (Italy), del 15-19 de septiembre 2014 y; *2nd SMOS Conference*, ESAC, España, 25-29 de Mayo 2015. Además, la autora de la tesis ha sido co-autora de diversos trabajos en el seno del grupo de investigación (González-Zamora *et al.* 2015a; González-Zamora *et al.* 2015b; Martínez-Fernández *et al.*, 2015; Martínez- Fernández *et al.*, 2016).

---

# CAPÍTULO 2

---

## 2 ANTECEDENTES

### 2.1 ESTUDIO DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y SU VARIABILIDAD

El conocimiento preciso del contenido de la humedad del suelo tiene un enorme interés aplicado por su implicación en procesos geomorfológicos, hidrológicos, edafológicos, ecológicos, climáticos, agronómicos, etc. La humedad, retenida en el suelo como agua disponible, constituye la reserva principal de agua disponible para las plantas, así como el medio de transporte de los nutrientes. Desde el punto de vista agrícola, el conocimiento de la humedad del suelo supone una inestimable herramienta de cara a gestionar tanto los cultivos de secano como los de regadío. El conocimiento de la humedad edáfica permite prever con menor incertidumbre la dinámica de generación de la escorrentía ante acontecimientos de gran magnitud, contribuyendo así a una mejor planificación en el ámbito de los riesgos hidrológicos (Seneviratne *et al.*, 2010; Brocca *et al.*, 2017b).

Los datos de humedad del suelo son esenciales para una amplia gama de aplicaciones en hidrología (Pauwels *et al.*, 2002; Western *et al.*, 2004; Robinson *et al.*, 2008), meteorología (Dai *et al.*, 2004; Koster *et al.*, 2004; Loew *et al.*, 2013), climatología (Mintz and Serafni, 1992; Hollinger y Isard, 1994; Anderson *et al.*, 2007), manejo de los recursos hídricos (Dobriyal *et al.*, 2012; Engman, 1991; Bastiaanssen *et al.*, 2000), modelización de la humedad del suelo y sus aplicaciones (Brocca *et al.*, 2016; Gumuzzio *et al.*, 2016) y estudios y prevención de riesgos ambientales tales como inundaciones, sequía y deslizamientos (Brocca *et al.* 2011a; Brocca *et al.*, 2016; Pablos *et al.*, 2017; Sánchez *et al.*, 2018).

El subsistema hidrológico-edáfico tiene un protagonismo cada vez más destacado dentro de la modelización hidrológica. En el ámbito de la climatología y la meteorología, el estudio de la humedad del suelo interesa cada día más, debido a la influencia que ejerce en la división de la radiación incidente entre calor latente y calor sensible. Desde el punto de vista del funcionamiento de los ecosistemas, la identificación del estado hídrico de los suelos y la disponibilidad del agua que almacenan son vitales para una mejor gestión del medio natural en territorios, como los mediterráneos, caracterizados por la escasez de recursos hídricos. La consideración de escenarios futuros protagonizados por un cambio climático que podría desembocar en una disminución de la precipitación, un incremento de la evapotranspiración o ambos a la vez, hace imprescindible un mejor conocimiento de la situación de los recursos hídricos (Tebbs *et al.*, 2016).

El *Group on Earth Observations* (GEOS) incluye la humedad con prioridad crítica en todas las áreas de beneficios sociales, incluidos la agricultura, prevención de desastres, salud, biodiversidad, ecosistemas, agua, clima y energía; situándola en importancia sólo por detrás de la precipitación. Asimismo, la humedad del suelo es también reconocida como una variable climática esencial por el *Global Climate Observing System* (GCOS, 2010).

La caracterización de la variabilidad espacio-temporal de la humedad del suelo es considerada fundamental en la modelización de la respuesta hidrológica de una cuenca y las interacciones suelo-atmósfera (Brocca *et al.*, 2005). Diversos estudios realizados sobre la humedad del suelo (Gómez-Plaza *et al.* 2001; Martínez-Fernández *et al.* 2003, 2005, 2007; Martínez *et al.* 2008; Brocca *et al.* 2007, 2009, 2012; McMillan, 2012; Vereecken *et al.*, 2014) han demostrado que uno de los problemas más

importantes para el conocimiento del comportamiento del sistema hidrológico y la gestión de las grandes cuencas reside en la variabilidad espacio-temporal que presenta la humedad del suelo, controlada por un amplio número de factores interrelacionados que incluyen clima, topografía, propiedades del suelo (p.e., textura y materia orgánica), usos del suelo y vegetación, cuya influencia sinérgica es, en muchos casos, complicada de establecer.

Recientemente, Bocca *et al.* (2017b) y Woodley (2017) ofrecen una revisión de la influencia de diversos factores (suelos, topografía, vegetación y fenómenos atmosféricos) sobre la humedad del suelo. Famiglietti *et al.* (2008) y Rötzer *et al.* (2015) destacan la dificultad que existe para establecer la influencia individual de estos factores en el control de la variabilidad de la humedad en el suelo e indican que su impacto relativo varía significativamente con las escalas temporales y espaciales. Mientras que algunos factores ejercen influencia a una escala de detalle (p.e., la textura del suelo), otros como los meteorológicos influyen a escala regional (Bell *et al.*, 1980; Wilson *et al.*, 2004; Crow *et al.*, 2012).

A escala de detalle (0,01 km<sup>2</sup> a 1 km<sup>2</sup>), la heterogeneidad de la textura y de la estructura del suelo influye sobre diferencias significativas en la porosidad y conductividad hidráulica de los suelos, lo cual repercute en el modo en que el agua se distribuye en los diferentes horizontes (Famiglietti *et al.*, 1998). Así, suelos con textura franca muestran una gran variabilidad a escala de campo, mientras que la humedad en los suelos arenosos aparece más correlacionada con patrones de precipitación, siendo más evidentes a escala de cuenca. Variaciones micro-topográficas en la rugosidad de la superficie de campos agrícolas tienen un gran impacto sobre la humedad del suelo a escala de parcela (Mans *et al.*, 2014).

Woodly (2017) destaca algunos aspectos de la influencia de las propiedades del suelo en el control de la humedad. Estas propiedades edáficas incluyen la estabilidad estructural, porosidad, contenidos de arena, limo y arcilla, y la naturaleza mineralógica de esta última (arcillas expandibles) y el contenido de materia orgánica, los cuales son altamente heterogéneos espacialmente. En conjunto, influyen en el almacenamiento y distribución lateral y vertical de la humedad del suelo (Crow *et al.*, 2012). Entre las propiedades destaca la textura, ya que afecta a la capacidad de retención de agua del suelo. Los suelos arcillosos permanecen saturados durante más tiempo en comparación con los suelos arenosos (Western *et al.*, 1999, Grayson *et al.*, 2002). Mohanty y Skaggs (2001), estudiando la variabilidad temporal de la humedad, encontraron que la mayor estabilidad temporal se presentaba en los suelos con textura franco arenosa. También, Sur *et al.* (2013), en un estudio a escala mayor, encontraron que altos porcentajes (35%) de arcilla o arena eran indicativos de ubicaciones temporalmente estables.

A escala media (10 km<sup>2</sup> a 100 km<sup>2</sup>), la topografía es el principal factor que afecta sobre la variabilidad espacial de la humedad del suelo. Blume *et al.* (2007), Martínez *et al.* (2013) y Zucco *et al.* (2014), encontraron relaciones entre las características del relieve, tales como la pendiente y elevación, con la humedad del suelo. Western *et al.* (2004) y Penna *et al.*, (2009) observaron que las relaciones entre la topografía y los patrones de humedad dependían también estacionalmente del clima, en particular en las estaciones secas.

Las características de la cubierta vegetal son otro factor de influencia sobre la humedad del suelo a través de procesos como la interceptación de la precipitación, la absorción en la zona radicular y la evapotranspiración. Teuling y Troch (2005) demostraron que tanto las propiedades del suelo como la dinámica de la vegetación pueden modificar la variabilidad espacial, dependiendo de si el suelo se seca o no bajo condiciones de estrés para la transpiración.

A escalas regionales (>100 km<sup>2</sup>), los factores meteorológicos ejercen una importante influencia en la humedad del suelo. Famiglietti *et al.* (2008) encontraron que las variables climáticas, tales como la duración e intensidad de las precipitaciones, pueden ser el principal factor de control de la humedad del suelo.

De estos estudios se desprende que la textura del suelo ejerce un control dominante sobre la variabilidad de la humedad del suelo a través de múltiples escalas. Si bien es difícil generalizar, su influencia relativa es más importante a escalas de detalle. Por otra parte, la textura del suelo también influye en los flujos laterales de agua, lo que puede afectar a la coherencia espacial de las variaciones de humedad del suelo (Wilson *et al.*, 2004).

La variabilidad de la humedad del suelo aumenta con el tamaño del dominio espacial dentro del cual se toman las medidas de humedad, lo que se conoce como escala de extensión. Esto implica que el número de mediciones de humedad del suelo debería aumentar con la escala de extensión de un sitio de muestreo para lograr una precisión específica (Western y Blöschl, 1999; Famiglietti *et al.*, 2008).

Con diferentes factores que determinan la variabilidad de la humedad del suelo y con fuertes interacciones entre los factores, es difícil identificar las tendencias generales con respecto a la variabilidad de la humedad del suelo. Además, la tendencia de un solo estudio tiene una aplicación limitada a otras investigaciones, ya que las interacciones entre los factores que influyen en la humedad del suelo a menudo son específicas del sitio (Baroni *et al.*, 2013).

Con frecuencia, los resultados obtenidos en estudios sobre la variabilidad de la humedad del suelo presentan notables discrepancias. Algunos autores (Famiglietti *et al.*, 1998; Martínez *et al.*, 2008) consideran que dichas discrepancias se pueden atribuir a una insuficiencia de disponibilidad de datos de la humedad del suelo sobre el espacio, el tiempo o ambos. Con el fin de soslayar estos problemas se ha considerado necesario el desarrollo de metodologías para la optimización del número de observaciones *in situ*, sin que suponga una pérdida significativa de información. Diversos estudios han ido encaminados a establecer el mínimo número requerido de puntos representativos de mediciones *in situ* para estimar la humedad promedio del suelo de un área específica, basándose en el análisis de la estabilidad temporal de la humedad del suelo (Martínez-Fernández and Ceballos, 2003, 2005; Martínez *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2009).

La variabilidad temporal tiene lugar comúnmente a mayor escala que la espacial y está dictada fundamentalmente por factores meteorológicos (Wilson *et al.*, 2004). Se considera que la variabilidad temporal de la humedad del suelo es del orden de cinco veces mayor que la variabilidad espacial. Sin embargo, la variabilidad temporal es predecible y está impulsada en gran parte por la precipitación estacional y la evapotranspiración, mientras que la variabilidad espacial es mucho más difícil de caracterizar (McMillan and Srinivasan, 2015).

El concepto de estabilidad temporal (Vauchaud *et al.*, 1985) ha sido empleado para optimizar el esquema de muestreo de la humedad del suelo. Este enfoque ha permitido determinar qué puntos de muestreo expresan el comportamiento medio de la zona estudiada; es decir, contribuye a identificar, dentro de un área de interés, la localización de puntos representativos de la humedad promedio del conjunto del área (Martínez-Fernández y Ceballos, 2005; Brocca *et al.*, 2010). Kachanosky y de Jong (1988) demostraron que la estabilidad temporal, al igual que la variabilidad espacial, es dependiente de la escala, y que ésta dependencia espacial de la estabilidad temporal depende a su vez del periodo de medida considerado.

Varios autores (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003, 2005; Brocca *et al.*, 2009, 2012c) han demostrado que los patrones espaciales de humedad del suelo exhiben estabilidad temporal, o más precisamente, un "rango de estabilidad" (Chen, 2006) para un amplio rango de escalas. Este aspecto influirá considerablemente en el planteamiento de estrategias para investigar el comportamiento de la humedad del suelo mediante el empleo de diversas fuentes que operan a diferentes escalas (Brocca *et al.*, 2009, 2013b; Crow *et al.*, 2012).

Martínez-Fernández *et al.* (2009), usando diferentes estrategias de muestreo en la red REMEDHUS, establecieron un patrón de comportamiento entre la humedad media diaria del suelo y su varianza,

obteniendo dos regiones de comportamiento separadas por un valor umbral de humedad. Según los autores, las diferencias observadas parecen estar relacionadas con el intervalo de muestreo temporal. En el estudio de la persistencia temporal de los patrones de distribución espacial de la humedad del suelo apreciaron una gran estabilidad temporal, alterada sólo cuando se producen episodios lluviosos después de prolongados periodos secos. Es interesante tener esto en consideración ya que, bajo estas condiciones, los suelos muestran al máximo sus diferencias en relación con las propiedades hídricas específicas asociadas a cada tipología.

Zhao *et al.* (2010) investigaron la estabilidad temporal de patrones espaciales de la humedad del suelo en pequeñas parcelas de zonas semiáridas, llegando a la conclusión de que los patrones espaciales de humedad del suelo eran considerablemente estables a lo largo del periodo de estudio (3 años) y que la humedad del suelo bajo condiciones húmedas era más estable que en condiciones secas. Asimismo, demostraron que las propiedades del suelo y, en menor medida, la topografía y la vegetación, eran importantes en el control de la estabilidad temporal de los patrones espaciales de la humedad del suelo en áreas cultivadas y relativamente llanas. Sobre esta base sugieren que esto permite una adecuada selección de puntos de muestreo para su monitorización.

En consecuencia, las relaciones entre los patrones de estabilidad temporal ofrecen una eficaz estrategia para la validación de estimaciones de la humedad del suelo a resoluciones de satélite (Sánchez *et al.*, 2012a) o en trabajos de modelización aplicados a escala regional (Rötzer *et al.*, 2014).

## 2.2 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD EN EL SUELO

Los datos de humedad del suelo pueden ser obtenidos mediante diversos métodos a través de medidas de campo *in situ*, datos de satélite y modelización. En general, está ampliamente aceptado que la escala influye en la selección del método empleado y que la integración de información procedente de estas fuentes constituye el mejor enfoque para aprovechar el potencial de la humedad del suelo en aplicaciones hidrológicas (Crow *et al.*, 2014 y Tebbs *et al.*, 2016).

Un importante desafío para el futuro será el uso simultáneo de diferentes tecnologías de medición y el desarrollo de un marco que combine óptimamente la información contenida en las observaciones con las predicciones de modelos de la dinámica de la humedad del suelo a diversas escalas espaciales. Esto requerirá una acción concertada de diferentes disciplinas de investigación (Vereecken *et al.*, 2008).

### 2.2.1 MEDIDAS *IN SITU*

Existe una gran cantidad de literatura que describe los métodos de medición de la humedad del suelo (Bogena *et al.*, 2015; Lekshmi *et al.*, 2014; Vereecken *et al.*, 2008). Robinson *et al.* (2008), en una revisión sobre los avances en la tecnología de sensores, definen dos categorías principales de métodos: métodos de contacto y métodos sin contacto. Los primeros, también referidos como métodos de campo o *in situ*, requieren contacto directo con el suelo, los segundos se refieren básicamente a métodos de teledetección.

Entre las primeras técnicas desarrolladas para estudiar en campo la humedad del suelo destacan las gravimétricas, que a pesar de ser invasivas y consumir mucho tiempo, constituyen aún el método de referencia frente al cual son calibradas y testeadas las otras técnicas.

La sonda de neutrones se ha utilizado extensamente en trabajos de investigación para determinar la humedad del suelo (Chanasyk *et al.*, 1996; Kodiyar *et al.*, 2014). Una sonda de neutrones consta de una fuente radioactiva que envía una cierta cantidad de neutrones rápidos. Estos neutrones, con un tamaño próximo al del átomo de hidrógeno, chocan contra los átomos de hidrógeno presentes en el agua disminuyendo su velocidad. Un detector dentro de la sonda mide la proporción de los neutrones rápidos que salen y de los neutrones lentos que regresan. Sobre esta relación se basa la estimación de la humedad en el suelo. El problema de esta técnica tiene lugar cuando en el suelo existen otras fuentes de hidrógeno que no están relacionadas con el agua, de modo que es importante calibrar la sonda para cada suelo.

Técnicas más recientes (Lekshmi *et al.*, 2014) utilizan instrumentos de medición de reflectividad en el dominio del tiempo (sondas TDR), de capacitancia eléctrica (Sondas-C) y reflectómetros que funcionan en el dominio de frecuencia (sondas FDR). Los instrumentos TDR funcionan bajo el principio de que la presencia de agua en el suelo afecta la velocidad de propagación de una onda electromagnética, haciéndola más lenta. El TDR envía una onda electromagnética a través de una guía (generalmente un par de puntas paralelas de metal) colocada en el suelo a la profundidad deseada, y mide el tiempo que tarda la onda viajar por la guía hacia el suelo y regresar (Robinson *et al.*, 2003). Este aparato registra el tiempo y lo convierte a una lectura de la humedad del suelo (Ledieu *et al.*, 1986; Stacheder *et al.*, 2009). Cuanto mayor es la humedad del suelo, más tiempo le toma a la onda magnética viajar por el suelo y regresar por la guía. Las sondas C y los instrumentos FDR utilizan un oscilador de corriente alterna para formar un circuito eléctrico en conjunto con el suelo. Después de insertar las sondas, que pueden ser puntas paralelas o anillos de metal en el suelo, el oscilador produce valores de frecuencia de acuerdo al contenido de humedad del suelo. La mayoría de los modelos utilizan un tubo de acceso instalado en el suelo (similar a la sonda de neutrones) cuando se necesita medir en el perfil.

Todos los dispositivos TDR, FDR y las Sondas-C han funcionado bien, pero presentan algunas limitaciones: sus lecturas registran y abarcan solo un pequeño volumen de suelo, el que rodea a las guías o sondas; y tanto los reflectómetros FDR como las sondas-C son sensibles a las burbujas de aire que se forman entre los tubos de acceso y el suelo. Recientes avances para la calibración y ensayo de estos sensores mejoraron su precisión y fiabilidad (Bogena *et al.*, 2017).

La aparición de redes de sensores inalámbricos (*Wireless Sensor Networks*, WSN) permite cubrir áreas más grandes (a escala de cuenca) con sensores de humedad del suelo de bajo coste (Bogena *et al.*, 2017), pero de momento esta tecnología se utiliza preferentemente en el ámbito científico (Brocca *et al.*, 2017a).

Las redes WSN consisten en varios módulos electrónicos o nodos sensores que tienen acoplados diferentes sensores cada uno. Los nodos sensores son distribuidos en el área a monitorear, de forma que cada nodo sensor mide de forma puntual las variables utilizando los sensores que le fueron incorporados, y posteriormente, se procesa y se transmite de modo inalámbrico a un nodo coordinador. Éste está conectado a un servidor, donde se registra toda la información de la WSN. Estas redes permiten realizar monitoreos continuos de variables de un modo sostenible sin requerir un mantenimiento continuo de la electrónica. Estos sistemas son empleados frecuentemente como control de riego (Aqeel-ur-Rehman *et al.*, 2014).

Aún con estas técnicas, las campañas para la adquisición de datos de la humedad del suelo con mediciones *in situ* son costosas y consumen mucho tiempo, de modo que no siempre es posible disponer de bases de datos con este tipo de medidas adquiridas de un modo continuo en grandes superficies y suficientemente prolongadas en el tiempo (Martínez-Fernández y Ceballos, 2005; Albergel *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2012; Crow *et al.*, 2012; Brocca *et al.*, 2013d;). Debido a esto, las mediciones *in situ* son comúnmente restringidas a estudios en escalas de detalle, en periodos temporales limitados, y para las

operaciones de calibración y validación de modelos hidrológicos y de los datos adquiridos mediante técnicas de teledetección.

A pesar de estas limitaciones, el desarrollo progresivo de redes de medición de la humedad del suelo *in situ* en diferentes condiciones de bioma y clima ha puesto de manifiesto el interés e importancia que para la comunidad científica representa este tipo de información (Albergel *et al.*, 2012). Algunas de estas fuentes con datos globales disponen de acceso libre; por ejemplo, en los casos de “*Natural Resources Conservation Service-Soil Climate Analysis Network*” (Schaefer and Paetzold, 2000) o de “*OZNET hydrological monitoring network*” en Australia (Young *et al.*, 2008). La red global *International Soil Moisture Network*, ISMN (Dorigo *et al.*, 2011) reúne mediciones de la humedad del suelo normalizadas a nivel global, con disponibilidad de una importante cantidad de datos de la humedad del suelo procedentes de estaciones localizadas en Norte América, Europa, Asia y Australia.

Las redes construidas para monitorizar la humedad del suelo sobre grandes áreas (extensiones superiores a 10.000 km<sup>2</sup>) carecen frecuentemente de suficiente densidad de observaciones de la humedad del suelo como para aportar varias medidas dentro de *footprint* del satélite. Esto deriva en errores significativos con impacto sobre la validación de los datos producidos por teledetección y en el escalado (Crow *et al.*, 2012).

La situación puede ser diferente en las redes para la monitorización de la humedad del suelo para extensiones menores de 10.000 km<sup>2</sup>, que ofrecen comúnmente densidades mucho mayores de medición. A pesar de su menor superficie, estas redes ofrecen mayor detalle, aportando una valiosa información relacionada con un amplio rango de tipos de coberturas y la oportunidad de examinar el escalado espacial de la humedad del suelo a nivel de *sub-footprint* (Crow *et al.*, 2012).

Entre las redes de medición de la humedad destaca por su importancia en la investigación realizada en esta tesis la red REMEDHUS, situada en el sector central de la cuenca del Duero. REMEDHUS está incluida en la ISMN y proporciona observaciones horarias de la humedad del suelo desde 2005. Sus datos se han utilizado en campañas de calibración y validación de varios productos espaciales como por ejemplo en las misiones SMOS y SMAP (Piles *et al.*, 2010a, 2014; Brocca *et al.*, 2011b; Sánchez *et al.*, 2012a y 2012c, 2012d; Wanders *et al.* 2012; Colliander *et al.*, 2017); también se han utilizado sus datos para parametrización y validación de modelos, tales como por ejemplo Soil Water Balance Model (SWBM) de balance de agua (Brocca *et al.*, 2013b; Gumuzzio *et al.*, 2013a, 2013b, 2014 y 2016; Sánchez *et al.*, 2010); en estudios del comportamiento de la humedad del suelo a diferentes escalas y con diferentes aproximaciones metodológicas (Piles *et al.*, 2011a; Sánchez *et al.*, 2011; González-Zamora *et al.*, 2015b; y en estudios de la sequía (Martínez-Fernández *et al.*, 2015; 2016; Sánchez *et al.*, 2018; Pablos *et al.*, 2017) o del agua disponible para las plantas (González-Zamora *et al.*, 2016), entre otras aplicaciones.

Actualmente, las dificultades del estudio de la humedad del suelo distribuida espacial y temporalmente a escala regional y global con mediciones en campo se van progresivamente solucionando con la aparición de nuevas tecnologías de medición de la humedad del suelo como el Sistema de Observación de Humedad del Suelo COSMOS (Desilets *et al.*, 2010; Zreda *et al.*, 2012), la utilización de la señal procedente de sistemas de navegación por satélite, como el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) (Larson *et al.*, 2008) y los sistemas ópticos de detección de temperatura distribuida (DTS) (Sayde *et al.*, 2010).

## 2.2.2 ESTIMACIONES POR TELEDETECCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

Otra alternativa, cuyo desarrollo ha sido fundamental para el estudio de la humedad de suelo sobre grandes superficies, se basa en mediciones desde sensores remotos. Los datos obtenidos con sensores desde satélites ofrecen información simultánea con grandes coberturas espaciales y, generalmente, con

una buena resolución temporal. Esto permite abordar el estudio de procesos altamente dinámicos, como es el caso de las variaciones espacio-temporales de la humedad del suelo (Houser *et al.*, 1998).

Son numerosos los investigadores que han demostrado que el contenido de la humedad del suelo en o próxima a la superficie puede medirse mediante sistemas de detección remota que operan en diversas zonas del espectro electromagnético tales como el visible e infrarrojo, el infrarrojo térmico y la región de microondas; tanto con sensores pasivos como activos. Las diferencias principales entre estas técnicas residen en la longitud de onda del espectro electromagnético utilizado, la fuente de energía electromagnética, la respuesta medida por el sensor y la relación física entre la respuesta y el contenido de humedad del suelo. Moran *et al.* (2004), Petropoulos *et al.* (2015), Rahimzadeh-Bajgiran y Berg (2016) y Mohanty *et al.* (2017) ofrecen interesantes revisiones de las características básicas en que se fundamenta la estimación de la humedad del suelo mediante estas técnicas de teledetección, así como sus ventajas y limitaciones.

Revisando las posibilidades que ofrecen las diferentes técnicas de teledetección al estudio de la humedad del suelo, se pueden establecer algunas características diferenciales de cada región espectral (Wang y Qu, 2009):

- La base de la técnica óptica para la estimación de la humedad del suelo se apoya en la conexión entre la reflectividad de la superficie del suelo en las bandas del espectro visible e infrarrojo y su contenido de humedad. Se han propuesto varios enfoques empíricos y modelos físicos para describir los efectos de la humedad del suelo sobre la reflectividad de la superficie con resultados satisfactorios. Sin embargo, el hecho de que la contribución de otros factores que influyen en la reflectividad del suelo no pueda ser minimizada eficazmente, tales como la cobertura vegetal o la química del suelo, constituye una limitación importante de esta técnica. Como consecuencia, la utilidad de las mediciones de reflectividad en el espectro solar para la determinación del contenido de humedad del suelo es frecuentemente cuestionada, y es usada en sinergia con otras zonas del espectro electromagnético más directamente relacionadas con el contenido de humedad (Piles *et al.*, 2014; Sánchez *et al.*, 2012b).
- Los enfoques basados en la temperatura de la superficie o en el índice de temperatura/vegetación son potentes y tienen principios físicos claros, pero presentan limitaciones adicionales a los sistemas ópticos (Pablos *et al.*, 2018). Tales enfoques son a menudo empíricos y por lo tanto varían en el tiempo y con los tipos de cobertura de suelo y, en general, no se pueden extrapolar de una ubicación a otra.
- Las observaciones en la región de las microondas por satélite procedentes de sensores activos y pasivos son las más adecuadas para la recuperación de la humedad del suelo (Schmugge *et al.*, 2002; de Jeu *et al.*, 2008; Mohanty *et al.*, 2017). La detección remota de microondas no puede medir directamente la humedad del suelo, pero hace uso de la relación directa entre la constante dieléctrica del suelo y el contenido de agua. Las técnicas de teledetección activa de microondas miden la energía retrodispersada por la superficie terrestre después de transmitir un pulso de energía de microondas; mientras que los sensores pasivos de microondas miden la emisión natural de la superficie terrestre (Schmugge *et al.*, 2002; Wigneron *et al.*, 2003). Los sistemas de microondas pasivos tienen un gran potencial para la monitorización de la humedad del suelo a gran escala, pero su resolución espacial es generalmente baja. En contraste, los sistemas de microondas activos, generalmente, proporcionan una mejor resolución espacial, pero tienen una baja frecuencia de revisita y son más sensibles a la rugosidad del suelo y la vegetación.

Wang *et al.* (2009) sugiere que, para la obtención de futuros algoritmos de recuperación de humedad del suelo (transformación de los datos medidos por el sistema de microondas a datos de humedad), sería

más beneficioso integrar sinérgicamente las mediciones a bordo de plataformas espaciales de múltiples sensores, predicciones de modelos y datos *in situ*. Las áreas prioritarias para futuras investigaciones deberían incluir también los criterios para la asignación de la humedad del suelo en zonas de gran densidad de vegetación.

El sistema de microondas activo más empleado ha sido el radar de apertura sintética (*Synthetic Aperture Radar*, SAR). Este sistema transmite ráfagas de pulsos cuando la antena del radar atraviesa la escena de observación, con resoluciones espaciales del orden de decenas de metros sobre un ancho de franja de barrido de entre 50 y 500 km (Moran *et al.*, 2004). En el caso de los sensores de microondas pasivos, encontramos excelentes revisiones sobre la estimación de la humedad en Wigneron *et al.* (2003), Wagner *et al.* (2007), y Petropoulos *et al.* (2015), Muñoz-Sabater *et al.* 2016, Tebbs *et al.* (2016) y Mohanty *et al.* (2017).

En comparación con los instrumentos *in situ*, la principal limitación de las técnicas de teledetección por microondas reside en que sólo puede estimar la humedad superficial del suelo correspondiente aproximadamente a los primeros 5 cm de profundidad (Collow *et al.*, 2012). Todavía es difícil estimar la humedad del suelo a la profundidad radicular con métodos de teledetección, aunque las medidas superficiales de satélite pueden extrapolarse verticalmente para lograr información de la humedad en la zona de las raíces con el uso de técnicas de asimilación de datos en tierra (Reichle *et al.*, 2008) o modelos de movimiento del agua en el suelo (Pablos *et al.*, 2018). Estos productos proporcionan conjuntos de datos más completos para áreas extensas, pero la interpretación de la señal de detección remota es complicada, especialmente para superficies con vegetación, y la dimensión del *footprint* a menudo conduce a una significativa homogeneización de la variabilidad espacial.

Actualmente, se dispone de varios productos globales de microondas para recuperación de la humedad del suelo, tales como *Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS* (AMSR-E) (Owe *et al.*, 2008), ASCAT a bordo de los satélites Metop-A y Metop-B (Bartalis *et al.*, 2007); SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*), la primera misión para estudio de la humedad del suelo a nivel global (Kerr *et al.*, 2001; Jacqueline *et al.*, 2010; Kerr *et al.*, 2010) y la misión SMAP, dotadas ambas de radiómetros operando en la banda L (Entekhabi *et al.*, 2010a); Sentinel- 1 de la Agencia Espacial Europea (Wagner *et al.*, 2009; Gruber *et al.*, 2013; Paloscia *et al.*, 2013) y los productos de humedad del suelo de ESA CCI (Liu *et al.*, 2011; Wagner *et al.*, 2012).

Para los sensores pasivos, el modelo de emisión de superficie es uno de los componentes esenciales en las aplicaciones de la teledetección por microondas al estudio de la humedad del suelo (Wang y Qu, 2009; Mo y Schmugge, 1987; Jackson y Schmugge, 1991; Njoku y Li, 1999; Prigent *et al.*, 2000; Wigneron *et al.*, 2001; Shi *et al.*, 2002; Njoku *et al.*, 2003). Debido a esto, un importante número de modelos de emisión han sido desarrollados para el cálculo de emisión de microondas de la superficie terrestre (Ulaby *et al.*, 1986; Choudhury *et al.*, 1995; Engman y Chevhay, 1996) con diferentes aproximaciones y parametrizaciones de los procesos clave en la ecuación de transferencia radiativa, dependiendo de la aplicación específica y el rango de frecuencia.

Cuando el suelo está cubierto por vegetación, ésta produce una atenuación en la emisión del suelo y añade su propia contribución a la radiación emitida. Estos efectos pueden ser aproximados mediante un modelo de transferencia radiativa, comúnmente conocido como el *modelo de  $\tau$ - $\omega$*  (Wigneron *et al.*, 2003). Este modelo describe la influencia de la vegetación mediante dos parámetros: el albedo y la transmisividad de la cobertura vegetal. Si bien el primero puede ser tomado de la literatura o simplemente considerarse nulo (Wigneron *et al.*, 2007), el segundo se relaciona con otro parámetro, el espesor óptico de la vegetación. Éste, a su vez, se relaciona con el contenido de agua de la vegetación y con índices de vegetación como el *Leaf Area Index* (LAI) y el *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) (Sánchez *et al.*, 2011).

Los modelos empleados para recuperar la humedad del suelo a partir de mediciones radiométricas por microondas pueden ser agrupados en dos categorías principales: técnicas estadísticas y modelos avanzados de inversión (*forward model inversion*). Los primeros se basan en análisis de regresión entre medidas de la temperatura de brillo y la humedad superficial del suelo. Para cada grupo de observaciones espaciales, se establecen relaciones de regresión entre las medidas de temperatura de brillo y parámetros físicos. Las relaciones de regresión se analizan en términos de variables y parámetros físicos que pueden ser estimados a partir de datos auxiliares (Wigneron *et al.*, 2003). Los enfoques estadísticos son simples y eficientes y han demostrado la capacidad de las técnicas pasivas de teledetección por microondas para la monitorización de la humedad del suelo. Sin embargo, estos métodos son denominados "*site-specific*", es decir, sólo pueden ser utilizados para las condiciones similares en las que fueron calibrados y no para condiciones distintas a las de calibración.

En los modelos del tipo *forward model inversion* se selecciona primero el modelo de transferencia radiativa para simular las mediciones radiométricas de microondas sobre la base de los parámetros relevantes de la superficie terrestre y, posteriormente, se desarrolla un método para invertir el modelo, minimizando el error residual entre el modelo simulado y los valores de temperatura de brillo medidos por microondas. Así, en correspondencia a los diferentes tipos de modelos de emisión de superficie, se han desarrollado numerosos métodos de inversión, entre los cuales el más común es el enfoque de inversión estadística. En la mayoría de los estudios se utilizan modelos empíricos o semiempíricos basados en el análisis de regresión estadística. Por ejemplo, una simple relación lineal entre la humedad del suelo y la emisividad puede ser válida en un amplio rango de condiciones para suelos desnudos, siempre que se disponga de suficientes datos *in situ* para calibrar los coeficientes de regresión. Por lo tanto, la humedad del suelo puede ser recuperada mediante la inversión de la ecuación de regresión (Wigneron *et al.*, 2003).

Sobre áreas cubiertas por vegetación, las técnicas estadísticas para la recuperación de la humedad del suelo difieren, principalmente, en el modo de la aproximación de los efectos de la vegetación sobre la relación entre la temperatura de brillo y la humedad del suelo. Por lo general, la humedad superficial del suelo está estadísticamente relacionada con una combinación de emisividad de microondas e índices de vegetación, los cuales son empleados para corregir la rugosidad del suelo y los efectos de la vegetación (Wigneron *et al.*, 2003).

En los enfoques estadísticos de recuperación desarrollados por Jackson *et al.* (1982) y Theis *et al.* (1984), índices de vegetación, tales como MPDI y NDVI, se utilizan en la función de regresión con objeto de relacionar la emisividad de microondas a la humedad del suelo. Basándose en este principio, Choudhury *et al.* (1987) realizaron recuperaciones de humedad del suelo a partir de observaciones mediante radiómetros a bordo de plataformas espaciales (Wigneron *et al.*, 2003).

Respecto a la selección de las bandas de microondas, aunque los sistemas activos de banda C pueden proporcionar resoluciones espaciales más altas (Wang y Qu, 2009) y están menos afectados por RFI, actualmente se considera que la radiometría de banda L para sensores pasivos es la más prometedora para estimar la humedad del suelo (Kerr *et al.*, 2012), no solo por la mayor profundidad de penetración del suelo en comparación con las frecuencias más altas, sino también por la mejor penetración de la vegetación (Njoku and Entekhabi, 1996). Así, para los sistemas de banda C como ASCAT y AMSR-E, la profundidad de penetración del suelo es de entre 0,5 y 2 cm (Bartalis *et al.*, 2007; Naeimi *et al.*, 2009). Los sistemas de banda L, como SMOS, Aquarius y SMAP, tienen una profundidad de penetración de suelo promedio más alta en el rango de aproximadamente 3-5 cm (Escorihuela *et al.*, 2010).

Actualmente, los sistemas para recuperación de la humedad del suelo, activos como ALOS-PALSAR o Sentinel-1, o pasivos como SMOS y la misión SMAP, ofrecen la oportunidad de recuperar la humedad del suelo en un enfoque combinado de microondas pasivo/activo, del que se espera pueda aumentar la precisión de las operaciones de recuperación y dar productos de alta resolución para la humedad del

suelo. Estudios recientes emplean los sistemas de microondas activos y pasivos, junto con datos de la humedad del suelo medidos en campo, para la estimación de la humedad del suelo. Algunos ejemplos de estos trabajos son: Albergel *et al.* 2012 empleando SMOS) con ASCAT; Lacava *et al.* (2012b), utilizando SMOS, AMSR y ASCAT; Brocca *et al.* (2011b), utilizando los sensores ASCAT y AMSR-E y Santi *et al.* (2018) utilizando SMAP, AMSR2 y SENTINEL-1 con el modelo SWBM-GA (Brocca *et al.*, 2008, 2013) o Petropoulos *et al.*, (2009) con aplicaciones de SAR para modelos de transferencia suelo-vegetación-atmósfera (SVAT).

### 2.2.3 LA MISIÓN SMOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO

El de 2 de noviembre de 2009 la Agencia Europea del Espacio (ESA) lanzó el primer satélite con un radiómetro en banda L dedicado a la observación global de humedad del suelo y la salinidad de los océanos, SMOS.

El satélite fue situado en una órbita circular heliosíncrona a una altitud de 755 km, pasando alrededor de las 6 a.m y 6 p.m en hora local. SMOS presenta un tiempo de revisita entre 1 y 3 días y una resolución espacial promedio de 43 km. La precisión propuesta inicialmente fue de 0,04 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> y la vida media de la misión se estimó en tres años (Font *et al.*, 2010; Kerr *et al.*, 2010), estando activo hasta la actualidad.

El sensor a bordo de SMOS es el *Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis* (MIRAS), un radiómetro interferométrico bidimensional con capacidad para realizar medidas en distintas polarizaciones.

La principal ventaja de MIRAS sobre otros sensores existentes reside en que la radiación de microondas emitida es medida en la banda L (longitud de onda 21 cm, frecuencia 1,4 GHz), con una resolución espacial razonable y mayor penetración en la capa superficial del suelo que otras bandas de microondas. Como el espesor de la capa muestreada por los radiómetros aumenta con la longitud de onda y, dado que la profundidad óptica de vegetación y otras perturbaciones presentan un menor impacto a bajas frecuencias, los radiómetros que operan en banda L, como en el caso de MIRAS, muestran un gran potencial para estudios de recuperación de la humedad del suelo (Calvet *et al.*, 2011). En la banda L, y dependiendo de las características del suelo y de las condiciones de humedad, es posible sondear los 5 cm superficiales de suelo en promedio (Delwart *et al.*, 2008). Por otra parte, las contribuciones de la señal de la vegetación y del suelo pueden ser discriminadas con mayor facilidad cuando se trabaja con imágenes MIRAS de la superficie bajo diferentes ángulos (Kerr *et al.*, 2007, 2010).

El modelo utilizado para la recuperación de la humedad del suelo a partir de observaciones de polarización dual multiangular de la temperatura de brillo de SMOS, es *L-band Microwave Emission of the Biosphere* (L-MEB) (Array Systems Computing Inc., 2011, Wigneron *et al.*, 2007). La validez de este modelo ha sido verificada en diversos estudios realizados en una amplia variedad de condiciones de superficies terrestres homogéneas (Escorihuela *et al.*, 2010; Panciera *et al.*, 2009). Para modelar el efecto de la vegetación, SMOS emplea el citado modelo de transferencia radiativa  $\tau$ - $\omega$ .

Un problema que se presenta en la detección por microondas pasivo, particularmente en la radiometría con longitudes de onda más largas que la banda C, es la interferencia por radiofrecuencia (RFI). Como resultado de esta interferencia, las temperaturas de brillo se pueden degradar en zonas densamente pobladas o con altas emisiones de radio, con riesgo de hacer inviables las recuperaciones de la humedad del suelo. El problema se vuelve aún más relevante cuando sucede en lo que debería ser una banda protegida reservada para la investigación espacial y de radioastronomía del *Earth Exploration Satellite Service*, de la ESA. Este fue un problema importante de la misión SMOS, especialmente en sus primeros meses de vida, en los que se detectaron importantes focos de interferencia en muchos lugares del

mundo, incluida España, que se vieron contaminados con RFI (Albergel *et al.*, 2010, 2012; Anterrieu, 2011; Sánchez *et al.*, 2012a). La presencia de RFI ha exigido una revisión de los algoritmos de recuperación, especialmente en lo relativo a la detección de señal contaminada y en el análisis preliminar de la temperatura de brillo para rechazar valores indeseados.

Desde el lanzamiento del satélite SMOS, los prototipos de procesamiento de la humedad del suelo SMOS L2 han evolucionado y su calidad ha mejorado. SMOS proporciona productos de humedad del suelo en niveles 2 y 3, ofreciendo distintas proyecciones y niveles de procesamiento. El Nivel L3 es una versión de procesado más reciente, con un algoritmo de recuperación que se basa en el desarrollado para el Nivel 2 con la capacidad añadida de realizar la recuperación de múltiples órbitas (Zhao *et al.*, 2014).

Los productos de humedad del suelo de SMOS presentan además una serie de datos auxiliares derivados del procesamiento, como el espesor óptico de la vegetación, temperatura superficial, parámetro de rugosidad junto con sus incertidumbres correspondientes. También proporcionan una serie de datos auxiliares relacionados con la humedad del suelo. Estos archivos auxiliares contienen información necesaria para generar los productos de humedad del suelo, como información de usos y coberturas terrestres de ECOCLIMAP, parámetros geofísicos de predicción climática del ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), y LAI, entre otros.

Una explicación más detallada o extensa sobre las principales características técnicas de SMOS pueden encontrarse en publicaciones de la ESA (por ejemplo, ESA. *Water Mission*. Communications BR-278 mayo de 2009), en los trabajos de Kerr *et al.* (2007, 2010, 2016) o en las tesis doctorales de Talone (2010) y Piles (2010b).

La validación de datos SMOS con la humedad *in situ* es compleja, pues el valor de la imagen es un valor promedio para una zona extensa, mientras que las medidas en el terreno representan un valor aislado y puntual. Además, la presencia de vegetación sobre el suelo produce un efecto pantalla que dificulta la medida de su contenido de humedad. La densidad de la masa vegetal, su superficie foliar, su estado fenológico, su contenido de humedad, la altura, el marco de plantación y el tipo de práctica agrícola, sumados a otros factores ambientales (rocío, lluvia, hielo), producen un enmascaramiento de la emisividad natural del suelo (Sánchez *et al.*, 2011). Por otro lado, Kerr (2007) consideró la heterogeneidad de píxeles y las diferencias significativas en el comportamiento de las diferentes coberturas en ellos incluidos, como la limitación más importante que actualmente puede afectar a la precisión de las estimaciones derivadas de humedad del suelo de SMOS.

A pesar de las dificultades para la validación, los productos SMOS han sido ampliamente examinados para evaluar la precisión de sus productos de humedad del suelo en función de diferentes biomas y factores perturbadores (masas de agua, efectos de vegetación densa, interferencias de radiofrecuencia), así como para compararlo con otros productos de humedad del suelo (Kerr *et al.*, 2016). En este sentido se han realizado grandes esfuerzos para establecer su fiabilidad mediante la validación de sus productos en diferentes zonas del mundo y a diferentes escalas (Panciera *et al.*, 2011; Al Bitar *et al.*, 2012; Bircher *et al.*, 2012; Escorihuela *et al.*, 2016; Jackson *et al.*, 2012; Sánchez *et al.*, 2012a; Schlenz *et al.*, 2012; Montzka *et al.* 2018; Srivastava *et al.*, 2013a; Petropoulos *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2014).

Así por ejemplo, Jackson *et al.* (2012) contribuyeron a la validación de uno de los primeros productos de SMOS L2 mediante la validación con cuatro redes de medición de la humedad dirigidas en cuencas en diferentes regiones climáticas de Estados Unidos y mediante la comparación con los datos de AMSR-E. Los datos de humedad de las redes fueron promediados al *footprint* de SMOS de forma ponderada mediante polígonos de Thiessen. Este trabajo puso de manifiesto los buenos resultados preliminares en relación al error, aunque detectaron cierta sobreestimación relacionada con eventos de precipitación.

Otros trabajos han demostrado que el producto de SMOS L2 es capaz de captar la variabilidad temporal de la humedad del suelo, pero que muestra una subestimación o sesgo seco respecto a los datos *in situ*. Bircher *et al.* (2013) encontraron problemas de subestimación, aunque también de sobrestimación en los datos de SMOS en la cuenca del río Skjern en Dinamarca y también, Dente *et al.* (2012) para la Maqu (China) y Twente (Países Bajos). Otras aproximación interesante para la validación de SMOS en el área de estudio es el trabajo de Sánchez *et al.* (2012a), con diversas estrategias para evaluar la humedad del suelo de SMOS L2 con datos *in situ* de la red REMEDHUS desde un punto de vista espacial y temporal. Entre ellos, destaca la validación de los datos SMOS L2 mediante estrategias análisis de estabilidad temporal durante el periodo de estudio. Las diferentes aproximaciones de validación mostraron que en REMEDHUS, SMOS L2 tuvo resultados muy próximos a los establecidos por la misión SMOS, aunque mostrando una constante subestimación de los datos *in situ*.

Así mismo, González-Zamora *et al.* (2015b) emplearon, entre otras estrategias de validación espaciales y temporales de los productos SMOS L2 y SMOS L3-BEC, la estrategia de *Extended Triple Collocation* (Su *et al.*, 2014) bajo diferentes condiciones edáficas y de usos del suelo. Esta estrategia permitió evaluar los productos SMOS mediante la combinación de sus datos con los procedentes del modelo SWBM-GA en su versión puntual y de mediciones *in situ* de las redes REMEDHUS e Inforiego. Esta metodología fue útil para estimar la cantidad de error relativo que afecta a las distintas fuentes. De esta forma, los errores de la validación fueron relativamente bajos, mostrando SMOS resultados ligeramente peores que las otras fuentes de datos. Por otro lado, los resultados de las diversas estrategias empleadas mostraron que el reciente reprocesamiento de los productos L2 (v.5.51) y de los productos L3 mejora los resultados de versiones anteriores. Sin embargo, se detectó subestimación de ambos productos respecto a los datos *in situ*, y la influencia en los resultados de características relacionadas con los usos del suelo y la textura. La validación mostró que SMOS detectó mejor los patrones temporales en la humedad del suelo que los patrones espaciales.

Estos trabajos destacaron que futuras mejoras en el algoritmo de recuperación, así como un mejor filtrado de las RFI, podrían solventar los problemas encontrados.

En Zhao *et al.* (2014), en una intercomparación y validación de los algoritmos de recuperación de los niveles 2 y 3 con versiones más recientes, indicaron que el producto de Nivel 3 exhibió una menor precisión, una mayor divergencia espacial y una mayor variación temporal en comparación con el producto de Nivel 2. Indicaron que la relativa inmadurez del algoritmo de recuperación de Nivel 3 podría ser la causa de una menor precisión de recuperación, y por lo tanto, es una vía clave de exploración para la validación futura de este producto. La validación del producto SMOS nivel 3 muestra que la subestimación general en SMOS-L2 también está presente en SMOS-L3.

Frecuentemente, en esos trabajos se producen diferencias sistemáticas entre los datos derivados por detección remota y las observaciones *in situ*, a pesar de que la dinámica temporal sea muy similar. Para solucionar este problema, se han desarrollado varias técnicas de comparación (*matching*) de la variabilidad de los datos de satélite con la obtenida *in situ* como la corrección por regresión lineal (Jackson *et al.*, 2010; Brocca *et al.*, 2011b) y mediante funciones de densidad acumulada (*CDF matching*) (Reichle y Koster 2004; Drusch *et al.* 2005; Lacava *et al.* 2012a, 2012b). En este sentido, los trabajos de Lacava *et al.*, (2010, 2012a) tienen particular interés, ya que en ellos se emplean, junto con datos *in situ* y datos del producto de humedad del suelo SMOS, datos modelados con el SWBM-GA (Brocca *et al.*, 2008). En la zona de REMEDHUS, en la validación del producto de SMOS L2 con observaciones *in situ* y con los datos del modelo SWBM-GA en su versión puntual, se utilizaron las técnicas de regresión lineal y *CDF-matching*, mostrándose una mejora significativa en la validación de los datos normalizados por ambas técnicas respecto a la validación de los datos no normalizados (Gumuzzio *et al.* 2016; Gumuzzio *et al.* 2015).

Los trabajos previos mencionados en las zonas de estudio destacaron la importancia de continuar investigando nuevas estrategias y con nuevos productos de SMOS que permitan reducir las diferencias de escala entre los datos *in situ* y los procedentes del satélite.

Kerr *et al.* (2016) realizaron una interesante evaluación global de diferentes productos recientes de la humedad del suelo de SMOS con datos procedentes de diversas técnicas, desde modelos implementados con datos procedentes de teledetección, hasta redes de medición de la humedad con diferentes densidades. Los resultados destacaron una mejora significativa de los productos SMOS L2 en su versión 620, lanzada en 2015, junto con otros enfoques metodológicos de recuperación de humedad basados en redes neuronales.

#### 2.2.4 TRANSFERENCIA MULTIESCALA DE INFORMACIÓN

Uno de los inconvenientes que presentan los productos globales en operaciones de calibración y validación, como es el caso de los productos de SMOS, reside en la diferencia de escala existente entre las mediciones *in situ* y las estimaciones de humedad del suelo obtenidas por satélite. La transferencia de información a diferentes escalas constituye un factor clave en estudios que utilizan diversas fuentes de datos. Crow *et al.* (2012) y Western *et al.* (2002) ofrecen una interesante revisión sobre la magnitud de la variabilidad multiescala de la humedad del suelo y los requerimientos de muestreo necesarios a escala de *footprint*.

El *scaling*, o transferencia de información a través de escalas, puede ir dirigida en dos sentidos: *upscaling*, es decir, el paso de la información desde una fuente puntual a gran resolución espacial a un valor definido a escala más grosera o de más baja resolución espacial; o *downscaling*, que es el cambio en el sentido inverso, lo que implica la distribución de un valor medio definido a baja resolución hasta un determinado patrón definido con mayor detalle. Para el caso de *upscaling*, el proceso normalmente implica la agregación de los valores distribuidos; mientras que el *downscaling* pretende desagregar un valor global y distribuirlo a una escala de mayor detalle.

En relación a la desagregación espacial o *downscaling*, enfocada a mejorar la resolución espacial de los datos procedentes de teledetección, se han propuesto varios métodos, basados en establecer una correlación estadística entre las relaciones físicas entre la humedad del suelo a escala gruesa y las variables auxiliares de escala fina (Peng *et al.*, 2017a). Estos métodos difieren en el tipo de datos de entrada (datos de radar, datos ópticos / térmicos, topografía y profundidad del suelo) y las características del modelo de escala (físico o estadístico).

Diversos estudios se han dirigido a mejorar la resolución espacial de los datos procedentes de satélite mediante técnicas de *downscaling* para resolver el problema de escala en aplicaciones de validación de datos procedentes de teledetección (Loew y Schlenz, 2011; Piles *et al.*, 2011a, 2011b; Sánchez *et al.*, 2012c; Merlin *et al.* 2012; Malbêteau *et al.*, 2016; Peng *et al.*, 2017; Montzka *et al.*, 2018). En este contexto, la combinación de datos SMOS con datos de mayor resolución procedentes de otros sensores ofrece una solución potencial para descomponer o desglosar las estimaciones de humedad del suelo a la resolución de más detalle (Piles *et al.*, 2011).

Un enfoque muy prometedor para la mejora de la resolución de los productos SMOS consiste en utilizar técnicas de desagregación, mediante la fusión con otros datos obtenidos en el visible e infrarrojo cercano (VIS/NIR), como por ejemplo con datos de MODIS (Piles y Sánchez, 2016). De esta forma, para aprovechar la detección remota de microondas y en el visible- infrarrojo, se pueden desarrollar técnicas sinérgicas para combinar de manera óptima la información de múltiples sensores en estimaciones de la humedad del suelo a diferentes resoluciones espaciales. Esta idea ha motivado una serie de estudios en

las últimas décadas (Chauhan *et al.*, 2003; Pellenq *et al.*, 2003; Piles *et al.*, 2011, 2014; Kim y Hogue, 2012; Sobrino *et al.*, 2012; Merlin *et al.*, 2012; Fang y Lakshmi, 2014; Sánchez-Ruiz *et al.*, 2014).

Dentro de este enfoque se encuentran los métodos semi-empíricos de reducción de escala de la humedad del suelo basados en la relación triangular observada entre la temperatura de la superficie terrestre (LST) y los índices de vegetación espectrales (VI) (Piles y Sánchez, 2016). Estos métodos se basan en la fuerte correlación negativa detectada entre el LST y el VI, siendo el estado de la humedad del suelo el principal factor que influye en la pendiente LST / VI (Carlson *et al.*, 1994; Moran *et al.*, 1994). La aparición de la forma triangular (o trapezoidal) en el espacio característico LST / VI es el resultado de la baja sensibilidad de la variación de LST a la humedad del suelo sobre áreas con vegetación densa, pero alta sensibilidad (y por lo tanto la variación espacial) sobre áreas de suelo desnudo (Carlson, 2007; Petropoulos *et al.*, 2009). Estos enfoques de reducción de escala han atraído una atención significativa, ya que no requieren una gran cantidad de datos basados de campo o información basada en modelos y son relativamente fáciles de implementar (Piles y Sánchez, 2016), al tiempo que ofrecen productos dentro del mismo rango de error que el producto original.

Piles *et al.* (2011), basándose en este enfoque, propusieron un esquema de *downscaling* para SMOS que vincula la humedad del suelo, la temperatura de la superficie, un VI y temperaturas de brillo utilizando un modelo de regresión polinomial. El modelo combina la alta precisión pero baja resolución espacial de la información radiométrica de SMOS con la alta resolución espacial pero baja sensibilidad de imágenes en el visible-infrarrojo a la humedad del suelo, a través de las distintas escalas espaciales. La novedad de este modelo es la inclusión de la temperatura de brillo en el algoritmo de regresión, que lo hace específico para radiómetros dedicados a la estimación de humedad del suelo.

A partir de esta investigación se han realizado versiones mejoradas del algoritmo. Así, en Piles *et al.* (2014), se evaluó una versión mejorada del producto de alta resolución SMOS L4 (1 km de resolución) con los datos de la red de medición de la humedad de REMEDHUS, evaluándose también los efectos del uso del suelo y la dinámica de la vegetación en los resultados. Los resultados demostraron que los mapas de humedad del suelo de SMOS L4 capturan la dinámica de la humedad del suelo en diferentes usos de suelo, con la excepción de los cultivos de regadío, y que identificaba los patrones espaciales relacionados con la fenología de la vegetación y estacionales.

En base a los trabajos de Piles *et al.* (2011) y Piles *et al.* (2014), otros estudios se han centrado en mejorar el modelo semiempírico con diferentes aproximaciones (Piles *et al.*, 2012; Sánchez-Ruiz *et al.*, 2014; Pablos *et al.*, 2014). Sánchez-Ruiz *et al.* (2014) evaluaron, mediante la comparación con observaciones *in situ* de la red REMEDHUS, el impacto de usar diferentes índices de vegetación de MODIS con una mayor resolución espacial y temporal en el método de *downscaling*. En este trabajo se demostró que el uso de información de vegetación con mayor resolución espacial y temporal conduce a mejores estimaciones de la humedad del suelo.

Por otra parte, el enfoque de *downscaling* también ha sido validado desde plataformas aerotransportadas, utilizando LST, VI e información de temperatura de brillo de la banda L (Martín *et al.*, 2011; Sánchez *et al.*, 2014), emisividad superficial (Sobrino *et al.*, 2012) y la reflectividad del producto *Global Navigation Satellite System-Reflectometry reflectivity* (GNSS-R) (Sánchez *et al.*, 2015).

Los mapas de humedad de SMOS L4 se han utilizado en numerosas aplicaciones como la evaluación de riesgo de incendios (Piles *et al.*, 2013; Chaparro *et al.*, 2015), en la estimación de la productividad primaria bruta en ecosistemas mediterráneos (Sánchez-Ruiz *et al.*, 2015) y para evaluar el impacto del estrés hídrico en episodios recientes de declive del bosque (Chaparro *et al.*, 2014).

Una gran limitación que se encontró en este enfoque de *downscaling* era la falta de información en condiciones de nubosidad, lo que limitaba significativamente la disponibilidad y la utilidad de este

producto. Para resolver este problema, se desarrolló un nuevo producto de humedad del suelo SMOS L 4 v.3.0 "all-weather" desagregado a 1 km (SMOS\_L4 3.0), que ha sido puesto a disposición recientemente por el BEC. El enfoque de *downscaling*, basado en las versiones de Piles *et al.* (2014) y Sánchez-Ruiz *et al.* (2014), actualizó las versiones anteriores introduciendo los datos de temperatura de la superficie terrestre (LST) ERA-Interim del ECMWF en el algoritmo de recuperación de la humedad (BEC *Quality report*, 2015). ERA-Interim es un reanálisis atmosférico global realizado desde 1979 y actualizado continuamente en tiempo real.

La novedad de esta versión hace que todavía existan pocos trabajos enfocados a su validación. Así, por ejemplo, Khodayar *et al.*, (2018) evalúa la capacidad del producto SMOS L4 v.3 en la zona experimental de Valencia *Valencia Anchor Station* (VAS), mediante su validación con observaciones *in situ*. También evaluó la capacidad de los datos para ser integrados como contenido de humedad inicial en el modelo SVAT SURFEX para simular la humedad del suelo. Los resultados mostraron que el uso combinado del modelo SURFEX-ISBA SVAT, inicializado con la humedad del suelo del producto SMOS L4, es una herramienta adecuada para producir mapas humedad regional con alta precisión. Otro trabajo a destacar es el de Pablos *et al.* (2017) que utilizó SMOS L4 v3 en índices de sequía en la cuenca del Duero, alcanzando resultados satisfactorios

A pesar de las mejoras de los algoritmos *downscaling* descritos, el problema entre la diferencia de escala de datos del satélite SMOS con las observaciones *in situ* permanece. En este sentido, diversos autores recomiendan solucionar estas diferencias de escala usando estrategias de modelación hidrológica distribuida (Crow *et al.*, 2005; Albergel *et al.*, 2011; Wanders *et al.*, 2012; Piles y Sánchez, 2016).

## 2.2.5 ESTIMACIONES DE LA HUMEDAD DEL SUELO POR MODELIZACIÓN

La modelización de la humedad debe tener presente que el suelo es un sistema natural dinámico, con continuos intercambios de materia y energía con su entorno que producen desplazamientos en el espacio y modulación en el tiempo de los flujos. La humedad en el suelo es muy variable en el espacio dado que su valor último está determinado por el solapamiento de patrones de precipitación, vegetación (efecto zona de raíces o *root zone*), textura del suelo (y su relación con la infiltración), topografía (interrelacionada con la escorrentía superficial), estado de humedad previo (seco o húmedo) y variación angular del sol según la orientación (Manfreda *et al.*, 2007; Entekhabi *et al.*, 2010).

El lenguaje matemático permite describir y modelizar estos sistemas de manera parsimoniosa (reduciendo el número de parámetros), objetiva y no ambigua, de modo que, en la actualidad, se considera a los modelos matemáticos como representaciones teóricas acerca de los sistemas que se modelizan (France y Thornley, 1984).

Existen varios modos de enfocar la modelización del comportamiento de la humedad del suelo. La clasificación de los modelos matemáticos empleados en hidrología se basa en una serie de características dicotómicas (p. e., modelos físicos frente a conceptuales y empíricos, agregados frente a distribuidos, estocásticos y deterministas, o estáticos y dinámicos). La elección de un modelo u otro está condicionada, en última instancia, por las características del proceso que se modeliza y por la disponibilidad de información requerida para la modelización. Por ejemplo, cuando un modelo tiene en cuenta de forma explícita el espacio, como en el caso de grandes cuencas, se emplea un modelo espacialmente distribuido; pero si el factor a estudiar es el tiempo, se considerará el uso de un modelo dinámico (Bierkens *et al.*, 2015).

Los modelos aplicados al estudio de la humedad del suelo se pueden agrupar en función de su estructura, complejidad y requerimiento de datos (Brocca *et al.*, 2013d). De acuerdo con el enfoque empleado para la simulación de los procesos, los modelos pueden ser divididos en:

- Físicos, es decir, que abordan la solución de la ecuación diferencial de Richards. Estos modelos poseen una alta capacidad explicativa sobre los procesos que intervienen; sin embargo, son muy exigentes en cuanto a los requerimientos de los datos (Davary *et al.*, 2009; Tripp y Niemann, 2008; Chen *et al.*, 2012; Wanders *et al.*, 2012).
- Conceptuales, en los que el sistema se descompone en una serie de componentes que se resuelven como modelos empíricos, pero cuya integración se basa en principios físicos o al menos en un cierto conocimiento *a priori* de cómo funciona el sistema (Albertson y Kiely, 2001; 2012; Baudena *et al.*, 2012; Brocca *et al.*, 2008, 2013; Famiglietti y Wood, 1994;).
- Por último, los modelos basados en datos, tales como las redes neuronales artificiales (Jiang y Cotton, 2004; Elshorbagy *et al.*, 2009).

La ecuación de Richards es la ecuación fundamental que rige para la descripción del flujo en medios porosos insaturados. Los modelos basados en su solución numérica se desarrollaron al principio para escala local y generalmente se aplican después de una calibración detallada. Algunos ejemplos son SOIL (Johnson y Jansson, 1991), SWAP (van Dam *et al.* 1997), HYDRUS (Simunek *et al.*, 1998). En la actualidad, se han puesto a disposición varios modelos físicos distribuidos, como *HydroGeoSphere* (Sudicky *et al.*, 2006), LGM-SWAP (Stoppelenburg *et al.*, 2005), *Water Flow and Balance Simulation Model*, WaSiM (Schulla y Jasper, 2007), MIKE-SHE (Refsgaard y Storm, 1995).

Por otro lado, los modelos conceptuales han sido aplicados durante décadas a todas las escalas espaciales, desde la escala puntual hasta la global. Algunos de los modelos definidos por esta aproximación son: EPIC (Sharpley y Williams, 1990), WEPP (Flanagan y Livingston, 1995), ANSWERS-2000 (Bouraoui y Dillaha, 1996), SWAT (Neitsch *et al.*, 2002), UZF1 (Niswonger *et al.*, 2006) y SWBM-Green Ampt (Brocca *et al.* 2008), que se detallará más adelante por su aplicación en la tesis doctoral.

Debido a las simplificaciones en la representación del sistema, que a menudo los hace más comprensibles y manejables, los modelos conceptuales son computacionalmente eficientes y estables. Por estas razones, siguen siendo muy atractivos en muchas aplicaciones prácticas, como las simulaciones a gran escala, para las cuales se requieren un gran número de simulaciones y generalmente se consideran largos periodos de tiempo (Brocca *et al.*, 2013d)

Bierkens *et al.*, (2015) destacaron la necesidad de encontrar respuestas a diferentes problemas tales como: ¿Qué modelos están mejor parametrizados para simular la humedad del suelo?, ¿Cómo hacer frente al cálculo computacional que transforme modelos diseñados para escalas puntuales (1 m de resolución o menor) a modelos distribuidos con un determinado tamaño de pixel?, ¿Cómo obtener y procesar los datos requeridos para la obtención de los parámetros complejos que precisan estos modelos?, ¿Cómo calibrar los modelos, validar los resultados de simulación y realizar un análisis de incertidumbre de los mismos?

En este sentido, la precisión de los datos de humedad simulados depende en parte del modelo empleado, pero también de la calidad de los datos de entrada; por ejemplo, los relacionados con la vegetación, las propiedades meteorológicas o las características edáficas. Un problema común se relaciona con la parametrización de la estructura de un modelo complejo y de los valores de los parámetros del modelo (Brocca *et al.*, 2017b). Por ejemplo, la parametrización de los parámetros hídricos del suelo es una tarea muy difícil, incluso en sitios bien calibrados o experimentales, y principalmente en áreas extensas (Morbidelli *et al.*, 2006; Hopmans *et al.*, 2002).

Baroni *et al.*, 2010 desarrolló un interesante trabajo sobre la incertidumbre en la determinación de los parámetros hídricos del suelo y su influencia sobre el funcionamiento de modelos hidrológicos de diferente complejidad. De esta forma, comparó varias técnicas para la estimación de los parámetros hídricos, como, por ejemplo, la conductividad hidráulica saturada, la humedad de saturación y la humedad

residual ( $K_s$ ,  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ , respectivamente), mediante mediciones de laboratorio, campo y mediante funciones de edafotransferencia (FET's) ampliamente utilizadas (Rawls y Brakensiek, HYPRES y ROSETTA). Las diferentes técnicas de estimación de los parámetros hídricos se evaluaron mediante su efecto en la incertidumbre obtenida en el cálculo de diferentes variables estimadas (evapotranspiración, contenido de agua promedio en la zona de la raíz, flujo en el límite inferior de la zona raíz) simuladas por los modelos SWAP y ALHyMUS (un modelo conceptual). Los resultados mostraron una amplia variabilidad de valores de parámetros hidráulicos del suelo generados con los diferentes métodos, especialmente para la  $K_s$  y el parámetro de forma de la curva de Van Genuchten (1980). Esto se reflejó en una variabilidad de los resultados de los modelos que, como se esperaba, era diferente para cada modelo y cada variable analizada. En concreto, se destacó que la variabilidad del contenido de agua en la zona radicular y del flujo en el límite inferior de la zona de las raíces para los distintos grupos de parámetros resultó ser, en muchos casos, mayor que la variabilidad de los resultados entre los dos modelos con el mismo conjunto de parámetros. Por otro lado, ambos modelos mostraron una alta sensibilidad a la elección del conjunto de parámetros hidráulicos del suelo cuando se consideró el contenido promedio de agua en el suelo en la zona de las raíces. Sin embargo, ALHyMUS demostró ser menos sensible a la elección del conjunto de parámetros y, por lo tanto, proporcionó resultados más homogéneos en comparación con SWAP. Al observar el contenido de agua del suelo, ambos modelos reprodujeron bastante bien el patrón de tiempo de la humedad observada en el suelo, aunque las simulaciones SWAP mostraron una sobreestimación sistemática de la humedad del suelo. Los mejores resultados se alcanzaron para ambos SWAP y ALHyMUS con conjuntos de parámetros hidráulicos obtenidos con métodos indirectos (FET's).

Algunos ejemplos significativos de modelización de la humedad del suelo se detallan a continuación. Manfreda *et al.* (2007), simuló la humedad del suelo para las capas del suelo de 10 cm y 100 cm para una resolución espacial de 14 km con la aplicación del modelo *Variable Infiltration Capacity* (VIC) desarrollado por Liang *et al.* (1999). Los resultados obtenidos pusieron de manifiesto que la capa superior del suelo presenta una mayor variabilidad temporal de sus características espaciales debido a las fluctuaciones resultantes de la infiltración (incremento de la humedad) y pérdida de humedad causada por los procesos de evapotranspiración (desechado del suelo). Además, obtuvo una mayor incertidumbre en la modelización de la capa más profunda respecto a la más superficial.

En Sánchez *et al.* (2010) se utilizó el modelo HIDROMORE para validar un balance de agua a partir de datos diarios de contenido de agua en el suelo, evapotranspiración, percolación en profundidad y tasas de irrigación con la utilización de datos satelitales (Landsat 7) y muestras puntuales en la zona de estudio REMEDHUS. Este modelo permite obtener datos distribuidos de precipitación y temperatura a partir de técnicas de interpolación tipo *Inverse Distance Weighted* (IDW), datos de usos de suelo y series de datos distribuidos procedentes del sensor (NDVI y el coeficiente de cultivo en su variante basal, NDVI- $K_{cb}$ ). En general, se obtuvo una subestimación del contenido del agua en las capas más profundas (*root zone*) frente a las capas más superficiales.

En Chen *et al.* (2014), se aplicó el modelo unidimensional HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 2008) a diferentes profundidades (hasta 90 cm) en una zona semiarida, basado en una versión modificada de la ecuación de Richards. El análisis de sensibilidad del modelo mostró que el tipo de suelo y el índice LAI asociado al tipo de cubierta vegetal eran parámetros clave para el funcionamiento del modelo. Además, la buena correlación obtenida entre los datos observados y simulados (especialmente en la capa 0-30 cm) permitió su aplicación con éxito en zonas situadas hasta 30 km de la zona de calibración del modelo con una similar tipología de suelo, vegetación y distribución local de precipitaciones. También se comprobó que el flujo vertical de infiltración prevalece sobre el lateral como principal responsable de la humedad del suelo, lo cual justifica la utilización de modelos unidimensionales.

La modelización es fundamental para la representación de la humedad del suelo a escala global y en consecuencia, para validar la humedad del suelo detectada remotamente (Wanders *et al.*, 2012). Esto es debido a su capacidad para representar la variación espacio-temporal de la humedad en el suelo en función de los factores meteorológicos, los parámetros del suelo y los diferentes procesos presentes en zonas insaturadas (Finke *et al.*, 1996; De Lannoy *et al.*, 2006). Además, es posible aplicar modelos a las diferentes escalas espaciales coincidentes con las correspondientes a las técnicas remotas y estimar la incertidumbre de sus mediciones (Bierkens *et al.*, 2000). Este proceso de asociación de datos satelitales con resultados de modelos de zonas no saturadas a diferentes escalas es conocido en la literatura como *scale matching* (Bierkens *et al.*, 2000).

De entre los trabajos que han utilizado la modelización distribuida para la validación de datos de satélite, se destacan los trabajos dirigidos a la validación de los productos SMOS. Así, Wanders *et al.* (2012) aplicaron el modelo SWAP distribuido para validar las mediciones de humedad del suelo de varios sensores remotos (AMSR-E, SMOS y ASCAT). En la aplicación del modelo, las variables climáticas se obtuvieron de estaciones de la AEMET, considerando los datos representativos de 35 km. La interceptación se calculó a partir del índice LAI y los parámetros hídricos se obtuvieron mediante las relaciones obtenidos por Meyer *et al.* (1997) para la obtención de los parámetros de Van Genuchten a partir del mapa de texturas JRC *European soil texture map* de 1 km de resolución (Van Liedekerke *et al.*, 2006). El modelo fue validado con datos de la humedad del suelo *in situ* de la red de REMEDHUS con éxito y aplicado en zonas donde se disponían estaciones meteorológicas, considerándolos representativos de 35 km. Los resultados de la validación de SMOS L2 con SWAP mostraron la capacidad de capturar las tendencias a largo plazo de la humedad del suelo. Sin embargo, la señal de humedad del suelo no fue capturada tan bien como por los otros sensores en escalas de tiempo cortas, aunque los errores cuadráticos medios para los tres sensores fueron muy similares. La comparación con los datos satelitales mostró una peor correlación en zonas con vegetación densa estimada a partir del LAI.

Rötzer *et al.* (2014) aplicaron un modelo distribuido WaSIM-ETH (Schulla y Jasper, 2007) para la validación de datos de SMOS y ASCAT en dos cuencas en Alemania. En este modelo el cálculo de la infiltración se basa en el método Green-Ampt (Green y Ampt, 1911) y la dinámica del agua en el suelo se simula mediante una formulación discreta de la ecuación de Richards. En este caso, entre otros datos *input* del modelo, se utilizaron datos distribuidos de las variables meteorológicas mediante técnicas de interpolación por regresión con la altitud e IDW de las variables climáticas. Además, los parámetros hídricos se obtuvieron de mapas edáficos mediante la aplicación de las relaciones propuestas por Van Genuchten (1980). Al igual que Wanders *et al.* (2012), el producto de humedad del suelo SMOS L2 mostró una dinámica temporal similar que la humedad modelada del suelo, pero la correlación entre ambas fue altamente dependiente de las RFI, observándose una subestimación de SMOS L2 temporalmente estable. Estos resultados probablemente estén influenciados además de por las RFI de bajo nivel, por el uso del suelo u otros parámetros de entrada del modelo de recuperación de SMOS. Dall'Amico *et al.* (2012) también observaron una subestimación en los resultados de los datos SMOS L2 en comparación con el modelo hidrológico *Processes of Radiation, Mass and Energy Transfer* (PROMET), pero en este caso fue atribuido también a las incertidumbres de los datos *input* del modelo, en concreto a la calidad de las observaciones meteorológicas.

Hay que destacar que estos trabajos se realizaron con versiones tempranas del producto SMOS L2. Desde estas versiones el algoritmo de recuperación de humedad y la detección de RFI han ido mejorando hasta la actualidad. Más recientemente, Polcher *et al.* (2016) utilizaron el modelo de superficie terrestre *ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environment* (ORCHIDEE) implementado con dos conjuntos diferentes de datos atmosféricos derivados de ERA-Interim. De esta forma, los datos del modelo ORCHIDEE se adaptaron a la resolución de SMOS L3 mediante la técnica del vecino más

próximo para la validación de este producto en la Península Ibérica. Los datos de SMOS and ORCHIDEE fueron previamente validados en con las mediciones *in situ* de la red REMEDHUS, con resultados satisfactorios en términos de correlación. Después se realizó la comparación entre los datos de SMOS y ORCHIDEE extendida a toda la Península Ibérica. Los resultados mostraron que la variabilidad temporal de la humedad del suelo está bien representada por los datos SMOS L3, pero tiene dificultades para representar la variabilidad espacial.

## 2.2.6 ESTIMACIÓN DE HUMEDAD CON EL MODELO SOIL WATER BALANCE MODEL- GREEN AMPT

El modelo agrupado y parsimonioso *Soil Water Balance Model-Green Ampt* (SWBM-GA) fue desarrollado por Brocca *et al.*, (2008) para simular el comportamiento de la humedad del suelo utilizando observaciones realizadas en una cuenca experimental situada en el centro de Italia. El estudio de su estructura y parametrización se llevó a cabo para diferentes periodos, con el fin de poner a prueba la representación de la infiltración y el drenaje en periodos cortos de tiempo y los procesos de evapotranspiración en periodos largos. La estructura del modelo demostró un alto grado de fiabilidad en la simulación del patrón temporal de la humedad del suelo. Por otra parte, debido a que los parámetros tienen base física y su rango de valores es limitado, resultó fiable incluso cuando se calibró con un número limitado de observaciones. Estas dos características permiten utilizar el modelo en grandes áreas y en periodos distintos de los utilizados para la calibración de parámetros (Brocca *et al.*, 2008).

Posteriormente, diversos trabajos han demostrado la fiabilidad y precisión del modelo para estimar la humedad del suelo en diferentes zonas de estudio de Europa, incluyendo la zona experimental de REMEDHUS, obteniendo resultados satisfactorios (Brocca *et al.*, 2010, 2011a, 2011b, 2013a, Lacava *et al.*, 2012a; Gumuzzio *et al.*, 2013b, 2015; 2016). Brocca *et al.* (2013a) propusieron un procedimiento para limitar el número de parámetros del modelo mediante relaciones empíricas de ajuste, extraídas a partir de valores experimentales obtenidos en diferentes suelos a partir de Rawls *et al.* (1982). De esta forma, se calibró un solo parámetro,  $K_s$ , reduciéndose la incertidumbre de la aplicación del modelo para grandes cuencas. Este trabajo constituyó una primera aproximación de la aplicación del modelo a escala distribuida, ya que aunque la calibración de los parámetros fue puntual, el modelo se implementa con datos meteorológicos obtenidos a partir de interpolaciones espaciales IDW. Los resultados de esta primera aproximación mostraron que el modelo puede generar largas series de humedad del suelo con un alto grado de fiabilidad.

Gumuzzio *et al.*, (2013a, 2013b) aplicaron en la cuenca del Duero el modelo SWBM-GA en sus versiones normal y reducida en cuanto al número de parámetros, a varias profundidades, en periodos comprendidos entre dos meses y cuatro años de duración y a diferentes niveles de detalle. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios, tanto cuando se aplicó el modelo en periodos largos como en periodos cortos. Estos resultados mostraron que el modelo es sensible a variaciones significativas en las propiedades de los suelos. En profundidad, los indicadores cuantitativos de la bondad del modelo fueron, en general, mejores con respecto a la capa superficial. En este trabajo se consideró que el empleo del modelo reducido es de especial interés en relación a la aplicación de forma distribuida a la cuenca del Duero, debido a su menor exigencia en cuanto a sus requerimientos.

En los trabajos de Brocca, *et al.* (2011b) y Lacava, *et al.*, (2012a) se utilizan las series de humedad del suelo obtenidas mediante la aplicación del modelo SWBM-GA para validar los datos de humedad del suelo procedentes sensores microondas activos y pasivos (ASCAT, AMSR-E y SMOS) en diferentes zonas de Europa con resultados satisfactorios. En concreto, en Lacava *et al.* (2012a), los resultados de validación de los datos SMOS L2 con los datos procedentes del modelo fueron mejores que cuando la

validación se realizó con datos procedentes de mediciones *in situ*. Los autores atribuyeron esta mejora en los resultados a que el modelo fue aplicado con datos de lluvia y temperatura promedio de un área de 15 km<sup>2</sup>, de forma que los datos modelados son representativos de un área más grande que la cubierta por las mediciones *in situ*, lo que reduce el problema de escala. En estos trabajos se destacó la alta fiabilidad de los resultados del modelo que permite aplicarlo en grandes áreas y en períodos diferentes de los utilizados para la calibración de los parámetros.

En Gumuzzio *et al.* (2016) se calibró el modelo y sus resultados se validaron a escala puntual en el área de REMEDHUS, y posteriormente fueron comparados con datos de humedad de SMOS L2 versión 5.51 y con los datos de SMOS normalizados con la técnica *CDF-matching*. El modelo SWBM-GA se consideró muy preciso para simular la humedad del suelo y para validar el producto SMOS L2 v.5.51 bajo diferentes características relacionadas con la humedad del suelo durante un largo período. Las series SMOS L2 tuvieron una buena correlación con la serie temporal modelada, mejor que la obtenida por validación con observaciones *in situ*. Sin embargo, se observaron algunos problemas críticos en la comparación de SMOS con las observaciones *in situ* y las series modeladas, que surgieron de las características ambientales específicas y las diferentes escalas espaciales entre los conjuntos de datos. Esto resultó en la subestimación de la humedad del suelo de los datos SMOS en todo el período y la sobreestimación relacionada con eventos de lluvia. La aplicación de técnicas de normalización a los datos SMOS L2 produjo una mejora notable en el ajuste con observaciones *in situ* y modeladas, igualando y mejorando en algunos casos la precisión esperada de la misión SMOS.

Por otro lado, como se ha comentado en la sección anterior, en González-Zamora *et al.* (2015b) se aplicó el modelo SWBM-GA en su versión puntual, para la evaluación de los datos SMOS L2 v5.51 y L3 BEC con técnicas de *Triple Collocation*. De esta forma se mostró la utilidad del modelo para la validación de SMOS a diferentes escalas y en un largo periodo de tiempo.

Los resultados de estos dos trabajos proporcionaron una base sólida para futuras aplicaciones espacialmente distribuidas del modelo SWBM-GA en la cuenca del Duero, con el propósito de la validación de SMOS en zonas amplias. En este sentido, la validación de la humedad del suelo del satélite con datos modelados podría permitir la obtención de mapas fiables de humedad del suelo en grandes áreas con buena cobertura temporal en una amplia gama de condiciones ambientales, algo especialmente importante en las áreas agrícolas, como es el caso del sector central de la cuenca del Duero.

En Brocca *et al.* (2016) se desarrolló una aplicación distribuida del modelo SWBM-GA. El objetivo fue evaluar la implementación de la humedad del suelo del modelo distribuido, en comparación con los datos de humedad de ASCAT, en el sistema de detección de deslizamiento de tierras PRESSCA en la región de la Umbría (Italia). La aplicación distribuida se desarrolló mediante la distribución espacial de las variables meteorológicas de entrada mediante técnicas de interpolación IDW y la distribución de parámetros hídricos mediante la aplicación de las relaciones de Rawls *et al.* (1982) a partir de un mapa de textura. En este trabajo se validó la versión del modelo distribuido con datos procedentes de mediciones *in situ* de siete localizaciones en la región de la Umbría en Italia, con resultados de coeficiente de correlación entre 0,9 y 0,51 y de error cuadrático medio entre 0,04 y 0,012 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>. También, se realizó una intercomparación de los datos procedentes de ASCAT, el modelo y las mediciones *in situ*. Esta intercomparación de observaciones de humedad del suelo por satélite, modeladas e *in situ* mostró una concordancia bastante buena entre los conjuntos de datos. En particular, se destacó que los datos modelados proporcionan un resultado ligeramente mejor con respecto a los datos satelitales en comparación con la observación *in situ*. Los resultados destacaron también el impacto significativo de las condiciones de humedad del suelo en la identificación de las condiciones de peligro de deslizamientos.

Asimismo, se destacó la necesidad de integrar las técnicas de teledetección y modelización para mejorar el sistema de detección de riesgo de deslizamiento PRESSCA.

Santi *et al.* (2016) utilizaron la humedad del suelo obtenida mediante esta aproximación del modelo distribuido como datos de referencia para la validación de datos satelitales del de AMSR-E obtenidos mediante el algoritmo “HydroAlgo” a una escala de 10 km en el centro de Italia. La buena coincidencia entre la humedad del suelo *in situ* y satelital justificó el uso del SWBM-GA para obtener datos de la humedad del suelo distribuidos espacialmente a partir de las mediciones puntuales de las estaciones meteorológicas disponibles en el área. Por otro lado, Santi *et al.* (2018) utilizaron con éxito la humedad del modelo distribuido para validar un producto de humedad procedente de un algoritmo que combina sinérgicamente adquisiciones de microondas activas y pasivas de SMAP, Sentinel-1 y AMSR2.

Los buenos resultados del modelo SWBM-GA justificaron su selección para la simulación de la humedad en el suelo distribuida en la zona de estudio. A partir de las aproximaciones descritas para la aplicación del modelo distribuido, específicamente en las desarrolladas en el área de estudio, en esta tesis doctoral se desarrolla una aplicación del modelo adaptado al sector central de la cuenca del Duero. De esta forma, se pretende estudiar tanto la obtención de los parámetros hídricos y de las variables como la implementación y la validación del modelo en su versión distribuida en la zona de estudio. La obtención de datos distribuidos en la zona de estudio se orienta a la validación de los datos de alta resolución de SMOS L4 para obtener mapas de humedad del suelo.



# CAPÍTULO 3

## 3 ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Duero situada al noroeste de la Península Ibérica, está formada básicamente por una extensa cuenca neógena de casi 80.000 km<sup>2</sup>, delimitada por sistemas montañosos de características geográficas y litológicas muy diferentes. Al norte limita con la Cordillera Cantábrica, al oeste con las zonas astur-occidental leonesa y con la zona centro-ibérica del Macizo Hespérico, al sur con el Sistema Central y al este con la Cordillera Ibérica. Morfológicamente constituye una zona deprimida formada por llanuras diversas con una elevada altitud media (700-1.100 m), ubicada en casi en su totalidad dentro de los límites administrativos de la Comunidad Autónoma de Castilla y León.

En el sector central de esta zona se delimitó una superficie de 29.299 km<sup>2</sup> como zona de estudio, cuya característica definitoria común es el uso agrícola. En esta zona se seleccionaron las dos subzonas particulares de aplicación, REMEDHUS y Carrión, con una extensión de 1.135 y 1.125 km<sup>2</sup>, respectivamente (Figura 3.1). En estas subzonas se aplicó en modo distribuido el modelo SWBM<sub>a</sub> y se realizó la validación y evaluación de la humedad del suelo superficial de SMOS L4.

Este capítulo ofrece una descripción general de la cuenca del Duero, los criterios de delimitación de la zona de estudio y las características más importantes de las dos zonas subzonas.

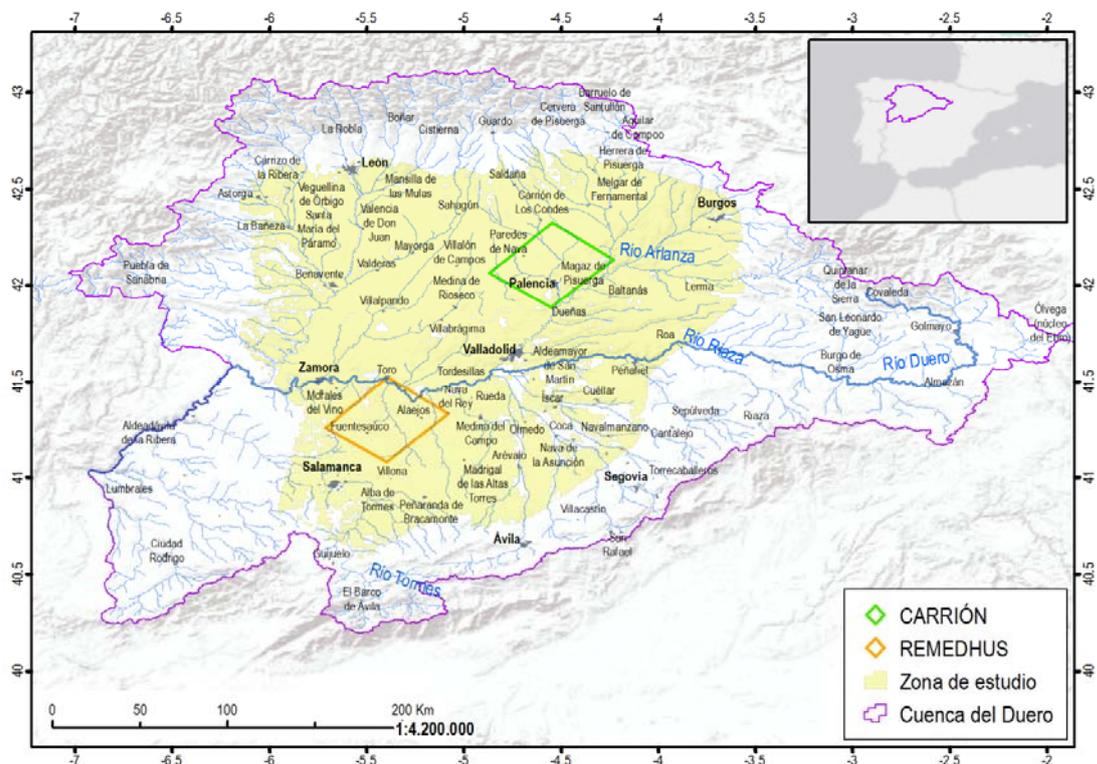


Figura 3.1 Mapa de localización de la zona de estudio (29.299 km<sup>2</sup>), incluyendo las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia.

## 3.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA DEL DUERO

### 3.1.1 GEOLOGÍA

A grandes rasgos, desde el punto de vista geológico, en la cuenca del Duero se pueden distinguir dos sectores: el sector occidental y la cuenca postorogénica del Duero (IGME, 1975 a 2007; Martín-González y Heredia, 2011; Morán Tejeda, 2011).

#### Sector occidental

El sector occidental se extiende por las provincias de León, Zamora y Salamanca sobre un antiguo zócalo paleozoico formado por materiales del Cámbrico y del Carbonífero, en un profundo geosinclinal. Estos materiales fueron afectados por un plegamiento herciniano, acompañado de extensas intrusiones graníticas, debido a lo cual, los sedimentos se vieron sometidos a un metamorfismo regional y de contacto. De esta forma, en este sector, junto a los granitos procedentes del magmatismo, predominan los afloramientos de rocas metamórficas como la pizarra, el gneis y la cuarcita. Posteriormente, estos relieves fueron arrasados por la erosión durante un largo periodo de tiempo, hasta acabar convertidos en una extensa planicie que coincide con una penillanura o superficie de erosión poligénica. La altitud media de este sector es de unos 800 m.s.n.m.

En este sector, desde finales del Mesozoico y, sobre todo, durante el Cenozoico, el zócalo se vio afectado por intensas presiones relacionadas con el plegamiento alpino. Las consecuencias de este último fueron, entre otras, el basculamiento del zócalo hacia el oeste, de manera que el drenaje se dirige desde entonces hacia el Atlántico, el levantamiento de las montañas que rodean el zócalo y la deformación del mismo en ondulaciones que dieron lugar a un sistema de depresiones cerradas.

#### Cuenca postorogénica del Duero

La cuenca postorogénica del Duero, que cubre una extensión aproximada de 55.000 km<sup>2</sup>, se fue rellenando con depósitos molásicos procedentes de la erosión de las cadenas montañosas circundantes, organizados de forma aureolada, con areniscas, arcillas y calizas dispuestas desde la periferia hacia el interior. En la depresión, además de los piedemontes detríticos pliocuaternarios que enlazan con la orla montañosa, se reconoce un Paleógeno heterogéneo debido a la existencia de diversas subcuencas que evolucionarían con independencia. En general, está formada por potentes series terrígenas que se inician con conglomerados basales y culminan con depósitos finos, incluso carbonatados y margoevaporíticos. Sobre ello, se organizan las distintas secuencias neógenas que rellenan la gran depresión del Duero y entre las que diferencian tres tipos de litofacias (Alonso *et al.*, 1987; Armenteros, 1986; Corrochano y Armenteros, 1989; MMA-CHD, 2006;):

- Facies Cuestas se desarrollan en el centro y este de la cuenca y están constituida por fangos arcillosos y lutitas de ambientes lacustres, con gran desarrollo de materiales yesíferos en algunas zonas.
- Facies Tierra de Campos es una unidad rojiza, formada por conglomerados, arenas y arcillas en ambientes de abanico aluvial.
- Facies Calizas del Páramo se organizan en dos niveles calcáreos separados por un episodio detrítico, que vienen a representar el final del Neógeno.

Sobre el nivel superior del Páramo, o sobre otros materiales más antiguos, aparecen diversas superficies de erosión-sedimentación (rañas), con espesores que pueden llegar a alcanzar los 30 m. Su atribución cronoestratigráfica es Plioceno-Cuaternario. Existen también depósitos cuaternarios recientes, entre los que cabe diferenciar: cordones aluviales organizados en niveles de terraza, depósitos de arenas eólicas y acumulaciones de sedimentos de fondo de valle y llanuras aluviales.

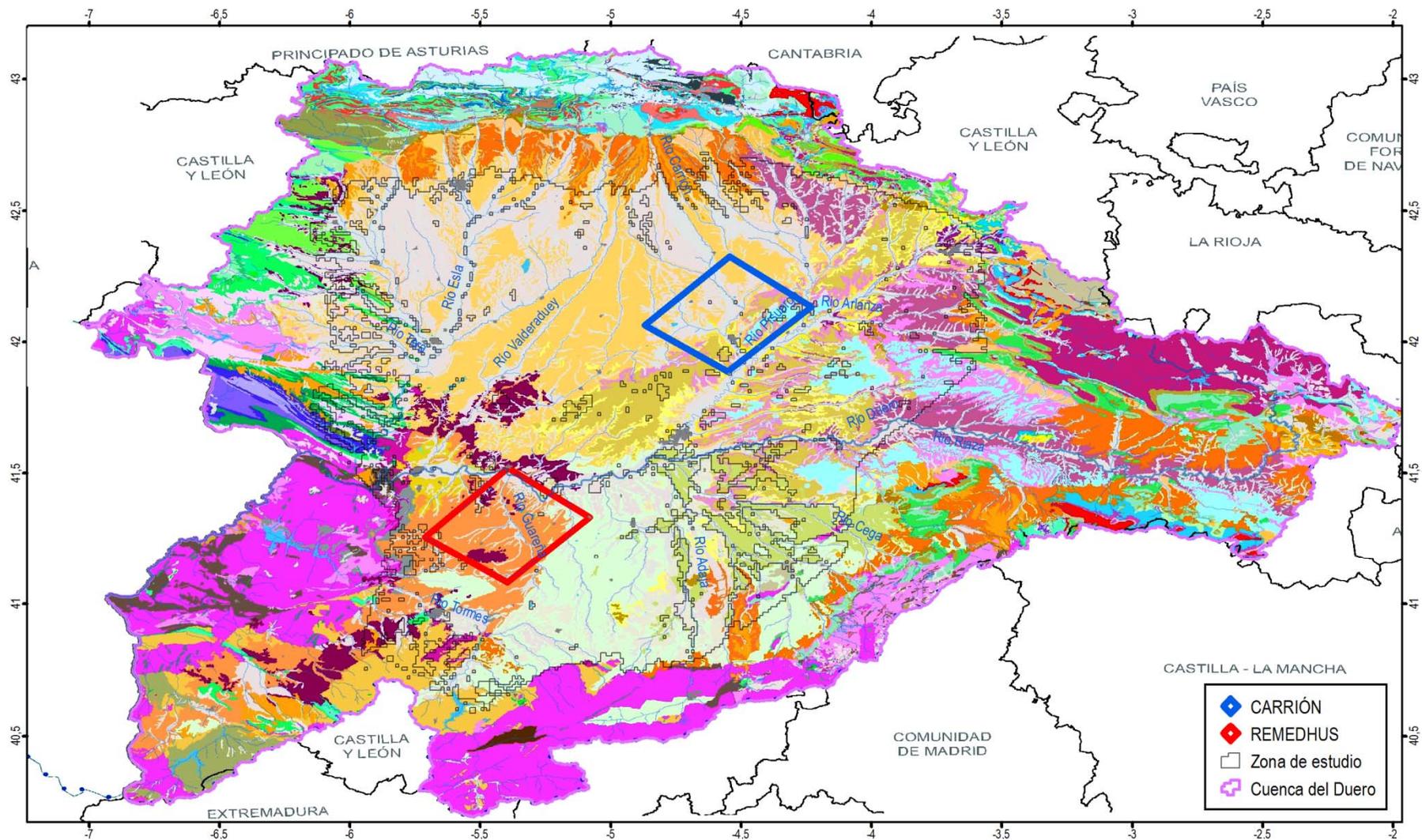


Figura 3.2 Mapa litoestratigráfico de la Cuenca del Duero. Fuente: modificado a partir del Mapa litoestratigráfico del Instituto Geológico y Minero de España (1:200.000), obtenido de la Confederación Hidrográfica del Duero (<http://www.chduero.es/>).

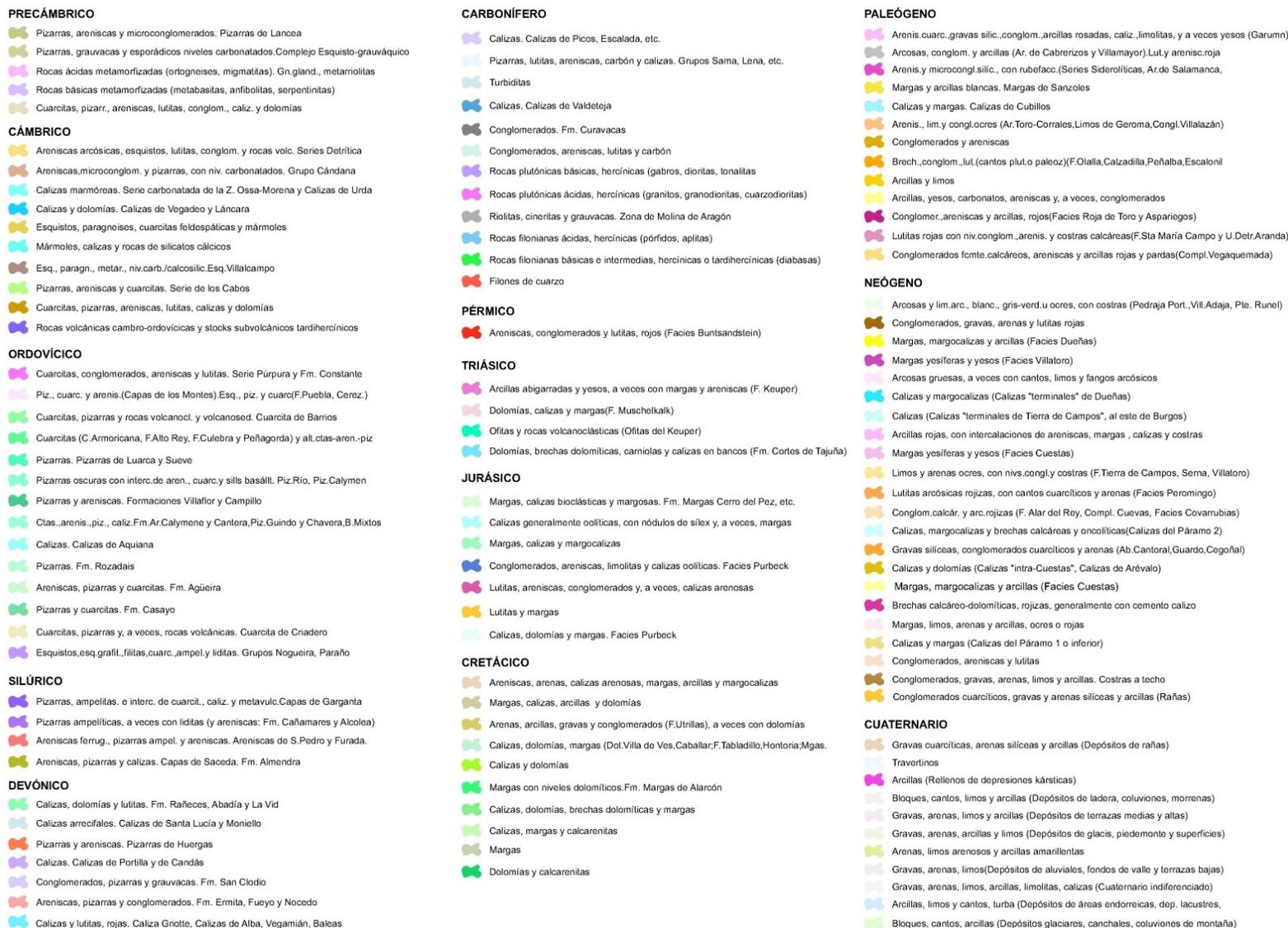


Figura 3.3 Leyenda del mapa litoestratigráfico de la Cuenca del Duero. Fuente: modificado de la Confederación Hidrográfica del Duero (<http://www.chduero.es/>).

### 3.1.2 CLIMA

La elevada altitud media de la planicie interior y el cinturón montañoso que cierra la cuenca constituyen dos rasgos morfológicos que influyen sobre las características climáticas de la Cuenca del Duero (García Fernández, 1986). Las montañas retienen la mayor parte de las precipitaciones procedentes del oeste, dejando en el interior de la cuenca condiciones de aridez. De esta forma, se genera un fuerte gradiente pluviométrico desde las montañas, que pueden registrar precipitaciones superiores a los 1500 mm anuales, hasta el centro de la cuenca, con precipitaciones anuales por debajo de los 400 mm. Por otro lado, el aislamiento al que queda sometido el interior de la meseta, unido a su elevada altitud, se ve reflejado en frecuentes condiciones de estabilidad que, impidiendo los movimientos verticales del aire, provocan durante el invierno inversiones térmicas, heladas nocturnas, y altas amplitudes térmicas diarias (Morán Tejeda, 2011).

La cuenca se caracteriza por grandes oscilaciones térmicas entre los meses de invierno y de verano. El régimen térmico se caracteriza especialmente por la crudeza de las temperaturas mínimas con frecuentes heladas, la larga duración de los inviernos y la suavidad del verano. Las temperaturas más altas se registran en el sector suroccidental con valores medios anuales que superan a los 15° C, y las mínimas en las cumbres de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Central, con valores por debajo de los 5° C de media anual (Nafría *et al.*, 2013). La mayor parte del territorio, es decir, el sector central de la cuenca, se encuentra entre las isotermas de los 10°C y los 12°C de media anual (Figura 3.4).

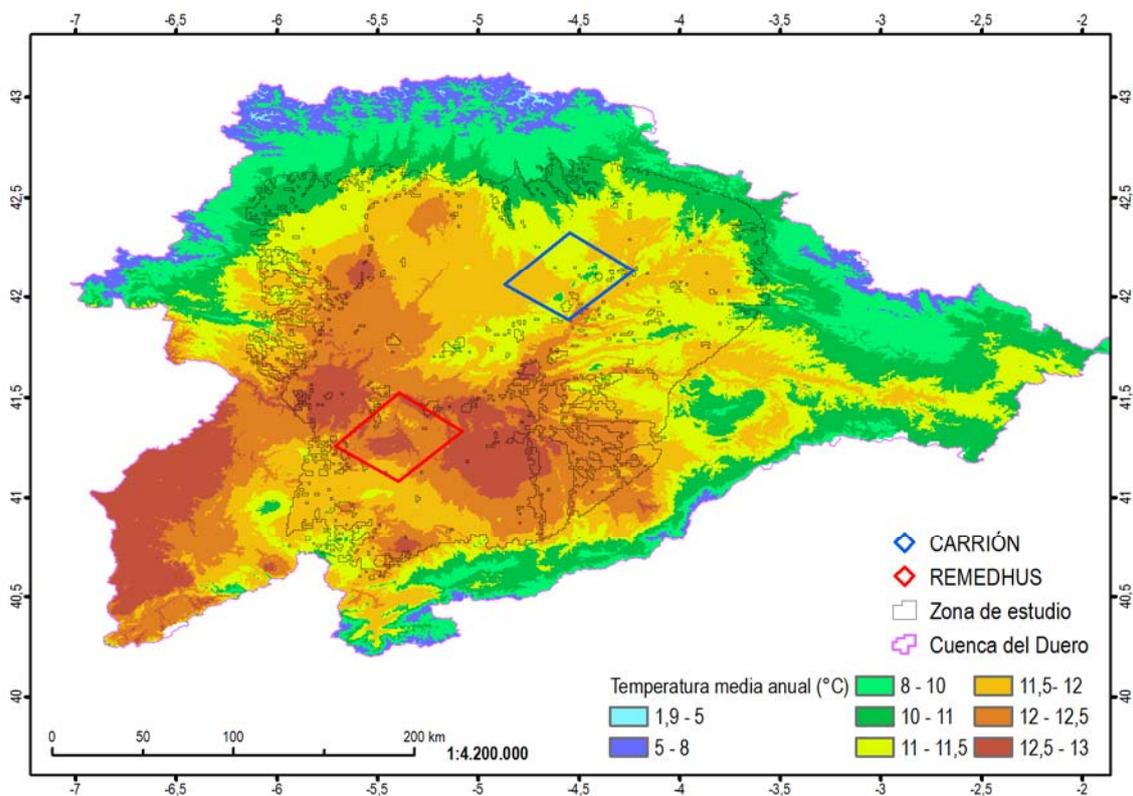


Figura 3.4 Mapa de temperaturas medias anuales (Tm anual) de la cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluye la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. (Fuente: elaboración propia a partir del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

El régimen pluviométrico presenta un periodo húmedo entre el otoño y la primavera y un periodo con escasa pluviosidad en los meses de verano, con precipitaciones inferiores a los 20 mm mensuales, de modo que la aridez estival es más acentuada en la planicie interior. A la estacionalidad de las precipitaciones hay que sumar el contraste pluviométrico entre el interior y el borde montañoso. La mayor

parte de la cuenca se encuentra por debajo de la isoyeta de los 600 mm, y un amplio sector central no sobrepasa los 400 mm anuales (p.ej., en el bajo Duero, entre Salamanca, Zamora y Valladolid). Por el contrario, las montañas registran condiciones de mayor humedad, recogiendo precipitaciones cercanas a los 800 mm en toda la orla montañosa y por encima de los 1000 mm anuales en gran parte de la franja noroccidental, que se encuentra más expuesta a la entrada de perturbaciones atlánticas (Figura 3.5). Estos contrastes también están reflejados en el número de días con precipitación anuales (Figura 3.6).

La duración del periodo de déficit hídrico es de hasta tres meses en las estaciones localizadas en el interior de la cuenca y en la mitad sur, mientras que en las estaciones localizadas en la orla montañosa la duración es mucho menor, incluso hay sectores en los que no se produce situación de déficit. Se trata, por lo tanto, de una distribución espacial caracterizada por un gradiente altitudinal desde el borde hacia el interior, con un basculamiento hacia el sureste derivado del mayor aislamiento a las condiciones marítimas (Morán Tejeda, 2011). En la Figura 3.7 se aprecian las diferencias en relación a las condiciones de aridez estimadas mediante el índice de aridez (Barrow, 1992), donde destacan las condiciones de mayor aridez del sector central de la cuenca.

En definitiva, el clima, salvo en los bordes montañosos, se ha definido, en general, como Mediterráneo continentalizado o variedad fría del Mediterráneo (García-Fernández, 1986; MMA-CHD, 2006). Debido a la influencia atlántica, en el sector N-NW, el clima pasaría a un tipo sub-atlántico (García-Fernández, 1986; Cabo y Manero, 1990).

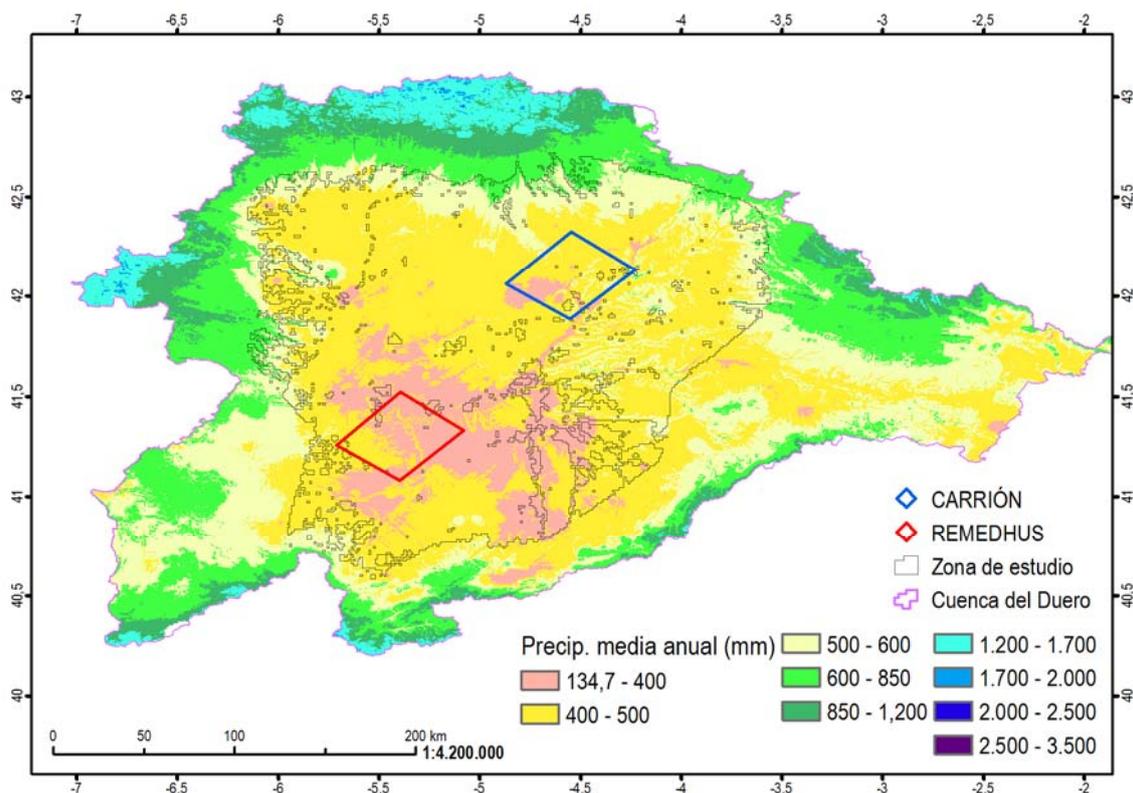


Figura 3.5 Mapa de precipitaciones medias anuales de la cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y Remedhus. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

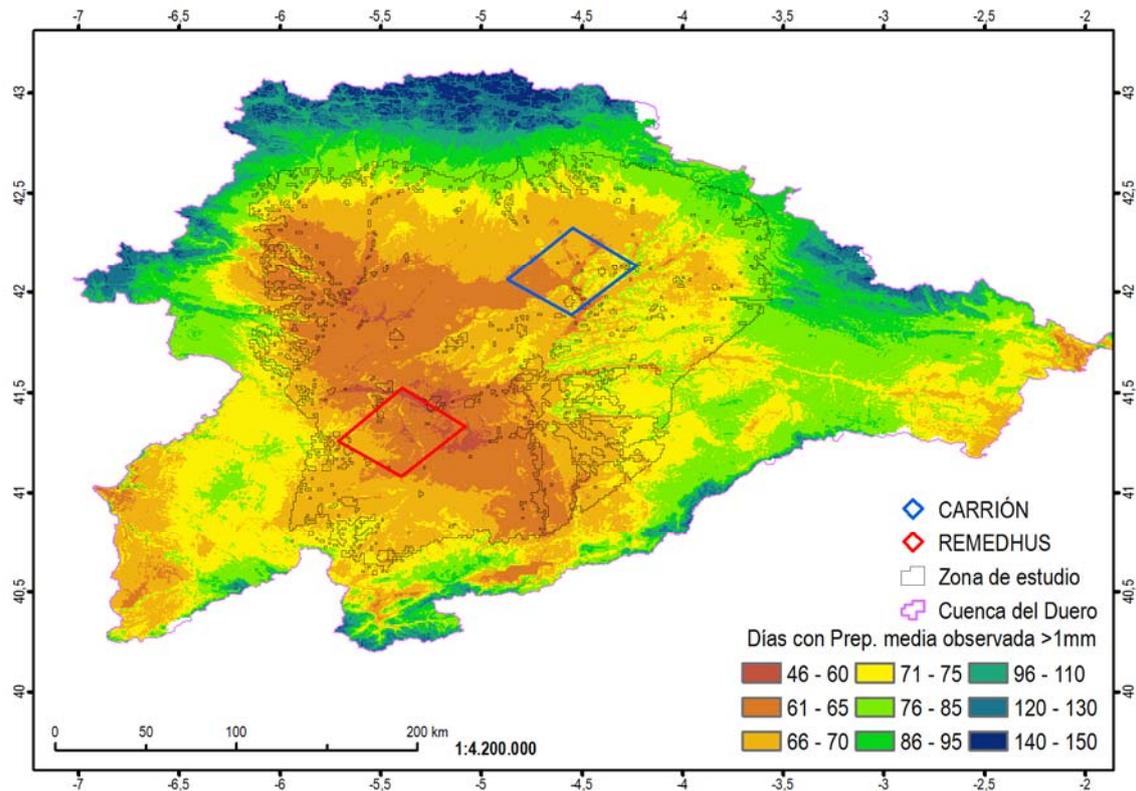


Figura 3.6 Mapa de número medio de días al año en los que la precipitación observada es mayor de 1mm en la Cuenca del Duero (periodo 1981-2010). Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

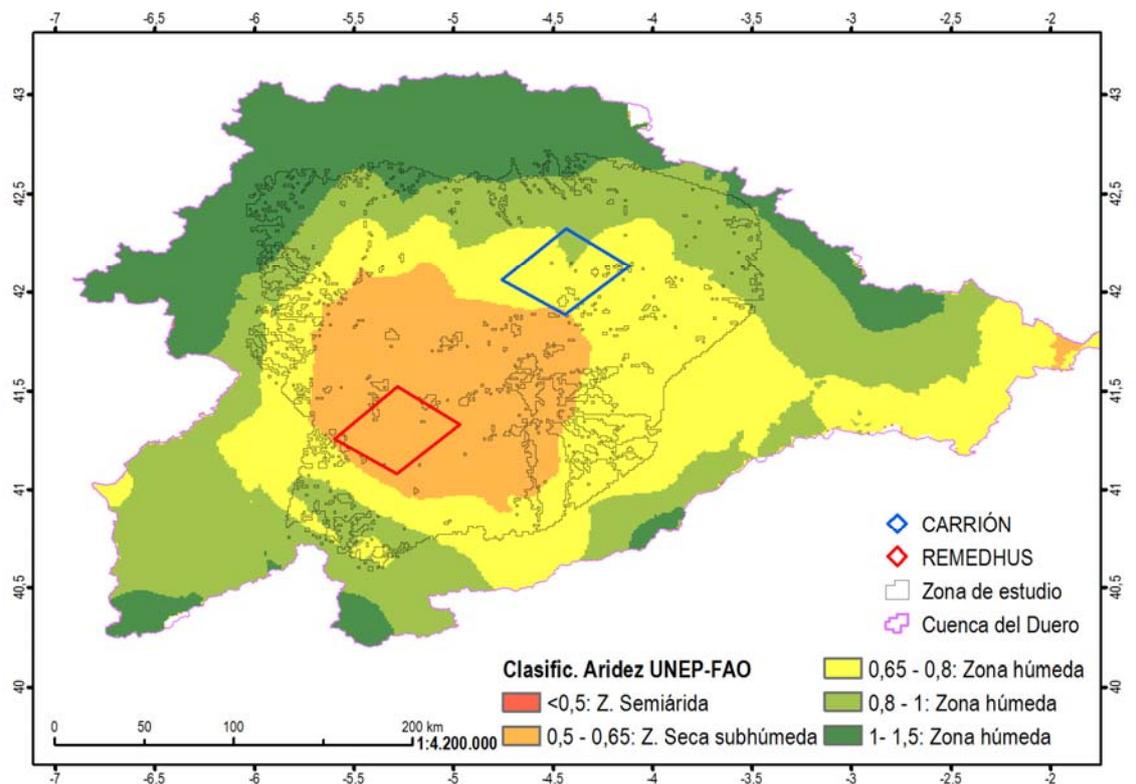


Figura 3.7 Mapa del Índice de Aridez (Barrow, 1992) de la cuenca del Duero. Se incluyen la zona de estudio y las subzonas de Carrión y REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

### 3.1.3 CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS GENERALES

Como resultado de la configuración morfológica y de las condiciones climáticas, se presenta una extensa red hidrográfica desde las cabeceras en las zonas de montaña hacia el río Duero, que discurre por el centro de la planicie sedimentaria en dirección E-W, con un desnivel medio que no supera los 2 metros por cada kilómetro.

De este modo, la mayor parte de los ríos de la cuenca tienen su origen en las sierras que la bordean y bajan al eje principal del Duero que, a lo largo de sus 744 km de la parte española, divide la cuenca. Se diferencia así una margen derecha o septentrional con dos grandes subredes tributarias, la del Pisuerga, que incluye al Carrión y al Arlanza con el Arlanzón, y la del Esla, que se despliega en abanico para incluir a ríos como Tera, Órbigo, Porma y Cea. La margen izquierda o meridional incluye ríos de menor entidad que bajan desde el Sistema Central al Duero, como son Rianza, Duratón, Cega, Adaja con Eresma, Tormes y otros menores (Zapardiel, Trabancos, Guareña, etc.).

El volumen de las precipitaciones medias anuales en toda la cuenca del Duero supone cerca de 50.000 hm<sup>3</sup>, de los cuales la mayor parte (35.000 hm<sup>3</sup>) se evapora o es aprovechado directamente por la vegetación. Los 15.000 hm<sup>3</sup> restantes constituyen la escorrentía natural total que fluye por los cauces superficiales o se incorpora a la red de aguas subterráneas mediante infiltración a los acuíferos.

### 3.1.4 EL MEDIO EDÁFICO

La Cuenca del Duero muestra una apreciable diversidad edáfica determinada (Figura 3.8), fundamentalmente, por los factores formadores clima, litología, topografía, vegetación y acción antrópica (García Rodríguez, 1993). El régimen de humedad dominante en los suelos de los bordes de la depresión es ústico, mientras que en la mayor parte de la cuenca sedimentaria es xérico (Nafría *et al.*, 2013). El régimen de temperatura es mésico, llegando a frígido en zonas de montaña. En general, los procesos edáficos más significativos son la argiluvación, la rubefacción y el hidromorfismo.

Según diversos estudios (García Rodríguez *et al.*, 1975 a, b y 1979; Casemeiro, 1995), los suelos de la cuenca del Duero pueden ser agrupados del siguiente modo:

- En las orlas montañosas que delimitan la depresión se aprecia una estrecha relación entre la formación de perfiles, el material original, la vegetación y la pendiente, con un dominio de leptosoles úmbricos, réndricos y líticos; cambisoles húmicos, gleicos, dístricos y eútricos y gleysoles móllicos y úmbricos.
- En la superficie de aplanamiento occidental destaca la presencia de cambisoles dístricos, gleicos y húmicos sobre materiales ígneos y cambisoles crómicos y eútricos sobre las rocas metamórficas.
- En los piedemontes detríticos que enlazan los bordes montañosos con la depresión sedimentaria, se localizan los suelos más ácidos y antiguos de la zona, caracterizados por distintas unidades de acrisoles, planosoles, gleysoles y cambisoles.
- En la depresión, la mayor parte de los suelos están cultivados y su desarrollo está unido a las diferentes unidades geomorfológicas y a la naturaleza de los materiales sedimentarios. Así, en las calizas del Páramo se encuentran luvisoles cálcicos y crómicos, en las Cuestas dominan los regosoles calcáreos y gípsicos, en la Campiña sobre los materiales arcillosos y arenosos se presentan vertisoles, luvisoles, cambisoles y regosoles y en los materiales eólicos de la cuenca están los arenosoles.
- En las vegas de los ríos se encuentran fluvisoles y gleysoles, que pasan a perfiles más evolucionados conforme las terrazas son más antiguas.

- En algunas áreas endorreicas se pueden localizar suelos salinos con gran dependencia del microclima del suelo.

### 3.1.5 USOS DEL SUELO Y FORMACIONES VEGETALES

Hay dos características que influyen de un modo importante sobre el uso y las formaciones vegetales de la cuenca del Duero. Por un lado, las características climáticas (amplitud térmica, larga duración del invierno y la aridez en el centro de la depresión), y por otro, la influencia antrópica, especialmente en la llanura sedimentaria. La situación actual es el resultado de la interacción entre las formaciones originales y las diversas incidencias antrópicas de las que ha sido objeto. Se estima que aproximadamente la mitad del territorio (unos 3,5 millones de hectáreas) está cubierta por vegetación natural (Nafría *et al.*, 2013) (Gil *et al.*, 2007). El bosque viene a cubrir 1418801 ha, de las cuales 677875 ha corresponden a bosque de frondosas, 526201 ha a bosque de coníferas y 214725 ha a bosque mixto; el resto de la vegetación natural está representada por el matorral (1165903 ha), los pastizales (785841 ha) y las praderas (107382 ha).

El paisaje natural del sector central de la cuenca del Duero ha sido a lo largo del tiempo modificado por influencia antrópica. Actualmente, se encuentra vegetación natural sólo en las zonas poco aptas para el cultivo o el pastoreo, como es el caso de los páramos calcáreos, las cárcavas o las campiñas arenosas. En ellos se desarrollan sabinares (*Juniperus thurifera*), frecuentemente acompañados con quejigos (*Quercus faginea*), enebros (*Juniperus communis* y *J. oxycedrus*) y encinas (*Quercus rotundifolia*). En los valles fluviales se desarrollan bosques de ribera, formados por chopos (*Populus sp.*), alisos (*Alnus glutinosa*) y fresnos (*Fraxinus sp.*), entre otros (Gil *et al.*, 2007). Las demás formaciones forestales se reducen a plantaciones de pinos, por ejemplo, los pinares de *Pinus pinea* y *Pinus pinaster* en la provincia de Valladolid. En general, el resto de la zona está ocupada por cultivos, entre los que destacan el secano intensivo de cereales y, en menor medida, el regadío en las vegas de los ríos y los viñedos en las terrazas del Duero (Figura 3.9).

En la penillanura salmantina y zamorana la especie arbórea dominante es la encina, que está adaptada a la escasez de precipitaciones y a los fuertes contrastes térmicos y cuya formación más habitual es la dehesa, un bosque aclarado para el aprovechamiento integral de sus recursos. En condiciones más frías (a mayor altitud) la encina es sustituida por el rebollo (*Quercus pyrenaica*), mientras que en las zonas de temperaturas más suaves aparecen el alcornoque (*Quercus suber*), los acebuches (*Olea europaea*) y los madroños (*Arbutus unedo*). En zonas degradadas por el pastoreo se desarrollan formaciones de matorral serial con especies como *Cistus ladanifer*, *Lavandula stoechas* o *Thymus sp.* (Cabo y Manero, 1990).

La superficie de las tierras de cultivo ocupa aproximadamente a unos 3,6 millones de hectáreas, de las que, aproximadamente, el 75% se dedica a los cultivos herbáceos, un 2,5% a los cultivos leñosos y el resto a barbechos y tierras no ocupadas (Nafría *et al.*, 2013). El regadío supone alrededor de medio millón de hectáreas de la superficie cultivable. Entre los cultivos herbáceos de regadío, el maíz es el más importante en superficie, seguido en relevancia por la remolacha azucarera y la patata. Los cereales, aunque generalmente son cultivos de secano, ocasionalmente entran a formar parte en las alternativas del regadío; en general, se les da riegos de baja intensidad puesto que aprovechan las precipitaciones de primavera. En cuanto a los cultivos leñosos, la vid representa también un cultivo importante en la zona (Figura 3.9).

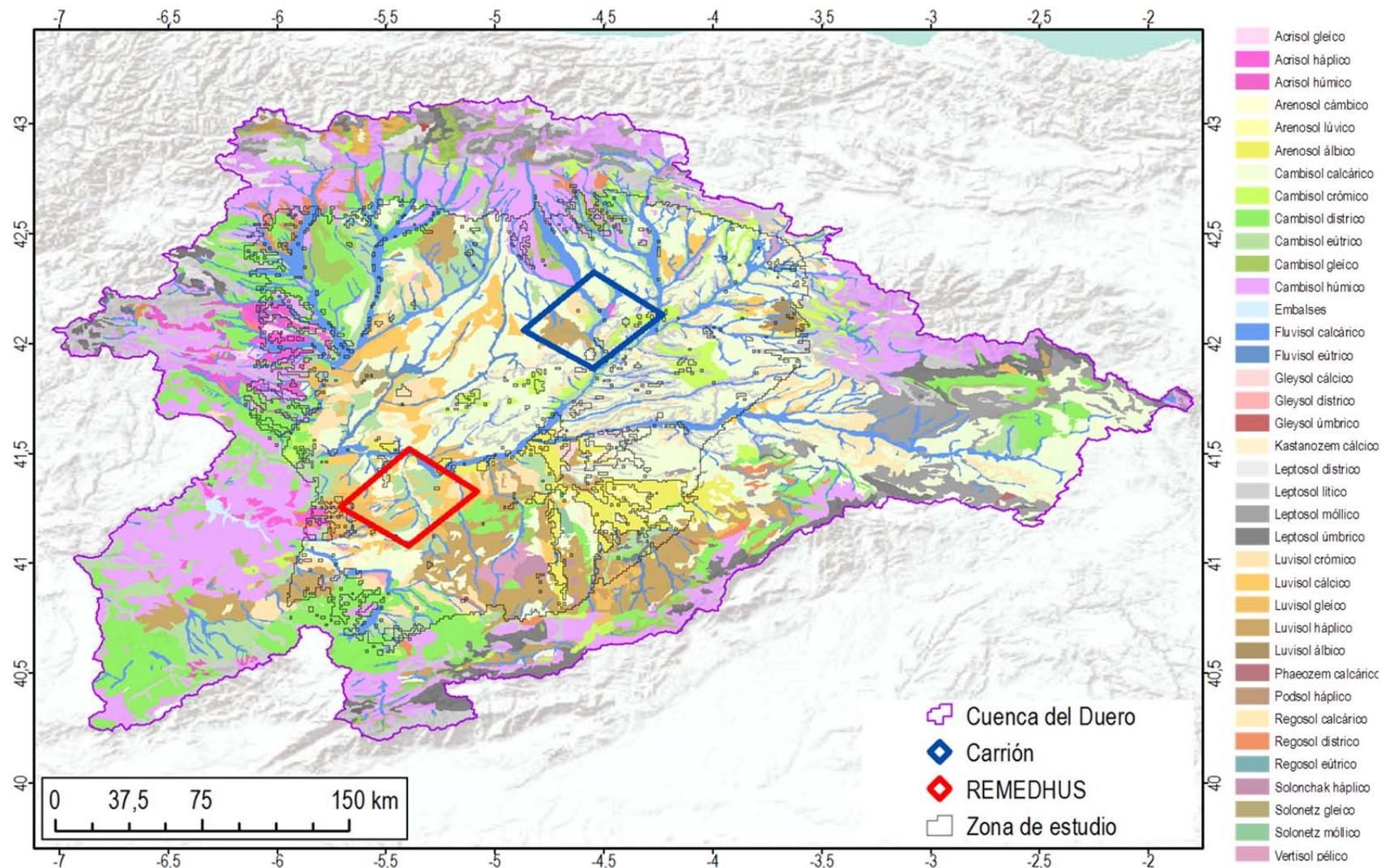


Figura 3.8 Mapa de suelos de Castilla y León. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

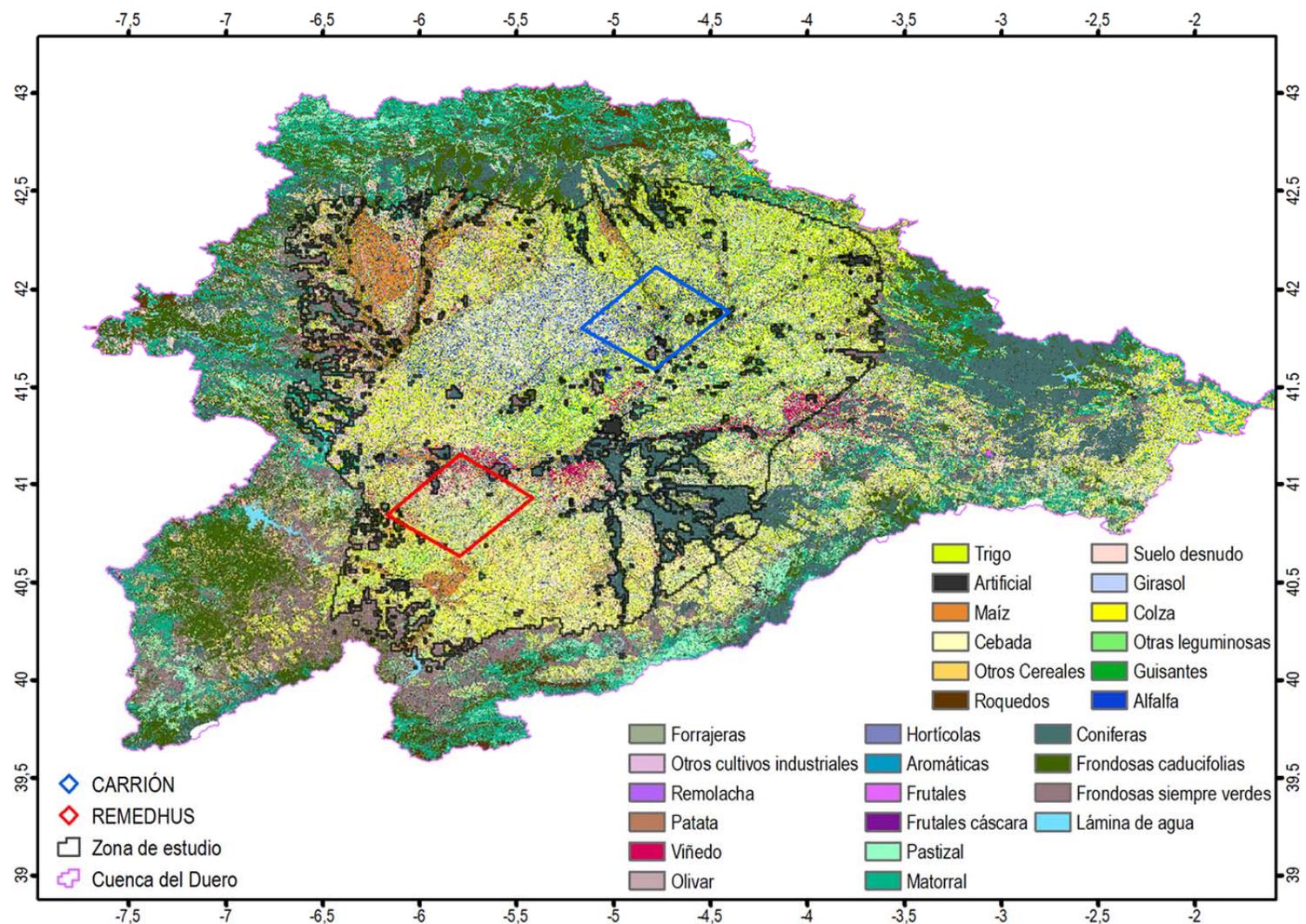


Figura 3.9 Mapa de Cultivos y Superficies Naturales Castilla y León con la demarcación de la Cuenca del Duero y la zona y subzonas de estudio. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

## 3.2 DELIMITACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Para delimitar de la zona de estudio se consideraron los siguientes criterios (Figura 3.10):

- Superficie correspondiente a ocupación dominante de cultivos.
- Zonas con una altitud representativa de los cultivos de la Cuenca del Duero.
- Zonas con máxima densidad de estaciones meteorológicas y de muestras del suelo.

El mapa base utilizado es el Mapa de Cultivos y Superficies Naturales de Castilla y León para 2015 del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013). Este mapa se seleccionó debido a su buena resolución (20 m) y a que corresponde con la actualización de datos más reciente disponible.

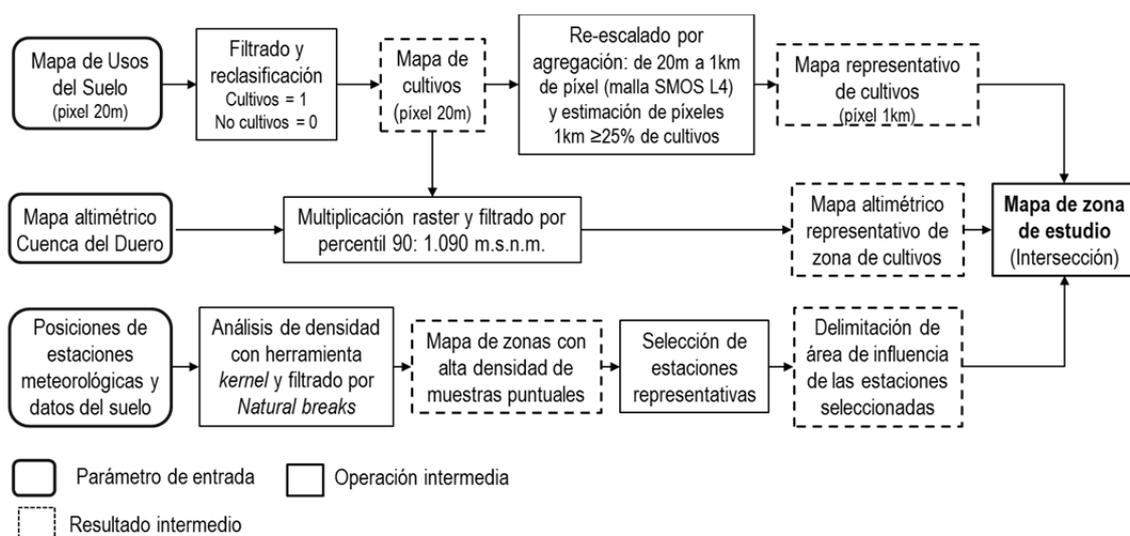


Figura 3.10 Esquema metodológico para la delimitación de la zona de estudio.

A partir del mapa de cultivos de Castilla y León se aislaron las áreas correspondientes a cultivos (Figura 3.9), reclasificando los usos de forma binaria (Cultivos=1, No Cultivos=0), (Figura 3.11).

En una siguiente fase, se re-escaló el mapa de cultivos a la resolución de 1 km de los datos SMOS L4, mediante la agregación de los píxeles de 20 m. Esta operación permite definir qué porcentaje de superficie de cultivo tiene cada píxel de 1km<sup>2</sup> de resolución mediante la suma de los píxeles con valor 1 (valor asignado a la clase cultivos), pertenecientes a cada píxel de 1 km. Finalmente, se obtuvo un mapa que representa los porcentajes de superficie de cultivo dentro de cada píxel (Figura 3.12).

Para utilizar un criterio no muy restrictivo que pudiera provocar un excesivo fraccionamiento del área de estudio, se decidió seleccionar los píxeles cuya superficie de cultivo fuera superior al 25%, mediante una segunda reclasificación del *raster* (píxeles>25% superficie de cultivo =1; píxeles<25% superficie de cultivo =No data).

Posteriormente, se definió un umbral de altitud representativo de las zonas de cultivos de la cuenca del Duero. Para establecer este umbral, se obtiene la información altitudinal a partir del Modelo digital del terreno (MDT) del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG), con resolución espacial de 25 m. Este mapa se combina con el mapa de cultivos. Del *raster* resultante se obtuvo que el 90% de la superficie de cultivos está por debajo de 1019 metros de altitud (percentil 90 de los valores de altitud de la distribución del conjunto de píxeles), localizándose el resto de la superficie en zonas colindantes de tipo montañoso (Figura 3.13). Finalmente, se definió dicho valor altitudinal como umbral representativo para la definición de la zona de estudio.

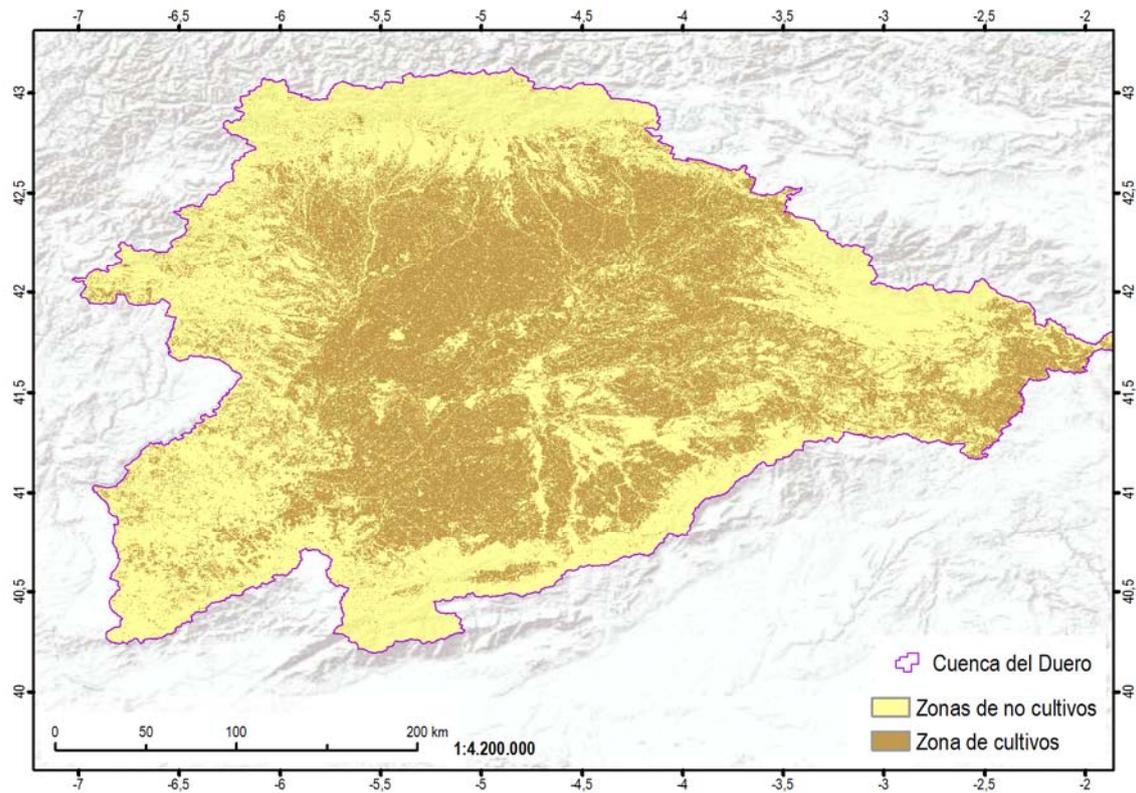


Figura 3.11 Mapa de cultivos filtrado con nivel de detalle de 20m de pixel.

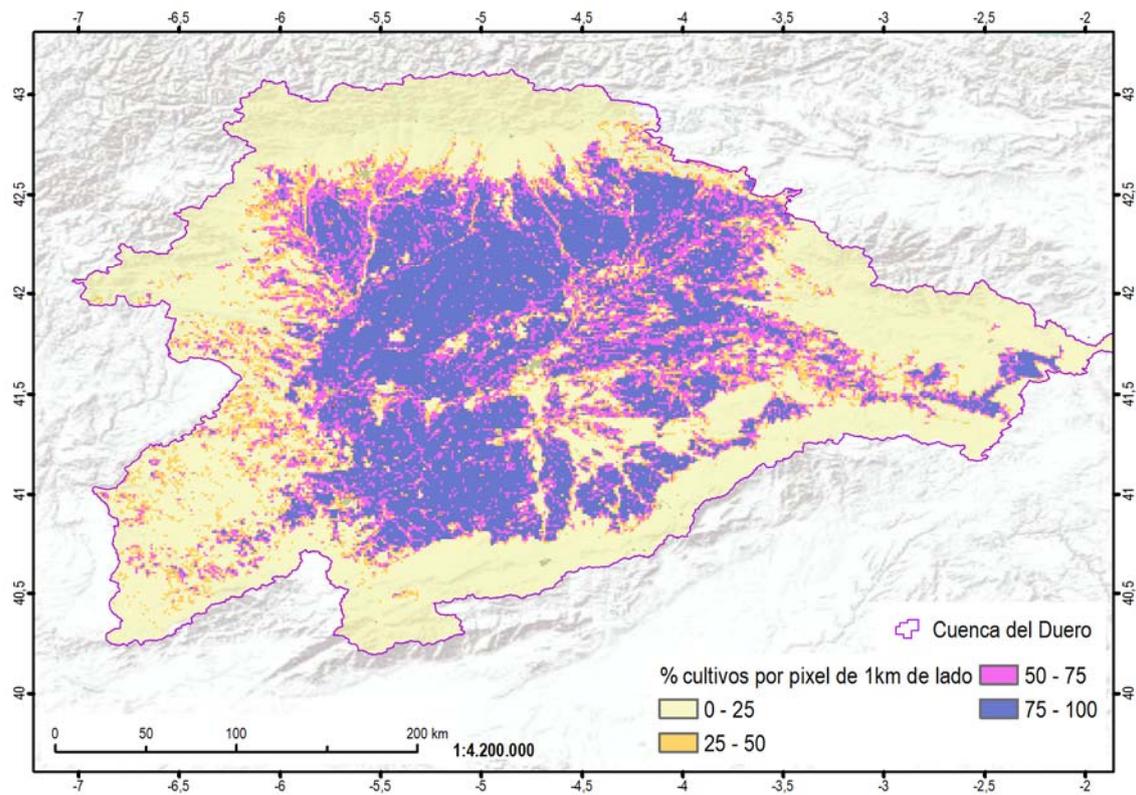


Figura 3.12 Mapa de densidad de cultivos con un valor umbral de  $\geq 25\%$  de densidad para un pixel de 1km de lado (tamaño de malla de SMOS L4).

Sobre el raster resultante de la selección de cultivos adaptado al tamaño de pixel de SMOS y densidad representativa (Figura 3.12), se aplicó una máscara obtenida a partir del MDT, para la selección de las zonas cuya altitud fuera inferior a 1019 m. De esta manera, se obtuvo un área de estudio representativa de la zona de cultivos en la cuenca del Duero en base a su altitud y a los usos del suelo.

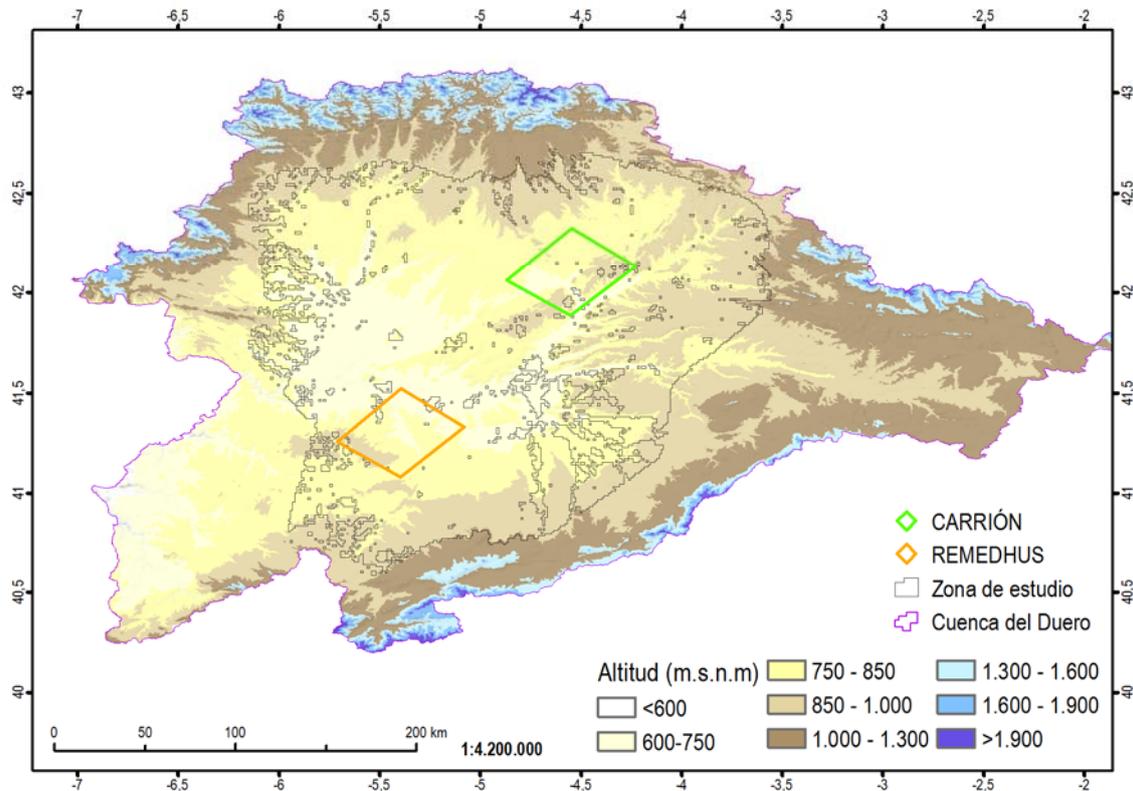


Figura 3.13 Mapa de altitud de la Cuenca del Duero. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de elevaciones del CNIG.

Además, en la delimitación del área de estudio también se tuvo en cuenta la densidad de estaciones meteorológicas (54 estaciones en la cuenca del Duero) y de muestras de la base de datos del suelo (10.407 muestras). Para ello, se calcularon los mapas de densidad tipo Kernel para establecer en qué zonas se localiza la mayor concentración, tanto de estaciones meteorológicas como de muestras del suelo por kilómetro cuadrado.

Para la realización de dichos mapas se estableció un tamaño de celda de salida de 1 km y un radio de búsqueda de 50 km para las estaciones meteorológicas (Figura 3.14), teniendo en cuenta la separación media entre estaciones meteorológicas más cercanas (17,4 km).

Para establecer la densidad Kernel de las muestras de la base de datos de suelos, se estableció el mismo tamaño de celda de salida que en el anterior mapa y un rango de búsqueda de 20 km (Figura 3.15). Aunque las muestras están más próximas unas de otras (con una separación media entre las más próximas de 1,29 km), se estableció un rango de 20 km para forzar un contraste en la zonificación del mapa.

En ambos análisis de densidad se aplicó una técnica de reclasificación por Vecino Cercano o *Natural Neighbor*. Esta técnica de reclasificación reduce la varianza entre intervalos y maximiza la diferencia entre clases, permitiendo obtener una menor desviación respecto a la media de referencia dentro de cada clase resultante de la reclasificación. De hecho, esta técnica de clasificación resulta más representativa que la utilización de percentiles para la representación de datos interpolados.

A partir de los mapas de densidad, tanto de estaciones meteorológicas como de muestras de suelos, se comprobó que existía una densidad de datos disponibles más elevada en el sector central de la cuenca (Figura 3.14 y Figura 3.15).

Posteriormente se realizó un ajuste final del área de estudio predefinido por la altitud, usos predominantes de cultivos y una alta densidad de estaciones y muestras de suelo. Este ajuste consistió en incluir como zona de estudio final a aquellos píxeles que se localizaban a menos de 20 km de distancia de una estación meteorológica. La principal razón de la incorporación de este último criterio en la definición de la zona de estudio fue reducir la incertidumbre en la aplicación del modelo distribuido, al excluir las zonas de estaciones meteorológicas y muestras del suelo más dispersas y con menor densidad.

Finalmente, la superficie de la zona de estudio obtenida fue de 29.299 km<sup>2</sup>, la cual representa el 38% de la superficie española de la Cuenca del Duero (77.720 km<sup>2</sup>).

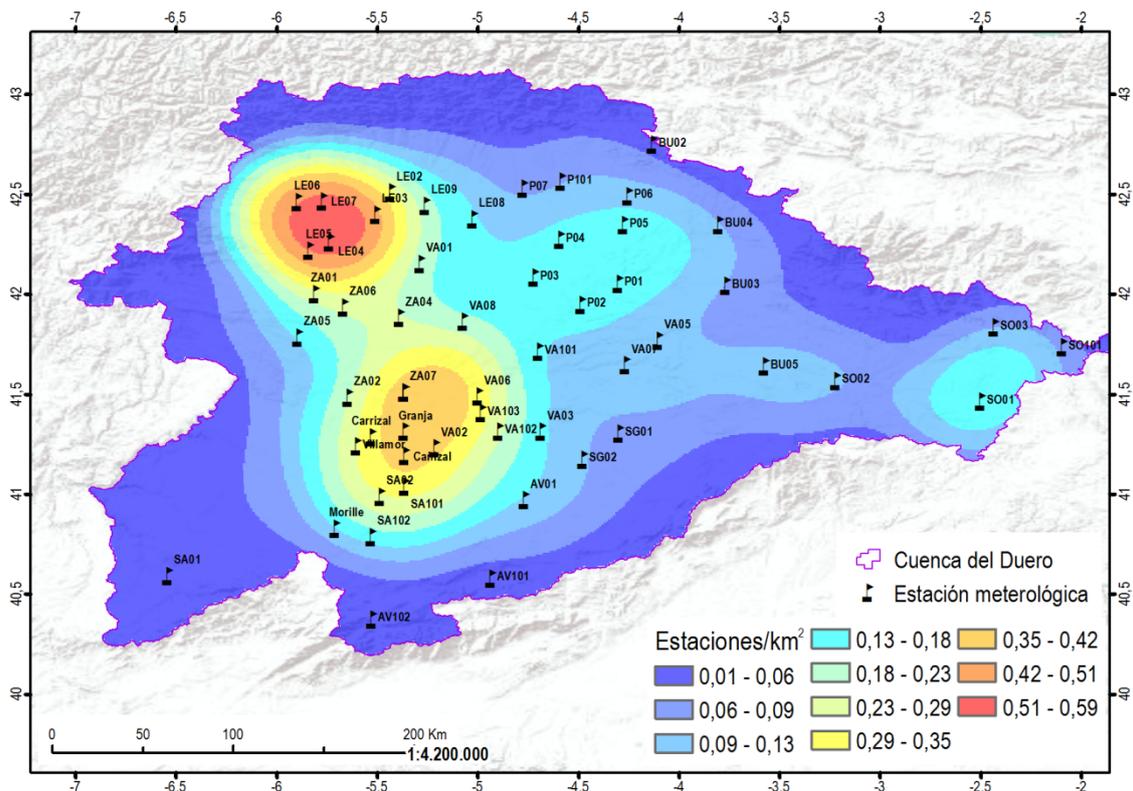


Figura 3.14 Mapa de densidad de estaciones meteorológicas (54 estaciones en total) estimados a partir de la densidad *kernel* (radio 50km) y clasificados según la técnica *Natural Neighbor* (10 clases).

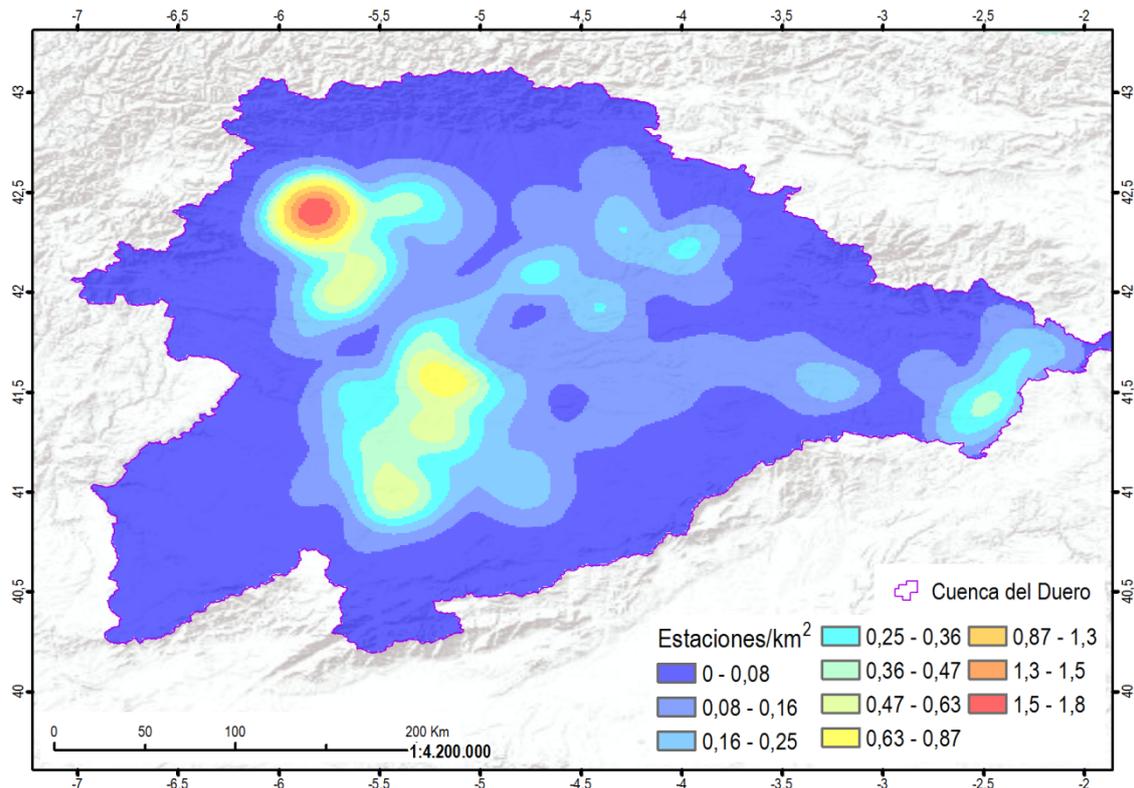


Figura 3.15 Mapa de densidad de muestras del suelo (10.407 muestras de suelo) estimado a partir de la densidad *kernel* y clasificados según la técnica *Natural Neighbor* (10 clases)

### 3.3 ESTABLECIMIENTO DE SUBZONAS EXPERIMENTALES

La aplicación del modelo distribuido y la comparación con los datos de humedad del suelo procedente de SMOS L4 se realizaron en dos subzonas que representan dos escenarios con características edáficas y climáticas contrastadas, de especial interés para el estudio de la variabilidad de la humedad del suelo de la zona de estudio.

Una de las subzonas se corresponde con la red REMEDHUS y fue seleccionada debido a que se localiza en el sector de mayor aridez de la cuenca del Duero, con suelos agrícolas superficiales predominantemente muy arenosos, lo que la convierte en un área de especial interés en relación al estudio de los recursos hídricos y su disponibilidad (Ceballos *et al.* 2004).

La segunda subzona se seleccionó, con una superficie similar a la de REMEDHUS, en la parte septentrional de la cuenca del Duero, de forma que mostrase características contrastadas con respecto a la misma, sobre todo desde el punto de vista edáfico. La delimitación se realizó utilizando el mapa de texturas realizado con la base de datos de muestras del suelo de la Cuenca del Duero, tal como se explica en el capítulo metodológico. Adicionalmente, para la selección de dicha zona se tuvo en cuenta la densidad de estaciones meteorológicas y de las muestras de suelo, así como la existencia de estaciones de medición *in situ* de la humedad del suelo.

### 3.4 SUBZONAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.4.1 SUBZONA REMEDHUS

Esta subzona se encuentra en la confluencia de las provincias de Salamanca, Zamora y Valladolid, en torno a la cuenca del río Guareña que la atraviesa de S-N. Está situada entre las coordenadas geográficas (41°31'-5°43') y (41°04'-5°03') con una superficie aproximada de 1.135 km<sup>2</sup> de dimensiones lineales, aproximadamente de 30x40 km. Según Martínez-Fernández y Ceballos, 2003, la ubicación de la red REMEDHUS se estableció, fundamentalmente, sobre la base de criterios climáticos e hidrológicos. La zona se encuentra en el sector de mayor aridez de la cuenca del Duero y presenta un alto riesgo y fragilidad en relación con los recursos hídricos y su disponibilidad. Los límites de la zona se establecieron por la disposición de las isoyetas anuales y por las unidades fisiográficas, estableciendo como límite norte el río Duero.

La subzona se caracteriza geomorfológicamente por la presencia de dos unidades principales: la campiña y los valles (Figura 3.16). La primera se trata de una extensa llanura con suaves ondulaciones de escasa pendiente, en general inferiores al 12%. La unidad de los valles se corresponde básicamente con la cuenca del río Guareña y sus afluentes que, a lo largo del tiempo, han ejercido una intensa acción erosiva que afectó, fundamentalmente, a los depósitos del Mioceno y favoreció la emergencia de los materiales infrayacentes del Paleógeno, actualmente dominantes en la unidad de la campiña.

La altitud de esta subzona está comprendida entre los 700-900 m, con un valor medio de 777 m. Los puntos más bajos se presentan en la desembocadura del río Guareña al Duero, al norte de la zona de estudio, y los más elevados al SW de la zona, en la divisoria de aguas de las cuencas de los ríos Guareña y Tormes. El relieve presenta una inclinación leve de orientación SW-NE, en correspondencia con la dirección de la red hidrográfica secundaria del río Guareña (Figura 3.17 y Figura 3.18).

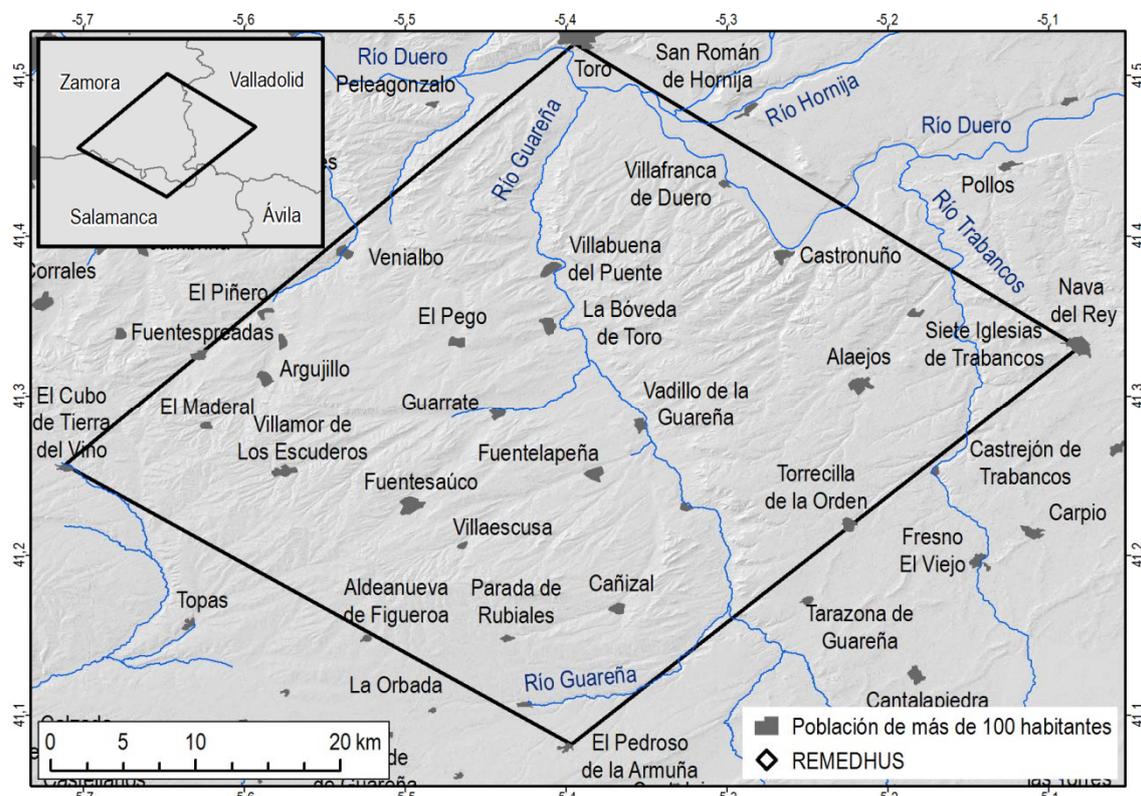


Figura 3.16. Mapa de localización de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.

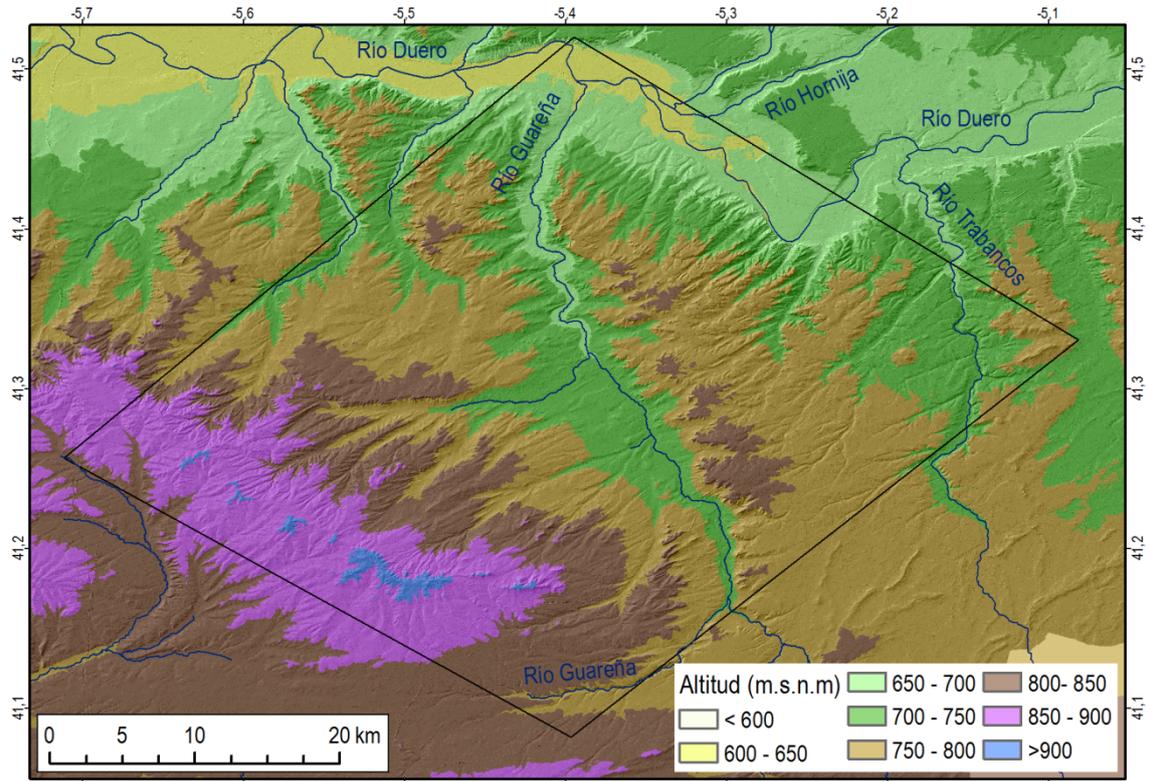


Figura 3.17. Mapa altimétrico de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.

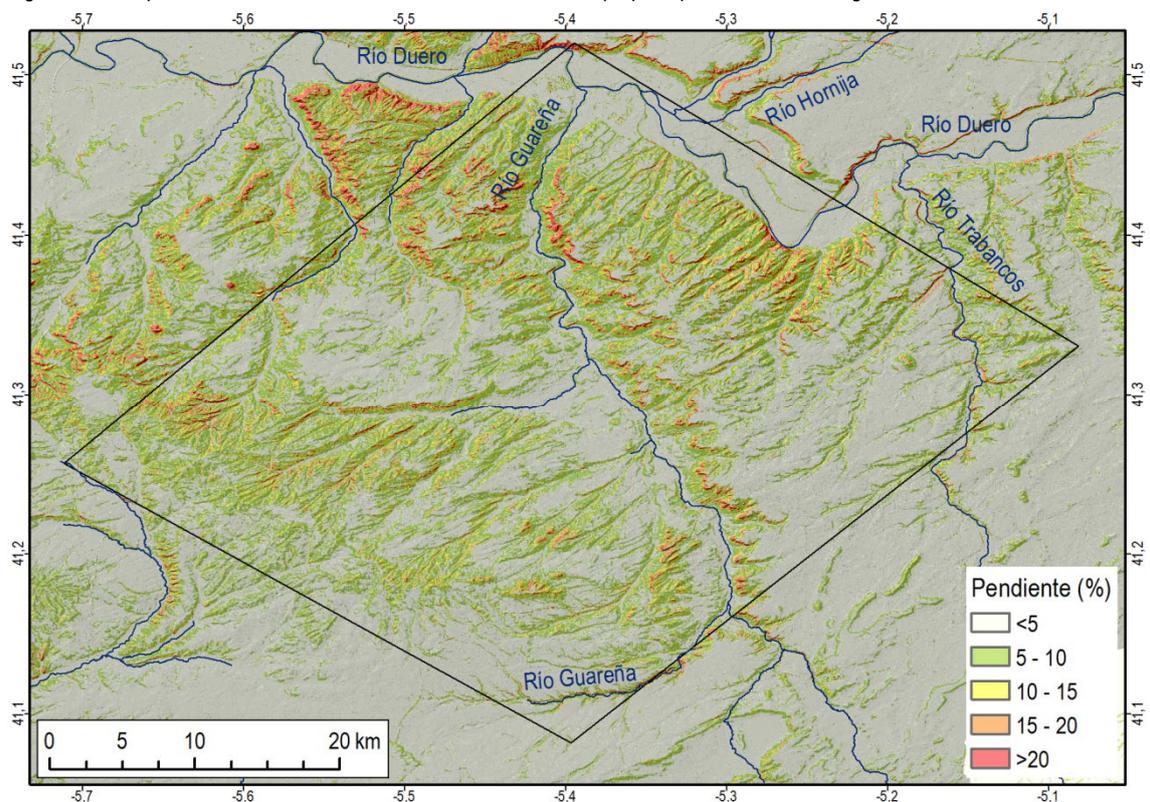


Figura 3.18. Mapa de pendientes de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.

La unidad de los valles está conformada por valles encajados en la cabecera del Guareña, que progresivamente se van ensanchando hacia al norte en la desembocadura. La transición entre las unidades de los valles y la campiña se realiza de forma poco perceptible en la mayoría de los casos, salvo en puntos en donde los materiales ofrecen una mayor resistencia a la erosión y el valle se presenta con una verticalidad pronunciada con líneas culminantes, como es el caso de la margen derecha del río Guareña, en el tramo central en la zona, y en el escarpe del Duero, al norte, cerca de la ciudad de Toro. En estos escarpes se encuentran los mayores desniveles de la zona, aunque con valores nunca superiores a 40 m.

El clima presenta características comunes del clima mediterráneo, con inviernos largos y fríos y veranos secos generalmente suaves y cortos. Por otra parte, la altitud media de la zona y su situación central, en la depresión de la cuenca del Duero, favorecen un matiz continental del clima. Según Luengo Ugidos *et al.*, (2002) y García Fernández (1986), las situaciones sinópticas que originan la mayoría de las precipitaciones están asociadas a perturbaciones atlánticas, causadas por las ondulaciones del Frente Polar; las cuales, desde finales de septiembre hasta bien entrada la primavera introducen inestabilidad atmosférica que fracciona los periodos de calma relacionados con anticiclones, tanto de procedencia tropical (anticiclón de las Azores), como del interior del continente. Dichas perturbaciones, que en los bordes de la cuenca del Duero descargan abundantes precipitaciones, han de ser muy profundas para provocar, en la zona de estudio, lluvias de alguna importancia. Es por tanto el “efecto topográfico” lo que determina la escasez de precipitaciones en la zona de estudio. Desde el otoño a la primavera la región se encuentra bajo el dominio de la Corriente en Chorro Polar o *Jet Stream*, que debido a sus fluctuaciones genera situaciones dinámicas diversas y por lo tanto diferentes tipos de tiempo (Morán Tejada, 2011).

Según Nafría *et al.*, (2013), en el periodo 1981-2010, la precipitación media anual de la zona está en torno a los 400 mm, repartida a lo largo de unos 65 días al año (Figura 3.19). La distribución estacional de precipitaciones es desigual; de esta forma, en verano se presentan los valores más bajos (en torno a 50 mm), con mínimos en julio y agosto inferiores a 20 mm. Durante este periodo, las precipitaciones, generalmente, tienen lugar en forma de tormentas irregulares y no suponen un aporte significativo para el almacenamiento del suelo. Las precipitaciones más elevadas tienen lugar en los meses del otoño, con valores estacionales entre 125 y 150 mm y en la primavera, con valores comprendidos entre 120 y 130 mm; en invierno la precipitación media se encuentra entre 100-130 mm. La precipitación en forma de nieve es en general poco significativa.

Es importante destacar que las precipitaciones presentan un gradiente pluviométrico longitudinal y altitudinal en la subzona, con tendencia a valores progresivamente crecientes en dirección NE-SW, probablemente debido a la acción del relieve (Figura 3.19). Según Luengo Ugidos *et al.* (2002), la diferencia entre la precipitación media anual de localidades con altitud y latitud similares, como son Argujillo en occidente y Alaejos en oriente, separadas tan solo por 30 km, es superior a 100 mm anuales.

Respecto a las temperaturas, la media anual en la zona es ligeramente superior a los 12°C (Figura 3.20), correspondiendo el mes más frío a enero, con una temperatura media mensual inferior a los 4°C y una media de las mínimas de -0.4°C (Figura 3.20). Por el contrario, el mes más cálido es julio, con una temperatura media mensual de 21°C y una temperatura media de las máximas de unos 30°C. Los registros térmicos extremos revelan un rango de la oscilación que refuerza el carácter continental en la zona. La evapotranspiración potencial anual supera los 1000 mm, con un déficit de agua que se extiende desde finales de junio hasta la primera quincena de octubre. El índice de aridez (Barrow, 1992) corresponde a la región seca-subhúmeda (Nafría *et al.*, 2013).

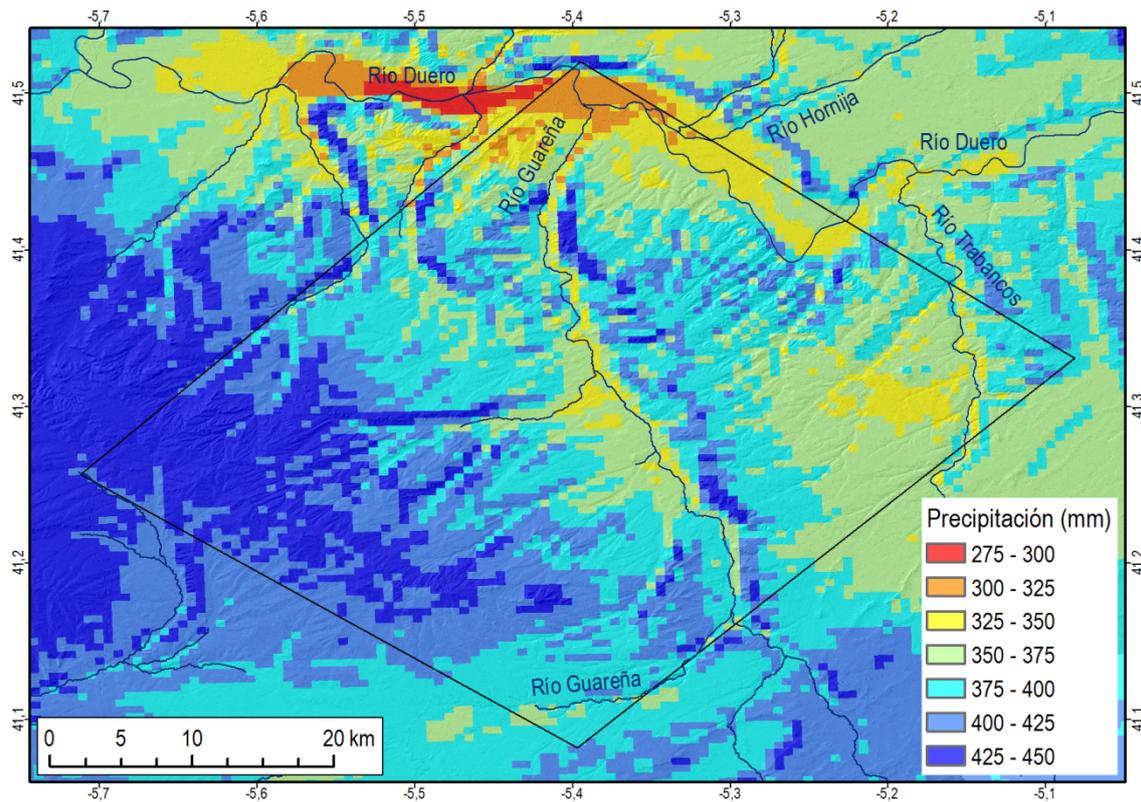


Figura 3.19 Mapa de precipitaciones medias anuales de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

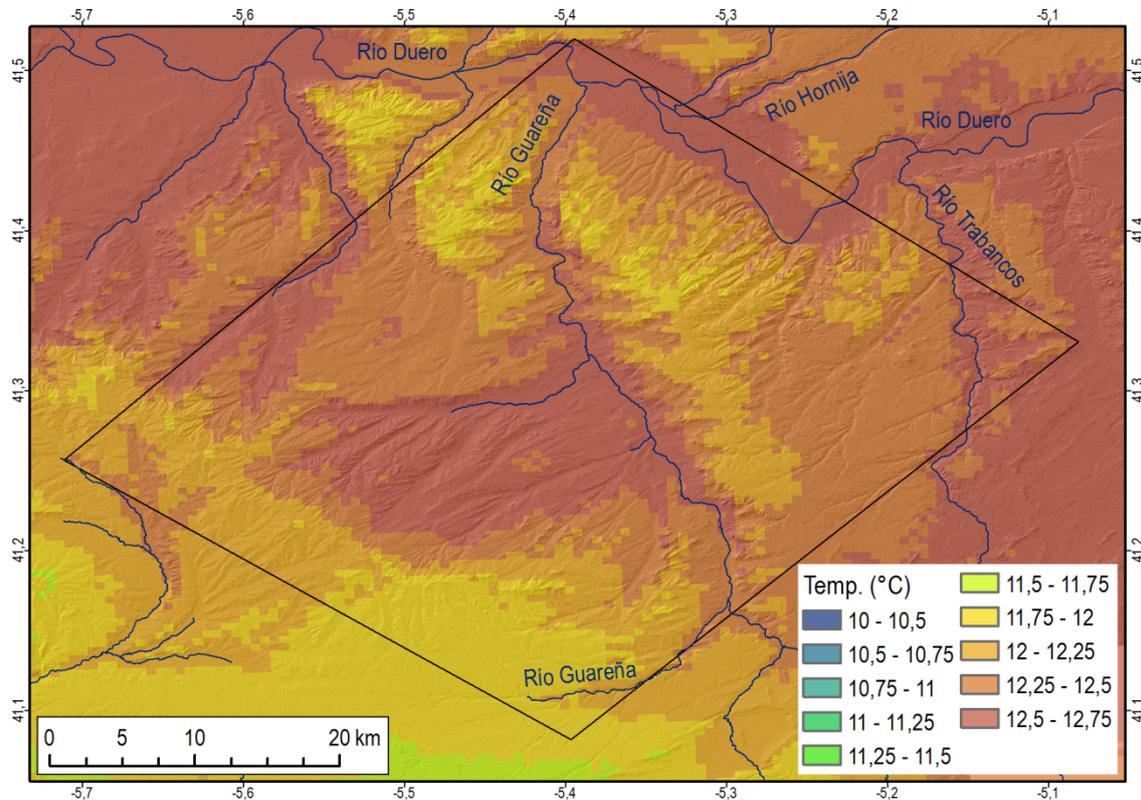


Figura 3.20 Mapa de temperaturas medias anuales de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

La geología comprende materiales terciarios y cuaternarios, exclusivamente continentales (IGME, 1980, 1981, 2000, 2007a, 2007b y 2007c). Los materiales del Paleógeno son dominantes en toda la zona de estudio (Santesteban *et al.*, 1991), desde el río Duero por el norte hasta Cañizal al sur, extendiéndose por ambos lados del río Guareña, desde Villamor de los Escuderos y El Cubo del Vino por el oeste, hasta Castronuño y Alaejos en el Este. Esto condiciona una gran uniformidad de las litofacies dominantes, constituidas fundamentalmente por dos grupos de materiales, uno con areniscas, conglomerados y limos, generalmente arcillosos o con carbonatos, bien estratificados o en bancos compactados; y el otro con calizas detríticas y arenisca calcárea o por conglomerados, areniscas compactadas y margas blanquecinas. En contraste, el Mioceno, con menor extensión que el Paleógeno, se presenta fundamentalmente al sur, entre Cañizal y El Pedroso, y al este en Nava del Rey. El Mioceno incluye litofacies de conglomerados y areniscas poco compactadas en matriz limosa amarillenta o gredosa roja, así como arcosas y fangos arcósicos.

El Cuaternario está representado básicamente por las terrazas y aluviales de los dos ríos más importantes que transcurren por la zona de estudio, el Duero y el Guareña. El primero atraviesa la zona marginalmente con dirección NE-NW, con la presencia del importante meandro en Castronuño, para luego cambiar con dirección oeste, ya fuera de la zona de estudio. Las terrazas del Duero, que conforman la parte más importante del Cuaternario al norte de la zona de estudio, están constituidas por:

- Arenas y gravas con cantos de cuarzo y cuarcita, variando según el grado de cementación por carbonatos (terrazas altas).
- Canturrales que pueden incluir bloques y estar ocasionalmente cementadas (terrazas medias).
- Arenas cuarzosas sueltas en las terrazas bajas.
- Materiales detríticos heterométricos depositados en gran cantidad en terrazas recientes (p.ej. el meandro de Castronuño).

En el caso del río Guareña, las terrazas no ocupan extensiones importantes, debido a su intensa acción erosiva puesta de manifiesto en la verticalidad de sus escarpes de la margen derecha y al intenso coluvionamiento en la margen izquierda. En las terrazas más altas dominan los canturrales de cantos pequeños y en las medias y bajas se encuentran arenas y gravas muy sueltas de color claro.

Por último, existen algunas extensiones pequeñas y dispersas de arenas sueltas del Cuaternario, blanquecinas, de origen eólico, siendo las zonas más representativas las situadas al norte del meandro de Castronuño, al NE de Fuentesauco y al SW de Alaejos.

Las unidades litológicas presentan, generalmente, una composición bastante heterogénea, de modo que la mayoría contienen, en diferentes proporciones, arcillas, arenas, limos, gravas, cantos, conglomerados, areniscas y carbonatos (Figura 3.21). Debido a esto, los suelos se asocian con tipologías frecuentemente similares, diferenciándose, básicamente por su extensión relativa en la asociación (Figura 3.22). Factores tales como el clima, relieve o uso parecen ejercer una influencia relativamente uniforme sobre las características de los suelos en la zona en comparación con el material subyacente.

La litología más representativa está formada por arenas, arenas microconglomeráticas, conglomerados y arcillas, que se presentan de un modo extenso en ambos márgenes del río Guareña. Debido a esta variada composición de materiales, la asociación cartográfica abarca un espectro amplio de tipologías de suelos: Cambisol éutrico y calcárico, Luvisol cálcico y Regosol calcárico (Figura 3.22). En otros casos, con una litología constituida por conglomerados, arenas, arcillas y calizas (p.ej., al sur de Villaescusa), se encuentran Luvisol gleico, álbico y crómico, según la presencia dominante de arcilla, arena o la intensidad del color rojizo.

Los materiales más arcillosos se presentan al oeste (p.ej., Villamor de los Escuderos) sobre el Paleógeno y al este (Nava del Rey) en materiales del Paleógeno y Mioceno, en ambos casos con presencia

dominante de Luvisol, gleico y álbico al oeste y cálcico y crómico al este (Figura 3.21). En general, los materiales arenosos son frecuentes especialmente al NW, entre Pego y Venialbo, condicionando la presencia de suelos extremadamente arenosos: Arenosoles álbico o cámbico. En las terrazas del Guareña, con arenas, gravas y cantos, se presentan Fluvisoles (calcárico, éútrico o menos frecuentemente, dístrico).

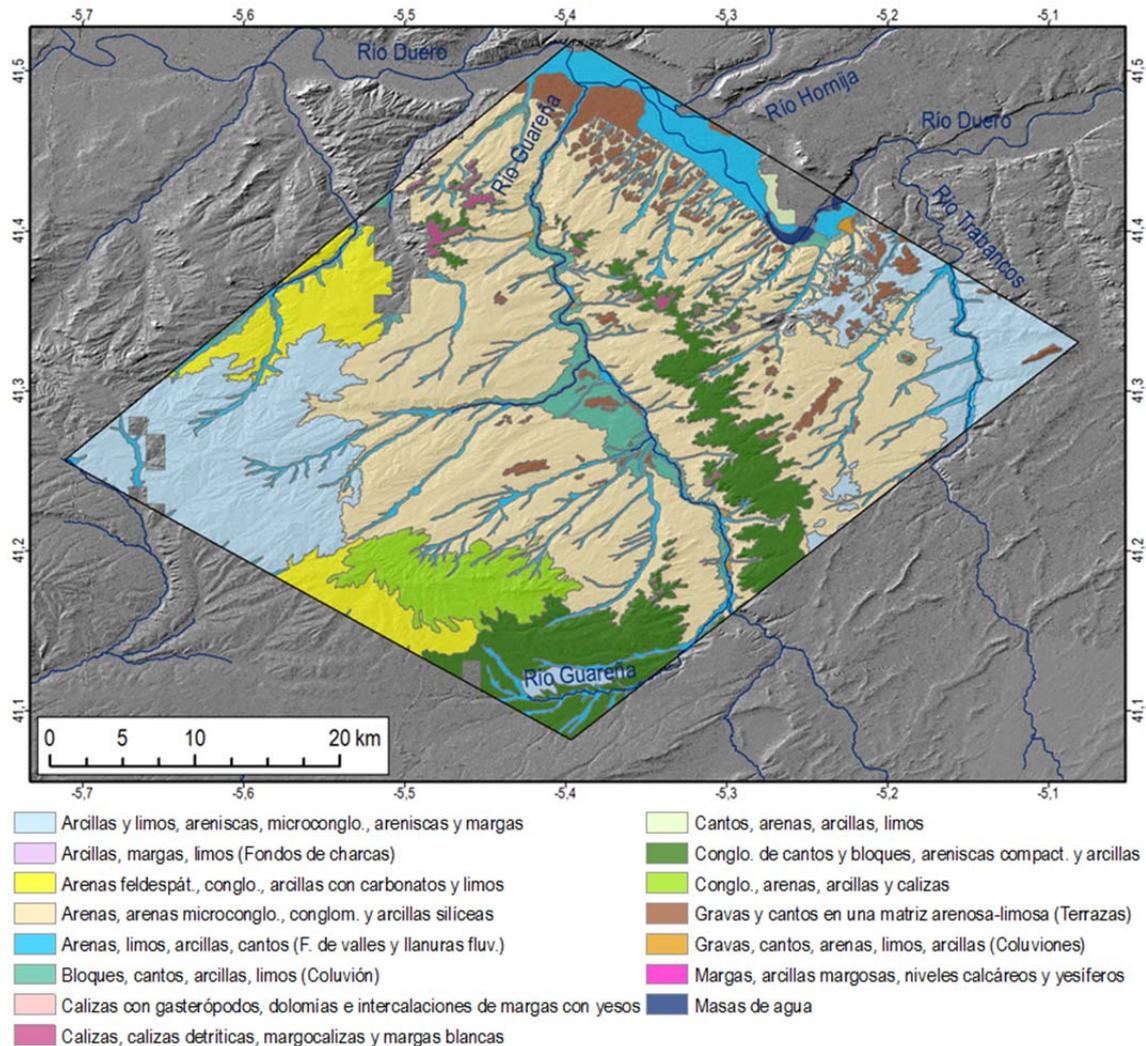


Figura 3.21 Mapa litológico de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

Según García Rodríguez (1993), los procesos más destacados que intervienen en la formación de los suelos de esta zona son:

- Argiluviación (horizontes argílico o árgico) que caracteriza a los Luvisoles.
- Acumulaciones de carbonato cálcico secundario (horizonte cálcico).
- Presencia de carbonatos (horizontes calcáricos).
- Mineralización rápida de la materia orgánica por efecto del clima que, junto con el uso agrícola intensivo, limita su contenido en el suelo.
- Excesivo contenido de arenas que condiciona el desarrollo de la estructura edáfica.
- Desarrollo de horizontes cámbicos (Cambisoles).
- Presencia de rasgos redoximorfos asociados a limitaciones de drenaje, generalmente en los suelos más arcillosos.

- Limitaciones del desarrollo edáfico relacionadas con la naturaleza erosionable del material subyacente (p.ej., margas en el caso de los Regosoles) o con aportes aluviales periódicos, que limitan la evolución del suelo (caso de las terrazas bajas con Fluvisoles).

Salvo al norte, en las terrazas del Duero, y en localizaciones dispersas con regadío, la mayor parte de la zona presenta cultivos de secano (Figura 3.23). El déficit hídrico e irregularidad en las precipitaciones conducen a cultivos adaptados a situaciones críticas, principalmente herbáceos de secano (trigo, cebada y avena), que además se ven favorecidos por los rigurosos inviernos (Sánchez, 2009). En los suelos más arenosos se cultiva la vid, con buenas condiciones de drenaje, retención de agua en capas inferiores y penetración de aire y raíces. La vid se ve favorecida además por las condiciones climáticas: alto número de horas de sol, atemperadas por la altitud y los contrastes de temperatura. Los cultivos de regadío más frecuentes son el maíz, la patata y remolacha azucarera, si bien la colza está aumentando su producción recientemente.

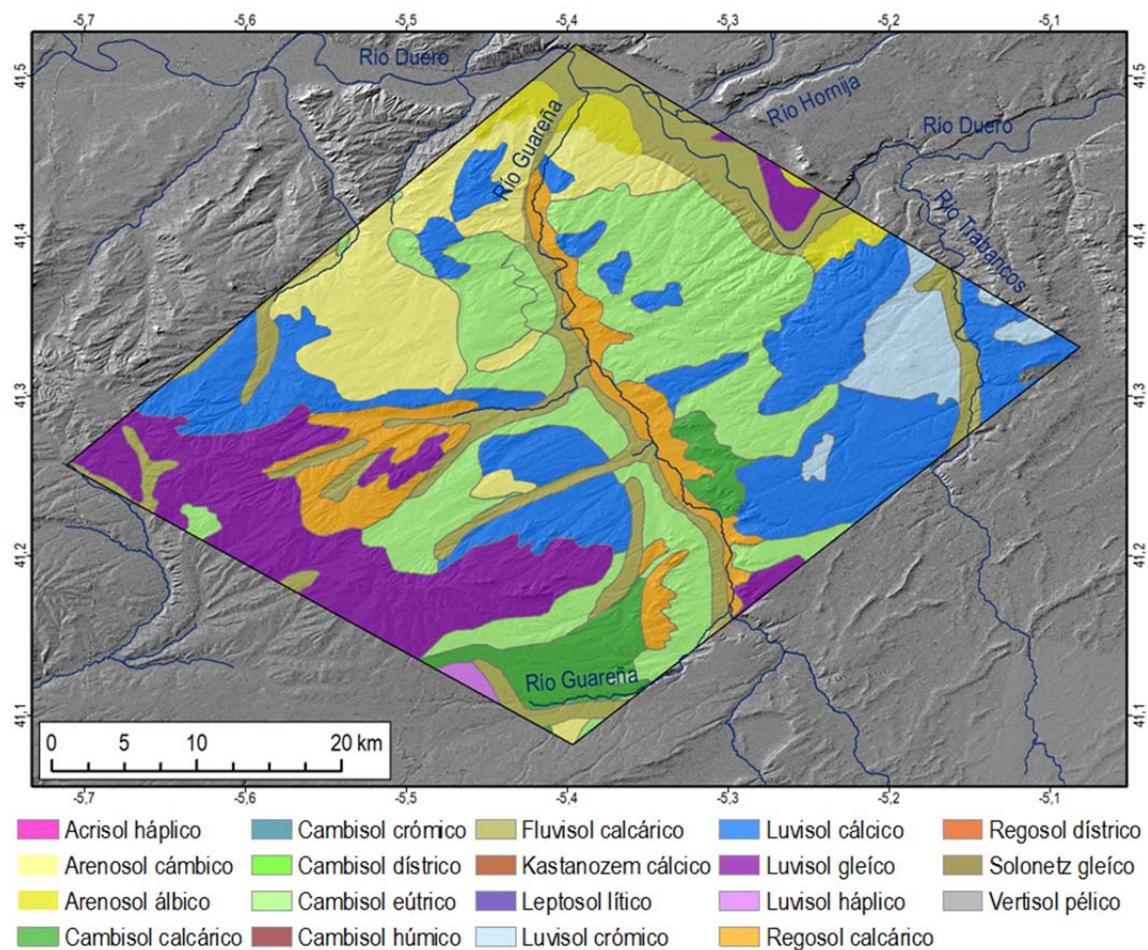


Figura 3.22 Mapa de suelos de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

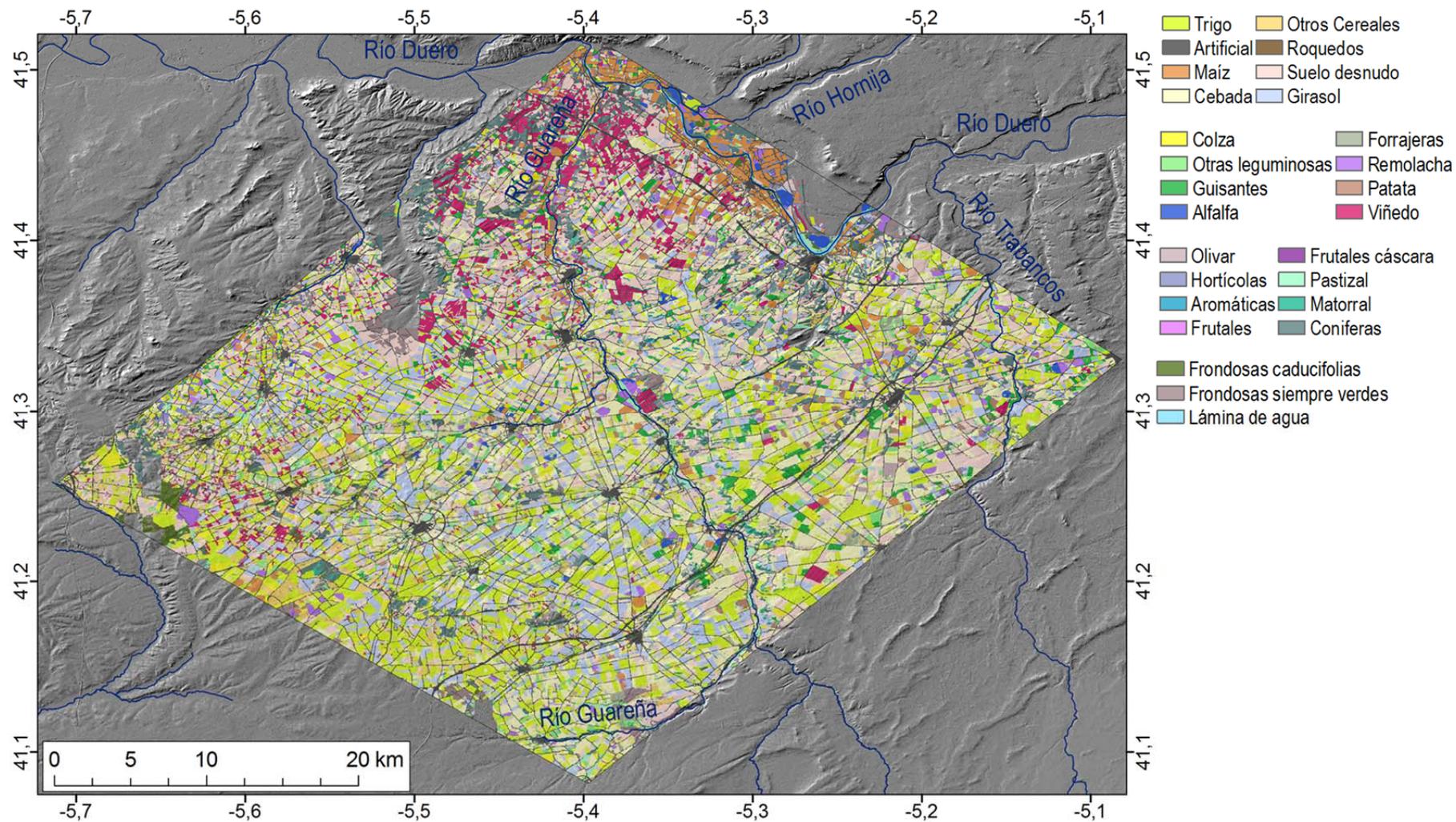


Figura 3.23 Mapa de Usos de suelo de REMEDHUS. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

### 3.4.2 SUBZONA CARRIÓN

La subzona de Carrión, con una extensión de 1.125 km<sup>2</sup>, se encuentra situada en las comarcas naturales de Tierra de Campos y Páramos, extendiéndose por la provincia de Palencia (Figura 3.24). Presenta un relieve escasamente accidentado, con altitudes que oscilan entre los 700 y 900 m (Figura 3.25 y Figura 3.26), similares a las de la otra subzona. Los elementos litomorfológicos más destacados están constituidos por las altiplanicies o "Páramos calizos": las laderas margo-yesíferas de los mismos, denominadas "Cuestas"; los relieves en graderío aterrazados del río Carrión; las zonas alomadas arcillo arenosas o "Campiñas" y la depresión endorreica de las lagunas de La Nava y Cabritones y su entorno.

El río más importante es el Carrión, que la atraviesa con dirección dominante N-S. Otros ríos de menor entidad son, en la parte occidental, los afluentes Valdeginete y Retortillo, tributarios de la laguna de La Nava (hoy en día desecada), que constituyen, junto con la laguna de Cabritones, próxima a Fuentes de Nava, un ejemplo típico de endorreísmo. En la parte nororiental transcurre el río Ucieza, afluente del Carrión y limitando la zona de estudio al S-SE, el río Pisuerga y su afluente el Arlanza.

El clima de la subzona es mediterráneo continentalizado, condicionado por el relieve y por la situación geográfica. Según Nafría *et al.*, (2013), las temperaturas medias anuales muestran un gradiente de mayor temperatura hacia el oeste de la zona, con valores que oscilan entre los 11, 5° C a 12° C; mientras que en el resto dominan valores comprendidos entre los 11° C y 11,5° C e incluso, en localizaciones puntuales de dirección NE-SW, bajan a los 10,5° C (Figura 3.27). La temperatura media en enero oscila en torno a los 3° C, con una mínima de -1° C. En contraste, el mes de julio presenta una temperatura media de unos 20, 5° C, con una máxima cercana a los 30° C.

Las precipitaciones medias anuales (Figura 3.28) se presentan por debajo de los 400 mm al oeste de la zona y entre 400 mm y 500 mm en el resto, con la excepción de localizaciones de dirección NE-SW en el que las precipitaciones medias anuales son algo más elevadas, y la precipitación asciende en torno a 500-600 mm. Las precipitaciones medias estacionales de la primavera oscilan entre los 100 y 140 mm, con los valores mayores al norte y este de la zona; en verano el descenso es generalizado en toda la zona, alcanzando entre los 50-75 mm. El otoño presenta un aumento significativo de las precipitaciones, con valores entre 120 y 160 mm, y en los meses de invierno éstas bajan a valores entre 100-140 mm.

Al igual que la subzona de REMEDHUS, esta zona se encuentra sometida a un intensivo uso agrícola (Figura 3.29), que determina una fuerte perturbación antrópica en los horizontes más superficiales del suelo. Los cultivos más extendidos son los cereales y la vid, si bien los cultivos de regadío son muy importantes en el valle del Carrión y en la Nava (remolacha, alfalfa, etc.).

Desde el punto de vista geológico (IGME, 1975a, 1975b, 1982a, 1982b, 1982c, 1982d y 1997), la zona está situada en la depresión de la cuenca del Duero, cuyo relleno corresponde a materiales terciarios y cuaternarios depositados en régimen continental. El Mioceno adquiere una gran importancia en extensión y desarrollo en la zona de estudio. El Mioceno medio y superior ocupan la totalidad de la zona, estando muy recubierto por el Plioceno (*terra rossa*) y el Cuaternario de naturaleza variada, según se comenta posteriormente. En la zona están representados tres tramos del Mioceno:

- Facies Tierra de Campos, que es la de mayor extensión, formada por fangos ocres (arcillas limo arenosas) con paleocanales arenosos intercalados,
- Facies de Cuestas, constituida por arcillas y margas, frecuentemente yesíferas con intercalaciones de calizas,
- Calizas de los Páramos, que incluyen calizas con gasterópodos.

La deposición de los materiales es prácticamente subhorizontal, con una escasa pendiente del uno por mil hacia el S-SE. Desde el punto de vista morfológico se presentan tres unidades características: Campiñas, Cuestas y Páramos. En la parte SE y E, el relieve está constituido fundamentalmente por



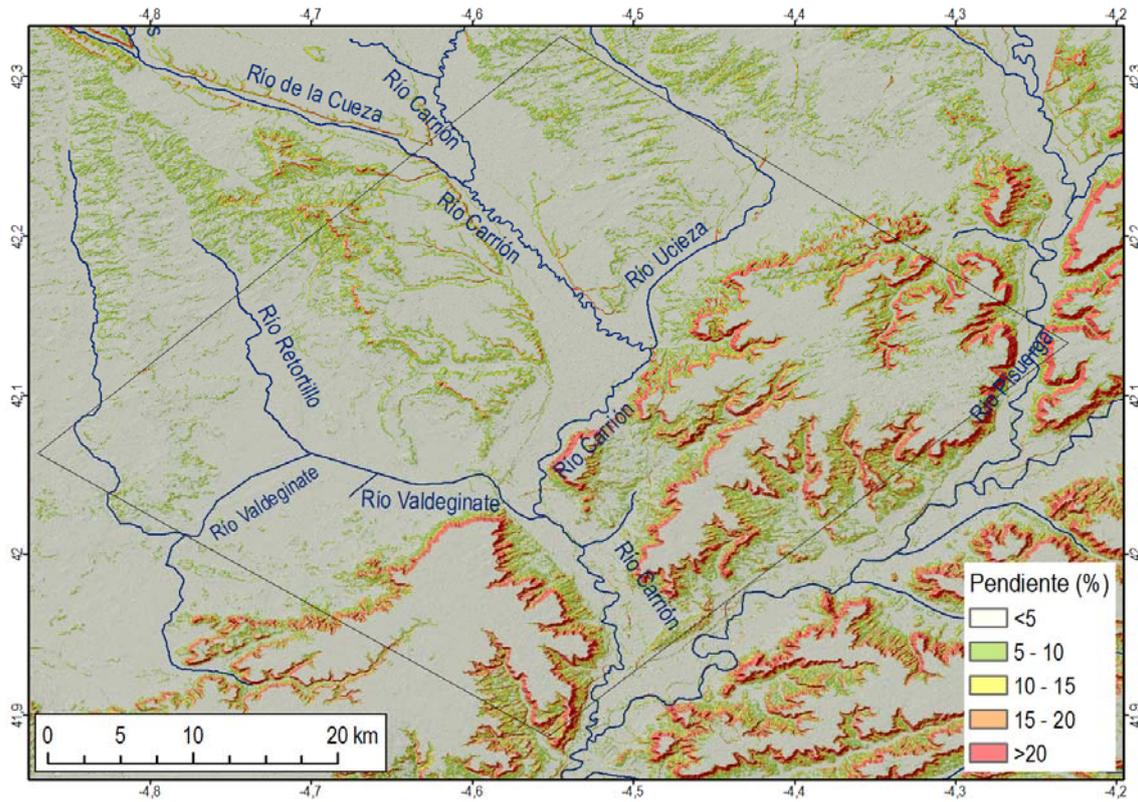


Figura 3.26. Mapa de pendientes de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir del Modelo Digital de Elevaciones del CNIG.

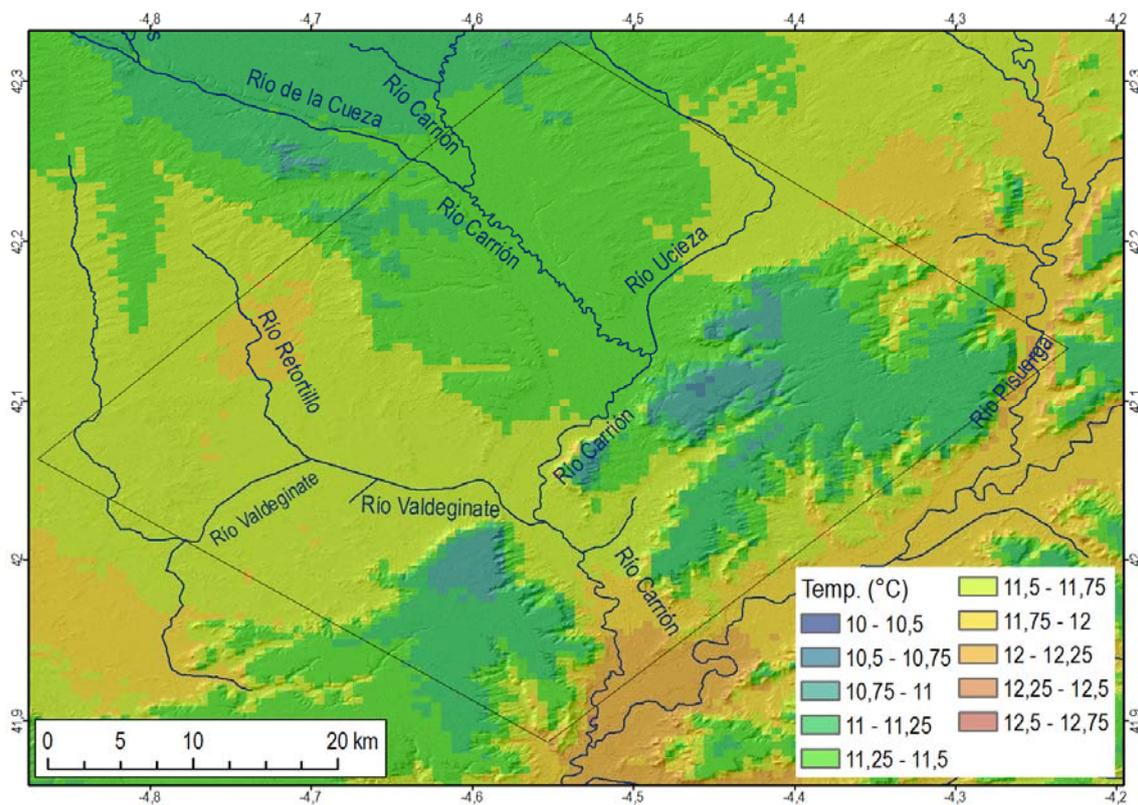


Figura 3.27 Mapa de temperaturas medias anuales de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

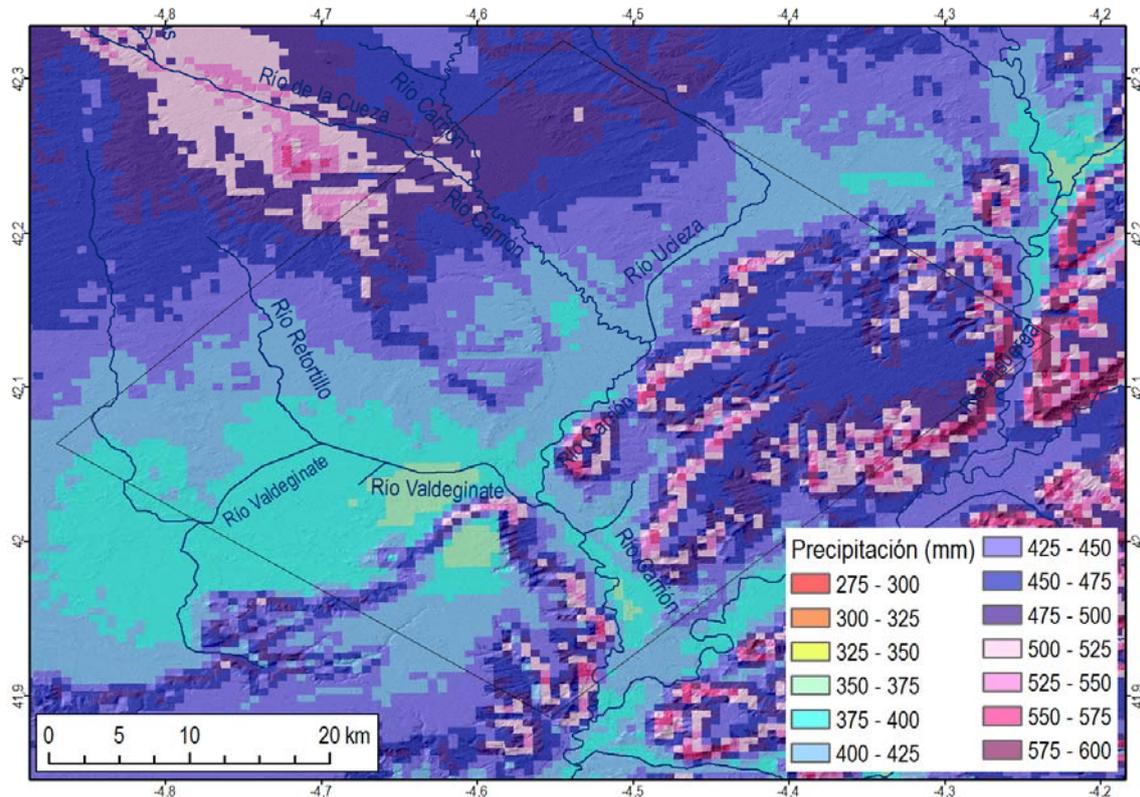


Figura 3.28 Mapa de precipitaciones medias anuales de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafría *et al.*, 2013).

Los materiales del Cuaternario constituyen un recubrimiento generalizado de gran importancia, destacando los depósitos de tipo fluvial (aluviones, terrazas, etc.), los endorreicos (fondos de charcas, terrazas, etc.), los de vertientes y paleovertientes, y los residuos de alteración kárstica.

Para este trabajo, las formaciones superficiales son de especial interés, ya que el estudio se centra en las variaciones de la humedad superficial del suelo. Las formaciones superficiales se refieren a materiales no coherentes, con o sin consolidación posterior, ligados directamente con la evolución del relieve observable actualmente y que generalmente tienen poco espesor. Nunca han sido recubiertas por gruesas acumulaciones importantes de sedimentos, salvo en el caso de exhumaciones de antiguas formaciones superficiales.

La edad de las formaciones superficiales oscila entre el Plioceno medio y el Cuaternario más reciente. Se consideran pliocenos aquellos depósitos y formaciones existentes sobre la superficie estructural caliza (Páramo) y cuaternarios los encajados morfológicamente por debajo de la misma. Los depósitos tipo raña se encuentra fundamentalmente al norte, ya fuera de la zona de estudio, y son considerados de edad intermedia entre el Plioceno y Cuaternario inferior.

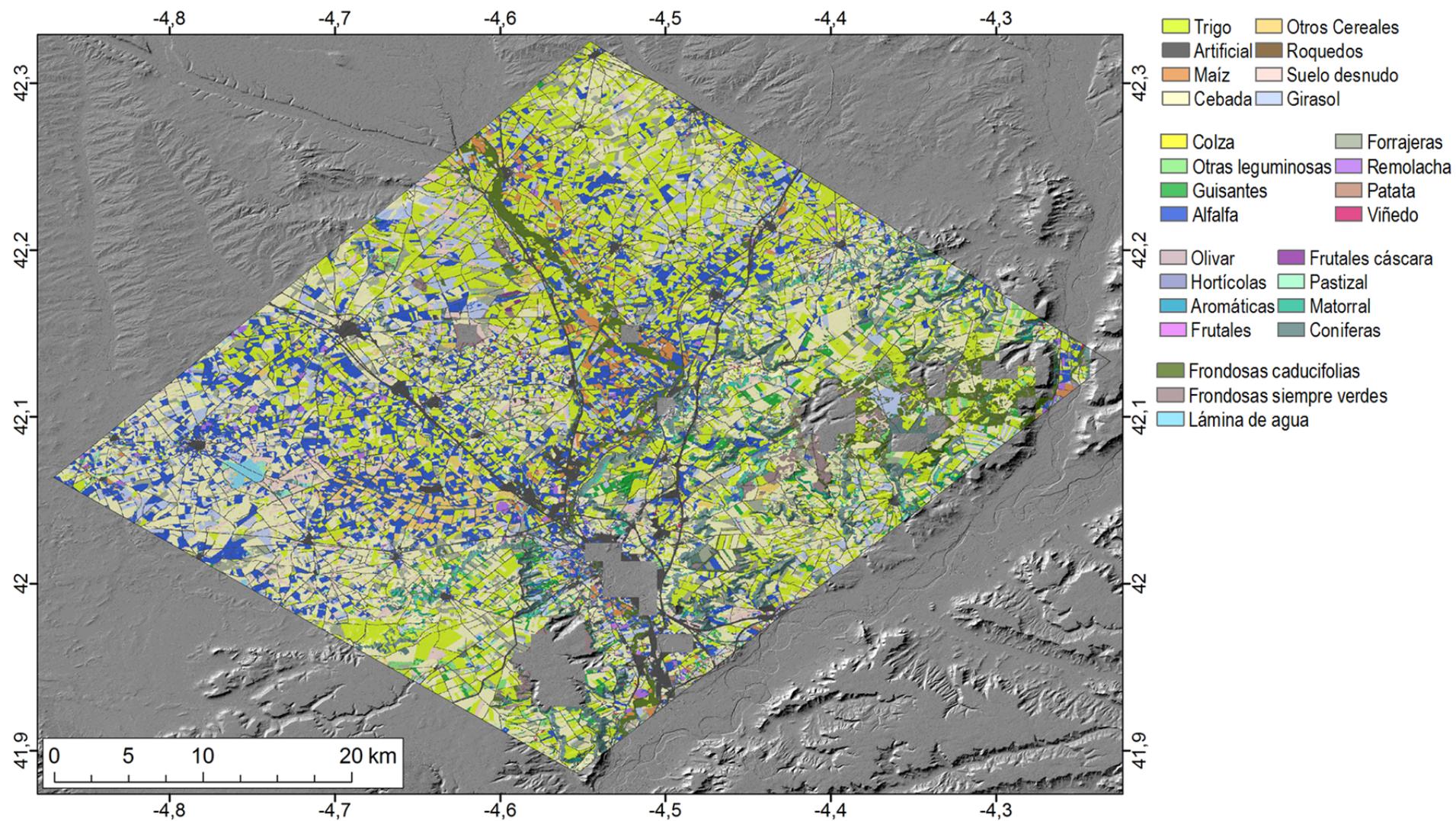


Figura 3.29 Mapa de Usos de suelo de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria *et al.*, 2013).

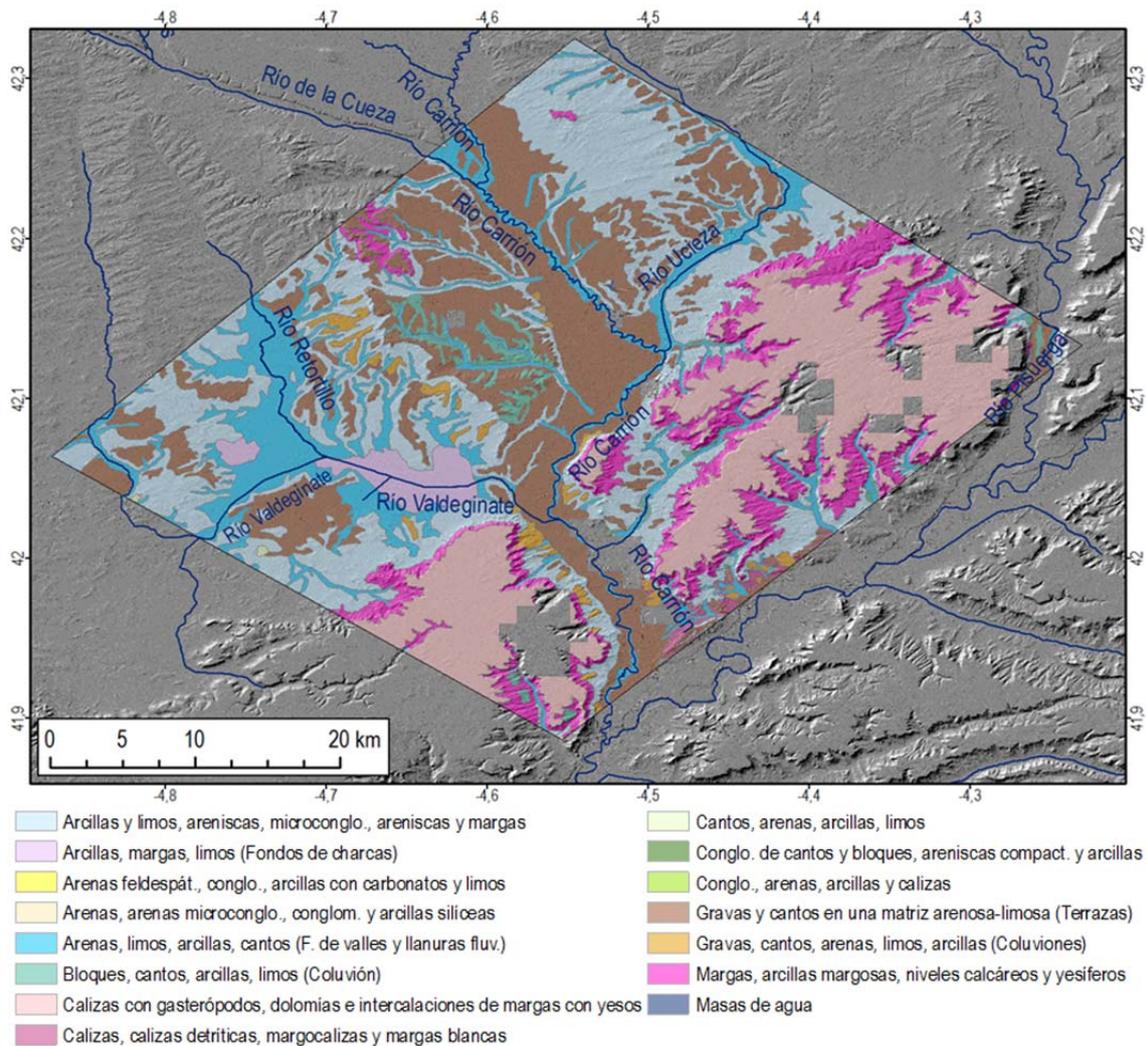


Figura 3.30. Mapa litológico de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafía *et al.*, 2013).

Las formaciones superficiales (IGME, 1982a, 1982 b) más importantes en esta subzona de estudio han sido asociadas a los siguientes tipos de modelado del relieve:

- a) Modelado Kárstico:
  - Terra rossa con cantos angulosos de caliza y redondeados de cuarcita.
  - Terra rossa en dolinas.
- b) Modelado de las vertientes (Coluviones, glacia, paleovertientes). En este tipo de modelado, las formaciones superficiales pueden proceder de:
  - Materiales derivados de terrazas ricas en gravas cuarcíticas, con fuerte desarrollo de Luvisoles;
  - Materiales derivados de terrazas y otras fuentes y en parte de fangos, con dos casos: materiales con fangos, limos y gravas cuarcíticas y materiales con gravas cuarcíticas y limos, con desarrollo de Luvisoles.
  - Materiales derivados de fangos y de otras formaciones superficiales que incluyen fangos con cantos esporádicos de cuarcita, sobre los que se desarrollan preferentemente Cambisoles.
  - Materiales derivados de arcillas, fangos salinos y caliza; se refieren a Brechas cementadas o con matriz limo-arcillosa poligénica.

- Formaciones superficiales derivadas de fangos y arcillas, yeso y caliza. Se trata de fangos arenosos y limos con cantos esporádicos y con frecuentes afloramientos del sustrato.
- c) Modelado fluvial en zonas endorreicas (terrazas y fondos). Aquí se pueden distinguir formaciones con:
  - Materiales derivados de terrazas y en parte de fangos que incluyen gravas cuarcíticas, con frecuente desarrollo de Luvisoles
  - Materiales que incluyen limos y fangos con frecuentes arcillas expandibles y presencia esporádica de cantos de cuarcita y caliza. En estas formaciones está favorecida la presencia de Cambisoles y Vertisoles.
  - Limos y fangos arenosos con origen de Cambisoles
  - Limos y fangos arenosos con frecuentes arcillas expandibles
  - Limos y arcillas expandibles en fondos endorreicos.
- d) Modelado fluvial (terrazas, aluviales y conos). Según la fuente de materiales de que derivan, se pueden distinguir dos tipos de formaciones:
  - Derivados de materiales de tipo: limos y gravas de cuarcita (con desarrollo de Fluvisoles), gravas de cuarcita en terrazas con gravas de cuarcita en conos de deyección y gravas de cuarcita y caliza en terrazas;
  - Materiales derivados de fangos y arcillas que desarrollan suelos aluviales a partir de limos y arcillas con gravas de caliza.

En los materiales superficiales y rocas del sustrato terciario, dependiendo de la intervención del tiempo, las condiciones físico-químicas, la pendiente y la climatología, se desarrollan diferentes tipos de suelos. La tipología y evolución de los mismos responde, desde un punto de vista edafogenético, a la intervención de factores formadores (litología, relieve, clima, biología, tiempo-edad). Los suelos dominantes son: Cambisoles, Luvisoles, Vertisoles, Leptosoles, Regosoles, Xerorendzinas y, otros suelos poco desarrollados de origen coluvial y aluvial (Fluvisoles), que serán comentados posteriormente.

La *terra rossa* se presenta sobre la superficie pliocena de las mesas calizas (Páramos) a una altura aproximada de 850 m. Consiste en un residuo arcilloso de descalcificación originado a partir de la disolución de las calizas, posteriormente removido y acumulado, para ubicarse en zonas protegidas de la erosión, rellenando con frecuencia las oquedades kársticas de las calizas. La existencia de este material sugiere para su formación unas condiciones paleoclimáticas subtropicales y húmedas, en las que se produce una lixiviación del calcio y la translocación en suspensión de las arcillas y, alternando otras condiciones de mayor aridez que favorecen el proceso de rubefacción (enrojecimiento) característico de la *terra rossa*.

Estos materiales han podido experimentar edafización (evolución conjunta con intervención de materia orgánica) y se han mostrado muy vulnerables a la erosión, lo que determina su carácter actual de depósito de naturaleza poligénica. El contenido de arena de cuarzo es, generalmente, abundante en la *terra rossa* y se cree asociado a un origen eólico. En resumen, se puede indicar que la superficie de Páramo y la *terra rossa*, ocasionalmente con costras o con cantos de cuarcita, representan la suma de procesos kársticos, edáficos, y sedimentarios acaecidos desde el Plioceno inferior más alto hasta el Pliocuaternario inclusive (rañas) y más recientes.

Según diversas fuentes (García Rodríguez, 1993; García Rodríguez, *et al.*, 1979; García Rodríguez, *et al.*, 1975 a, 1975 b; Forteza Bonnin y García Gutiérrez, A. 1988), la distribución de los suelos en la zona, en relación a la tipología de las formaciones superficiales, se resume a continuación.

#### *Terra rossa* en el Páramo

Sobre la *terra rossa* que cubre el Páramo se han desarrollado Luvisoles (suelos rojos fersialíticos) que localmente, debido a la mezcla de horizontes y procesos de recalcificación, se han empardecido; es decir,

han experimentado una evolución regresiva hacia Cambisoles (Figura 3.31). Sin embargo, en los suelos con mayor desarrollo edáfico, más profundos y menos alterados, aún permanece el color rojo de las arcillas acumuladas en el horizonte iluvial. En general, estos suelos se corresponden con Luvisol cálcico o crómico, en los que se observan evidencias de procesos de descarbonatación, rubefacción e iluviación. Asociados a los Luvisoles, se presentan suelos con menor desarrollo edáfico (con horizonte cámbico), comúnmente Cambisol calcárico y, en menor medida, crómico y éutrico. En los casos con menor desarrollo edáfico (horizonte A directamente sobre la roca caliza o sobre margas) se encuentran suelos poco profundos, en general, Leptosoles réndricos (con la roca caliza a escasa profundidad).

### Las Cuestas

Las Cuestas constituyen las vertientes de los páramos y constituyen el tránsito entre los páramos calizos y las campiñas detríticas. Las cuestas representan la máxima extensión de facies lacustres marginales, caracterizadas por margas, yesos y arcillas en los niveles inferiores y margas calcáreas y calizas margosas en los superiores (García Rodríguez, 1993; Portero *et al.*, 1979; Corrales, 1979). Los suelos dominantes sobre margas y yesos están poco desarrollados (Regosol calcárico y gípsico); mientras que sobre margas y calizas se presentan suelos con mayor desarrollo, principalmente Cambisol calcárico y éutrico.

### La Campiña arcillosa de Tierra de Campos

La Campiña arcillosa de Tierra de Campos, con importante representación en la zona de estudio, se encuentra intensamente cultivada, con presencia de suelos Vertisol (éutrico o calcárico), Luvisol (crómico, cálcico, háplico, vértico o gleico) y Regosol (éutrico o calcárico); es decir, se trata de una amplia diversidad de suelos, en general, arcillosos y con deficiente drenaje.

### Terrazas

Las formaciones superficiales asociadas a terrazas se encuentran principalmente en el río Carrión. El sistema de terrazas de este río presenta alturas relativas que oscilan entre los 80 m y 1 o 2 m. La altura aumenta hacia el sur por encajamiento de nuevas terrazas y aumento de la pendiente del río en su desembocadura al río Pisuegra. Las terrazas más bajas (vegas), cultivadas intensivamente, presentan suelos aluviales (Fluvisoles) y las restantes están formadas por gravas con cantos de cuarcita y arenisca (Figura 3.31), en unos casos, y con cantos de calizas (generalmente inferiores al 10%), en otros. Sobre las terrazas con material silíceo, es decir, con escaso aporte de material calizo, se desarrollan con frecuencia Luvisoles con un desarrollo edáfico caracterizado por el proceso de argiluvación. En contraste, estos suelos son escasos o ausentes en las terrazas que contienen un gran aporte calizo, debido a que la presencia de carbonatos impide o limita este proceso. En estas condiciones dominan los Cambisoles.

En las terrazas más antiguas de la zona son frecuentes las acumulaciones de carbonatos debidas a procesos edáficos, diagenéticos o mixtos. Un aspecto destacable es la presencia, en la base de las terrazas altas (Facies Tierra de Campos), de rasgos redoximorfos (concentraciones de óxidos de hierro y manganeso) que indican un drenaje deficiente, debido a la proximidad del nivel freático.

Algunas terrazas colgadas pasan a estar interconectadas al cauce fluvial formando llanuras de inundación. La proximidad del nivel freático asociado al río favorece, en periodos secos, el ascenso capilar de soluciones ricas en calcio y forman por precipitación acumulaciones de carbonatos, lo que impide los procesos de argiluvación y, en consecuencia, la presencia de los Luvisoles.

Las formaciones superficiales, ligadas al endorreísmo de los paleointerfluvios de los grandes ríos, han desarrollado regionalmente un sistema de superficies o/y terrazas originadas en condiciones de drenaje deficiente, con fuerte alimentación lateral de glaciares. La constitución litológica varía según las áreas de procedencia y la posición relativa respecto de las antiguas zonas de encharcamiento. Así, se distinguen:

- Los niveles con área madre fundamentalmente constituida por materiales de Tierra de Campos, que tienen depósitos de limos y fangos con algún canto esporádico de cuarcita en la parte occidental.
- Los niveles en la margen izquierda del río Retortillo (Paredes de Nava, Becerril de Campos) con área madre de terrazas del Carrión, formados por gravas cuarcíticas.
- El nivel (Fuentes de Nava) formado por limos y fangos arenosos procedentes exclusivamente de Tierra de Campos.
- Los niveles en el río Valdeginete con limos y fangos con gran proporción de arcillas expandibles por estar en relación con antiguas zonas de mal drenaje y provenir de Tierra de Campos.

En las zonas de fangos carbonatados de Tierra de Campos no se da el proceso de argiluviciación, los suelos en este caso son Cambisoles calcáricos y, otros suelos con caracteres vérticos (p.ej., Vertisoles), ricos en arcillas expandibles (p.ej., montmorillonita).

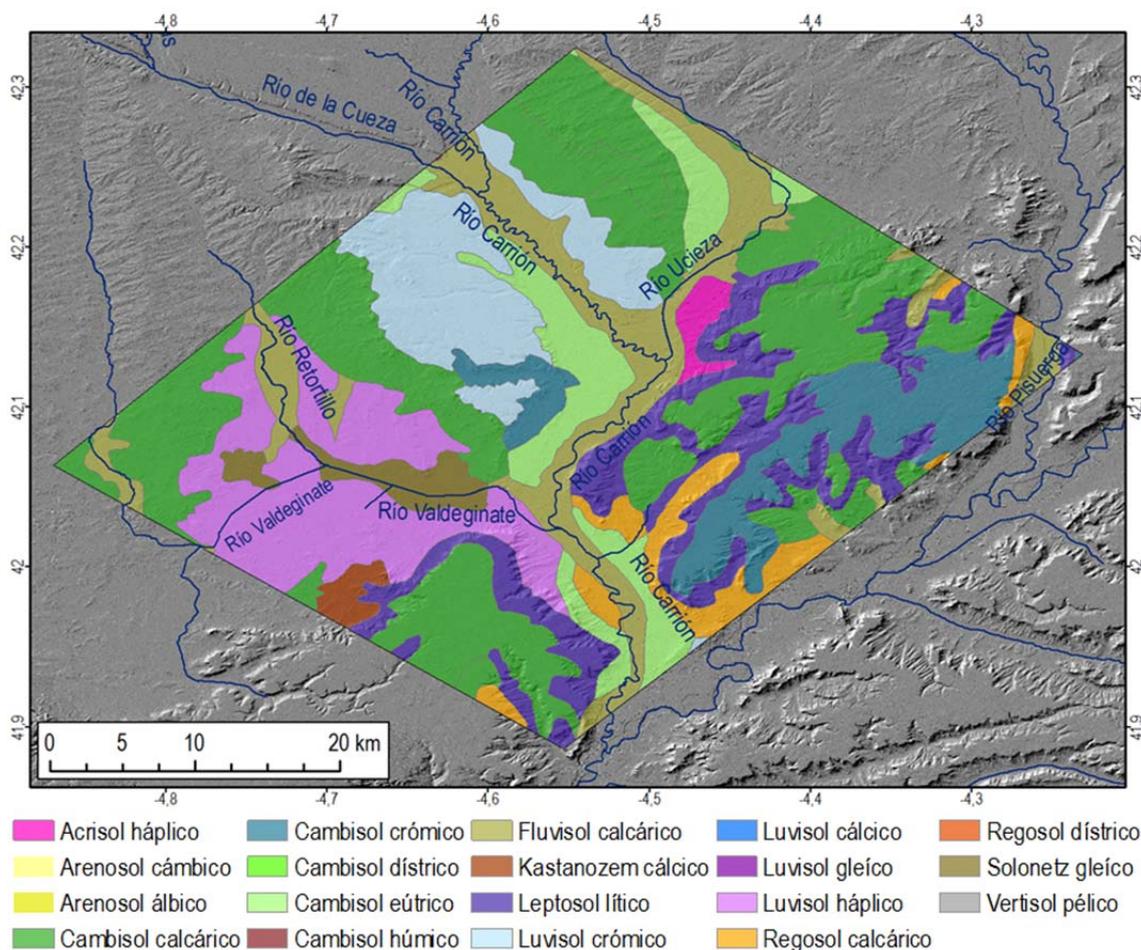


Figura 3.31 Mapa de suelos de Carrión. Fuente: elaboración propia a partir de los datos del Atlas Agroclimático de Castilla y León (Nafria et al., 2013).

### Depósitos de paleovertientes

Los depósitos de paleovertientes (vertientes antiguas y glacia) están asociados a antiguas formas de ladera que pueden tener o no perfil de glacis. Enlazan con terrazas del Carrión y con zonas endorreicas. En muchos casos los glaciares son de acumulación. Se han distinguido dos tipos: unos con gravas cuarcíticas derivadas de terrazas de canturreal silíceo (en la margen izquierda del río Retortillo) con presencia de Luvisoles y otros con gravas calcáreas derivadas, fundamentalmente, de caliza tapizando las “cuestas”, con suelos de escaso desarrollo edáfico: Regosoles y Cambisoles.

### Coluviones recientes y depósitos aluviales

En los coluviones recientes, según el material del cual se derivan, se distinguen: Gravas cuarcíticas derivados de terrazas y en parte de fangos de Tierra de Campos, originando suelos coluviales, generalmente poco desarrollados (Regosoles con desarrollo A/C); limos y arenas con algunos cantos de cuarcita, derivados de los fangos de Tierra de Campos, con áreas importantes, al oeste, de Cambisoles con uso de secano; brechas poligénicas de calizas y yesos con matriz limo arcillosa que originan suelos Regosoles.

Los depósitos aluviales, incluyendo las terrazas bajas y fondos de valle, están formados por limos más o menos arenosos con cantos de cuarcita y, en ocasiones, en las laderas de los Páramos, con cantos de caliza. En aquellos con drenaje deficiente domina la fracción limo arcillosa sobre la arena. En general, las llanuras de inundación presentan suelos aluviales (con carácter fluvéntico, es decir, con una distribución irregular de la materia orgánica con la profundidad) y textura limosa con presencia de carbonatos; en las zonas endorreicas (proximidades a la laguna de La Nava y de Cabritones) los suelos aluviales pueden presentar propiedades vérticas (relativas a los fenómenos de expansión y retracción de las arcillas).

### Fondos de humedales

Los fondos de humedales consisten en sedimentos de antiguos humedales y lagunas que actualmente están desecadas y saneadas para el uso de regadío. Destaca la laguna de Cabritones (Fuentes de Nava) y, especialmente, la laguna de La Nava. Estas zonas están constituidas por limos y abundantes arcillas expandibles con presencia de sales solubles. Los suelos presentan escaso desarrollo edáfico y propiedades vérticas y, en profundidad, rasgos redoximorfos (García Rodríguez *et al.*, 1975 b). Según los autores citados y la revisión del mapa realizada por Nafría *et al.* (2013), en estas zonas existen Solonchak háplico y Solonetz gleico, es decir, suelos afectados por un exceso de sales solubles y suelos alcalinos.

# CAPÍTULO 4

## 4 MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología desarrollada para alcanzar los objetivos de la tesis pretende aprovechar la capacidad de los datos de humedad obtenidos mediante teledetección, modelización y observaciones *in situ*. La metodología aplicada comprende una amplia variedad de técnicas de análisis espacial, de interpolación y validación.

Este capítulo se ha estructurado en varias secciones, la primera de las cuales aborda las diferentes fuentes de datos utilizadas en la investigación, que incluyen una bases de datos climática, edáfica y de humedad del suelo procedentes de redes de medición y datos de humedad del producto de alta resolución SMOS L4 v.3. También se muestra la estructura del modelo SWBM-GA, así como su aplicación distribuida. Para la obtención de los mapas de las variables y parámetros del modelo se utilizaron diversas técnicas de interpolación y validación de los datos, así como diversas funciones de edafotransferencia para la obtención de los parámetros hídricos. Por último, se desarrollan los métodos empleados para la validación de la humedad SMOS L4 v.3.

### 4.1 FUENTES DE DATOS

#### 4.1.1 BASE DE DATOS CLIMÁTICA

Los datos climáticos de precipitación y temperatura se obtuvieron de la red de las estaciones meteorológicas del servicio de asesoramiento al regante del ITACyL, Inforiego (<http://www.inforiego.org>). Esta red dispone de datos de 53 estaciones meteorológicas propias del Sistema de Información al Regante (SIAR, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente) y del ITACyL. Todas las estaciones tienen sensores de medición de temperatura, humedad relativa, precipitación, velocidad y dirección del viento y radiación solar. A través de dicho servicio, se obtuvieron datos de precipitación y temperatura cada media hora de las 45 estaciones meteorológicas disponibles en la zona de estudio del sector central de la cuenca del Duero (Figura 4.1).

Partiendo de las bases de datos climáticas se llevó a cabo un proceso de revisión exhaustiva, con la detección y eliminación de incertidumbres de los datos. En las series de temperatura de las estaciones apenas se detectaron algunos datos atípicos u *outliers* que fueron previamente filtrados. De esta forma, el proceso de depuración de los datos afectó principalmente a los datos de estaciones con precipitaciones muy bajas en el periodo de estudio en comparación con las correspondientes a las estaciones más próximas (a menos de 30 km) del área de estudio. Por otro lado, se corroboraron estas incertidumbres realizando un chequeo en comparación con los datos de las mismas estaciones de la base de datos diaria del SIAR (<http://portal.mapama.gob.es/websiar>). Adicionalmente, las incertidumbres detectadas en los datos horarios de precipitación fueron consultadas y confirmadas por el servicio de Inforiego y dichas incertidumbres fueron eliminadas de la base de datos.

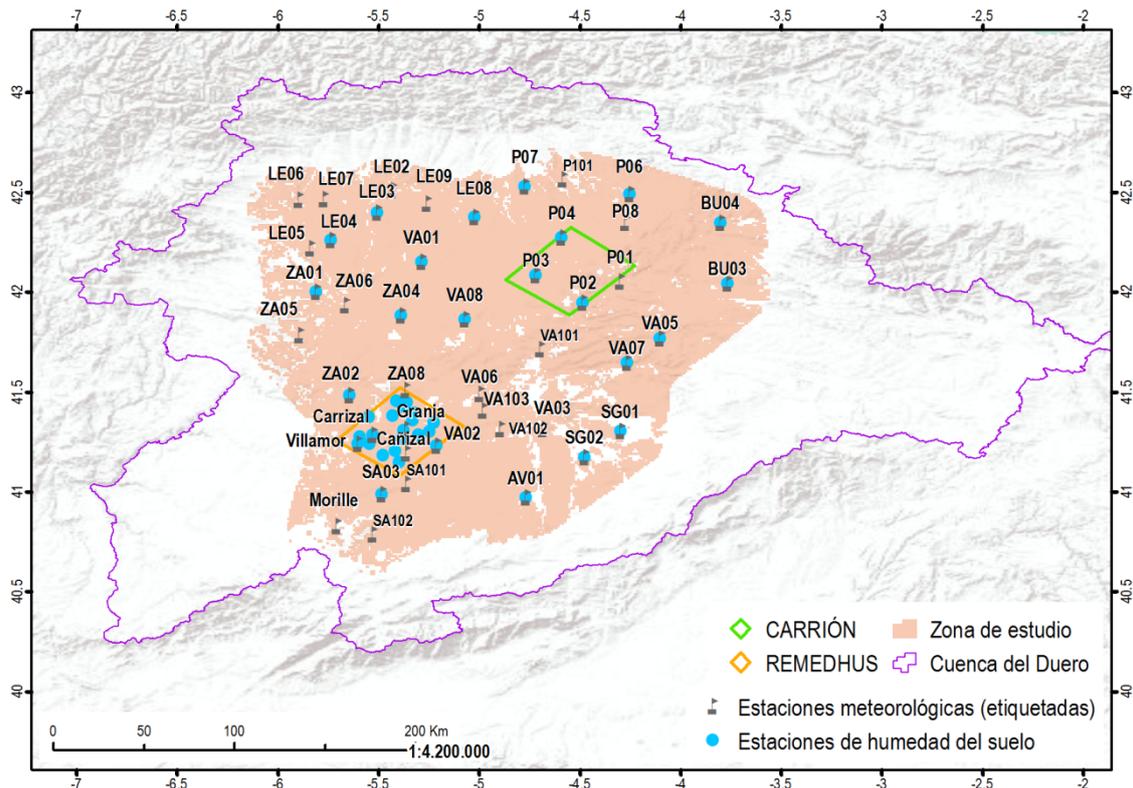


Figura 4.1 Mapa de estaciones meteorológicas y estaciones de humedad del suelo seleccionadas en la zona de estudio.

A la base de datos climática de Inforiego se añadieron los datos de las 5 estaciones meteorológicas pertenecientes a zonas experimentales del grupo de investigación HIDRUS de la USAL; cuatro de ellas son las pertenecientes a REMEDHUS y una a la cuenca experimental de Morille, al sureste de Salamanca. Estas estaciones proporcionan datos cada 10 minutos y son periódicamente revisadas por el grupo HIDRUS.

Tras la revisión, para la base de datos climática final se utilizaron 45 estaciones para la realización de los mapas de temperatura y 40 estaciones para la realización de los mapas de precipitación.

Como último paso se procedió a la homogeneización de las series temporales de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas. Primero se transformaron los datos de las estaciones de Inforiego de hora local (correspondiente al meridiano en el que se encuentra) a la hora solar UTC (*Universal Coordinated Time*) y posteriormente, se calcularon los datos horarios, tanto de las estaciones de REMEDHUS como de las de Inforiego, a partir de los datos obtenidos cada diez minutos y media hora respectivamente.

Una vez revisadas y homogeneizadas, a las series de precipitación y temperatura horaria se les asocia el código de cada estación y las coordenadas; son agrupadas, georreferenciadas y almacenadas en una base de datos geoespacial con el programa ArcGIS. Esta base de datos fue utilizada para la obtención de las variables de precipitación y temperatura de forma distribuida en el área de estudio.

#### 4.1.2 BASE DE DATOS DE SUELOS DE LA CUENCA DEL DUERO

Para la obtención de los parámetros edáficos distribuidos se realizó una base de datos con información edáfica superficial disponible en la Cuenca del Duero, recopilando información de diversas fuentes:

- Base de datos proporcionada por el portal de suelos del ITACyL ([http://suelos.itacyl.es/base\\_datos](http://suelos.itacyl.es/base_datos)). Esta base de datos dispone de información edáfica puntual procedente de los proyectos de la Asociación de Investigación para la Mejora del Cultivo de Remolacha Azucarera (AIMCRA) y de la Asociación Agraria Jóvenes Agricultores de Soria (ASAJA-SORIA), del Inventario Nacional de Erosión de Suelos (INES) y del propio ITACyL. Las muestras del proyecto AIMCRA y ASAJA fueron tomadas en los primeros 25-30 cm y sus coordenadas se asocian a las del centro de la parcela. Las muestras del INES están tomadas en los primeros 10 cm en las coordenadas exactas del centro de cada cuadrícula de una malla aproximada de 5 km, y las del ITACyL a 25-30 cm.
- Base de datos de suelos del Proyecto europeo Land Use/Cover Area Frame Statistical Survey (LUCAS) con muestras tomadas en los primeros 20 cm de profundidad en un muestreo no regular.
- Base de Datos de Suelos Española realizada por el Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT) tomando las muestras del primer horizonte del suelo.
- Base de datos de suelos de muestras tomadas en REMEDHUS por el grupo de HIDRUS, tomadas en los primeros 5 cm de profundidad en una malla regular de 3 km, además de en las propias estaciones REMEDHUS, representativas de las características fisiográficas y edáficas del área (Ceballos *et al.*, 2002).
- Muestreo y análisis de laboratorio correspondientes en las estaciones de la red Inforiego, realizados en el marco de la tesis doctoral, que se detallarán más adelante.

Estas fuentes de información se revisaron detalladamente, unificaron y homogeneizaron en una sola base de datos georreferenciada. De esta base de datos se extrajo la información edáfica más relevante para la investigación; en particular, la correspondiente a fracciones texturales, materia orgánica y densidad aparente.

Adicionalmente, de la base de datos de REMEDHUS se seleccionaron también los datos de  $K_s$  y  $\theta_s$  de muestras medidas en los primeros 5 cm del suelo, para poder validar los valores obtenidos posteriormente mediante las FET's.

Finalmente, se utilizaron un total de 10.407 muestras para la realización de la base de datos de suelos de la Cuenca del Duero, cuyo origen, número, profundidad de muestreo y principales características edáficas disponibles de interés se resumen en la Tabla 4.1. También, se detalla el número de muestras totales de cada característica edáfica. En la Figura 4.2 se representa su distribución espacial.

Tabla 4.1 Resumen de la información recogida, número de muestras, origen en la base de datos de la cuenca del Duero

Origen	Nº	Profundidad	MO	Fracciones	DA	Ks	$\theta_s$
Aimcra	5013	25-30	SI	SI	-	-	-
INES	3018	10	SI	SI	SI	-	-
Asaja	878	25-30	SI	SI	-	-	-
Lucas	739	20 cm	SI	SI	-	-	-
ITACyL	352	25-30	SI	SI	-	-	-
BDSE	202	Primer	SI	SI	-	-	-
REMEDHUS	172	5 cm	24	SI	24	171	24
INFORIEGO	33	5 cm	SI	SI	17	-	-
TODAS	10407		10247	10407	3059	171	24

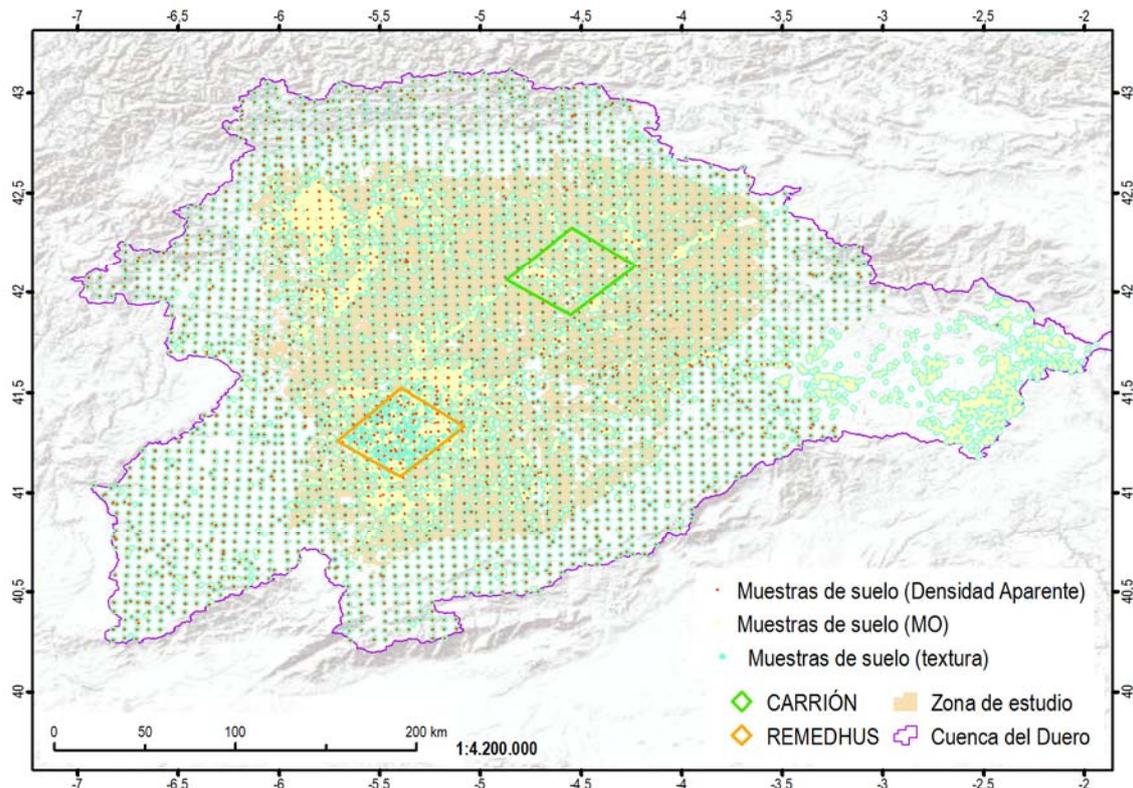


Figura 4.2 Localización de las muestras de la base de datos de suelo de la cuenca del Duero.

### 4.1.3 ESTACIONES DE HUMEDAD DEL SUELO

#### RED DE ESTACIONES PERMANENTE

La red REMEDHUS, localizada en una de las subzonas de estudio con el mismo nombre, es una de las redes pioneras de la red global ISMN (Dorigo *et al.* 2011b), donde las mediciones de la humedad del suelo están a disposición de la comunidad científica. La distribución de las estaciones es irregular (Figura 4.3) y se basa en criterios fisiográficos y edáficos (Ceballos *et al.* 2005; Martínez-Fernández y Ceballos, 2003).

Las características climáticas y edáficas de la localización de la red REMEDHUS hacen que su base de datos de humedad sea de especial interés para el estudio de la humedad del suelo en la cuenca del Duero. Además, la homogeneidad de la cubierta vegetal y el relieve suave y uniforme hace que sea una zona idónea para el estudio de datos procedentes de teledetección (Sánchez *et al.*, 2012a).

La red REMEDHUS proporciona una larga, intensiva y continua base de datos de la humedad del suelo que ha sido utilizada para calibrar y validar diferentes fuentes de la humedad del suelo a diferentes escalas, tales como modelos hidrológicos y datos procedentes de teledetección. La zona tiene 4 estaciones meteorológicas automáticas que recogen datos de precipitación, humedad y temperatura del aire, velocidad y dirección del viento y radiación solar, medidos con un intervalo de tiempo de 10 minutos (Figura 4.4).

REMEDHUS dispone de diferente instrumental hidroclimático cubriendo una superficie aproximada de 1300 km<sup>2</sup>, entre los que se encuentran 22 estaciones de medición continua de la humedad del suelo, con sondas de capacitancia (*Hydra, Stevens® Water Monitoring System, Inc.*) que obtienen datos horarios de humedad del suelo a 5 cm de profundidad (Figura 4.3 y Figura 4.4).

Las sondas Hydra fueron previamente calibradas y miden la humedad del suelo con una precisión de  $\pm 0,003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Estas sondas fueron instaladas horizontalmente en la pared inalterada del perfil y paralelas a la dirección de la máxima pendiente de la ladera (Figura 4.5). Registran el contenido de humedad del suelo cada hora en un recolector de datos (*datalogger* CR200, *Campbell Scientific*) y la información es recibida vía *modem* en un servidor mediante un sistema de transmisión remoto de datos (módems *General Packet Radio Service*, GPRS). Posteriormente, esta información es elaborada y actualizada en una base de datos.

En todas las estaciones de humedad se tomaron muestras de suelo y se estimaron propiedades físicas e hidrológicas del suelo a diferentes profundidades (5, 25, 50 y 100 cm) como la densidad aparente, textura, materia orgánica, conductividad hidráulica saturada, humedad del suelo a capacidad de campo, humedad del suelo en el punto de marchitez, contenido de agua disponible, capacidad de agua total (Ceballos *et al.*, 2002).

Para el mantenimiento de la red y de la base de datos de humedad del suelo de REMEDHUS, se realizaron campañas de recogida de datos, de monitorización y de mantenimiento de las estaciones de humedad cada dos semanas durante todo el periodo de estudio. Cada cierto tiempo se descargan los datos y posteriormente se elabora y actualiza la base de datos revisada y homogeneizada de las series de humedad correspondientes a todas las estaciones. Estas bases de datos se actualizan en la ISMN y puede ser consultada en <https://ismn.geo.tuwien.ac.at/ismn/>.

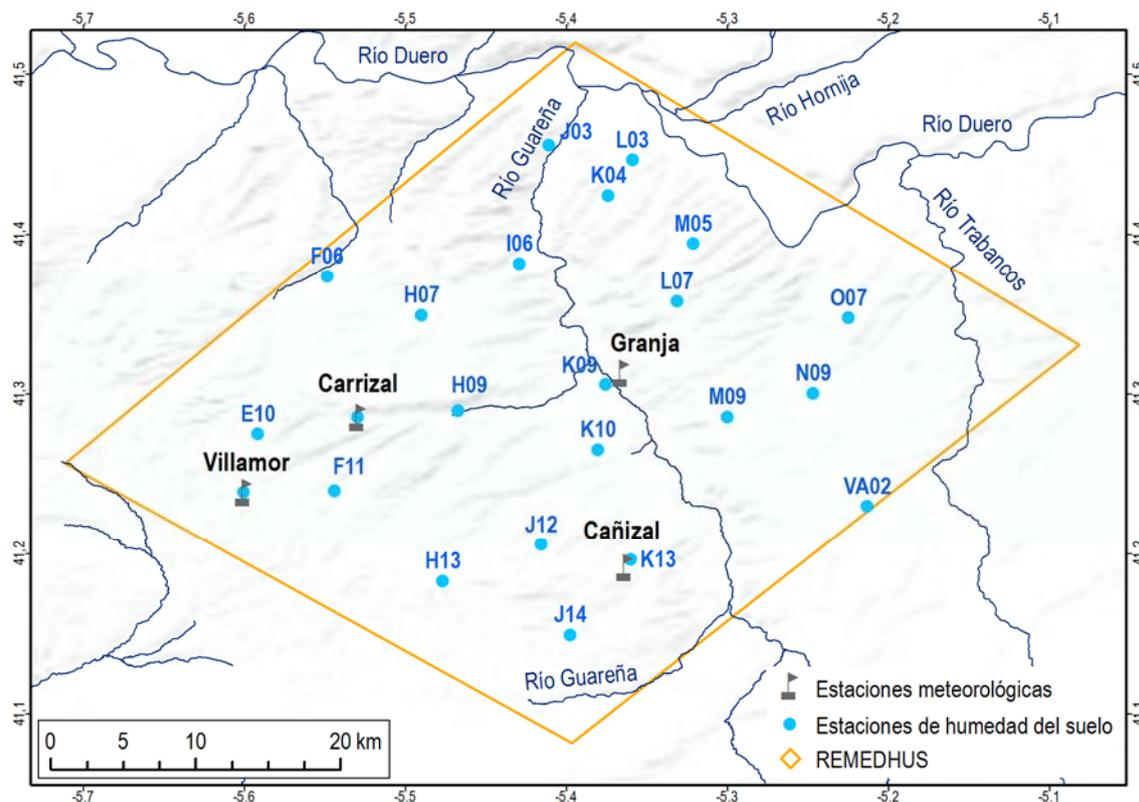


Figura 4.3 Mapa de localización de la red REMEDHUS con la distribución espacial de los dispositivos experimentales.



Figura 4.4 Estación meteorológica de Villamor.



Figura 4.5 Estaciones de medición de la humedad del suelo de REMEDHUS.

## RED DE ESTACIONES INFORIEGO

En el marco de la tesis doctoral se planificó y diseñó la instalación de una red temporal de estaciones de medición de humedad del suelo en estaciones de la red Inforiego. El objetivo de la creación de esta nueva red fue el estudio de la variabilidad espacio-temporal de la humedad en zonas de cultivo de la cuenca del Duero (gran extensión >10.000km<sup>2</sup>).

Para poner en funcionamiento la red de medición de humedad en las estaciones de Inforiego se realizaron dos campañas de instalación de sondas y recogida de datos. En la primera campaña se instalaron 17 estaciones de medición de la humedad (duración total del 1 de julio de 2012 al 31 de julio de 2013) y en la segunda 16 estaciones de medición (duración del 1 de agosto de 2013 al 31 de agosto 2014), cubriendo las dos campañas un total de 33 localizaciones.

Del conjunto de estaciones de la red meteorológica de Inforiego se seleccionaron aquellas estaciones que cumplieran los siguientes criterios:

- Distribución en las principales sub-cuencas de la cuenca del Duero.
- Calidad de los datos de las estaciones meteorológicas.
- Representatividad respecto a las principales características ambientales y de usos del suelo de la cuenca del Duero (tipos de suelo, uso, geología, permeabilidad y características hidrológicas).

Las sondas elegidas, del mismo tipo a las utilizadas en REMEDHUS (*Hydra, Stevens® Water Monitoring System, Inc.*), se instalaron en las localizaciones de las estaciones meteorológicas de la red Inforiego. Al igual que en REMEDHUS, las sondas fueron previamente calibradas y se instalaron horizontalmente en la pared inalterada del perfil a 5 cm de profundidad y paralelas a la dirección de la máxima pendiente de la ladera y registran el contenido de humedad del suelo cada hora en un recolector de datos (*datalogger CR200, Campbell Scientific*) con una precisión de  $\pm 0,003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

Al mismo tiempo que se realizó la instalación de las sondas Hydra, se recogieron muestras superficiales de aproximadamente 2 kg y también muestras inalteradas en cilindros de 5 cm de diámetro y 100 cm<sup>3</sup> de volumen (Figura 4.6). Posteriormente, en colaboración con el departamento de Edafología de la Facultad de Ciencias Agrarias y Ambientales de la USAL se realizaron los análisis de materia orgánica (Walkey-Black, 1934; Walkey, 1947) y fracciones texturales (Bouyoucos, 1962). En el laboratorio de HIDRUS también se realizaron para las estaciones de la primera campaña los análisis de densidad aparente mediante el secado en estufa y pesado de las muestras de los cilindros y de conductividad hidráulica saturada mediante un permeámetro.

En ambas campañas se realizó un monitoreo, mantenimiento y recogida de datos cada 3 meses durante 3 días cada vez con el fin de cubrir toda la red (Figura 4.6). Con toda la información recogida, una vez revisada para detectar posibles errores en las sondas, se elaboró una base de datos con las series de humedad y datos meteorológicos de todas las estaciones.



Figura 4.6 Instalación de sondas y toma de muestras en las estaciones de la red de Inforiego.

Los datos de humedad *in situ* utilizados en el estudio para validar tanto los datos de humedad del modelo distribuido como los datos SMOS L4, proceden de las series de humedad medidas a 5 cm de profundidad en el periodo de estudio de 41 estaciones de las redes de REMEDHUS e Inforiego localizadas en la zona de estudio. Las principales características de las estaciones seleccionadas se resumen en la Tabla 4.2:

Tabla 4.2 Tabla con las fracciones texturales, textura, materia orgánica, densidad aparente y estadísticos de las series de humedad del suelo media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo (MAX), mínimo (MIN) y percentiles 20, 50 y 80 (P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub>). También se muestran los usos de suelo.

ID Estación	Usos	Clases texturales (USDA)	Fracciones texturales (%)			MO (%)	Da (g cm-3)	Estadísticos humedad del suelo						
			Arena	Limo	Arcilla			$\bar{x}$	STD	MAX	MIN	P20	P50	P80
AV01	Ce	L	50.4	34.7	14.9	7.2	1.1	0.195	0.060	0.365	0.065	0.128	0.197	0.249
BU03	Ce	SL	61.9	20.4	17.7	4.1	1.8	0.185	0.064	0.322	0.063	0.116	0.176	0.249
BU04	Ce	CL	25.7	47.0	27.3	8.0	1.0	0.209	0.121	0.401	0.000	0.040	0.260	0.314
CARRIÓN	Ce	L	47.0	28.1	24.9	2.5	1.3	0.233	0.117	0.574	0.059	0.101	0.230	0.353
E10	Vi	SL	75.1	16.4	8.5	0.3	1.6	0.049	0.043	0.239	0.000	0.009	0.039	0.091
F06	Vi	SL	67.2	13.7	19.1	0.7	1.8	0.172	0.068	0.331	0.062	0.097	0.169	0.244
F11	Ce	LS	81.5	12.0	6.5	0.8	1.7	0.091	0.062	0.284	0.003	0.020	0.085	0.151
H13	Ce	SL	70.4	11.5	18.2	0.7	1.7	0.137	0.053	0.397	0.025	0.077	0.151	0.179
I06	Vi	S	89.8	5.9	4.3	0.3	1.7	0.040	0.016	0.095	0.003	0.025	0.042	0.054
J03	Vi	LS	85.1	11.3	3.7	0.3	1.6	0.033	0.032	0.164	0.000	0.006	0.020	0.061
J12	Ce	SCL	60.9	16.9	22.2	1.6	1.3	0.273	0.064	0.474	0.152	0.209	0.266	0.341
J14	Ce	SL	66.8	21.0	12.2	0.9	1.3	0.092	0.061	0.313	0.014	0.035	0.071	0.166
K04	Vi-Ce	S	87.1	9.3	3.6	0.3	1.6	0.041	0.022	0.149	0.011	0.022	0.031	0.064
K09	Re-Sec Remolacha	SL	74.4	15.0	10.6	9.0	0.9	0.098	0.051	0.233	0.039	0.050	0.079	0.158
K10	Ce	S	91.2	5.7	3.1	0.3	1.6	0.058	0.043	0.300	0.000	0.016	0.047	0.102
L03	Vi	LS	82.3	6.4	11.3	0.3	1.5	0.093	0.038	0.248	0.027	0.055	0.089	0.130
L07	Ce	SCL	46.8	20.8	32.4	3.3	1.4	0.208	0.089	0.429	0.080	0.108	0.213	0.300
LE03	Ma, forraje y Ce	SL	56.0	29.4	14.5	5.1	1.4	0.157	0.092	0.338	0.014	0.034	0.204	0.236
LE04	Ce, Ma, Cho	L	46.1	34.4	19.5	5.3	1.2	0.119	0.103	0.295	0.000	0.004	0.141	0.226
LE08	Ce	L	27.2	48.4	24.3	6.7	1.2	0.229	0.096	0.457	0.059	0.153	0.231	0.318
M05	Ce	LS	81.6	8.3	10.1	0.4	1.7	0.121	0.046	0.273	0.038	0.076	0.121	0.164
M09	Ce	SCL	49.8	24.9	25.3	1.4	1.4	0.195	0.068	0.439	0.073	0.118	0.213	0.260
N09	Ce	SCL	62.5	16.8	20.8	1.0	1.1	0.186	0.081	0.449	0.055	0.098	0.180	0.268
O07	Ce	LS	78.8	13.5	7.7	0.5	1.3	0.111	0.073	0.341	0.011	0.035	0.096	0.189
P02	Ce	SCL	59.2	18.0	22.9	3.5	1.6	0.094	0.061	0.275	0.017	0.040	0.069	0.164
P03	Ce	CL	27.1	36.8	36.1	2.9	1.5	0.229	0.107	0.593	0.061	0.115	0.249	0.309
P04	Gi, Ma	L	38.3	37.0	24.7	2.0	1.8	0.245	0.103	0.465	0.049	0.159	0.249	0.333
P06	Gi, Ce, Cho	SL	60.2	23.5	16.2	3.3	1.4	0.179	0.105	0.463	0.010	0.042	0.214	0.265
P07	Ma, Ce, Cho	L	45.5	30.5	24.0	7.8	1.0	0.218	0.098	0.378	0.030	0.064	0.255	0.290
SA02	Ma, Cho, Ce-Re	SL	61.6	19.3	19.1	3.9	1.4	0.243	0.119	0.525	0.061	0.097	0.287	0.343
SG01	Ce	S	89.6	5.2	5.1	3.2	1.9	0.098	0.055	0.201	0.000	0.028	0.118	0.151
SG02	Ma y Ce	S	90.1	5.7	4.3	2.3	1.4	0.130	0.032	0.249	0.054	0.106	0.129	0.158
VA01	Cer	L	46.7	29.9	23.4	3.1	1.2	0.202	0.085	0.418	0.068	0.121	0.192	0.298
VA02	Ce	SCL	69.9	6.6	23.5	2.2	1.2	0.192	0.104	0.551	0.053	0.115	0.153	0.316
VA05	Ce	C	14.4	35.7	49.9	6.5	1.1	0.217	0.093	0.438	0.077	0.105	0.249	0.303
VA07	Vi Ma Gi	L	43.8	33.2	23.0	3.5	1.0	0.164	0.086	0.405	0.031	0.099	0.129	0.272
VA08	Gi, Re, erial	SL	74.1	12.2	13.7	2.7	1.1	0.156	0.072	0.325	0.058	0.084	0.141	0.239
Villamor	Ce	SCL	45.9	24.9	29.3	1.8	1.4	0.150	0.082	0.338	0.043	0.061	0.136	0.237
ZA01	Ma	CL	23.1	43.7	33.2	2.4	1.5	0.301	0.104	0.500	0.142	0.175	0.324	0.397
ZA02	Ma y Ce	SL	64.7	17.8	17.5	2.1	1.2	0.120	0.060	0.331	0.008	0.060	0.130	0.167
ZA04	Ce	SCL	14.6	45.8	39.5	2.1	1.5	0.228	0.124	0.521	0.045	0.078	0.258	0.345
PROMEDIO			59.4	21.9	18.7	2.8	1.4	0.158	0.074	0.363	0.040	0.078	0.162	0.231
DESVEST			21.6	12.6	10.7	2.4	0.3	0.068	0.029	0.118	0.036	0.049	0.079	0.090
MAX			91.2	48.4	49.9	9.0	1.9	0.301	0.124	0.593	0.152	0.209	0.324	0.397
MIN			14.4	5.2	3.1	0.3	0.9	0.033	0.016	0.095	0.000	0.004	0.020	0.054
P20			45.5	11.3	8.5	0.7	1.2	0.094	0.051	0.273	0.008	0.034	0.085	0.158
P50			61.6	19.3	19.1	2.3	1.4	0.164	0.072	0.341	0.039	0.077	0.153	0.244
P80			81.5	34.4	24.9	4.1	1.6	0.218	0.103	0.463	0.062	0.115	0.249	0.314

\*Ce es cereal, Ma es maíz, Re es regadío, Vi es viñado, Gi es girasol y Cho son chopos. S, LS, SL, L; SCL, CL y L se refieren a las clases texturales arenosa, arenoso franca, franco arenosa, franca, franco arcillo arenosa, franco arcillosa y arcillosa.

#### 4.1.4 SMOS L4

El producto de humedad del suelo de alta resolución SMOS Level 4 versión 3.0 "all-weather" a 1 km de resolución espacial (SMOS\_L4 3.0) fue obtenido del centro BEC y proporciona mapas de humedad de aproximadamente 5 cm de profundidad para la Península Ibérica que se distribuyen de forma abierta (<http://bec.icm.csic.es>).

El enfoque de *downscaling* de SMOS L4 v3, basándose en las versiones de Piles *et al.* (2014) y Sánchez-Ruiz *et al.* (2014), introduce los datos de temperatura de la superficie terrestre (LST) ERA-Iterim del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) en la relación LST/NDVI de MODIS del algoritmo de recuperación de la humedad. De esta forma, proporciona estimaciones de la humedad del suelo que no están afectados por la cobertura de nubes, lo que aumenta la utilidad y disponibilidad del producto respecto a versiones anteriores. El algoritmo, que se aplicó por separado para las órbitas SMOS diarias ascendentes (6:00 a.m.) y descendentes (6:00 p.m.), combina datos de SMOS de temperatura de brillo (Nivel 1C v.620) y del producto de humedad del suelo (Nivel 2 v.620), datos de Terra MODIS NDVI (MOD13A2) de 16 días y datos diarios ERA-Iterim LST (BEC *Quality report*, 2015; Pablos *et al.*, 2017).

Los datos SMOS L4 v.3 fueron testeados y comparados con versiones anteriores con las estaciones de REMEDHUS en el periodo de 2010 a 2015 (BEC *Quality report*, 2015). Los resultados de esta validación justificaron el uso de la versión v3, ya que no depende de la nubosidad y se mejora o preserva la exactitud de las estimaciones con respecto a los datos *in situ* respecto a versiones anteriores (BEC *Quality report*, 2015). La información detallada sobre los datos de SMOS L4 se puede consultar en el informe BEC *Quality report*, (2015) y en Pablos *et al.* (2017); y sobre el algoritmo de recuperación, en Piles *et al.* (2014).

Los mapas de humedad diaria de SMOS L4 para el periodo de estudio se recortaron primero para seleccionar un área rectangular de la región de Castilla y León y se volvieron a muestrear en la cuadrícula regular de 1 km en el sistema geodésico *World Geodetic System 1984* (WGS84). Después, los mapas correspondientes a las órbitas ascendentes y descendentes de SMOS se promediaron para obtener un mapa único para cada día (Pablos *et al.*, 2017). Posteriormente, estos datos se volvieron a recortar en forma rectangular en torno a las dos subzonas del estudio.

Partiendo de los mapas de humedad L4 se extrajeron las series de humedad correspondientes a los píxeles donde se localizaban las estaciones. Este proceso se realizó mediante códigos programados en MATLAB.

## 4.2 MODELO SOIL WATER BALANCE MODEL-GREEN-AMPT (SWBM-GA)

En este estudio se aplica un modelo de balance de agua del suelo agrupado y parsimonioso (SWBM-GA), que ha sido ampliamente testado para estimar la humedad del suelo en diferentes zonas de estudio de Europa, obteniendo resultados satisfactorios (Brocca *et al.*, 2010b, 2011a, 2011b, 2013a, 2013d; Lacava *et al.*, 2012a). El modelo fue desarrollado por Brocca *et al.* (2008) y simula el contenido de humedad para una capa de suelo (Figura 4.7) en la que la ecuación de balance del agua es:

$$\begin{cases} Z \frac{d\theta(t)}{dt} = f(t) - e(t) - g(t), \theta(t) < \theta_s \\ \theta(t) = \theta_s, \theta(t) \geq \theta_s \end{cases} \quad (1)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $\theta(t)$  es la cantidad de agua en términos volumétricos de la capa de suelo investigada con una profundidad  $Z$ ,  $f(t)$  es la fracción de precipitación que se infiltra en el suelo,  $e(t)$  es la

tasa de evapotranspiración,  $g(t)$  es el drenaje debido al interflujo y/o la percolación en profundidad, y  $\theta_s$  es el valor de la humedad del suelo en saturación.

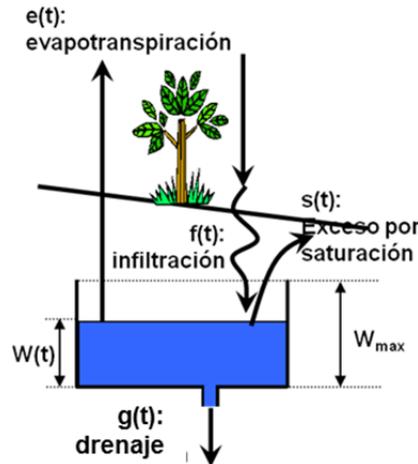


Figura 4.7 Esquema del modelo de balance de agua del suelo (Brocca *et al.* 2008).

La tasa de infiltración  $f(t)$  es estimada mediante la ecuación de Green-Ampt (1911):

$$\begin{cases} f(t) = K_s \left[ 1 - \frac{\psi_b(\theta_s - \theta_i)}{F} \right], & f(t) < r(t) \\ f(t) = r(t), & f(t) \geq r(t) \end{cases} \quad (2)$$

Donde  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada,  $\psi_b$  es el potencial matricial en el frente de humectación,  $\theta_i$  es la humedad del suelo al comienzo del evento de precipitación,  $F$  es la profundidad de la infiltración acumulada desde el inicio de la precipitación y  $r(t)$  es la intensidad de la lluvia.

La tasa de drenaje  $g(t)$  está representada mediante la siguiente ecuación (Famiglietti y Wood, 1994):

$$g(t) = K_s \left[ \frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{3 + \frac{2}{\lambda}} \quad (3)$$

Donde  $\lambda$  es el índice de distribución de tamaño de poro y  $\theta_r$  es la humedad residual del agua en el suelo. La ecuación de la evapotranspiración potencial adoptada por el modelo es la de Blaney y Criddle modificada por Doorenbos y Pruitt (1977):

$$ET_p(t) = K_c \{-2 + 1,26[\xi(0,46T_a(t) + 8,13)]\} \quad (4)$$

En esta ecuación  $T_a(t)$  es la temperatura del aire en  $^{\circ}\text{C}$ ,  $\xi$  es el porcentaje del total de horas de luz diaria para el periodo usado (diario o mensual) respecto al periodo de horas de luz anuales y  $K_c$  es un factor de corrección que tiene en cuenta la naturaleza empírica de la ecuación. La evapotranspiración  $e(t)$  es una fracción de la evapotranspiración potencial de acuerdo con el grado de saturación de la capa de suelo:

$$e(t) = ET_p(t) \left[ \frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right] \quad (5)$$

El modelo emplea como variables de entrada la precipitación y la temperatura y la aplicación del modelo requiere la estimación de siete parámetros  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $K_s$ ,  $\psi_b$ ,  $\lambda$ ,  $K_c$  y  $Z$ .

En Brocca *et al.*, (2013a) se aplicó un procedimiento para reducir el número de parámetros que han de ser estimados como *inputs* del modelo SWBM-GA. De esta forma se pretende reducir la incertidumbre del modelo y favorecer su aplicación al estudio de la variabilidad de la humedad del suelo en grandes cuencas (Beven, 2008). En este procedimiento la obtención de los parámetros  $\psi_b$  y  $\lambda$  se realiza en función

de  $K_s$  mediante las siguientes relaciones empíricas de ajuste, extraídas a partir de valores experimentales, agrupados por clases texturales, obtenidos en diferentes suelos por Rawls *et al.*, (1982):

$$\Psi_b = 54,727 \log(K_s) - 323,9$$

$$\lambda = 0,085 \log(K_s) + 0,1574 \quad (6)$$

Adicionalmente, en este procedimiento de reducción de los parámetros,  $Z$  es fijado a priori y  $K_c$  se establece como una constante en base a simulaciones previas realizadas en la zona de estudio.

Al tener como variables de entrada precipitación y temperatura, muy comunes y de las que generalmente se dispone de largas series de datos, y un limitado número de parámetros, el modelo constituye una herramienta de gran utilidad para simular la humedad del suelo en grades áreas (Santi *et al.*, 2016).

En el contexto de la tesis se realizaron varios trabajos (González-Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2013a, b, 2015, 2016) para testar, en la zona de estudio, el funcionamiento del modelo SWBM-GA en su forma no distribuida, utilizando para la calibración y validación datos puntuales obtenidos en las estaciones de medición de la humedad del suelo, tanto de la red REMEDHUS como de Inforiego. A la vista de los buenos resultados obtenidos, se demostró la fiabilidad del modelo SWBM-GA para ser utilizado en actividades de validación de datos de satélite, en particular de SMOS.

#### 4.2.1 MODELO SWBM-GA DISTRIBUIDO

La versión distribuida del modelo SWBM-GA, llamada a partir de ahora SWBM<sub>d</sub>, consiste en la aplicación pixel a pixel del modelo y requiere que tanto las variables (precipitación y temperatura) como los parámetros del modelo estén distribuidos espacialmente en el área de estudio con la resolución espacial de 1 km (Brocca *et al.*, 2016; Santi *et al.*, 2016, 2018) y con la misma malla o *grid* que los datos SMOS L4 para facilitar su posterior comparación. El procedimiento mostrado en Brocca *et al.* 2013 reduce los parámetros a estimar de forma distribuida a  $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ .

La escala temporal de aplicación del modelo es, preferiblemente, horaria, debido a que éste simula procesos del balance de agua rápidos como la infiltración o la percolación, y perdería precisión al simular la humedad a escala diaria. Por este motivo, las variables precipitación y temperatura han de ser estimadas de forma distribuida a esta resolución temporal.

Los trabajos González-Zamora *et al.*, (2015b) y Gumuzzio *et al.*, (2013a, b, 2015, 2016) aportaron un valioso conocimiento acerca del comportamiento del modelo SWBM-GA, a partir del cual fue posible establecer el factor de corrección de la evapotranspiración  $K_c$  y abordar la adaptación del código del modelo para su aplicación distribuida y automatizada en la zona de estudio. De esta forma,  $K_c$  se establece siguiendo el procedimiento desarrollado en Brocca *et al.*, (2013d). Primero se testea la sensibilidad del modelo a este parámetro, comprobando como afecta a los resultados del modelo. Dada su baja sensibilidad, se fija al valor de 1,3 que es el promedio del  $K_c$  obtenidos para cada estación de la zona de estudio, mediante calibración del modelo con datos de humedad *in situ*.

La profundidad de simulación,  $Z$ , es establecida a 10 cm, dado que el objetivo es el estudio de la humedad superficial, considerando la profundidad de medición de los datos SMOS L4 y la profundidad de los sensores de medición *in situ* de la humedad; la profundidad de muestreo de las características edáficas con las que van a ser estimados sus parámetros del modelo, y los resultados obtenidos en estudios precedentes en relación con la optimización del modelo (González-Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2016).

El código del modelo SWBM-GA, programado por los autores del mismo (Brocca *et al.*, 2008) en MATLAB<sup>1</sup>, se adaptó para su aplicación distribuida a 1 km de resolución y automatizada en la zona de estudio. De esta forma, el código modificado itera la aplicación del modelo, pixel a pixel, y sólo utiliza dos archivos *input*, un archivo de las series de las variables precipitación y temperatura en el periodo de estudio y otro con los parámetros hídricos  $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$  distribuidos para cada pixel. También se ajustó en el código la profundidad de simulación y el coeficiente  $K_c$  con los valores ya comentados. Este código obtiene como *outputs* la serie de humedad simulada en el periodo para cada pixel de 1 km y, en el caso de realizarse la validación con datos de humedad del suelo *in situ*, obtiene también los estadísticos de bondad de ajuste y error, que se describirán más adelante.

## 4.2.2 OBTENCIÓN DE LOS *INPUTS* DEL MODELO DISTRIBUIDO

### 4.2.2.1 TÉCNICAS DE INTERPOLACIÓN

Para la obtención de los mapas de las variables del modelo y de los parámetros hídricos fue necesario aplicar técnicas de interpolación mediante la realización de modelos en ArcGIS. Antes de describir los modelos de interpolación y su interpolación se realiza una breve descripción de estas técnicas de interpolación utilizadas en la tesis. Las descripciones completas y formulación de cada técnica se describen en Hengl *et al.* (2009).

#### a) *Inverse distance weighted*

La técnica de interpolación *Inverse Distance Weighted*, IDW, (Shepard, 1968) es considerada un método de interpolación determinístico porque está basada directamente en los valores medidos circundantes o en fórmulas matemáticas especificadas que determinan la suavidad de la superficie resultante.

El IDW es una técnica de interpolación exacta, es decir, los valores estimados en los puntos observados coinciden con los valores reales. Además, el IDW es un interpolador local que opera sólo en pequeñas áreas en torno al punto de muestreo. De este modo, asegura que las interpolaciones se realicen sólo con datos de lugares vecinos y que se ajusten a la realidad lo más posible. Por lo tanto, asume que los elementos que están más cerca tendrán valores más parecidos que los más alejados.

Para predecir un valor no muestral en cada localización del mapa, el IDW realiza la media ponderada de los valores de los puntos muestrales del entorno, utilizando como factor de ponderación el inverso de la distancia elevado a una potencia. La fórmula general es:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad (7)$$

Donde  $Z(x_0)$  es el valor que se intenta predecir para la localización  $x_0$ ,  $N$  el número de puntos alrededor del lugar que se va a predecir y  $\lambda_i$  el peso asignado a cada punto usado en la predicción  $x_i$ . El valor  $\lambda_i$  decrece con la distancia  $d$ , de forma que a medida que la distancia se hace más grande el peso es reducido por un factor  $p$ .

$$\lambda_i = d_{i0}^{-p} r^2 / \sum_{i=1}^N d_{i0}^{-p} \quad (8)$$

<sup>1</sup> Código MATLAB disponible en <http://dx.doi.org/10.13140/2.1.1460.8323>

## b) Técnicas de kriging

Las técnicas de *kriging*, como Kriging ordinario (KO) y el *Empirical Bayesian Kriging* (EBK), son técnicas geostatísticas que están basadas en modelos estadísticos y matemáticos. Se basan en el concepto de autocorrelación espacial de los datos, es decir, las observaciones cercanas son más parecidas que aquellas que están muy separadas (Goovaerts, 1999). De esta forma, estudian la autocorrelación espacial de una variable continua mediante la modelización del semivariograma, construido a partir de las medidas *in situ* puntuales. El semivariograma relaciona la semivarianza de las medidas puntuales en relación a la dirección y distancia que las separa (Pilz y Spöck, 2008). Estos métodos asocian cierta probabilidad a las predicciones, es decir, no incluyen como único objetivo la predicción de los valores de la variable, sino también la estimación de los posibles errores asociados a la predicción (Cañada, 2017). Además, son llamados predictores óptimos porque minimizan los errores de predicción y, generalmente, el error predicho y el real son similares (Chiles y Delfiner, 2013). Así, tiene en cuenta las relaciones estadísticas entre los puntos medidos y la distribución general de los datos, a través del cálculo y ajuste del semivariograma mediante un modelo que ajusta sus parámetros. De esta forma, el kriging presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de la muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación de la variable en la superficie. Al igual que la interpolación de IDW, kriging forma ponderaciones a partir de los valores medidos circundantes para prever ubicaciones sin mediciones. Sin embargo, las ponderaciones de kriging para los puntos medidos circundantes provienen de un semivariograma que se realiza observando la distribución espacial de los datos. De esta forma, la ponderación,  $\lambda_i$ , depende de un modelo ajustado a los puntos medidos, la distancia a la ubicación de la predicción y las relaciones espaciales entre los valores medidos alrededor de la ubicación de la predicción.

El kriging primero cuantifica la estructura espacial de los datos a través del semivariograma empírico y después ajusta un modelo teórico a ese semivariograma mediante el ajuste de sus parámetros (meseta, pepita y rango). Posteriormente, usa la vecindad de puntos y el modelo ajustado del semivariograma para hacer la predicción.

El semivariograma permite analizar la correlación espacial de la variable representando en el eje Y la mitad de las diferencias al cuadrado entre cada par de puntos ( $z(x_i)$  y  $z(x_i + h)$ ) y en el eje X la distancia que los separa  $h$  (distancia euclidiana). La representación se realiza a través de la agrupación de las distancias en un determinado número de intervalos y después, se calcula el promedio de las distancias y el promedio de las semivarianzas en cada intervalo siendo la fórmula de la semivarianza entonces (Lark, 2000b):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (9)$$

Donde  $N(h)$  es el número de pares de datos dentro de una clase dada de distancia, es decir, dentro de un intervalo. Si los valores en  $z(x_i)$  y  $z(x_i + h)$  están autocorrelacionados, el resultado de la ecuación será pequeño, en relación con un par de puntos no correlacionados. A partir del análisis del semivariograma experimental, se ajusta entonces un modelo adecuado (por ejemplo, esférico, exponencial) y los parámetros (meseta, pepita y rango) que se usan luego en el procedimiento de kriging. Dentro de los métodos de kriging, el KO asume que la variable es estacionaria y que no tiene tendencia espacial. Para este método el número de intervalos (NI) y el tamaño de los intervalos (TI) del semivariograma se calcula a partir de la distancia media entre las estaciones más cercanas ( $D_{MED}$ ) y la distancia máxima entre estaciones ( $D_{MAX}$ ) a través de las relaciones espaciales comúnmente recomendadas:

$$D_{MAX}/2 = TI \cdot NI$$

$$2 \cdot D_{\text{MED}} \leq \text{TI}$$

Los métodos de *kriging* requieren un ajuste manual de los parámetros del semivariograma, lo que puede suponer una importante limitación cuando se trabaja con grandes bases de datos. En cambio, el EBK (Krivoruchko, 2012; Gribov y Krivoruchko, 2012) es un método de interpolación de estadísticas geográficas que automatiza el cálculo del semivariograma, estableciendo las relaciones espaciales del modelo de forma automática, lo cual permite su utilización en modelos iterativos con gran cantidad de datos. Este método tiene la ventaja de que se puede configurar para realizar distintos semivariogramas de varios conjuntos de datos en la región estudiada.

Además de esta ventaja, este método es más preciso que otros métodos *kriging* para series de datos espaciales pequeños y para el cálculo de los errores estándar, ya que tiene en cuenta el error subyacente en el cálculo del semivariograma. Esto se lleva a cabo mediante la estimación y el uso de una serie de semivariogramas mediante el siguiente procedimiento:

1. En un primer paso, el semivariograma se ajusta a partir de los datos de entrada.
2. Este semivariograma se usa para simular los datos en cada una de las ubicaciones de entrada y se estima el semivariograma a partir de los nuevos datos simulados. A este semivariograma se le asigna un peso que se calcula usando la regla de Bayes, que muestra cómo es de probable que los datos observados sean generados a partir del semivariograma.
3. Este último paso se repite de forma iterativa un número de veces específico. Con cada repetición, el semivariograma estimado en el paso 1 se usa para simular un nuevo conjunto de valores en las ubicaciones de entrada. Los datos simulados se utilizan para estimar un nuevo modelo de semivariograma y su peso.
4. De esta forma se produce un espectro de semivariogramas (Figura 4.8). Esta figura muestra un ejemplo de espectros de semivariogramas generados a partir de los datos de temperatura en una fecha determinada, donde:
  - a. las cruces azules son las semivarianzas empíricas.
  - b. la línea roja sólida es la mediana de los semivariogramas teóricos.
  - c. las líneas rojas discontinuas son los percentiles 25 y 75 de los mismos.
5. Las predicciones y los errores estándar de predicción se producen en las ubicaciones no muestreadas utilizando los pesos asignados por la regla de Bayes. Para cada punto, la predicción se calcula con un muestreo de verosimilitud de los distintos semivariogramas simulados (Figura 4.8).

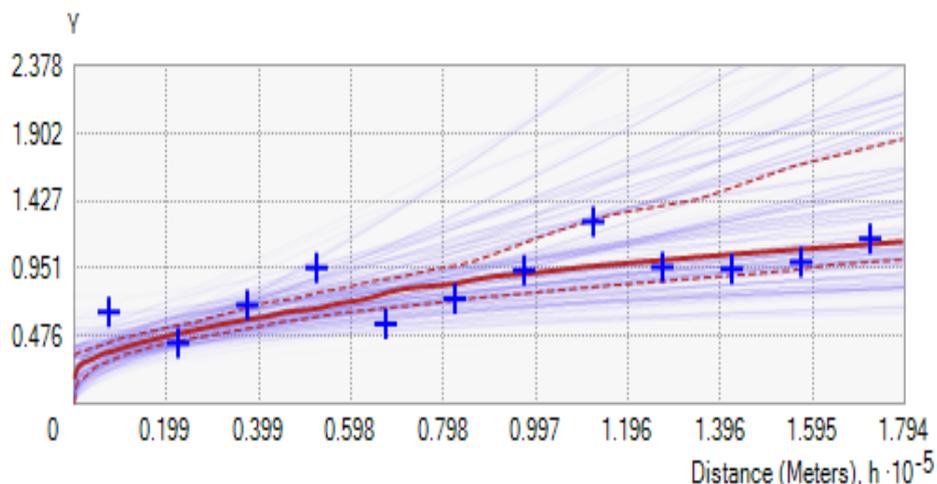


Figura 4.8 Espectro de semivariogramas producido por el modelo geoestadístico *Empirical Bayesian Kriging* (EBK) para una fecha y hora determinada para toda la zona de estudio.

#### 4.2.2.2 TÉCNICAS DE VALIDACIÓN DE LOS MAPAS INTERPOLADOS

##### a) Validación cruzada

El método empleado para la validación de los mapas resultantes de las diferentes técnicas de interpolación tanto de las características edáficas como de las variables precipitación y temperatura es la validación cruzada. En el caso de las características edáficas también se realiza la validación por subconjuntos. Estos métodos se implementan en los modelos realizados en ArcGIS para validar los mapas resultantes de las distintas técnicas de interpolación y configuraciones de vecindad.

La validación cruzada o *leave-one-out cross-validation* es una técnica que tiene la ventaja de utilizar todos los puntos muestrales para realizar la validación (Olea, 1999; Webster y Oliver, 2001). Cada vez quita un punto muestral, lo predice con el resto del conjunto de puntos y, posteriormente, compara el valor predicho con el valor observado. Este procedimiento se repite con todos los puntos de la muestra y finalmente se comparan los valores observados con los calculados (Davis, 1987).

Es una técnica que tiene como objetivo ayudar a seleccionar el modelo que proporcione las predicciones más precisas, en relación a los diferentes procedimientos de ponderación, diferentes condiciones de vecindad o entre diferentes modelos del semivariograma (Davis, 1987; Tomczak, 1998; Olea, 1999; Hengl, 2009). También, está recomendada cuando no es posible realizar la validación por subconjuntos.

Los resultados de este tipo de validación contienen importante información espacial, al llevarse a cabo un estudio cuidadoso de los residuos, lo que ayuda a detectar donde tiene problema la estimación. De esta forma, a partir de los resultados se pueden llevar a cabo mejoras específicas del procedimiento de estimación.

Los estadísticos del error de la validación cruzada (Johnston *et al.*, 2001; Webster y Oliver, 2001; Kravchenko y Bullock, 1999; Voltz y Webster, 1990) son:

Error medio de las predicciones, Mean Error (ME)

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{z(x_i) - \hat{z}(x_i)\} \quad (10)$$

En todas las ecuaciones  $\hat{z}(x_i)$  es el valor predicho,  $z(x_i)$  el valor observado (conocido),  $N$  el número de valores en el conjunto de datos.

Raíz del error cuadrático medio (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{z(x_i) - \hat{z}(x_i)\}^2} \quad (11)$$

Los errores de predicción dependen de la escala de los datos y tienen las mismas unidades que los datos, por lo que es mejor evaluar los errores de predicción estandarizados, expresados como errores de predicción divididos por sus errores estándar de predicción. Los métodos de *kriging* (KO y EBK) proporcionan estos errores estándar de predicción, que dan una estimación de la incertidumbre en cada ubicación de predicción. De esta forma, además de evaluar la capacidad general del modelo para hacer buenas predicciones, permiten evaluar con qué precisión refleja el modelo la variabilidad de los datos.

Error estándar medio (AKSE):

$$AKSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sigma^2(x_i)} \quad (12)$$

Donde  $\sigma^2$  es la varianza *kriging* para la ubicación  $x_i$ .

Error medio estandarizado (MSPE):

$$MSPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{ME}{\sigma^2(x_i)} \quad (13)$$

Raíz del Error Cuadrático Medio estandarizado (RMSP):

$$RMSP = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{ME}{\sigma^2(x_i)} \right)^2} \quad (14)$$

A partir de los estadísticos anteriores, para juzgar si un modelo proporciona predicciones precisas, se tiene que cumplir que (Johnston *et al.* 2003; Webster y Oliver, 2001; Hengl, 2009) el ME y RMSE sean próximos a cero. Para el *kriging*, el ME es insensible a las imprecisiones en el semivariograma. Por este motivo, en el caso del *kriging* es mejor usar el MSPE que ha de ser también lo más cercano a cero. Si el AKSE está cerca del RMSE, entonces el modelo generalmente refleja la variabilidad de los datos, y el RMSP debe ser cercano a uno. Es probable que la variabilidad en las predicciones esté sobreestimada si el AKSE es mayor que el RMSE, o si el RMSP es menor que uno, y viceversa.

#### b) Validación por subconjuntos

La validación por subconjuntos se realiza solo para las características edáficas debido a que, en contraste con las variables del modelo, tiene suficiente número de muestras. Esta validación se realiza de forma que se extrae aleatoriamente un 5% de las muestras para validar los mapas de las características edáficas, dejando el 95% de los puntos restantes para la calibración de los modelos y la realización de los mapas de las variables edáficas. Este tipo de validación se realiza además de la validación cruzada, ya que al utilizar un conjunto independiente de datos para la validación de los modelos resulta más fiable como validación propiamente dicha cuando existe un número suficiente de puntos, como es el caso de las características edáficas. Los estadísticos para el cálculo de esta validación son el RMSE y el coeficiente de correlación de Pearson (R), que se describirán más adelante.

Para cada característica edáfica, se selecciona el modelo de interpolación que obtiene los mejores resultados, evaluando conjuntamente la validación cruzada y la validación por subconjuntos.

### 4.2.3 VARIABLES DEL MODELO: PRECIPITACIÓN Y TEMPERATURA

Uno de los principales retos que hubo que abordar en la aplicación del modelo fue obtener los datos distribuidos de precipitaciones y temperaturas horarias correspondientes al periodo y la zona de estudio con resolución espacial de 1 km. Esto se traduce en la necesidad de obtener 18984 mapas de precipitación y 18984 mapas de temperatura en una superficie de 29299 km<sup>2</sup>. Además, de cada mapa resultante era importante determinar las incertidumbres asociadas para comprobar su fiabilidad antes de ser implementados en el modelo SWBM<sub>d</sub>.

Las variables del modelo SWBM<sub>d</sub>, precipitación y temperatura, se obtuvieron de forma distribuida a escala de 1 km mediante la aplicación de modelos de interpolación a la base de datos horaria revisada, homogeneizada y georreferenciada de 45 estaciones meteorológicas para la temperatura y 40 estaciones para la precipitación (ver sección 4.1.1). Para ello, se llevaron a cabo tres fases (Figura 4.9):

Fase 1. Análisis de las series temporales climáticas.

Fase 2. Selección y configuración de las técnicas de interpolación.

Fase 3. Modelos de iteración y validación cruzada.

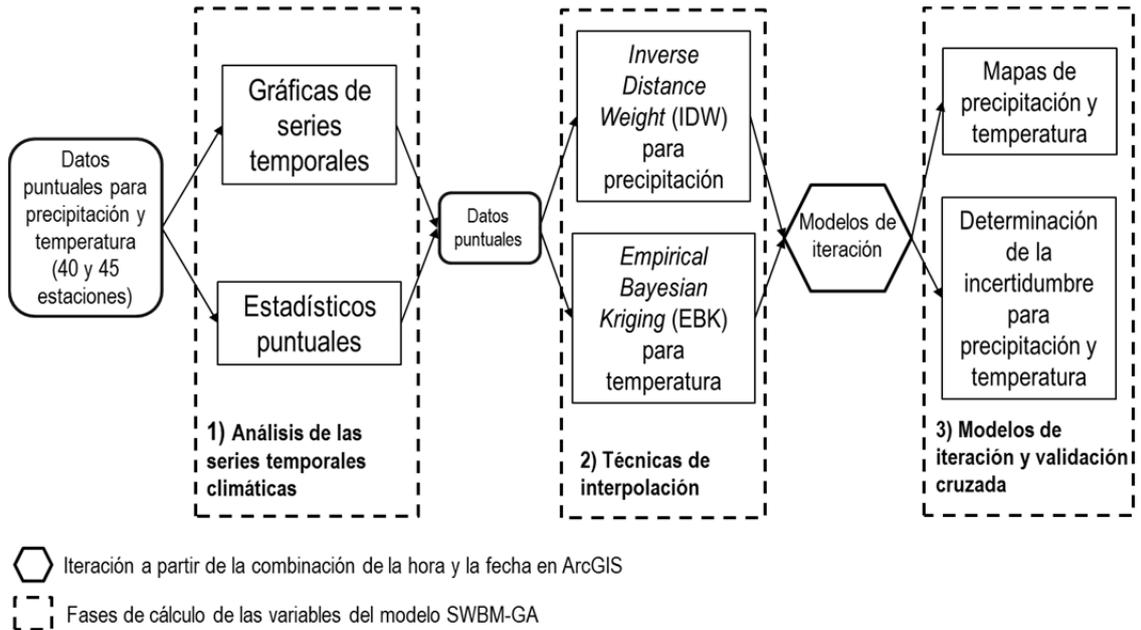


Figura 4.9 Fases para la obtención de las variables del modelo SWBM-GA para su aplicación de forma distribuida

## FASE 1. ANÁLISIS DE LAS SERIES TEMPORALES CLIMÁTICAS

En la fase 1 se analizaron los datos de cada estación para conocer mejor la variabilidad temporal de la precipitación y la temperatura. Para ello se representaron las series horarias, diarias y mensuales para el periodo de estudio y se calcularon los estadísticos máximo, mínimo, fecha y hora en las que se producen, media, desviación típica y percentiles 25, 50 y 75. En el caso de la precipitación, se calculó el número de días en los que se produce y la precipitación acumulada en el periodo. En el caso de la temperatura, se calculó el número de días con temperaturas inferiores a cero. Este análisis permitió realizar una doble revisión de la base de datos climática.

A modo de ejemplo de estos análisis, en diversos mapas están representados los valores puntuales de las estaciones de la precipitación acumulada (Figura 4.10), número de horas de precipitación (Figura 4.11) y precipitación máxima horaria de cada estación (Figura 4.12). En ellos se observa, en relación a la precipitación acumulada, cómo los mayores valores se localizan al norte y noroeste con valores superiores de 1000 mm en el periodo, siendo el mayor valor para la estación P07. En la subzona de Carrión se observa que hacia el noreste las estaciones alcanza una precipitación relativamente elevada en el periodo. También, las estaciones ZA05 y Morille, al oeste de la zona, muestran valores mayores que las estaciones de alrededor.

Las menores precipitaciones acumuladas por lo general se localizan al sur del Duero, alcanzando los valores más bajos en el este y al este de la subzona REMEDHUS. En la subzona de REMEDHUS se observan mayores precipitaciones al oeste de la zona de estudio.

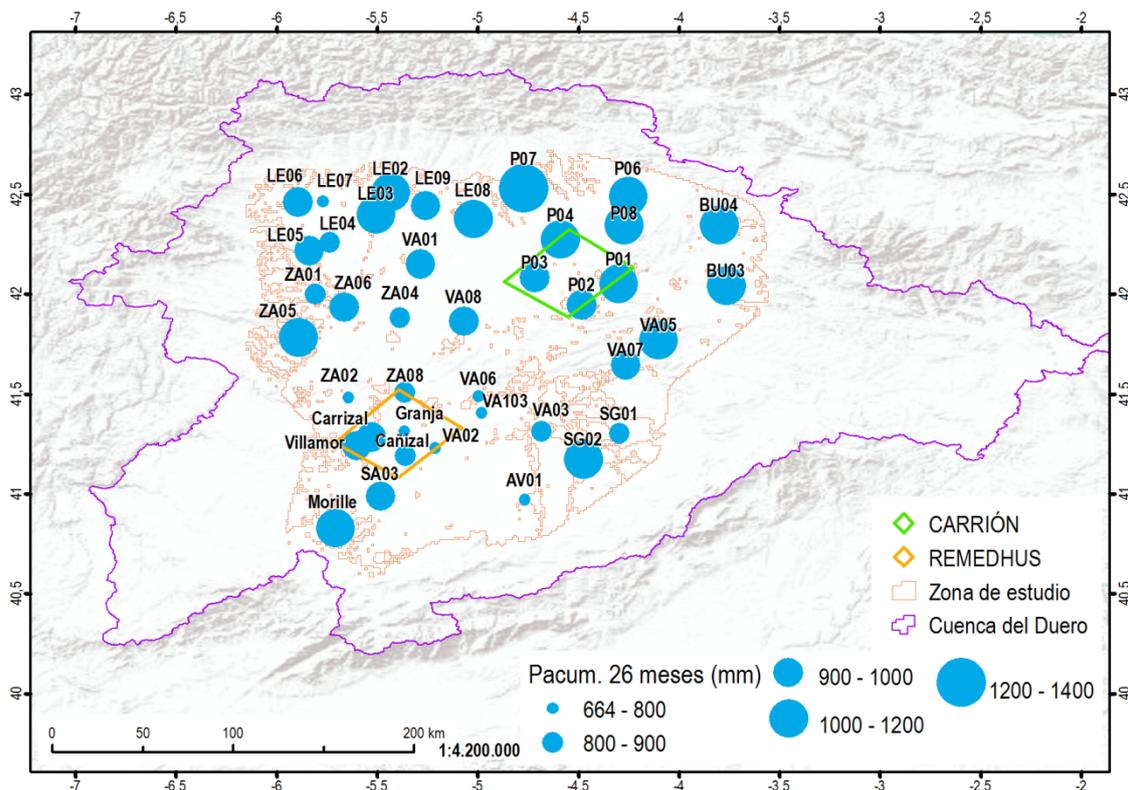


Figura 4.10 Mapa de precipitación acumulada registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses).

Los patrones espaciales de la precipitación acumulada coinciden, generalmente, con las tendencias del número de horas en el periodo. Aunque se observan estas tendencias, también existen mínimos y máximos locales, como ocurre en la estación LE07 como mínimo al noroeste de la zona, y la estación SG02 como un máximo local al sureste; y AV01 en relación a la precipitación acumulada y número de horas en el periodo.

De las precipitaciones horarias máximas se observa cómo al este de REMEDHUS se alcanzan los mínimos valores junto con la estación V07. En contraste está la subzona de Carrión en la que se pueden llegar a alcanzar valores elevados de precipitación horaria. Destacan también los elevados valores de P06 y ZA06 que tienen los valores más elevados de la zona de estudio.

En relación a la temperatura, la Tmax horaria (Figura 4.13) más alta se concentra en la zona suroeste del área de estudio (rango de 28 a 29 °C para el 10/08/2012 entre las 15 h y 17 h) y centro (estaciones ZA04 y VA08). La Tmin horaria (Figura 4.14) se registró en el periodo de estudio en la estación LE09 (-14 °C para el 05/03/2013 a las 20 h).

En el caso de la temperatura media horaria (Figura 4.15), cabe destacar el marcado patrón espacial asociado a la latitud. En este caso, están las estaciones Villamor-VA03 que presentan una temperatura de hasta 1,5 °C superior a la de la Submeseta Norte (ZA05 a PA02), acentuándose la reducción en las zonas próximas a cadenas montañosas en hasta 2 °C menos (Sistema Ibérico, Montes de León y Cordillera Cantábrica, principalmente).

Además, a modo de ejemplo, se muestran series de precipitación y temperatura medias diarias obtenidas para alguna de las estaciones anteriormente citadas:

- Serie para la estación más húmeda de la subzona Carrión (Figura 4.16).
- Estación más seca de la subzona REMEDHUS (Figura 4.17).

- Estación con valores más altos de precipitación acumulada de la zona en el periodo de estudio (Figura 4.18).
- Ejemplo intermedio de una estación situada en el sector norte de la zona de estudio (Figura 4.19).

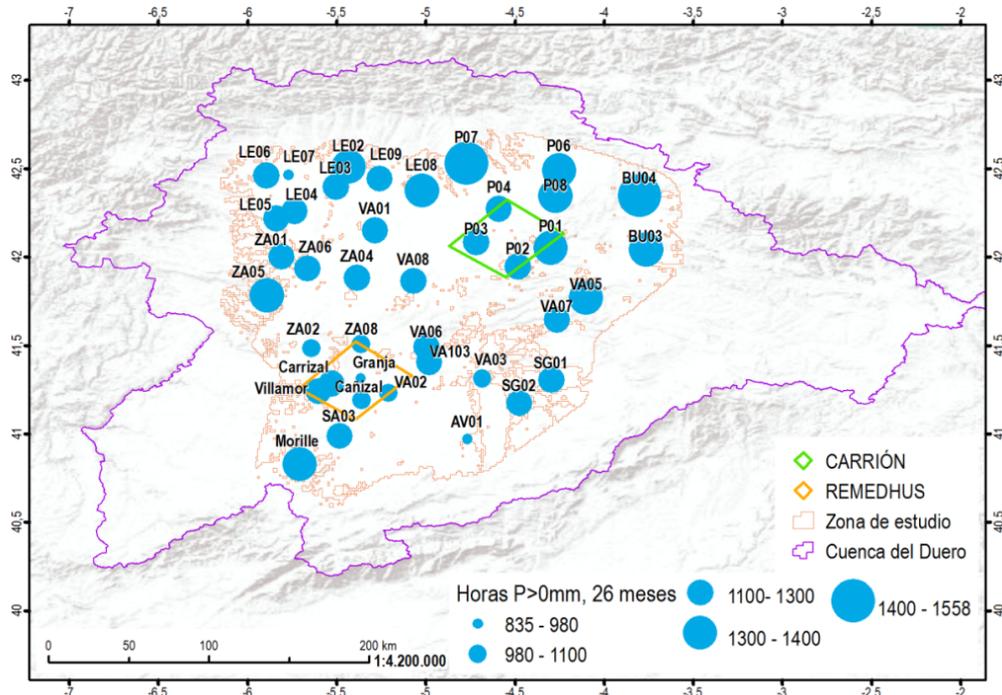


Figura 4.11 Mapa de horas con precipitación mayor de cero registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses).

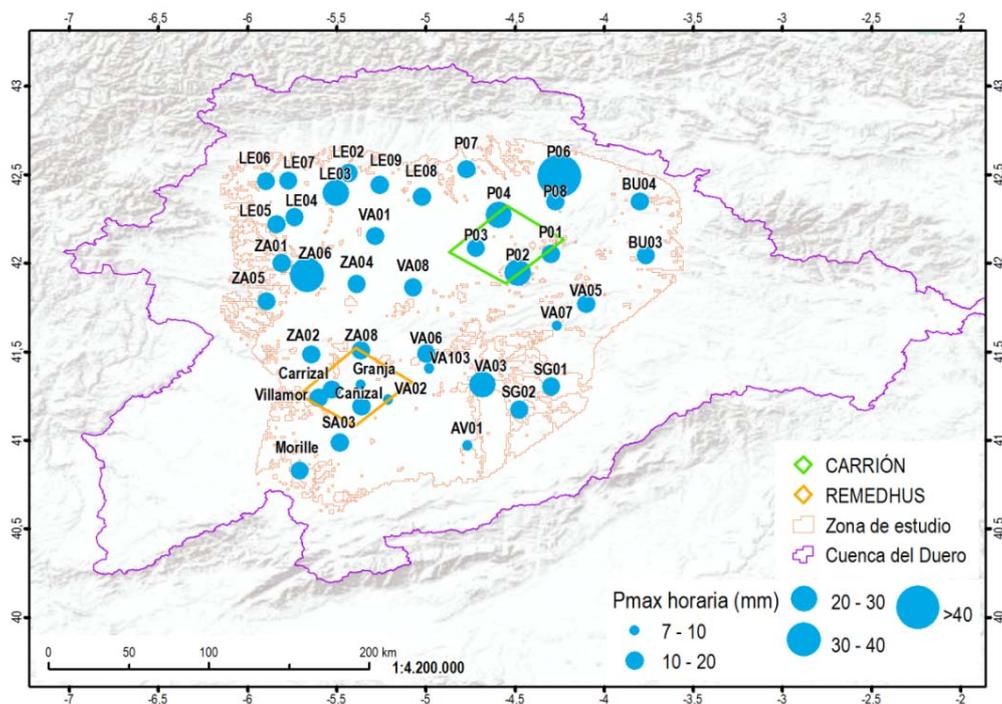


Figura 4.12 Mapa de precipitación máxima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio (26 meses).

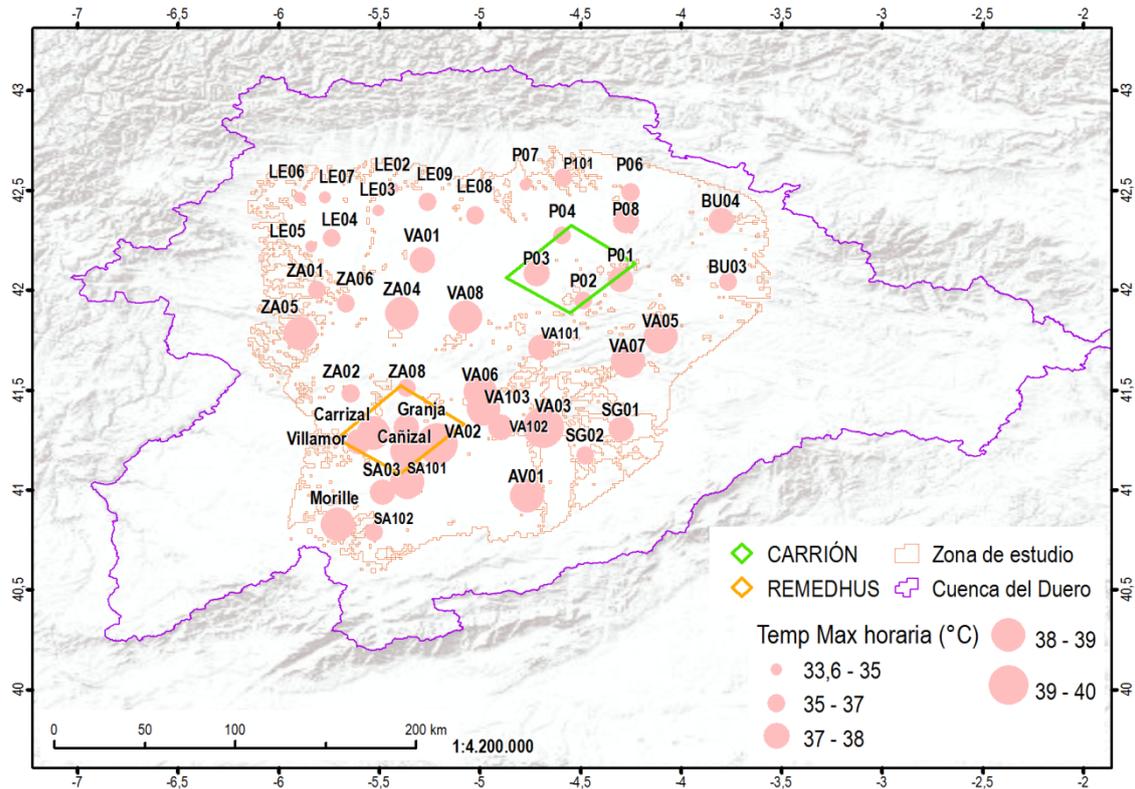


Figura 4.13 Mapa de temperatura máxima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio.

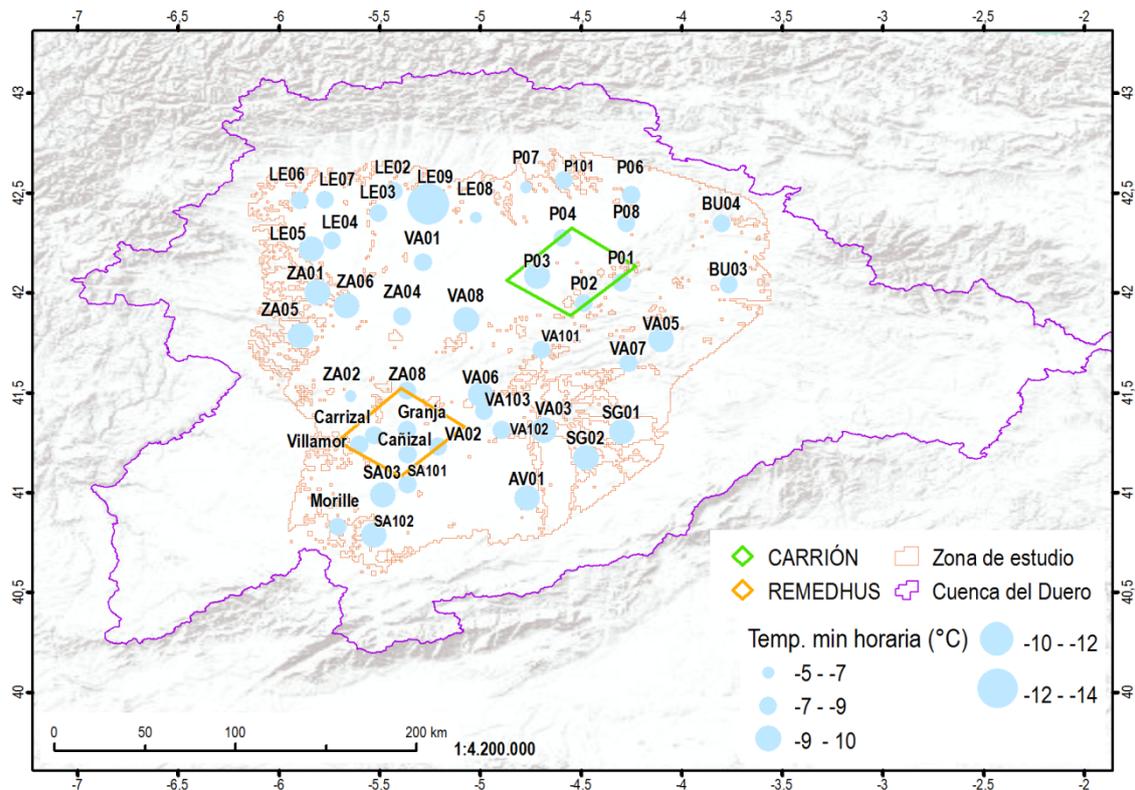


Figura 4.14 Mapa de temperatura mínima horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio.

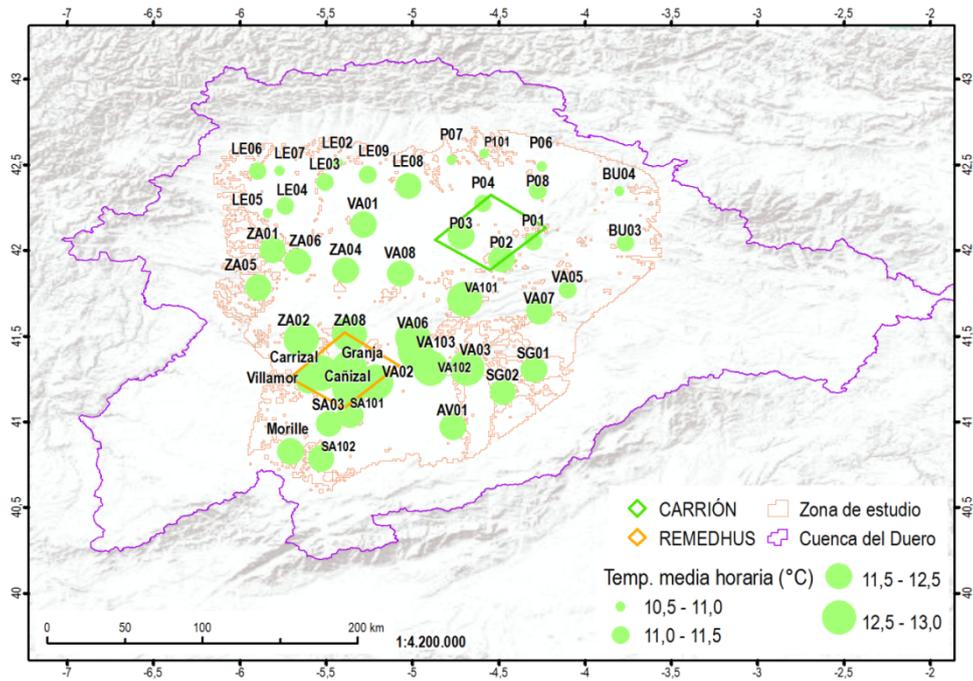


Figura 4.15 Mapa de temperatura media horaria registrada en las estaciones seleccionadas durante el periodo de estudio.

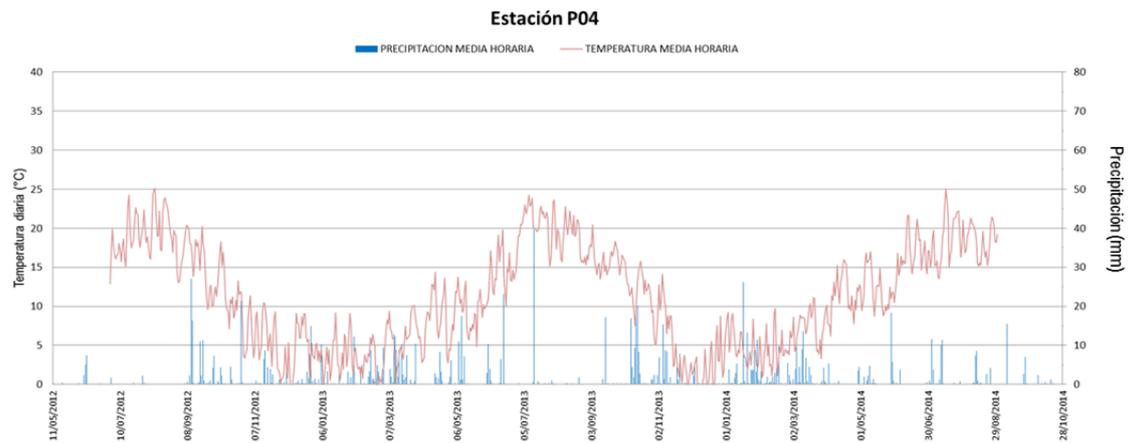


Figura 4.16 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación P04 localizada al norte de la subzona de Carrión.



Figura 4.17 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación Granja localizada al norte de la subzona de REMEDHUS.

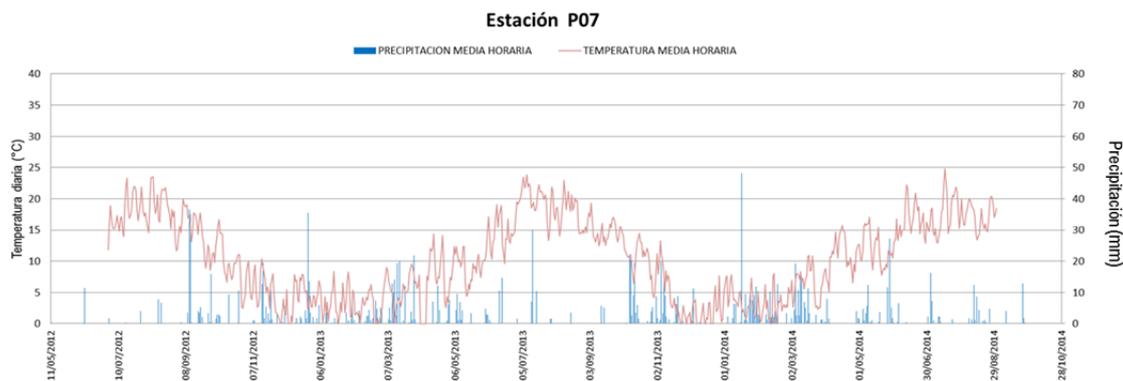


Figura 4.18 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación P07 localizada al norte de la zona de estudio, próxima a la cordillera Cantábrica.

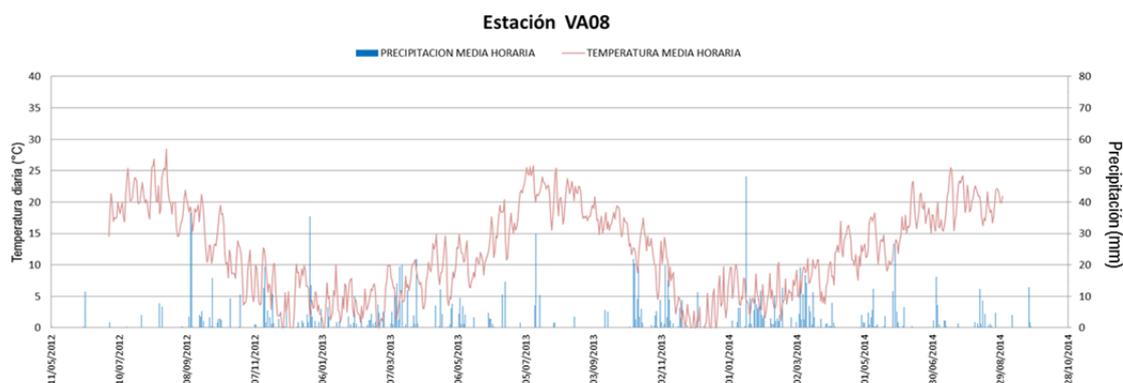


Figura 4.19 Evolución de los datos de precipitación y temperatura diarios para la estación VA08 localizada en centro de la zona de estudio.

**FASE 2. SELECCIÓN Y CONFIGURACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE INTERPOLACIÓN**

Debido a la escasa variabilidad altitudinal de la zona de estudio (90% del área de estudio está entre 800 m y 950 m) y las suaves pendientes, se descartó la aplicación de modelos de interpolación basados en regresiones con características topográficas, priorizando los valores reales de las estaciones en el cálculo mediante métodos geoestadísticos. El modelo de interpolación de la temperatura aplicado está basado en la técnica geoestadística de EBK, mientras que el usado para la precipitación es el IDW, como se explica a continuación.

**a) Técnica de interpolación de la temperatura horaria**

Debido a la naturaleza de variable continua de la temperatura se empleó un método de interpolación de tipo *kriging*, que son frecuentemente utilizados para la interpolación de variables climáticas (Rohli y Vega, 2018). El método seleccionado fue el EBK ya que, a diferencia de otras técnicas de *kriging*, automatiza el cálculo del semivariograma, estableciendo las relaciones espaciales del modelo de forma automática, lo cual permite su utilización en modelos iterativos con gran cantidad de datos horarios, ahorrando un elevado consumo de tiempo en el proceso. Por otra parte, se seleccionó la técnica EBK es más precisa que otros métodos *kriging* para pequeños conjuntos de datos (en este caso 45 estaciones para la temperatura) y para el cálculo de los errores estándar, ya que tiene en cuenta el error subyacente en el cálculo del semivariograma (Krivoruchko, 2012).

Para la configuración del método de interpolación se utilizó el modelo del semivariograma de la potencia, debido a que obtiene un buen equilibrio entre precisión y velocidad (Krivoruchko, 2012), de especial importancia en el caso de mapas horarios. Los parámetros de vecindad se delimitaron a los puntos más próximos dada la dispersión de las estaciones, con separación que varía entre 8 y 34 km con una media

de 18 km aproximadamente. Por este motivo, se estableció un mínimo de 3 y un máximo de 4 vecinos en una vecindad circular de un radio máximo de 100 km.

#### b) Técnica de interpolación de la precipitación horaria

Esta variable presenta un mayor grado de complejidad que las de la temperatura, debido a que es una variable no continua en el tiempo y en el espacio (a diferencia de la temperatura) y ha de ser determinada tanto su ocurrencia como su magnitud (Tveito, O.E., 2007; Carrera-Hernandez y Gaskin, 2007).

Las precipitaciones horarias pueden presentar una elevada variabilidad espacial y su distribución en el espacio depende del tipo de precipitación. Por ejemplo, las precipitaciones convectivas, especialmente las que ocurren durante las tormentas de los veranos, generalmente pueden estar distribuidas de forma aleatoria y en zonas de limitada extensión. En cambio, las precipitaciones frontales se distribuyen más uniformemente en el espacio (Tveito, O.E., 2007).

A estas dificultades se suma que la mayoría de los estudios de espacialización de las precipitaciones que implementan técnicas de interpolación usan escalas mensuales o anuales (Hevesi *et al.*, 1992; Goovaerts, 2000; Boer *et al.*, 2001; Todini, 2001; Marquínez *et al.*, 2003; Vicente-Serrano *et al.*, 2003; Lloyd, 2005), mientras que son menos frecuentes los trabajos en los cuales se interpolan precipitaciones a escalas menores, como diarias o horarias (Ly *et al.*, 2011; Verworn y Haberlandt, 2011).

Para la selección del método de interpolación fue necesario un análisis adicional de la variabilidad espacial de la precipitación. Para esto, se compararon los datos de precipitación de cada estación con las estaciones más cercanas en un rango de 50 km de distancia (Figura 4.20). Este rango se estableció en base a la variabilidad que tiene la precipitación en la zona de estudio y la separación media entre estaciones. Para cada estación se compararon las series horarias, diarias y mensuales, los estadísticos y días con precipitación con respecto a las estaciones cercanas.

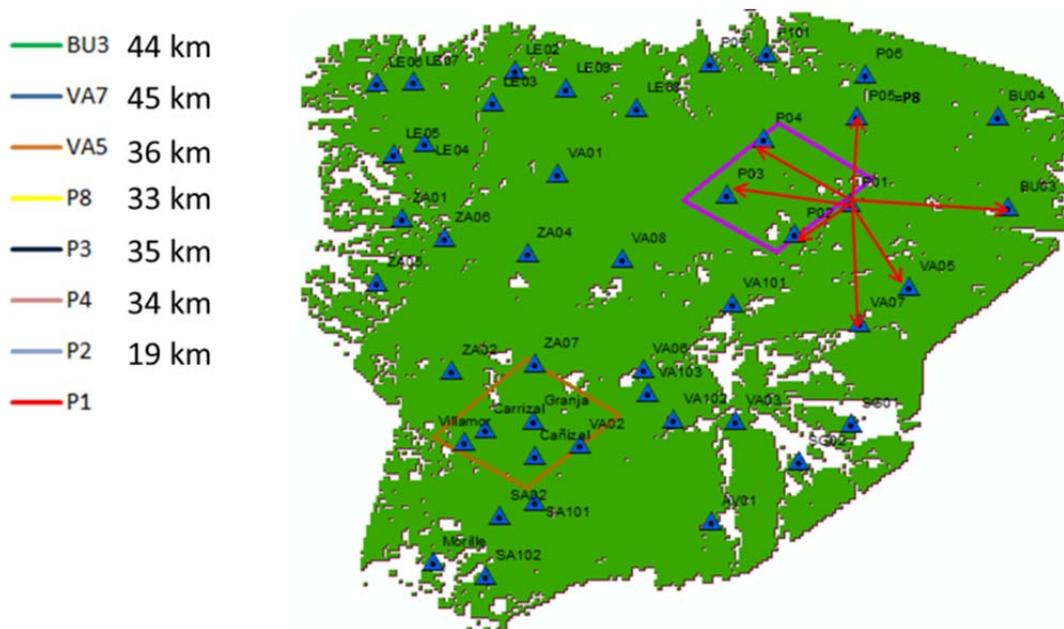


Figura 4.20 Esquema de selección de estaciones más cercanas en un rango de 50km para su comparación.

En el análisis de la comparación entre estaciones próximas se obtuvieron algunas conclusiones relacionadas con la propia naturaleza de la variable a estudiar. Los eventos de precipitación horarios y diarios de estaciones próximas generalmente coinciden en el tiempo, pero varían en intensidad. Por lo tanto, las interpolaciones deberán recoger los vecinos más cercanos, ya que con ellos recogen la

variabilidad del área a representar. Por otra parte, el radio de búsqueda de las condiciones de vecindad ha de ser menor que el de la temperatura, para no recoger variabilidad no representativa del área a interpolar. Por lo general, las estaciones vecinas más cercanas tienen una dinámica de la precipitación más parecida que la más alejadas, lo que indica la viabilidad de utilizar técnicas de interpolación. Sólo hay ciertas estaciones que difieren de las estaciones que hay alrededor, representando mínimos y máximos locales (como, por ejemplo, las estaciones SG02 como máximo y como AV01 mínimo locales). Del periodo estudiado, la mayor cantidad de máximos locales se produce en verano, debido al carácter convectivo de los episodios de lluvia bajo clima mediterráneo continentalizado.

Seguidamente, se realizó un análisis exploratorio de los histogramas de la precipitación y testeo interactivo de las técnicas de interpolación IDW, KO y EBK. Se utilizaron datos de la precipitación horaria en fechas representativas del periodo de estudio. Así, para cada fecha con más de dos estaciones con precipitación se calcularon las precipitaciones medias del conjunto de estaciones. De estas precipitaciones medias, para cada estación del año se calculan los estadísticos máximo, mínimo, mediana y percentiles 25 y 75.

El análisis exploratorio interactivo se realizó con el módulo *Geoestadistical Analysis* (GA) de ArcGIS estudiando el histograma y las gráficas de tendencia de los datos. Los resultados del análisis exploratorio interactivo muestran que la mayor parte de los datos de precipitación presentan una asimetría positiva (Figura 4.21), con excepciones para algunas fechas correspondientes a los máximos y percentil 75 de la precipitación media. Las gráficas de tendencia mostraron que no hay una tendencia espacial de la precipitación horaria que se pueda generalizar para todas las fechas estudiadas.

Para la selección de la técnica de interpolación para las fechas seleccionadas se probaron las técnicas IDW, EBK y KO con una vecindad de 3 a 4 vecinos en un radio máximo de 50 Km. Esta vecindad se estableció en base a la separación máxima entre estaciones (34 km) ya que las simulaciones tienen que recoger la variabilidad de las estaciones más cercanas. Estas técnicas fueron evaluadas mediante validación cruzada mediante GA.

Para EBK y KO, cuando hay muchas estaciones sin precipitación en la fecha indicada, existe una gran dificultad para simular el semivariograma. Esto, sumado a que no son interpoladores exactos, produce una subestimación de los valores reales, dando el mapa resultante valores que llegan a ser incluso negativos para algunas fechas. Esta circunstancia ha sido observada por diversos autores (Ly *et al.*, 2011; Deutsch, 1996; Haberlandt, 2007). La dificultad de simular el semivariograma es debido a que en determinadas fechas hay cambios bruscos de la precipitación en distancias relativamente pequeñas. Esta circunstancia se produce en las fechas correspondientes a las precipitaciones horarias medias de las estaciones correspondientes al mínimo, percentil 25 y mediana. Para el percentil 75 y la precipitación máxima, el semivariograma se pudo simular de una de forma más correcta, siendo los resultados más fiables. En relación a los estadísticos del error calculados por análisis interactivo, no se dieron grandes diferencias entre las tres técnicas.

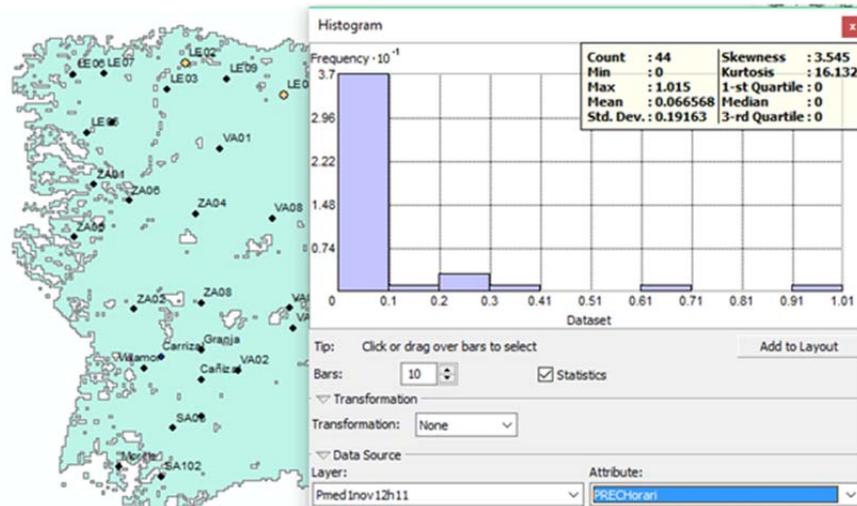


Figura 4.21 Histograma de las precipitaciones horarias en fechas representativas del periodo. Ejemplo de mediana de la precipitación en otoño de 2013.

Como resultado, el método IDW fue seleccionado debido a que al ser una técnica de interpolación exacta y local, presenta importantes ventajas para simular la precipitación horaria. De este modo, asegura que las interpolaciones se realicen sólo con datos de lugares vecinos y que se ajusten a la realidad lo más posible. Además, asume que los elementos que están más cerca tendrán valores más parecidos que los más alejados. El IDW fue utilizado con éxito por Brocca *et al.*, (2013d) y Santi *et al.*, (2016, 2018) para interpolar temperaturas y precipitaciones horarias para ser implementadas como variables distribuidas *input* del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> en el centro de Italia. Esta técnica también ha sido recomendada en otros estudios específicamente dirigidos a la espacialización de las precipitaciones (Ly *et al.*, 2011; Dirks *et al.*, 1998; Price *et al.*, 2000).

Para la selección de los parámetros de vecindad y la selección del valor de la potencia del IDW, se separaron las fechas en las que sólo había una estación con precipitación, y además:

- Para las fechas con precipitación en más de una estación, el IDW se realizó con una vecindad de 3 a 4 estaciones en un radio máximo de 50 km. El radio de búsqueda se redujo respecto al de la temperatura dada su mayor variabilidad en la zona. El IDW se configuró con una potencia de 3 para dar más peso a los valores cercanos de precipitación. Además, esta potencia es la recomendada por Dirks *et al.*, (1998) para minimizar los errores cuando se interpolan datos de precipitación a escala horaria.
- Para las fechas en las que sólo existe una estación con precipitación, se aplica la misma vecindad, pero con un radio menor de 34 km, que es la máxima distancia entre estaciones, y una potencia de 4. Así se reduce la estimación de valores con precipitación a las zonas más próximas a la estación que registra el evento.

### FASE 3. MODELO DE ITERACIÓN Y VALIDACIÓN CRUZADA

El cálculo iterativo de la interpolación de la temperatura y la precipitación se automatizó utilizando la herramienta de programación visual ModelBuilder incorporada en ArcGIS. Model Builder es un lenguaje de programación visual para crear flujos de trabajo de geoprocésamiento, pero también proporciona métodos avanzados para ampliar la funcionalidad de ArcGIS, ya que permite crear y compartir los modelos a modo de herramienta. Los modelos de geoprocésamiento se automatizan y permiten documentar los procesos de análisis espacial y la administración de datos (datos de entrada y salida del modelo, realización de estadísticos, cálculo de variables de validación, etc.). Los modelos de

geoprocesamiento se representan como un diagrama que encadena secuencias de procesos y herramientas de geoprocesamiento, utilizando la salida de un proceso como la entrada del siguiente proceso (ESRI, 2018).

Dentro de las técnicas aplicables en ModelBuilder, cabe destacar la sustitución de variables en línea asociadas a procesos de iteración. Esta técnica permite utilizar el contenido de una variable de entrada (por ejemplo, el nombre del archivo de entrada como el día y la hora asociada a un archivo con datos puntuales de precipitación) como sustituto de una variable de salida (dato distribuido de precipitación para cada pixel de la zona de estudio para un día y hora determinados).

Además, una vez definido un modelo con un iterador y las variables en línea asociadas, es posible realizar un modelo anidado o crear un modelo dentro de otro modelo, lo cual permite un uso más avanzado de iteradores de modelo. Un modelo anidado consiste en agregar y ejecutar un modelo desde otro modelo, permitiendo la ejecución de hasta dos niveles de iteración (ESRI, 2018). En el caso particular del cálculo de la interpolación la precipitación y temperatura para cada hora y día a partir de datos puntuales, se creó un modelo de dos niveles de anidación: uno para el día y otro para la hora. Esto permitió hacer más eficiente y ágil el procesamiento de la base de datos puntual de la precipitación y la temperatura.

Tal y como se muestra en la Figura 4.22, la estructura del modelo se compone de un generador de ternas día-hora (dh), el cual se utiliza para realizar una selección en la base de datos de precipitación y temperatura. Los principales procesos del modelo son:

- a. Para cada variable de SWBM<sub>d</sub>, el valor seleccionado para todos los datos puntuales de la base en un día y hora determinado (temperatura y precipitación en un día y hora o  $T_{dh}$  y  $P_{dh}$ ) pasa al iterador del modelo de interpolación (EBK para la temperatura e IDW para la precipitación con la configuración especificada de cada técnica de interpolación), obteniéndose como resultado el mapa o archivo *raster* con los datos distribuidos de la variable para ese día y hora. El modelo de interpolación se ha ajustado para que el mapa resultante tenga un tamaño de pixel de 1 km y corresponda con la malla de los datos de humedad SMOS L4, lo que permite la correspondencia espacial entre los datos SMOS y SWBM.
- b. Posteriormente, para aumentar la eficiencia del procesamiento, se transforman los mapas de la variable en formato raster a un formato de capa formada por una malla de puntos para la zona de estudio, en la que cada punto se corresponde con el centro del pixel y lleva asociado el valor del pixel. Esto se realiza extrayendo los datos interpolados de dicho *raster* a partir de la malla de puntos de referencia. Esta malla fue creada a partir de la conversión de las imágenes SMOS L4 en formato *raster* a punto para la zona de estudio y lleva asociado un código y sus coordenadas para poder identificar la localización de cada dato. Así, en vez del mapa en formato raster, se obtiene el mapa de la variable distribuida en la zona de estudio mediante la malla de puntos correspondientes al centro del *raster* y con el valor del *raster* o valor distribuido asociado a este punto.
- c. Finalmente, tras asignar un identificador de iteración al resultado de interpolación del binomio día-hora (dh) a cada punto de la malla, los valores distribuidos de las variables  $T_{dh}$  y  $P_{dh}$  pasan a un proceso de validación cruzada para estimar la precisión de las interpolaciones. Se seleccionó como técnica de validación la validación cruzada debido a que, dado el escaso número de puntos de entrada, no era posible realizar la validación por subconjuntos.

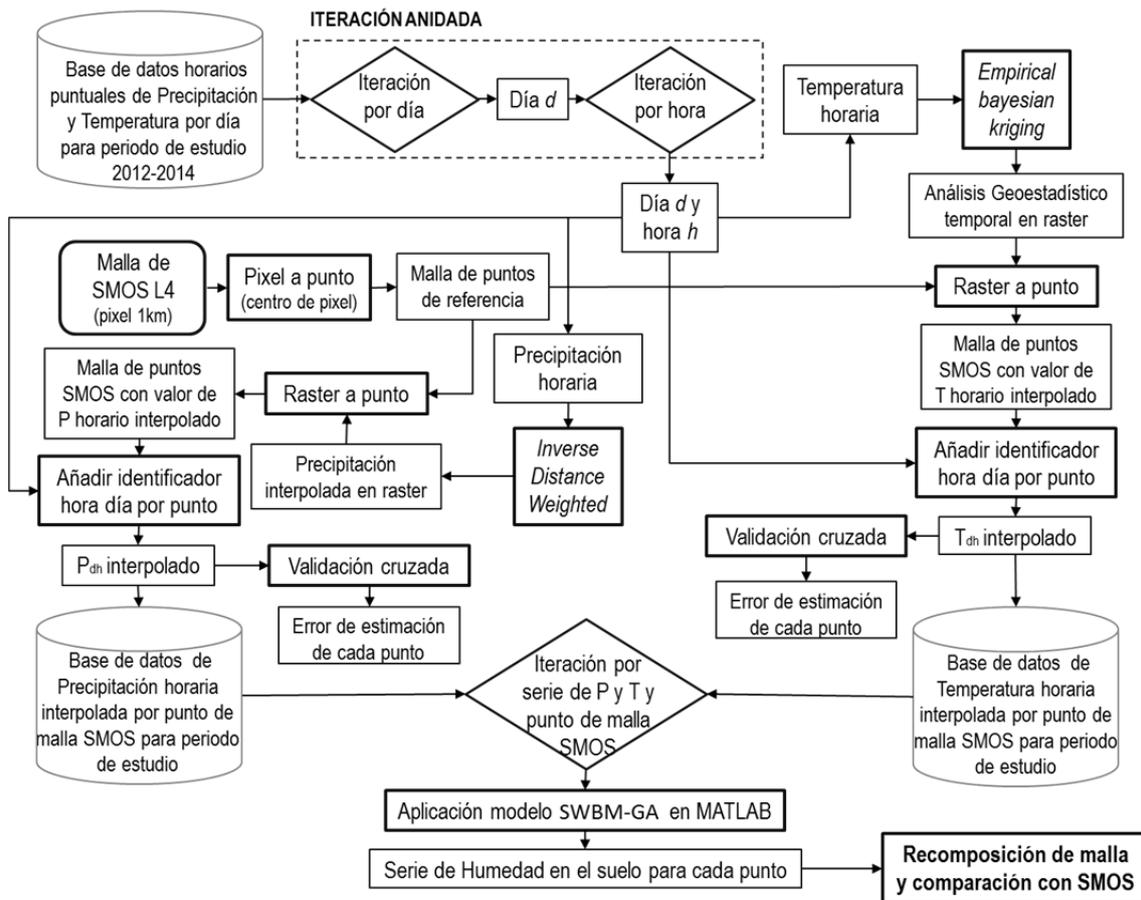


Figura 4.22 Esquema del modelo de cálculo de la precipitación y temperatura distribuida a partir de datos puntuales mediante técnicas de interpolación espacial.

Los mapas de las variables  $T_{dh}$  y  $P_{dh}$  en formato de malla de puntos son almacenados en una nueva base de datos como una capa compuesta por puntos georreferenciados correspondientes al centro del pixel del mapa, en la que cada punto lleva asociado las series temporales de las variables precipitación y temperatura. Los resultados de la validación de cada mapa horario de precipitación y temperatura en el periodo también se almacenan en la misma base de datos para su posterior análisis.

Para la aplicación del modelo de iteración, una vez revisado y ordenado los datos de las estaciones por fecha, hora y coordenadas asociadas a cada una de ellas, se agruparon los datos en periodos de 7 días. En caso de que los datos del periodo de una de las estaciones no estuvieran completos, ésta es descartada para la iteración de dicho periodo de 7 días.

El modelo inicialmente programado tuvo que optimizarse, ya que tardaba 2 horas en calcular una semana de datos (168 *inputs*). Para ello, el modelo iterador inicial del binomio día y hora (primera anidación), se anidó de nuevo para permitir calcular hasta 5 semanas a la vez (Figura 4.23), permitiendo obtener un rendimiento de procesamiento de 1 semana a la hora (840 *inputs*).

El resultado final fueron 18984 mapas de la zona de estudio con temperatura y precipitación distribuida por horas y con una validación asociada.

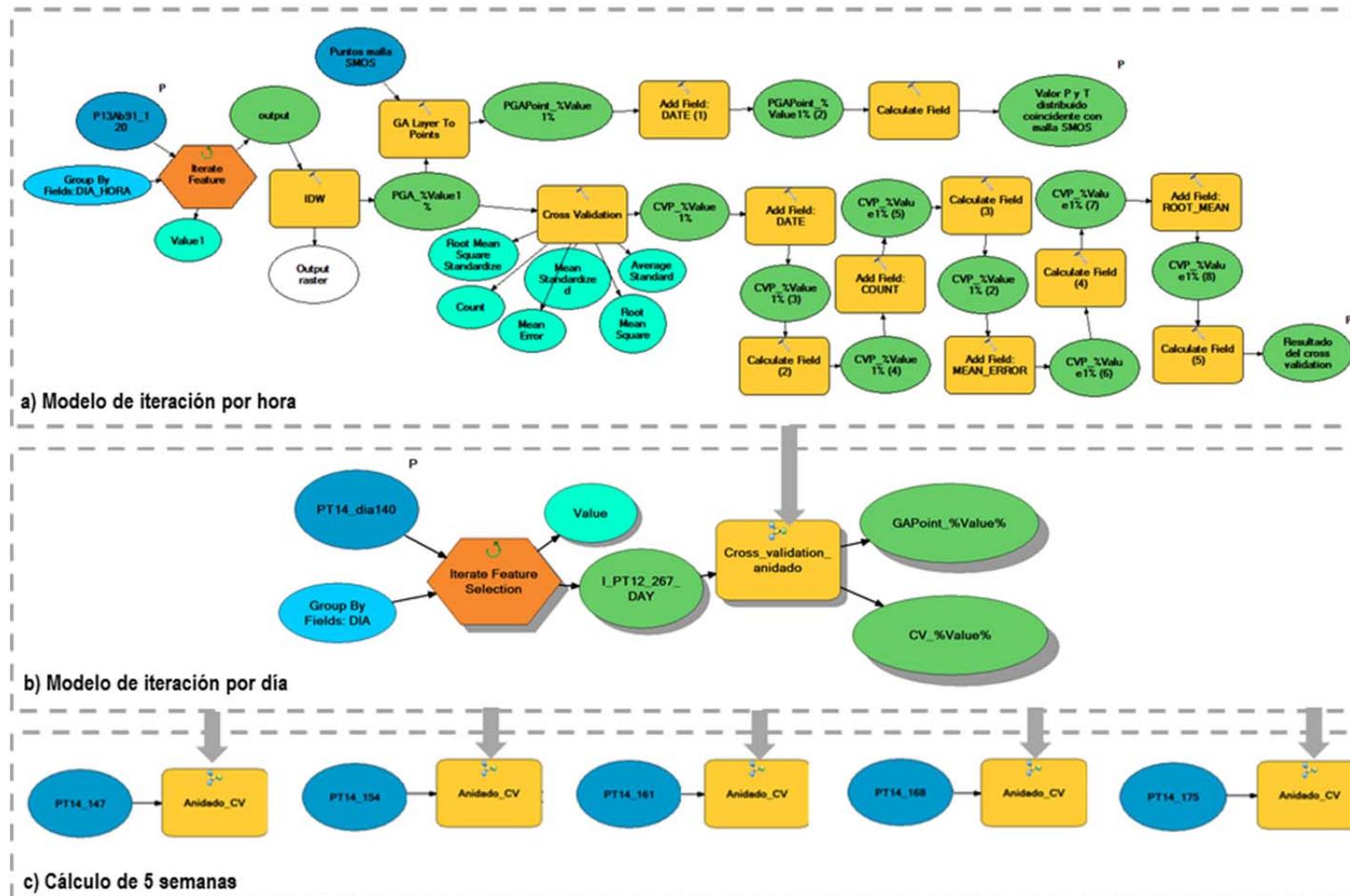


Figura 4.23 Doble anidación del modelo de precipitación y temperatura distribuida para su optimización en ModelBuilder.

## 4.2.4 PARÁMETROS DEL MODELO

### 4.2.4.1 FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA

La modelización distribuida de la humedad del suelo a escala regional mediante el modelo SWBMd, requiere una información detallada de parámetros hídricos ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ). En la zona de estudio esta información sólo está disponible para la sub-zona de REMEDHUS y, en general, el número de datos *input* es insuficiente para desarrollar una aplicación espacialmente distribuida del modelo.

Para hacer frente a esta limitación de los parámetros hídricos, especialmente en trabajos a escala regional, se ha recurrido a métodos indirectos basados FET's, ampliamente utilizadas y cuya validez ha sido investigada en trabajos científicos (Vereecken *et al.*, 2010, Van Looy *et al.*, 2017, Pachepsky y Rawls 2003 y 2004, Pachepsky *et al.*, 2006). Estas funciones (Schaap *et al.*, 1999, 2002; Saxton *et al.*, 2006, Weynants *et al.*, 2013, Martínez-Fernández y Ceballos, 2001b) se basan comúnmente en análisis de regresión para estimar las propiedades hídricas a partir de propiedades edáficas con las que están relacionadas y cuya disponibilidad es más frecuente, como son las fracciones texturales, la materia orgánica y la densidad aparente. El número de datos y su distribución espacial en la zona de estudio permite su modelización espacialmente distribuida a escala de 1 km<sup>2</sup>.

Diversos estudios abordan la incertidumbre de las medidas estimadas por las FET's en diversas zonas y condiciones (Ali Rasoulzadeh, 2011; Twarakavi *et al.*, 2010; Rubio *et al.*, 2008; Ferrer Julia *et al.*, 2004; Zimmerman y Basile 2011; Baroni *et al.*, 2010). En estos estudios se evidencia la necesidad de la comunidad científica de disponer de FETs con un rango de incertidumbre asumible. Para esto, se requiere que estas funciones sean adecuadamente evaluadas en las zonas de aplicación (Pérez Cutillas, 2013).

En este estudio, los parámetros hídricos deben obtenerse espacialmente distribuidos para su utilización en el modelo SWBM<sub>d</sub>. Esto requiere a su vez que la aplicación y los *inputs* de las FET's se realice en forma espacialmente distribuida.

Para la validación de las FET's se comparan medidas puntuales de campo, en general muy variables espacialmente y con una representatividad espacial que puede ser cuestionada (Wösten *et al.*, 2001), con datos estimados por las FET's con una diferente resolución espacial. Esto introduce un efecto de escala y además, la comparación no proporciona información sobre el rendimiento de la FET's en la aplicación en la cual va a ser utilizada. Debido a estos problemas, las validaciones de la  $K_s$  y  $\theta_s$  estimadas por las FET's con datos puntuales de campo mostraron resultados deficientes, como se muestra más adelante.

En realidad, las predicciones de las FET's no están directamente relacionadas con su utilidad o aplicación (Pachepsky *et al.*, 1999). Una evaluación funcional de las FET's podría estar basada en la aplicación específica para la cual son utilizadas, empleando criterios directamente relacionados con la aplicación (Pachepsky *et al.*, 2011). Así, la precisión de las FET's está fundamentalmente afectada por la precisión de los datos del suelo utilizado como *inputs* en las FET's, por la precisión de la función que emplea y por el resultado utilizado en los criterios funcionales (Wösten y van Genuchten, 1988). Por lo tanto, en lugar de centrarse en la comparación directa de los valores de los parámetros, Wösten *et al.* (1986) propusieron utilizar "criterios funcionales" directamente relacionados con aplicaciones específicas. La base para la identificación de las diferencias en las propiedades hídricas se determina por la precisión con la que se predicen los criterios funcionales y no por la exactitud con que se caracterizan las propiedades hídricas (Vereecken *et al.*, 1992). De este modo, en el presente trabajo se consideró que una manera viable de evaluar los resultados de las FET's es probarlas funcionalmente en el modelo SWBMd

y seleccionar combinaciones de FET's para los diferentes parámetros hídricos, cuyos resultados en el modelo fuesen óptimos.

Sobre esta base, se seleccionaron combinaciones de funciones FET's ampliamente utilizadas y que, en muchos casos, han destacado por tener una buena fiabilidad. Estas funciones son:

- La FET de Saxton y Rawls (2006) obtiene la  $K_s$  y la  $\theta_s$  a partir de funciones de regresión obtenidas con las fracciones texturales de arena y arcilla y la materia orgánica mediante el programa SPAW (*Soil-Plant-Atmosphere-Water Field & Pond Hydrology*). Esta función ha sido utilizadas con éxito por Ferrer Julia *et al.*, (2004) y Baroni *et al.*, (2010).
- FET *eupf* recomendada por al *European Soil Data Centre* y descrita por Weynants *et al.*, (2013), Tóth *et al.* (2015) y Tóth *et al.* (2017). Esta función utiliza distintas FET's según el conjunto datos del suelo disponibles. De estas funciones, se seleccionó la función 16 para la  $K_s$  que se basa en un árbol de regresión que usa el carbono orgánico y las fracciones texturales. Para la estimación de  $\theta_s$  se seleccionó la función 5, que es una función de regresión que tiene como *inputs* las fracciones texturales arena, limo, carbono orgánico y densidad aparente. Estas funciones se aplican mediante un código específico en el lenguaje de programación R.
- FET Rosetta (Schaap *et al.*, 2001) utiliza las fracciones texturales y la densidad aparente (función H3) y está implementada en el programa Rosetta versión 1.0, (USDA-ARS, 1999). La incertidumbre de Rosetta fue estimada por Schaap y Leij (1998; 1999). La fiabilidad de este modelo ha sido ampliamente evaluada por Alvarez-Costa *et al.*, (2012), Rubio *et al.*, (2008), Navin *et al.*, (2010), Zhang y Schaap, (2017), Zimmerman y Basile (2011) y Ali Rasoulzadeh (2011) entre otros trabajos.
- Para calcular la humedad a saturación se evaluó la FET de Martínez-Fernández y Ceballos (2001b). Esta función está calibrada con datos obtenidos mediante análisis de laboratorio de 25 perfiles en REMEDHUS y tiene como *inputs* arcilla, materia orgánica y densidad aparente.

Para  $\theta_r$ , los valores obtenidos con las FET's anteriormente mencionadas se consideraron muy elevados en comparación con los mínimos de las series de las estaciones de humedad de REMEDHUS e Inforiego de la zona de estudio. Por este motivo, se optó por utilizar los siguientes métodos:

- Los valores obtenidos por Rawls *et al.* (1982), llamado  $\theta_{Ra}$ , que asignan un valor medio para cada clase textural, ya que sus valores se ajustaban más a los valores mínimos de las estaciones en el área de estudio.
- Obtención del promedio del valor mínimo de las series de humedad de estaciones de las redes REMEDHUS e Inforiego por agrupaciones texturales, considerando para ello todo el periodo disponible en cada estación (llamado  $\theta_{av}$ ). Las agrupaciones texturales se forman realizando grupos de clases texturales con suficiente número de estaciones y comportamiento similar en relación a la humedad del suelo. Sobre este promedio de los valores mínimos de las estaciones de cada agrupación textural se redujo el contenido de humedad en un 10% respecto al valor total, para considerar la posibilidad de que el valor mínimo de humedad que puede alcanzar el suelo no se dé en el periodo estudiado.
- Para las agrupaciones texturales muy gruesa y gruesa, además, el procedimiento de promedios se realizó solo las estaciones de REMEDHUS, al tener estas agrupaciones un número aceptable de estaciones con series de larga duración (llamado  $\theta_{RE}$ ).

Para la obtención de parámetros hídricos del modelo  $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$  distribuidos mediante las FET's y los métodos de obtención descritos se realizaron previamente mapas de las fracciones texturales, clases texturales, materia orgánica y densidad aparente con 1 km de resolución espacial.

#### 4.2.4.2 **INPUTS DISTRIBUIDOS DE LAS FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA**

Para la realización de los mapas de arena, arcilla, materia orgánica y densidad aparente del suelo a resolución de 1 km, se partió del análisis de todos los datos disponibles de la base de datos de la cuenca del Duero para evitar el efecto borde en la zona de estudio, donde finalmente se restringen los mapas. Se evitó recurrir a otras características ambientales con representación espacialmente distribuida (por ejemplo, suelos, geología, clima, etc.) cuya correlación con las características edáficas podrían ofrecer un grado de incertidumbre significativo.

El estudio se realizó mediante el programa ArcGIS usando los módulos de *Geostatistical analyst* y *Spatial analyst*. El proceso de realización de los mapas comprende las siguientes fases:

- **Fase 1:** Análisis exploratorio de las muestras. Estudio del comportamiento espacial de los datos mediante un análisis exploratorio (Histograma, graficas QQ, gráficas de tendencia espacial).
- **Fase 2:** Aplicación de técnicas de interpolación. Implementación de técnicas de interpolación en los modelos construidos con el programa ArcGIS.
- **Fase 3:** Validación de los mapas. La validación de los mapas se realizó mediante validación cruzada para aprovechar toda la información puntual disponible y mediante validación de subconjuntos de muestras para calibrar y validar los modelos.
- **Fase 4:** Filtrado de *outliers*. A partir del error obtenido en la validación cruzada de cada método de interpolación, se realizó un filtrado de *outliers* o puntos poco representativos a la escala de 1 km.
- **Fase 5:** Selección de modelo de interpolación y obtención de los mapas de las características edáficas. Se seleccionó el modelo de interpolación que obtuvo los mejores resultados al evaluar conjuntamente la validación cruzada y la validación por subconjuntos.

##### **FASE 1. Análisis exploratorio de las muestras**

El análisis de la distribución de las muestras se realiza mediante mapas de densidad obtenidos con la función *kernel density* del programa ArcGIS. En dicho mapa de densidad, se aprecia dónde se producen las mayores concentraciones de puntos, coincidiendo con la zona central de la cuenca en torno a los principales ríos. Las menores densidades se dan en zonas del oeste de la provincia de Soria. La separación entre muestras va desde menos de 1 m a 9 km con una media de 1,3 km de separación y una desviación estándar de 1,4 km. Aunque en la zona de estudio la máxima separación es de 5 km en la mayor parte del área.

A continuación se procede al análisis de los histogramas y de los gráficos QQ. Ambos gráficos dan una idea de orientativa de cómo se distribuyen las características edáficas superficiales en la cuenca del Duero. Una distribución normal de los datos representada en ambas gráficas podría facilitar la aplicación de métodos de *kriging* sobre otros métodos determinísticos.

Además, se calculan los estadísticos que describen la centralidad de los datos, la dispersión y la forma del histograma. Así, se calculan los estadísticos para el conjunto de datos de cada una de las características edáficas: el máximo, mínimo, cuartiles, mediana, media y desviación estándar de la distribución. Como coeficientes de forma se calcula el coeficiente de asimetría (*Skewness*) y el coeficiente de *curtosis* (*Kurtosis*). El coeficiente de asimetría da una idea del grado de concentración de los datos en torno a la media. De esta forma, una distribución simétrica perfecta tendría un coeficiente de asimetría igual a 0, sería asimetría positiva con valores por encima de 0 (lo que indica que la masa de valores está por debajo de la media), y si es menor de 0 la situación es la opuesta, con asimetría negativa. El coeficiente de *curtosis* tiene que ser igual a 3 para que la distribución sea normal (Moreno *et al.*, 2017).

El gráfico QQ representa los cuantiles reales frente a los teóricos de una distribución normal y en el que los valores normales vienen representados por la recta y los puntos son los valores reales. Cuanto más se aproximen los valores a la recta más se parecerá la distribución de los datos a una distribución normal.

Así, tanto en el histograma como en el gráfico QQ, se aprecia que la arena sigue una distribución normal con valores centrados en torno al 55%, una media similar a la mediana de las muestras estudiadas (Figura 4.24 a) y cuantiles primero y tercero entre 43 y 69% de arena. Sin embargo, la arcilla mostró una asimetría positiva, es decir, el conjunto de valores es inferior a la media. En la Figura 4.24 b se muestran los datos de arcilla una vez aplicado una transformación de tipo *box-cox* con un parámetro de 0,64, después de la cual sí que se ajustarían los datos a la normalidad. Los valores de *curtosis* y asimetría indican que la forma del histograma se aproxima a una distribución normal.

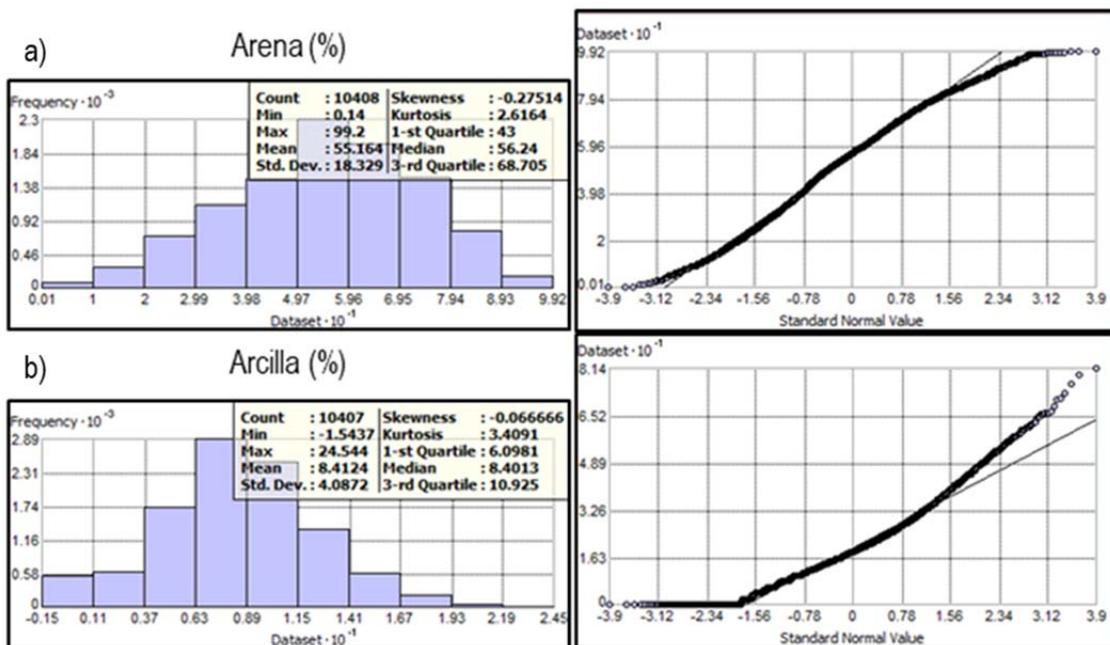


Figura 4.24 a) histograma (izquierda) y gráfico QQ (derecha) de la arena y b) el equivalente para la arcilla aplicando una transformación *box-cox*.

La distribución de los datos de materia orgánica, como muestra el histograma (Figura 4.25 a), es asimétrica y no se ajusta a una distribución normal, existiendo una cola de valores elevados que se concentra, fundamentalmente, en zonas de montaña colindantes a la zona de estudio. Tras un análisis exploratorio de los datos, se fijó un valor umbral del 10%, siendo muy pocos puntos los que se eliminaron. Aunque se seleccionó este umbral de máximos, la mayor parte de los datos de zona de estudio tienen una materia orgánica inferior al 3% (8369 muestras), lo que se corresponde con los valores esperados en cultivos (Porta *et al.*, 2003). La distribución de las muestras inferiores al 3% de materia orgánica se asemeja a una distribución normal, como se aprecia tanto en el histograma como en la gráfica QQ (Figura 4.25 b).

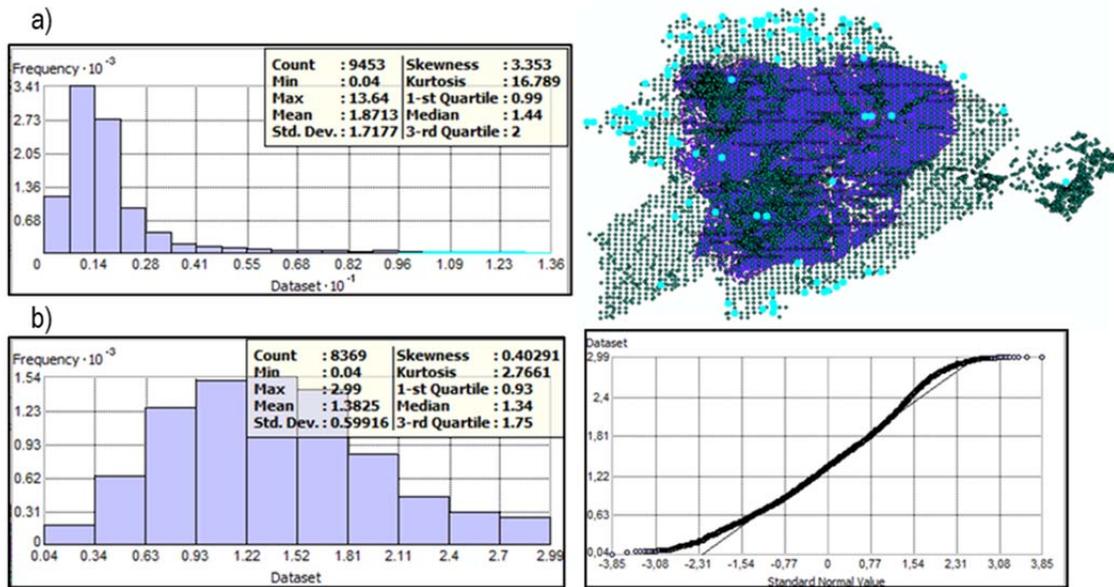


Figura 4.25. a) Histograma de las muestras de la materia orgánica sin filtrar (izquierda) con las muestras con materia orgánica mayor del 10% marcadas en azul en el histograma y en el mapa (derecha). b) Histograma de las muestras con materia orgánica inferior al 3% (izquierda) y gráfico QQ de estas mismas muestras (derecha).

Se ha realizado un filtrado previo, en el caso de la densidad aparente, de 27 muestras que quedan aisladas en Soria y que son las únicas disponibles en la provincia y, de 2 muestras mayores de  $3 \text{ g cm}^{-3}$ , que pueden ser consideradas no representativas de la zona o *outliers*. Finalmente, son 3242 muestras para la cuenca del Duero y los datos se ajustan a una distribución normal (Figura 4.26), con valores de la media y la mediana en torno a  $1,4 \text{ g cm}^{-3}$  y valores de los cuartiles primero y tercero de  $1,1$  y  $1,7 \text{ g cm}^{-3}$ , que son valores característicos de suelos agrícolas (Porta y López-Acevedo, 2005).

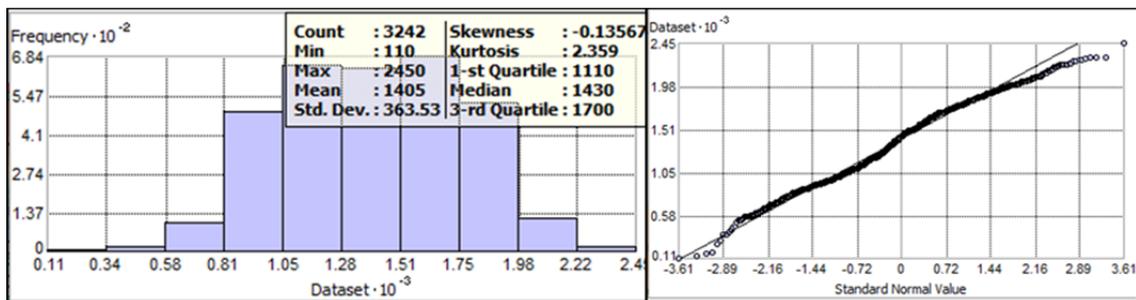


Figura 4.26 Histograma (izquierda) y gráfico QQ (derecha) de los datos de densidad aparente.

El análisis de tendencia mostró que en los datos no existe ninguna tendencia espacial que se pueda generalizar a todo el conjunto de muestras para las características edáficas, ya que existen otros factores que determinan el patrón espacial como el tipo de suelo, la geología, pendiente o los usos del suelo.

Por lo tanto, la distribución de las muestras permiten aplicar un amplio rango de técnicas geoestadísticas, en particular técnicas más completas en relación al análisis espacial como el *kriging* ordinario. El análisis de tendencias indica que el área de selección de vecindad de los métodos de interpolación ha de ser circular, sin presuponer ninguna tendencia direccional determinada.

## FASE 2. Aplicación de técnicas de interpolación

A partir del análisis exploratorio se seleccionan las técnicas el IDW y KO, que son métodos ampliamente utilizado en geología y en edafología (Johnston *et al.*, 2001). También se prueba el EBK, que en el contexto de la espacialización de las características de los suelos tiene la ventaja de que puede realizar distintos semivariogramas de varios conjuntos de datos en la región estudiada, que es de especial interés para las características edáficas con una mayor variabilidad espacial que las climáticas.

Para obtener el modelo de interpolación óptimo se aplican varias combinaciones, tanto en relación a la técnica de interpolación con el ajuste óptimo de los parámetros y condiciones de vecindad como a la base de datos de cada parámetro edáfico.

A pesar de que el número y separación de muestras de suelo es diferente, se realizaron los test de la manera más homogénea posible entre las diferentes características edáficas, debido a que finalmente han sido implementadas conjuntamente en las FET's.

Para cada técnica y característica edáfica se hacen variar las condiciones de vecindad mediante su implementación en modelos Model Builder de ArcGIS:

- Para la arena y la arcilla se consideró el radio de búsqueda de puntos para realizar las predicciones de 5 y 10 km, dada el número y separación de muestras inicial. Este número se reduce y aumenta la separación para las muestras de materia orgánica y de densidad aparente. Por este motivo, para estas variables se tiene en cuenta un radio de 10 km. Como los datos no muestran una tendencia espacial clara en una determinada dirección se ha empleado la forma circular de búsqueda de la vecindad.
- Este radio se dividió en cuatro sectores y se toman en cada sector entre 1 y 2 vecinos, entre 2 y 3 vecinos y, entre 3 y 4 vecinos. De forma que, el total de vecinos que se considera en los modelos de interpolación es de va de 4 a 16.

En cuanto a los parámetros específicos de cada técnica:

- La potencia del IDW y de los parámetros del KO de ajuste del modelo del semivariograma se calculan de forma que se minimice el RMSE, calculado mediante validación cruzada. Esto se realiza de forma iterativa con el módulo de GA.
- En el caso del KO, como en el análisis exploratorio del semivariograma se comprueba que los datos no varían con una tendencia direccional clara (es decir, la variable no es más continua en unas direcciones que en otras), los datos se consideran isotrópicos. Por este motivo, se establece que un rango del semivariograma circular, igual para todas las direcciones. Los valores que cumplen estas condiciones finalmente seleccionados son TI=10km y NI=22 el número de intervalos para todas las características edáficas estudiadas. De esta forma, se asegura que siempre exista un par de puntos en cada intervalo.
- Adicionalmente, para el KO se determina el modelo óptimo de ajuste del semivariograma, mediante el criterio de minimizar de los estadísticos del error en la validación cruzada mediante GA, fijándose los valores de vecindad para que la comparación se realice en las mismas condiciones.
- En el caso del EBK, la mayoría de los parámetros se calculan de forma automática. Para este método se selecciona que el subgrupo de muestras para realizar cada semivariograma sea de 100 puntos y el modelo que se usa es el de la potencia para todas las características estudiadas.

### FASE 3. Validación de los mapas

Los métodos empleados para la validación de los mapas resultantes de las diferentes técnicas de interpolación a las características edáficas con las diferentes condiciones de vecindad son la validación cruzada y la validación por subconjuntos. Estos métodos se implementan en los modelos realizados en ArcGIS para validar los mapas resultantes de las distintas técnicas de interpolación y configuraciones de vecindad.

Es una técnica se aplica en el caso de las características edáficas para ayudar a seleccionar el modelo que proporcione las predicciones más precisas, en relación a las técnicas de interpolación, diferentes condiciones de vecindad o entre diferentes modelos del semivariograma (Davis, 1987; Tomczak, 1998; Olea, 1999; Hengl, 2009). Los resultados de este tipo de validación contienen importante información espacial, al llevarse a cabo un estudio cuidadoso de los residuos, lo que ayuda a detectar donde tiene problema la estimación. De esta forma, a partir de los resultados se pueden llevar a cabo mejoras específicas del procedimiento de estimación. Por este motivo, la validación cruzada es un paso preliminar importante para la selección de los modelos de interpolación óptimos de cada característica edáfica.

La validación por subconjuntos se realiza de forma que se extrae aleatoriamente un 5% de las muestras para validar los mapas de las características edáficas, dejando el 95% de los puntos restantes para la calibración de los modelos y la realización de los mapas de las variables edáficas. Este tipo de validación se realiza además de la validación cruzada, ya que al utilizar un conjunto independiente de datos para la validación de los modelos resulta más fiable cuando existe un número suficiente de puntos, como es el caso de las características edáficas.

Para cada característica edáfica, se selecciona el modelo de interpolación que obtiene los mejores resultados, evaluando conjuntamente la validación cruzada y la validación por subconjuntos.

### FASE 4. Filtrado de *outliers*

Los resultados de la validación cruzada de los modelos de interpolación óptimos seleccionados mostraron que un conjunto de puntos reducido aumentaba el error de las predicciones de los mapas de las características edáficas. Por este motivo, a partir de los resultados de la validación cruzada del modelo de interpolación óptimo para cada característica edáfica, se realiza un filtrado mediante el error obtenido en la validación cruzada como resta de los valores estimados menos los predichos. Con estos filtros se pretende detectar *outliers* o puntos no representativos a la resolución del modelo. Para cada característica edáfica se realiza un filtrado excluyendo los puntos que generan un error por encima de un umbral. Este umbral se fija llegando a un compromiso entre el número de puntos y la minimización de los estadísticos del error en la validación cruzada de los mapas después de aplicar el filtro. Posteriormente, se aplican los modelos de interpolación, es decir, las diferentes técnicas con el ajuste óptimo de los parámetros y condiciones de vecindad, con los puntos ya filtrados con ese umbral. Después, se vuelven a validar mediante validación cruzada y validación por subconjuntos, repitiendo así las fases anteriores 2 y 3.

### FASE 5. Selección de modelo de interpolación y obtención de los mapas de las características edáficas.

Por último, se seleccionó el modelo de interpolación que obtuvo los mejores resultados evaluando conjuntamente la validación cruzada y la validación por subconjuntos de los puntos ya filtrados.

El modelo óptimo de interpolación para los mapas de arena y arcilla resultó de la aplicación de la técnica de interpolación IDW y una distancia de vecindad de 5 km de radio dividida en cuatro sectores de 3 a 4 vecinos por sector para realizar la predicción.

A partir de los mapas de arena y arcilla resultantes de la implementación del modelo de interpolación, se obtiene mediante álgebra de mapas en ArcGIS el mapa de clases texturales USDA. El mapa de la fracción textural limo también es calculado a partir de la arena y la arcilla de la misma forma.

Para la materia orgánica, los mejores resultados de validación de los mapas fueron para el modelo de interpolación IDW con entre 2 y 3 vecinos distribuidos en 4 sectores en un radio de 10 km.

Es decir, tanto la materia orgánica como las fracciones texturales arena y arcilla se benefician de priorizar los valores más cercanos y exactos de los puntos de cada vecindad sobre la estructura general de los datos o subconjuntos de datos, como es el caso del KO y del EBK.

Para la elaboración de los mapas espacialmente distribuidos de la densidad aparente, el método óptimo fue el EBK con una vecindad de 3 a 4 vecinos por sector en 4 sectores cubriendo un radio de 10 km. En este caso, al disponer de un número menor de muestras, la obtención de diferentes semivariogramas mediante distintos conjuntos de puntos con una distribución más focalizada para cada subconjunto, optimiza los resultados para la densidad aparente.

Al igual que se realizó con P y T, cada uno de los mapas resultantes de la interpolación de cada parámetro edáfico se transfiere a cada punto de la malla de SMOS y se utiliza como base para el cálculo de las FETs.

#### 4.2.4.3 MAPAS DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO

Las FET's Saxton, Rosetta H3 y *eupf* se aplicaron, pixel a pixel, en la zona de estudio (29299 pixeles) y la función de Martínez-Fernández y Ceballos (2001b) fue aplicada en la subzona de REMEDHUS (1135 pixeles). Esto se realizó mediante la fusión previa de los mapas de las características edáficas y la implementación de los valores en los programas de cada FET y; para la  $\theta_s$  obtenida mediante *eupf* y la FET de Martínez-Fernández y Ceballos (2001b), mediante la implementación de las funciones de regresión con álgebra de mapas en ArcGIS.

Para la obtención de los mapas distribuidos de  $\theta_r$ , se realizaron reclasificaciones partiendo del mapa de textura, de forma que se asignó un valor a cada clase textural en el caso de  $\theta_r$ Ra y en función de las agrupaciones texturales para los valores obtenidos de las series de humedad de todas las estaciones y de las estaciones de larga duración,  $\theta_r$ av y  $\theta_r$ RE.

El resultado fueron tres mapas de  $K_s$  y  $\theta_s$  obtenidos por las FET's Saxton, Rosetta H3 y *eupf* (llamadas  $K_s$ Sax y  $\theta_s$ Sax,  $K_s$ Ros y  $\theta_s$ Ros,  $K_s$ eu y  $\theta_s$ eu, respectivamente). Para la zona de REMEDHUS, además se obtuvo un mapa mediante la FET de Martínez-Fernández y Ceballos (2001b), para  $\theta_r$ RE.

Los resultados de  $K_s$ Sax y  $K_s$ Ros presentaron una clara variabilidad espacial dependiente de la FET's utilizada.  $K_s$ Sax y  $K_s$ Ros difieren en su distribución debido a la mayor influencia de Saxton con la textura y de Rosetta con la densidad aparente. Sin embargo, para la función *eupf*, la homogeneidad espacial de  $K_s$  fue elevada, sugiriendo que es poco sensible a las variaciones espaciales de las propiedades del suelo en la zona de estudio. Por este motivo, esta última función se descartó del estudio.

En el caso del parámetro  $\theta_s$  se observa una relación inversa con la densidad aparente para  $\theta_s$ Ros,  $\theta_s$ eu y  $\theta_s$ RE. En el caso de la función de Saxton, sin embargo, la influencia de la textura parece más acusada.

Las validaciones de los datos distribuidos de  $K_s$  y  $\theta_s$  resultantes de las FET's se realizaron con la base de datos experimentales de REMEDHUS, estudiando los resultados de todas las estaciones y de las estaciones por agrupaciones texturales. Los resultados obtenidos mediante esta validación directa para el conjunto de FET's no fueron satisfactorios, con un  $R^2 < 0,34$  y  $RMSE > 23 \text{ cm h}^{-1}$  para la  $K_s$  y  $R^2 < 0,3$  y

RMSE > 0.06 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> para  $\theta_s$ . Esto, como se ha comentado, puede ser debido a diferencias metodológicas de obtención de la  $K_s$  y de representatividad espacial entre los datos *in situ* y los estimados por las FET's con resolución espacial de 1 km<sup>2</sup>.

En la zona de REMEDHUS, con una mayor disponibilidad de datos experimentales, se aplicaron las FET's tomando como *inputs* las medidas puntuales, y los resultados se validaron con medidas puntuales de  $K_s$  y  $\theta_s$ . Para la  $K_s$  los resultados obtenidos no mostraron mejoras significativas respecto a la validación de los datos distribuidos, ni para el conjunto de muestras ni para ninguna de las agrupaciones texturales. En el caso de la  $\theta_s$ , los resultados fueron satisfactorios, con valores de  $R^2=0,68$  y  $RMSE= 0.04$  y  $0,05$  m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para las  $\theta_{sRos}$  y  $\theta_{seu}$  respectivamente y, un valor de  $R^2=0,83$  y  $RMSE= 0,03$  m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para  $\theta_{sRE}$  y con peores resultados para  $\theta_{sSax}$ . Aquí es importante indicar que, aunque los resultados de la validación de  $\theta_s$  son mejores en este análisis, sólo están validados con las mediciones disponibles correspondientes a 25 muestras en REMEDHUS. La  $\theta_{sRE}$  finalmente se descartó porque el objetivo es desarrollar una metodología de aplicación del modelo distribuido para toda la zona de estudio y la FET Martínez-Fernández y Ceballos (2001b) está calibrada para ser aplicada en la subzona específica de REMEDHUS.

Como conclusión de estas pruebas, los resultados de la validación de los parámetros  $K_s$  y  $\theta_s$  distribuidos con datos experimentales no fueron satisfactorios, motivo por el cual se optó por una evaluación funcional de las FET's.

#### 4.2.5 VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO (SWBM<sub>d</sub>) Y EVALUACIÓN DE LA COMBINACIÓN DE PARÁMETROS ÓPTIMA

La validación de los parámetros  $K_s$  y  $\theta_s$  distribuidos mostró problemas derivados de las diferencias de la representatividad y resolución espacial de los datos comparados (1 km<sup>2</sup> para los datos distribuidos y unos pocos centímetros para los datos puntuales) y del limitado número de muestras disponibles tanto para la validación en la zona de estudio como en la subzona de Carrión. Para solventar estas dificultades se optó por un procedimiento funcional de evaluación de las FET's (Wösten *et al.* 1986; Baroni *et al.*, 2010).

Se evaluaron diferentes combinaciones de parámetros  $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$  distribuidos obtenidos por las FET's (u otros métodos de obtención, para el caso de  $\theta_r$ ) en el modelo SWBM<sub>d</sub>. Este método permite el estudio de la sensibilidad del modelo SWBM<sub>d</sub> a las combinaciones de parámetros en relación a los resultados de validación. Esta metodología ha sido aplicada en numerosos estudios para la estimación de recursos hídricos mediante modelización utilizando como *inputs* diferentes combinaciones de FET's (Baroni *et al.*, 2010; Islam *et al.*, 2006; Nemes *et al.* 2003).

Para ello, el modelo SWBM<sub>d</sub> se aplicó con las series de precipitación, temperatura y los parámetros hídricos espacialmente distribuidos en los píxeles correspondientes a localizaciones de las 41 estaciones de medición de la humedad de la zona de estudio. Para cada una de las estaciones, se evaluaron las combinaciones de los siguientes métodos de obtención de los parámetros hídricos en el modelo SWBM<sub>d</sub>:

- Para  $K_s$  las FET's de Saxton ( $K_{sSax}$ ) y Rosetta-H3 ( $K_{sRos}$ ).
- Para  $\theta_s$  las FETs de Saxton ( $\theta_{sSax}$ ), Rosetta-H3 ( $\theta_{sRos}$ ) y *euplf* ( $\theta_{seu}$ ).
- Para  $\theta_r$  las calculadas a partir de todas las estaciones ( $\theta_{rav}$ ) y a partir de todas las estaciones de REMEDHUS ( $\theta_{rRE}$ , para las agrupaciones texturales gruesa y muy gruesa) y los valores propuestos por Rawls *et al.* (1982) para cada clase textural ( $\theta_{rRa}$ ).

Después, los resultados se validaron con las observaciones *in situ* de las 41 estaciones de medición de la humedad del suelo mediante dos estrategias. La primera estrategia es una validación directa de las series

de humedad SWBMd con las series *in situ* y la segunda es una validación de los promedios de las series SWBMd mediante los promedios de las series *in situ*.

La textura del suelo tiene una elevada importancia tanto sobre el comportamiento de la humedad del suelo como sobre las FET's utilizadas para la obtención de los parámetros hídricos. En Gumuzzio *et al.* (2016) y en González-Zamora *et al.* (2015b), se puso de manifiesto la influencia de la textura del suelo sobre los resultados del modelo en su versión puntual, tanto en términos de índices de bondad de ajuste como en los estadísticos del error. Por este motivo, se analizaron los resultados de las dos estrategias de validación por las agrupaciones texturales, que incluyen estaciones con clases texturales cuyo comportamiento frente a la humedad se considera similar. Estas agrupaciones se realizaron a partir de las fracciones texturales distribuidas a 1 km y son muy gruesa (texturas arenosa y arenosa franca), gruesa (texturas franco arenosa), media (textura franca) y fina (texturas franco arcillo arenosa y arcillosa).

Finalmente, se seleccionó la combinación de parámetros que optimizó los resultados de humedad del suelo en la estrategia de validación por promedios, que es la que obtuvo mejores resultados. Las estrategias de validación se describen a continuación:

a) Validación directa entre las series de humedad SWBMd y las series de humedad *in situ*.

Las series de humedad SWBMd se validaron con las series de humedad *in situ* de las 41 estaciones. En las pruebas preliminares se observó que, generalmente, los resultados menos satisfactorios se producían en estaciones en las que había diferencias significativas entre el valor distribuido y el puntual de las fracciones texturales arena y arcilla. Es decir, estas diferencias de escala probablemente influyen en las diferencias entre la humedad SWBMd y la humedad *in situ* de las estaciones.

Con objeto de minimizar los efectos de estas diferencias, se excluyeron, para la validación, aquellas estaciones cuyos valores de las fracciones texturales difieren en más de un umbral fijado. Este umbral se estableció en un 11%, ya que justo por debajo de este valor existe una mejora significativa en los resultados. Así, el número de estaciones se reduce a 26 estaciones representativas a escala 1 km de cada agrupación textural y, la selección de parámetros y validación del modelo se realiza de forma más precisa. Después del filtrado de estaciones, se calculan los estadísticos de la media, desviación estándar, máximo, mínimo y percentiles 20, 50 y 80 de los resultados de validación de las estaciones pertenecientes a las agrupaciones texturales. A partir de los estadísticos, se seleccionaron las combinaciones de métodos de obtención de los parámetros hídricos que mejores resultados obtuvieron (Tabla 4.3).

Tabla 4.3 Propuesta de combinación de métodos de obtención de parámetros hídricos para el caso de estudio

AGRUPACIÓN TEXTURAL	PARÁMETROS ÓPTIMOS
MUY GRUESA	$K_sSax \theta_sSax \theta_rRE$
GRUESA	$K_sSax \theta_sSax \theta_rav$
MEDIA	$K_sRos \theta_s eu \theta_rav$
FINA	$K_sSax \theta_s eu \theta_rRa$

b) Validación de promedios y selección de los parámetros del modelo

Para reducir el efecto de las diferencias en la resolución espacial cuando se comparan los datos simulados distribuidos y los datos *in situ*, algunos autores han abordado la validación de modelos hidrológicos distribuidos mediante la comparación de promedios de las series de humedad, obteniendo resultados satisfactorios (Wanders *et al.* 2012; Rötzer *et al.* 2014; Gumuzzio *et al.* 2016). En particular, dentro del contexto de esta tesis se obtuvo un buen ajuste del modelo SWBM-GA empleando datos

promedio de precipitación y temperatura, y validando con valores promedio de algunas las estaciones de la zona de REMEDHUS (Gumuzzio *et al.* 2016).

A partir de esta metodología, la segunda estrategia de evaluación de los parámetros hídricos se basa en la validación de los promedios de humedad SWBM<sub>d</sub> frente a los promedios de humedad *in situ* de todas las estaciones y de las estaciones separadas por agrupaciones texturales. Esta validación de promedios tiene la ventaja de utilizar todas las estaciones disponibles en el periodo de estudio.

Primero, se excluyeron del estudio las series SWBM<sub>d</sub> obtenidas por las combinaciones de parámetros que mostraron los resultados menos satisfactorios con la estrategia de validación anterior.

Para cada conjunto de series SWBM<sub>d</sub> obtenida por cada combinación de parámetros hídricos, se realizan los promedios correspondiente a las 41 estaciones de la zona de estudio. También se realiza el promedio correspondiente a las estaciones separadas por agrupaciones texturales. Es decir, para cada combinación de parámetros se obtiene una serie promedio de todas las estaciones y cuatro series promedio para las agrupaciones texturales muy gruesa, gruesa, media y fina. Este procedimiento se repite para las series *in situ*.

El número de estaciones con la que se realizan los promedios es diferente de julio de 2012 a julio de 2013 con respecto de agosto de 2013 a agosto de 2014, debido a que se corresponden con campañas diferentes de medición de la humedad en la red de Inforiego. Por este motivo, para cada periodo, se promedian sólo las series del modelo correspondientes a las estaciones que tiene series *in situ* disponibles. Además, se intentó que el número de series fuese lo más estable posible a lo largo de todo el periodo de estudio para evitar variaciones en las series asociadas al número de estaciones disponibles.

Para cada combinación de parámetros hídricos, las series promedio SWBM<sub>d</sub> se validan con las correspondientes series promedio *in situ* correspondientes mediante los estadísticos de validación ya descritos.

Por último, se selecciona la combinación de parámetros que mejor resultados ofrece en esta validación para todas las estaciones y por agrupaciones texturales. Se decide realizar la selección por agrupaciones texturales debido a la influencia de la textura en los resultados. De esta forma, se selecciona una combinación de parámetros obtenida por distintos métodos para cada agrupación textural (Tabla 4.4).

Tabla 4.4 Propuesta de combinación de parámetros obtenida por distintos métodos para cada agrupación textural

AGRUPACIÓN	PARÁMETROS ÓPTIMOS
MUY GRUESA	$K_sRos \theta_sRos \theta_rRE$
GRUESA	$K_sRos \theta_sRos \theta_rRa$
MEDIA	$K_sRos \theta_s eu \theta_r av$
FINA	$K_sRos \theta_s eu \theta_r Ra$

A partir de la comparación de los resultados obtenidos por las dos estrategias empleadas, se consideró finalmente la validación por comparación de promedios la estrategia más adecuada para reducir el efecto de las diferencias de escala entre la humedad SWBM<sub>d</sub> y la humedad *in situ*. De esta forma, la selección de la combinación óptima de parámetros y la validación del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> es obtenida por agrupaciones texturales mediante esta última estrategia.

#### 4.2.5.1 ESTADÍSTICOS DE VALIDACIÓN

Para ambas estrategias, los estadísticos que se utilizaron para evaluar la capacidad predictiva del modelo en las validaciones fueron los estadísticos de bondad de ajuste y error: coeficiente de correlación (R), índice de acuerdo (d), la raíz del error cuadrático medio (RMSD) y el sesgo.

R se selecciona para medir las relaciones entre los conjuntos de datos de humedad a evaluar, que se define en la ecuación 15. El coeficiente de correlación se calcula para un intervalo de confianza del 95%.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (15)$$

Donde  $x_i$  representa los datos de referencia (en este caso humedad *in situ*) e  $y_i$  representa los datos objeto de validación (en este caso SWBM<sub>d</sub>), refiriéndose  $i$  a un dato concreto (en este caso el correspondiente a una hora),  $n$  el número total de datos a considerar en la validación y donde la media de los datos está indicada por una barra.

Adicionalmente, también se calcula el índice de acuerdo (Willmott, 1982),  $d$ , que se utiliza frecuentemente en estudios de modelización hidrológica.  $d$  tiene en cuenta, además de las similitudes en el patrón de los datos, el error que se produce entre ellos. De esta forma, mide el grado en que el conjunto de datos a validar (SWBM<sub>d</sub> o SMOS) están libres de error.  $d$  varía entre 0 y 1, y cuanto más cerca se sitúa de la unidad, mejor es la correspondencia entre datos observados y datos estimados (Zhang y Wegehenkel, 2006), en este caso, los datos SMOS o SWBM frente a SWBM o *in situ*, según el caso.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|x_i - \bar{x}| + |y_i - \bar{y}|)^2} \quad (16)$$

Los indicadores del error para cuantificar las diferencias entre los conjuntos de datos de humedad son el RMSD y el sesgo.

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (17)$$

$$\text{sesgo} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (18)$$

Además, según lo propuesto por Legates y McCabe (1999) para la evaluación de modelos hidrológicos, se calcularon también los estadísticos del error normalizados adimensionales *RMSD-Observations Standard deviation ratio*, RSR y *Percent bias* o sesgo relativo (PBIAS). Estos estadísticos incorporan las ventajas de los estadísticos del error e incluyen un factor de escala o normalización respecto a los valores observados. En el análisis, los valores de RSR y PBIAS se comparan con los valores recomendados por Moriasi *et al.* (2007), Singh *et al.* (2004) y Ritter *et al.* (2011). RSR y PBIAS se describen a continuación.

-RMSD-Observations Standard deviation ratio, RSR, (Moriasi *et al.* 2007) el cual es el cociente entre el RMSD y la desviación estándar de los datos observados,

$$\text{RSR} = \frac{\text{RMSD}}{\text{STDEV}_{\text{obs}}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (19)$$

RSR varía desde el valor óptimo de 0, que indicaría una simulación perfecta del modelo, hasta tomar grandes valores positivos. Cuanto menor es el RSR, menor es el RMSE, y mejor es el rendimiento de la simulación del modelo.

-Percent bias o sesgo relativo (PBIAS), que se refiere al porcentaje del sesgo de las simulaciones en relación al promedio de los datos observados (Gupta *et al.* 1999).

$$PBIAS = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i) \cdot (100)}{\sum_{i=1}^n (x_i)} \right] \quad (20)$$

El valor óptimo de PBIAS es 0, y los valores bajos indican una simulación de modelo precisa. Los valores positivos indican sesgo de subestimación del modelo, y los valores negativos indican un sesgo de sobreestimación del modelo (Gupta *et al.*, 1999).

### 4.3 MAPAS HORARIOS Y DIARIOS DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LAS SUBZONAS DE ESTUDIO

Para realizar la validación y comparación de la humedad del suelo de SMOS L4 con la humedad del suelo del modelo distribuido, este se aplicó en las dos subzonas REMEDHUS y Carrión. Primero se extrajeron los *inputs* del modelo, las series de precipitación y temperatura horarias del periodo de estudio y los parámetros hídricos  $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ , correspondientes a los píxeles de las subzonas. La extracción de los *inputs* distribuidos del modelo se realizó partiendo de las bases de datos obtenidas para toda la zona de estudio en el periodo.

Posteriormente, el modelo distribuido se aplicó, pixel a pixel para cada subzona, con las series de precipitación y temperatura y parámetros distribuidos de cada pixel mediante el código programado en MATLAB para su aplicación. De esta forma, se aplicó para 1135 píxeles en REMEDHUS y 1125 píxeles en Carrión. Para cada subzona los resultados de esta aplicación son series de humedad distribuida correspondientes a cada pixel en el periodo de estudio. Estas series son posteriormente georreferenciadas para la obtención de una base de datos con los mapas horarios de la humedad del suelo en el periodo de estudio para cada subzona. Finalmente, se realizaron los promedios diarios de las series de humedad SWBM<sub>d</sub> mediante un modelo de iteración implementado en ArcGIS para cada pixel, para facilitar la comparación con los datos SMOS L4.

### 4.4 ESTRATEGIAS DE VALIDACIÓN DE SMOS L4

La validación de los datos de humedad de SMOS L4 en el periodo de estudio se realizó tanto en las estaciones de la zona de estudio como en las subzonas REMEDHUS y Carrión. Para ello se emplearon varias estrategias ampliamente utilizadas en la validación de datos de humedad procedente de SMOS y de otros satélites (Brocca *et al.* 2011b, Lacava *et al.* 2012; Santi *et al.* 2016; 2018; Wanders *et al.*, 2012; Sánchez *et al.* 2012a; Piles *et al.* 2014).

La comparación de los datos de humedad de los datos de SMOS, *in situ* y SWBM<sub>d</sub> se realizó mediante los estadísticos de la media y del coeficiente de variación. En el caso de la validación temporal estos estadísticos se calculan por pixel para el conjunto de días de todo el periodo y se denominan  $\bar{X}_t$  y CV<sub>t</sub>. En el caso de la validación espacial se calculan por día para el conjunto de píxeles y se denominan  $\bar{X}_e$  y CV<sub>e</sub>.

La validación se realizó mediante el cálculo de los estadísticos R, d, RMSD y sesgo ya descritos y la raíz de la diferencia media cuadrática centrada (cRMSD). El cRMSD se calcula para eliminar el posible sesgo entre los conjuntos de datos de humedad (Taylor, 2001).

$$cRMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x}) - (y_i - \bar{y})]^2}{n}} \quad (21)$$

Donde  $x_i$  representa los datos de referencia (en este caso humedad *in situ* o SWBM<sub>d</sub>) e  $y_i$  representa los datos objeto de validación (en este caso SMOS), refiriéndose  $i$  a un dato concreto (en este caso los correspondientes a un día o a pixel dependiendo de si la validación es temporal o espacial),  $n$  el número total de datos a considerar en la validación y donde la media de los datos está indicada por una barra.

Nótese que para el caso de RMSD y cRMSD se utiliza el término diferencias en vez de error (frente al estadístico RMSE) para subrayar que las mediciones *in situ* y las estimaciones procedentes de modelización también contienen incertidumbres derivadas de cada técnica de estimación/medición o diferencias relacionadas con la escala en el caso de las mediciones.

Para poder evaluar los resultados de gran número de datos se calcularon, según el tipo de validación, espacial o temporal, los estadísticos del conjunto de píxeles (validación temporal) o días (validación espacial) promedio ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD) y valores máximo, mínimo y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ).

Las estrategias de validación son:

a) Validaciones de las series de SMOS con series de SWBM<sub>d</sub> y con las series medidas *in situ* en las 41 estaciones localizadas en la zona de estudio.

Con esta validación, además de evaluar la fiabilidad de SMOS en las estaciones representativas de la zona de estudio, se comparan las validaciones SMOS-*in situ* con SMOS-SWBM<sub>d</sub>. La motivación del trabajo reside en la evaluación de la pertinencia de los datos modelizados espacialmente como forma de validación alternativa y eficiente a las estimaciones *in situ*.

b) Validaciones de la humedad del suelo SMOS L4 con el modelo SWBM<sub>d</sub> en las subzonas REMEDHUS y Carrión.

La validación de la humedad de SMOS L4 se realizó con el fin de evaluar la fiabilidad de los datos de SMOS en dos subzonas con características edáficas contrastadas de la zona de estudio. En estas subzonas, la validación de SMOS con SWBM<sub>d</sub> se realizó temporal y espacialmente mediante las siguientes estrategias:

b.1) Validación temporal de las series de SMOS L4 con las series SWBM<sub>d</sub> pixel a pixel.

En esta estrategia se compararon y validaron pixel a pixel las series diarias de SMOS L4 con las series de SWBM<sub>d</sub> en el periodo de estudio para cada subzona, en un total de 1135 píxeles para REMEDHUS y de 1125 píxeles para Carrión.

La comparación y validación de las series de SMOS con las series del modelo se realizó separando los conjuntos de datos por periodos anuales y por estaciones del año. Se pretende así estudiar variabilidad temporal de los datos de humedad, aislándola de la espacial. La estrategia aplicada fue utilizada por Rötzer *et al.*, (2014), en un estudio en la que aborda la validación de SMOS mediante un modelo de humedad del suelo.

Los periodos anuales comprenden:

- En 2012, 184 días, del 1 de julio al 31 de diciembre.
- En 2013, 364 días.

- En 2014, 243 días, desde el 1 de enero al 31 de agosto.

#### b.2) Validación espacial de SMOS L4

En esta estrategia se realizó, para cada subzona, la comparación y validación, día a día, de los mapas de humedad diaria de SMOS L4 con los mapas de humedad diaria de SWBMd. La validación espacial de SMOS sólo se realiza en los días en los que la humedad diaria de SMOS L4 está disponible en al menos para 500 píxeles. Se pretende evaluar la fiabilidad de los datos de SMOS L4 para estimar la variabilidad espacial de la humedad del suelo, de forma que se estudia la componente espacial de los resultados de forma individual.

#### b.3) Validación temporal de los promedios espaciales de SMOS L4 con los promedios correspondientes de SWBMd.

Esta estrategia es ampliamente utilizada en estudios de validación de SMOS (Sánchez *et al.* 2012; Wanders *et al.*, 2012; Rötzer *et al.* 2014; González-Zamora *et al.*, 2015b). Para cada subzona, para cada día se comparan los promedios espaciales (o promedios del conjunto de píxeles) de la humedad de de SMOS y de SWBM<sub>d</sub> para todo el periodo de estudio.

# CAPÍTULO 5

## 5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 5.1 VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO

Un importante reto en la investigación de la tesis es la aplicación distribuida del modelo SWBM<sub>d</sub> en suelos de cultivo agrícola en una gran extensión de sector central de la cuenca del Duero.

En esta sección se muestran los resultados correspondientes a los mapas de las variables del modelo (precipitación y temperatura) y a los mapas de características edáficas *input* de las FET's en la zona de estudio. Después, se analiza la validación del modelo SWBM<sub>d</sub> con las observaciones *in situ*, mediante dos estrategias para reducir los efectos de las diferencias de escala entre ambas fuentes de datos. En estas validaciones se probaron las combinaciones de parámetros correspondientes a los distintos métodos de obtención planteados en la metodología, obteniendo la combinación que optimiza los resultados del modelo. Los resultados de la validación de SWBM<sub>d</sub> para la combinación óptima de parámetros se analizan en detalle. Por último, se analiza la variabilidad espacio-temporal de la humedad SWBM<sub>d</sub> en función de las variables climáticas, de las características edáficas y de los parámetros hídricos.

#### 5.1.1 VALIDACIÓN DE LAS VARIABLES CLIMÁTICAS DEL MODELO SWBM<sub>d</sub>

Los mapas de temperatura horaria se han evaluado mediante los estadísticos del conjunto de píxeles: media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo y mínimo, tanto para todo el periodo de estudio, como para los periodos anuales (Tabla 5.1). De esta forma, los errores se pueden interpretar de forma relativa al rango de variación y al promedio que puede presentar la temperatura horaria en el área.

Tabla 5.1 Estadísticos media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo y mínimo de la temperatura horaria distribuida (°C) del conjunto de píxeles en los periodos completo y anuales.

Periodos	$\bar{X}$ (°C)	STD (°C)	Máximo (°C)	Mínimo (°C)
Completo (2012-2014)	12,03	5,66	39,48	-11,51
2012 (1 julio-31 diciembre)	13,26	6,13	39,48	-6,98
2013 (1 enero-31 diciembre)	10,71	5,92	36,68	-11,51
2014 (1 enero-31 agosto)	12,43	5,38	37,11	-4,71

Los resultados de la validación cruzada para los mapas de temperatura horaria en la zona de cultivos muestran valores bajos de RMSE, como se aprecia en el conjunto de estadísticos estudiados e histogramas para los tres periodos anuales (Tabla 5.2 y Figura 5.1 a, c y e). En el 80% de los píxeles el error es inferior a 1,56, 1,35 y 1,17°C, lo que supone un porcentaje del 9, 10 y 7% respecto a la media de la temperatura horaria en cada periodo. Los valores de  $\bar{X}$  y  $P_{50}$  son próximos a 1°C, aunque con valores de  $P_{50}$  ligeramente inferiores, es decir, una ligera asimetría positiva que se aprecia también en los histogramas de RMSE para los tres periodos anuales. Por lo tanto, más del 50% de los RMSE son inferiores a  $\bar{X}$ . Los máximos del RMSE de la temperatura horaria se consideran aceptables para cada periodo anual, dado el valor máximo que la temperatura horaria puede alcanzar en cada periodo y el elevado número de mapas calculados. El AKSE es muy próximo al RMSE, como muestra el conjunto de

estadísticos y los histogramas para los tres periodos (Tabla 5.2 y Figura 5.1b, d y f), lo que indica, según Johnston *et al.* 2003, que la variabilidad de las predicciones se ha calculado correctamente.

La  $\bar{X}$  y  $P_{50}$  de MSPE de los mapas de temperatura horaria están próximos a 0 para los tres periodos, siendo el valor también bajo para la mayoría de los píxeles como indica el  $P_{80}$  en todos los periodos (Tabla 5.2). La distribución simétrica de valores en torno a cero se aprecia también en los histogramas para los tres periodos anuales (Figura 5.2 a, c y e). Por otro lado, la media y los  $P_{20}$ ,  $P_{50}$ ,  $P_{80}$  del RMSP están próximos a uno, con una distribución bastante simétrica en torno a este valor (Figura 5.2 b, d y f), lo que también indica que la variabilidad de las predicciones se calculó correctamente (Johnson *et al.* 2003). El máximo y el mínimo de RMSP también se consideran aceptables, dado el gran número de mapas calculados.

Tabla 5.2 Resultados de la validación cruzada de los mapas de temperatura horaria distribuida en términos de Root mean square error en °C (RMSE), Average standar error en °C (AKSE), Mean standarized prediction errors (MSPE) adimensional (ad) y Root mean squared standarized prediction error (RMSP) adimensional (ad).

Estadísticos	Periodo 2012				Periodo 2013				Periodo 2014			
	RMSE (°C)	AKSE (°C)	MSPE (ad)	RMSP (ad)	RMSE (°C)	AKSE (°C)	MSPE (ad)	RMSP (ad)	RMSE (°C)	AKSE (°C)	MSPE (ad)	RMSP (ad)
$\bar{X}$	1,17	1,20	0,01	0,98	1,03	1,04	0,01	0,99	0,92	0,93	0,01	0,99
STD	0,52	0,54	0,05	0,04	0,43	0,44	0,05	0,05	0,35	0,36	0,05	0,05
Máximo	3,92	3,78	0,19	1,17	4,47	4,33	0,16	1,35	2,63	2,80	0,17	1,30
Mínimo	0,29	0,34	-0,14	0,81	0,30	0,31	-0,14	0,78	0,30	0,32	-0,14	0,79
$P_{20}$	0,72	0,73	-0,04	0,94	0,68	0,69	-0,03	0,95	0,64	0,65	-0,03	0,95
$P_{50}$	1,06	1,10	0,01	0,97	0,92	0,92	0,01	0,99	0,83	0,83	0,00	0,99
$P_{80}$	1,56	1,61	0,06	1,01	1,35	1,39	0,05	1,03	1,17	1,18	0,05	1,03

Los mejores resultados de la validación cruzada se producen para los mapas de temperatura horaria de 2014, con menores RMSE, AKSE, MSPE, y los mayores RMSE, AKSE y MSPE se dan en 2012 para la mayoría de estadísticos, aunque los resultados obtenidos en los tres periodos son satisfactorios.

Al igual que se realizó con la temperatura horaria, se añaden a nivel orientativo los valores de precipitación horaria mínima, máxima,  $\bar{X}$  y STD del conjunto de píxeles y, además, los valores de la precipitación media acumulada en cada periodo ( $\bar{P}_a$ ) y el porcentaje de horas con precipitación respecto al periodo total (Tabla 5.3). Se consideran para el cálculo todas las horas en las que más de una estación registra precipitación, para que se corresponda con los mapas horarios validados. La media de la precipitación horaria ha de ser interpretada con precaución, ya que en los mapas de precipitación horaria hay zonas con y sin precipitación, como se pone de relieve por su alta STD.

Tabla 5.3 Precipitaciones horarias media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar asociada (STD), mínima y máxima para el conjunto de píxeles, precipitación media acumulada ( $\bar{P}_a$ ) y porcentaje de horas respecto al total.

Periodos	$\bar{X}$ (mm)	STD (mm)	Máximo (mm)	Mínimo (mm)	$\bar{P}_a$ (mm)	% horas con P del total
2012-2014	0,19	0,58	31,44	0	935,97	26
2012 (1 julio-31 de diciembre)	0,22	0,68	31,44	0	189,27	22
2013 (completo)	0,19	0,58	28,76	0	508,25	29
2014 (1 de enero-31 de agosto)	0,16	0,50	30,60	0	238,45	25

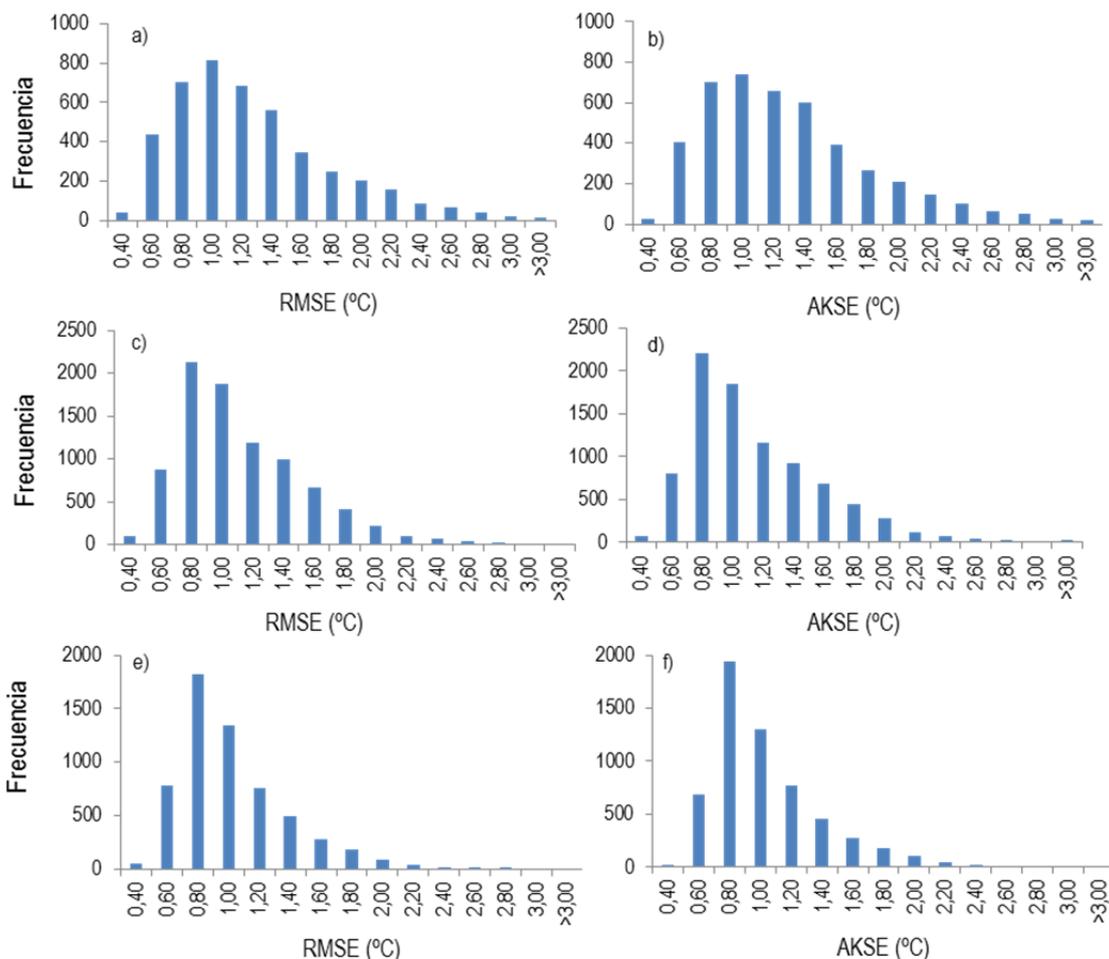


Figura 5.1 Histogramas del RMSE (izquierda) y de AKSE (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f).

En relación a los resultados de los mapas de precipitación horaria, los ME tienen una distribución centrada en el cero para los tres periodos anuales, como se aprecia en la media y los  $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$  y en los histogramas, con una distribución simétrica para los tres periodos anuales (Tabla 5.4 y Figura 4.3 a, c y e). Esto indica que los resultados tienen un bajo sesgo para la mayoría de los mapas de precipitación horaria.

En el caso del RMSE,  $\bar{X}$  muestra valores en torno a 0,3 en los tres periodos anuales, mayores que el  $P_{50}$  de los resultados (Tabla 5.4 y Figura 5.3 b, d y f). Es decir, la distribución del RMSE para los tres años es asimétrica positiva, lo que indica que la mayor parte de los valores están por debajo de la media. Por lo tanto, la  $\bar{X}$  del RMSE está influenciada por los mayores valores a la cola de la distribución del histograma con bajos valores de frecuencia. El  $P_{80}$  es inferior o igual 0,5 para los tres periodos anuales, valor que se considera aceptable dada la variabilidad que puede alcanzar la precipitación horaria en los tres periodos (Tabla 5.3)

Estudiando los valores a la cola de la distribución de los histogramas del RMSE (Figura 5.3 b, d y f), se observa que el 78% de los mismos se producen en meses de verano y en septiembre. En estos periodos se pueden dar precipitaciones intensas y con carácter muy localizado. Por este motivo, la validación cruzada en este periodo puede estar incrementando artificialmente el RMSE de las predicciones, al eliminar siempre una estación para realizar la predicción, y posteriormente calcular el error como diferencia entre el valor real y el predicho de dicha estación.

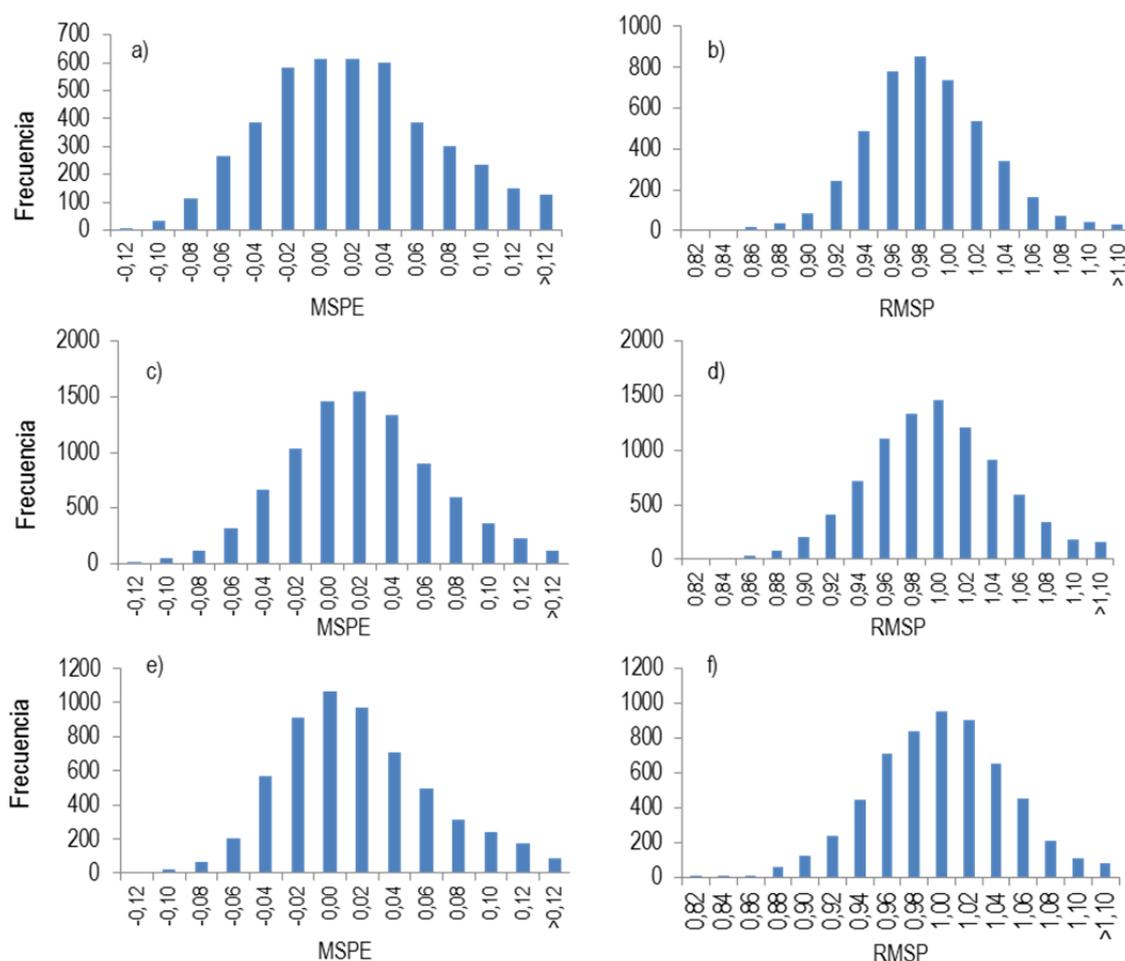


Figura 5.2 Histogramas del MSPE (izquierda) y de RMSP (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f).

Los valores del ME y RMSE están influenciados por la escala de medida, por lo tanto su valor depende del rango de valores de la precipitación horaria distribuida, que puede llegar a ser muy variable en el periodo (Tabla 5.4). Al ser la precipitación muy variable en el tiempo, puede que un milímetro sea un valor muy elevado o aceptable dependiendo de los valores *input* de la interpolación. A pesar de esta circunstancia y la relacionada con la torrencialidad, el método de validación cruzada se considera el más adecuado, dado que el número de estaciones a partir de las que se obtuvieron los mapas de precipitación, así como los resultados para la mayoría de los mapas de precipitación horaria, se consideran satisfactorios.

Tabla 5.4 Resultados de la validación cruzada de los mapas de precipitación horaria distribuida en términos de *Mean predictor error* (ME) *Root mean square prediction error* en mm (RMSE).

Estadísticos	Periodo de julio a diciembre de 2012		Periodo 2013		Periodo de enero a agosto 2014	
	ME (mm)	RMSE (mm)	ME (mm)	RMSE (mm)	ME (mm)	RMSE (mm)
$\bar{X}$	-0,00	0,34	-0,00	0,33	-0,00	0,31
STD	0,05	0,53	0,04	0,43	0,03	0,42
Máximo	0,27	5,93	0,41	5,97	0,33	6,26
Mínimo	-0,64	0,01	-0,30	0,01	-0,52	0,02
P <sub>20</sub>	-0,01	0,06	-0,01	0,07	-0,01	0,07
P <sub>50</sub>	-0,00	0,16	-0,00	0,17	-0,00	0,18
P <sub>80</sub>	0,01	0,50	0,01	0,50	0,01	0,45

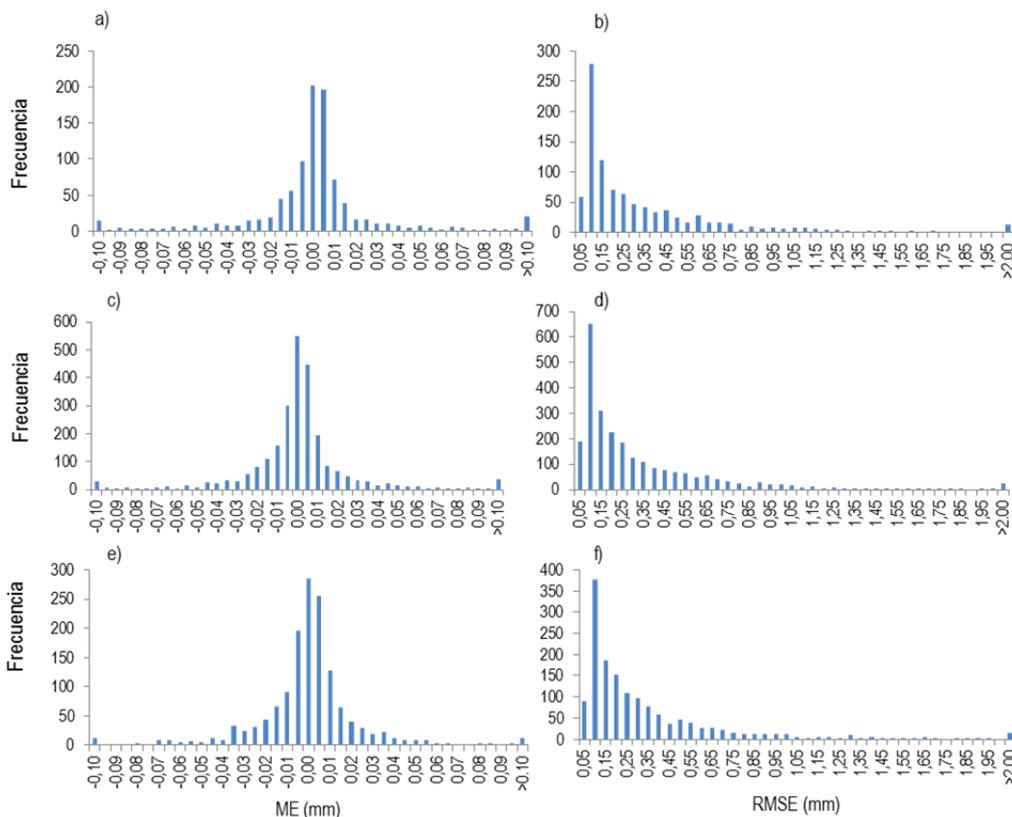


Figura 5.3 Histogramas del ME (izquierda) y de RMSE (derecha) de los periodos anuales de 2012 (a y b), 2013 (c y d) y 2014 (e y f).

En las Figura 5.4 y Figura 5.5 se muestran algunos ejemplos de mapas de temperatura y precipitación horaria para fechas en diferentes estaciones del año y diferentes horas del día. Los mapas de precipitación se seleccionaron, además, por tener un promedio de precipitaciones horarias del conjunto de pixeles de la zona de cultivos similares al valor de los percentiles 20 (mapa del 10/04/2014 a las 20:00), 50 (mapa del 16/03/2013 6:00) y 80 (mapa del 23/09/2012 a las 14:00) e igual al máximo (mapa del 24/12/2013 a las 16:00) del conjunto de horas del periodo de estudio.

Por último, se muestran los mapas de temperatura media y precipitación acumulada calculadas a partir de los mapas horarios para las subzonas de REMEDHUS y Carrión (Figura 5.6, Figura 5.7, Figura 5.8 y Figura 5.9). Estos mapas permiten establecer una zonificación general de la precipitación y la temperatura en las subzonas de estudio. En ellos se aprecia que las temperaturas medias son ligeramente superiores en el área de REMEDHUS que en el área de Carrión, aunque sin grandes diferencias (Figura 5.6 y Figura 5.7). Se observa que las variaciones de temperatura media en cada zona son muy suaves e inferiores a un grado con un gradiente SW-NE en el área de REMEDHUS y las mayores temperaturas en las proximidades del río Duero; mientras que en el área de Carrión el gradiente se produce en dirección S-N con las menores temperaturas al norte.

En relación a la precipitación acumulada, se aprecia que en REMEDHUS las menores precipitaciones se producen en la zona central y las mayores al oeste (Figura 5.8). Las precipitaciones acumuladas en el periodo de estudio en Carrión superan a las de REMEDHUS en la mayor parte del área con un gradiente creciente en dirección SW-NE y menor variabilidad espacial que en el área de REMEDHUS (Figura 5.9).

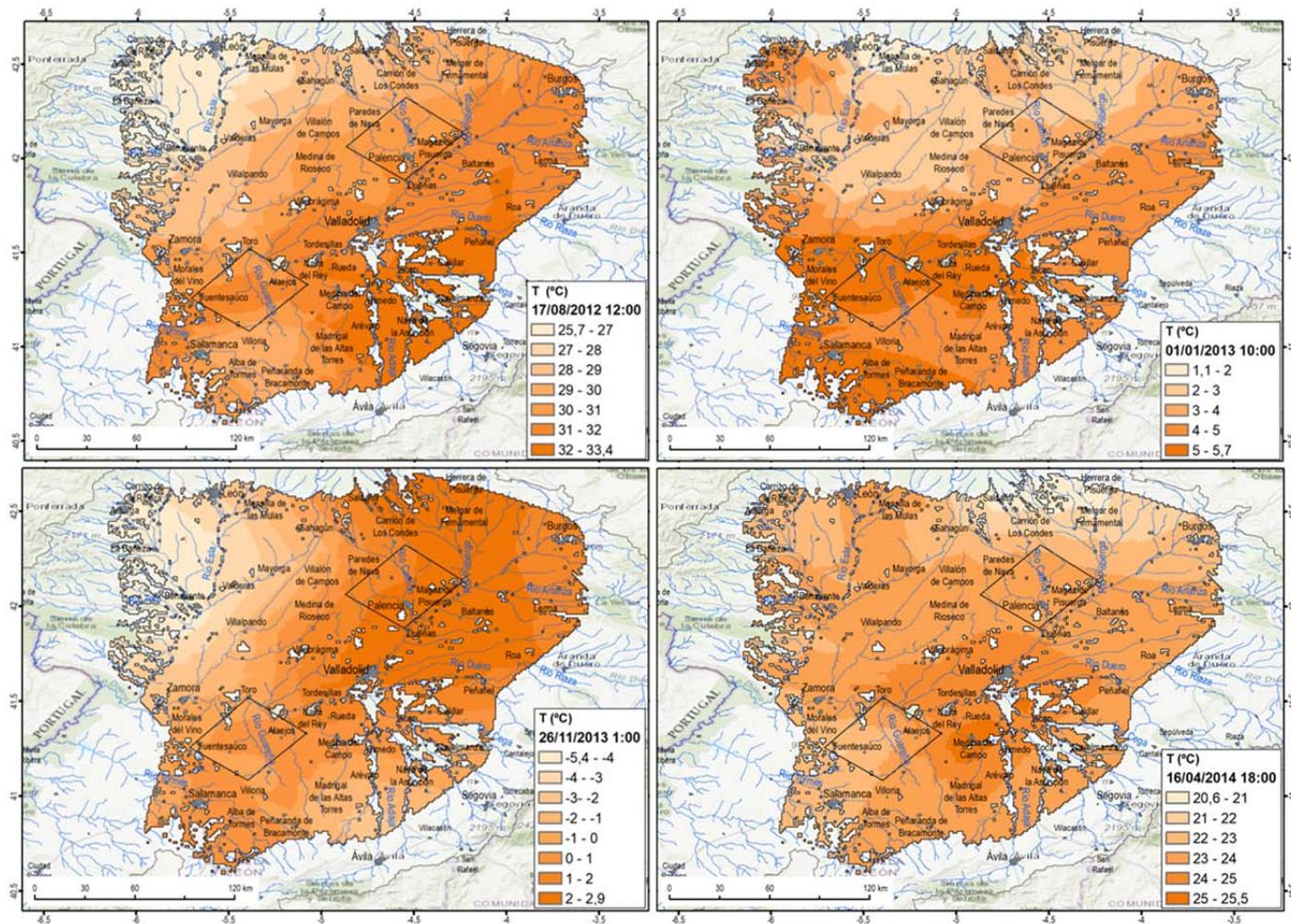


Figura 5.4 Mapas de temperatura horaria seleccionados en determinadas fechas y horas del periodo de estudio en la zona de estudio.

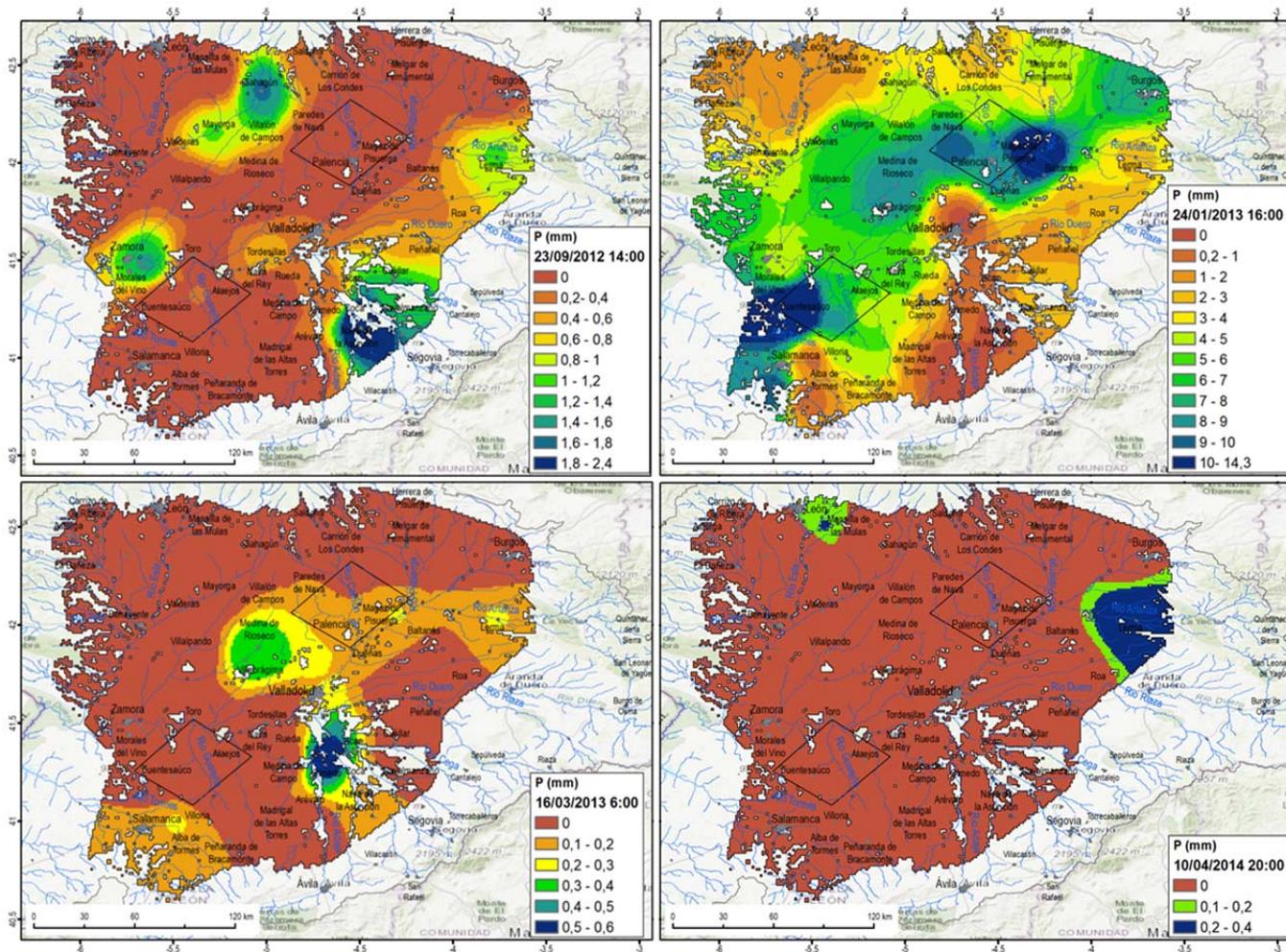


Figura 5.5 Mapas de precipitación horaria seleccionados en determinadas fechas y horas del periodo de estudio en la zona de estudio.

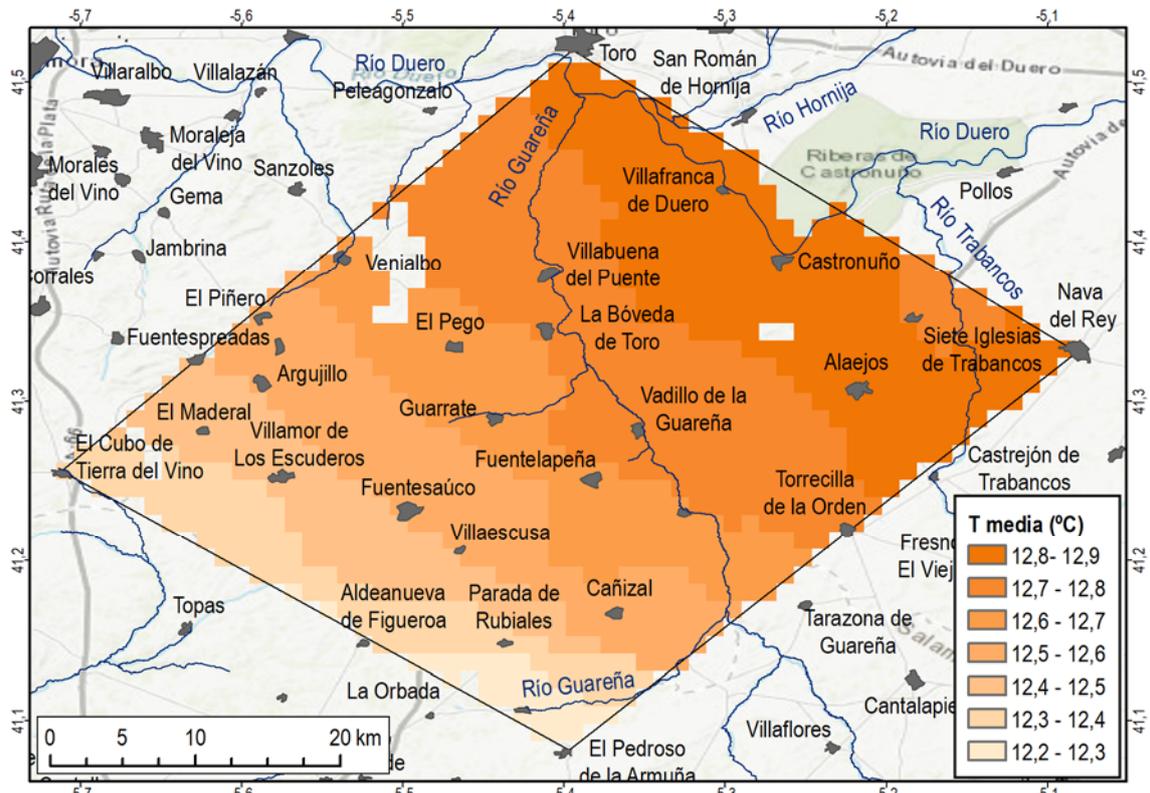


Figura 5.6 Temperatura media en el periodo de estudio en el área de REMEDHUS.

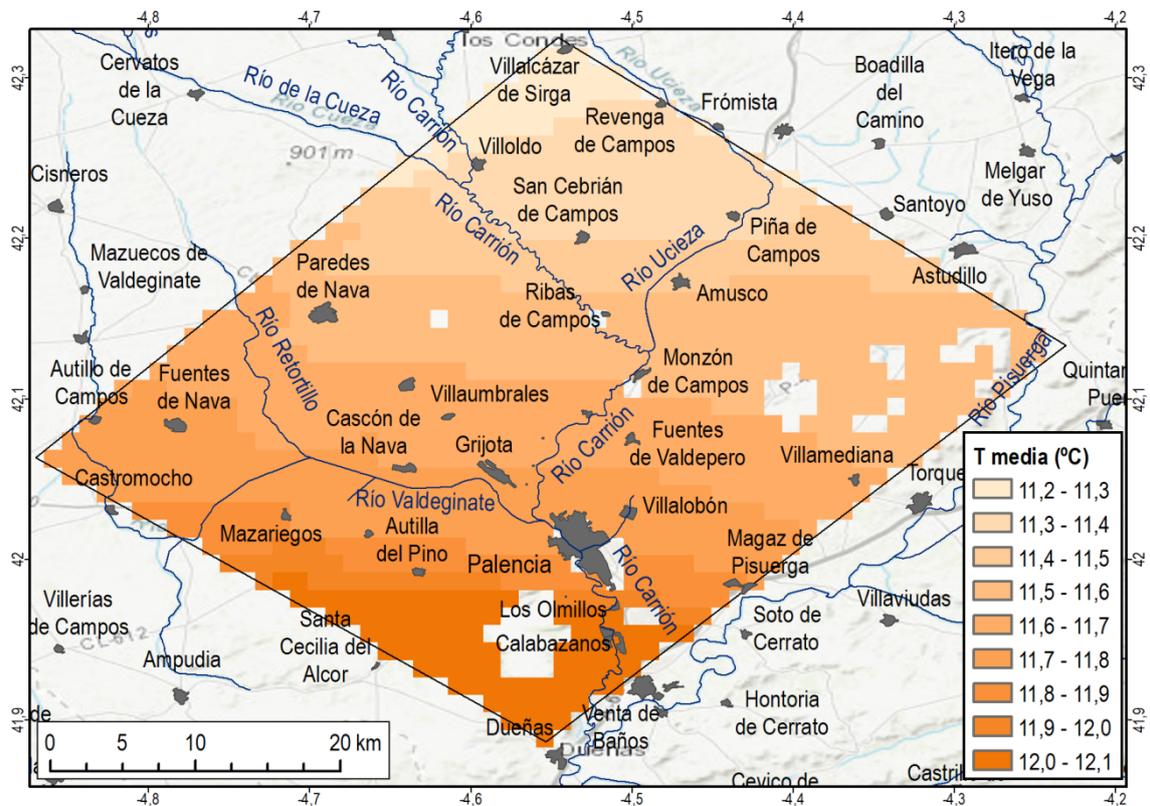


Figura 5.7 Temperatura media (°C) en el periodo de estudio en el área de Carrión.

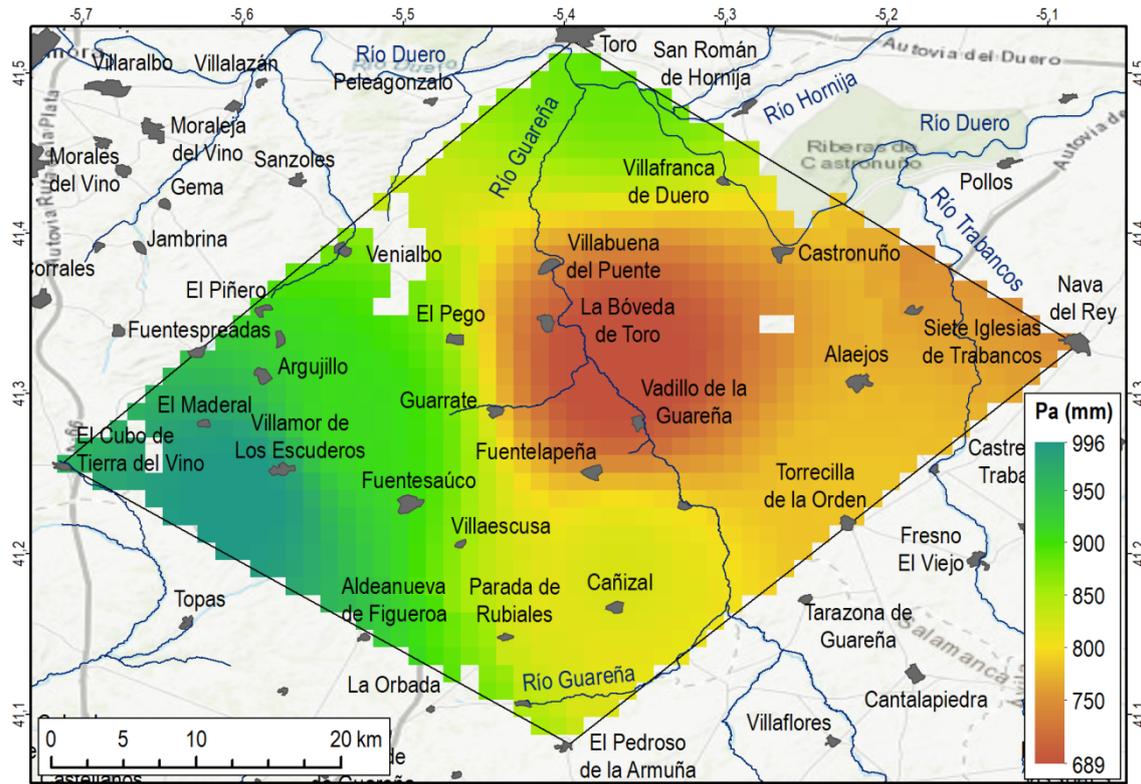


Figura 5.8 Precipitación acumulada (mm) en el periodo de estudio en el área de REMEDHUS.

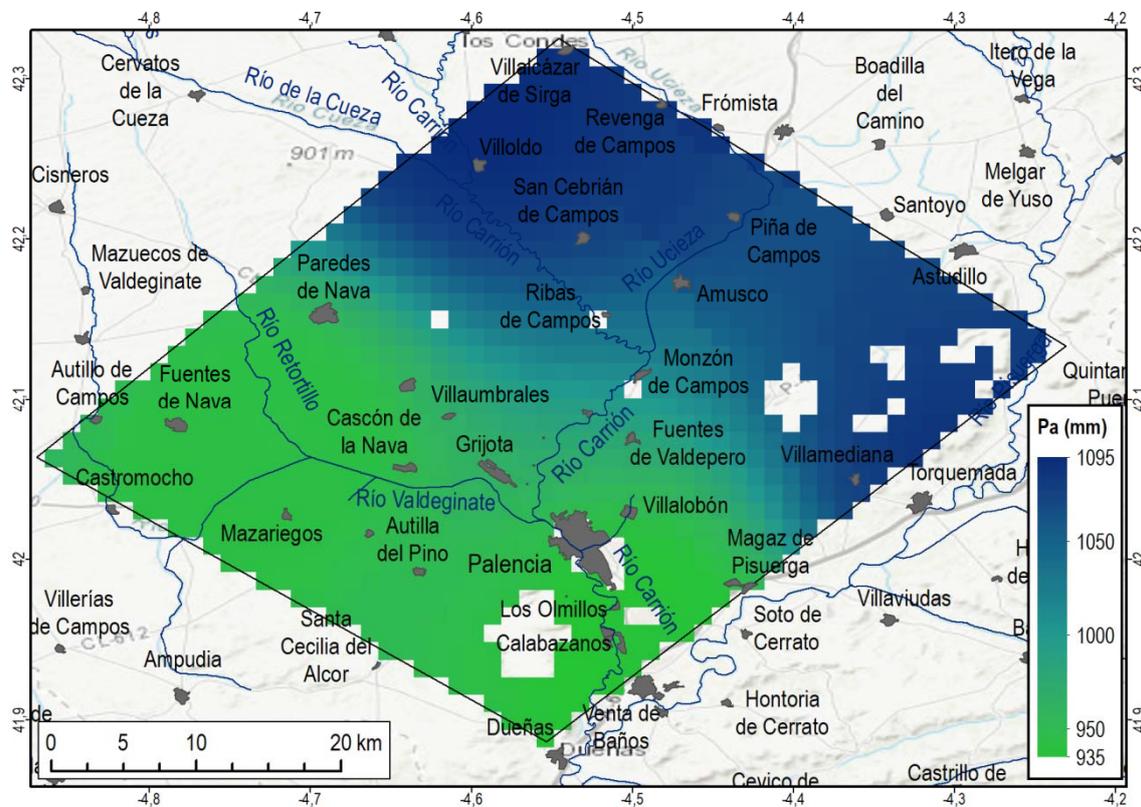


Figura 5.9 Precipitación acumulada (mm) en el periodo de estudio en el área de Carrión

## 5.1.2 PARÁMETROS EDÁFICOS *INPUT* DE LAS FUNCIONES DE EDAFOTRANSFERENCIA

Los mapas de los parámetros hídricos del modelo fueron obtenidos a partir de los mapas espacialmente distribuidos de las características edáficas de la zona de estudio. Los resultados de validación de los mapas de las características edáficas se muestran a continuación.

La validación cruzada correspondiente a la arena y a la arcilla muestra valores de ME y RMSE satisfactorios (Tabla 5.5), dado el amplio rango de valores que presentan estas fracciones texturales en la cuenca del Duero (7,8 a 99,2% para la arena y de 1 a 65,9% para la arcilla de los datos *input* del modelo de interpolación). En el caso de la validación por subconjuntos, los resultados presentan un alto valor de R para ambas fracciones (arena y arcilla) y valores de RMSE similares a los obtenidos para la validación cruzada. En consecuencia, la variabilidad espacial de las fracciones texturales está satisfactoriamente representada en los mapas obtenidos, lo cual repercute favorablemente en los resultados de  $K_s$  y  $\theta_s$ , dada su influencia en las FET's.

En la cuenca del Duero, los datos de materia orgánica presentan un estrecho rango de variación característico de los suelos con uso agrícola (el 96% de los datos *input* del modelo de interpolación entre 0,1 y 3%) debido a lo cual el RMSE de las validaciones se puede considerar ligeramente elevado (Tabla 4.5). Los resultados pueden ser considerados admisibles si se tiene en cuenta que la representatividad espacial de los valores distribuidos de la materia orgánica es superior a la de los valores puntuales observados, y que el área de estudio cubre una gran extensión, en la que los errores derivados del limitado número de observaciones disponibles son generalmente mayores. Por otra parte, hay que considerar que la materia orgánica solo interviene como un *input* de la FET eupf para obtener  $\theta_s$  para las agrupaciones texturales media y fina.

Los resultados de la validación cruzada de la densidad aparente son satisfactorios (Tabla 5.5), con un RMSE admisible en relación al rango de variación de la densidad aparente en la cuenca del Duero (de 0,5 a 2,3 g cm<sup>-3</sup>) y con un MSPE próximo a cero. El RMSP presenta un valor de 1, de modo que los datos estimados representan muy bien la variabilidad de los datos observados. Los resultados de la validación por subconjunto presentan una elevada R y un RMSE inferior con respecto a la validación cruzada.

En conjunto, los resultados de las validaciones de los mapas de los parámetros edáficos son satisfactorios para ser implementados con fiabilidad en las FET, y representan la variabilidad de los parámetros edáficos a una resolución espacial de 1 km<sup>2</sup>.

Tabla 5.5 Resultados de las validaciones cruzada y por subconjuntos de los parámetros edáficos arena, arcilla, materia orgánica (MO) y densidad aparente (Da) en términos de ME, RMSE, AKSE, MSPE y RMSP.

Parámetros edáficos	Nº obs	Validación Cruzada					Validación subconjuntos	
		ME	RMSE	AKSE	MSPE	RMSP	R	RMSE
Arena (%)	8656	0,0	8,7	-	-	-	0,85	8,6
Arcilla (%)	8656	0,0	5,9	-	-	-	0,80	5,9
MO (%)	7823	0,0	0,4	-	-	-	0,86	0,4
Da (g cm <sup>-3</sup> )	3143	0,2	0,2	0,2	0,0	1,0	0,86	0,2

Los mapas basados en las clases texturales de la USDA, junto con las fracciones texturales y la gráfica resumen de las clases texturales por porcentaje sobre la superficie total de la zona de estudio, se muestran en las figuras de la Figura 5.10 a la Figura 5.13 y Figura 5.21. A una escala más detallada se muestran los mapas correspondientes a las sub-zonas de estudio REMEDHUS y Carrión y gráficas resumen de las figuras Figura 5.14 a la Figura 5.21.

Las clases texturales con representación mayoritaria en la zona de estudio son la franco arenosa, franca, franco arcillo arenosa y franco arcillosa (Figura 5.10 y Figura 5.11). En los mapas de las clases texturales y de las fracciones de arcilla y arena (Figura 5.10, Figura 5.12 y Figura 5.13), se observa que los suelos con los mayores contenidos de arcilla se encuentran, fundamentalmente, al norte de río Duero, con valores que frecuentemente superan el 30% de arcilla y texturas dominantes franco arcillo arenosas y franco arcillosas. En particular, en la zona de Carrión, se alcanzan valores superiores al 40% de arcilla (Figura 5.16 y Figura 5.21). En contraste, al sur del río Duero y, en particular en la zona REMEDHUS, son frecuentes los suelos con elevados contenidos de arena y textura franco arenosa, con valores que llegan a superar el 50% (Figura 5.15, Figura 5.19, Figura 5.20 y Figura 5.21).

En consecuencia, el río Duero separa *grosso modo* los suelos de texturas más arenosas de los de suelos con texturas más arcillosas (Figura 5.10, Figura 5.11 y Figura 5.14). Este hecho probablemente está asociado probablemente al dominio, al sur del Duero, de materiales subyacentes del Paleógeno con gran uniformidad de litofacias ricas en arenas y gravas, mientras que al norte del Duero se relaciona con materiales Miocenos, representados por facies más arcillosas (Tierra de Campos, Cuestas y Calizas). La influencia de estos materiales subyacentes queda reflejada, más adelante, en los resultados de los parámetros hídricos y en los contenidos de humedad. Como consecuencia, la elección de ambas zonas para la aplicación del modelo, REMEDHUS y Carrión, resulta adecuada por representar contrastados comportamientos de la humedad dentro del sector central de la cuenca del Duero.

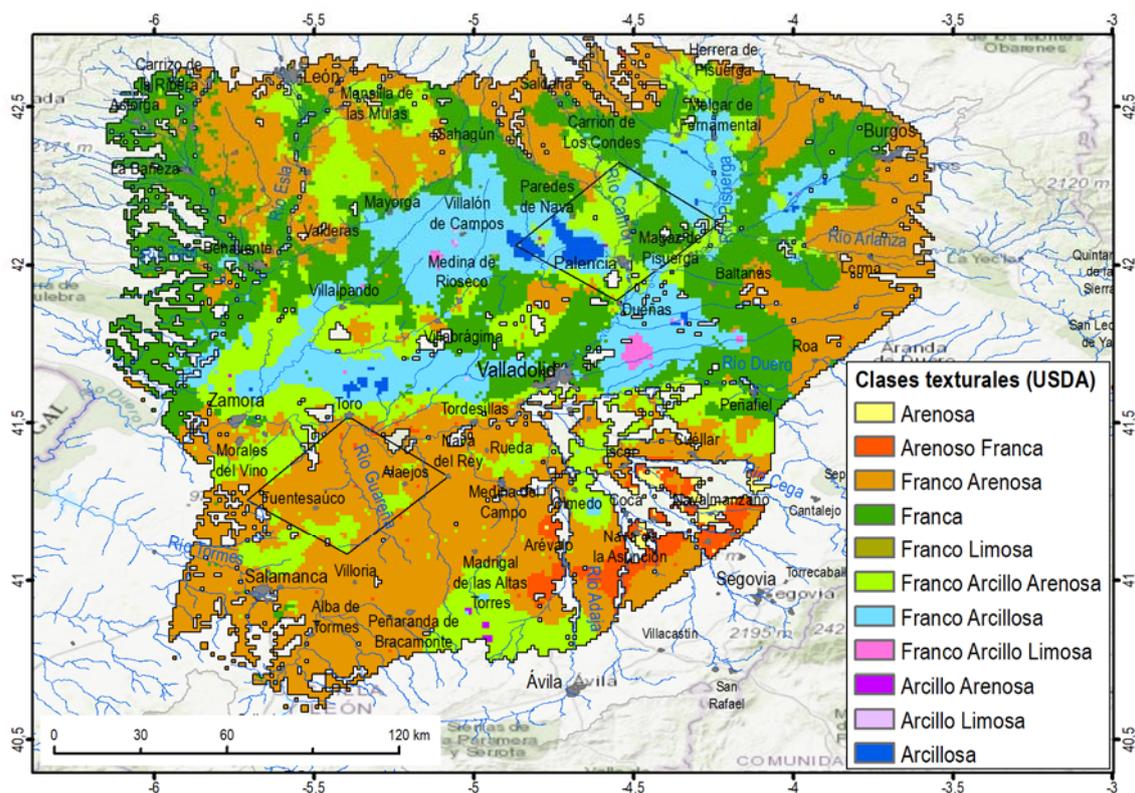


Figura 5.10 Clases texturales en la zona de estudio.

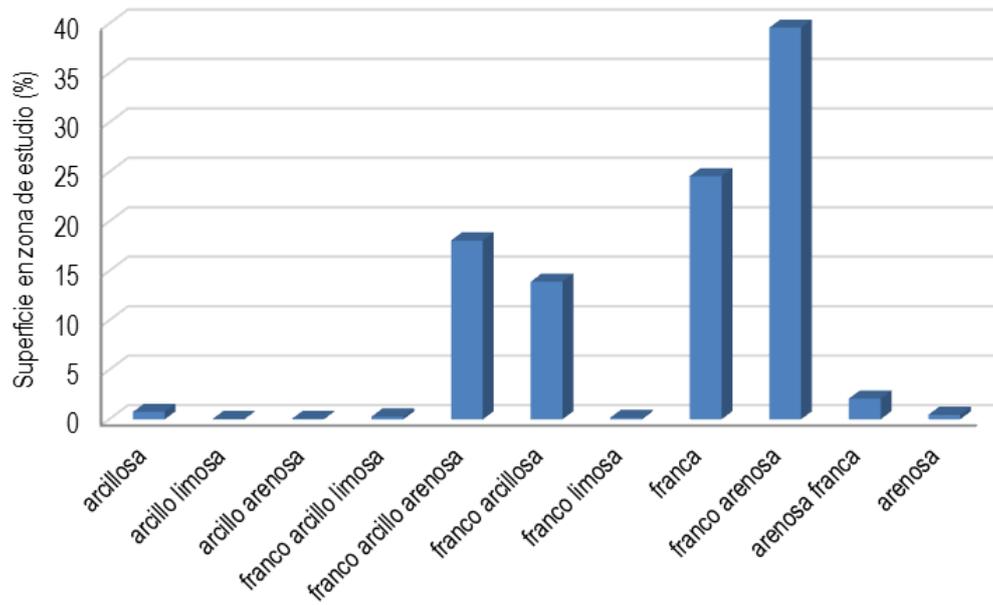


Figura 5.11 Superficie en % de las clases de textura USDA en la zona de estudio.

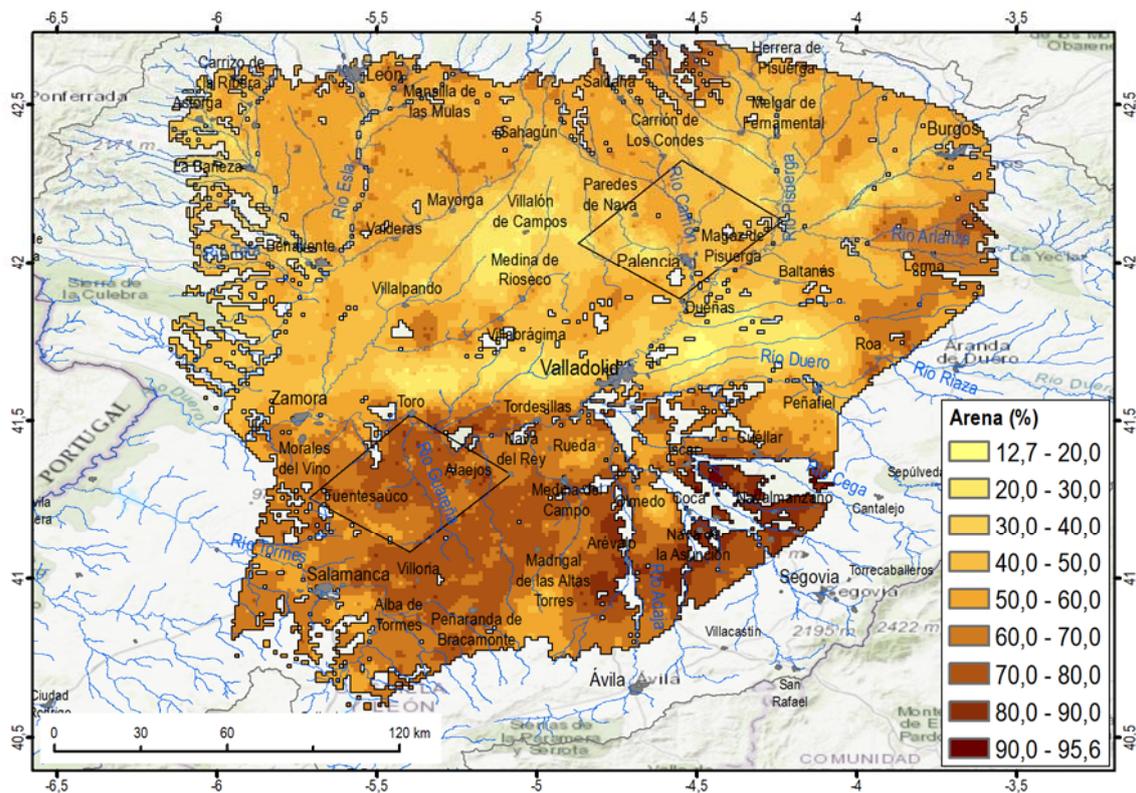


Figura 5.12 Fracción textural arena en la zona de estudio.

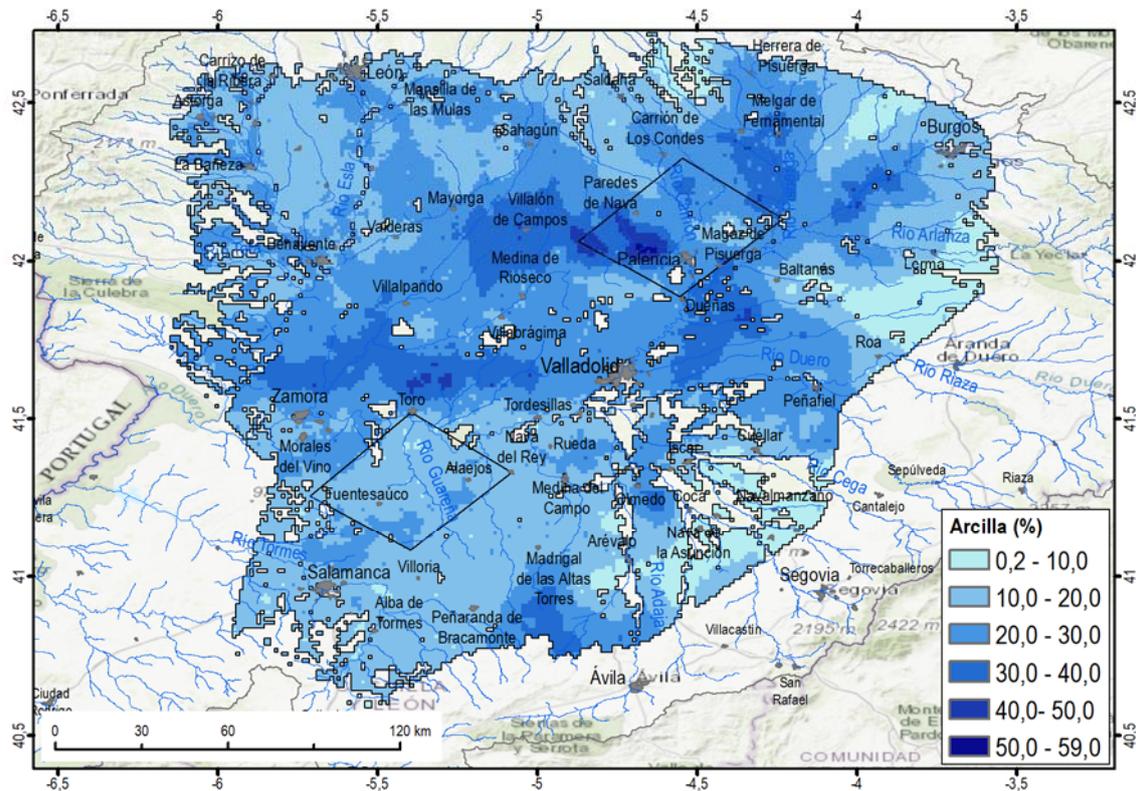


Figura 5.13 Fracción textural arcilla en la zona de estudio.

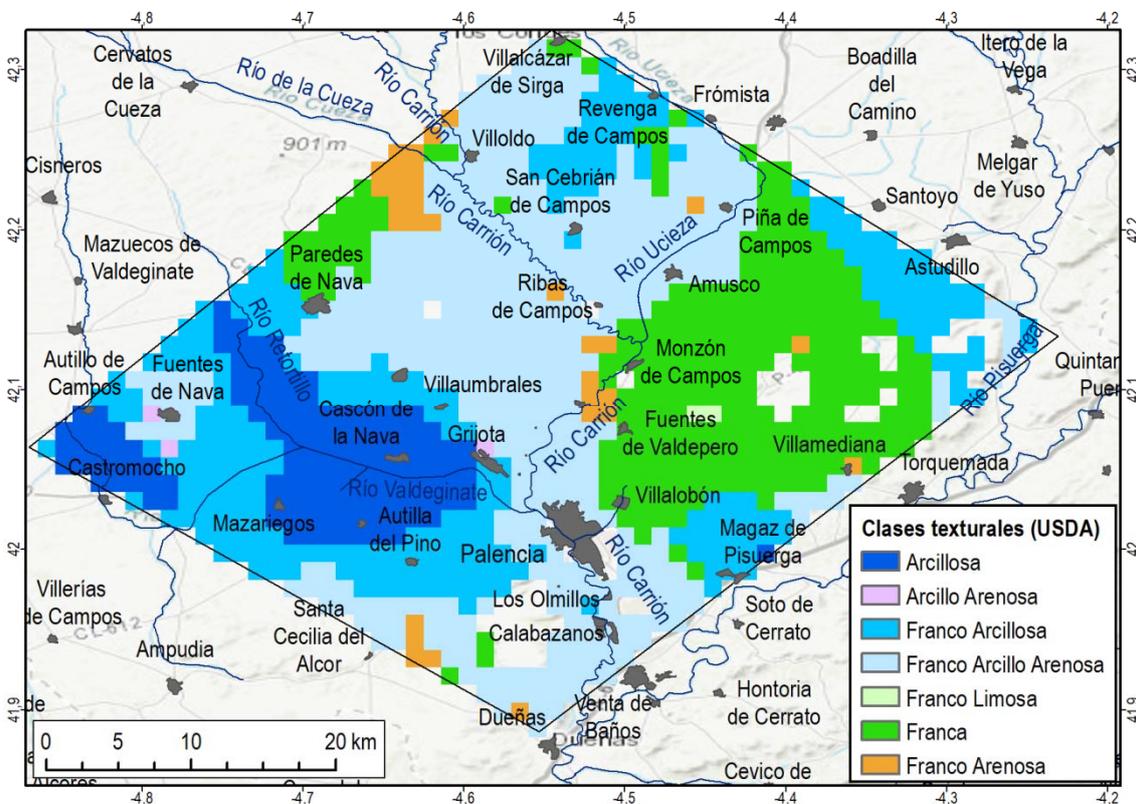


Figura 5.14 Clases texturales en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

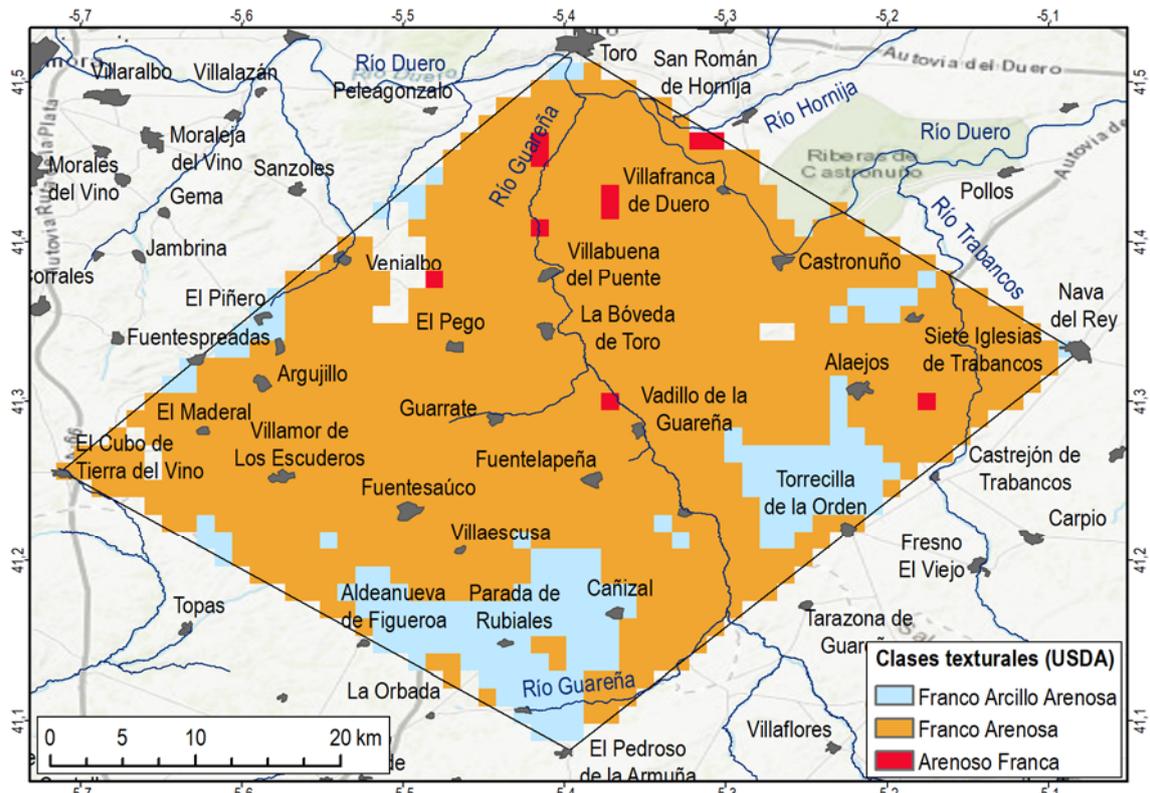


Figura 5.15 Clases texturales en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

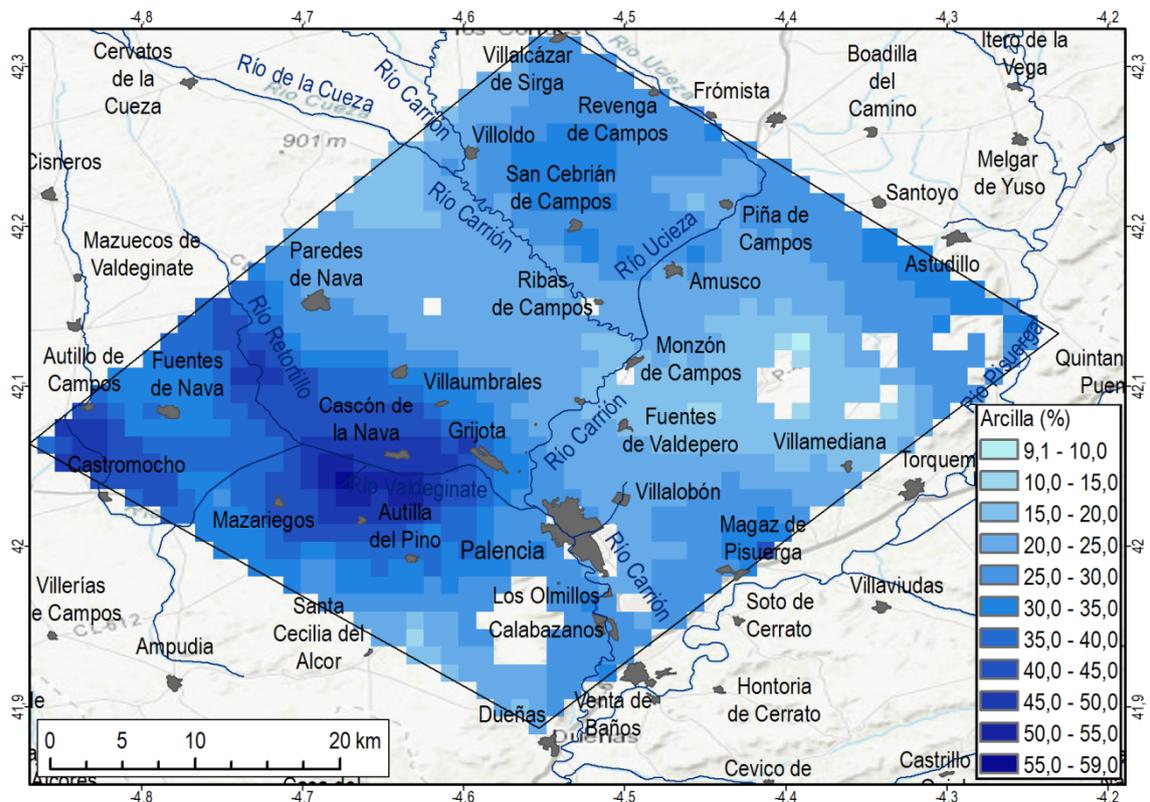


Figura 5.16 Fracción textural arcilla en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

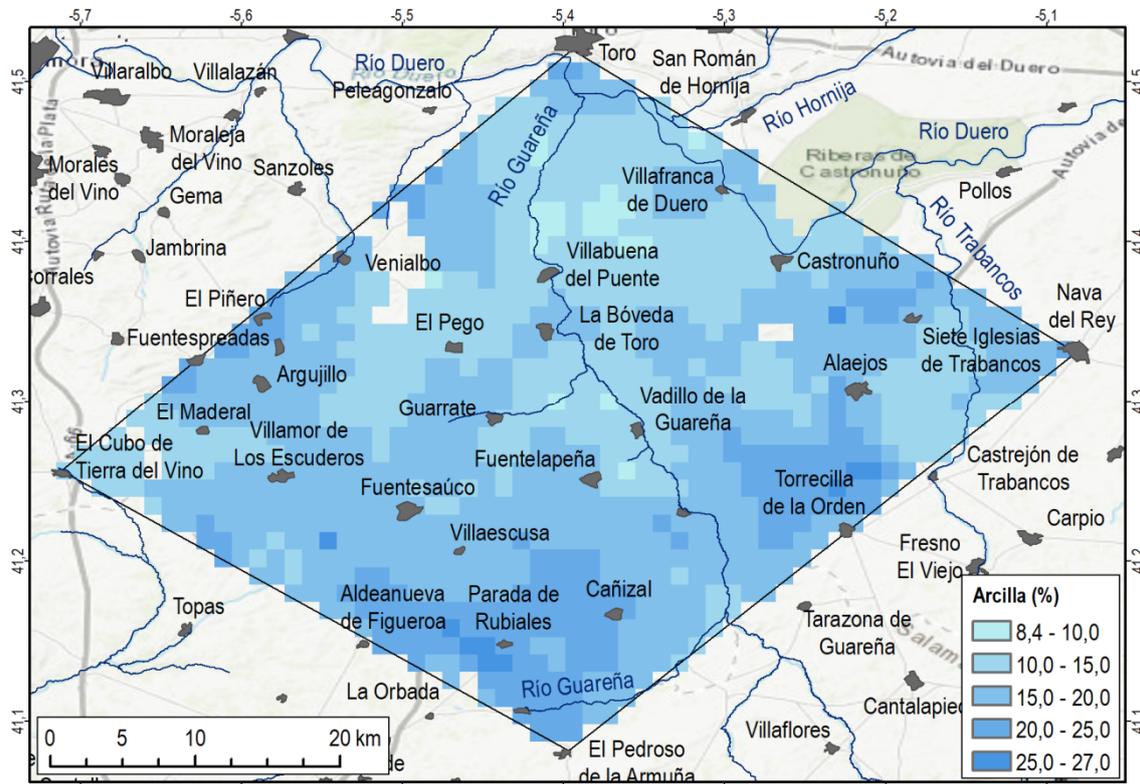


Figura 5.17 Fracción textural arcilla (%) en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

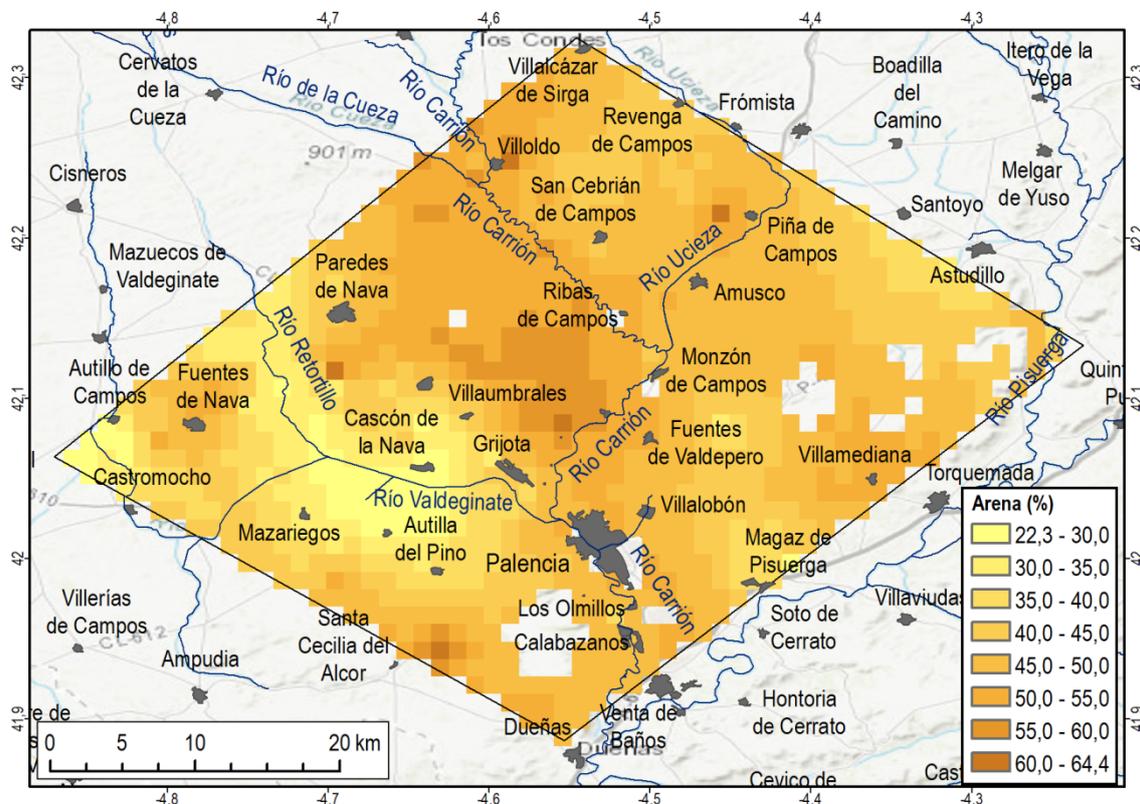


Figura 5.18 Fracción textural arena en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

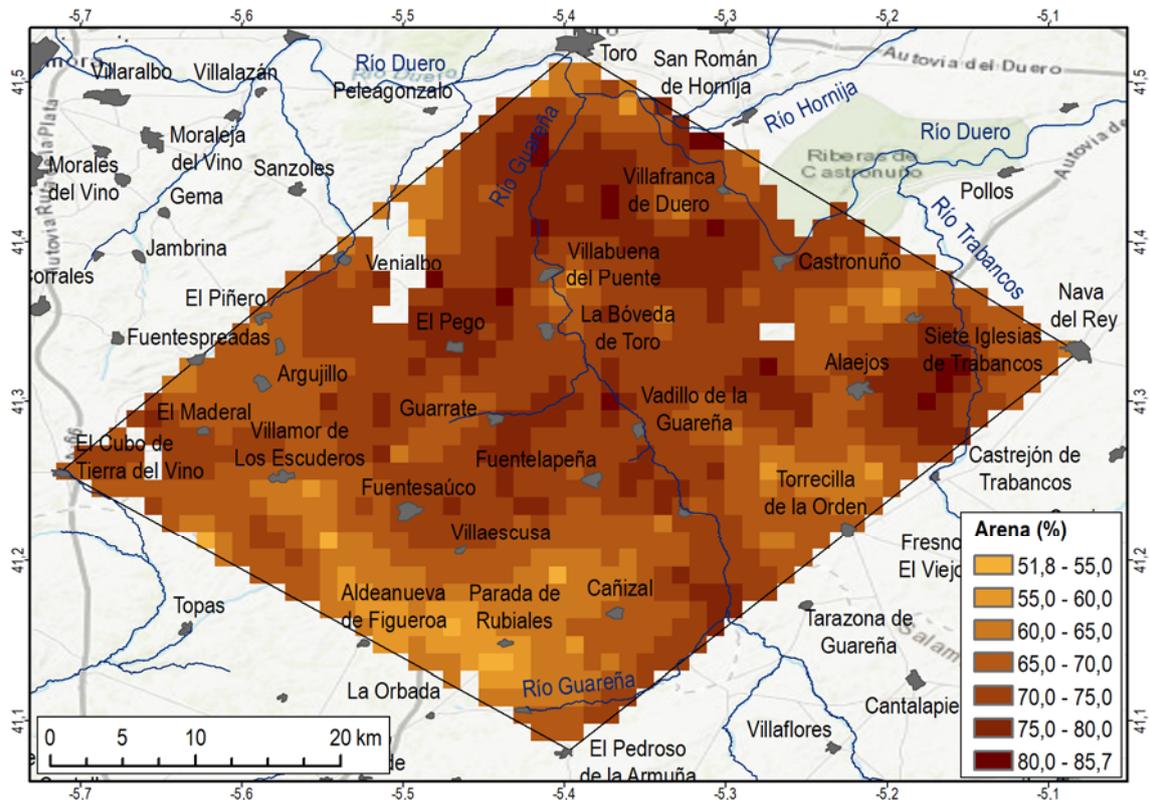


Figura 5.19 Fracción textural arena en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

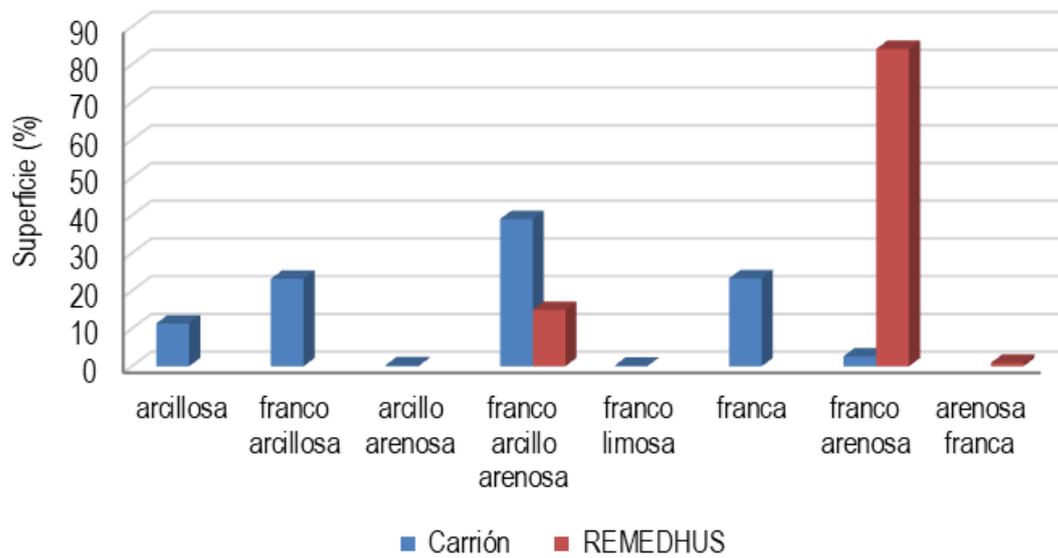


Figura 5.20 Superficie en % respecto al total de las clases de textura USDA en las subzonas de REMEDHUS y Carrión.

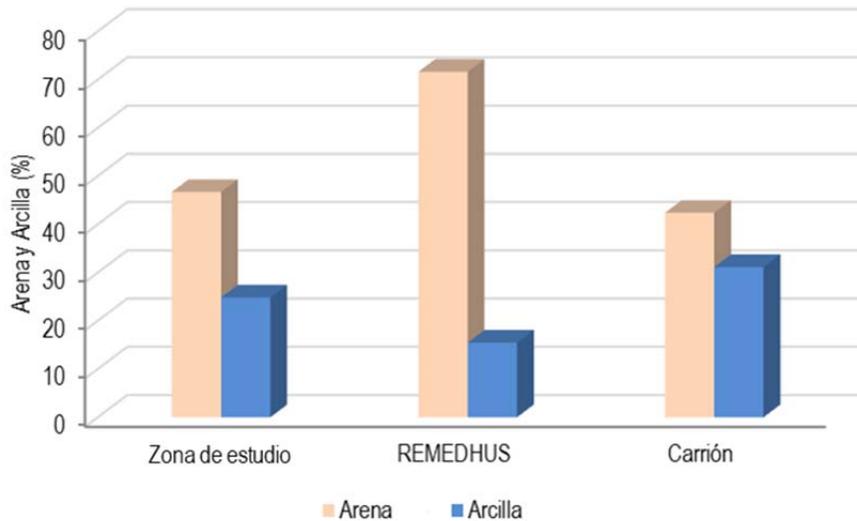


Figura 5.21 Contenido promedio de las fracciones arena y arcilla (en %) en la zona de estudio y en las subzonas de REMEDHUS y Carrión.

El contenido de materia orgánica (Figura 5.22), con un valor promedio en la zona de estudio de 1,5%, se corresponde con el valor esperado para suelos de uso agrícola, oscilando entre valores inferiores al 1% al S y SW y del 2 al 3% hacia el E-NE (Figura 5.23). Estos valores pueden atribuirse a un impacto combinado de la actividad agrícola (menor incorporación de residuos vegetales al suelo) y de unas condiciones favorables a una rápida mineralización de la materia orgánica, característico de climas mediterráneos.

En general, los suelos de cultivo más arenosos, dominantes en la zona de REMEDHUS, presentan valores de materia orgánica netamente inferiores con respecto a los suelos arcillosos, dominantes en la zona de Carrión (Figura 5.22, Figura 5.24b y Figura 5.25). Adicionalmente, en el mapa de materia orgánica se aprecia que las zonas con materia orgánica mayor del 3% se distribuyen generalmente en zonas con mayor altitud, que limitan con las cadenas montañosas que rodean la zona de estudio (Figura 5.23).

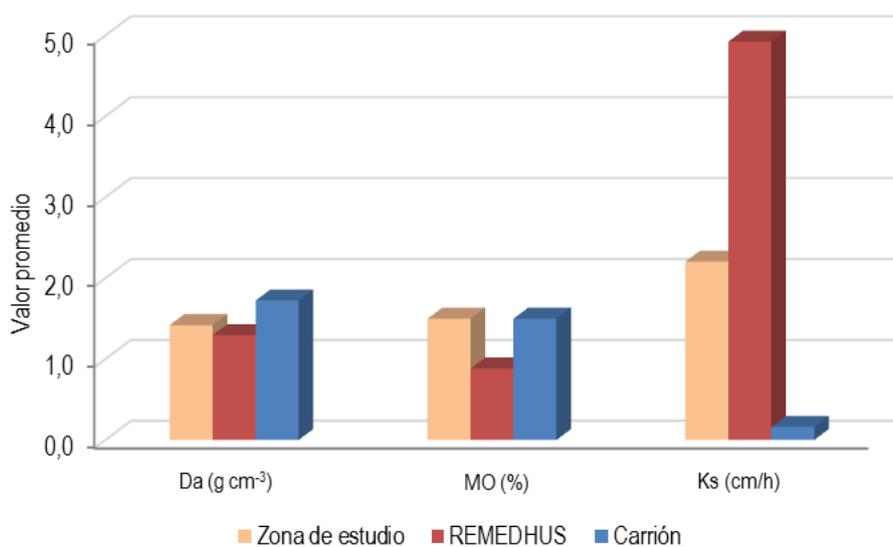


Figura 5.22 Promedio de la densidad aparente (Da), materia orgánica (MO) y conductividad hidráulica (Ks) en las zonas de estudio.

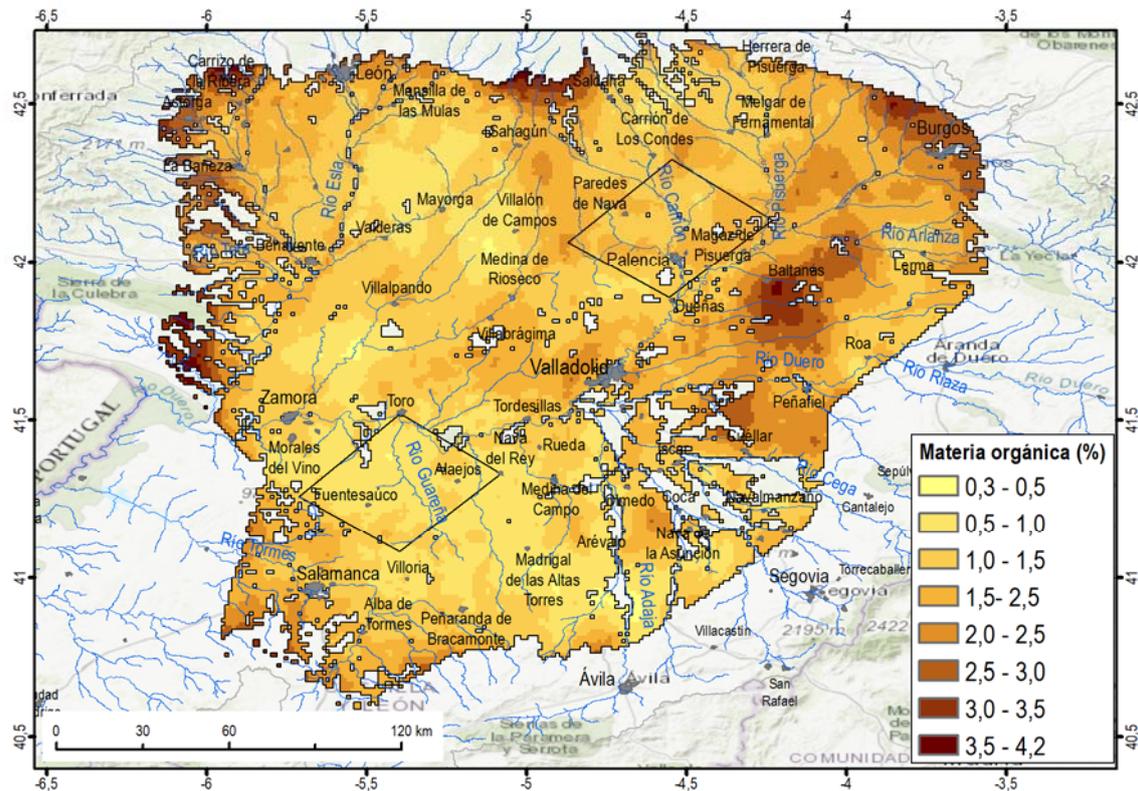


Figura 5.23 Materia orgánica en la zona de estudio.

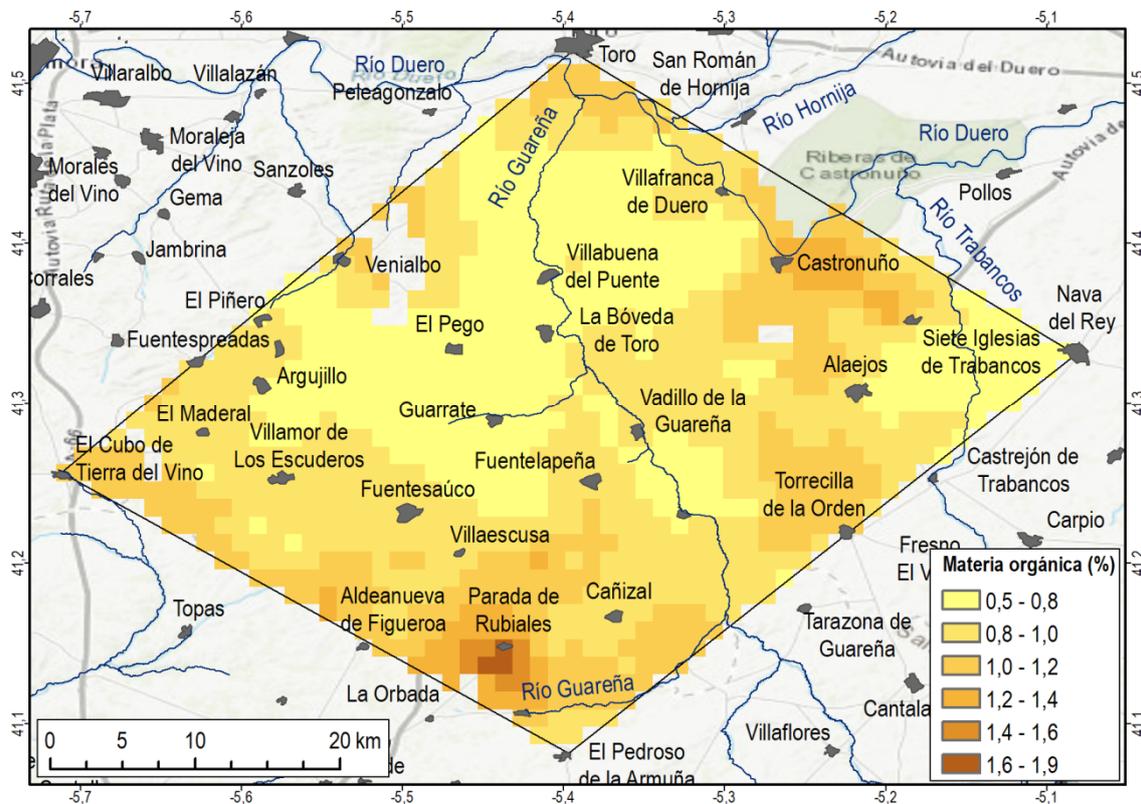


Figura 5.24 Materia orgánica en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

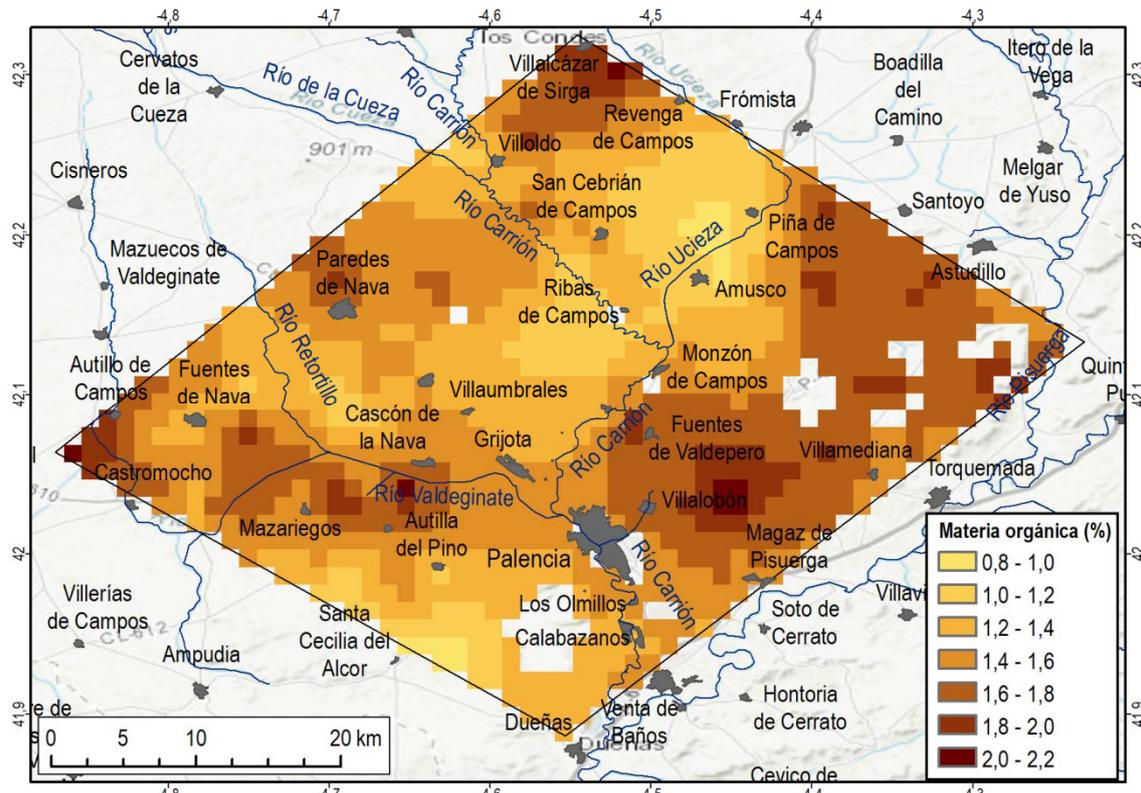


Figura 5.25 Materia orgánica en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

La distribución de la densidad aparente (Figura 5.26) muestra relación, obviamente, con las características texturales. Así, los suelos con mayores contenidos en arena (la subzona de REMEDHUS, con valores promedio del 72% de arena y de  $1,3 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$  para la  $D_a$ ) tienen, en general, valores de la densidad aparente en un rango de  $1,0$  a  $1,6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$  (Figura 5.26 y Figura 5.27), mientras que, en los suelos más arcillosos (la subzona de Carrión, con promedios del 31% para la arcilla y de  $1,7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$  de  $D_a$ ), los valores de la densidad aparente son generalmente más elevados y variables, frecuentemente comprendidos entre  $1,6$  y  $1,8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$  (Figura 5.26 y Figura 5.28).

En la subzona de Carrión (Figura 5.28), en suelos arcillosos con cultivos de regadío, se alcanzan valores de la densidad aparente ( $1,8$ - $2,1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ) que pueden dificultar el desarrollo radicular de las plantas y que han sido relacionados con condiciones de compactación (Alaoui *et al.*, 2011; Landon, 1991; USDA-NRCS, 1996, 1998). Esto podría provocar una reducción del espacio poroso que afectaría sobre todo a los poros de mayor tamaño influyendo así, de un modo indirecto, sobre la dinámica de la humedad del suelo.

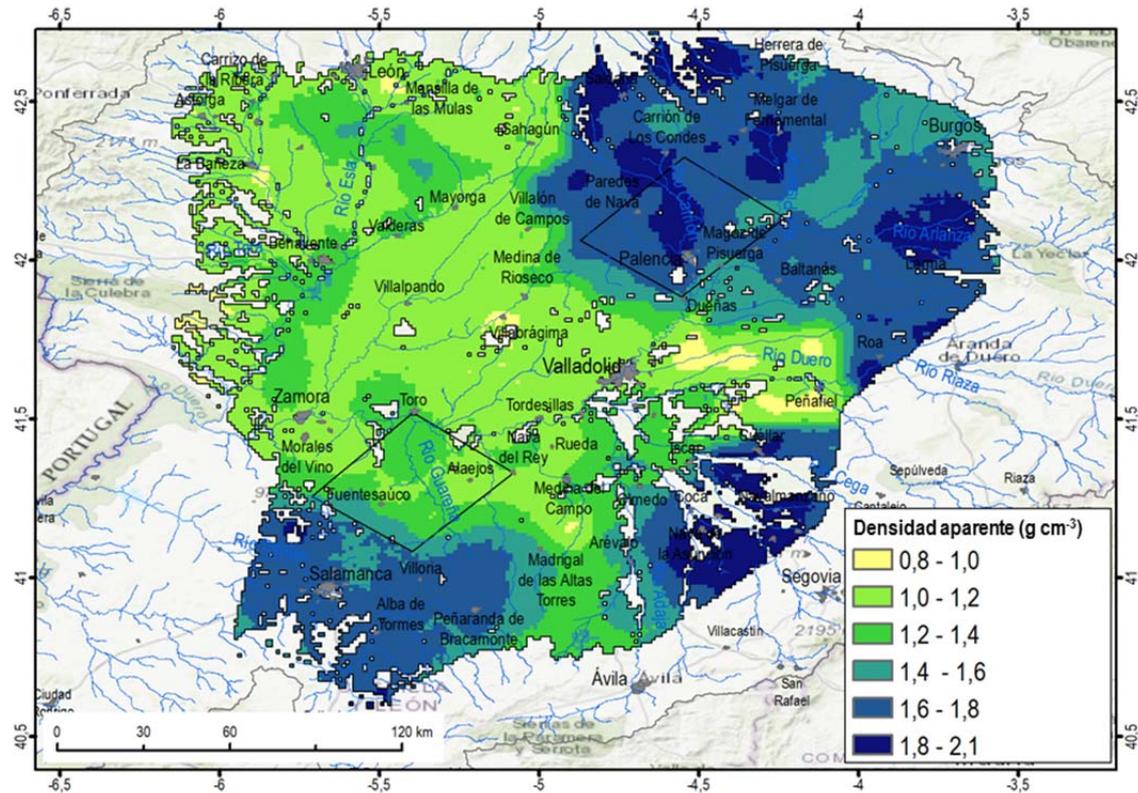


Figura 5.26 Densidad aparente en la zona de estudio.

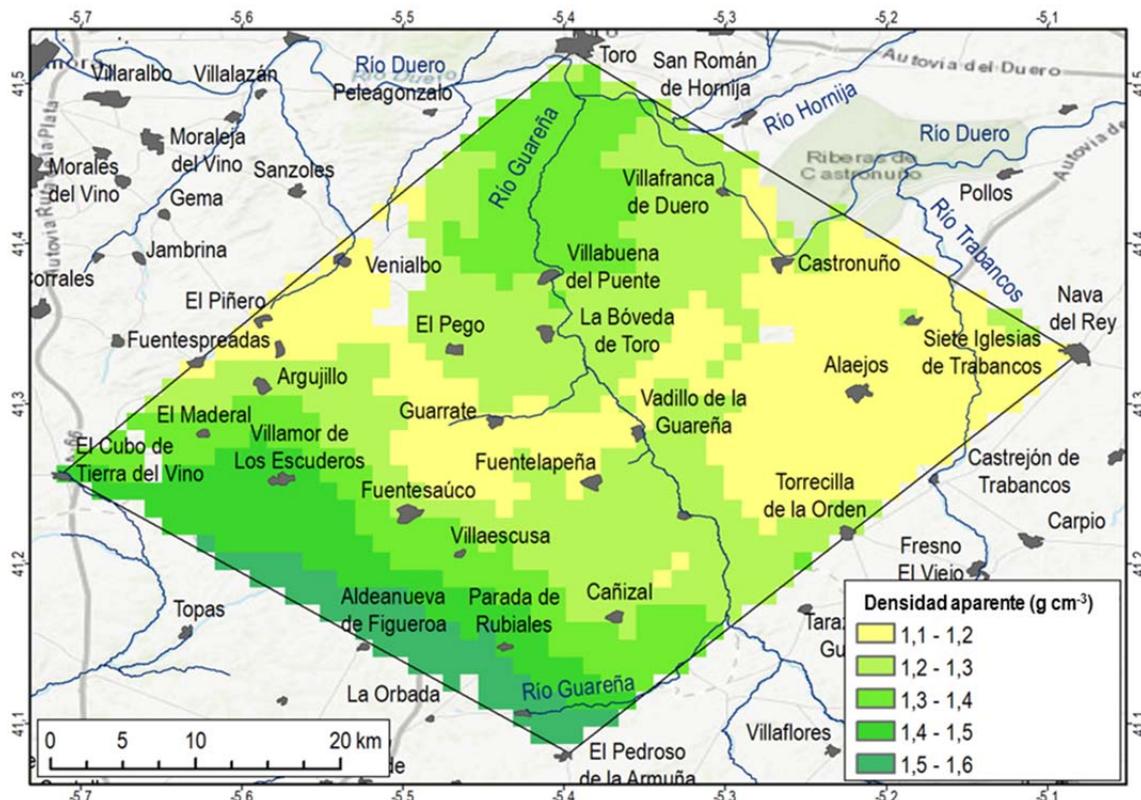


Figura 5.27 Densidad aparente en el área de REMEDHUS (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

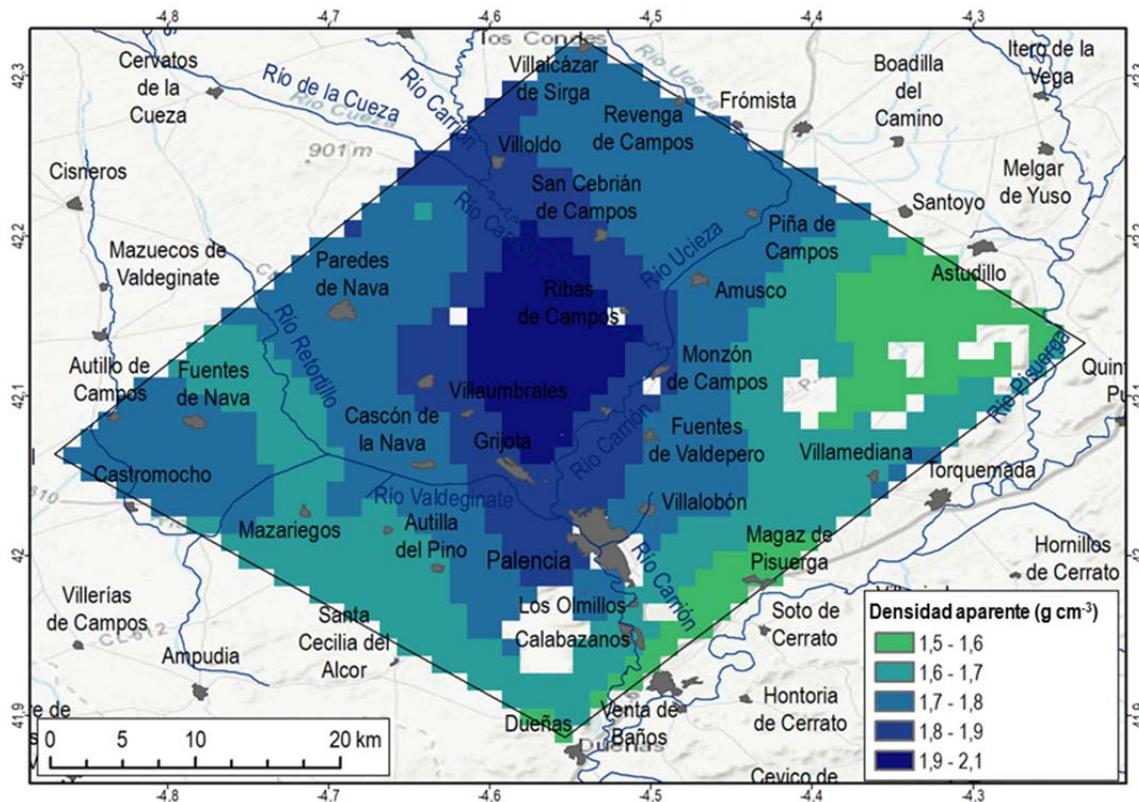


Figura 5.28 Densidad aparente en el área de Carrión (en blanco zonas de exclusión por uso no agrícola).

### 5.1.3 VALIDACIÓN DEL MODELO DISTRIBUIDO Y SELECCIÓN DE PARÁMETROS DEL MODELO

El modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> se aplicó con las variables precipitación, temperatura y parámetros hídricos *input* en los píxeles correspondientes a localizaciones de las estaciones de la zona de estudio. Para cada estación se evaluaron doce o dieciocho combinaciones de métodos de obtención de los parámetros hídricos, dependiendo de la agrupación textural. Los resultados de las series SWBM<sub>d</sub> se validaron con las series correspondientes de la humedad *in situ* de las estaciones mediante dos estrategias, permitiendo la selección de la combinación óptima de parámetros hídricos.

Las estrategias están dirigidas a disminuir los efectos de las diferencias de escala entre la humedad SWBM<sub>d</sub> e *in situ*, con el objeto de realizar una selección de combinaciones de parámetros fiable para la aplicación del modelo. En la primera estrategia se realizó la validación directa entre las series de humedad SWBM<sub>d</sub> distribuidas a 1 km y las series *in situ* y, posteriormente, un filtrado de las estaciones. En la segunda estrategia se promediaron las series de humedad del SWBM<sub>d</sub> y se compararon con los promedios correspondientes de las estaciones *in situ*. En ambas estrategias se evaluaron también los resultados en función de las agrupaciones texturales.

#### 5.1.3.1 VALIDACIÓN DIRECTA DE LAS SERIES DE LA HUMEDAD SWBM<sub>d</sub> CON DATOS *IN SITU* EN LA ZONA DE ESTUDIO

Como se ha comentado en el capítulo de Materiales y Métodos, en esta estrategia de validación se excluyeron aquellas estaciones cuyos valores de las fracciones texturales difieren en más de un umbral fijado en el 11% con respecto al valor distribuido correspondiente. De este modo, para la validación se utilizaron 26 estaciones.

Los resultados de las validaciones para las 26 estaciones seleccionadas y las diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros (Tabla 5.6) muestran que el modelo SWBM<sub>d</sub> es más sensible a sus parámetros *input* en términos de estadísticos del error que en términos de coeficientes de bondad de ajuste. Por este motivo, como criterio para la selección final de los parámetros hídricos se priorizaron los estadísticos del error, principalmente el RMSD.

Tabla 5.6 Rango de variación de R, d, RMSD, sesgo, RSR y PBIAS de las combinaciones aplicadas para las 26 estaciones. Los estadísticos  $\bar{x}$ , STD, máximo, mínimo, P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub>, P<sub>80</sub> se refieren al conjunto de estaciones para cada combinación.

Estadísticos	Variación de los resultados entre combinaciones de métodos de obtención de los parámetros											
	R		d		RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )		sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )		RSR		PBIAS	
	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
$\bar{x}$	0,87	0,84	0,84	0,79	0,060	0,044	0,011	-0,008	1,15	0,86	-7,91	-28,25
STD	0,08	0,07	0,15	0,12	0,027	0,015	0,051	0,032	0,85	0,59	72,63	48,20
Máximo	0,98	0,96	0,98	0,95	0,146	0,072	0,141	0,059	3,88	2,51	51,42	34,46
Mínimo	0,70	0,69	0,57	0,41	0,033	0,017	-0,052	-0,088	0,40	0,28	-161,37	-271,49
P <sub>20</sub>	0,83	0,77	0,80	0,64	0,046	0,031	-0,009	-0,045	0,73	0,44	-9,31	-49,07
P <sub>50</sub>	0,87	0,85	0,89	0,85	0,056	0,039	0,017	-0,013	0,93	0,64	10,24	-9,82
P <sub>80</sub>	0,94	0,92	0,95	0,90	0,077	0,055	0,050	0,021	1,57	0,89	27,15	15,73

Los resultados de validación de las estaciones correspondientes a las agrupaciones texturales se analizaron para la selección de la combinación óptima de parámetros. Estos resultados (Tabla 5.7 y Tabla 5.8) muestran que la mayoría de los valores R y d para las estaciones son generalmente superiores a 0.8. Por otra parte, los valores de RMSD y el sesgo son admisibles en la mayoría de las estaciones, como indican los estadísticos correspondientes a  $\bar{X}$  y percentiles. En consecuencia, se puede afirmar que el modelo distribuido simula de forma adecuada las variaciones temporales de la humedad *in situ*. Estos resultados son similares a los obtenidos por Brocca *et al.*, (2013) en la validación modelo SWBM-GA con mediciones *in situ*, en una aplicación del modelo con las variables precipitación y temperatura distribuidas espacialmente y con los parámetros hídricos calibrados puntualmente con las observaciones *in situ* en la región de la Umbría (Italia). Así mismo, los resultados son también comparables e incluso superan al valor medio de R y de RMSD obtenidos por Brocca *et al.* (2016) en la validación del modelo distribuido con mediciones *in situ* de estaciones localizadas también en la Umbría (R y RMSD de 0,84 y 0,067 respectivamente).

Los estadísticos del error normalizados del RSR presentan valores satisfactorios para el 62% de las estaciones en función del criterio de Moriasi *et al.* (2007), que establece el umbral de 0,07 (Tabla 5.7). Por otro lado, el PBIAS muestra valores bajos para la mayoría de estaciones, como muestran los percentiles para el conjunto de estaciones (Tabla 5.8).

En los resultados de la validación se han obtenido valores de R y d satisfactorios para todas las agrupaciones texturales, especialmente de R para las agrupaciones texturales media y fina, y del coeficiente d, para la agrupación textural media. En el caso de la agrupación textural muy gruesa, los valores de R y d fueron ligeramente inferiores respecto al resto (Figura 5.29, a y b).

En cuanto al RMSD (Figura 5.29 c), los valores más bajos de los estadísticos  $\bar{X}$ , P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub> se obtienen para la agrupación textural gruesa, la cual ocupa una extensión importante en la zona de estudio. Los estadísticos del sesgo aportan información sobre el sentido en el que se producen los errores. Así, en la clase textural gruesa, el sesgo está centrado en cero, como muestran la  $\bar{X}$  y el P<sub>50</sub>, con valores bajos para la mayoría de estaciones como muestra los P<sub>20</sub> y P<sub>80</sub> (Figura 5.29 d).

Para la agrupación textural muy gruesa, el RMSD es aceptable en el caso de los estadísticos  $\bar{X}$ ,  $P_{20}$  y  $P_{50}$ . Sin embargo, el  $P_{80}$  y el máximo del RMSD tienen valores elevados en relación a los contenidos de humedad bajos que frecuentemente presentan los suelos para esta clase textural (Figura 4.29 c). Los valores del sesgo correspondientes a  $\bar{X}$ ,  $P_{20}$  y  $P_{50}$  indican una tendencia dominante del modelo SWBM<sub>d</sub> a sobreestimar la humedad *in situ* (Figura 5.29 d).

La agrupación textural media presenta valores satisfactorios para el RMSD y el sesgo (Figura 5.29 c y d), mostrando una ligera tendencia del modelo SWBM<sub>d</sub> a subestimar la humedad *in situ*. En contraste, la agrupación textural fina muestra valores de RMSD más elevados para todos los estadísticos, destacando el  $P_{80}$  y el máximo (Figura 5.29 c). El sesgo también indica la tendencia general del modelo a la subestimación de la humedad *in situ*, si bien destaca el elevado valor negativo del mínimo, que corresponde a la estación P02 de textura franco arcillo arenosa, única estación con sesgo negativo para esta agrupación textural (Figura 5.29 c). Esta estación se localiza en suelos con elevada pedregosidad superficial, lo que probablemente está relacionado con su menor contenido de humedad, condiciones que la resolución del modelo distribuido no ha podido simular.

Tabla 5.7 Resultados de la validación de la humedad SWBM<sub>d</sub> obtenida mediante las combinaciones óptimas de parámetros ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ) seleccionadas por agrupaciones texturales de las estaciones.

Estaciones	Clase textural USDA	Agrupación Textural	Parámetros óptimos	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
SG01	Arenosa	Muy gruesa	$K_s$ Sax $\theta_s$ Sax $\theta_r$ RE	0,82	0,87	0,035	0,015	0,64	15,20
SG02	Arenosa			0,84	0,87	0,022	0,013	0,69	10,29
K04	Arenosa franca			0,69	0,57	0,055	-0,035	2,51	-84,90
J03	Arenosa franca			0,73	0,61	0,066	-0,052	2,04	-161,37
M05	Franco arenosa	Gruesa	$K_s$ Sax $\theta_s$ Sax $\theta_r$ av	0,85	0,89	0,032	0,016	0,69	13,59
L03	Franco arenosa			0,85	0,89	0,031	-0,002	0,82	-1,76
K09	Franco arenosa			0,74	0,86	0,037	-0,001	0,73	-1,42
E10	Franco arenosa			0,84	0,72	0,061	-0,051	1,43	-102,73
F06	Franco arenosa			0,84	0,76	0,073	0,062	1,07	36,23
O07	Franco arenosa			0,92	0,95	0,029	0,007	0,40	6,73
H13	Franco arenosa			0,81	0,85	0,047	0,021	0,89	15,62
J14	Franco arenosa			0,86	0,91	0,039	-0,017	0,65	-18,58
ZA02	Franco arenosa			0,95	0,97	0,022	-0,013	0,37	-10,49
BU03	Franco arenosa			0,91	0,85	0,048	0,040	0,75	21,53
LE03	Franco arenosa			0,95	0,95	0,036	0,018	0,40	11,26
LE04	Franco arenosa			0,94	0,92	0,047	0,001	0,46	1,00
P07	Franca	Media	$K_s$ Ros $\theta_s$ eu $\theta_r$ av	0,86	0,89	0,058	0,028	0,59	13,01
VA01	Franca			0,94	0,94	0,042	0,029	0,49	14,46
VA07	Franca			0,85	0,91	0,046	-0,010	0,54	-5,97
BU04	Franca			0,96	0,98	0,035	-0,001	0,29	-0,41
LE08	Franca			0,93	0,91	0,054	0,040	0,56	17,63
VA02	Franco arcillo-arenosa	Fina	$K_s$ Sax $\theta_s$ eu $\theta_r$ Ra	0,86	0,89	0,058	0,019	0,55	10,07
J12	Franco arcillo-arenosa			0,85	0,61	0,112	0,104	1,74	37,96
P02	Franco arcillo-arenosa			0,91	0,75	0,075	-0,070	1,24	-74,51
P06	Franco arcillo-arenosa			0,96	0,92	0,048	0,003	0,46	1,63
P03	Arcillosa			0,91	0,93	0,050	0,021	0,47	9,08

Nota: Ros, Sax y eu se refiere a los parámetros hídricos  $K_s$  y  $\theta_s$  obtenidos con FET de Rosetta, Saxton y eupf respectivamente.  $\theta_r$ RE se refiere a la humedad residual calculada a partir de las series de humedad de las estaciones de REMEDHUS,  $\theta_r$ av se refiere a la humedad residual calculada a partir de todas las estaciones y  $\theta_r$  Ra es la humedad residual obtenida por Rawls *et al.* (1982).

Tabla 5.8 Estadísticos del conjunto de estaciones Media ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD), máximo, mínimo, y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ) de R, d, RMSD, el sesgo, RSR y PBIAS de las de la validación de la humedad SWBM<sub>a</sub> obtenida mediante las combinaciones óptimas de parámetros ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ) seleccionadas por agrupaciones texturales.

Estadísticos	R	d	RMSD ( $m^3 m^{-3}$ )	Sesgo ( $m^3 m^{-3}$ )	RSR	PBIAS
$\bar{X}$	0,87	0,85	0,048	0,007	0,83	-8,73
STD	0,07	0,11	0,019	0,036	0,55	46,00
Mínimo	0,69	0,57	0,022	-0,070	0,29	-161,37
Máximo	0,96	0,97	0,112	0,104	2,51	37,96
$P_{20}$	0,84	0,75	0,035	-0,013	0,46	-10,49
$P_{50}$	0,86	0,89	0,047	0,010	0,64	7,90
$P_{80}$	0,94	0,93	0,058	0,028	1,07	15,20

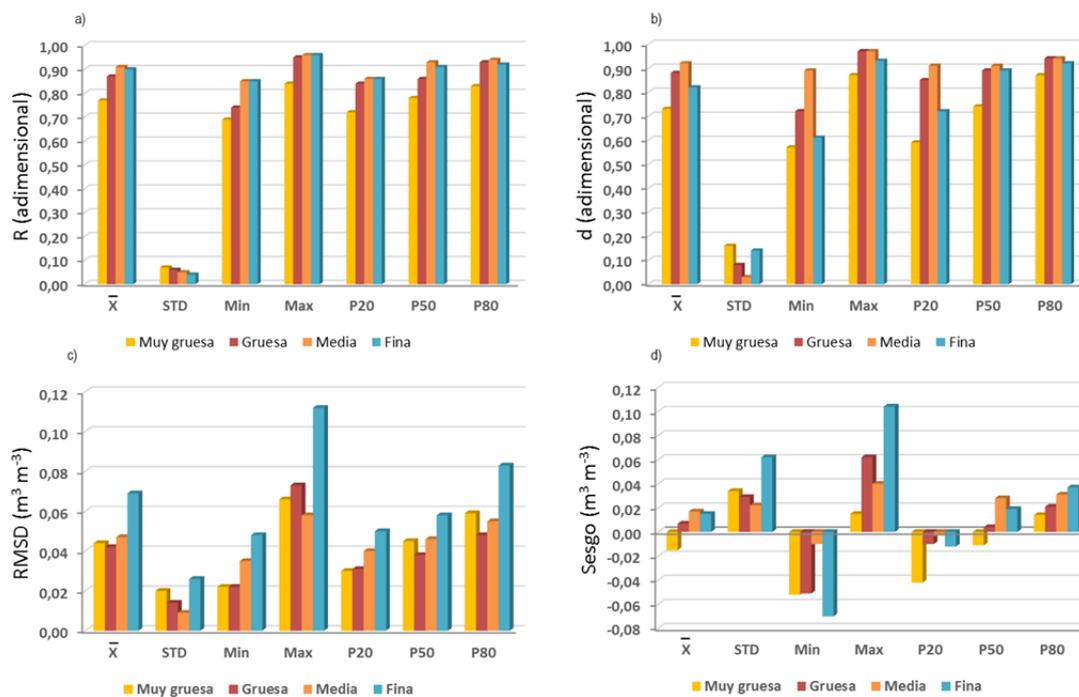


Figura 5.29 Validación por agrupaciones texturales. Estadísticos  $\bar{X}$ , (STD), máximo (Max), mínimo (Min) y percentiles 20, 50 y 80 ( $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ) de los índices de ajuste y error R (a), d (b), RMSD en  $m^3 m^{-3}$  (c), sesgo en  $m^3 m^{-3}$  (d) de la validación por agrupaciones texturales.

Estudiando los errores normalizados en relación a los datos observados, se aprecia que la agrupación textural muy gruesa es la que presenta los valores de RSR más elevados en el conjunto de estadísticos (Figura 5.30 a). La mitad de las estaciones incluidas en esta agrupación textural tienen un RSR inferior a 0,7 (Tabla 5.6), umbral recomendado por Moriasi *et al.* (2007). Los RSR más bajos se presentan en las estaciones incluidas en la agrupación textural media (Figura 5.30 a), con valores de los estadísticos inferiores a 0,7 e incluso próximos a 0,5, umbral muy exigente establecido por Sign *et al.* (2004), y recomendado también por Ritter *et al.* (2011). En el caso de la agrupación textural gruesa, los valores de RSR son aceptables en más de la mitad de las estaciones de esta agrupación, aunque en el resto pueden llegar a alcanzar valores por encima del umbral de 0,7 (Tabla 5.6). La agrupación textural fina muestra valores de los  $P_{20}$  y  $P_{50}$  del RSR satisfactorios, pero también incluye estaciones con elevados valores del  $P_{80}$  y del máximo, de modo que aumentan el valor de la media (Figura 5.30 a). Dentro de esta agrupación textural, 3 de las 5 estaciones tienen un RSR por debajo del umbral de 0,7 (Tabla 5.6).

Con la excepción de la agrupación textural muy gruesa, los resultados de las validaciones de las agrupaciones texturales en relación al PBIAS son, en general, satisfactorios (Figura 5.30 b). Esta agrupación textural muestra una elevada sobreestimación de SWBM<sub>d</sub> respecto a la humedad *in situ* en dos estaciones de textura arenoso franca (Tabla 5.6).

Para el PBIAS, destaca también el valor del mínimo en las agrupaciones texturales gruesa y fina (Figura 5.30 b). Para la primera, este valor indica una sobreestimación de SWBM respecto a humedad del suelo *in situ*, debido al muy bajo contenido de humedad de la estación E10, y para la agrupación textural fina, la sobreestimación probablemente está relacionada con la abundante pedregosidad de los suelos, observada en campo, de la estación P02.

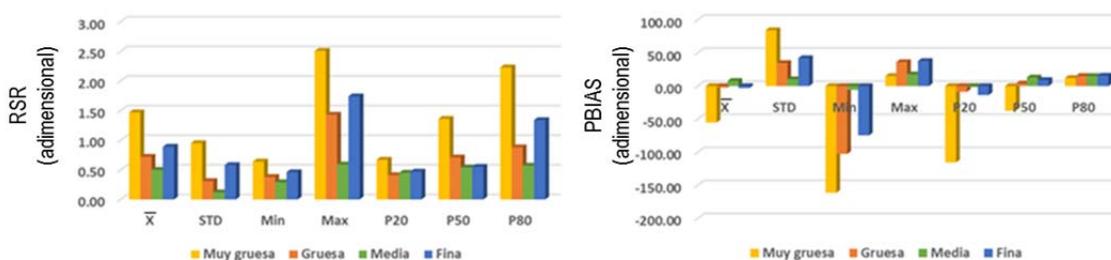


Figura 5.30 Media  $\bar{X}$ , desviación estándar (STD), máximo (Max), mínimo (Min) y percentiles 20, 50 y 80 (P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub>) de RSR y PBIAS de la validación por agrupaciones texturales.

En resumen, los resultados muestran, en general, un buen ajuste de las series de humedad SWBM<sub>d</sub> en términos de coeficientes de R y d y de estadísticos del error para la mayoría de estaciones y agrupaciones texturales. Sin embargo, el modelo tiene más dificultades para simular la humedad *in situ* de estaciones de la agrupación textural muy gruesa, incluso cuando las fracciones texturales distribuidas y los datos puntuales de laboratorio no muestren grandes diferencias. Esto probablemente es debido a que en la agrupación textural muy gruesa, la resolución espacial de 1 km<sup>2</sup> dificulta simular la humedad para las condiciones muy específicas de los suelos arenosos, en los que la infiltración y el drenaje son procesos rápidos, la humedad muy baja y presentan una estructura débil. Por otra parte, la agrupación textural fina presenta muy buenos estadísticos de bondad de ajuste (R y d), pero puede mostrar RMSD elevados debido a la subestimación de SWBM<sub>d</sub> o a condiciones puntuales de los suelos de la estación (por ejemplo la estación P02).

### 5.1.3.2 VALIDACIÓN DEL PROMEDIO DE LAS SERIES DE HUMEDAD SWBM<sub>d</sub> CON EL PROMEDIO DE LAS SERIES DE HUMEDAD *IN SITU*

En este apartado se realiza la validación de los promedios de las series SWBM<sub>d</sub> con los promedios de las series *in situ*. Para cada combinación de parámetros del modelo, las series obtenidas por SWBM<sub>d</sub> se promediaron tanto para el conjunto de estaciones disponibles como para las estaciones pertenecientes a cada agrupación textural. De la evaluación de las combinaciones de métodos de obtención de parámetros *input*, se excluyeron aquellas cuyos resultados se mostraron menos satisfactorios con la estrategia de validación anterior. Posteriormente, los promedios de las series SWBM<sub>d</sub> de todas las estaciones y de las estaciones por agrupaciones temporales se compararon con los promedios correspondientes a las estaciones *in situ* para realizar las validaciones.

Esta validación utiliza las 41 estaciones disponibles en el periodo de estudio. El número de estaciones es diferente de julio de 2012 a julio de 2013 con respecto de agosto de 2013 a agosto de 2014, debido a que se corresponden con campañas diferentes de medición de la humedad en la red de Inforiego. En todo caso, se intentó que el número de series fuese lo más estable posible a lo largo de todo el periodo de estudio para evitar variaciones asociadas al número de estaciones disponibles.

En el Anexo se pueden consultar los resultados de todas las combinaciones de parámetros obtenidas por los diferentes métodos. En la Tabla 5.9 se muestra el rango de variación de resultados del modelo al variar la combinación de parámetros utilizada en las simulaciones. Para esta estrategia de validación, al igual que en la estrategia anterior, los resultados del modelo son más sensibles a los parámetros en relación al error que a los coeficientes R y d. De esta forma, se observa que la variación de R es mínima entre combinaciones de parámetros y d sólo varía ligeramente para la agrupación textural muy gruesa.

Los resultados en términos de RMSD, sesgo, RSR y PBIAS (Tabla 5.9) son variables, sobre todo para la agrupación textural muy gruesa y cuando se consideran todas las estaciones para realizar los promedios. Además, se aprecia que respecto a la estrategia anterior (Tabla 5.6), que compara el valor de SWBMD con el valor *in situ* para cada estación, el ajuste de los promedios de la humedad SWBMD a los promedios humedad *in situ* es mejor, independientemente de la combinación de parámetros y agrupación.

Los estadísticos del error RMSD, sesgo, RSR y PBIAS son aceptables para el conjunto de combinaciones y agrupaciones realizadas, con la excepción de RSR y el PBIAS para la agrupación textural muy gruesa.

Tabla 5.9 Rango de variación de los resultados en términos de R, d, RMSD, sesgo, RSR y PBIAS en función de las diferentes combinaciones de obtención de los parámetros aplicadas cuando la validación por promedios se realiza con todas las estaciones o con las estaciones separadas por agrupaciones texturales.

AGRUPACIONES	Rango de variación de los resultados en función de la combinación de parámetros						
	Estadístico	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
TODAS	Máximo	0,95	0,97	0,036	0,029	0,54	20,67
	Mínimo	0,95	0,93	0,021	0,002	0,32	1,57
MUY GRUESA	Máximo	0,88	0,92	0,042	-0,011	1,00	-13,94
	Mínimo	0,87	0,79	0,025	-0,036	0,59	-43,79
GRUESA	Máximo	0,95	0,97	0,041	0,035	0,70	25,54
	Mínimo	0,93	0,89	0,032	0,024	0,52	18,82
MEDIA	Máximo	0,92	0,93	0,059	0,047	0,67	21,69
	Mínimo	0,91	0,89	0,050	0,035	0,56	16,33
FINA	Máximo	0,95	0,94	0,055	0,044	0,60	20,41
	Mínimo	0,94	0,89	0,042	0,029	0,47	13,54

Las combinaciones de parámetros *input* ( $K_s$ ,  $\theta_s$  y  $\theta_r$ ) óptimos finalmente seleccionados para aplicación de SWBMD y la validación de los promedios de SWBM para el conjunto de estaciones y por agrupaciones texturales se muestran en la Tabla 5.10.

Los resultados de la validación de los promedios para el conjunto de estaciones disponibles (Tabla 5.10) son muy satisfactorios, mostrando un buen ajuste entre las series de SWBMD y las series de datos *in situ* (Figura 5.31). Los coeficientes R y d son muy elevados, mientras que el RMSD es muy bajo, con el sesgo muy próximo a cero. En cuanto a los errores relativos, RSR está muy por debajo del umbral del error de 0,7 establecido por Moriasi *et al.*, (2007) y, también, por debajo del umbral 0,5 recomendado por Singh *et al.*, (2004), lo que indica una alta fiabilidad del modelo, con un PBIAS muy bajo.

Estos resultados superan a los obtenidos por Wanders *et al.*, (2012) que comparan el promedio de las series de humedad del modelo SWAP con el promedio de las series medidas en REMEDHUS obteniendo un valor de R de 0,88 y de RMSD de 0,025 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>. También, a los obtenidos por Rötzer *et al.*, (2014) en otra zona de estudio situada al oeste de Alemania donde validó la humedad del modelo WaSIM con los promedios espaciales de mediciones *in situ* en tres zonas experimentales en el área.

Tabla 5.10 Valores de R, d, RMSD, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación del promedio de las series de humedad SWBM<sub>d</sub> con el promedio de las series de humedad *in situ* para la combinación óptima de parámetros de todas las estaciones y de las estaciones por agrupaciones texturales. También se muestra el número de estaciones por periodo (N°) correspondiente a cada campaña.

AGRUPACIÓN	PTF	N°	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
TODAS	K <sub>s</sub> Ros θ <sub>seu</sub> θ <sub>r</sub> Ra	32/28	0,95	0,97	0,021	0,002	0,32	1,57
MUY GRUESA	K <sub>s</sub> Ros θ <sub>s</sub> Ros θ <sub>r</sub> RE	4/3	0,87	0,92	0,025	-0,011	0,59	-13,94
GRUESA	K <sub>s</sub> Ros θ <sub>s</sub> Ros θ <sub>r</sub> Ra	20/17	0,95	0,97	0,020	0,002	0,34	1,76
MEDIA	K <sub>s</sub> Ros θ <sub>seu</sub> θ <sub>r</sub> av	4/3	0,92	0,93	0,045	0,028	0,50	12,97
FINA	K <sub>s</sub> Ros θ <sub>seu</sub> θ <sub>r</sub> Ra	4/5	0,95	0,93	0,043	0,029	0,47	13,54

Nota: Ros se refiere a las FET de Rosetta y eu se refiere a FET europea. θ<sub>r</sub>RE se refiere a la humedad residual calculada a partir de las series de humedad de las estaciones de REMEDHUS, θ<sub>r</sub>av se refiere a la humedad residual calculada a partir de todas las estaciones y θ<sub>r</sub>Ra es la humedad residual obtenida por Rawls *et al.* (1982).

En la Figura 5.31 se observa cómo, en general, el promedio de humedad del modelo SWBM<sub>d</sub> simula correctamente la variabilidad temporal del promedio de la humedad *in situ* del conjunto de estaciones durante todo el periodo, captando adecuadamente la variabilidad de la humedad relacionada con la precipitación. Sólo son apreciables, sin embargo, dos desajustes de escasa significación. Por un lado, en mayo y junio de 2014 (Figura 5.31), se observa una ligera subestimación de la humedad del suelo, que fue también detectada en trabajos previos en la zona de estudio (Brocca *et al.* 2013; Gumuzzio *et al.* 2016). Esta subestimación probablemente es causada por una sobreestimación de la evapotranspiración potencial con el método Doorenbos y Pruitt (1977). Este método se basa en una ecuación empírica que utiliza la temperatura del aire, lo que puede provocar la sobrestimación de la evapotranspiración en los periodos cálidos, al no considerar otras variables adicionales, tales como el viento, que pueden jugar un papel importante en la evapotranspiración de la superficie del suelo. Precisamente, el modelo SWBM<sub>d</sub> emplea esta ecuación por su simplicidad para la aplicación a grandes extensiones, en las que, sin embargo, los datos de temperatura están normalmente disponibles (Brocca *et al.* 2013). Adicionalmente, al reducir el número de variables del modelo, se reducen las incertidumbres asociadas al cálculo distribuido de estas variables. Por otra parte, Wanders *et al.* (2012) detectó periodos de sobreestimación de la humedad media del suelo con el modelo *Soil-Water-Atmosphere-plant* (SWAP) en los meses de mayo y junio en el área de REMEDHUS que, en este caso, fue atribuida al método de estimación de la evapotranspiración potencial de Penman-Monteith. Por lo tanto, influye claramente el método de cálculo de la evapotranspiración sobre los resultados de la humedad.

Otro desajuste entre las series se refiere a la sobrestimación de la humedad media de SWBM<sub>d</sub> respecto a la observada *in situ* entre finales de noviembre y principios de diciembre de 2013, coincidiendo con las temperaturas más bajas (Figura 5.31).

La validación mediante promedios de las agrupaciones texturales, obtiene resultados muy satisfactorios en todas las agrupaciones, tanto con respecto a los coeficientes de bondad de ajuste, como a los estadísticos del error (Tabla 5.10).

En todas las agrupaciones texturales se aprecia que el modelo detecta bien la variabilidad estacional del periodo (Figura 5.32, Figura 5.33, Figura 5.34 y Figura 5.35), presentando los mayores contenidos de humedad entre octubre y marzo, un progresivo descenso entre abril y junio y alcanzando los menores contenidos de la humedad entre julio y septiembre. También se observa que el modelo SWBM<sub>d</sub> capta adecuadamente la humedad *in situ* para la mayoría de los picos de humedad debidos a eventos de precipitación.

Coherentemente, en estas figuras se aprecia que los valores más bajos de la humedad se presentan en las agrupaciones texturales muy gruesas y gruesas, con valores generalmente inferiores a  $0,150$  y  $0,200 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , respectivamente, en la mayor parte del periodo (sólo con valores por encima de este umbral en determinados eventos intensos de precipitación). En contraste, las agrupaciones *medias* y *finas* tienen mayores contenidos de humedad (ambas generalmente por encima de  $0,200 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ , en los periodos húmedos de invierno).

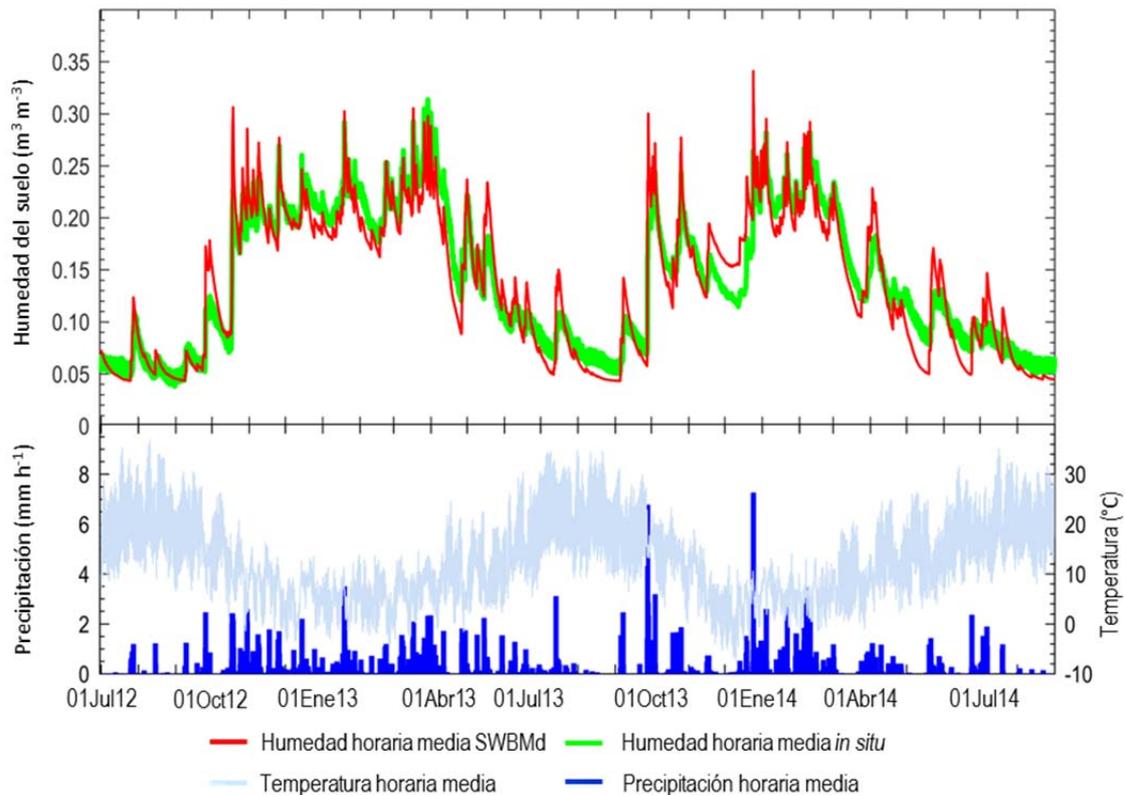


Figura 5.31 Humedad horaria media SWBMd (rojo) y frente a la humedad media *in situ* (verde) de todas las estaciones disponibles en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias.

Para la agrupación textural muy gruesa, la validación mediante promedios presenta una mejora significativa respecto a la validación puntual, alcanzando R y d valores satisfactorios y similares al resto de las agrupaciones texturales (Tabla 5.10). El RMSD y el sesgo son bajos, este último con signo negativo, lo cual indica una ligera sobrestimación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> con respecto a la humedad *in situ* (Tabla 5.10). El RSR y el PBIAS presentan valores absolutos elevados con respecto a las restantes agrupaciones texturales, pese a lo cual son considerados satisfactorios con relación al valor umbral establecido por Moriasi *et al.* (2007), e incluso, en el caso del RSR, cercano al umbral establecido por Sing *et al.* (2004).

Sí bien en el caso de la agrupación textural muy gruesa el periodo de comparación de las series de humedad es limitado debido al número de estaciones disponibles, se aprecia, en general, un buen ajuste de las series de humedad media de SWBM<sub>d</sub> con respecto a las series de las observaciones *in situ*, especialmente en el periodo de octubre de 2012 a marzo del 2013 (Figura 5.32). Por otra parte, también se observa una leve sobrestimación de la humedad, limitada a determinados picos de humedad del SWBM<sub>d</sub> asociados con precipitaciones, en los periodos de finales de octubre a noviembre de 2012, en mayo de 2013, de finales de marzo a principios de abril de 2014 y de finales de mayo y principios de junio de 2014 (Figura 5.32).

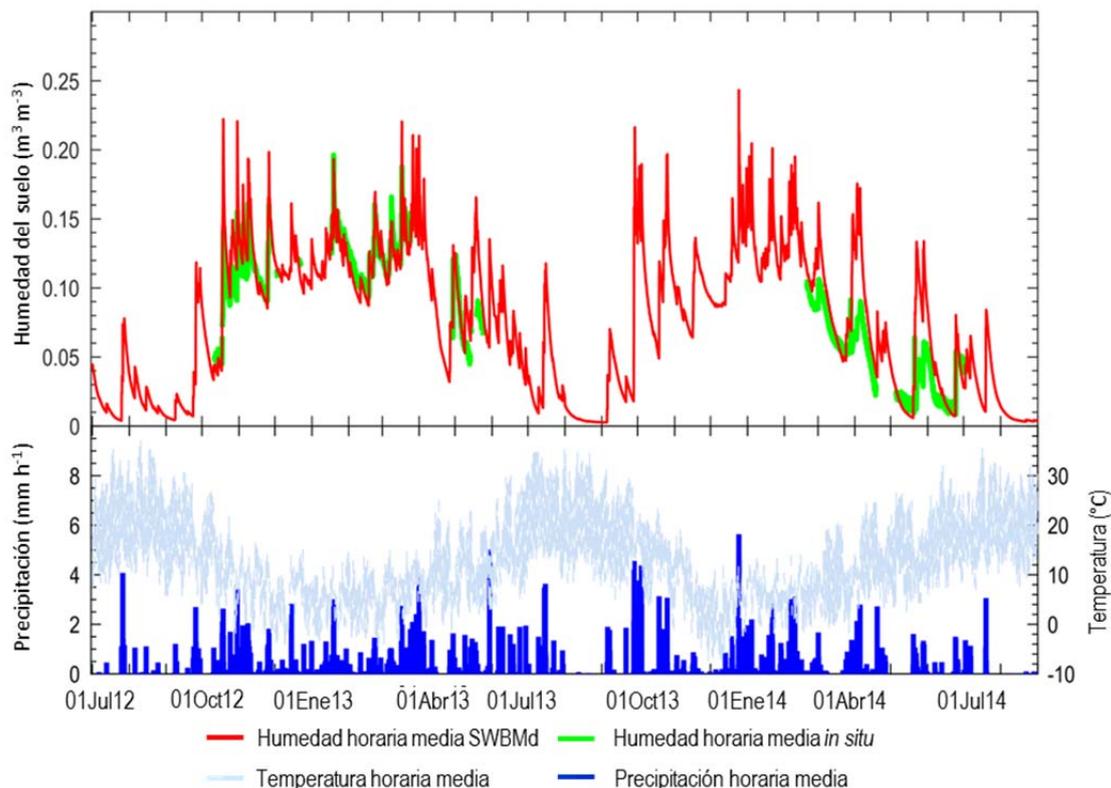


Figura 5.32 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media *in situ* (verde) de todas la estaciones correspondientes a la agrupación textural muy gruesa en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones.

La agrupación textural gruesa es la que mejores resultados ofrece (Tabla 5.10), además de ser la mejor representada en la zona de estudio, con un mayor número de estaciones disponibles. Para esta agrupación textural los coeficientes de bondad y los estadísticos del error son muy satisfactorios, con R y d muy elevados, RMSD muy bajo y el sesgo próximo a cero (Tabla 5.10). Los errores relativos RSR y PBIAS muestran también que el ajuste es muy bueno (Moriasi *et al.* 2007 y Sigh *et al.* 2004). En consecuencia, para todo el periodo, las series de humedad media del modelo SWBM<sub>d</sub> se ajustan, en general, muy satisfactoriamente a las series de humedad media *in situ* (Figura 5.33). Sólo en algunos picos de humedad se observan ciertos desajustes relacionados con una ligera sobrestimación entre noviembre y diciembre de 2013 y, por otro lado, una subestimación de la humedad en algunos periodos de los meses de marzo, mayo y junio de 2014 (Figura 5.33). Tanto la sobrestimación como subestimación de SWBM<sub>d</sub> respecto a la humedad *in situ* fueron también observados en la validación de la humedad media de todas las estaciones (Figura 5.31).

Los resultados de la validación mediante promedios, correspondientes de las agrupaciones texturales media y fina son altamente satisfactorios (Tabla 5.10 y Figura 5.33). En ambas agrupaciones los valores de R y d son muy elevados, mientras que tanto el RMSE como el sesgo presentan valores bajos. En particular, es destacable que los resultados del error obtenidos para la agrupación textural fina mejoran sensiblemente a los obtenidos con la estrategia de validación anterior. En el caso del sesgo, el valor es positivo, lo cual revela una ligera subestimación de la humedad media del modelo SWBM<sub>d</sub> con respecto a las series *in situ* (Tabla 5.10). Esto también queda evidenciado, para ambas agrupaciones texturales, en las Figura 5.34 y Figura 5.35, donde se aprecia un buen ajuste general entre ambas series y, asimismo, la existencia de diversos periodos de subestimación de la humedad SWBM<sub>d</sub>, principalmente en los inviernos y principios de primavera del periodo, y en los meses de mayo y junio de 2014.

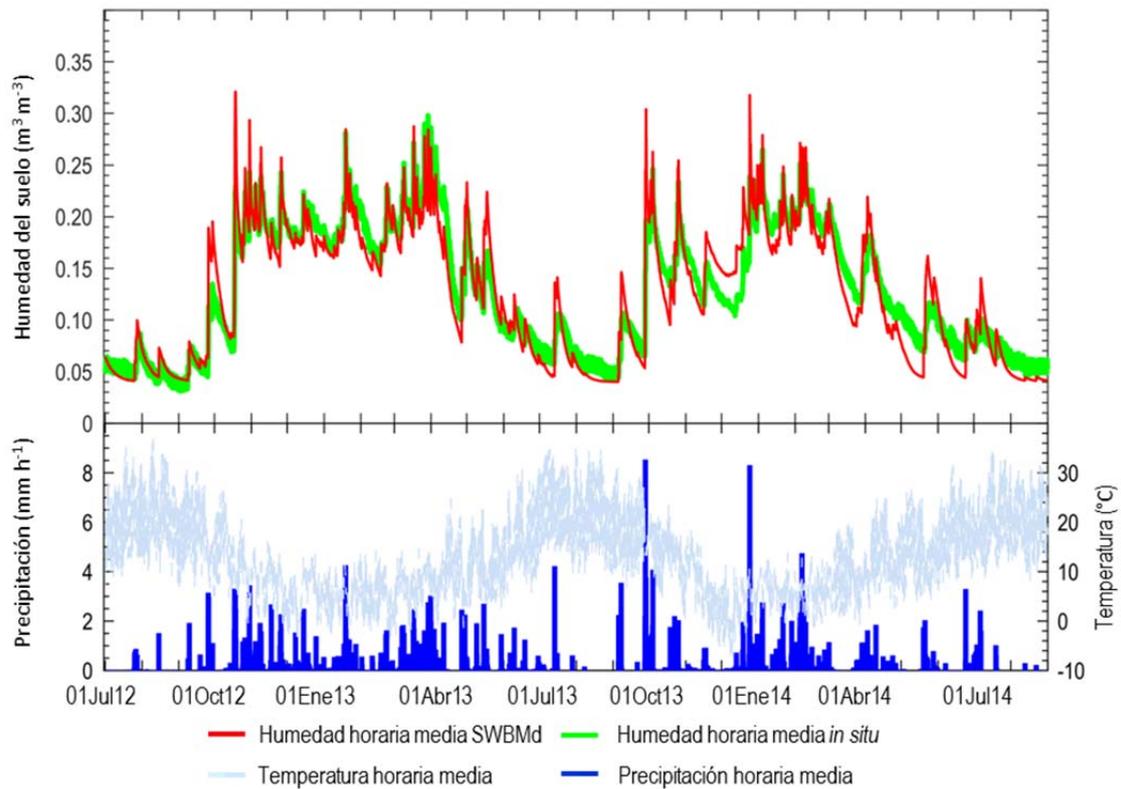


Figura 5.33 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media *in situ* (verde) de todas las estaciones correspondientes a la agrupación textural gruesa en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones.

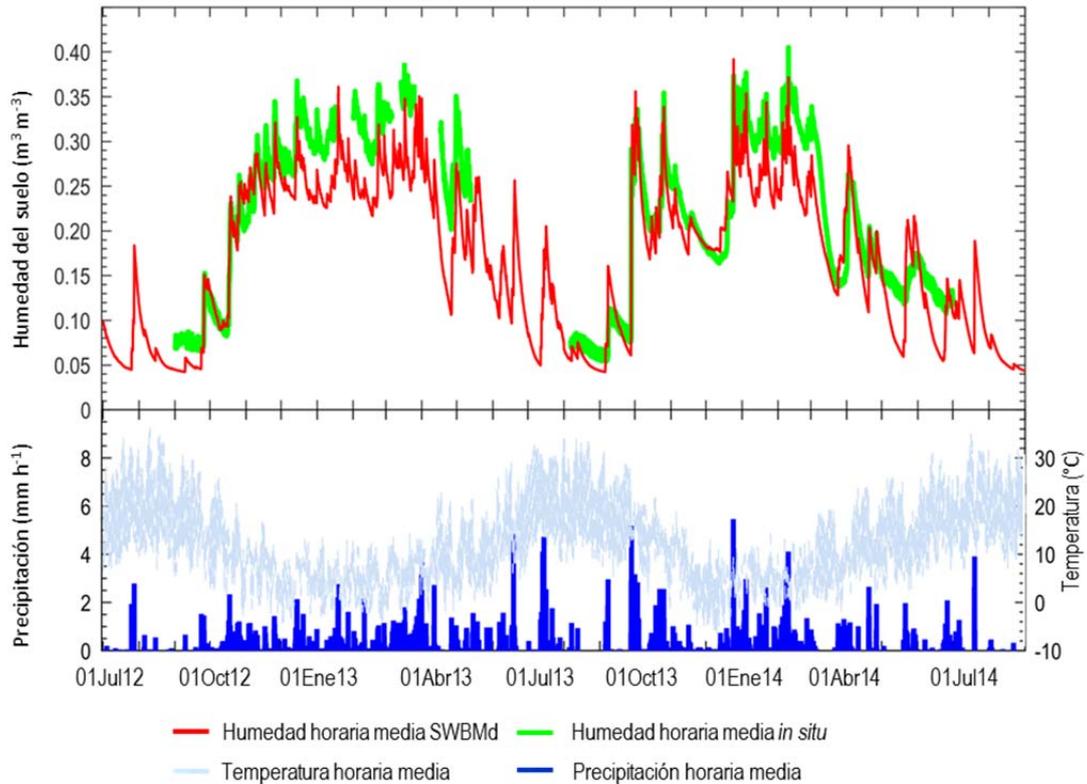


Figura 5.34 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media *in situ* (verde) de todas la estaciones correspondientes a la agrupación textural media en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones.

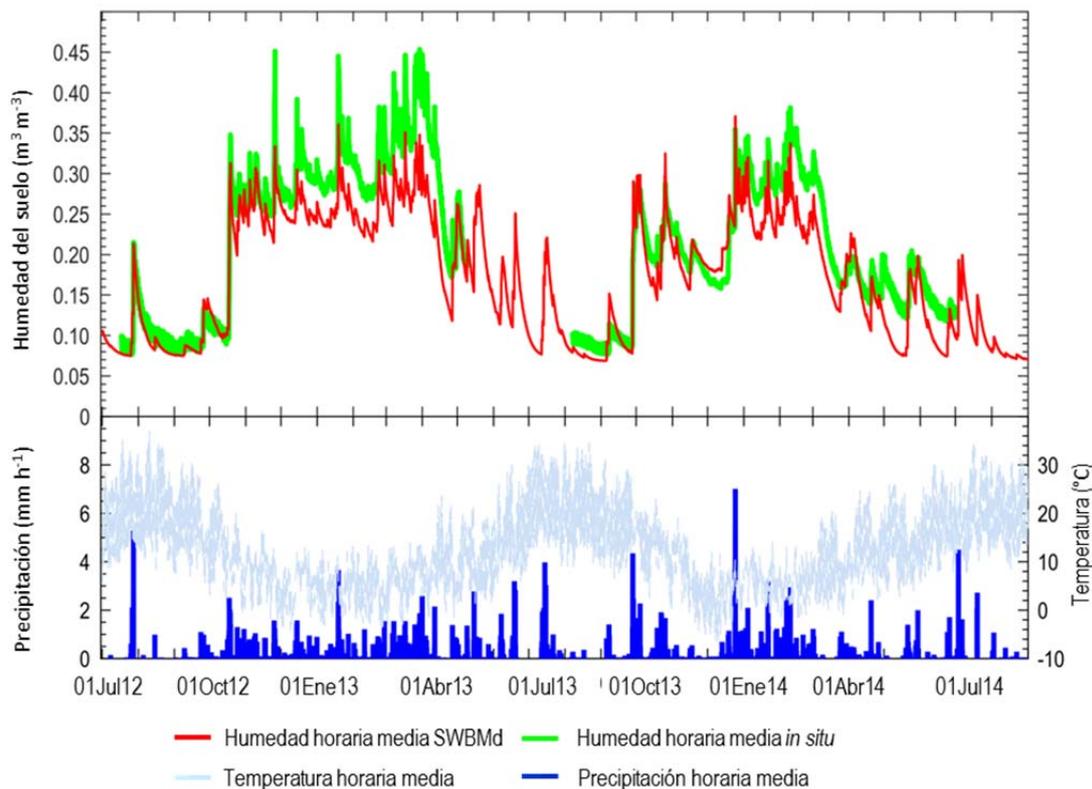


Figura 5.35 Humedad horaria media SWBMD (rojo) y frente a la humedad media *in situ* (verde) de todas la estaciones correspondientes a la agrupación textural fina en el periodo. Abajo queda representada la precipitación y temperaturas horarias medias correspondientes a las mismas estaciones.

Los resultados de la validación por promedios con la combinación óptima de métodos de obtención de los parámetros hídricos para cada agrupación textural son altamente satisfactorios. Probablemente esto es debido a que el uso de valores promedio en la validación amortigua los efectos de la diferencia de escala en la comparación de los datos distribuidos de SWBMD y los datos *in situ*.

De este modo, se considera que el modelo se puede aplicar de forma fiable en toda la zona de estudio utilizando la combinación óptima de parámetros hídricos, obtenida en la validación de promedios por agrupaciones texturales, para la aplicación del modelo SWBMD en las zonas de REMEDHUS y Carrión.

### 5.1.3.3 PARÁMETROS HÍDRICOS DEL SWBMD ESPACIALMENTE DISTRIBUIDOS

Los mapas de los parámetros hídricos seleccionados para la aplicación del modelo SWBMD se analizan en esta sección. Los valores de  $K_s$  en la zona (Figura 5.36) presentan un amplio rango de variación que abarca desde la clase de conductividad hidráulica muy baja ( $K_s < 0,8 \text{ cm h}^{-1}$ ) hasta la clase muy elevada ( $K_s > 12,5 \text{ cm h}^{-1}$ ). Los valores más bajos de  $K_s$  ( $0,05\text{-}0,16 \text{ cm h}^{-1}$ ) se presentan en los suelos con mayor contenido de arcilla (Figura 5.13) y los más elevados ( $4,90\text{-}14,18 \text{ cm h}^{-1}$ ) en aquellos con mayor contenido en arena (Figura 5.12). Es decir, los valores extremos de la  $K_s$  se relacionan con los valores extremos de los contenidos de las fracciones texturales de arcilla y arena.

La distribución espacial de los valores de  $K_s$  muestra una clara dependencia de la densidad aparente, de modo que la influencia de ésta es determinante (Figura 5.26 y Figura 5.36). Como norma general, se observa que los valores más bajos de  $K_s$  ( $< 0,5 \text{ cm h}^{-1}$ ), al NE de la zona de estudio se corresponden con las zonas cuya densidad aparente es mayor de  $1,6 \text{ g cm}^{-3}$ ; por ejemplo, en la zona de Carrión (Figura 5.22, Figura 5.28 y Figura 5.37). En el resto, con valores de  $K_s > 0,5 \text{ cm h}^{-1}$ , las densidades aparentes son inferiores a  $1,6 \text{ g cm}^{-3}$  (Figura 5.38, Figura 5.36 y Figura 5.38). Esta relación permite explicar la

distribución espacial de  $K_s$  con argumentos similares a los ya citados para la distribución de la densidad aparente.

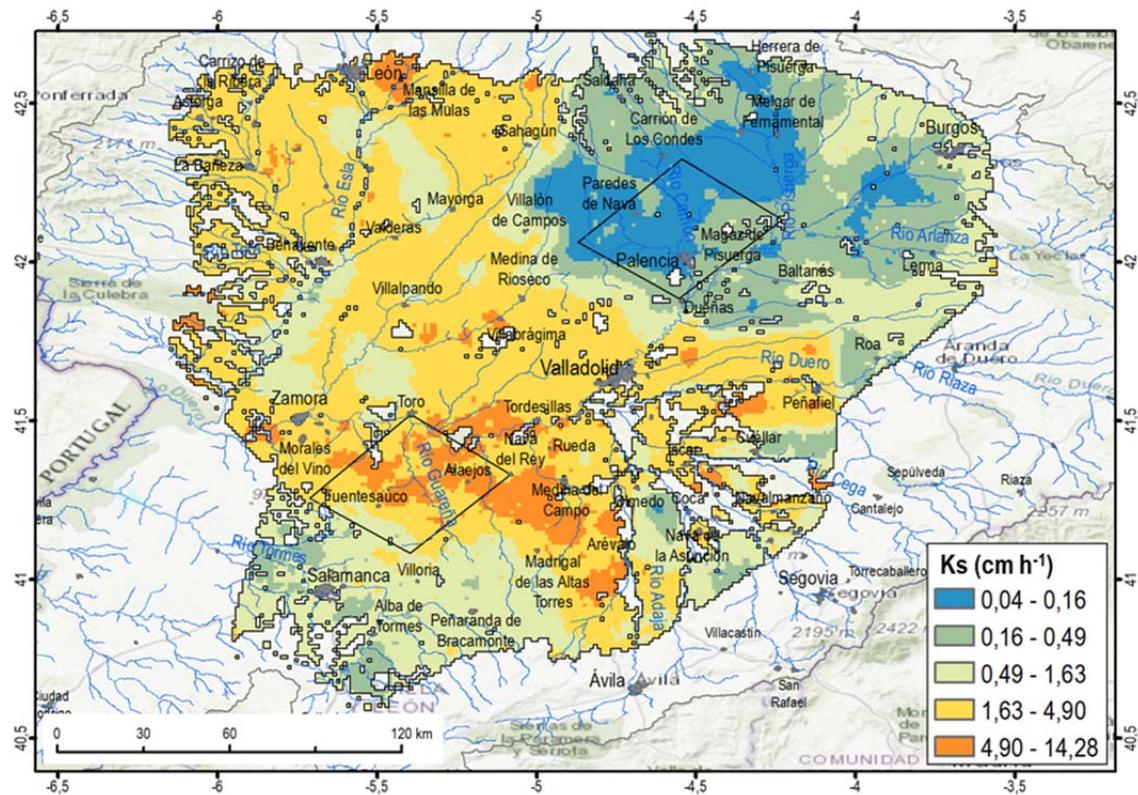


Figura 5.36 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de cultivos.

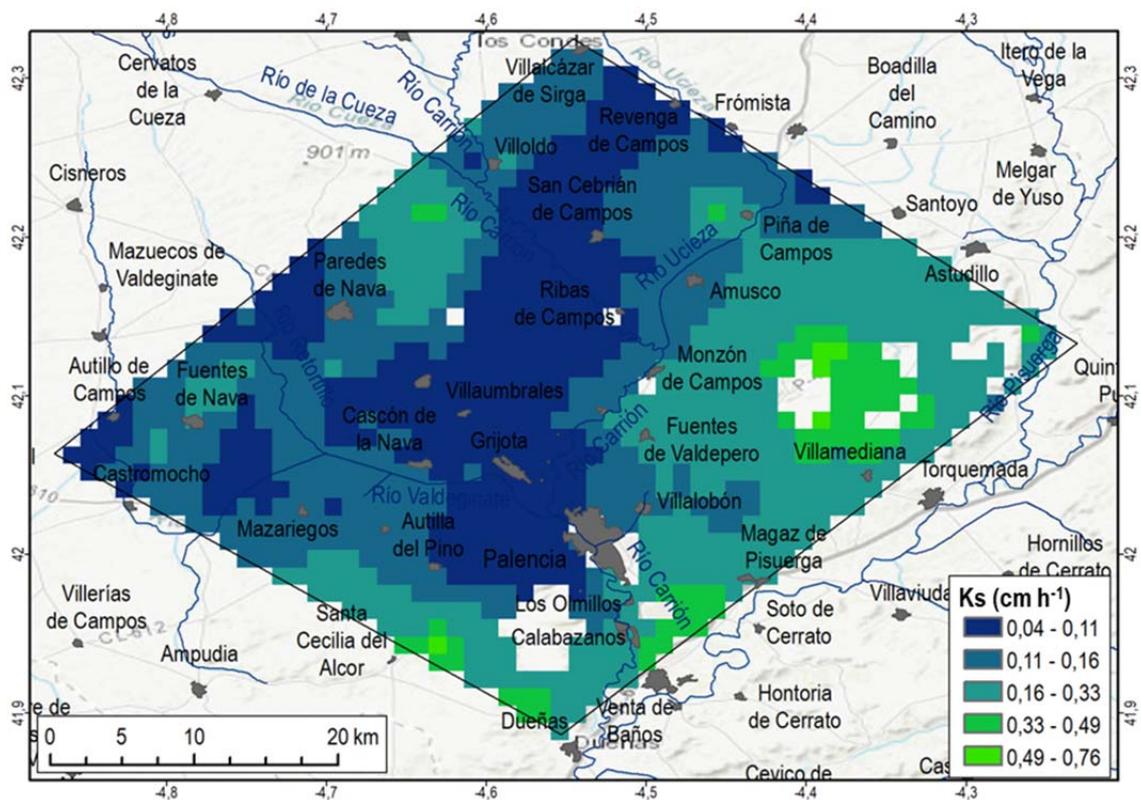


Figura 5.37 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de Carrión.

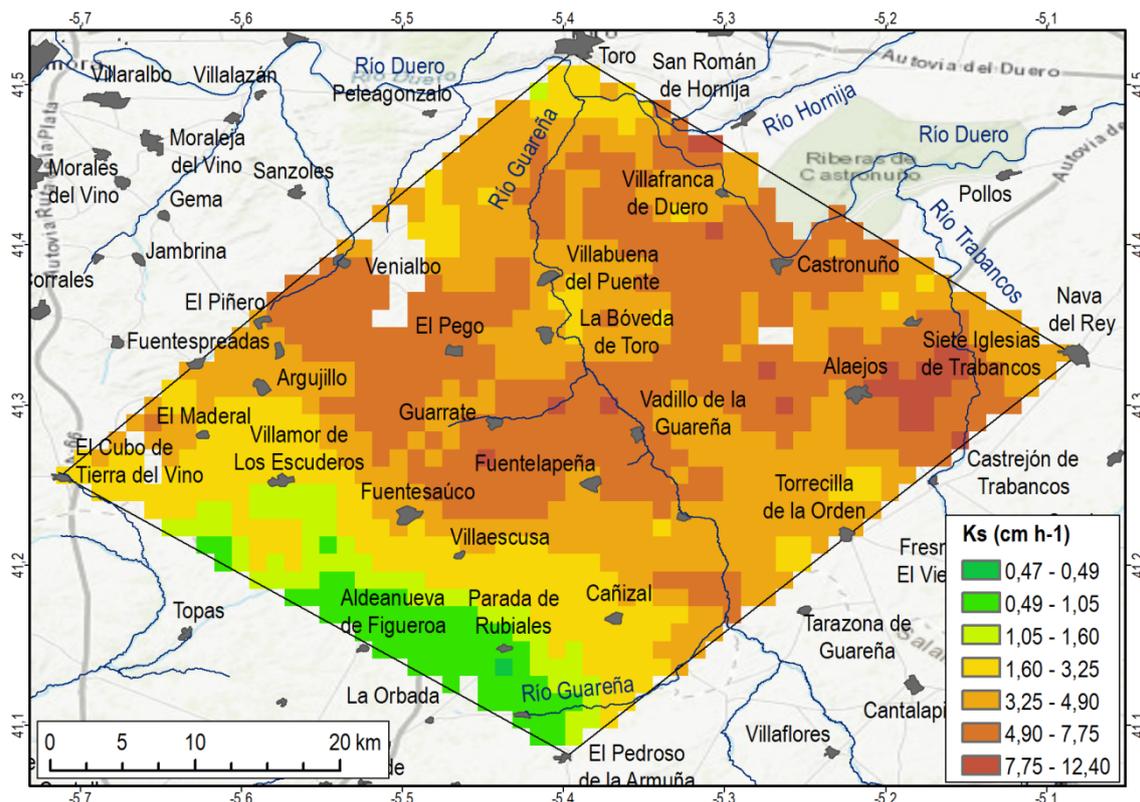


Figura 5.38 Conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) en la zona de REMEDHUS.

La  $\theta_s$  está relacionada con el volumen total del espacio poroso. De modo que factores que influyen sobre la porosidad total del suelo, tales como la estabilidad de la estructura, la textura, contenido de materia orgánica y, especialmente, la densidad aparente, influyen también sobre la humedad a saturación. En la zona de cultivos se aprecia claramente esta relación con la porosidad. Así, en general, cuanto mayor es la porosidad de suelo (menor  $D_a$ ), mayor es la humedad de saturación correspondiente (Figura 5.26 y Figura 5.39).

La distribución espacial de la  $\theta_s$  (Figura 5.39), presenta valores entre 0,246 y 0,595  $m^3 m^{-3}$ , que se corresponden con un rango de la porosidad (estimada a partir de la  $D_a$ ) con valores del orden entre el 20 y 70%. En general, los valores de  $\theta_s > 0,40 m^3 m^{-3}$  se relacionan con valores de la porosidad superiores al 40%, en los que se encuentra la mayor parte de la zona de REMEDHUS (Figura 5.40). En contraste, los valores de  $\theta_s < 0,40 m^3 m^{-3}$  se corresponden, generalmente, con porosidad  $< 40\%$ , valores que se dan en la mayor parte de la zona de Carrión (Figura 5.41).

La relación entre  $\theta_s$  y los contenidos de arena, arcilla y materia orgánica no es apreciable de un modo directo, probablemente debido a que estos parámetros afectan al espacio poroso de un modo indirecto a través de su influencia sobre la estructura (Figura 5.12, Figura 5.13, Figura 5.23 y Figura 5.39).

La  $\theta_r$  oscila en entre 0,003 y 0,109  $m^3 m^{-3}$  y está fuertemente relacionada con la distribución de la fracción arcilla (Figura 5.13 y Figura 5.42). En general, valores de  $\theta_r > 0,075 m^3 m^{-3}$  se presentan en suelos con más del 30% de arcilla y  $\theta_r < 0,075 m^3 m^{-3}$  se corresponde a suelos con menos del 30%. Por otra parte, los valores más bajos de  $\theta_r$  ( $\sim 0,003 m^3 m^{-3}$ ) se asocian a texturas arenosa y arenosa franca, mientras que la textura arcillosa presenta, frecuentemente, valores  $\theta_r$  más elevados ( $\theta_r \sim 0,090 m^3 m^{-3}$ ), ver Figura 5.43.

En REMEDHUS los valores de  $\theta_r$  oscilan de 0,040 a 0,068  $m^3 m^{-3}$  y se asocian a suelos con contenidos de arcilla  $< 30\%$  y texturas franco arenosa y franco arcillo arenosa (Figura 5.44). En contraste, la zona de Carrión, los valores de  $\theta_r$ , son más elevados (0,040 - 0,109  $m^3 m^{-3}$ ), correspondiendo los valores de  $\theta_r > 0,075 m^3 m^{-3}$  a los suelos con más del 30% de arcilla y texturas arcillosa y franco arcillosa (Figura 5.45).

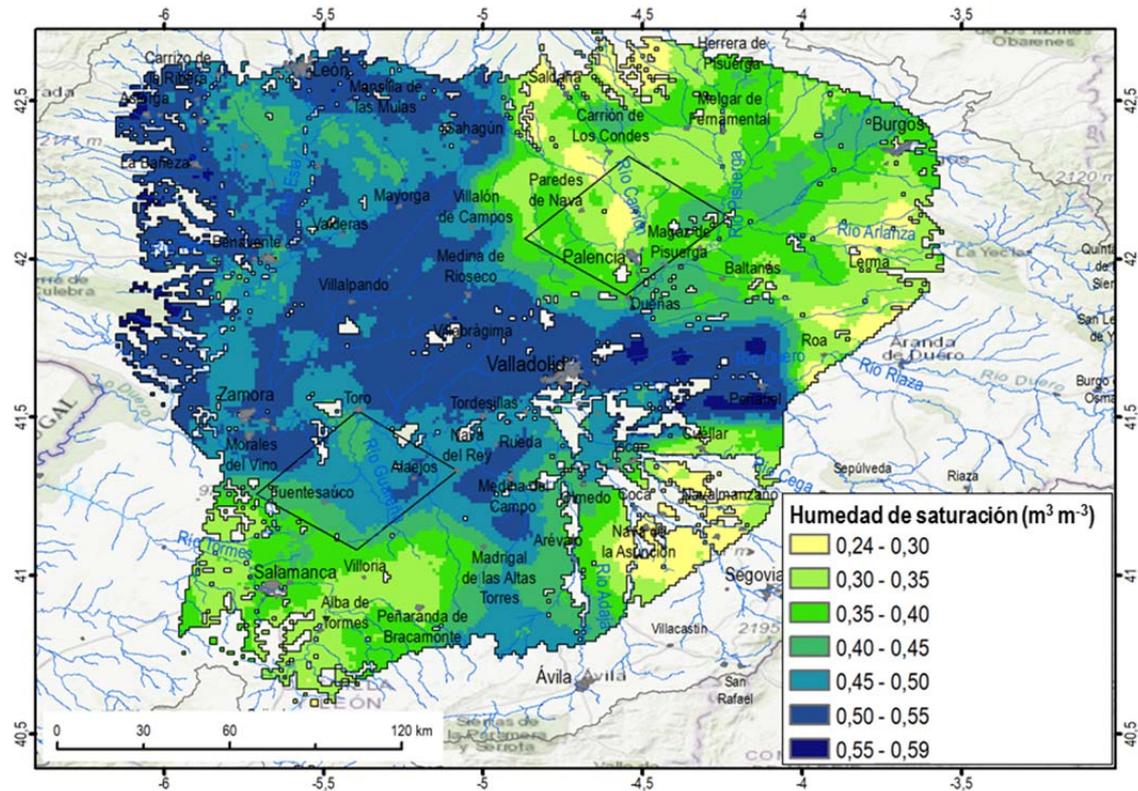


Figura 5.39 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de estudio.

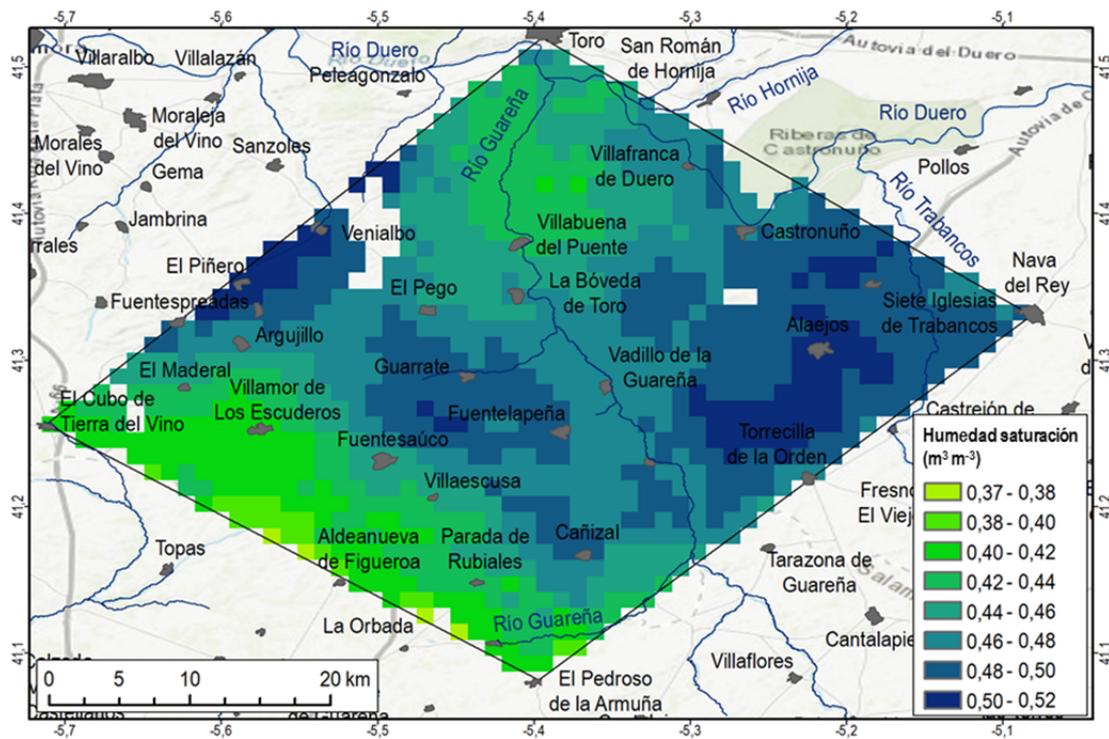


Figura 5.40 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de REMEDHUS.

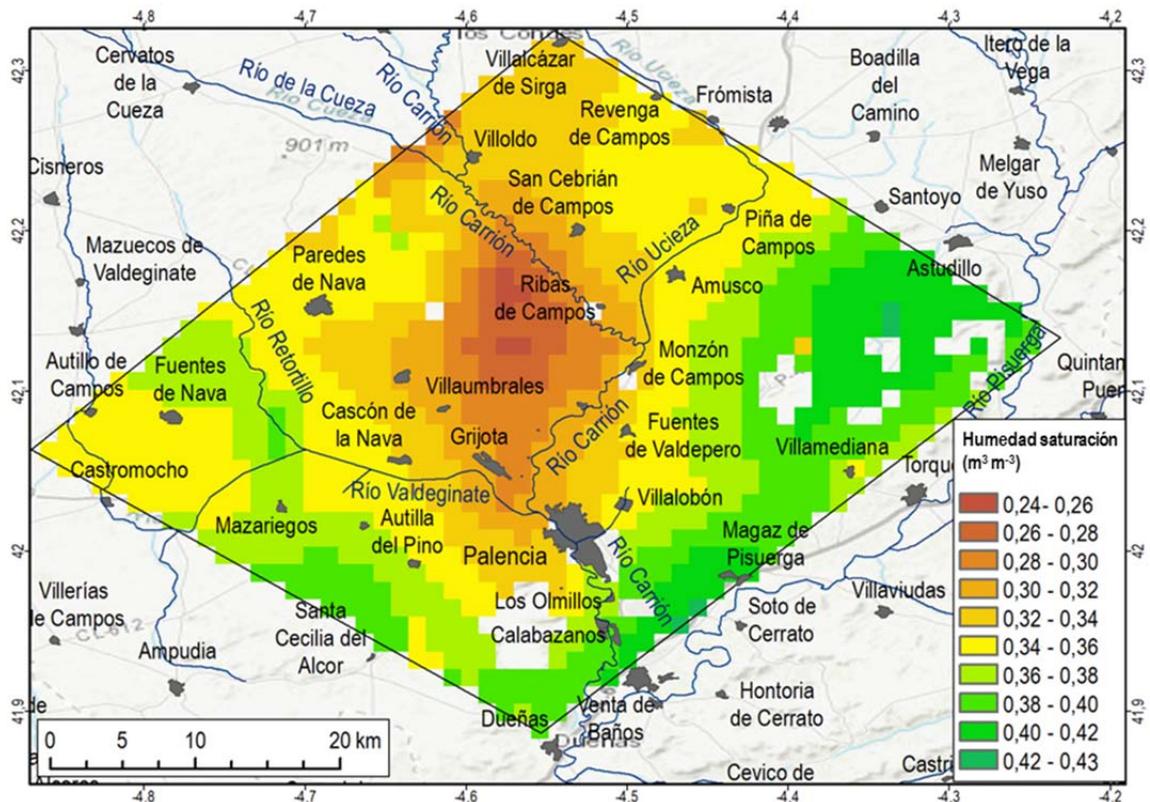


Figura 5.41 Humedad de saturación ( $\theta_s$ ) en la zona de Carrion.

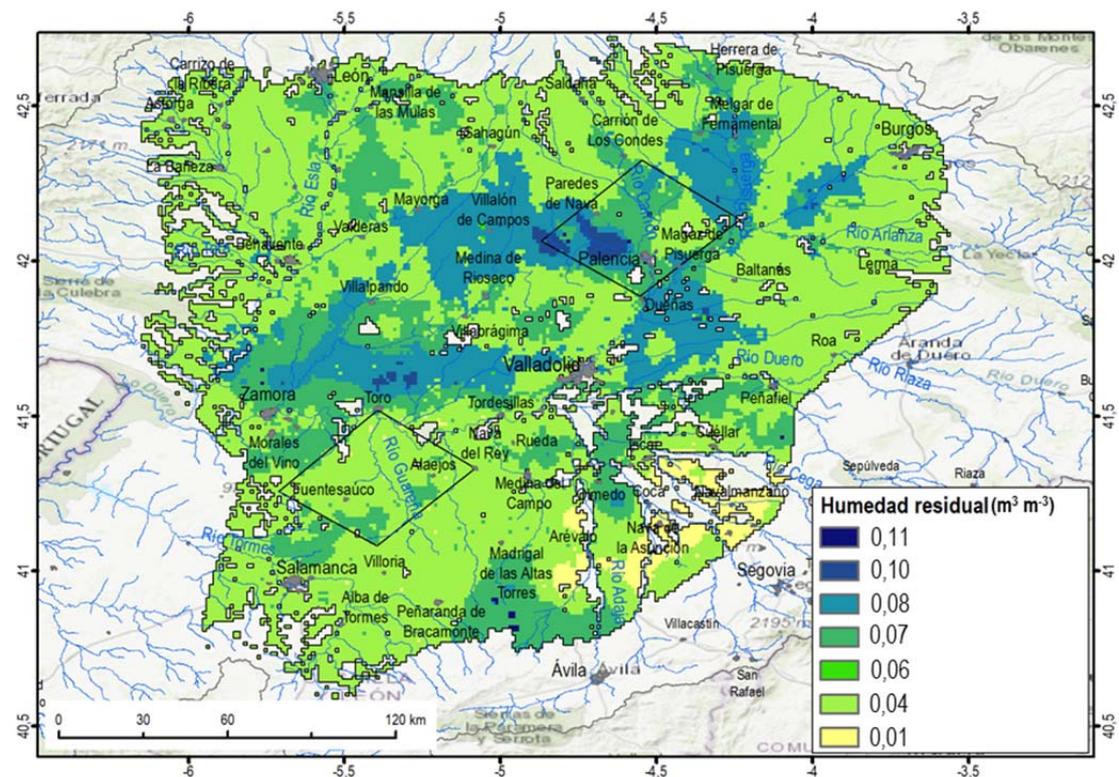


Figura 5.42 Humedad residual ( $\theta_r$ ) en la zona de estudio.

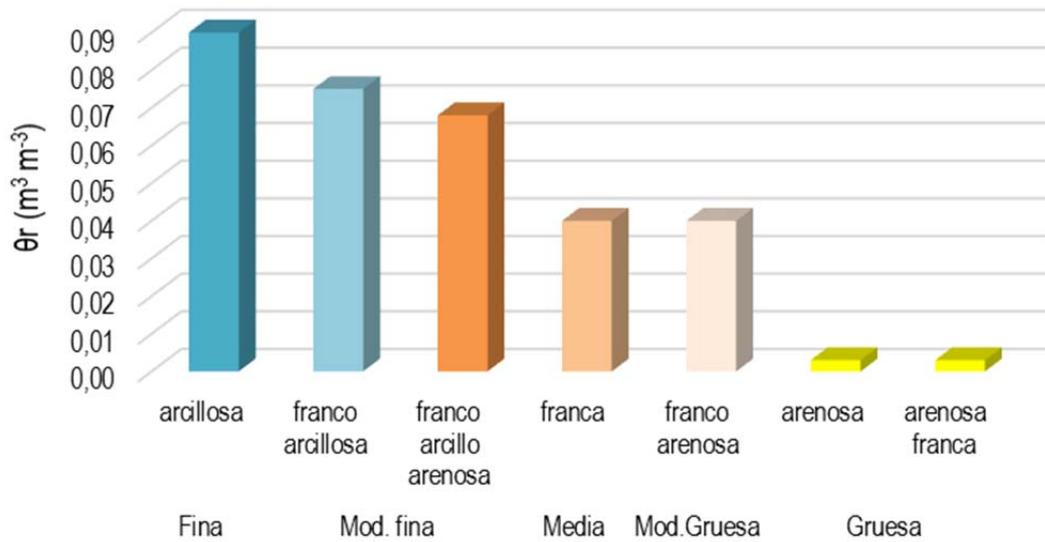


Figura 5.43 Valores de la humedad residual  $\theta_r$  asignados a las clases de textura.

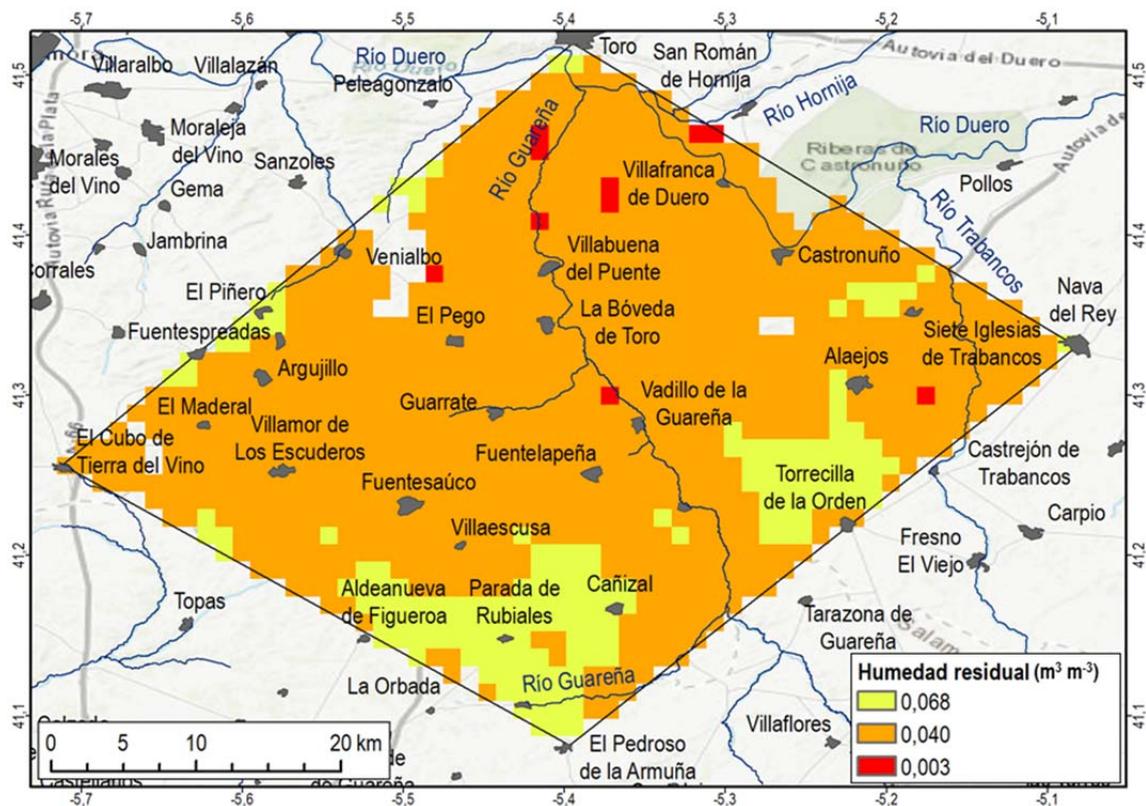


Figura 5.44 Humedad residual ( $\theta_r$ ) en la zona de REMEDHUS.

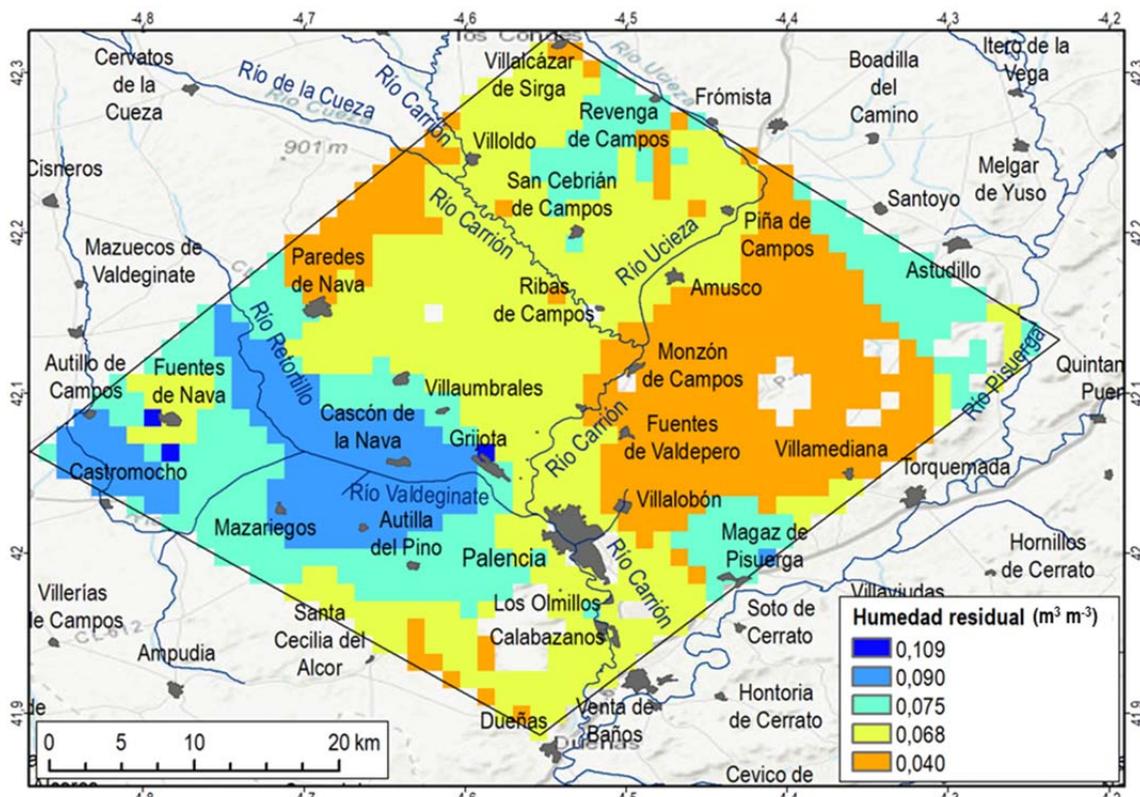


Figura 5.45 Humedad residual ( $\theta$ ) en la zona de Carrion

### 5.1.4 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA HUMEDAD SWBM<sub>d</sub> EN LAS ZONAS REMEDHUS Y CARRION

Las Figura 5.46 y Figura 5.47 muestran los promedios de las series de humedad del modelo SWBM<sub>d</sub> y de las series de precipitación y temperatura diaria distribuida de todos los píxeles de las subzonas de REMEDHUS y de Carrion, respectivamente.

En ambas subzonas, las series de humedad media espacial muestran un patrón estacional con los valores más bajos en los meses más secos y caluroso del verano, y los más elevados, en el otoño y en el invierno. En general, las variaciones estacionales de la humedad están influidas tanto por la abundancia y continuidad de las precipitaciones como por las variaciones estacionales de la temperatura. Sin embargo, las variaciones diarias de la humedad parecen más influidas por las precipitaciones (Figura 5.46 y Figura 5.47).

La humedad media espacial en Carrion es más elevada que en REMEDHUS a lo largo de la mayor parte del periodo de estudio, alcanzando valores superiores a  $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , de forma prácticamente continuada desde mediados de octubre del 2012 hasta finales de marzo del 2013 y desde principios de enero de 2014 hasta mediados de marzo de 2014, debido a la existencia de precipitaciones frecuentes y prolongadas en estos periodos. En contraste, en REMEDHUS se detecta una mayor variabilidad de la humedad media espacial, de modo que sólo supera el valor de  $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , de un modo más discontinuo, en determinados picos de humedad asociada a eventos de precipitaciones intensas (Figura 5.46 y Figura 5.47).

Por otra parte, en Carrion se observan cambios bruscos en la humedad media espacial, sobre todo en octubre de 2012 y en octubre de 2013, relacionados con eventos de precipitaciones tras periodos prolongados de sequía (Figura 5.47).

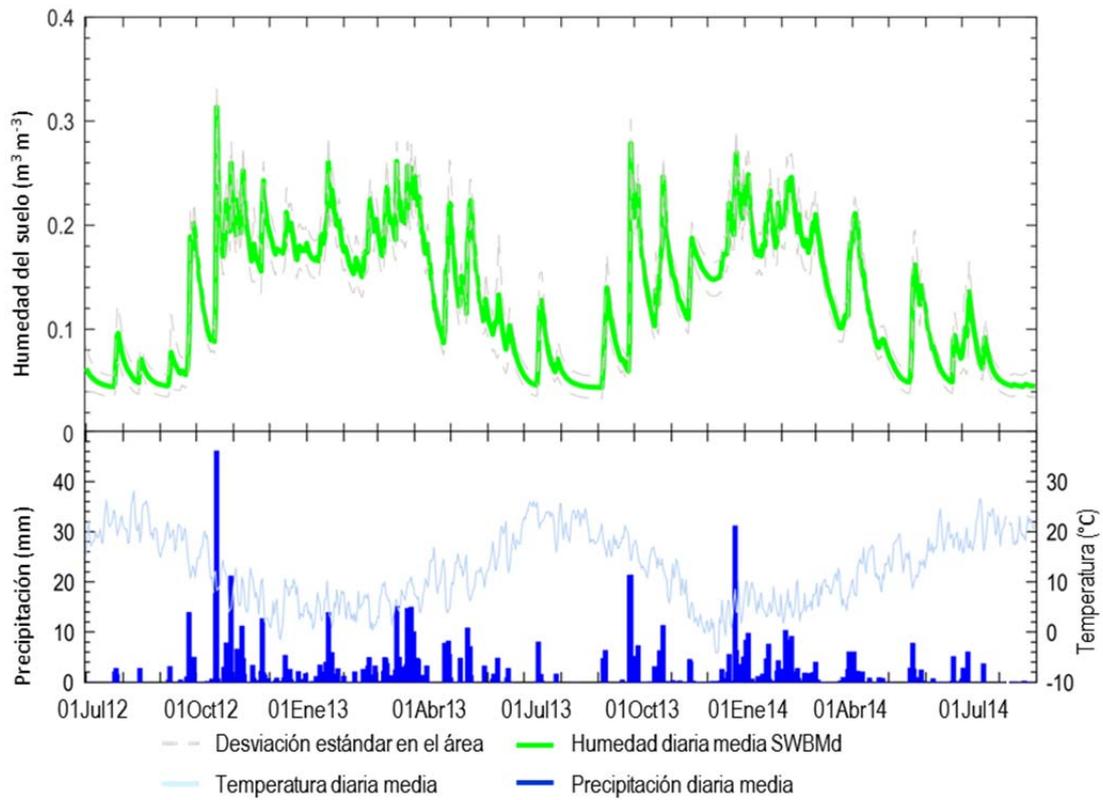


Figura 5.46 Humedad diaria media de SWBM<sub>d</sub> (verde) más menos la desviación estándar en el área (gris) con la precipitación diaria media en REMEHUS.

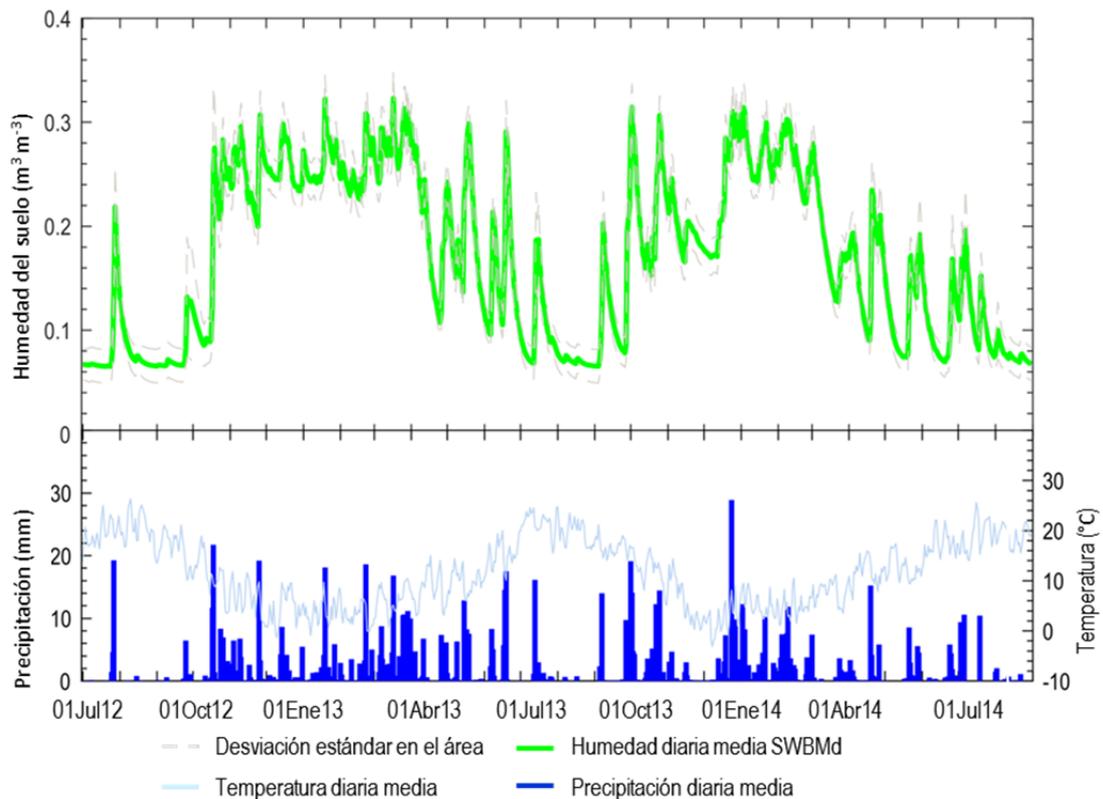


Figura 5.47 Humedad diaria media de SWBM<sub>d</sub> (verde) más menos la desviación estándar en el área (gris) con la precipitación diaria media en Carrión.

La humedad media estacional para las dos zonas está relacionada con la precipitación acumulada en cada estación del año, presentando los valores más elevados en los inviernos 2012-2013, 2013-2014 y en primavera de 2013 y los más bajos en los meses de los veranos de 2012, 2013 y 2014 (Figura 5.48).

En Carrión, la humedad media es superior a la de REMEDHUS en todas las estaciones del año, con las mayores diferencias en los inviernos 2012-2013, 2013-2014 y en la primavera de 2013 y las menores en el otoño de 2012 (Figura 5.48) debido a una elevada precipitación acumulada de REMEDHUS en este periodo.

Se observa en ambas zonas una clara relación inversa entre la humedad media estacional y la temperatura media estacional, siendo las temperaturas medias mayores en la zona de REMEDHUS para todas las estaciones (Figura 5.49).

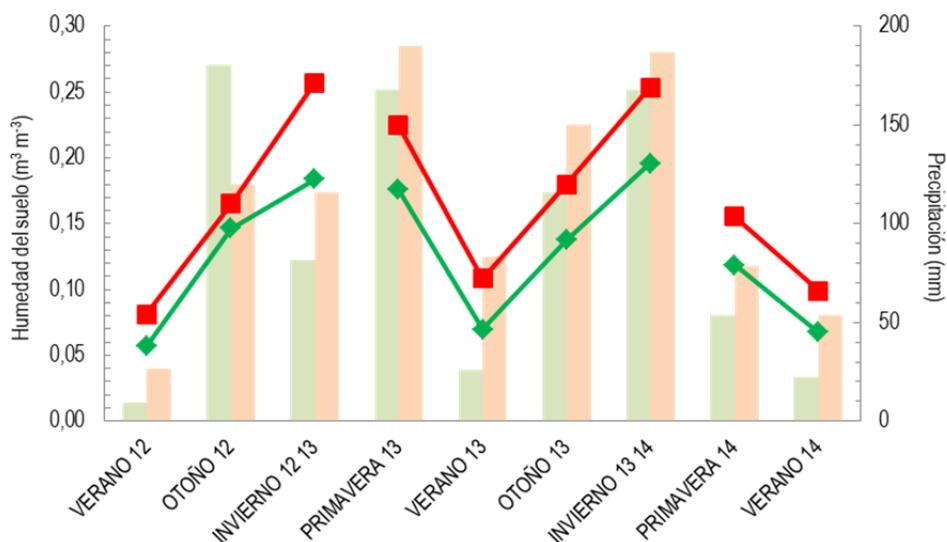


Figura 5.48 Humedad media por estaciones del año para REMEDHUS (verde) y para Carrión (rojo). En el eje y derecho se representa la precipitación media acumulada en mm representada en barras rojas para Carrión y en barras verdes para REMEDHUS.

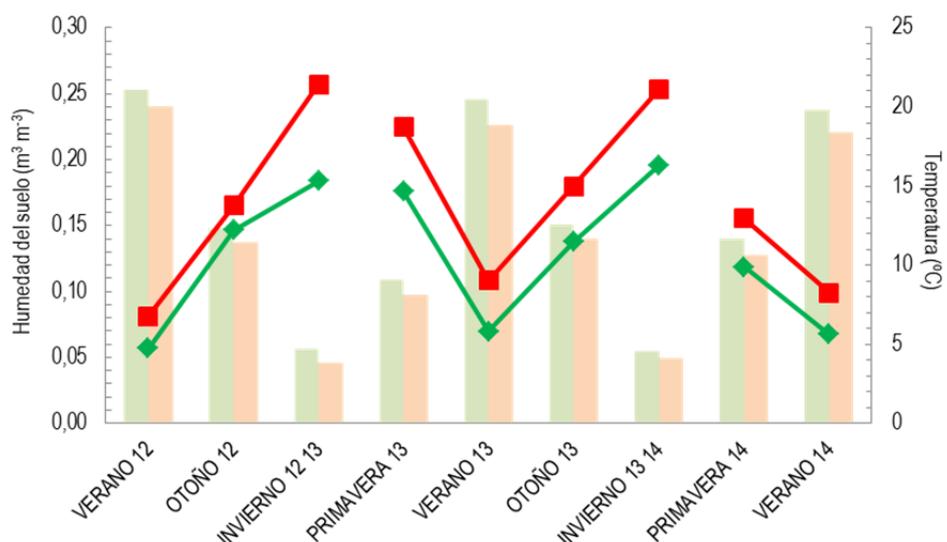


Figura 5.49 Humedad media por estaciones del año para REMEDHUS (verde) y para Carrión (rojo). En el eje y derecho se representa la temperatura en °C representada en barras rojas para Carrión y en barras verdes para REMEDHUS.

### 5.1.4.1 VARIABILIDAD DE LA HUMEDAD DEL MODELO (SWBM<sub>d</sub>) EN FUNCIÓN DE LOS PARÁMETROS EDÁFICOS E HÍDRICOS

En el suelo intervienen diversos factores que afectan al movimiento y al almacenaje del agua en el perfil. Algunos de estos factores dependen directamente de parámetros edáficos que determinan el comportamiento del agua en el suelo. Para estudiar la influencia de estos parámetros sobre la distribución espacial de la humedad del modelo SWBM<sub>d</sub> en las subzonas, se realizaron correlaciones de los mapas de las características edáficas con el mapa de la humedad media en el periodo (SWBM<sub>av</sub>) por una parte y, con el mapa del coeficiente de variación temporal en el periodo (CV SWBM), por otra (Figura 5.50 y Figura 5.51).

En ambas zonas (Tabla 5.11) hay correlaciones significativas de SWBM<sub>av</sub> con las fracciones arena y arcilla. En particular, en la REMEDHUS, la correlación con la fracción arena es muy elevada y negativa. Esto podría explicar el menor contenido de humedad estimada por el modelo en esta zona (Figura 5.52 y Figura 5.53). Por otra parte, la fracción arcilla presenta también una la correlación elevada con SWBM<sub>av</sub> en REMEDHUS pero, en este caso, positiva (Tabla 5.11), como era de esperar.

Tabla 5.11 Correlaciones espaciales entre las fracciones arena, arcilla, D<sub>a</sub> y MO con SWBM<sub>av</sub> y CV SWBM en las zonas de REMEDHUS y Carrión.

Parámetros	Zona REMEDHUS		Zona CARRIÓN	
	SWBM <sub>av</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CV SWBM	SWBM <sub>av</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CV SWBM
Arena (%)	-0.83	0.20	-0.65	0.29
Arcilla (%)	0.86	-0.31	0.62	-0.63
D <sub>a</sub> (Kg m <sup>-3</sup> )	0.29	0.20	-0.62	-0.17
% MO	0.55	-0.10	0.17	0.24

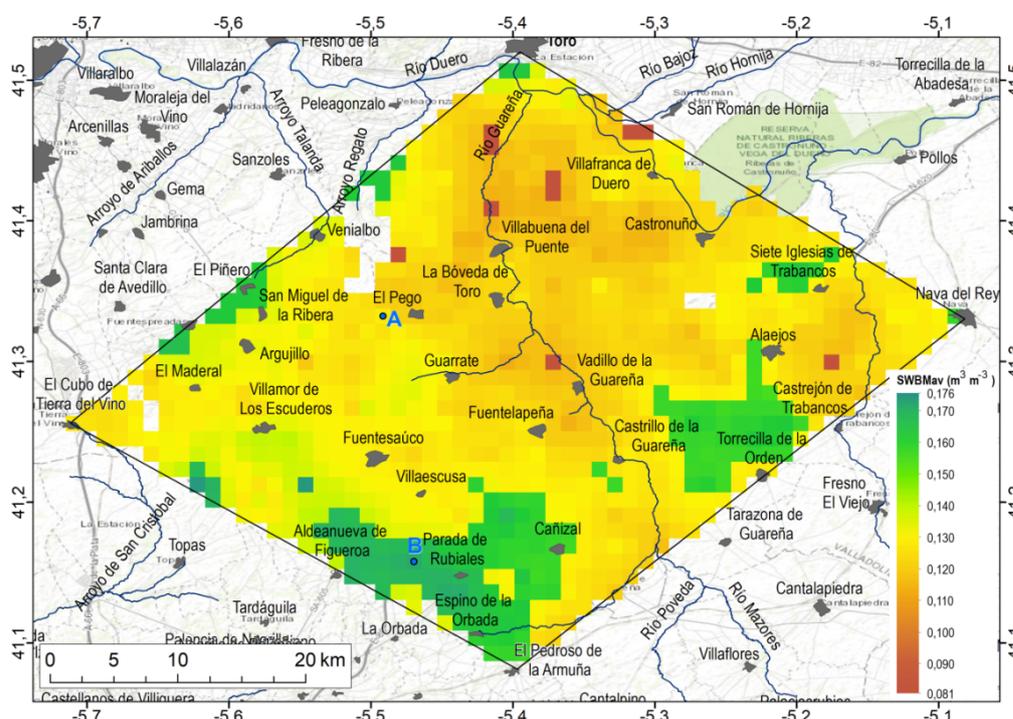


Figura 5.50. Mapa de SWBM<sub>av</sub> de REMEDHUS (A y B son ejemplos de localizaciones representativas de la zona).

En Carrión, las correlaciones entre SWBM<sub>av</sub> y las fracciones de arena y arcilla son menos significativas; sin embargo, mantienen los mismos signos, negativo para la arena y positivo para la arcilla (Tabla 5.11). En esta zona, cuanto mayor es el porcentaje de arcilla, mayor es la humedad estimada por el modelo; pero esta relación está más atenuada dada la menor correlación con respecto a REMEDHUS. Es

necesario considerar que el porcentaje de arcilla en Carrión es mayor que en REMEDHUS, lo que justifica el mayor contenido de humedad estimado por el modelo, pero, además, habría que considerar aquí la influencia de la densidad aparente.

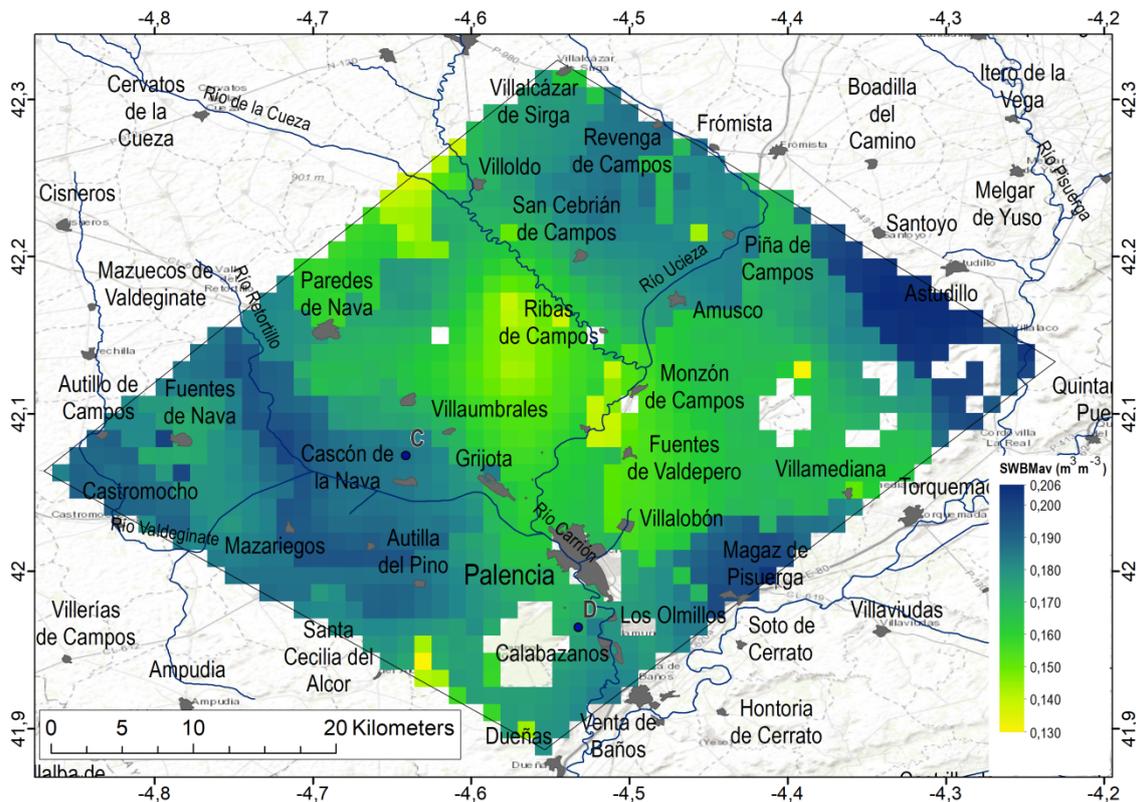


Figura 5.51 Mapa SWBM<sub>av</sub> en Carrión (C y D son ejemplos de localizaciones representativas de la zona).

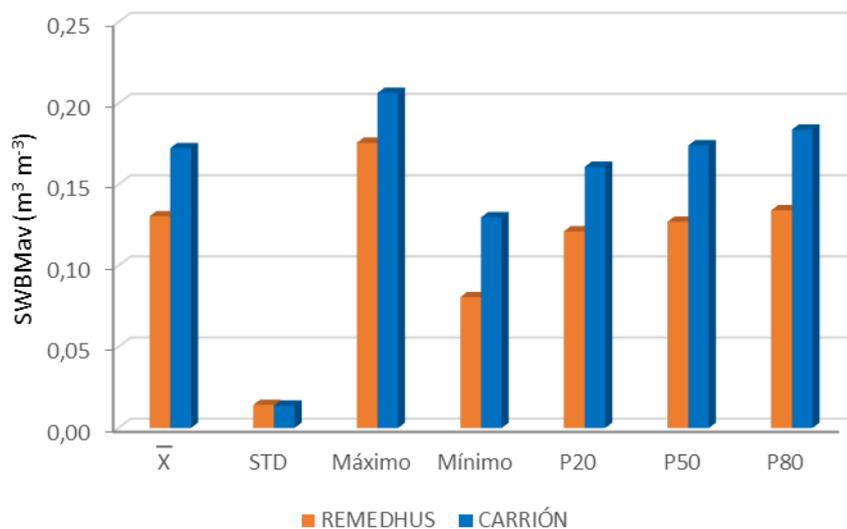


Figura 5.52 Media, desviación estándar, máximo mínimo y percentiles 20, 50 y 80 de la humedad media temporal (SWBMav) para el conjunto de píxeles de REMEDHUS y Carrión.

Por otro lado, sólo se aprecian correlaciones significativas y negativas entre CV SWBM con la fracción textural arcilla en la zona de Carrión (Tabla 5.11). Por lo tanto, en el rango de valores de la fracción arcilla existentes en Carrión, que pueden llegar a ser elevados (>20%), a mayor contenido de arcilla menor variabilidad temporal de la humedad, debido a la mayor capacidad de retención de agua de los suelos arcillosos.

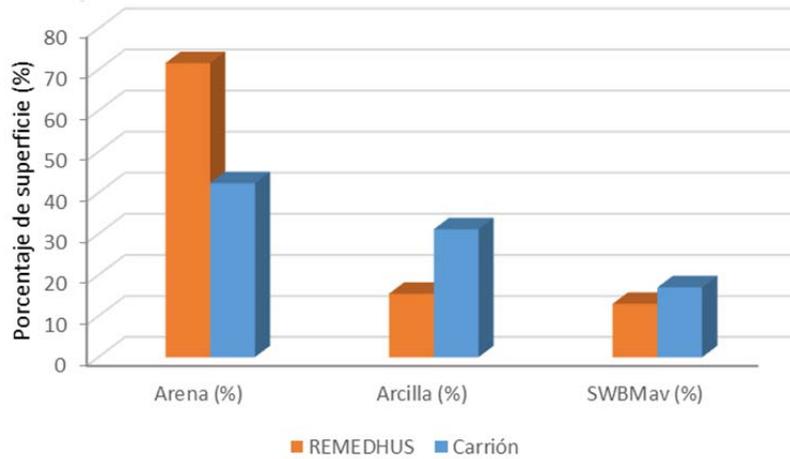


Figura 5.53 Fracciones texturales arena, arcilla y humedad temporal media en % de REMEDHUS y Carrión.

En la Figura 5.54 se muestran las variaciones de la  $SWBM_{av}$  en relación a las diferentes agrupaciones texturales de las zonas de estudio, observándose que la humedad  $SWBM_{av}$  en Carrión es siempre más elevada que en REMEDHUS en todas las agrupaciones texturales. En ambas zonas, los valores más elevados de  $SWBM_{av}$ , para el conjunto de píxeles, se presentan en las agrupaciones texturales más finas, en contraste con los valores más bajos, siempre asociados a las agrupaciones texturales más gruesas. En cuanto al CV SWBM (Figura 5.54), se observan valores más elevados para la agrupación textural muy gruesa y los más bajos para la muy fina, ya que la respuesta a los cambios de humedad temporales de los suelos arenosos es más rápida que en los arcillosos. En todo caso, en ambas zonas, la relación de  $SWBM_{av}$  con la textura del suelo es más apreciable que con la variabilidad temporal de las series para el conjunto de píxeles (Figura 5.54).

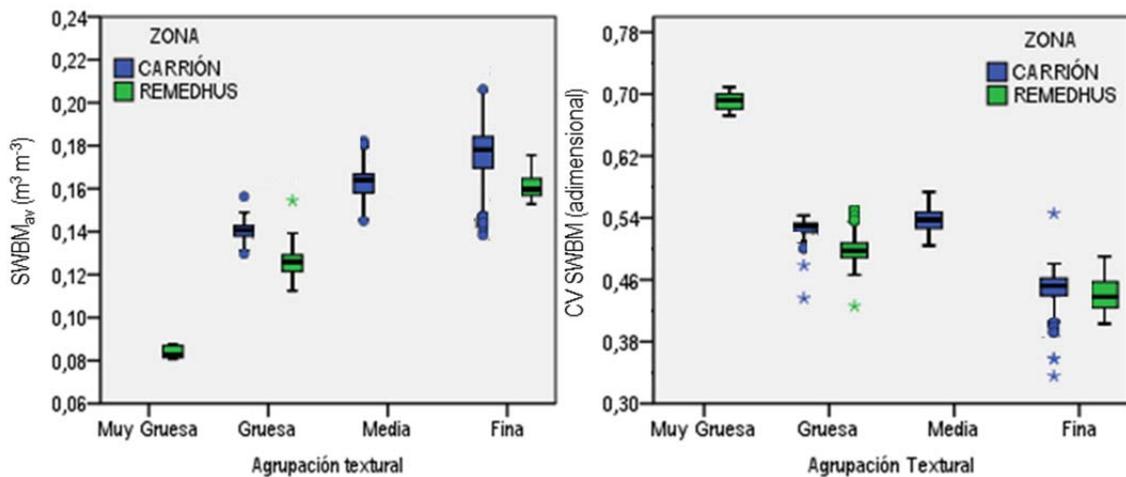


Figura 5.54  $SWBM_{av}$  y CVt por agrupaciones texturales. Los puntos numerados representan píxeles con valores atípicos.

La materia orgánica presenta una correlación escasamente significativa con la humedad media de las series del modelo (Tabla 5.11), probablemente debido al limitado rango de valores que este parámetro tiene en suelos de uso agrícola. En cuanto a los parámetros hídricos, no han sido considerados en la correlación, debido a que son *inputs* directos del modelo.

En los mapas de  $SWBM_{av}$  de ambas zonas de estudio (Figura 5.50 y Figura 5.51), se aprecia la influencia de la textura, puesta de manifiesto por un gradiente de humedad creciente que siguen el orden de las texturas muy gruesa, gruesa, media y fina (Figura 5.14 y Figura 5.15), en conformidad con los resultados

de las correlaciones. Así, por ejemplo,  $SWBM_{av} > 0,15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  se presenta, generalmente, en suelos de textura franco arcillo arenosa y  $SWBM_{av} < 0,15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  en suelos de textura franco arenosa. En REMEDHUS, se observa que zonas con porcentajes de arena superiores al 65% (Figura 5.19) se corresponden, en general, con valores de  $SWBM_{av} < 0,15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ ; mientras que, en Carrión, contenidos superiores al 40% de arena (Figura 5.18) se asocian, en general, a los valores de  $SWBM_{av} < 0,15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . En el caso de la arcilla, en REMEDHUS valores inferiores al 20% (Figura 5.17) tienden, en general, a asociarse a valores de  $SWBM_{av} < 0,14 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ , y en Carrión valores  $> 20\%$  de arcilla (Figura 5.16) se corresponden con  $SWBM_{av} > 0,15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ .

La influencia de la densidad aparente en la  $SWBM_{av}$  se aprecia particularmente en Carrión cuando alcanza valores elevados (Figura 5.28 y Figura 5.51), con un descenso de la  $SWBM_{av}$  debido probablemente a una reducción del sistema poroso.

La distribución espacial de  $K_s$  en la zona de REMEDHUS muestra de forma coherente una relación inversa con  $SWBM_{av}$  (Figura 5.38 y Figura 5.43), es decir, los valores elevados de  $K_s$  se corresponden con valores bajos de  $SWBM_{av}$ , lo cual es de esperar ya que el agua se infiltra y percola rápidamente en el suelo. En contraste, en la zona de Carrión, aun manteniéndose esta relación inversa, el efecto está atenuado probablemente debido a su mayor densidad aparente.

En el caso de  $\theta_s$  y  $\theta_r$ , la influencia sobre la distribución espacial de  $SWBM_{av}$  no es apreciable, ya que el algoritmo del modelo limita las variaciones de humedad estimada al rango establecido entre estos parámetros y, por lo tanto, la relación con la media de la humedad temporal no es tan evidente.

#### 5.1.4.2 EJEMPLOS DE VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL

En esta sección se aportan ejemplos de los resultados de las series de humedad diaria del modelo en el periodo de estudio correspondiente a pixeles representativos de las subzonas y asimismo, ejemplos de mapas de humedad diaria del modelo, correspondientes a días representativos de estaciones del año en cada subzona.

En la Figura 5.50 se muestran las localizaciones de dos pixeles A y B representativos de REMEDHUS. La serie de humedad diaria del pixel A representa a un suelo de textura franco arenosa con un valor que se corresponde con la mediana de la  $SWBM_{av}$  del conjunto de pixeles de la subzona. El pixel B se corresponde con un suelo de textura franco arcillo arenosa con uno de los valores de más elevados de  $SWBM_{av}$  en REMEDHUS. Las series de humedad de ambos pixeles se representan junto con las series de precipitación diaria en las Figura 5.55 y Figura 5.56. En las series se aprecia la sensibilidad del modelo para captar las variaciones de las precipitaciones.

En general, las series de ambos pixeles (A y B) son bastante similares salvo en que la correspondiente al suelo con contenido mayor de arcilla (B) presenta, en general, valores más elevados de la humedad diaria en el periodo de estudio. Asimismo, en ambas series son destacables los cambios bruscos en la serie de humedad diaria, cuando el suelo se humedece después de un periodo relativamente prolongado sin apenas precipitaciones, en línea con el comportamiento de los suelos arenosos (con más de 60% de arena) frente a la humedad.

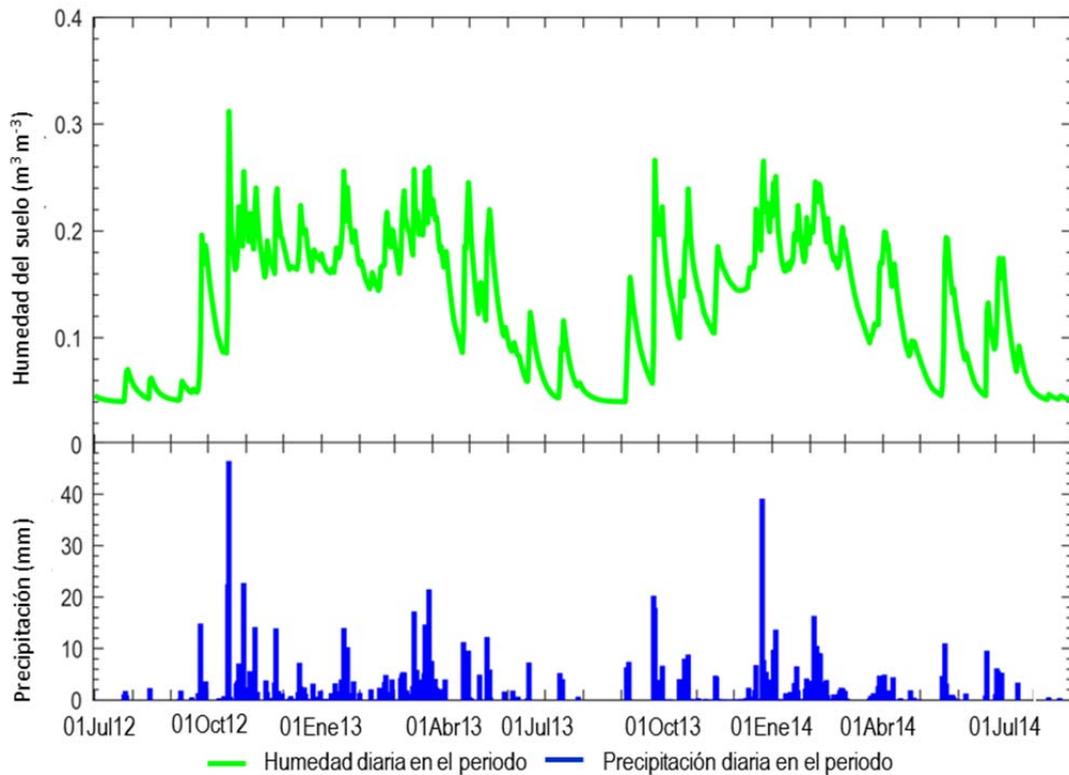


Figura 5.55 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del pixel A con textura franco arenosa y con una humedad media en el periodo ( $SWBM_{av}$ ) igual al valor de la mediana del conjunto de datos en la zona de REMEDHUS.

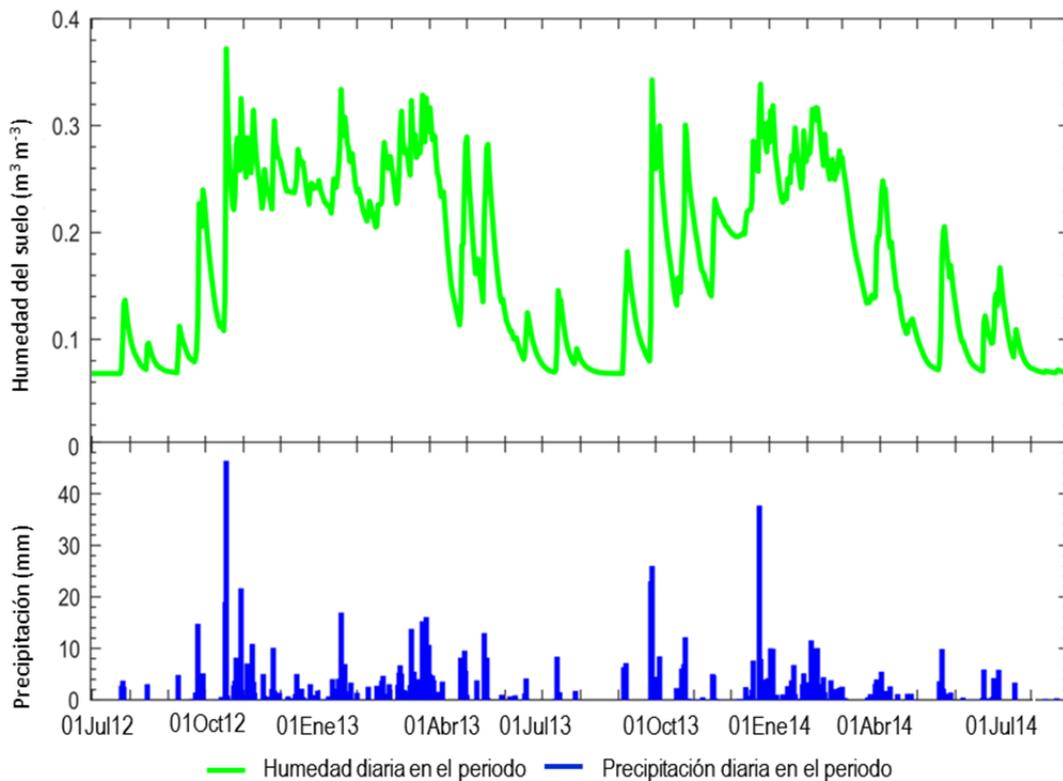


Figura 5.56 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del pixel B con textura franco arcillo arenosa y con una de las mayores  $SWBM_{av}$  en la zona de REMEDHUS (la tercera mayor).

En la Figura 5.51, se muestra la localización de los pixeles representativos de la zona de Carrión. Estos pixeles se corresponden a suelos con contenidos de arcilla más elevados que los de REMEDHUS. El pixel de la localización C representa a un suelo muy arcilloso (arcilla>40%) y el pixel de la localización D a un suelo con textura franco arcillo arenosa (arcilla>25%) con un valor de la  $SWBM_{av}$  correspondiente a la mediana en la zona. Las series muestran contenidos de humedad elevados, particularmente en los periodos con precipitación elevada (Figura 5.57 y Figura 5.58). También se muestra un decaimiento de la humedad en los veranos que, en este caso, es menos pronunciado que en REMEDHUS. En las series de Carrión destacan periodos relativamente prolongados, generalmente entre octubre y abril del año siguiente, en los que la humedad se mantiene con valores elevados de un modo bastante estable, en conformidad con el comportamiento de la arcilla frente a la humedad.

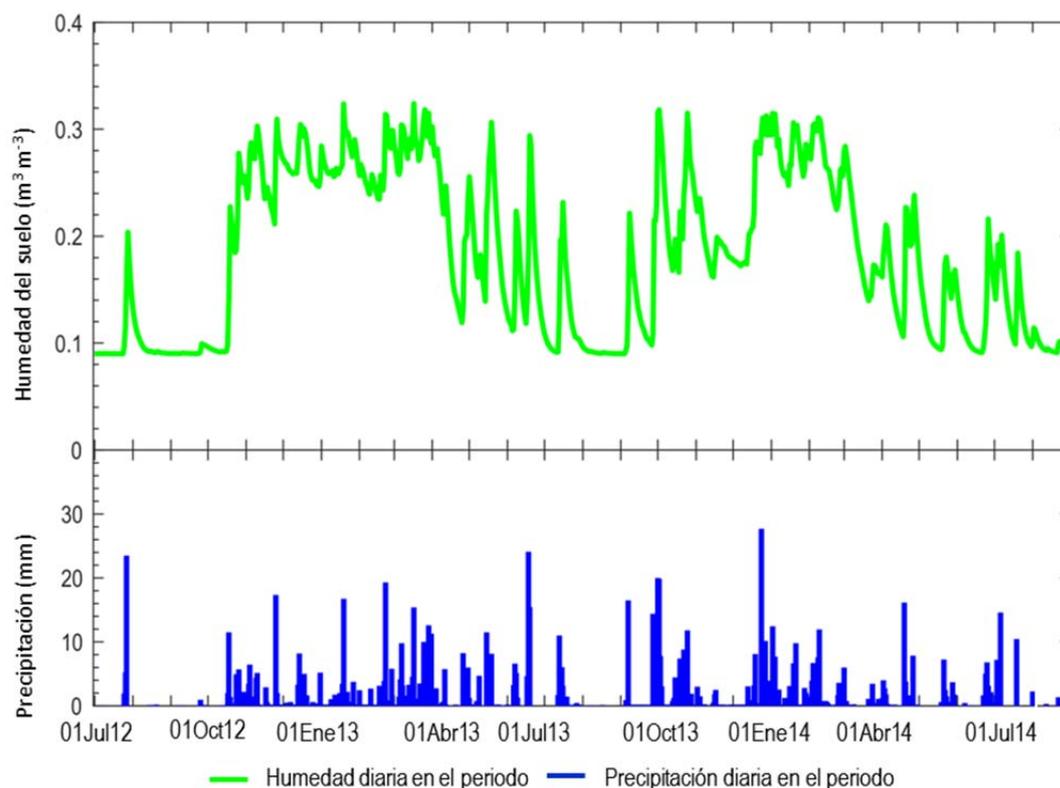


Figura 5.57 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del pixel C con textura arcillosa perteneciente a la clase textural arcillosa y con un contenido de arcilla de 43,3% y una densidad aparente de  $1758,5 \text{ kg m}^{-3}$ . El  $SWBM_{av}$  es de  $0,184 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

Finalmente, se ha hecho una selección de mapas de humedad diarios (Figura 5.59 y Figura 5.60) correspondientes a días seleccionados como representativos de cada estación del año, según se indica en la Tabla 5.12.

Tabla 5.12 Humedad diaria media, máximo y mínimo de las zonas y precipitación acumulada en las fechas seleccionadas.

Zonas	Fecha días seleccionados	Estaciones del año	Humedad diaria	Mín.(día)	Máx.(día)	P <sub>ac</sub> (día)
			( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )	( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )	( $\text{m}^3\text{m}^{-3}$ )	(mm/día)
REMEDHUS	18/10/2012	otoño 2012	0,314	0,249	0,383	46,2
	18/05/2013	primavera 2013	0,224	0,167	0,290	1,4
	15/08/2013	verano 2013	0,047	0,004	0,085	0,0
	09/02/2014	invierno 2014	0,246	0,176	0,322	9,2
CARRIÓN	19/10/2012	otoño 2012	0,275	0,171	0,349	1,4
	18/05/2013	primavera 2013	0,291	0,226	0,339	3,2
	15/08/2013	verano 2013	0,069	0,041	0,110	0,0
	09/02/2014	invierno 2014	0,302	0,228	0,345	11,8

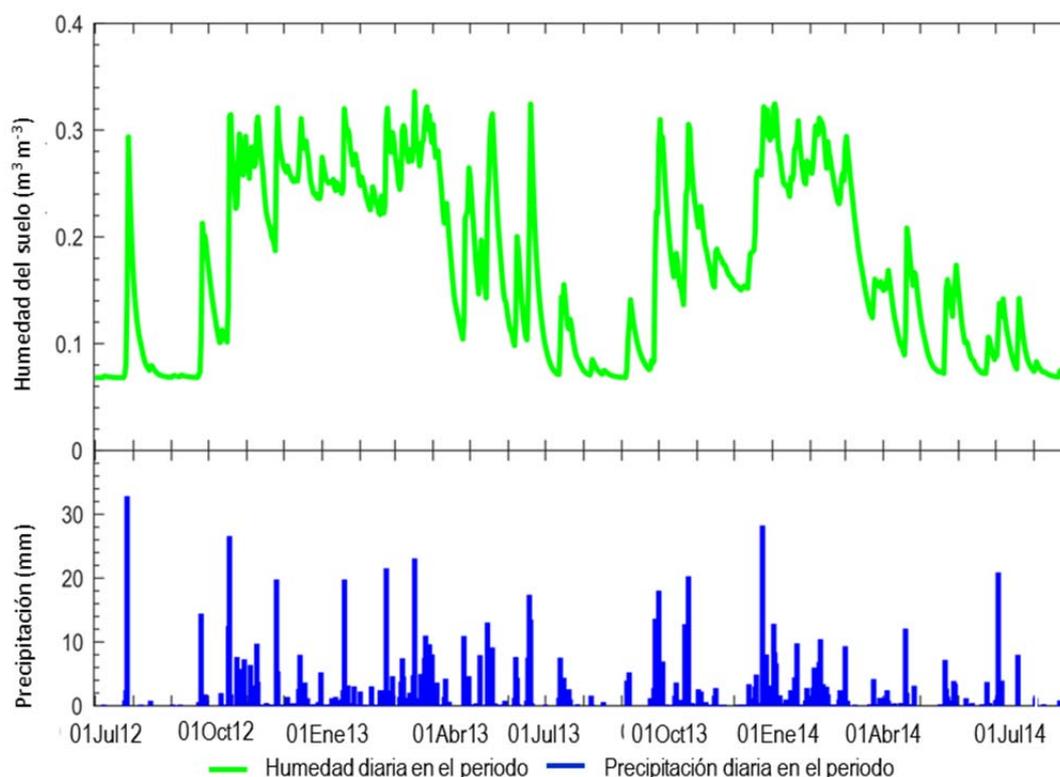


Figura 5.58 Series de humedad y precipitación diaria distribuida del pixel D con textura franco arcillo arenosa perteneciente a la clase textural fina y con una humedad media en el periodo ( $SWBM_{av}$ ) igual al valor de la mediana del conjunto de datos en la zona de CARRIÓN.

Destacan las diferencias en los rangos de variación (máximo-mínimo) de la humedad diaria para las diferentes estaciones del año, situándose el rango con los valores más bajos en el verano, en ausencia de precipitaciones y con mayores temperaturas y, por tanto, evaporación, y los valores más elevados en el otoño e invierno para REMEDHUS y Carrión, respectivamente (Tabla 5.12). Comparando los valores medios de humedad diaria (Tabla 5.12, Figura 5.59 y Figura 5.60), se observa que en Carrión los valores de humedad son más elevados, y los rangos de variación de la humedad (máximo-mínimo) también mayores en todas las estaciones excepto para el otoño de 2012 en REMEDHUS, fecha que presentó una precipitación acumulada extraordinariamente elevada.

En la zona de REMEDHUS, la distribución espacial de la humedad (Figura 5.59 a, b, c y d) muestra una zonificación con tendencia general a presentar los valores más elevados de cada fecha en localizaciones aproximadamente similares. En las fechas representativas de otoño, invierno y primavera, los valores más elevados de la humedad diaria se encuentran claramente relacionados con suelos de textura franco arcillo arenosa (contenidos de arcilla y arena del 20% y 60% respectivamente) y con valores bajos de conductividad hidráulica saturada (Figura 5.17, Figura 5.19 y Figura 5.33). Los valores más bajos de humedad diaria también muestran una tendencia general a localizarse en lugares similares en las diferentes estaciones del año, variando su mayor o menor extensión estacionalmente. Estos valores más bajos de la humedad diaria, generalmente, están asociados a suelos con textura franco arenosa (contenidos de arcilla y arena del 15 y 70% respectivamente) y elevada conductividad hidráulica saturada. En el caso del mapa de humedad diaria de verano, la zonificación se relaciona fundamentalmente con la humedad residual para las diferentes agrupaciones texturas (Figura 5.39).

La zonificación de la humedad observada en los días seleccionados de REMEDHUS se muestra, en general, en conformidad con la distribución de los valores para todo el periodo, correspondiente a las

SWBM<sub>av</sub>, de modo que los valores más elevados de SWBM<sub>av</sub> se corresponden, a grandes rasgos, con las zonas de mayor humedad en los días seleccionados (Figura 5.50 y Figura 5.59).

En consecuencia, en REMEDHUS, independientemente de las variables climáticas, la zonificación de la humedad en los días representativos de las estaciones del año permanece en localizaciones similares, con mayor extensión en invierno, otoño y primavera y con menor en verano, lo que puede deberse a una clara influencia de las características edáficas, especialmente la textura. Este fenómeno de estabilidad temporal ya ha sido detectado en trabajos previos en REMEDHUS (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003; Martínez-Fernández y Ceballos, 2005).

En la zona de Carrión, la distribución espacial de la humedad diaria para las diferentes estaciones del año (Figura 5.60) presenta, además de diferentes rangos de variación relacionados con las precipitaciones y temperaturas, una zonificación dependiente de cada estación del año. Así, en el mapa diario de verano, el rango de contenidos de humedad es más bajo con respecto a las restantes estaciones del año, con una distribución diferente de la humedad, en la que los valores más elevados se dan, en general, en los suelos de textura arcillosa (con un 45% de arcilla y 32% de arena, Figura 5.16 y Figura 5.18) con Ks relativamente baja (Figura 5.37). Es decir, para este día del verano, los suelos arcillosos conservan mejor la humedad que, por ejemplo, los suelos de textura franca, al este de la zona, con un 21% de arcilla y 46% de arena y Ks más elevada. En la fecha correspondiente a esta estación del año, la humedad diaria se aproxima a la humedad residual para cada clase textural (Figura 5.40), al igual que sucede en REMEDHUS.

En las restantes estaciones del año (Figura 5.60 a, b y d) se aprecia para los valores más elevados de la humedad diaria una distribución similar, aunque variando la extensión. Sin embargo, los valores más bajos de humedad se distribuyen de un modo diferente, especialmente en otoño. La presencia de bajos valores al oeste en otoño (Figura 5.60 a) parece relacionada con la distribución estacional de las precipitaciones en la zona. El desplazamiento de los bajos valores de humedad hacia el centro de la zona, en las estaciones de primavera e invierno (Figura 5.60 b y d), podría ser debido a los elevados valores de la densidad aparente que presentan los suelos en el centro de Carrión. Por otra parte, los valores más elevados de humedad diaria hacia el sureste y noreste de la subzona podrían relacionarse con un elevado contenido de arcilla (texturas franco arcillosas, Figura 5.14 y Figura 5.16) y con valores de densidad aparente más bajos con respecto a los valores el sector central y del oeste de la zona (Figura 5.28) y en el noreste también con la distribución de las precipitaciones en la zona (Figura 5.9).

En consecuencia, la distribución de la humedad en los días seleccionados para Carrión presenta una zonificación estacional determinada por las variables climáticas, precipitación y temperatura, que afectan sobre todo a la distribución de los valores más bajos de humedad; y por las características edáficas (textura y densidad aparente), que afectan especialmente a la distribución de los valores más elevados de humedad.

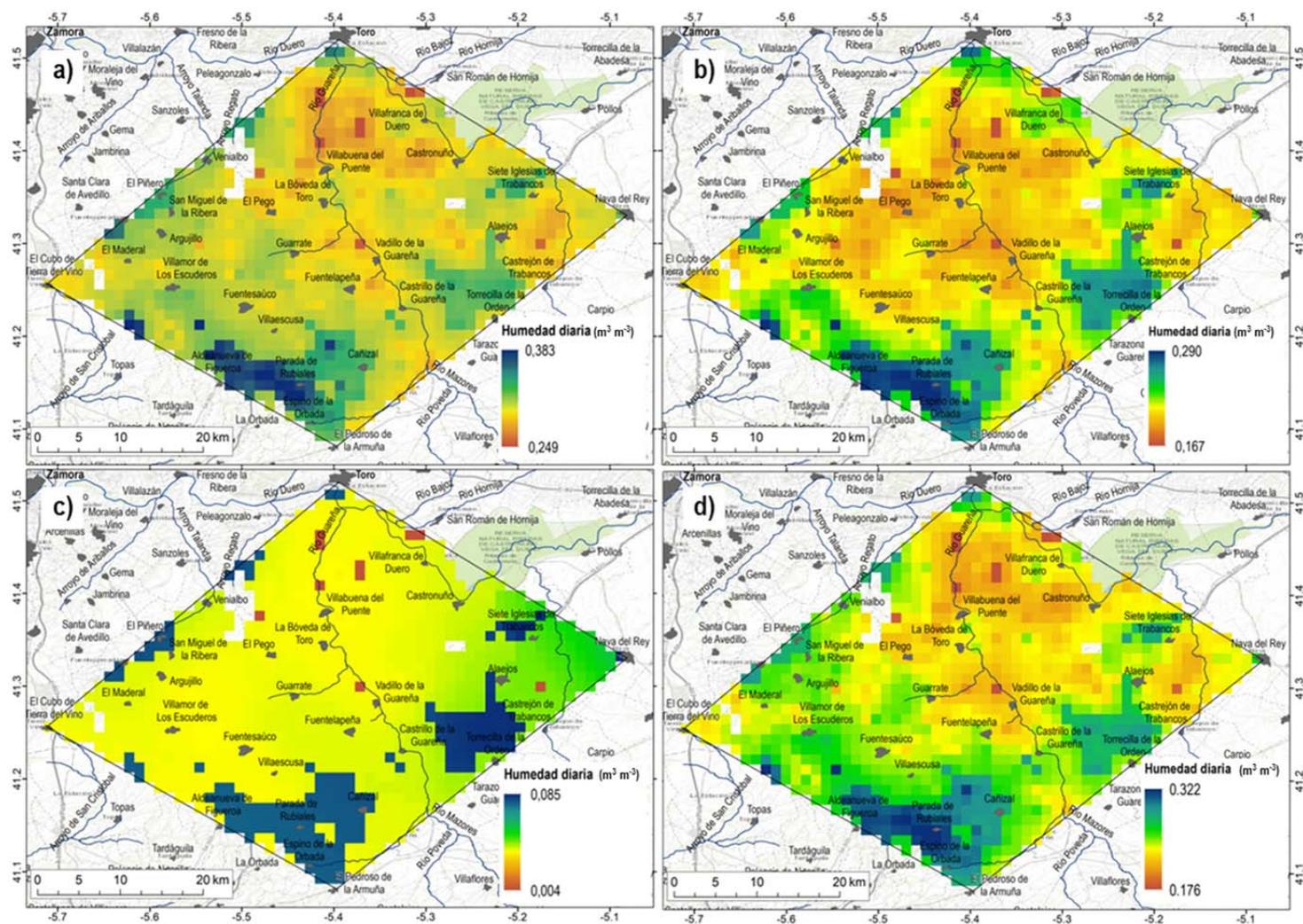


Figura 5.59 Mapas de la humedad diaria SWBM<sub>0</sub> de las fechas 18/10/2012 (a), 18/05/2013 (b), 15/08/2013 (c) y 9/02/2014 de REMEDHUS (d).

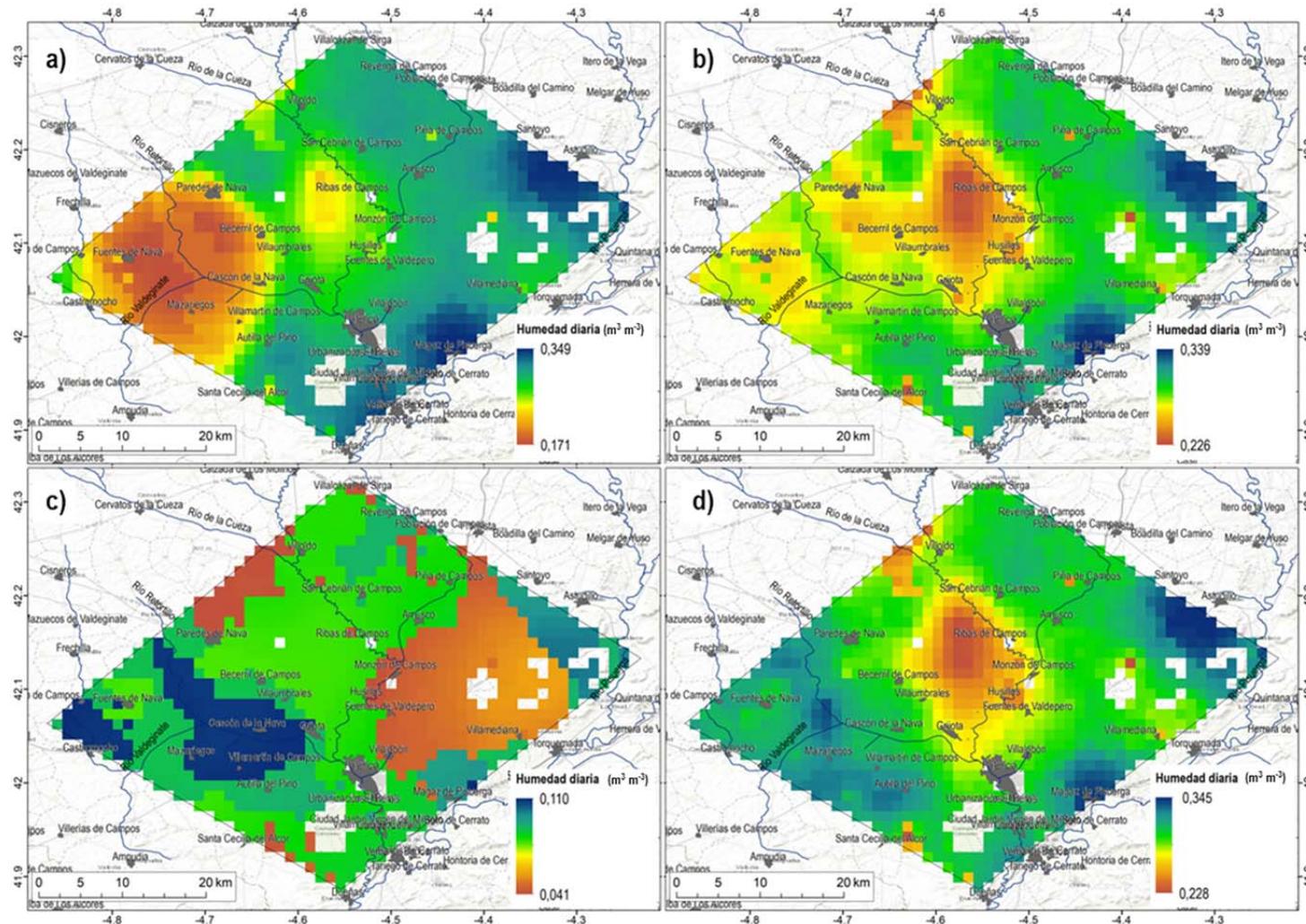


Figura 5.60 Mapas de la humedad diaria SWBM<sub>d</sub> de las fechas 19/10/2012 (a), 18/05/2013 (b), 15/08/2013 (c) y 9/02/2014 (d) de Carrion.

## 5.2 VALIDACIÓN DE SMOS L4

### 5.2.1 VALIDACIONES DE SMOS L4 CON EL MODELO SWBM<sub>d</sub> Y CON OBSERVACIONES *IN SITU* EN ESTACIONES DE HUMEDAD DEL SUELO REPRESENTATIVAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

En esta sección se muestran los resultados de las validaciones de series temporales de SMOS L4 con las series de humedad *in situ* (SMOS-*in situ*) y con las series de humedad del modelo distribuido (SMOS-SWBM<sub>d</sub>), en 41 estaciones de humedad del suelo.

Partiendo de los resultados de la humedad media temporal,  $\bar{X}_t$ , y del coeficiente de variación temporal, CV<sub>t</sub>, obtenidos a partir de las series de datos *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 para cada estación, se comparan las series mediante los estadísticos del conjunto de estaciones: promedio ( $\bar{X}$ ), desviación estándar (STD) y valores máximo, mínimo y percentiles P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub> (Tabla 5.13).

Comparando los estadísticos de las,  $\bar{X}_t$ , del conjunto de las estaciones (Tabla 5.13) se observa que, para las series de SMOS y SWBM, la  $\bar{X}$  y P<sub>50</sub> tienen valores más bajos que los correspondientes a las series temporales de *in situ*. Asimismo, la variabilidad de las  $\bar{X}_t$  es más elevada para las series *in situ*, con una mayor STD y mayores diferencias entre los valores máximo-mínimo y entre P<sub>80</sub>-P<sub>20</sub>. Sin embargo, las series de SMOS presentan el menor rango de variación de los valores  $\bar{X}_t$ . Los valores del mínimo y de P<sub>20</sub> de las  $\bar{X}_t$  de SMOS son más elevados que los correspondientes de las series *in situ* y SWBM<sub>d</sub>, siendo el P<sub>20</sub> más parecido al de SWBM<sub>d</sub>. En contraste, los valores más elevados de P<sub>80</sub> y del máximo de la  $\bar{X}_t$  se presentan en las series *in situ*, seguido de las series del modelo SWBM<sub>d</sub> y, con mayores diferencias, con respecto a las de SMOS.

Como es de esperar, los valores *in situ* presentan una mayor heterogeneidad espacial de la humedad, de modo que alcanzan una mayor variación de medias temporales entre estaciones que los valores correspondientes a SWBM<sub>d</sub> y SMOS. Además, incluso cuando SMOS L4 reproduce la resolución temporal de los productos MODIS (1 km), el algoritmo de *downscaling* usa también datos de temperatura de brillo SMOS L1C con una resolución más gruesa (aproximadamente 40 Km) y datos SMOS L2 para la calibración del mismo (Piles *et al.* 2014). Así, las características del *footprint* podrían estar introduciendo un efecto de suavizado en la variabilidad espacial de la humedad superficial del suelo (Stewart *et al.*, 1996).

En la mayor parte de las estaciones (Tabla 5.13), los CV<sub>t</sub> más elevados se presentan para las series temporales de SMOS, lo cual se refleja en los estadísticos para el conjunto de estaciones, con la excepción de los correspondientes al valor máximo y a la STD de las series *in situ*. Por lo tanto, las series SMOS presentan, generalmente, un mayor rango dinámico temporal que las series *in situ* y SWBM<sub>d</sub> para el conjunto de estaciones. Este resultado está en conformidad con estudios previos de validación de SMOS L2 en la zona (Sánchez *et al.*, 2012) que indican una mayor reactividad a las precipitaciones por parte de SMOS. El producto L4 desagrega el producto L2, así que parece coherente que comparta sus características.

Tabla 5.13 Medias temporales  $\bar{X}_t$  y coeficientes de variación temporal CVt de la humedad del suelo de las series *in situ*, SWBMd y SMOS L4, y estadísticos  $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo y percentiles P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub> del conjunto de estaciones.

ESTACIONES (i)	CLASE TEXTURAL	$\bar{X}_t$ (m <sup>3</sup> ·m <sup>-3</sup> )			CVt		
		<i>in situ</i>	SWBMd	SMOS	<i>in situ</i>	SWBMd	SMOS
J03	LS	0,033	0,083	0,129	0,98	0,71	0,67
L03	SL	0,093	0,117	0,124	0,40	0,49	0,68
K04	LS	0,041	0,081	0,124	0,52	0,70	0,69
M05	SL	0,118	0,116	0,122	0,38	0,47	0,69
F06	SL	0,169	0,132	0,130	0,41	0,49	0,71
I06	SL	0,040	0,114	0,126	0,38	0,48	0,69
L07	SL	0,208	0,131	0,123	0,42	0,52	0,69
O07	SL	0,111	0,128	0,122	0,65	0,50	0,68
K09	SL	0,098	0,117	0,129	0,52	0,48	0,68
N09	SL	0,186	0,129	0,124	0,43	0,50	0,68
Carrizal	SL	0,233	0,127	0,133	0,50	0,50	0,71
M09	SL	0,195	0,129	0,124	0,35	0,50	0,69
E10	SL	0,050	0,124	0,137	0,84	0,49	0,72
K10	SL	0,058	0,122	0,128	0,74	0,50	0,70
Villamor	SL	0,151	0,132	0,139	0,54	0,51	0,72
F11	SL	0,092	0,135	0,136	0,67	0,53	0,71
VA02	SCL	0,192	0,156	0,125	0,54	0,42	0,70
J12	SCL	0,274	0,160	0,131	0,23	0,43	0,71
H13	SL	0,137	0,133	0,135	0,37	0,54	0,72
J14	SL	0,092	0,130	0,131	0,66	0,54	0,72
P04	SCL	0,244	0,171	0,143	0,42	0,45	0,59
P03	C	0,229	0,196	0,139	0,46	0,42	0,60
P02	SCL	0,094	0,175	0,129	0,64	0,45	0,58
P07	L	0,215	0,157	0,147	0,46	0,53	0,54
P06	SCL	0,179	0,183	0,145	0,58	0,43	0,56
LE03	SL	0,157	0,143	0,135	0,58	0,49	0,59
LE08	L	0,228	0,178	0,141	0,42	0,49	0,61
BU04	L	0,208	0,187	0,137	0,58	0,53	0,55
LE04	SL	0,119	0,133	0,132	0,86	0,46	0,59
VA01	L	0,202	0,168	0,138	0,42	0,49	0,67
BU03	SL	0,184	0,138	0,130	0,34	0,50	0,57
ZA01	L	0,307	0,167	0,141	0,35	0,52	0,62
ZA04	SCL	0,228	0,178	0,140	0,54	0,45	0,69
VA08	SCL	0,156	0,174	0,131	0,46	0,41	0,64
VA05	L	0,217	0,173	0,126	0,43	0,48	0,62
VA07	L	0,164	0,159	0,123	0,52	0,51	0,62
ZA02	SL	0,120	0,130	0,144	0,49	0,51	0,67
SG01	S	0,099	0,063	0,124	0,55	0,67	0,64
SG02	S	0,130	0,073	0,122	0,24	0,49	0,65
SA02	SL	0,243	0,125	0,145	0,49	0,51	0,68
AV01	LS	0,195	0,075	0,131	0,31	0,65	0,65
$\bar{X}$		0,158	0,138	0,132	0,50	0,51	0,66
(STD)		0,068	0,033	0,008	0,16	0,07	0,05
Máximo		0,307	0,196	0,147	0,98	0,71	0,72
Mínimo		0,033	0,063	0,122	0,23	0,41	0,54
P <sub>20</sub>		0,094	0,117	0,124	0,38	0,46	0,60
P <sub>50</sub>		0,164	0,132	0,131	0,49	0,50	0,68
P <sub>80</sub>		0,217	0,171	0,139	0,58	0,53	0,70

En la Tabla 5.14 y en la Figura 5.61 se muestran los resultados de las validaciones correspondientes a SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub> en términos de R (con p-valor<0.05), d, RMSD, cRMSD y sesgo para cada una de las estaciones, y los estadísticos  $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo y P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub> referidos al conjunto de estaciones. Es importante tener presente que, debido a la menor duración de las series *in situ* de Infrioriego, se dispone en el periodo de estudio de más observaciones diarias para la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub>, que para la de SMOS-*in situ* (promedio de 746 para SMOS-SWBM<sub>d</sub> frente a 499 de SMOS-*in situ*).

En la Tabla 5.14 se observa que el R y el índice d correspondientes a las validaciones SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub>, presentan resultados muy satisfactorios que muestran que SMOS L4 es capaz de detectar la variabilidad temporal de la humedad del suelo en la mayoría de las estaciones. Sin embargo, los resultados de R y d en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> son mejores que en SMOS-*in situ* para el 68% y el 85% de las estaciones, respectivamente; con una mediana y percentiles P<sub>20</sub> y P<sub>80</sub> del conjunto de estaciones también superiores en el caso de SMOS-SWBM<sub>d</sub>. Las diferencias entre ambas validaciones se aprecian más con d que con R, es decir, parecen más relacionadas con el error en términos absolutos que con la estimación de la dinámica temporal de la humedad del suelo (correlación de las series).

En los resultados se observa que, para un 85% del conjunto de estaciones, la RMSD de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> es inferior al correspondiente de la validación SMOS-*in situ*, con un valor promedio para el conjunto de estaciones también inferior (Tabla 5.14). La distribución del RMSD referente a los P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub>, P<sub>80</sub> y al máximo ofrece valores considerablemente inferiores para la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> con respecto a la validación SMOS-*in situ*. En consecuencia, la distribución del RMSD muestra que la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> es más satisfactoria y con los valores más centrados en torno a la mediana (Figura 5.61).

La distribución del sesgo presenta valores de la mediana más próximos a cero, con un recorrido intercuartílico menor para SMOS-SWBM<sub>d</sub> que para SMOS-*in situ* (Figura 5.61). El sesgo obtenido en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> presenta un valor absoluto inferior o igual a 0,014 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> para la mitad de las estaciones estudiadas y un valor absoluto inferior o igual a 0,043 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> para el 80%; en contraste, en la validación SMOS-*in situ* se dan estos valores del sesgo en menos del 20% y 50% de las estaciones respectivamente (Tabla 5.14). Del conjunto de estaciones, el 61% presentan un sesgo positivo para la validación SMOS-*in situ*, mientras que, en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub>, se da un sesgo positivo en el 56% de las estaciones. En consecuencia, para el conjunto de estaciones la tendencia de SMOS L4 a la subestimación de la humedad del suelo es más acusada en los datos SMOS-*in situ* que para SMOS-SWBM<sub>d</sub>. Esta mayor tendencia a la subestimación de la humedad del suelo en la validación de SMOS con mediciones *in situ* ha sido también observada en trabajos precedentes realizados en la zona de estudio (González-Zamora *et al.*, 2015, Gumuzzio *et al.*, 2016; Sánchez *et al.*, 2012) y en otras zonas diferentes (Al Bitar *et al.* 2011, Collow *et al.* 2012, dall' Amico *et al.*, 2012, Dente *et al.*, 2012, Lacava *et al.*, 2012a, Rötzer *et al.*, 2014; Wanders *et al.*, 2012).

Como es de esperar, el efecto del cRMSD se traduce en una aproximación entre los resultados de ambas validaciones (Tabla 5.14, Figura 5.61), si bien los valores de cRMSD para SMOS-SWBM<sub>d</sub> son inferiores en la mayoría de las estaciones (85%). En ambas validaciones, las distribuciones de cRMSD se presentan centradas en torno a la mediana con un recorrido intercuartílico pequeño (Figura 5.61). Según Taylor (2001), el cRMSD permite discernir las diferencias de los patrones de las diferencias en las medias de los dos conjuntos de datos. En este sentido, reduce el sesgo general entre los datos obtenidos por SMOS L4 e *in situ*. Probablemente, parte del sesgo está asociado a las incertidumbres relacionadas con la diferencia de escala de estas medidas y, por este motivo, las diferencias del cRMSD entre ambas validaciones son menores que en el caso de la RMSD. En esta misma línea, los valores del RMSD y el cRMSD están más próximos en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> que para la validación SMOS-*in situ*, debido al menor sesgo asociado a la validación con la humedad SWBM<sub>d</sub>.

Tabla 5.14 Resultados de las validaciones SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub> (R, d, RMSD, cRMSD, sesgo) y estadísticos ( $\bar{X}$ , STD, mínimo, P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub> y máximo) del conjunto de estaciones.

ESTACIÓN (i)	CLASE TEXTURAL	Validación SMOS- <i>in situ</i>						Validación SMOS-SWBM <sub>d</sub>					
		N° obs	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	N° obs	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
J03	LS	626	0,77	0,42	0,125	0,068	-0,105	754	0,82	0,79	0,068	0,051	-0,046
L03	SL	754	0,77	0,69	0,068	0,060	-0,031	754	0,82	0,87	0,050	0,050	-0,007
K04	LS	754	0,73	0,36	0,109	0,072	-0,083	754	0,83	0,79	0,066	0,050	-0,043
M05	SL	705	0,76	0,78	0,058	0,058	-0,012	754	0,83	0,86	0,050	0,049	-0,005
F06	SL	756	0,82	0,84	0,066	0,053	0,039	756	0,85	0,89	0,051	0,051	0,002
I06	SL	756	0,69	0,25	0,115	0,077	-0,085	756	0,84	0,86	0,052	0,051	-0,012
L07	SL	756	0,81	0,74	0,101	0,054	0,086	756	0,83	0,89	0,049	0,048	0,009
O07	SL	757	0,81	0,89	0,051	0,050	-0,010	757	0,82	0,89	0,048	0,048	0,007
K09	SL	722	0,75	0,74	0,070	0,060	-0,038	756	0,8	0,84	0,055	0,054	-0,012
N09	SL	757	0,82	0,79	0,080	0,050	0,062	757	0,82	0,88	0,049	0,049	0,005
Carrizal	SL	756	0,85	0,76	0,118	0,062	0,101	756	0,85	0,88	0,053	0,053	-0,006
M09	SL	757	0,76	0,72	0,091	0,056	0,072	757	0,82	0,89	0,049	0,049	0,005
E10	SL	754	0,81	0,56	0,108	0,068	-0,085	754	0,85	0,86	0,057	0,056	-0,013
K10	SL	756	0,82	0,62	0,092	0,060	-0,069	756	0,84	0,88	0,051	0,051	-0,005
Villamor	SL	636	0,77	0,86	0,066	0,064	0,018	754	0,85	0,88	0,056	0,055	-0,007
F11	SL	730	0,84	0,80	0,071	0,056	-0,045	756	0,85	0,9	0,052	0,052	0,000
VA02	SCL	331	0,83	0,84	0,080	0,059	0,055	757	0,82	0,85	0,059	0,050	0,032
J12	SCL	756	0,79	0,51	0,154	0,058	0,143	756	0,84	0,87	0,059	0,051	0,029
H13	SL	756	0,68	0,74	0,072	0,072	-0,001	756	0,85	0,9	0,052	0,052	-0,001
J14	SL	756	0,82	0,8	0,069	0,057	-0,039	756	0,85	0,9	0,050	0,050	-0,001
P04	SCL	335	0,69	0,72	0,113	0,078	0,083	743	0,8	0,87	0,058	0,051	0,028
P03	C	351	0,80	0,73	0,108	0,062	0,088	747	0,78	0,8	0,079	0,055	0,057
P02	SCL	334	0,80	0,79	0,066	0,049	-0,046	742	0,8	0,82	0,068	0,049	0,047
P07	L	230	0,74	0,73	0,096	0,065	0,071	740	0,77	0,87	0,056	0,055	0,010
P06	SCL	296	0,84	0,88	0,063	0,056	0,029	740	0,71	0,8	0,073	0,062	0,038
LE03	SL	299	0,82	0,89	0,054	0,051	0,017	744	0,77	0,87	0,052	0,052	0,008
LE08	L	335	0,84	0,82	0,084	0,058	0,065	746	0,82	0,86	0,064	0,053	0,037
BU04	L	314	0,74	0,75	0,104	0,081	0,066	746	0,75	0,79	0,082	0,065	0,050
LE04	SL	201	0,75	0,83	0,069	0,072	0,010	743	0,77	0,86	0,050	0,050	0,001
VA01	L	335	0,86	0,87	0,067	0,056	0,042	750	0,83	0,88	0,060	0,052	0,030
BU03	SL	219	0,79	0,83	0,061	0,055	0,034	748	0,78	0,88	0,049	0,048	0,008
ZA01	L	276	0,82	0,59	0,173	0,063	0,162	747	0,83	0,89	0,057	0,050	0,026
ZA04	SCL	343	0,83	0,79	0,104	0,070	0,078	752	0,85	0,87	0,064	0,051	0,039
VA08	SCL	335	0,86	0,91	0,048	0,050	0,009	756	0,8	0,82	0,067	0,051	0,043
VA05	L	320	0,69	0,69	0,105	0,068	0,081	678	0,79	0,83	0,070	0,054	0,045
VA07	L	331	0,75	0,83	0,072	0,065	0,032	681	0,77	0,84	0,064	0,054	0,034
ZA02	SL	322	0,82	0,78	0,071	0,059	-0,045	752	0,83	0,87	0,056	0,055	-0,014
SG01	S	135	0,64	0,79	0,052	0,052	-0,012	688	0,77	0,63	0,082	0,053	-0,062
SG02	S	227	0,57	0,62	0,058	0,061	-0,015	688	0,68	0,59	0,077	0,061	-0,047
SA02	SL	336	0,87	0,82	0,100	0,061	0,081	761	0,83	0,85	0,062	0,059	-0,020
AV01	LS	242	0,80	0,87	0,048	0,066	0,016	764	0,74	0,66	0,082	0,059	-0,057
$\bar{X}$		499	0,78	0,74	0,085	0,061	0,020	746	0,81	0,84	0,060	0,053	0,006
(STD)		230	0,06	0,15	0,028	0,008	0,064	21	0,04	0,07	0,010	0,004	0,030
máximo		757	0,87	0,91	0,173	0,081	0,162	764	0,85	0,9	0,082	0,065	0,057
mínimo		135	0,57	0,25	0,048	0,049	-0,105	678	0,68	0,59	0,048	0,048	-0,062
P <sub>20</sub>		299	0,74	0,69	0,063	0,055	-0,039	743	0,77	0,82	0,050	0,050	-0,012
P <sub>50</sub>		343	0,80	0,78	0,072	0,060	0,018	754	0,82	0,87	0,057	0,051	0,005
P <sub>80</sub>		756	0,83	0,84	0,108	0,068	0,078	756	0,84	0,88	0,068	0,055	0,034

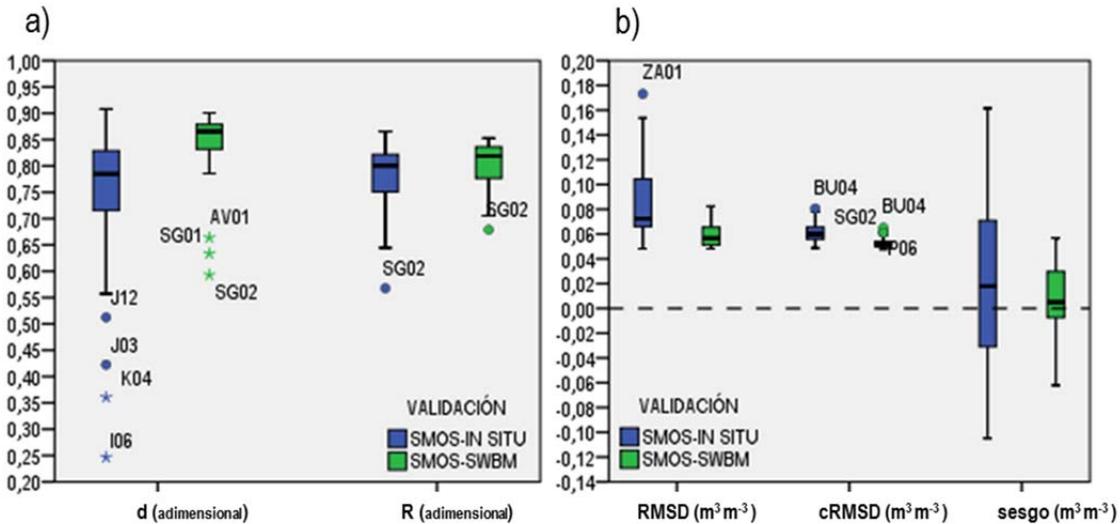


Figura 5.61 Resultados de la validación SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub> para el conjunto de estaciones: (a) R y d, (b) RMSD, cRMSD, sesgo ( $m^3m^{-3}$ ).

Como ejemplos representativos de los resultados obtenidos en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub>, se han seleccionado cuatro estaciones (L07, J14, ZA01 y P02), en los que la RMSD de la validación se corresponde a uno de los valores más bajos de RMSD y a los P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub>, P<sub>80</sub> del conjunto de estaciones (Tabla 5.14). Para estas estaciones se comparan los ajustes de SMOS L4 con las series SWBM<sub>d</sub> y con las series *in situ* (Figura 5.62).

La estación L07 presenta características frecuentes en la zona de estudio, en particular en la subzona REMEDHUS (textura interpolada franco arenosa y uso de cereal). Los resultados muestran uno de los valores más bajos de la RMSD y uno de los ajustes más satisfactorios de la validación de SMOS-SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.62 a). Para esta estación, se observa que la serie temporal de humedad de SMOS L4 presenta una tendencia a la subestimación con respecto a las series de los datos *in situ* y, en menor proporción, con respecto a SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.62 b). En contraposición, también presenta determinados picos de sobreestimación en los que la humedad obtenida por SMOS L4 es más reactiva a eventos de precipitación que la obtenida por el modelo (Figura 2a), como se mencionó anteriormente.

En la estación J14, representativa del P<sub>20</sub> de la RMSD y con igual textura y uso que L07, las series de SMOS L4 muestran una tendencia generalizada a la sobreestimación con respecto a las series de humedad *in situ* en todo el periodo (Figura 5.62 c y Figura 5.62d), presentando un mejor ajuste con respecto a la serie SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.62 c). Para los contenidos más elevados de humedad (Figura 5.62 d), la sobreestimación de SMOS L4 respecto a las series de humedad *in situ* y SWBM<sub>d</sub> parece estar asociada a picos de humedad producidos por los eventos de precipitación en los periodos más lluviosos del año (Figura 5.62 c).

Para la estación ZA01, de suelos de textura franca y cultivos de cereal, la RMSD de SMOS-SWBM<sub>d</sub> se corresponde con el valor de la mediana (P<sub>50</sub>) del conjunto de las estaciones. En este caso, la serie temporal de SMOS L4 se ajusta satisfactoriamente a las variaciones de la humedad en el suelo de SWBM<sub>d</sub>, produciéndose tan solo una ligera subestimación a lo largo del periodo de estudio. Al igual que en el caso de la estación L07, la subestimación con respecto a la humedad SWBM<sub>d</sub> es menor que con la humedad *in situ* (Figura 5.63 e y f). En la gráfica de dispersión (Figura 5.63 f) se aprecia cómo los datos SMOS-SWBM<sub>d</sub> tienden a ajustarse a la diagonal 1:1, a pesar de tener cierto grado de dispersión a lo largo de todo el periodo y también, como en el caso de SMOS L4, muestra una mayor tendencia a subestimar los datos *in situ*.

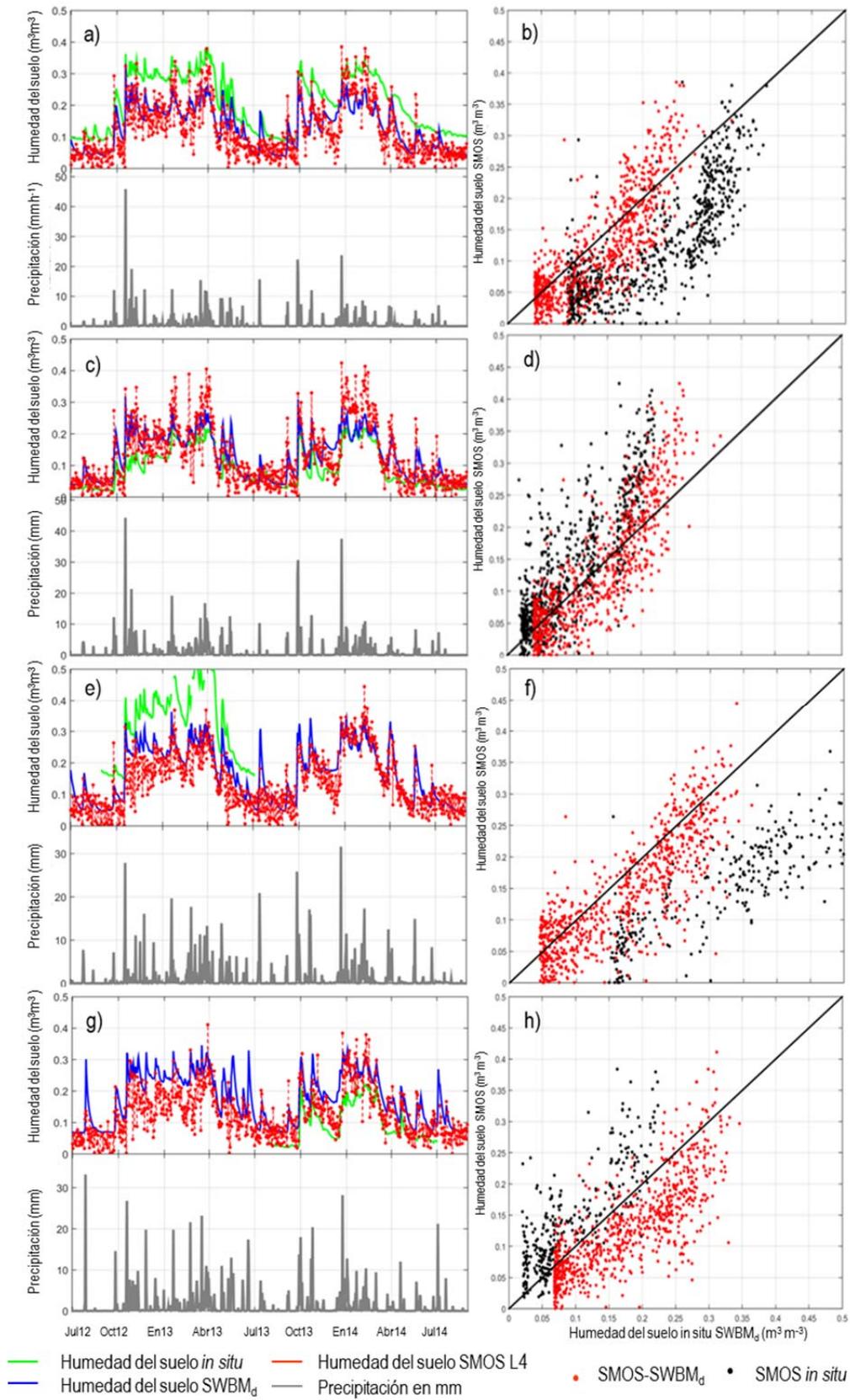


Figura 5.62 Series temporales de la humedad del suelo: *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 a la izquierda y gráficos de dispersión de SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub> de las estaciones L07 (a y b), J14 (c y b), ZA01 (e y f) y P02 (g y h).

Por último, la estación P02, con un valor de la RMSD correspondiente al  $P_{80}$  del conjunto de estaciones y con una textura más fina que las estaciones anteriores (franco arcillo arenosa) y uso de cereal, es un ejemplo en el que la RMSD de la validación SMOS-*in situ* es ligeramente menor que en SMOS-SWBM<sub>d</sub> (Tabla 5.14). En este caso, SMOS L4 subestima la serie SWBM<sub>d</sub> y sobreestima la serie *in situ* (Figura 5.62 h). Esta subestimación con respecto a la serie temporal de humedad SWBM<sub>d</sub>, en suelos de texturas finas y generalmente asociadas a contenidos de humedad elevados ya ha sido observada en trabajos precedentes realizados en la zona de estudio (González-Zamora *et al.*, 2015b; Gumuzzio *et al.*, 2016). Probablemente, la sobreestimación de la serie de humedad de SMOS L4 respecto a la serie *in situ* se asocia a condiciones particulares de esta estación, como es la presencia, en este caso, de un alto contenido de pedregosidad y gravas, que podrían provocar una reducción en la capacidad de retención de la humedad del suelo.

En la Figura 5.62, en relación con la comparación de las series temporales y con las gráficas de dispersión de los datos SMOS-SWBM<sub>d</sub> y SMOS-*in situ* de las estaciones seleccionadas, destacan dos aspectos que también se repiten con cierto carácter sistemático en el resto de estaciones: El primero se refiere a la forma característica de tendencia exponencial de las nubes de puntos en las gráficas de dispersión; de modo que, para contenidos de humedad elevados, el incremento de la humedad de SMOS L4 es mayor que el incremento correspondiente para los datos de comparación (SWBM<sub>d</sub> e *in situ*). Este fenómeno se observa en la mayoría de las estaciones, si bien se atenúa, llegando a desaparecer, para las estaciones en las que SMOS L4 subestima la humedad durante todo el periodo estudiado (Figura 5.62 e, f, g, h). Para profundizar en este aspecto, en la Figura 5.63 se representan los valores máximos, mínimos y medias mensuales de precipitación en las estaciones estudiadas, y en la Figura 5.64 las gráficas de dispersión de SMOS-*in situ* y de SMOS-SWBM<sub>d</sub> de las estaciones seleccionadas, en función de la estación y mes del año.

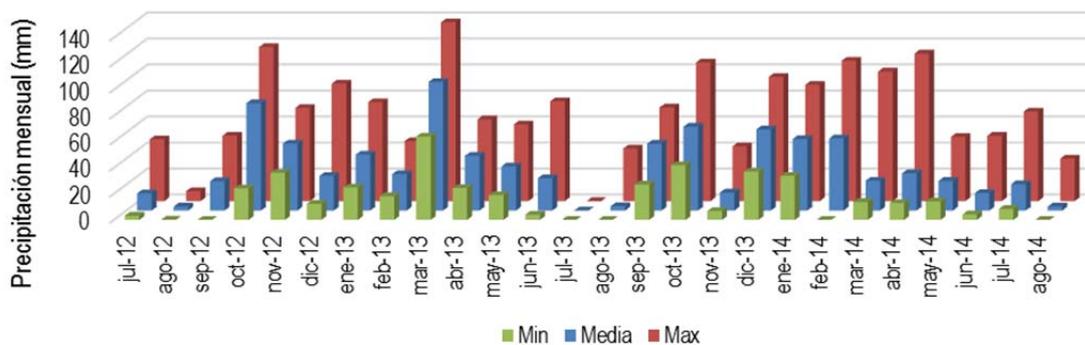


Figura 5.63 Precipitación mensual media, máxima y mínima de las estaciones estudiadas.

En la Figura 5.64 se observa que la sobrestimación de SMOS L4 o la mayor pendiente de la nube de dispersión, en caso de no llegar a producirse la sobreestimación (ejemplo: Figura 5.64 a SMOS-*in situ*), es más alta para los contenidos más elevados de humedad (Figura 5.63 y Figura 5.64 a, b, c, d, f, g y h), relacionados predominantemente con los meses y periodos más lluviosos del año (enero de 2013 y 2014, febrero de 2014, marzo de 2013, abril de 2013, septiembre de 2013, octubre de 2012 y 2013, noviembre de 2012 y diciembre de 2013).

En consecuencia, los picos de las series de humedad de SMOS L4 que sobreestiman los valores de humedad obtenidos por las series *in situ* y SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.62 a, c, e y g) parecen estar relacionados con una mayor reactividad a los eventos de precipitación en los periodos de estudio más lluviosos. Así, en la mayoría de las estaciones se observa que los datos SMOS L4 son muy sensibles tanto al descenso de

precipitaciones en el periodo entre noviembre y diciembre de 2013 como a su aumento, que se produce a partir de esta fecha (Figura 5.62 a, c, e y g). Este fenómeno, de mayor reactividad de SMOS a los eventos de precipitación, ha sido observado también en diversos trabajos (Wanders *et al.* 2012, Sánchez *et al.* 2012a, González-Zamora *et al.* 2015b, Al Bitar *et al.*, 2012, Piles *et al.* 2014) y podría ser debido a las diferencias en la profundidad de observación de la humedad del suelo de SMOS con respecto a las mediciones *in situ* y del modelo durante los eventos de precipitación (Jackson *et al.* 2012 y Wanders *et al.* 2012), ya que la observación de temperatura de brillo de SMOS se produce en la capa más superficial del suelo y, por tanto, reacciona más rápidamente a la presencia de agua de lluvia.

El segundo aspecto se refiere a un “efecto barrera”, que se produce en los valores más bajos de humedad obtenidos con las mediciones *in situ* y por el modelo SWBM<sub>d</sub> en las gráficas de dispersión (Figura 5.64), en contraste con los datos de SMOS L4 para los que existe un cierto rango de variabilidad en estos valores. Por ejemplo, en las nubes de dispersión SMOS-*in situ* (Figura 5.64 a, c, e y g), para un intervalo de variación estrecho de 0,01 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> desde el umbral mínimo de la humedad *in situ* (que es de 0,088, 0,018, 0,149 y 0,020 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para las estaciones L07, J14, ZA01 y P02), la humedad de SMOS varía en rangos que van desde 0,001-0,166 (0,229) m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 0,001-0,124 (0,274) m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 0,001-0,142 (0,264) m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> y 0,018-0,156 (0,232) m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> respectivamente (entre paréntesis: valor de un sólo día, en cada estación, en el que se produce un evento de precipitación intenso).

De la misma forma, para las nubes de dispersión SMOS-SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.64 b, d, f, h), en un intervalo de variación estrecho de 0,01 de humedad SWBM<sub>d</sub> desde el umbral mínimo (que es de 0,040, 0,040, 0,045 y 0,068 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para las estaciones L07, J14, ZA01 y P02, respectivamente), la humedad SMOS varía en el rango de 0,001-0,116 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 0,001-0,116 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, 0,001-0,114 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> y 0,001-0,146 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para las citadas estaciones. Es decir, en un rango de 0,01 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> desde el valor umbral mínimo, tanto en la humedad *in situ* como en la humedad SWBM<sub>d</sub>, SMOS toma valores en un rango superior a 0,1 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>. La mayor parte de estos puntos que forman el “efecto barrera” se corresponde con los meses de verano de 2012, 2013 y 2014 y también de septiembre de 2012, donde las series de humedad del suelo *in situ* y SWBM<sub>d</sub> alcanzan el mínimo (Figura 5.62a, c, e y g) y la precipitación es menor (Figura 5.63).

Es importante destacar que, si bien el “efecto barrera” es más apreciable en la mayoría de estaciones para los meses de verano 2012, 2013 y 2014 y septiembre de 2012, persiste cierta dispersión a lo largo de todo el periodo (Figura 5.64). La dispersión de los datos SMOS L4 podría ser atribuida a un ruido remanente, a pesar del filtrado previo de los datos. La reactividad a eventos de precipitación de SMOS L4 y el ruido observado en los datos podría ser una de las razones de por qué las series temporales muestran un mayor coeficiente de variación en la mayoría de las estaciones estudiadas (Tabla 5.13).

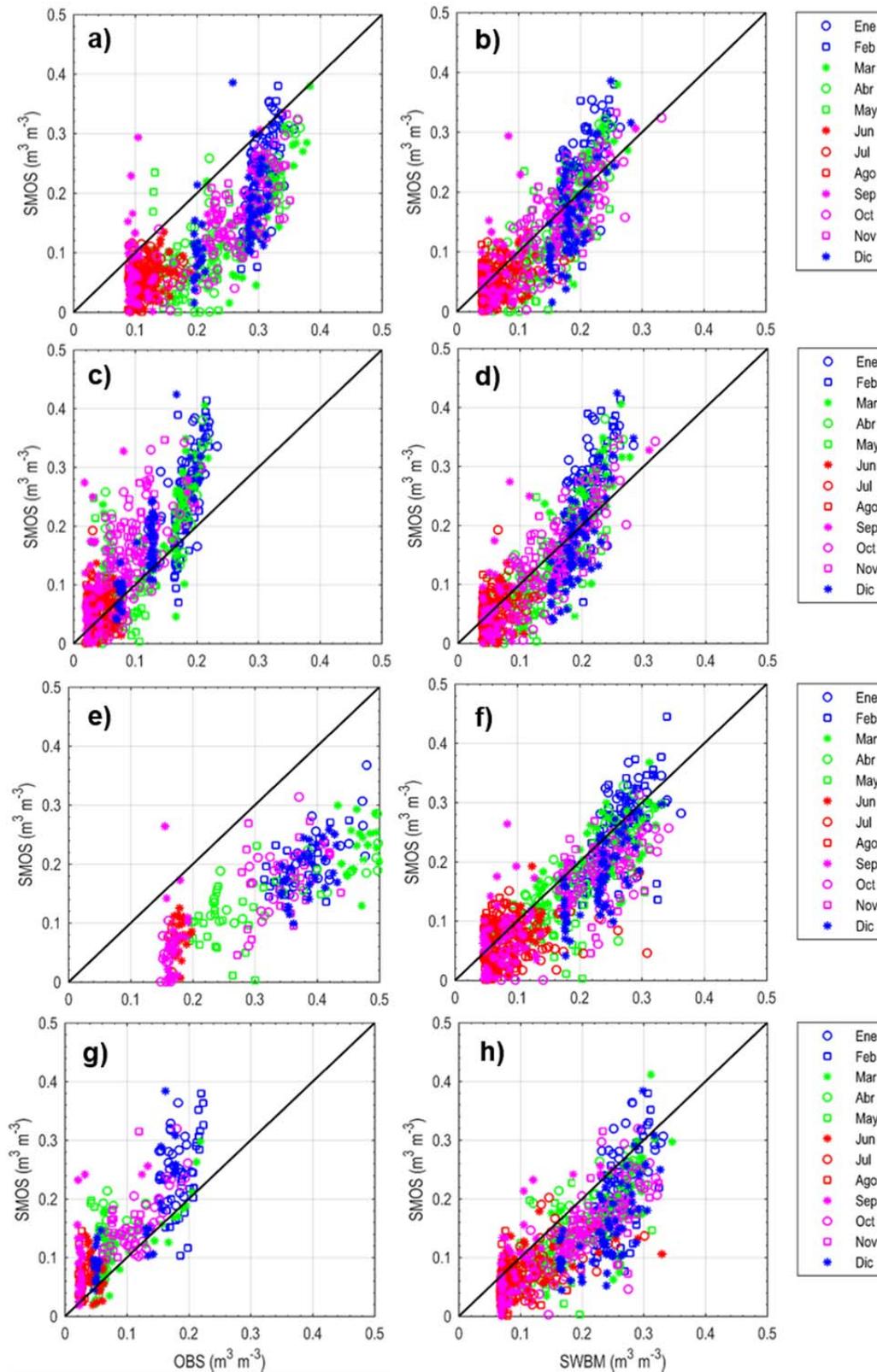


Figura 5.64 Gráficas de dispersión de los datos SMOS-*in situ* (izquierda) y SMOS-SWBM<sub>d</sub> (derecha) representadas en función de los meses (símbolos) y estaciones del año (colores) de las estaciones: L07 (a y b), L4 (c y d), ZA01 (e y f) y P02 (g y h).

Debido a la importancia que representa la textura con relación a la variabilidad de la humedad del suelo, se analiza la influencia en los resultados de las validaciones SMOS-SWBM<sub>d</sub> y SMOS-*in situ* de diferentes agrupaciones de clases texturales, obtenidas a partir de datos interpolados de la textura mediante un modelo espacialmente distribuido. Estas agrupaciones no sólo representan comportamientos

característicos en la relación entre la textura y la humedad del suelo, sino que, además, son representativas espacialmente de la textura de cada pixel.

En las estaciones incluidas en las agrupaciones texturales muy gruesa y gruesa se observa, como era de esperar, que los promedios y los valores máximo y mínimo de las  $\bar{X}_t$  obtenidos por los datos *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4, son inferiores a los correspondientes que presentan las agrupaciones de estaciones con texturas media y fina (Tabla 5.15). Estas diferencias entre las agrupaciones texturales se producen de un modo más acusado en el caso de las series temporales de SWBM<sub>d</sub> y es menos apreciable para las series de SMOS L4. Asimismo, los promedios de los CV<sub>t</sub> son generalmente mayores para las agrupaciones de estaciones con texturas muy gruesa y gruesa que para los correspondientes de texturas media y fina, con la excepción de las agrupaciones gruesa y media para SWBM<sub>d</sub>, que presentan una variación temporal similar. Las diferencias de los CV<sub>t</sub> entre las agrupaciones texturales para las series de datos *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 no son tan apreciables como en el caso de la  $\bar{X}_t$  de las agrupaciones texturales correspondientes. Las series de humedad que muestran un mayor coeficiente de variación corresponden a los datos de SMOS L4 para todas las agrupaciones texturales consideradas.

Tabla 5.15 Valores promedio, máximo y mínimo (entre paréntesis) de las  $\bar{X}_t$  y de los CV<sub>t</sub> de las series *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 correspondientes a las agrupaciones texturales de las estaciones.

Series de humedad temporales		Agrupación textural / (promedio, máximo y mínimo)			
		Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina
$\bar{X}_t$ (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	<i>in situ</i>	0.099 (0.195-0.033)	0.136 (0.243-0.040)	0.220 (0.307-0.164)	0.199 (0.274-0.094)
	SWBM <sub>d</sub>	0.075 (0.083-0.063)	0.128 (0.143-0.114)	0.170 (0.187-0.157)	0.174 (0.196-0.156)
	SMOS	0.126 (0.131-0.122)	0.131 (0.145-0.122)	0.136 (0.147-0.123)	0.135 (0.145-0.125)
CV <sub>t</sub>	<i>in situ</i>	0.52 (0.98-0.24)	0.53 (0.86-0.34)	0.45 (0.58-0.35)	0.49 (0.64-0.23)
	SWBM <sub>d</sub>	0.64 (0.71-0.49)	0.50 (0.54-0.46)	0.51 (0.53-0.48)	0.43 (0.45-0.41)
	SMOS	0.66 (0.69-0.64)	0.68 (0.72-0.57)	0.60 (0.67-0.54)	0.63 (0.71-0.56)

Los coeficientes de bondad del ajuste de las validaciones para las agrupaciones texturales (Figura 5.65) muestran valores de R mayores para la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> que para SMOS-*in situ*, con una mediana mayor y recorrido intercuartílico menor, con la excepción de la agrupación textural fina, que presenta correlaciones similares en ambas validaciones. El valor de índice de acuerdo d es también más elevado, con una mediana mayor y un recorrido intercuartílico menor, en la validación de SMOS-SWBM<sub>d</sub> que en la validación SMOS-*in situ*, para todas las agrupaciones texturales. Los valores más bajos de R y d se presentan en la agrupación textural muy gruesa para ambas validaciones.

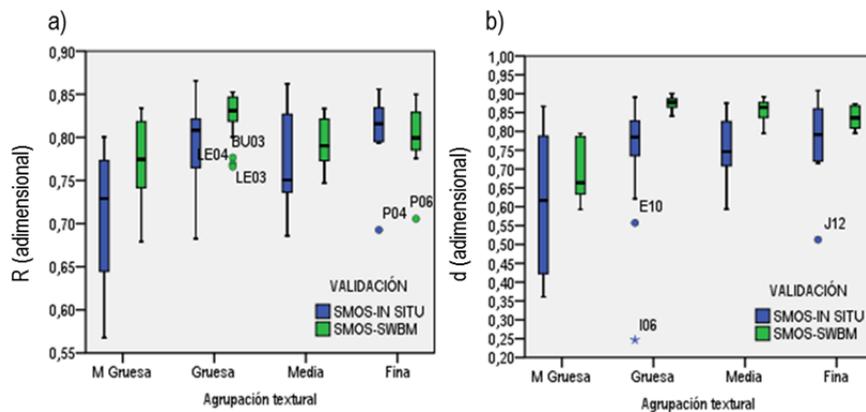


Figura 5.65 Coeficientes de bondad de ajuste R y d en agrupaciones texturales para las validaciones SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub>.

Para RMSD se observa que, con la excepción de la agrupación textural muy gruesa, los valores en las agrupaciones texturales son inferiores en la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> que en la validación de SMOS-*in situ*, con una mediana y un recorrido intercuartílico también menor (Figura 5.66a).

En las agrupaciones texturales media y fina, relacionadas generalmente con contenidos de humedad mayores (Tabla 5.15), el sesgo muestra una tendencia de SMOS L4 a subestimar la humedad del suelo, tanto con respecto a los datos *in situ* como con los de SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.66b y Figura 5.67), con una mediana y un recorrido intercuartílico menor para SMOS-SWBM<sub>d</sub>, es decir, menor variabilidad respecto a su mediana. En el caso de la agrupación textural gruesa, muy común en el conjunto de estaciones, las distribuciones del sesgo correspondiente a ambas validaciones (SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub>) presentan medianas con valores próximos a cero; es decir, se dan situaciones de subestimación y sobreestimación de SMOS L4, presentando la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> los valores más reducidos (Figura 5.66b y Figura 5.68).

El mejor ajuste de las series SMOS L4 a las del modelo se da para la agrupación textural gruesa (Tabla 5.14), con los valores de R y d más elevados (Figura 5.65) y los sesgos y RMSD más bajos (Figura 5.66). Para la agrupación de estaciones de textura muy gruesa, los datos del sesgo indican que existe generalmente una sobreestimación de la humedad del suelo de SMOS L4, tanto con respecto a las series temporales de humedad del suelo *in situ* como a del modelo SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.66). En esta agrupación textural, la mejoría de los resultados de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> respecto a SMOS-*in situ* no es tan apreciable como en otros casos. De esta forma, la mediana del sesgo de SMOS-*in situ* está más próxima a cero, si bien con un recorrido intercuartílico mayor que en SMOS-SWBM<sub>d</sub>.

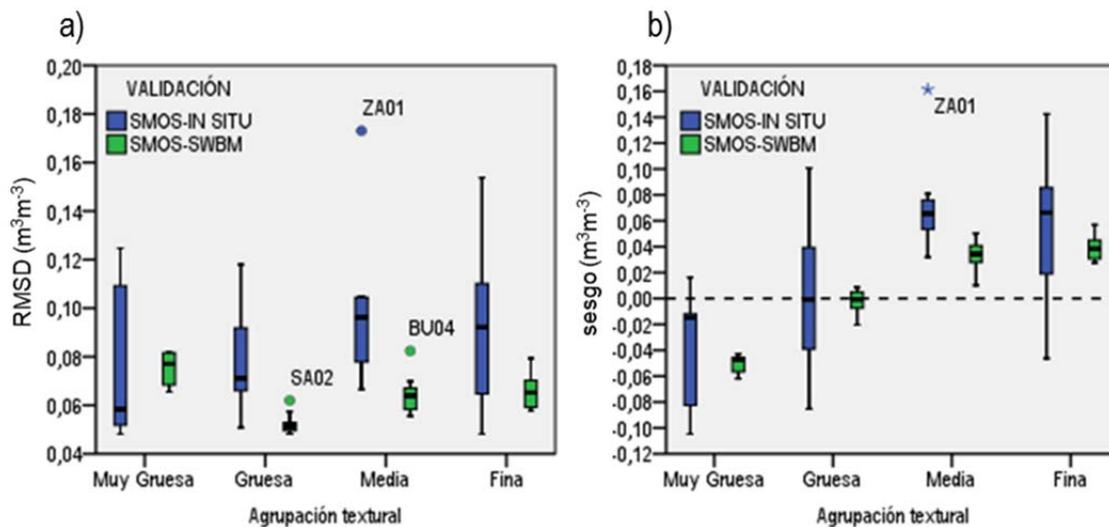


Figura 5.66 RMSD y sesgo de agrupaciones texturales para las validaciones SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub>.

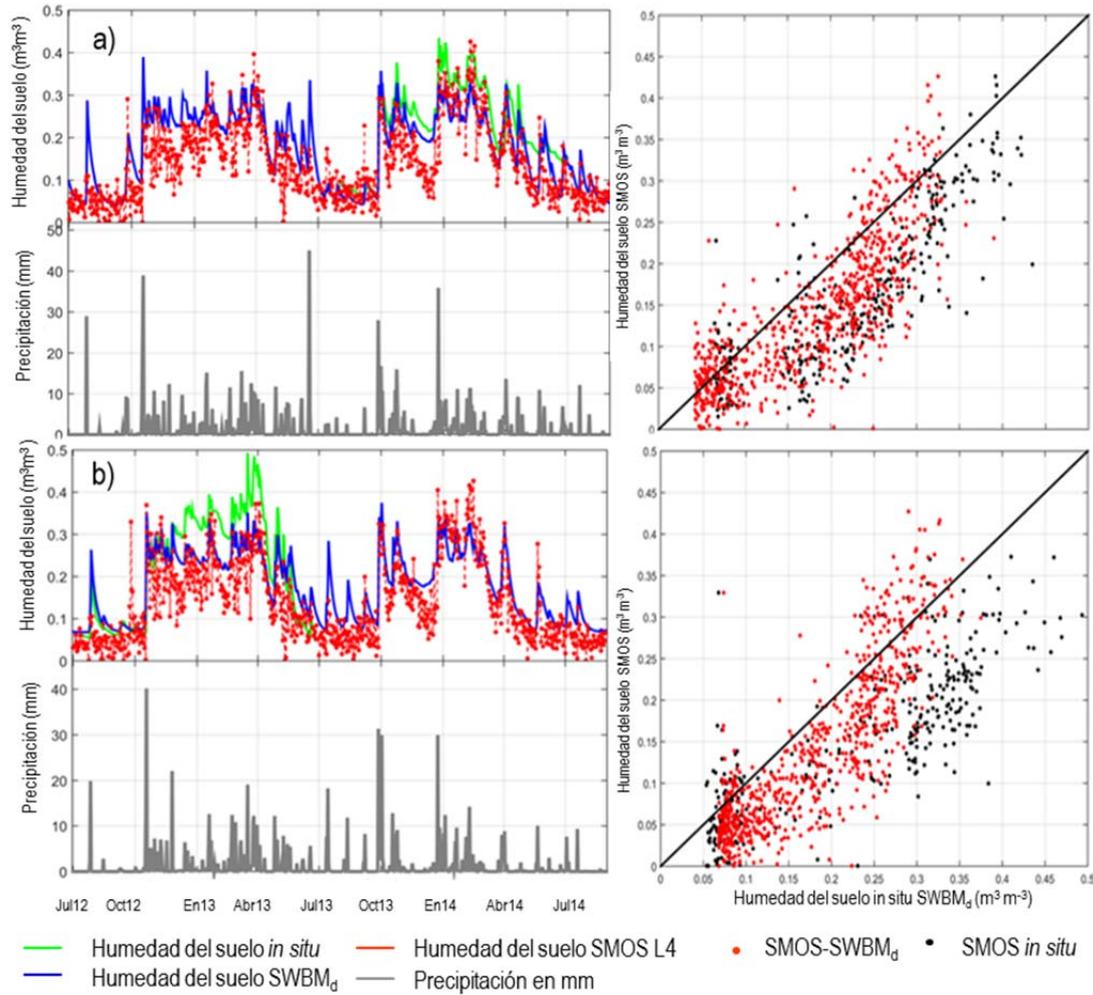


Figura 5.67 Series temporales de la humedad del suelo: *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 y de precipitación (izquierda) y gráficos de dispersión (derecha) de SMOS-*in situ* -SMOS-SWBM<sub>d</sub> para las estaciones LE08 (a) y ZA04 (b).

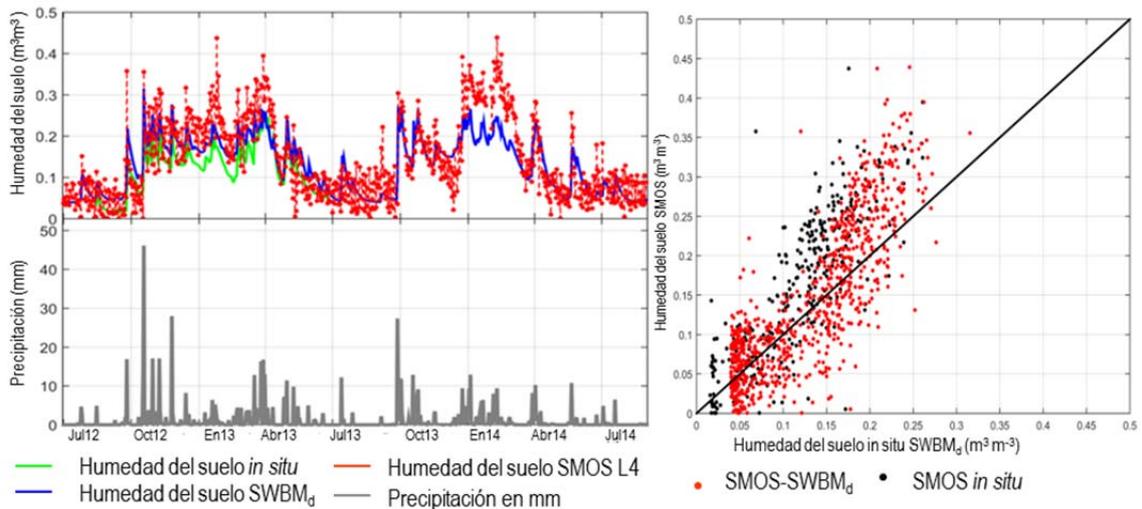


Figura 5.68 Series temporales de la humedad del suelo *in situ*, de SWBM<sub>d</sub> y de SMOS L4 y de precipitación (izquierda) y gráfico de dispersión SMOS-*in situ* -SMOS-SWBM<sub>d</sub> para la estación ZA02.

En la agrupación de estaciones con textura muy gruesa se incluyen, entre otras, las estaciones SG01, SG02 y AV01, que se corresponden con casos poco frecuentes en los que la validación SMOS-*in situ* presenta valores de la RMSD y del sesgo inferiores con respecto a la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> (Tabla 5.14

y ejemplo de ajuste para SG02 con clase textural arenosa en la Figura 5.69a). Para explicar esto conviene tener presente que, en la validación SMOS-*in situ*, los resultados de RMSD y del sesgo podrían estar afectados por el número limitado de observaciones disponible, menos de la mitad para SMOS-*in situ* que para SMOS-SWBM<sub>d</sub>, para las estaciones arriba mencionadas (Tabla 5.14). Sin embargo, cuando el número de observaciones entre ambas validaciones es similar, los valores de RMSD y del valor absoluto del sesgo son inferiores para la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> (Tabla 5.14, estaciones K04 y J03) y, en consecuencia, la variabilidad de las series de SMOS L4 se ajusta mejor al modelo que a los datos *in situ* (estación J03 en la Figura 5.69b).

La mayor reactividad característica de SMOS L4 a los eventos de precipitación se acentúa en el caso de las estaciones localizadas en los suelos más arenosos (agrupaciones texturales muy gruesa y gruesa, Figura 5.68 y Figura 5.69) en las que la capacidad de retención de agua es menor, los procesos de infiltración y evapotranspiración son más rápidos y donde la evolución de la humedad del suelo en los primeros centímetros de profundidad está fuertemente influida por las precipitaciones. La sobrestimación de la humedad del suelo de SMOS se presenta con más frecuencia cuando el suelo está muy seco antes de eventos de precipitación cortos e intensos, circunstancia que se da comúnmente en suelos arenosos de zonas semiáridas, como es el caso de REMEDHUS (Jackson *et al.* 2012, Gumuzzio *et al.* 2016).

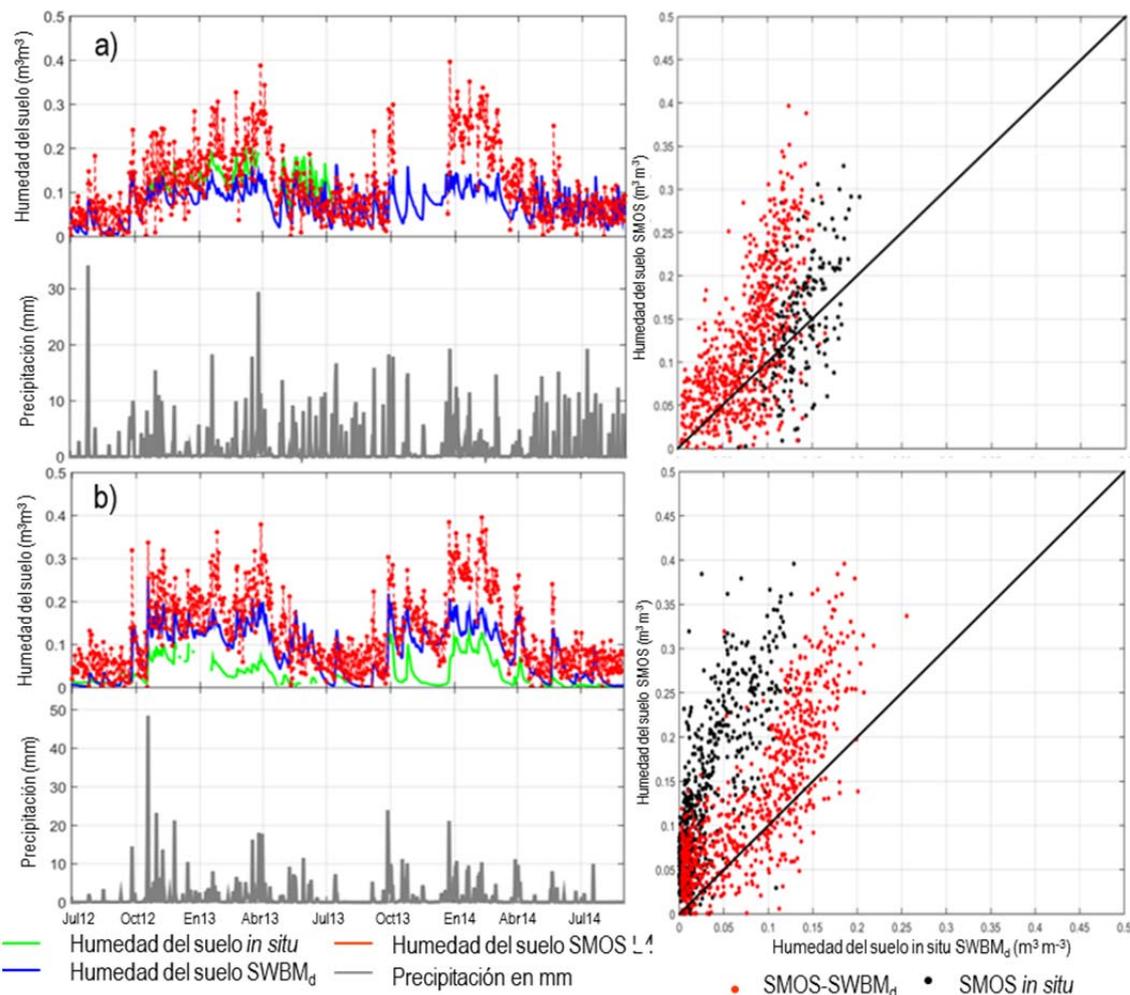


Figura 5.69 Series temporales de la humedad del suelo *in situ*, SWBM<sub>d</sub> y SMOS L4 a la derecha y a la izquierda gráfico de dispersión SMOS-*in situ* -SMOS-SWBM<sub>d</sub> para las estaciones SG02 (a) y J03 (b).

Al eliminar el sesgo, el cRMSD es inferior para la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> en comparación con la validación SMOS-*in situ* para todas las agrupaciones texturales, incluida la agrupación textural muy gruesa (Figura 5.70).

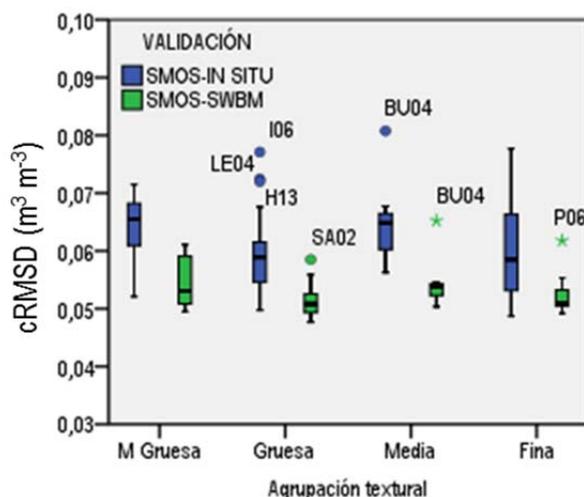


Figura 5.70 Valores de cRMSD para agrupaciones texturales en las validaciones SMOS-*in situ* y SMOS-SWBM<sub>d</sub>.

Como consecuencia de lo expuesto se puede afirmar que tanto los resultados de las validaciones de SMOS-*in situ* como de SMOS-SWBM<sub>d</sub> son muy satisfactorios en la comparación de ambas validaciones. Sin embargo, es destacable que la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> ofrece los mejores resultados en la mayoría de las estaciones estudiadas en términos de R, d, RMSD, cRMSD y sesgo. Por otra parte, en los resultados obtenidos para diferentes agrupaciones texturales de las estaciones, se aprecia una mejora general al validar SMOS L4 con el modelo SWBM<sub>d</sub>, alcanzando el mejor ajuste para la agrupación textural gruesa. Las excepciones se dan en la agrupación textural fina para R, cuyos valores son similares en ambas validaciones (*in situ* y SWBM<sub>d</sub>), y en la agrupación textural muy gruesa para la RMSD y el sesgo; pero en este caso, como se ha indicado, los resultados pueden estar afectados por el número dispar de observaciones consideradas en ambas validaciones.

## 5.2.2 VALIDACIÓN DE LA HUMEDAD SMOS L4 CON LA HUMEDAD SWBM<sub>d</sub> EN LAS SUBZONAS DE ESTUDIO REMEDHUS Y CARRIÓN

La validación de SMOS L4 con los datos procedentes del modelo distribuido se realizó en dos subzonas mediante tres estrategias. La primera estrategia consiste en una comparación y validación temporal, pixel a pixel, de las series de las series de SMOS L4 con las series SWBM<sub>d</sub>. Los resultados de esta comparación y validación se evalúan para detectar diferencias anuales y estacionales. Posteriormente, en la segunda estrategia se realizó una validación espacial de la humedad de SMOS L4 con la humedad SWBM<sub>d</sub>, día a día, en todo el periodo. En la última estrategia se realizó una validación de las series de humedad media espacial de SMOS con las series de humedad media espacial de SWBM<sub>d</sub> en REMEDHUS y en Carrión.

### 5.2.2.1 VALIDACIÓN TEMPORAL DE LAS SERIES DE SMOS L4 CON LAS SERIES DEL MODELO DISTRIBUIDO PÍXEL A PÍXEL

#### 5.2.2.1.1 COMPARACIÓN DE SERIES TEMPORALES DE SMOS L4 Y SWBM<sub>d</sub>

A partir de las series diarias de la humedad del suelo de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub>, se calcularon, para cada píxel, la humedad media temporal  $\bar{X}_t$  y el coeficiente de variación  $CV_t$  para todo el periodo de estudio; seguidamente, para el conjunto de píxeles se calcularon  $\bar{X}$ , STD, el máximo, mínimo y  $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$  (Tabla 5.16).

En REMEDHUS,  $\bar{X}$ ,  $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$  de  $\bar{X}_t$  para  $SWBM_d$  y SMOS L4, presentan valores similares (Tabla 5.16). Sin embargo, los valores extremos de la humedad media temporal difieren, presentando SMOS L4 un rango de variación (máximo-mínimo) y una STD menores que el modelo.

Tabla 5.16 Estadísticos del conjunto de píxeles de ( $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo y  $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$ ) de  $\bar{X}_t$ , y CVt de REMEDHUS y de Carrión.

Estadísticos del conjunto de píxeles	REMEDHUS				Carrión			
	$\bar{X}_t$ SWBM (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{X}_t$ SMOS (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CVt SWBM	CVt SMOS	$\bar{X}_t$ SWBM (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{X}_t$ SMOS (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CVt SWBM	CVt SMOS
$\bar{X}$	0,130	0,129	0,49	0,70	0,172	0,138	0,47	0,60
STD	0,014	0,006	0,03	0,02	0,014	0,004	0,04	0,01
máximo	0,176	0,149	0,71	0,73	0,206	0,146	0,57	0,63
mínimo	0,081	0,120	0,40	0,64	0,130	0,126	0,34	0,57
$P_{20}$	0,121	0,124	0,48	0,68	0,161	0,134	0,44	0,59
$P_{50}$	0,127	0,128	0,49	0,70	0,174	0,138	0,46	0,60
$P_{80}$	0,134	0,134	0,51	0,71	0,184	0,141	0,53	0,61

En los mapas de esta sección (Figura 5.71, Figura 5.72, Figura 5.73 y Figura 5.74), los valores de  $\bar{X}_t$  de SMOS L4 y los valores de CVt de SMOS L4 y de  $SWBM_d$  son referidos como  $SMOS_{av}$ , CV SMOS y CV SWBM respectivamente.

La distribución espacial de  $SMOS_{av}$  en REMEDHUS presenta una zonificación NE-SO (Figura 11a), con los valores más elevados al oeste de Villamor de los Escuderos y los más bajos hacia el centro y al este, en Bóveda de Toro, Castronuño y Siete Iglesias de Trabancos. El gradiente de humedad presenta cierta correspondencia con la distribución espacial de la precipitación acumulada y de la temperatura media en el periodo de estudio (Figura 5.6 y Figura 5.8) que, a su vez, según Sánchez (2009), se relaciona con el relieve. Este gradiente de humedad se encuentra interrumpido con ligeros aumentos, relacionados con la presencia del río Duero al NE y, en menor medida, con la del río Guareña.

En la distribución espacial de  $SWBM_{av}$  en REMEDHUS, se aprecia una mayor capacidad de discriminación y variabilidad espacial (Figura 5.50), con una zonificación de los valores más bajos en el sector central (en torno al río Guareña, especialmente al norte de Vadillo de Guareña) y hacia el este, al sur de Siete Iglesias Trabancos. Los valores más elevados se presentan al sur (en torno a Parada de Rubiales) y al este (en las proximidades de Castrejón de Trabancos y Siete Iglesias de Trabancos). Es destacable que  $SWBM_d$  discrimina un mayor rango de humedad que SMOS L4, afectando tanto a los valores más bajos como a los más elevados.

En REMEDHUS, los CVt, son más elevados para SMOS L4 que para  $SWBM_d$  con la excepción de STD. En consecuencia, las series temporales de humedad de SMOS L4 presentan, como norma general, una mayor variabilidad temporal en el periodo de estudio con respecto a  $SWBM_d$ , coincidiendo con los resultados de la anterior sección (apartado 4.1.1).

El mapa de CV SMOS (Figura 5.72a) muestra una gran uniformidad en la mayor parte de REMEDHUS, alcanzándose los valores más elevados al S-SW, coincidiendo aproximadamente con los valores de humedad más elevados de la zona. En el mapa de CV SWBM (Figura 5.72b), se observa, con respecto a CV SMOS, un mayor rango de variación espacial, que afecta sobre todo a los valores más bajos, y una menor uniformidad general en toda la zona. Es destacable que los valores más bajos de CV SWBM tienden a coincidir con las localizaciones donde la  $SWBM_{av}$  es mayor (Parada de Rubiales y Castrejón de Trabancos) y; los CV SWBM más elevados, situados principalmente en torno al río Guareña al norte de

Vadillo de la Guareña, coinciden con las zonas donde la  $SWBM_{av}$  en REMEDHUS es menor (Figura 5.50 y Figura 5.72b).

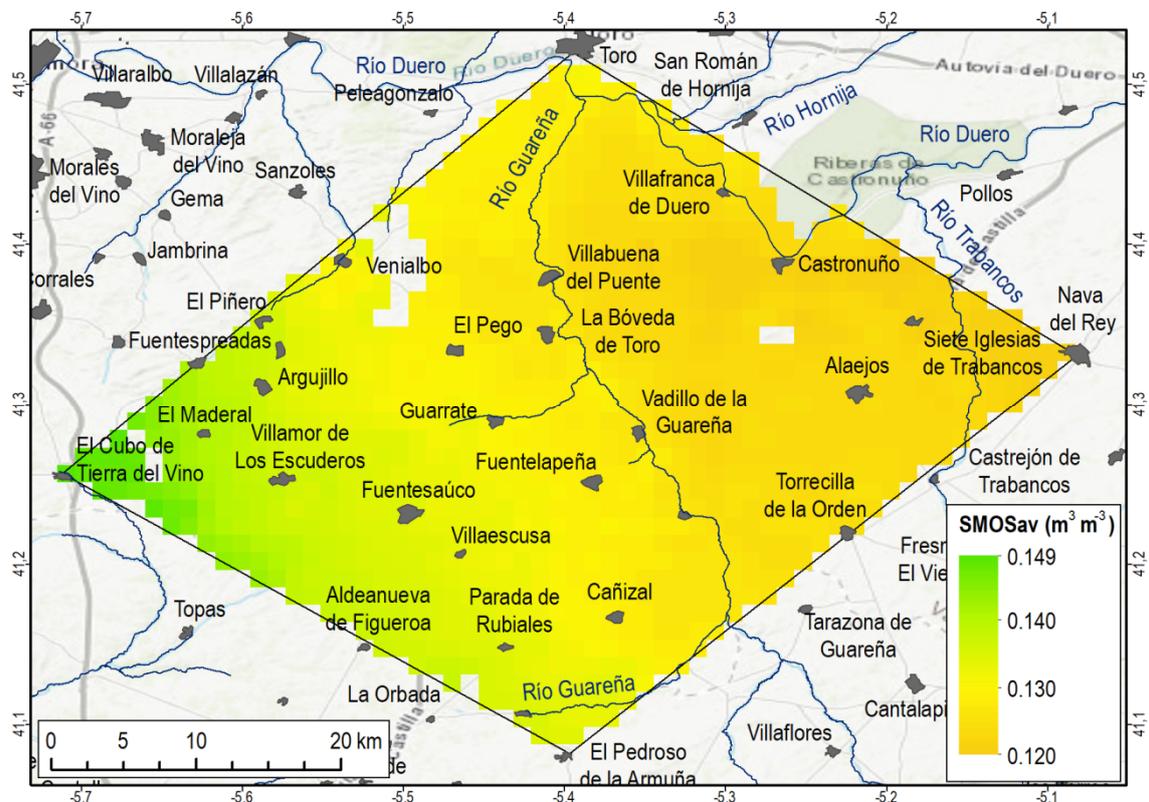


Figura 5.71 Distribución espacial de la humedad media temporal (SMOSav) de SMOS L4 en REMEDHUS.

En Carrión,  $\bar{X}t$  de  $SWBM_d$  supera a la correspondiente de SMOS para el conjunto de píxeles, como muestran los estadísticos (Tabla 4), con las menores diferencias para el mínimo. La variabilidad de  $\bar{X}t$  entre los píxeles también es mayor para las series  $SWBM_d$  que para las series SMOS L4, como se deduce de la STD y del recorrido máximo-mínimo.

El mapa de  $SMOS_{av}$  en Carrión presenta un rango de valores entre 0,126 y 0,146  $m^3 m^{-3}$  y, al igual que en REMEDHUS, manifiesta una clara zonificación con un gradiente espacial en la dirección S-N, situándose los valores más elevados al norte en torno a los ríos Carrión, Ucieza, coincidiendo en estas zonas con una mayor superficie de regadío (Figura 5.73 y Figura 3.29). La zona sur, con menores precipitaciones acumuladas y mayores temperaturas medias en el periodo (Figura 5.7 y Figura 5.9), se corresponde con los menores  $SMOS_{av}$  y, la zona norte, con mayores precipitaciones y menores temperaturas se corresponde con las mayores  $SMOS_{av}$ . En contraste,  $SWBM_{av}$  (Figura 5.51) presenta un rango mayor de variabilidad espacial (0,130 a 0,206  $m^3 m^{-3}$ ), con valores generalmente más elevados en toda la zona.

Los valores más bajos de  $SWBM_{av}$  (Figura 5.51) se localizan en el centro de la subzona, al norte de Palencia, y al noroeste de la subzona de estudio; mientras que los más elevados se presentan al noreste (próximos a Astudillo), sureste (Magaz de Pisuerga) y, especialmente al oeste, en el arroyo Valdeginate (en torno a Autilla del Pino, Mazariegos y Cascón de la Nava).

En consecuencia, el mapa de  $SWBM_{av}$  no tiene una zonificación tan marcada como en el caso de  $SMOS_{av}$ , sin embargo, ofrece una mayor discriminación espacial de la humedad media temporal.

En Carrión, el CVt de SMOS L4 presenta valores mayores que  $SWBM_d$ , para todos los estadísticos espaciales a excepción de STD (Tabla 5.16). En consecuencia, las series temporales de SMOS L4 presentan una mayor desviación respecto a la media que las series de  $SWBM_d$ .

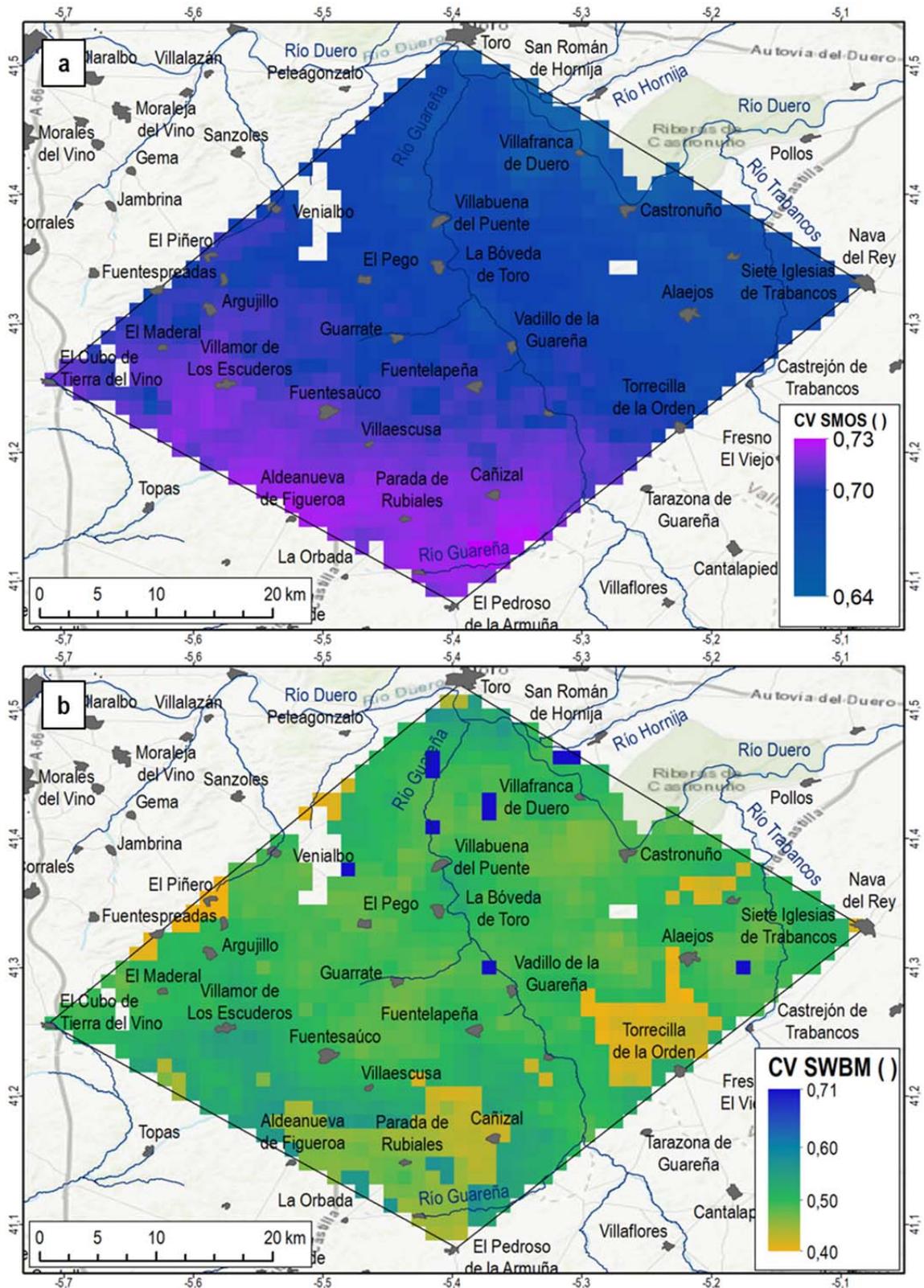


Figura 5.72 Mapa de CV SMOS (a) y de CV SWBM (b) de REMEDHUS.

El mapa de CV SMOS muestra una gran uniformidad, con valores más elevados que los correspondientes a CV SWBM (Figura 5.74a y Figura 5.74b). Los CV SMOS más bajos se presentan en torno a los ríos Carrión y Ucieza y en parte de los ríos Valdeginete y Retortillo, probablemente en estas áreas los aportes de agua con el riego amortiguan los cambios temporales de la humedad. Se observan también ligeras disminuciones locales de CV SMOS en torno a algunas zonas que fueron filtradas por tener un uso dominante forestal, al norte de Villamediana (Figura 5.74a).

En el caso del mapa de CV SWBM, se aprecia una menor uniformidad con valores más bajos para la mayor parte del área que para SMOS. Los valores más bajos se localizan en torno a Cascón de la Nava y al oeste, cerca de Fuentes de Nava, y los mayores al norte de Paredes de Nava y al este de la zona (Figura 14b).

Comparando  $SWBM_{av}$  en las dos subzonas de estudio (Figura 5.50 y Figura 5.51), se aprecian valores más elevados en Carrión, que se traducen, para el conjunto de píxeles, en valores más elevados de los estadísticos espaciales  $\bar{X}$ , máximo, mínimo,  $P_{20}$ ,  $P_{50}$  y  $P_{80}$  con respecto a REMEDHUS (Tabla 5.16). En el caso de SMOS, también se observa una mayor  $SMOS_{av}$  para la mayoría de los píxeles de Carrión, pero con diferencias menores entre ambas zonas (Figura 5.71 y Figura 5.73).

Respecto a la comparación de los CVt en las subzonas de estudio, los estadísticos presentan valores más elevados para SMOS L4 y  $SWBM_d$  en REMEDHUS, con la excepción de  $P_{80}$  para  $SWBM_d$  (Tabla 5.16). En los mapas de los CV SMOS y CV SWBM se aprecia, en general, una relación inversa con la humedad media temporal en las dos subzonas de estudio.

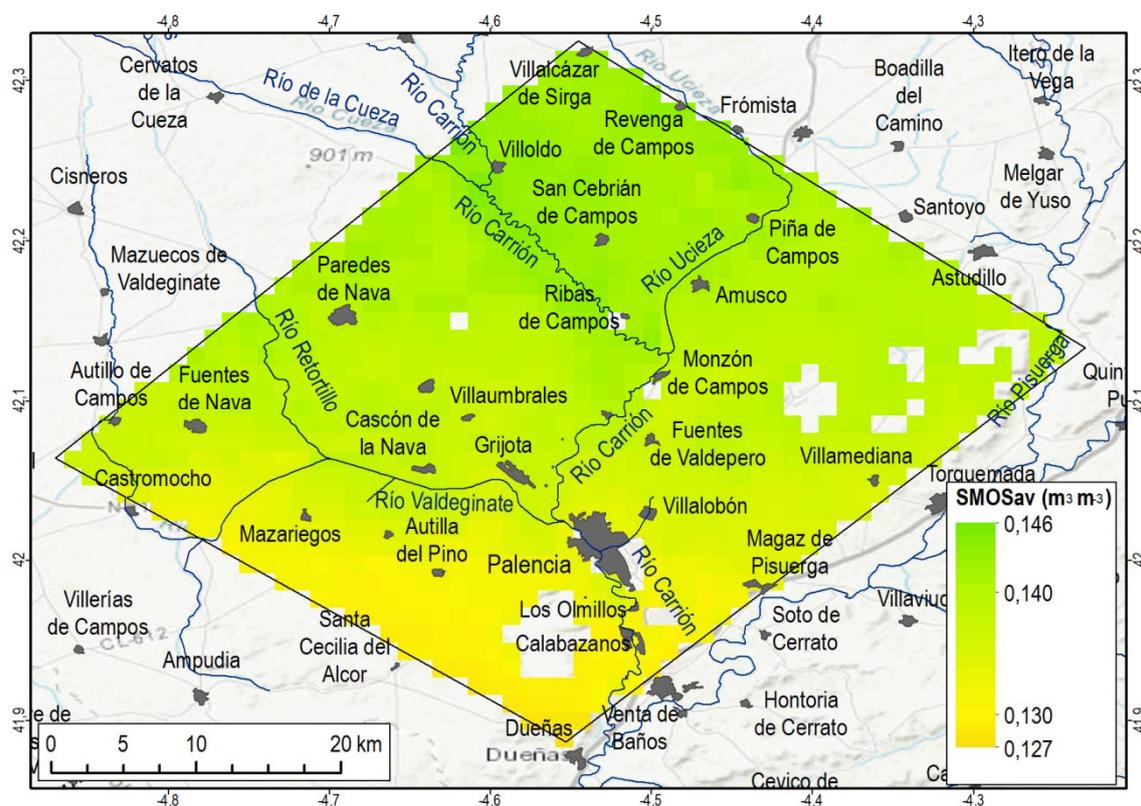


Figura 5.73 Distribución espacial de la humedad media temporal ( $SMOS_{av}$ ) de SMOS L4 en Carrión.

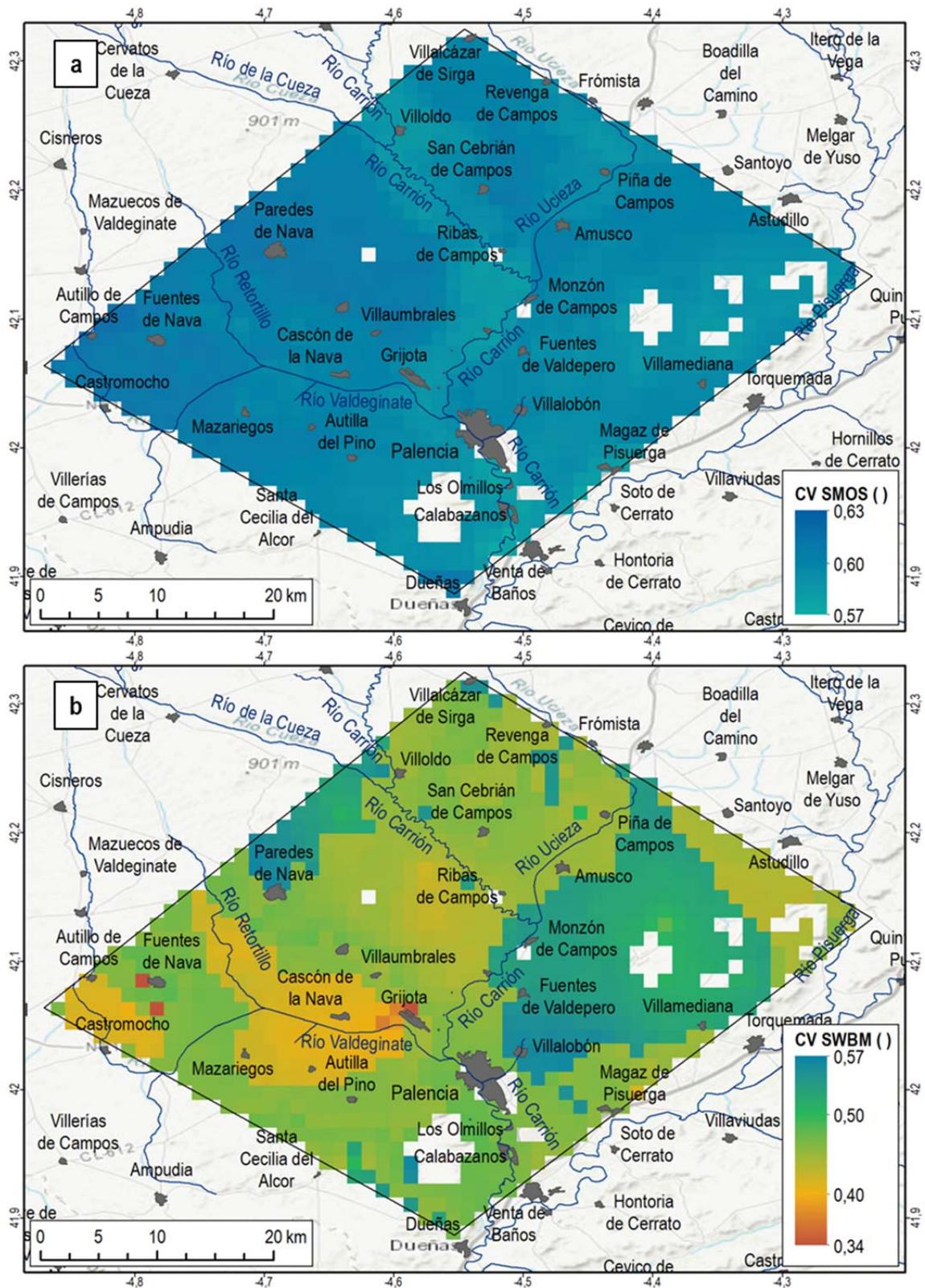


Figura 5.74 Distribución espacial del coeficiente de variación temporal de la humedad media temporal (CV) en SMOS L4 (a) y en SWBM<sub>d</sub> (b) en Carrión

5.2.2.1.2 VALIDACIÓN TEMPORAL DE LAS SERIES DE HUMEDAD SMOS L4 CON LAS SERIES DE HUMEDAD SWBM<sub>d</sub>

Los resultados de la validación SMOS L4-SWBM<sub>d</sub> de R, d, RMSD, cRMSD y sesgo se presentan, para cada subzona de estudio, en la Tabla 5. Los coeficientes de bondad de ajuste R y d son muy satisfactorios para el conjunto de píxeles en ambas zonas, presentando  $\bar{X}$  y el mínimo valores elevados, poniendo de manifiesto que el patrón temporal de las series de humedad de SMOS L4 se ajusta satisfactoriamente al correspondiente de las series del modelo (Tabla 5.17).

Comparando los resultados de ambas subzonas de estudio, se aprecia que R y d presentan valores más elevados para un mayor número de píxeles en REMEDHUS que en Carrión (Figura 5.75, Figura 5.76 y Tabla 5.17). Por otra parte, los valores de los estadísticos  $\bar{X}$  y P<sub>50</sub> de R y d son próximos entre sí en ambas zonas, manifestando una simetría con los valores centrados en torno a sus respectivas medianas (Figura 5.75). En consecuencia, SMOS L4, además de reflejar satisfactoriamente los patrones de humedad del SWBM<sub>d</sub>, lo hace de forma estable y consistente a lo largo de las dos subzonas de estudio.

En REMEDHUS se observa un gradiente general en la variación espacial de R (Figura 5.76a), con una zonificación (NE-SW) de tendencia similar a la que presentan SMOS<sub>av</sub> y el CV SMOS (Figura 5.71 a y Figura 5.72a), es decir, el crecimiento de R en los píxeles situados al S-SW de la zona se corresponde con un aumento de SMOS<sub>av</sub> y del CV SMOS, disminuyendo R con el decrecimiento de la SMOS<sub>av</sub> en la dirección NE-E. Por el contrario, en Carrión no se aprecia claramente esta tendencia de R con la variación espacial de SMOS<sub>av</sub>, aunque sí con CV SMOS.

En ambas subzonas de estudio, especialmente en Carrión, se observa un ligero descenso de R en algunos tramos de regadío en los aluviales de los principales ríos, probablemente debido al efecto de aportes extra de agua (Figura 5.76 y Figura 3.29). Piles *et al.* (2014) detectaron un efecto similar, atribuyéndolo a que la resolución temporal de SMOS no es capaz de detectar la elevada variabilidad temporal de la humedad en estas zonas, debido a las sucesivas y rápidas aportaciones de riego. Adicionalmente, también se observa una disminución de R en torno a zonas forestales, que se relaciona con la existencia de píxeles con uso mixto y heterogéneo de cultivos y forestal. La disminución de R en estas zonas podría deberse a que los datos de temperatura de brillo que usa el algoritmo de SMOS L4 no son totalmente transparentes a la cubierta forestal y el cálculo del algoritmo de recuperación de humedad es más incierto sobre estas cubiertas (Kerr *et al.* 2012).

Tabla 5.17 Estadísticos del conjunto de píxeles ( $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo y P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub>) de R, d, RMSD, cRMSD, sesgo y sesgo en valor absoluto (sesgo abs.) de los resultados de las validaciones SMOS-SWBM<sub>d</sub> en las subzonas de estudio.

Estadísticos para el conjunto de píxeles	REMEDHUS						Carrión					
	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo abs. (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo abs. (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
$\bar{X}$	0.83	0.88	0,053	0,051	0,002	0,009	0.79	0.85	0,064	0,053	0,035	0,035
STD	0.02	0.02	0,004	0,002	0,014	0,010	0.01	0.03	0,008	0,003	0,015	0,015
máximo	0.86	0.91	0,071	0,063	0,040	0,047	0.82	0.90	0,088	0,063	0,069	0,069
mínimo	0.78	0.76	0,047	0,046	-0,047	0,000	0.75	0.76	0,047	0,047	-0,008	0,000
P <sub>20</sub>	0.82	0.87	0,049	0,049	-0,006	0,002	0.79	0.82	0,057	0,051	0,023	0,023
P <sub>50</sub>	0.84	0.88	0,052	0,051	-0,002	0,005	0.80	0.85	0,064	0,052	0,035	0,035
P <sub>80</sub>	0.85	0.89	0,056	0,053	0,005	0,012	0.80	0.87	0,071	0,055	0,048	0,048

El mapa de valores de  $d$  en los píxeles de REMEDHUS, muestra valores más bajos en aquellos píxeles para los que  $SWBM_{av}$  es más extrema, es decir, muy baja o muy alta, aumentando  $d$  en los píxeles con valores intermedios de  $SWBM_{av}$  (Figura 5.77a y Figura 5.50). Al oeste, se aprecia también una disminución del índice  $d$  coincidiendo, en este caso, con valores elevados de  $SMOS_{av}$  (Figura 5.71 y Figura 5.77 a y Figura 5.71). En Carrión, la correspondencia con la humedad es más notoria. Los valores más bajos del índice  $d$  se dan en píxeles con una elevada  $SWBM_{av}$  (Figura 5.77b y Figura 5.51b), aumentando los valores en los píxeles a medida que  $SWBM_{av}$  disminuye.

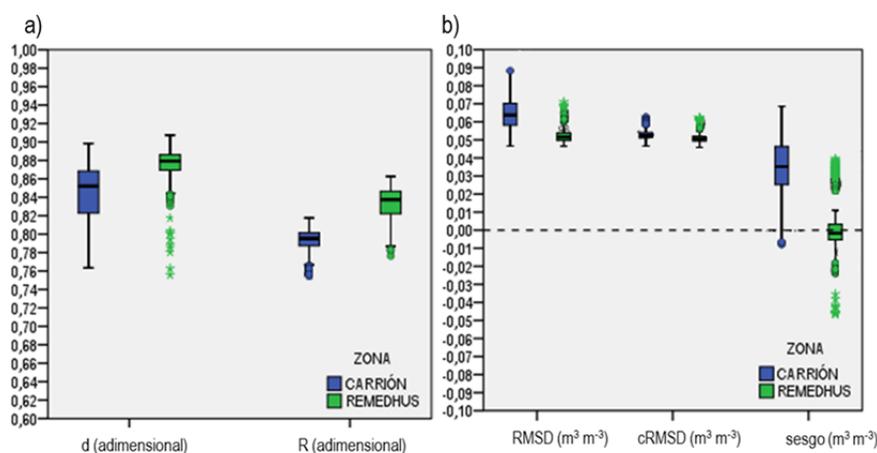


Figura 5.75. Resultados de  $R$  y  $d$  (izquierda) y RMSD, cRMSD y sesgo (bias) en  $m^3 m^{-3}$  (derecha) de la validación  $SMOS-SWBM_d$  correspondientes a los píxeles de REMEDHUS y Carrión.

La distribución espacial de  $d$  difiere de la de  $R$ , probablemente debido a que  $d$  tiene en cuenta, además de las similitudes en el patrón de los datos, el error que se produce entre ellos (Taylor, 2001). Aun así,  $d$  presenta valores satisfactorios para todos los píxeles de ambas subzonas de estudio.

Los estadísticos para el conjunto de píxeles de la RMSD presentan, en ambas subzonas, valores satisfactorios y próximos entre  $\bar{X}$  y  $P_{50}$ , de modo que las distribuciones de la RMSD son bastante simétricas y centradas en torno a la mediana para ambas subzonas (Tabla 5.17). El  $P_{80}$  muestra que los valores del RMSD en REMEDHUS son más bajos que los de Carrión para una amplia mayoría de los píxeles (Figura 5.75) y, además, con un valor de  $P_{80}$  ligeramente inferior al  $P_{20}$  de Carrión.

La distribución del sesgo para el conjunto de píxeles en REMEDHUS (Figura 5.75) está centrada en torno a cero (Tabla 5.17), presentando una distribución simétrica y un rango intercuartílico pequeño (con excepción de píxeles minoritarios que se corresponden con valores atípicos u *outliers*). La distribución del sesgo muestra una ligera tendencia de SMOS a sobreestimar las series  $SWBM_d$  en el conjunto de píxeles de esta zona. El sesgo en valor absoluto es inferior a  $0.012 m^3 m^{-3}$  para el 80% de los píxeles e inferior a  $0.005 m^3 m^{-3}$  en el 50% de los píxeles de REMEDHUS (Tabla 5.17), lo que indica que las diferencias sistemáticas entre las series de SMOS y  $SWBM_d$  son pequeñas en la mayor parte de esta zona.

En Carrión el sesgo es positivo para un 99% de los píxeles (Figura 5.75) e inferior a  $0.035 m^3 m^{-3}$  y  $0.048 m^3 m^{-3}$  en un 50% y 80% de los píxeles, respectivamente (Tabla 5.17). Al igual que en REMEDHUS, su distribución es simétrica y centrada en torno a la mediana, aunque con un recorrido intercuartílico mayor. Por lo tanto, en esta zona SMOS L4 muestra una tendencia predominante a subestimar la humedad del suelo de  $SWBM_d$ , con sesgos en valor absoluto mayores que en REMEDHUS. Este efecto está probablemente relacionado con el mayor contenido de humedad de Carrión.

La distribución espacial de los valores de la RMSD y del sesgo en las subzonas de estudio (Figura 5.79 y Figura 5.80) parece relacionada con  $SWBM_{av}$ . En REMEDHUS se observa que los valores de la RMSD más elevados (Figura 5.79a) se corresponden con píxeles donde el sesgo presenta los valores más altos,

tanto negativos como positivos (Figura 5.80a) y, a su vez, con los contenidos más extremos de  $SWBM_{av}$  (Figura 5.50). Al oeste se presentan también valores elevados de la RMSD, pero, en este caso se asocian mejor con los valores más elevados de  $SMOS_{av}$  (Figura 5.71 y Figura 5.79 a). En Carrión, los valores más elevados de la RMSD y del sesgo presentan una distribución similar, correspondiéndose con los píxeles cuya  $SWBM_{av}$  es más elevada (Figura 5.51, Figura 5.79b y Figura 5.80b).

Los valores de cRMSD de la validación muestran características similares en ambas subzonas de estudio, con  $\bar{X}$  próximos a  $P_{50}$ , valores ligeramente más bajos en REMEDHUS y un recorrido intercuartílico pequeño para ambas subzonas (Figura 5.75 y Tabla 5.17). En consecuencia, una vez eliminado el sesgo, las incertidumbres de la validación  $SMOS-SWBM_d$  en las dos subzonas se aproximan. En la distribución espacial de la cRMSD, en ambas subzonas se aprecia un menor rango de variación que, a diferencia del sesgo y la RMSD, ya no parece seguir un patrón espacial relacionado con  $SWBM_{av}$  (Figura 5.75 y Figura 5.81). En REMEDHUS, los valores más elevados de la cRMSD se presentan al oeste (Figura 5.81a), correspondiéndose aproximadamente con la distribución de  $SMOS_{av}$  (Figura 5.71 a).

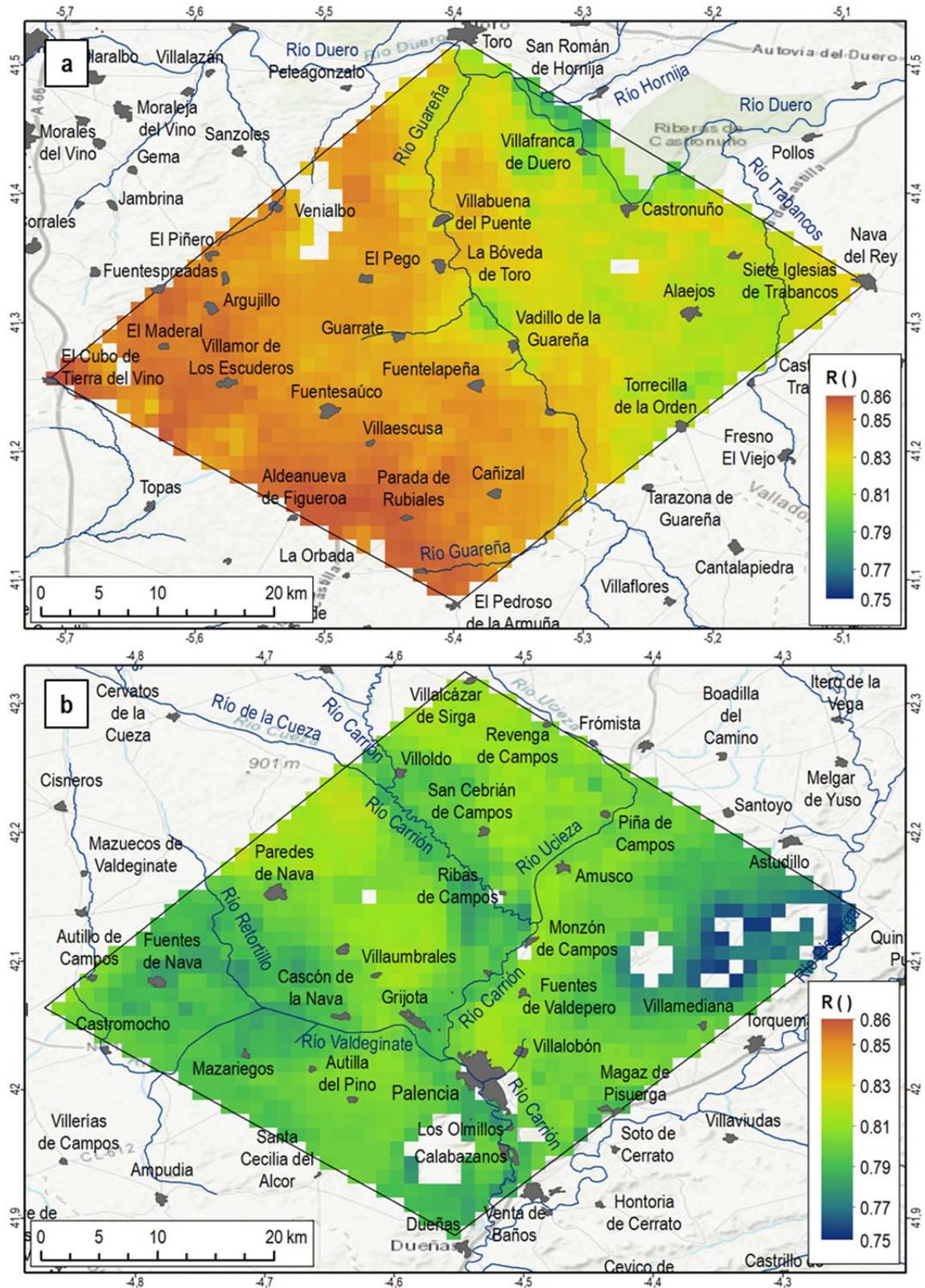


Figura 5.76 Distribución espacial del  $R$  de la validación SMOS-SWBM<sub>0</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrion (b).

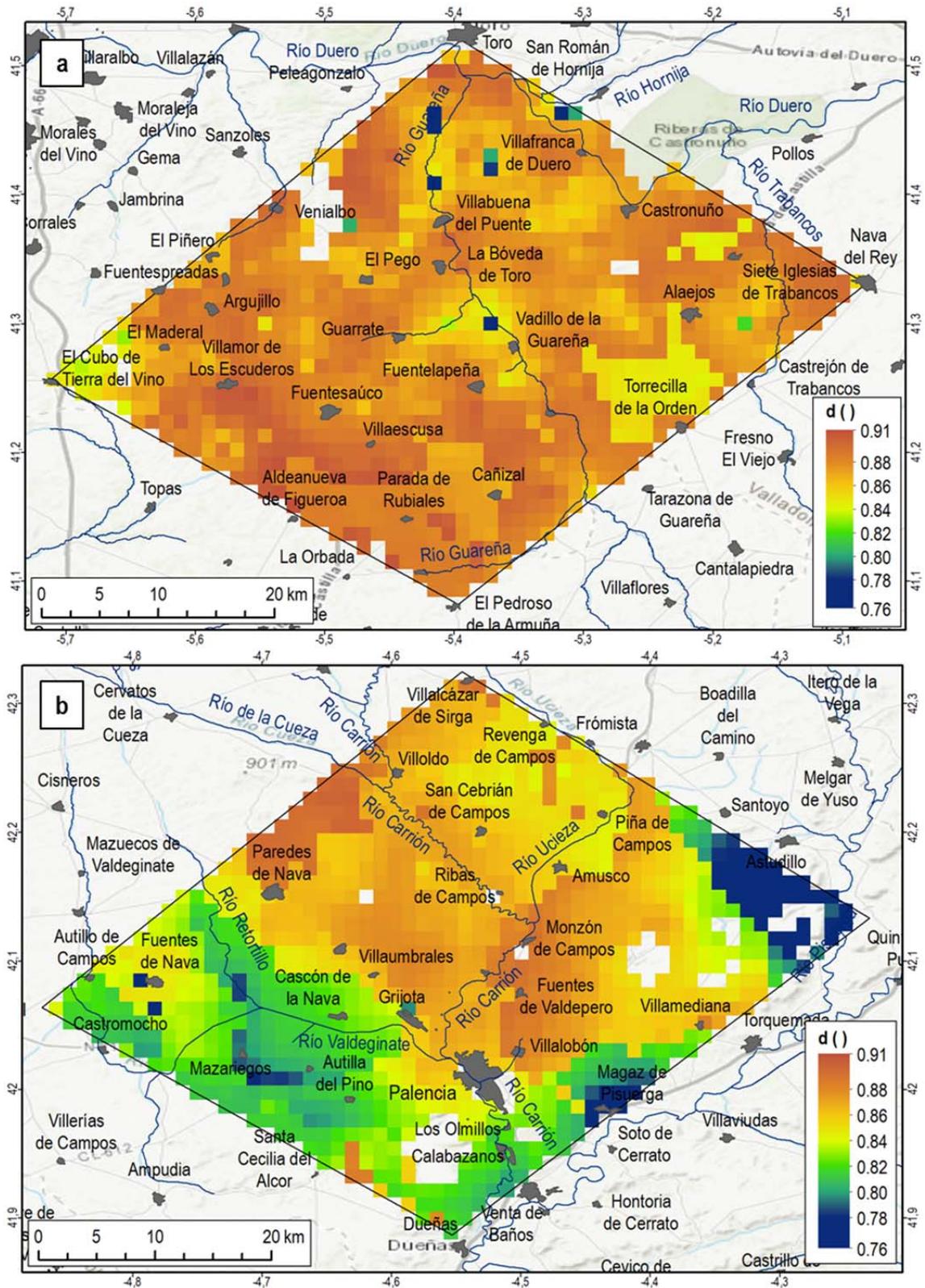


Figura 5.77 Distribución espacial del índice  $d$  de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrion (b).

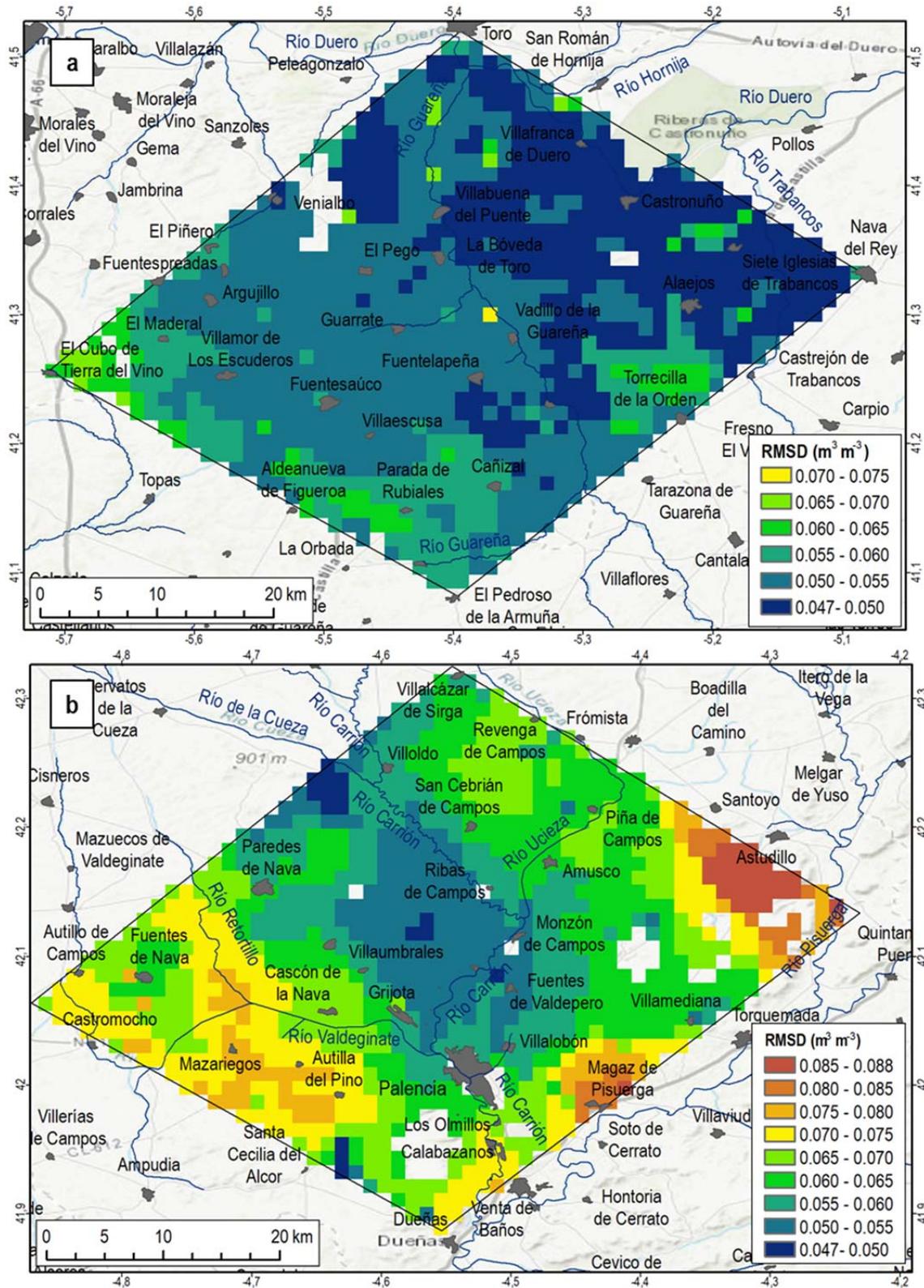


Figura 5.78 Distribución espacial de la RMSD de la validación SMOS L4-SWBM<sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).

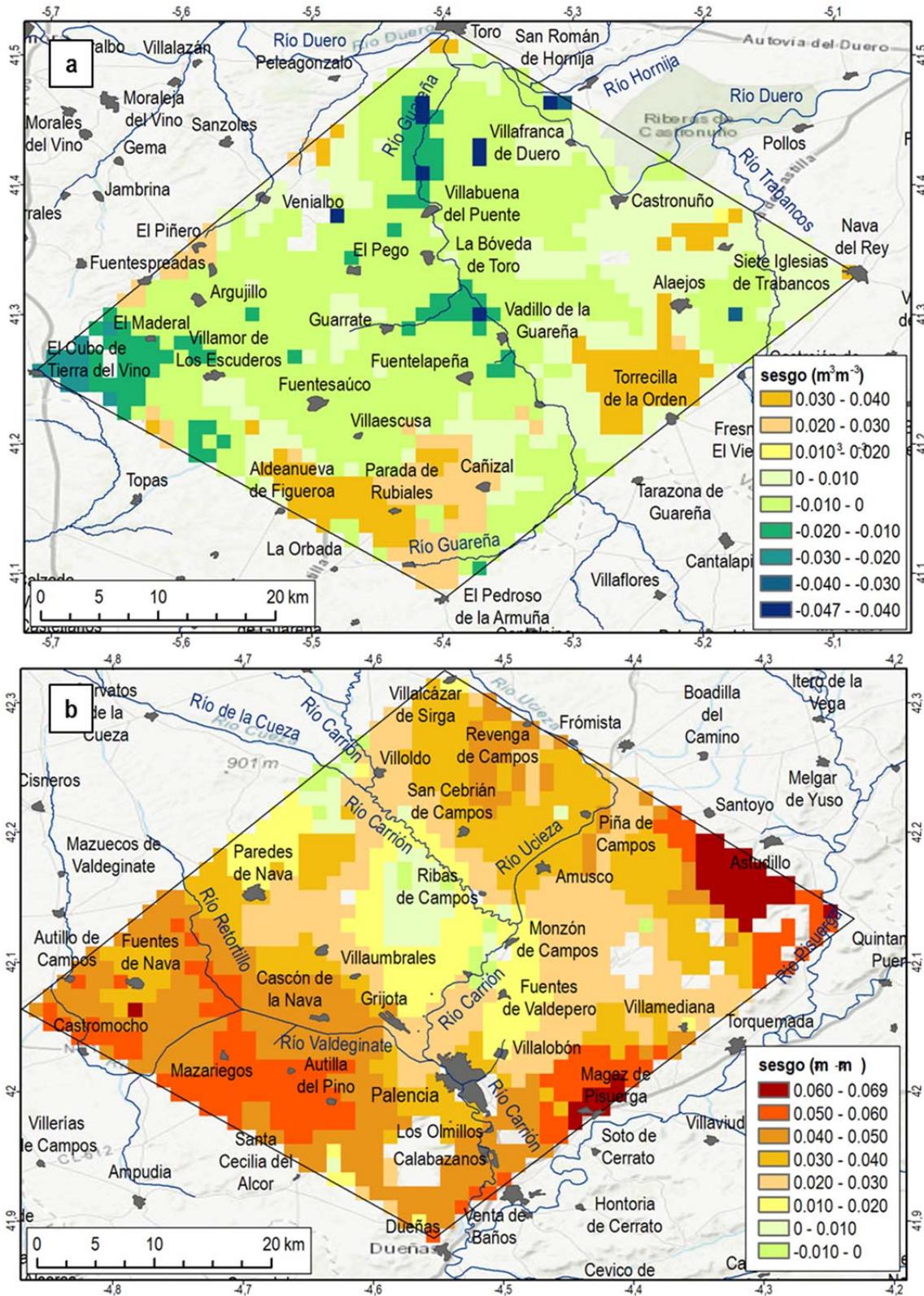


Figura 5.79 Distribución espacial del sesgo de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrion (b).

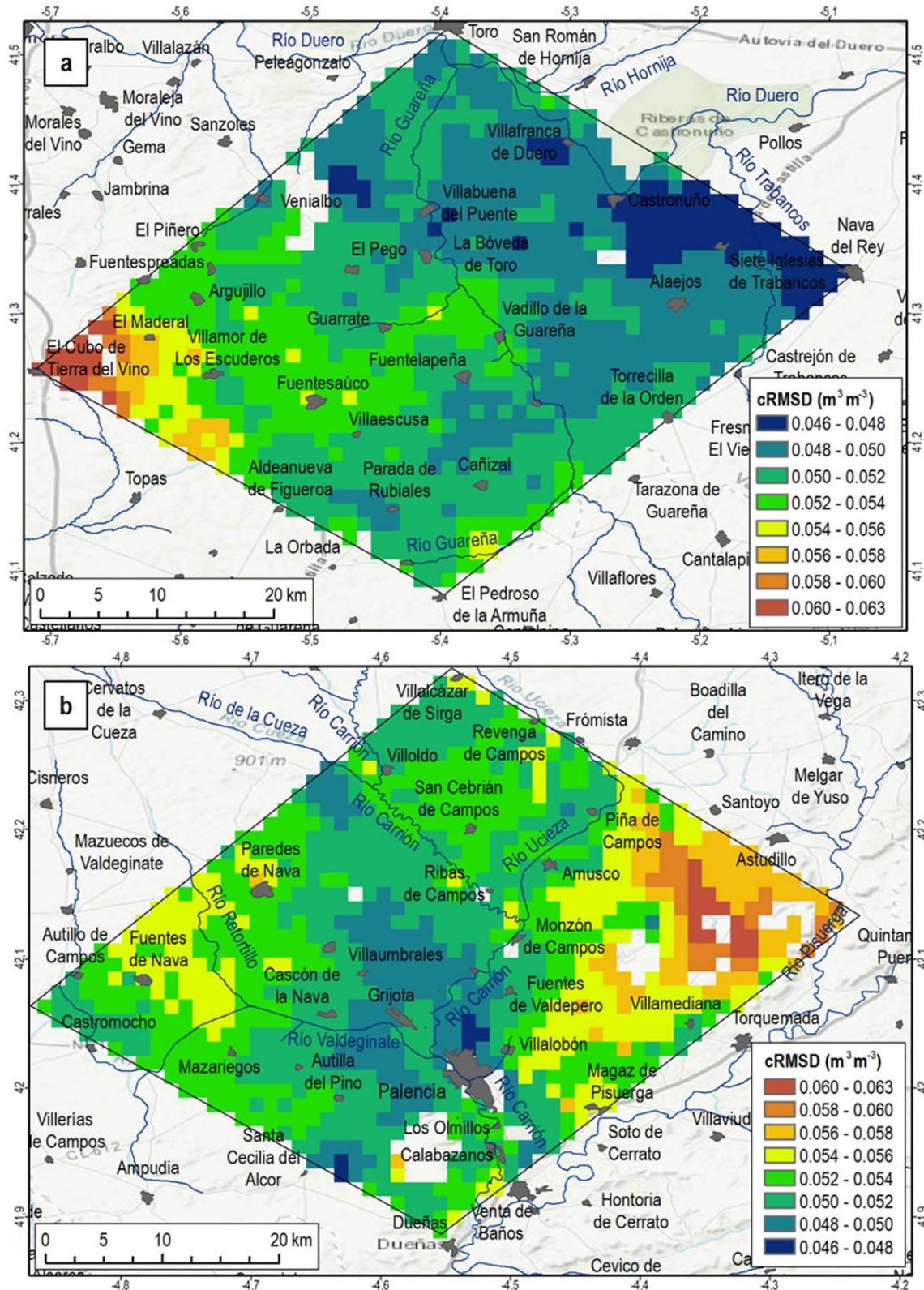


Figura 5.80 Distribución espacial de la cRMSD de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> en REMEDHUS (a) y en Carrión (b).

### 5.2.2.2 EVALUACIÓN ANUAL Y ESTACIONAL DE LOS RESULTADOS DE LA VALIDACIÓN TEMPORAL DE SMOS L4

En cada subzona de estudio se estimó, para cada periodo anual y estacional,  $\bar{X}_t$  y CVt de las series de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub>, así como R, d, RMSD, cRMSD y sesgo de las validaciones de las series de humedad de SMOS L4 con las series de SWBM<sub>d</sub> de todos los píxeles.

Adicionalmente, para una mejor interpretación de los resultados, para cada subzona y periodo temporal, se ofrece la precipitación media acumulada,  $\bar{P}_a$  (obtenida a partir de la precipitación distribuida a 1 km<sup>2</sup>), el número de días de precipitación registrada en algún punto de la subzona y este valor expresado en porcentaje con respecto al número total de días de cada periodo.

En ambas subzonas, los  $\bar{X}_t$  de SWBM<sub>d</sub> superan a los correspondientes de SMOS en todos los periodos anuales, con la excepción del periodo de 2014 en REMEDHUS (Tabla 5.18 y Tabla 5.19). Las mayores diferencias entre la  $\bar{X}_t$  de SWBM<sub>d</sub> y SMOS se producen en Carrión. Sin embargo, los valores del CVt para el conjunto de píxeles son siempre más elevados en las series de SMOS L4 con respecto a los de SWBM<sub>d</sub> para todos periodos anuales (Tabla 5.19).

En los periodos anuales, para  $\bar{X}_t$  de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub>, se observa que Carrión presenta valores más elevados con respecto a los de REMEDHUS, con la excepción del periodo en 2012 para las series de SMOS L4 (Tabla 5.18 y Tabla 5.19). Los mayores valores de  $\bar{X}_t$  en 2013 y 2014 para Carrión se corresponden con los mayores valores de  $\bar{P}_a$  y mayor número de días de precipitación.

En REMEDHUS, los resultados de la validación de SMOS-SWBM<sub>d</sub> correspondientes a R, d, RMSD y cRMSD son muy satisfactorios en todos los periodos anuales (Tabla 5.18). Los valores más elevados de R y RMSD se obtienen en el periodo de 2014 y, los menores para RMSD en el periodo de 2012. El sesgo presenta valores en torno a cero en todos los periodos anuales, aunque ligeramente superiores para 2012. En consecuencia, el cRMSD apenas disminuye con respecto al RMSD (Tabla 5.18).

En Carrión, los resultados de la validación presentan escasas diferencias entre los periodos 2012 y 2013, con valores de R y d más bajos que en REMEDHUS y con RMSD, cRMSD y sesgos más elevados. Los valores del sesgo en Carrión son positivos en todos los periodos anuales, indicando un dominio de la subestimación de la humedad de SMOS con respecto a SWBM<sub>d</sub> (Tabla 5.19), que se aprecia también en las gráficas de dispersión, fundamentalmente para los años 2012 y 2013 (Figura 5.82d, Figura 5.82e y Figura 5.82f).

En el periodo de 2014 se observa una clara mejoría en los resultados de la validación de Carrión con respecto REMEDHUS en el mismo periodo, con un valor más elevado del índice d y más bajo de RMSD y de cRMSD (Tabla 5.18 y Tabla 5.19). Aunque el sesgo es positivo para el 2014, se observa también cierta sobreestimación de SMOS para los valores más elevados de humedad (Figura 5.82f).

Para ambas subzonas, las gráficas de dispersión de los datos de humedad de las series SMOS y SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.82) muestran un buen ajuste en todos los periodos anuales, si bien con una cierta dispersión en la nube de puntos, originando un “efecto barrera” probablemente debido al ruido remanente en los datos, más apreciable cuando la humedad SWBM<sub>d</sub> alcanza valores mínimos en verano.

En REMEDHUS se observa una sobreestimación de SMOS para los valores más elevados de humedad con respecto a los de SWBM<sub>d</sub>, de forma más dominante para el periodo de 2014 (con sesgo negativo), aunque también apreciable en 2013 (con sesgo positivo muy próximo a cero), presentando una mayor pendiente asociada a la nube de dispersión (Figuras Figura 5.82 b y c). Estos aspectos también fueron observados en el apartado 4.1.1 y podrían ser debidos a una mayor respuesta de SMOS L4 a los eventos

de precipitación. En contraste, en 2012 no se aprecia esta sobreestimación, probablemente debido a que este periodo tiene menores días de precipitación. Esto se corresponde con un menor valor de RMSD, con un sesgo positivo (Tabla 5.18, Figura 5.82a).

En resumen, en REMEDHUS, la sobreestimación de SMOS con respecto al SWBM<sub>d</sub> es dominante en el periodo de 2014, la subestimación de SMOS es dominante en 2012 respecto a la humedad SWBM<sub>d</sub>. En el 2013 se produce una mayor tendencia SMOS a la sobrestimación para los valores más elevados de humedad y una mayor tendencia a la subestimación para el resto de valores de humedad (Figura 5.82 d, e y f).

Tabla 5.18  $\bar{X}_t$  y CV<sub>t</sub> de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub> y estadísticos de validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> por periodos anuales para REMEDHUS. También, se muestran la precipitación media espacial acumulada  $\bar{P}_a$  días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación DP (%) por años.

Periodo anual	Num. Obs.	Series de humedad				Resultados de validación					Precipitación		
		$\bar{X}_t$ SWBM <sub>d</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{X}_t$ SMOS (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CV <sub>t</sub> SWBM <sub>d</sub>	CV <sub>t</sub> SMOS	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{P}_a$ (mm)	DP	DP (%)
2012 (Jl-Dc)	199913	0.122	0.113	0.58	0.72	0.83	0.90	0.047	0.045	0.011	210	65	35
2013 (En-Dc)	400550	0.142	0.138	0.44	0.61	0.79	0.86	0.053	0.0523	0.004	436	140	38
2014 (En-Ag)	257399	0.120	0.128	0.53	0.81	0.87	0.88	0.057	0.057	-0.009	180	84	35

Tabla 5.19  $\bar{X}_t$  y CV<sub>t</sub> de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub> y estadísticos de validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> por periodos anuales para Carrión. También, se muestran la precipitación media espacial acumulada  $\bar{P}_a$  días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación DP (%) por años.

Periodo anual	Num. Obs.	Series de humedad				Resultados de validación					Precipitación		
		$\bar{X}_t$ SWBM <sub>d</sub> (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{X}_t$ SMOS (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	CV <sub>t</sub> SWBM <sub>d</sub>	CV <sub>t</sub> SMOS	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\bar{P}_a$ (mm)	DP	DP (%)
2012 (Jl-Dc)	191538	0.152	0.110	0.59	0.68	0.76	0.80	0.075	0.059	0.046	181	73	40
2013 (En-Dc)	392416	0.190	0.146	0.41	0.50	0.75	0.80	0.069	0.054	0.043	574	181	50
2014 (En-Ag)	252837	0.161	0.145	0.48	0.65	0.87	0.92	0.049	0.047	0.013	251	102	42

Los resultados de validación para REMEDHUS y Carrión en los periodos anuales son, en general, coherentes con los obtenidos para todo el periodo en el apartado anterior 5.2.2.1. Si bien se observa un mejor ajuste en la validación de la subzona de Carrión el periodo de 2014, no apreciado en la validación del periodo total.

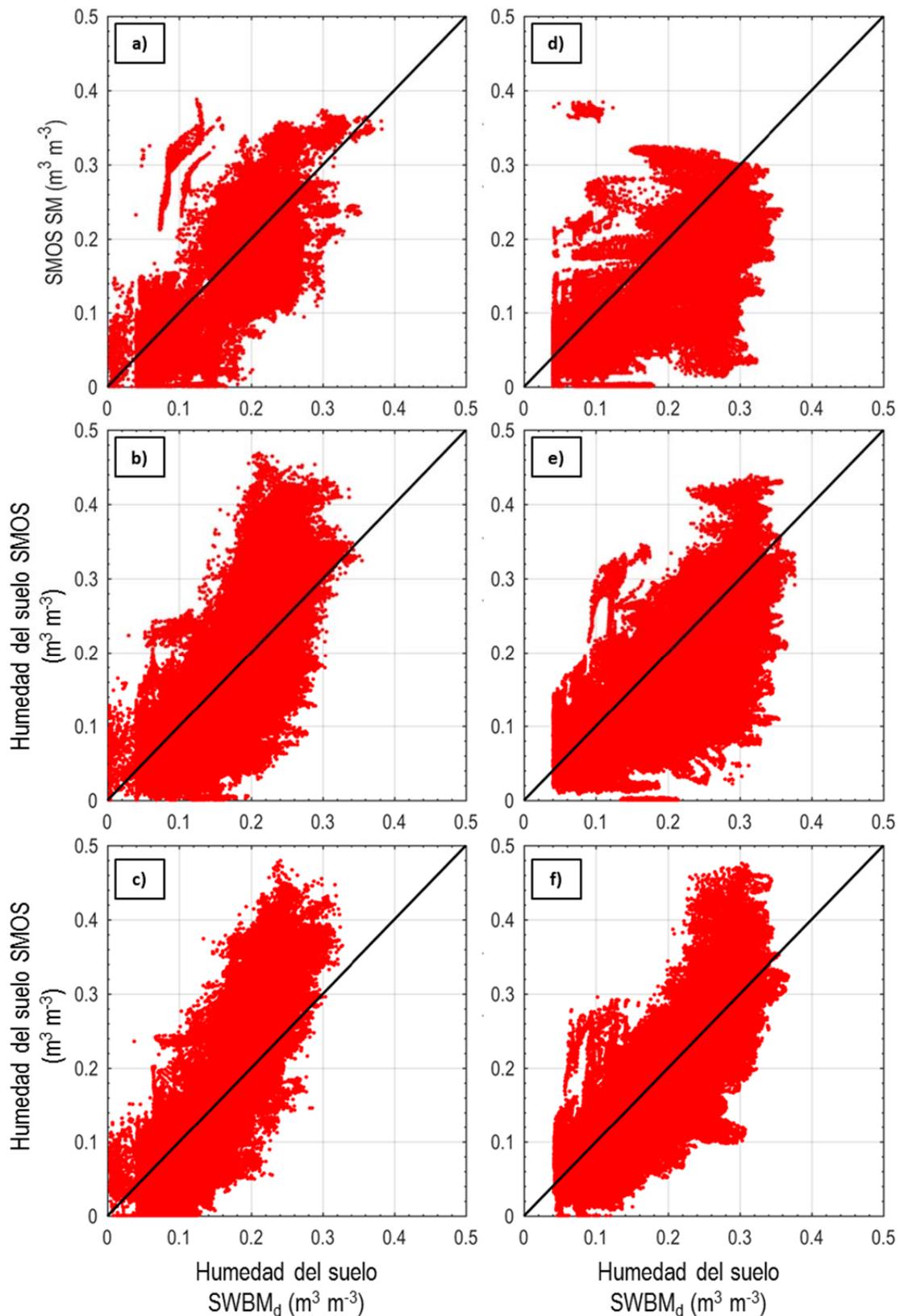


Figura 5.81 Gráficas de dispersión globales de las series de humedad SMOS-SWBM<sub>d</sub> del conjunto de píxeles de REMEDHUS (izquierda) y Carrión (derecha) para los años 2012 (a, d), 2013 (b, e) y 2014 (c, f).

Los resultados para las estaciones del año de la  $\bar{X}_t$ , y de CVt de SMOS L4 y SWBM<sub>d</sub> de cada subzona, (Tabla 5.20 y Tabla 5.21) presentan, en general, un comportamiento similar al observado en los periodos

anuales. De este modo, los valores de  $\bar{X}_t$  de SMOS L4 y de SWBM<sub>d</sub> son similares en REMEDHUS y, en contraste, en Carrión son más elevados para SWBM<sub>d</sub>. También, los CVt son superiores para SMOS L4, para ambas subzonas y estaciones del año, salvo en el verano de 2013, en el que el CVt es ligeramente superior para SWBM<sub>d</sub> en ambas SWBM<sub>d</sub> asociada a las mayores precipitaciones en este verano.

En los resultados de la validación SMOS-SWBM<sub>d</sub> de los periodos estacionales (Figura 5.83a y b), se observa que los valores R y d presentan una tendencia similar en ambas subzonas, con valores más elevados en los periodos de la primavera de 2013 y 2014, otoño de 2012 y 2013 e invierno de 2013-14 y, los menores en los periodos de verano, como era previsible. Estas variaciones estacionales se relacionan, en general, con la distribución de las  $\bar{P}_a$  estacionales en cada subzona (Figura 5.83). Esto podría indicar que SMOS capta bien las variaciones de la humedad del suelo debida a eventos de precipitación.

En los veranos, los R son menores que en el resto del periodo (Figura 5.83). Esta circunstancia podría estar relacionada con el efecto de barrera (ya observado para los periodos anuales) y con una mayor reactividad de la humedad de SMOS L4 a eventos de precipitación cortos e intensos cuando el suelo está previamente seco.

Tabla 5.20 Humedad media,  $\bar{X}_t$ , y coeficiente de variación, CVt, temporales de SWBM<sub>d</sub> y SMOS y la precipitación media espacial acumulada ( $\bar{P}_a$ ), días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación (DP %) por estaciones del año para REMEDHUS.

Periodo	$\bar{X}_t$ SWBMd	$\bar{X}_t$ SMOS	CVt SWBMd	CVt SMOS	$\bar{P}_a$	DP	DP (%)
VERANO 12	0.057	0.047	0.32	0.60	10	4	6
VERANO 13	0.070	0.062	0.45	0.43	26	14	15
VERANO 14	0.068	0.054	0.40	0.50	22	12	13
OTOÑO 12	0.147	0.137	0.48	0.64	181	39	43
OTOÑO 13	0.138	0.139	0.39	0.49	116	31	34
INVIERNO 1213	0.184	0.188	0.16	0.31	81	50	56
INVIERNO 1314	0.196	0.235	0.18	0.40	168	62	69
PRIMAVERA 13	0.176	0.169	0.28	0.53	168	46	50
PRIMAVERA 14	0.119	0.107	0.41	0.65	54	31	34

Tabla 5.21 Humedad media,  $\bar{X}_t$ , y coeficiente de variación, CVt, temporales de SWBM<sub>d</sub> y SMOS y la precipitación media espacial acumulada ( $\bar{P}_a$ ), días de precipitación (DP) y porcentaje de días de precipitación (DP %) por estaciones del año para Carrión.

Periodo	$\bar{X}_t$ SWBD	$\bar{X}_t$ SMOS	CVt SWBD	CVt SMOS	$\bar{P}_a$	DP	DP (%)
VERANO 12	0.081	0.053	0.44	0.57	27	5	8
VERANO 13	0.109	0.088	0.49	0.48	84	23	25
VERANO 14	0.099	0.076	0.38	0.47	54	21	23
OTOÑO 12	0.165	0.129	0.54	0.61	120	47	52
OTOÑO 13	0.180	0.147	0.36	0.44	150	48	53
INVIERNO 1213	0.257	0.179	0.11	0.29	116	58	64
INVIERNO 1314	0.253	0.230	0.18	0.43	187	65	72
PRIMAVERA 13	0.225	0.178	0.28	0.43	190	53	58
PRIMAVERA 14	0.155	0.134	0.34	0.45	79	36	39

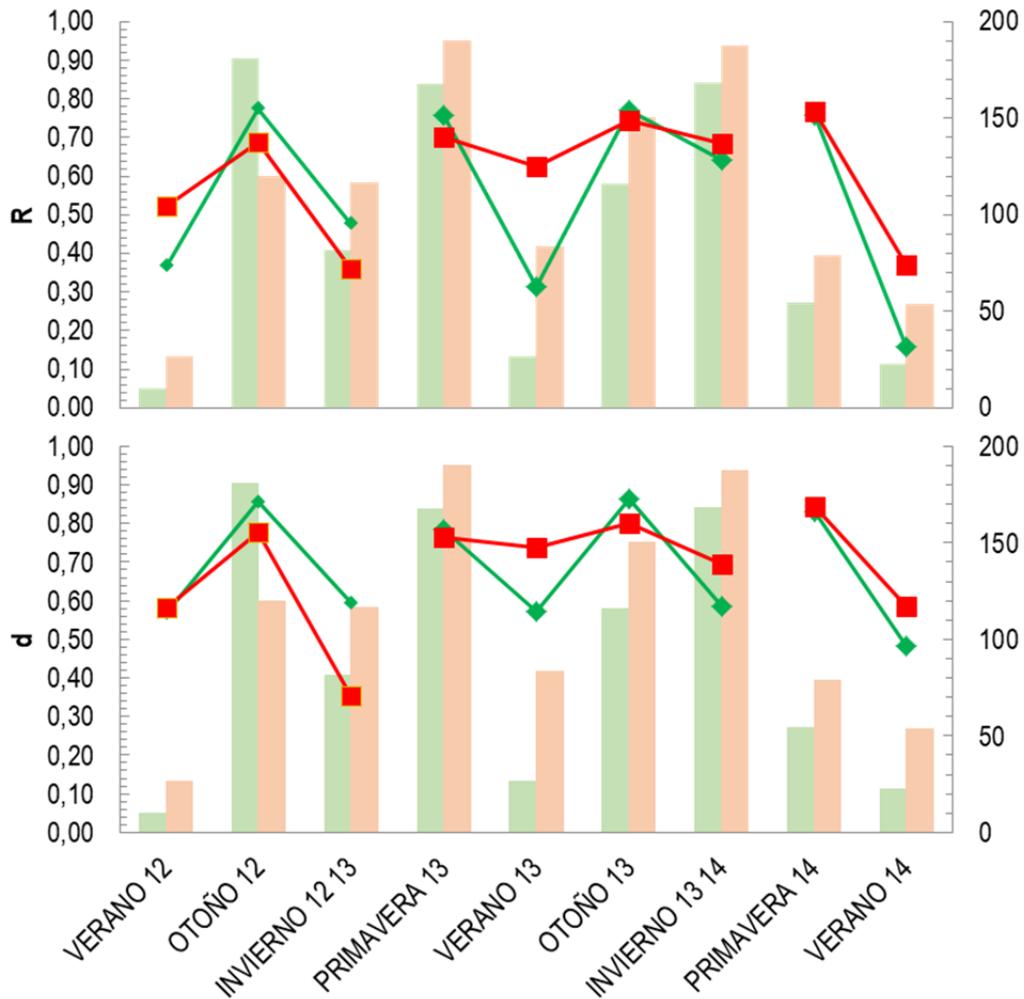


Figura 5.82 Distribución estacional de R (a) y d (b) con respecto  $\bar{P}_a$  (mm), en REMEDHUS (verde) y Carrión (rojo).

La distribución estacional de los resultados de la RMSD (Figura 5.84a) también muestran relación con la  $\bar{P}_a$ , produciéndose, en ambas subzonas, los valores más bajos en verano, mientras que los más altos se dan generalmente en las estaciones del año con la  $\bar{P}_a$  más elevada. En general, los valores de RMSD son menores en REMEDHUS que en Carrión, con las excepciones de invierno de 2013-14 en el que presenta elevados días de precipitación y  $\bar{P}_a$  (Tabla 5.20) y, de la primavera de 2014 con RMSD similares en ambas subzonas (Figura 5.84 a).

Los valores del sesgo en REMEDHUS (Figura 5.84b) son muy cercanos a cero generalmente en todas las estaciones del año, excepto en invierno de 2013-2014, con un sesgo negativo que indica una tendencia de SMOS a la sobrestimación de la humedad de  $SWBM_d$ . En esta subzona, el mayor RMSD y sesgo de invierno de 2013-2014 podría estar relacionado con que tiene un mayor porcentaje de días de precipitación y junto con una elevada  $\bar{P}_a$  (Tabla 5.20). Sin embargo, en Carrión el sesgo es positivo y generalmente más elevado (en valor absoluto) que en REMEDHUS en todos los periodos estacionales. De este modo, la tendencia dominante de SMOS L4 en esta subzona es a subestimar la humedad  $SWBM_d$ . En Carrión, el mayor RMSD en invierno de 2012-2013 y en invierno de 2013-2014, y el mayor sesgo en invierno de 2012-2013, podrían estar relacionados con el elevado porcentaje de días de precipitación (Tabla 5.21).

Los valores de cRMSD (Figura 5.84) en ambas subzonas son relativamente próximos en todos los periodos estacionales de cada año, con la excepción del otoño en 2012, con cRMSD claramente mayor

en Carrión. La distribución estacional del cRMSD presenta una relación con los días de precipitación y la  $\bar{P}_a$ , similar a la de RMSD, destacando los valores elevados en invierno de 2013-14.

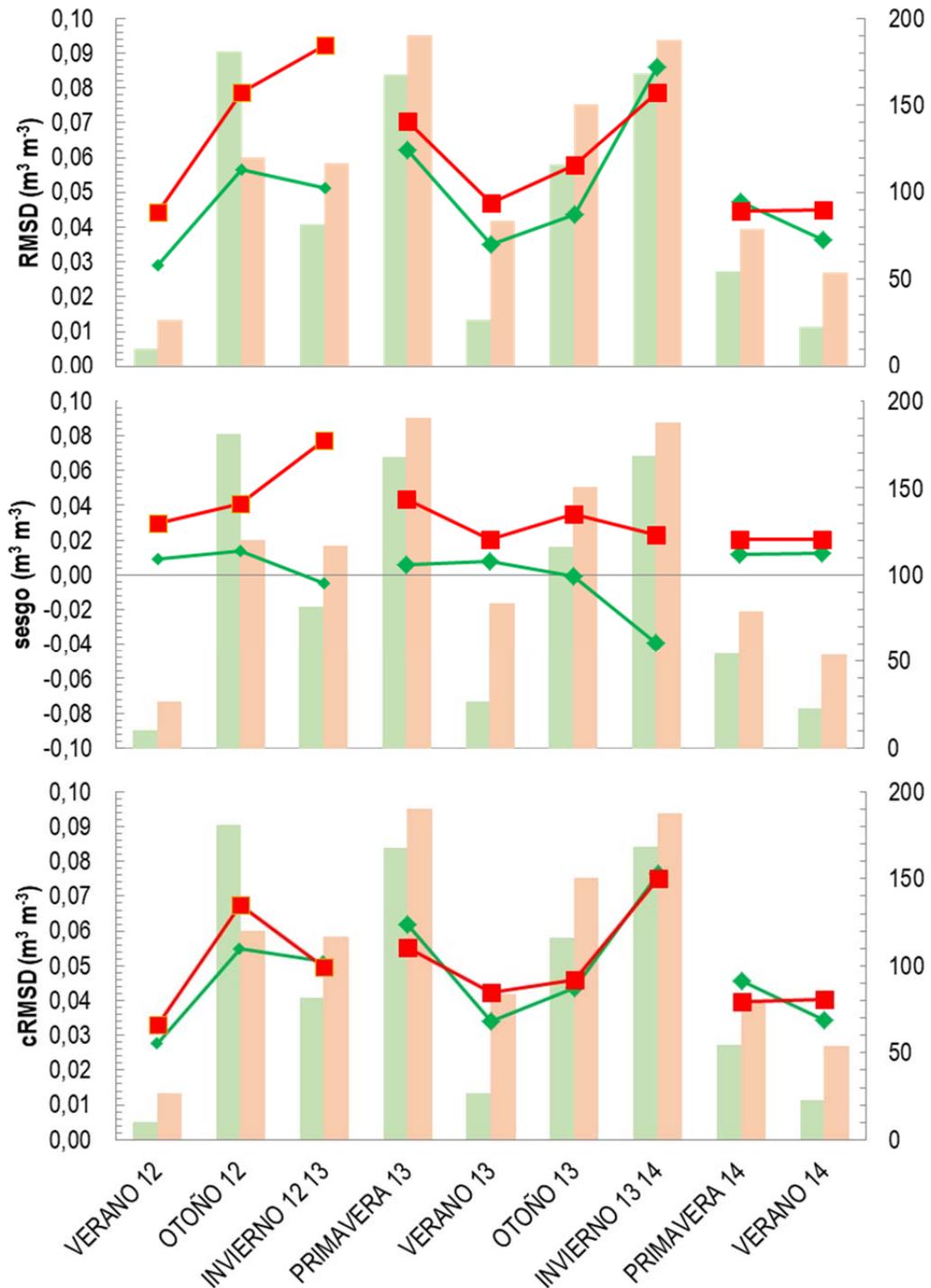


Figura 5.83 Distribución estacional de RMSD (a), sesgo (b) y cRMSD (c) con respecto  $\bar{P}_a$  (mm), en REMEDHUS (verde) y Carrión (rojo)

En consecuencia, se aprecia en ambas subzonas y en todos los periodos estacionales una relación general entre los resultados de la validación y la precipitación, tanto con su media espacial acumulada como con el porcentaje de días con precipitación registrada.

### 5.2.2.3 VALIDACIÓN ESPACIAL DE SMOS L4

Para cada día del periodo de estudio, los mapas de la humedad diaria de SMOS L4 se validaron con los mapas de humedad diaria SWBM<sub>d</sub>. En esta validación sólo se consideran los días del periodo de estudio en los que la humedad de SMOS L4 está disponible en al menos para 500 píxeles en cada subzona de estudio. Como resultado de este criterio, el número de días en los que se realiza la validación espacial es de 756 días para REMEDHUS y de 750 días para Carrión. Para cada día, la validación de los mapas de SMOS con los mapas de SWBM de cada subzona se realiza mediante el cálculo de R, p-valor, d, RMSD, cRMSD y sesgo. La validación es analizada para el conjunto de días mediante los estadísticos  $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo y P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub>.

En cada subzona de estudio, se determinó para cada día la humedad media espacial,  $\bar{X}_e$ , del mapa de humedad de SMOS y de SWBM<sub>d</sub>, y el coeficiente de variación espacial CVe. A partir de estos datos, se calculan los estadísticos para el conjunto de días disponibles en cada subzona  $\bar{X}$ , STD, máximo, mínimo, P<sub>20</sub>, P<sub>50</sub> y P<sub>80</sub>.

En los estadísticos de  $\bar{X}_e$  de SMOS L4 y SWBM<sub>d</sub> (Tabla 5.22 y Tabla 5.23) se observa en Carrión que, tanto  $\bar{X}$  como los percentiles presentan valores más elevados en SWBM<sub>d</sub>. Sin embargo, en REMEDHUS los  $\bar{X}$  para  $\bar{X}_e$  de SMOS y SWBM<sub>d</sub> son parecidos y el P<sub>80</sub> que es mayor en SMOS L4. Por el contrario, la STD de  $\bar{X}_e$  es siempre más elevada para las series de SMOS L4.

En ambas zonas, CVe son más elevadas para SWBM<sub>d</sub> que para SMOS, como muestran casi todos los estadísticos del conjunto de días (Tabla 5.22 y Tabla 5.23). Las excepciones las representan, en ambas zonas, los estadísticos STD para CVe y el máximo de CVe (Tabla 5.22 y Tabla 5.23). El valor más elevado del máximo para CVe para SMOS que para SWBM<sub>d</sub> se debe más, a las bajas humedades de SMOS correspondientes a esos día (con  $\bar{X}_e$  de SMOS de 0.002 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para REMEDHUS y de 0.001 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> para Carrión), que a una mayor variabilidad espacial que SWBM<sub>d</sub>.

En resumen, la variabilidad espacial, es decir, de un pixel a otro, es mayor para SWBM<sub>d</sub> en el conjunto de días como muestran CVe. Sin embargo, la variabilidad de un día a otro de  $\bar{X}_e$  es mayor en SMOS L4, como muestra el valor de su STD.

Estos resultados están en acuerdo con los de la validación de SMOS L2 realizada en REMEDHUS (Sánchez *et al.*, 2012a) en el que detectó una menor media espacial y coeficientes de variación espacial en los datos SMOS L2 respecto a las obtenidas mediante mediciones *in situ*, así como un mayor coeficiente de variación temporal de la humedad media espacial SMOS. Los menores valores del coeficiente de variación espacial de SMOS L2 fueron atribuidos a la menor resolución espacial de los datos SMOS L2 y a una ratio señal-ruido elevada, que se mantiene en todo el periodo de estudio, sin encontrarse relación con condiciones específicas de la humedad del suelo. Asimismo, en Gonzalez-Zamora *et al.*, (2015b), también se detectó una menor media espacial y una mayor variabilidad temporal de la humedad media espacial de versiones más actualizadas de SMOS L2 y L3 respecto a la media espacial de observaciones *in situ* en REMEDHUS.

En SMOS L4 también se aprecia una cierta homogeneidad espacial y ruido en los datos, a pesar de utilizar, para la investigación de esta tesis, una versión más actualizadas de SMOS con mejoras implementadas en los algoritmos de recuperación (SMOS Nivel 1C versión 620 y para la calibración SMOS Nivel 2 versión 620) y una mejor resolución espacial.

Tabla 5.22 Estadísticos para el conjunto de días de  $\bar{X}_e$  ( $m^3m^{-3}$ ) y de CVe en REMEDHUS.

Estadísticos del conjunto de días	REMEDHUS			
	$\bar{X}_e$ SWBM <sub>d</sub>	$\bar{X}_e$ SMOS L4	CVe SWBM <sub>d</sub>	CVe SMOS L4
$\bar{X}$	0.131	0.129	0.16	0.11
STD	0.063	0.089	0.06	0.14
máximo	0.314	0.404	0.47	1.88
mínimo	0.044	0.001	0.06	0.00
P <sub>20</sub>	0.059	0.049	0.10	0.04
P <sub>50</sub>	0.131	0.105	0.13	0.07
P <sub>80</sub>	0.193	0.211	0.22	0.14

Tabla 5.23 Estadísticos para el conjunto de días de  $\bar{X}_e$  ( $m^3m^{-3}$ ) y de CVe en Carrión.

Estadísticos del conjunto de días	Carrión			
	$\bar{X}_e$ SWBM <sub>d</sub>	$\bar{X}_e$ SMOS L4	CVe SWBM <sub>d</sub>	CVe SMOS L4
$\bar{X}$	0.172	0.137	0.13	0.08
STD	0.080	0.082	0.07	0.09
máximo	0.323	0.423	0.44	1.37
mínimo	0.065	0.001	0.06	0.00
P <sub>20</sub>	0.080	0.066	0.07	0.03
P <sub>50</sub>	0.172	0.125	0.11	0.06
P <sub>80</sub>	0.256	0.204	0.20	0.11

Los resultados de la validación espacial muestran correlaciones significativas (con p-valor<0.05) en el 87% y 83% del total de días utilizados para este estudio en REMEDHUS y en Carrión respectivamente. De estos días (con correlaciones significativas), sólo el 59% y el 37% presentan valores de R positivos (Figura 5.85 y Figura 5.86). De hecho,  $\bar{X}$  de R para REMEDHUS es baja y positiva, mientras que para Carrión toma valores bajos y negativos. El P<sub>80</sub> de R para conjunto de días en REMEDHUS muestra que en el 80% de los días, R es inferior a 0.43 (Tabla 5.24). El P<sub>80</sub> de R es aún más bajo en Carrión que en REMEDHUS (Tabla 5.25). En ambas subzonas, el índice d también es bajo para la mayor parte de los días como muestra el percentil diario P<sub>80</sub> (Tabla 5.24 y Tabla 5.25).

RMSD, sesgo y cRMSD de la validación son más bajos para REMEDHUS que para Carrión, como muestran los estadísticos del conjunto de días (Tabla 5.24 y Tabla 5.25). Para ambas subzonas, los resultados de RMSD de la validación espacial (Tabla 5.24 y Tabla 5.25) muestran valores bajos de  $\bar{X}$  y P<sub>50</sub>. Sin embargo, el P<sub>80</sub> y máximo del RMSD para el conjunto de días son elevados. Además, los RMSD son bastante variables en el periodo, como muestra STD. En ambas subzonas el sesgo puede llegar a alcanzar valores extremos, tanto positivos como negativos (Tabla 5.24 y Tabla 5.25). El sesgo es positivo en el 54% y el 79% de los días estudiados para REMEDHUS y Carrión, respectivamente (Figura 5.87 y Figura 5.88), de modo que la subestimación de SMOS con respecto al SWBM<sub>d</sub> es más dominante en Carrión. El cRMSD muestra valores bajos para todos los estadísticos, salvo para el máximo en Carrión (Tabla 5.24 y Tabla 5.25).

Tabla 5.24 Resultados de la validación espacial en REMEDHUS.

Estadísticos del conjunto de días	Validación espacial en REMEDHUS						
	Nº píxeles	R	p-valor	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
$\bar{X}$	1130	0.14	0.059	0.35	0.044	0.019	0.002
STD	35	0.31	0.183	0.12	0.028	0.006	0.048
máximo	1135	0.90	0.990	0.81	0.203	0.049	0.138
mínimo	832	-0.72	0.000	0.02	0.010	0.010	-0.201
P <sub>20</sub>	1135	-0.13	0.000	0.25	0.021	0.013	-0.033
P <sub>50</sub>	1135	0.15	0.000	0.34	0.036	0.019	0.004
P <sub>80</sub>	1135	0.43	0.002	0.44	0.063	0.023	0.043

Tabla 5.25 Resultados de la validación espacial en Carrión.

Estadísticos del conjunto de días	Validación espacial en Carrión						
	Nº píxeles	R	p-valor	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
$\bar{X}$	1112	-0.02	0.073	0.32	0.055	0.022	0.035
STD	78	0.26	0.195	0.10	0.035	0.008	0.050
máximo	1125	0.95	0.997	0.73	0.224	0.101	0.222
mínimo	510	-0.78	0.000	0.02	0.014	0.011	-0.199
P <sub>20</sub>	1125	-0.25	0.000	0.24	0.026	0.016	-0.001
P <sub>50</sub>	1125	-0.04	0.000	0.33	0.044	0.020	0.0340
P <sub>80</sub>	1125	0.19	0.022	0.40	0.077	0.026	0.070

En REMEDHUS existe una cierta relación del R y p-valor con la  $\bar{P}_e$ , siendo menos evidente la relación en el caso del índice d (Figura 5.85). Así, se observa que las mayores correlaciones significativas (p-valor<0.05) tienden a corresponderse con los periodos en los que la precipitación es más abundante y frecuente, desde mediados de octubre de 2012 hasta mediados de abril de 2013 y desde finales de diciembre de 2013 hasta febrero del 2014 (Figura 5.85). En contraste, en Carrión no se aprecia de forma clara esta relación con la  $\bar{P}_e$  (Figura 5.86).

En relación al RMSD se observa, en ambas zonas, una tendencia de los mayores valores a coincidir con los periodos de mayor precipitación (Figura 5.87 y Figura 5.88).

En REMEDHUS existe un dominio de valores con sesgo negativo coincidiendo con los periodos de mayor precipitación, dominado la sobreestimación de la humedad de SMOS L4 con respecto a SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.87). En contraste, en Carrión, domina el sesgo positivo (subestimación), generalmente relacionado con eventos de precipitación en todo el periodo, especialmente entre octubre de 2012-marzo de 2013 y mayo-julio de 2013 (Figura 5.88). En Carrión la excepción se produce entre diciembre de 2013 y febrero de 2014 donde se presenta predominantemente un sesgo negativo, es decir, sobreestimación de la humedad de SMOS L4 respecto a SWBM<sub>d</sub> (Figura 5.88).

Tanto en REMEDHUS como en Carrión, se observan bajos valores de cRMSD en todo el periodo siendo la influencia de la precipitación menos importante (Figura 5.87 y Figura 5.88). Esto indica que, en la validación espacial, los errores son predominantemente sistemáticos.

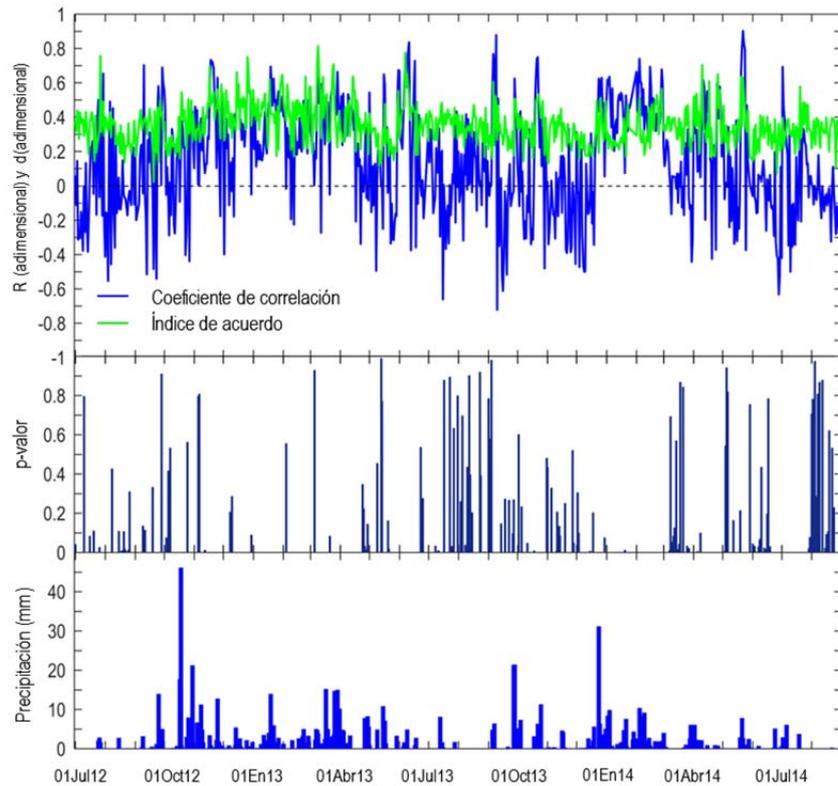


Figura 5.84 R, p-valor e índice d de la validación espacial de SMOS con SWBM<sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media diaria en el periodo.

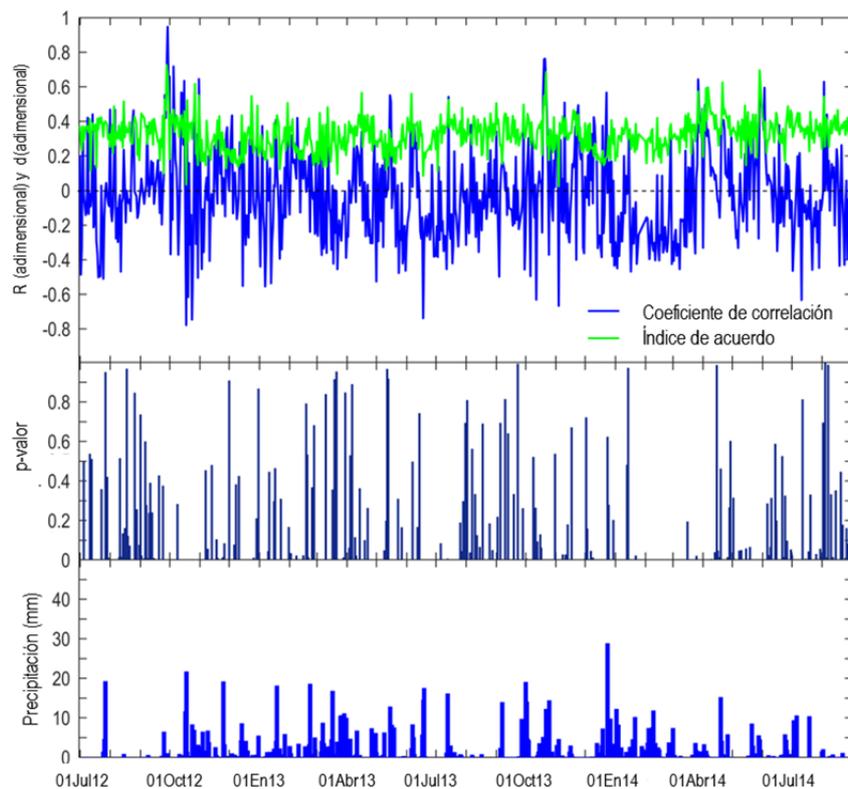


Figura 5.85 R, p-valor e índice d de la validación espacial de SMOS con SWBM<sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media diaria en el periodo.

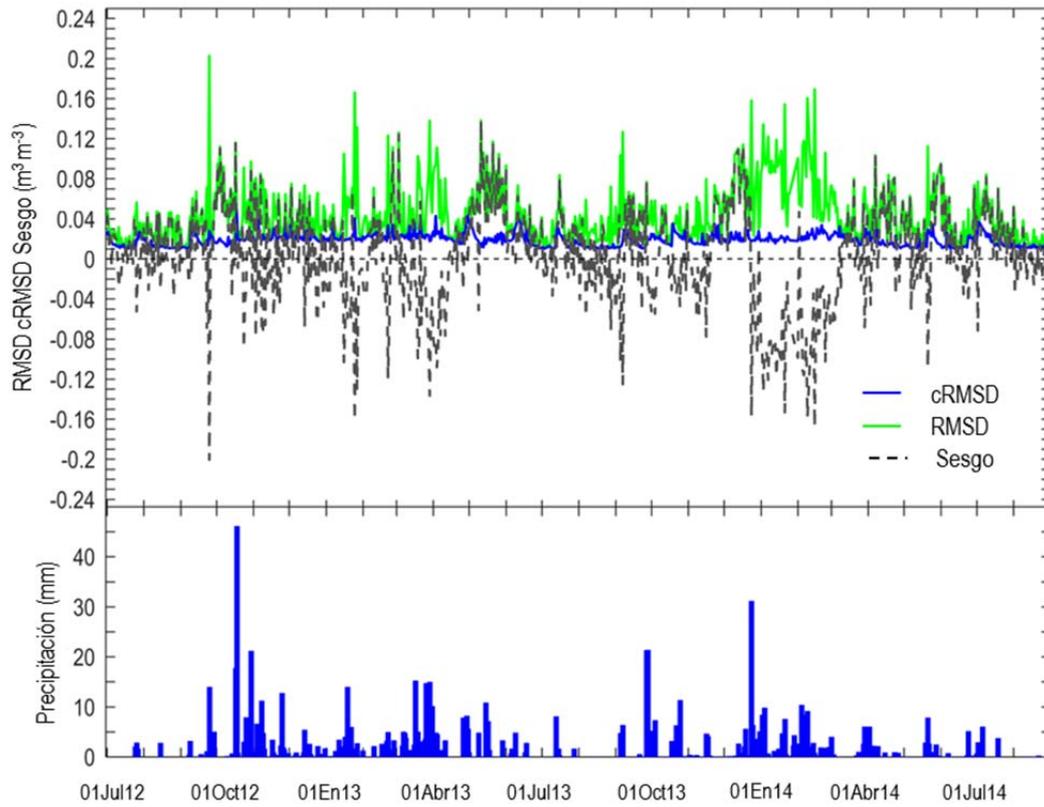


Figura 5.86 RMSD (verde), cRMSD (azul) y sesgo (línea discontinua) de la validación espacial entre SMOS y SWBM<sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en REMEDHUS. Se representa también en barras azules la precipitación media en el periodo.

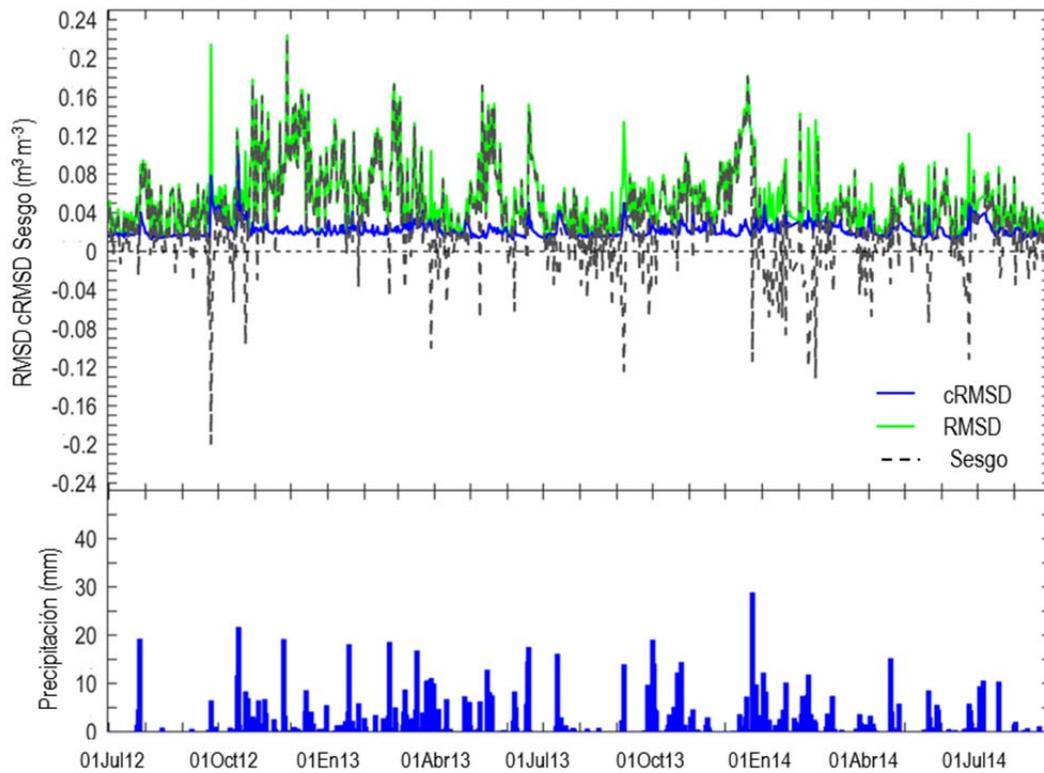


Figura 5.87 RMSD (verde), cRMSD (azul) y sesgo (línea discontinua) de la validación espacial de SMOS con SWBM<sub>d</sub> representados para todos los días del periodo de estudio en Carrión. Se representa también en barras azules la precipitación media en el periodo.

El análisis de R y d indican que SMOS-L4 detecta mejor la variabilidad temporal de la humedad del suelo  $SWBM_d$  (resultados del apartado 5.2.2.1) que la variabilidad espacial. A pesar de las bajas correlaciones de SMOS L4 en la validación espacial, estos resultados mejoran respecto a validaciones espaciales de SMOS L4 y otros productos de SMOS (L2 y L3) realizadas con mediciones *in situ* en las subzonas de estudio. Así, en Piles *et al.*, (2014), en la validación espacial de SMOS L4 con observaciones *in situ* en REMEDHUS, sólo se obtuvieron correlaciones significativas al 95% de nivel de confianza en 36 días del año hidrológico estudiado. En un trabajo más reciente de González-Zamora *et al.* (2016), la validación espacial de SMOS L2 y L3 con observaciones *in situ* procedentes de REMEDHUS y de la red de Inforiego (con tres estaciones localizadas en Carrión) las correlaciones fueron significativas al 95% en el 26,87% de los días estudiados. En este mismo estudio se realizó la validación espacial con los datos de alta resolución espacial de SMOS L4 sin mejorar los resultados respecto a las versiones SMOS L2 y SMOS L3. Ambos estudios concluyen que SMOS reproduce mejor los patrones temporales de la humedad procedente de mediciones *in situ* que los patrones espaciales. Estos trabajos atribuyen parcialmente los malos resultados a diferencias de representatividad de la variabilidad espacial entre las observaciones *in situ* y los diferentes productos de SMOS. También destacan la importancia de la utilización de la modelización distribuida para solventar estas diferencias. En esta tesis doctoral, a pesar de la mejora de los resultados, éstos muestran que SMOS L4 tiene dificultades para estimar la variabilidad espacial de la humedad  $SWBM_d$ , aunque ambas fuentes de datos tengan la misma resolución espacial.

#### 5.2.2.4 VALIDACIÓN DE LAS SERIES DE HUMEDAD MEDIA ESPACIAL DE SMOS L4 CON $SWBM_d$

Se realizó la validación de la serie de la humedad media espacial, llamada en la sección anterior  $\bar{X}_e$ , de SMOS L4 con la  $\bar{X}_e$  de  $SWBM_d$  para cada subzona (Tabla 5.26, Figura 5.89).

Los resultados de los coeficientes de bondad de ajuste y error en ambas subzonas son muy satisfactorios, con valores muy elevados. En REMEDHUS los resultados son mejores con respecto a Carrión; los valores de R y d algo mayores, y los de RMSD, cRMSD y sesgo, menores (Tabla 5.26). En REMEDHUS el sesgo es muy próximo a cero, siendo los valores entre RMSD y cRMSD prácticamente iguales.

La serie de humedad media espacial de SMOS L4 (Figura 5.89) detecta de forma satisfactoria la humedad media de  $SWBM_d$ . A pesar de esto, en REMEDHUS se detectan picos de sobreestimación en los periodos de mayor precipitación (precipitación media espacial diaria), siendo particularmente importante en invierno de 2013-2014. También se detecta una mayor variación temporal de SMOS L4 a lo largo de todo el periodo, especialmente en los veranos (Figura 5.89). En consecuencia, SMOS L4 parece más reactivo a los cambios de la humedad relacionados con eventos de precipitación, especialmente entre mediados de noviembre 2013 y febrero de 2014 (Figura 5.89).

En Carrión, la humedad media espacial de SMOS L4 se ajusta a la correspondiente a la de  $SWBM_d$ , mostrando una subestimación dominante de la humedad media espacial de SMOS L4 en la mayor parte del periodo de estudio y que también indica el sesgo positivo (Tabla 5.26). Ocasionalmente, la subestimación es interrumpida por picos de sobreestimación, en especial en invierno 2013-2014. En esta zona, la variabilidad temporal de la humedad media de SMOS es mayor que la de  $SWBM_d$ , siendo esta variabilidad notable en los veranos de 2012, 2013 y 2014.

Estos resultados son coherentes con los obtenidos en las anteriores estrategias de validación. Los resultados de la validación de la humedad media espacial de SMOS son satisfactorios en ambas subzonas, pero es importante destacar que la mejora de los resultados no es muy significativa respecto a

la validación temporal pixel a pixel (apartado 5.2.2.1). Esto es debido probablemente a que las dos fuentes de datos comparadas tienen la misma resolución espacial.

Tabla 5.26 Resultados de la validación de la humedad media espacial de SMOS L4 con la humedad media espacial SWBMd en REMEDHUS y Carrión.

ZONA	R	p	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	cRMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
REMEDHUS	0.85	0.00	0.89	0.049	0.049	0.002
Carrión	0.81	0.00	0.86	0.061	0.050	0.035

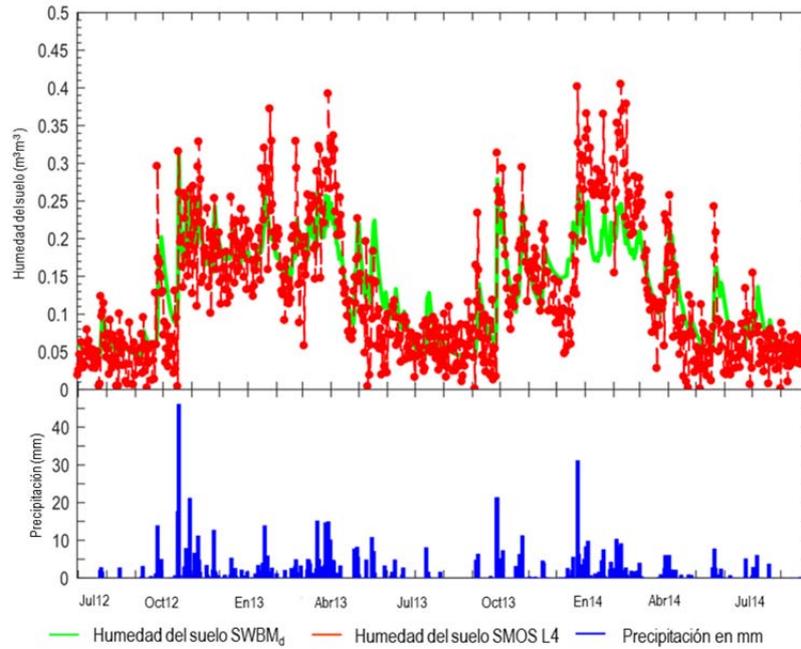


Figura 5.88 Humedad media espacial de SMOS L4 (rojo) y de SWBMd (verde) y precipitación media espacial en el periodo de estudio en REMEDHUS. En la parte inferior del gráfico se representa la precipitación media espacial diaria.

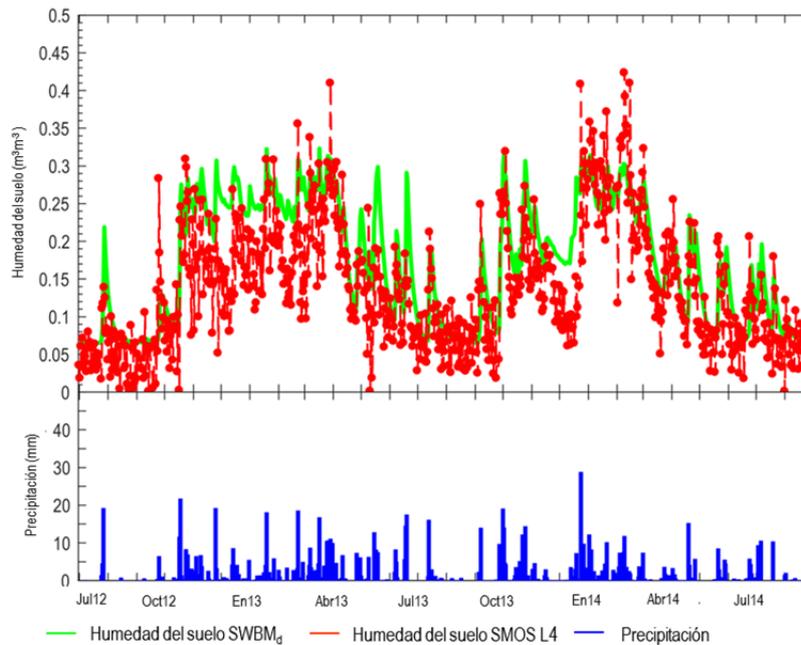


Figura 5.89 Humedad media espacial de SMOS L4 (rojo) y de SWBMd (verde) y precipitación media espacial en el periodo de estudio en Carrión.



# CAPÍTULO 6

## 6 CONCLUSIONES

En esta tesis se aborda el estudio de la humedad superficial de suelos agrícolas a escala regional en el sector central de la cuenca del Duero, con una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal diaria durante un periodo superior a dos años. El estudio integra datos de humedad del suelo procedentes de teledetección, modelización distribuida y observaciones *in situ* de redes de medición.

Entre las novedades que aporta esta investigación destaca el estudio de las variaciones espacio-temporales de la humedad del suelo mediante la utilización de datos de alta resolución de la versión SMOS L4 “*all weather*” v.3 a 1 km. Otra aportación de gran interés consiste en evaluar la viabilidad de los datos distribuidos del modelo SWBM<sub>d</sub> para la validación de SMOS L4 v.3 como alternativa eficiente a la validación con las estimaciones *in situ*. Con esto se pretende reducir las incertidumbres derivadas de las diferencias de resolución espacial entre las mediciones *in situ* y los datos del satélite.

Las conclusiones más relevantes obtenidas en la investigación de la tesis son las siguientes:

Con respecto al primer objetivo general se concluye que el modelo distribuido SWBM<sub>d</sub> demostró una elevada capacidad para simular la humedad a la resolución espacial requerida en suelos de uso agrícola con una resolución temporal horaria y diaria, captando con precisión tanto la variabilidad estacional de la humedad del suelo como la debida a eventos de precipitación en todo el periodo de estudio, en suelos con una gama amplia de texturas de la zona de estudio. Como valoración global, se consideran muy satisfactorios los resultados del modelo distribuido y apto para su utilización en la validación de las series de humedad de SMOS L4. Las conclusiones obtenidas con respecto a los objetivos específicos son:

- Los métodos aplicados para la espacialización de las variables climáticas y de los parámetros hídricos del modelo han demostrado una elevada fiabilidad, permitiendo optimizar los resultados de la validación del mismo.
- Respecto a la evaluación de la fiabilidad del modelo mediante estrategias de validación, las conclusiones son:
  - La validación directa del modelo SWBM<sub>d</sub> con mediciones *in situ* obtuvo buenos resultados en la mayoría de las estaciones, con una correlación e índice de acuerdo superiores a 0,84 y 0,75 respectivamente y estadísticos del error aceptables.
  - La validación de promedios de las series de humedad SWBM<sub>d</sub> con promedios de las series *in situ* mostró una elevada fiabilidad y precisión del modelo para todas las agrupaciones texturales. Los resultados obtenidos en este caso ofrecieron para todo el periodo de estudio elevados valores de R y d superiores a 0,87 y 0,92 respectivamente, con un RMSD bajo entre 0,020 y 0,045 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> y un sesgo muy bajo entre -0,011 y 0,029 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>.

El segundo objetivo, referido a la validación del producto de alta resolución SMOS L4 v.3 en el sector central de la cuenca del Duero, se concreta en las siguientes conclusiones:

- En relación a evaluar la capacidad del modelo distribuido SWBM<sub>d</sub>, para su utilización en la validación del producto SMOS L4 v.3 en comparación con mediciones *in situ*, se concluye que el modelo distribuido permite la validación de SMOS de forma fiable, al solventar los problemas de escala derivados de las diferencias entre la resolución espacial de SMOS L4 y las mediciones *in situ*.
  - En la zona de estudio, la validación temporal de la humedad de SMOS L4 v.3 mostró un muy buen resultado, tanto con la humedad procedente de mediciones *in situ* como con la obtenida por el modelo distribuido SWBM<sub>d</sub>.
  - Los resultados de la validación de SMOS con el modelo SWBM<sub>d</sub> mejoran a los obtenidos en la validación con los datos *in situ* en la mayoría de las estaciones de la zona de estudio, con valores de R, d, RMSD, cRMSD y sesgo muy satisfactorios y con una menor subestimación de la humedad. Los resultados obtenidos para suelos con diferentes texturas muestran una mejora general al validar SMOS L4 con el modelo SWBM<sub>d</sub>.
- En relación a la evaluación de la fiabilidad del producto SMOS L4 v.3 para estimar la humedad superficial del suelo, mediante estrategias de validación temporales y espaciales con la humedad procedente de SWBM<sub>d</sub>, se alcanzan las siguientes conclusiones:
  - Las series de humedad de SMOS L4 representan satisfactoriamente la variabilidad temporal de la humedad SWBM<sub>d</sub> en las dos subzonas de estudio de forma estable y consistente.
  - SMOS L4 presenta algunas ligeras dificultades para medir la humedad del suelo en localizaciones cuyos contenidos medios de humedad en el periodo de estudio son muy bajos o muy altos, sobreestimando los primeros y subestimando los segundos. Estas dificultades se asocian a una mayor homogeneidad espacial de los datos de la humedad de SMOS L4, que discrimina un menor rango de humedad con respecto al modelo. La elevada fiabilidad de SMOS L4 para estimar la variabilidad temporal de la humedad contrasta con su baja capacidad para detectar la variabilidad espacial de la humedad en las subzonas de estudio. Esto es debido a la mayor homogeneidad espacial de la humedad de SMOS con respecto al modelo SWBM<sub>d</sub> para los mapas diarios en la mayor parte del periodo.
  - En la evaluación en las series de humedad de SMOS en los periodos anuales se aprecian dos efectos. El primero es la sobreestimación de la humedad para los valores más elevados del periodo de estudio, asociada a la mayor reactividad de SMOS a eventos de precipitación, fundamentalmente en zonas con suelos arenosos. El segundo efecto es una mayor variación de las series de humedad de SMOS L4 a lo largo de todo el periodo de estudio respecto a las series del modelo, siendo más apreciable en los periodos de verano.

Con respecto al tercer objetivo, referido a la evaluación de los factores que influyen sobre la variabilidad de los productos de humedad SMOS L4 v.3 y de SWBM<sub>d</sub>, se alcanzan las siguientes conclusiones:

- En relación a los factores que controlan la humedad del modelo SWBM<sub>d</sub>, se ha observado que la variabilidad espacial de humedad está influenciada por la textura del suelo, con elevadas correlaciones espaciales negativas entre los mapas de humedad media en el periodo y los mapas de arena y positivas con los mapas de la arcilla. En los suelos con valores elevados de

densidad aparente, se aprecia un descenso del contenido de humedad media en el periodo obtenido por el modelo SWBMd. La distribución espacial de conductividad hidráulica tiene, de forma coherente, una relación inversa con los contenidos de humedad media del modelo distribuido SWBMd; es decir, los valores elevados de conductividad hidráulica se corresponden con valores bajos de humedad SWBMd.

- El modelo distribuido presenta una alta capacidad para discriminar la variabilidad espacial de la humedad del suelo, debido al papel que juegan a escala de detalle las características edáficas. En contraste, la variabilidad espacial de SMOS es más homogénea y se distribuye en función de una zonificación relacionada con las variables climáticas temperatura y precipitación en las subzonas de estudio, las cuales ejercen una influencia sobre la variación de la humedad del suelo en mayores extensiones.

La metodología aplicada ha permitido la integración de datos de humedad del suelo obtenidos con las técnicas de teledetección, modelización distribuida y medidas *in situ* para estimar la humedad del suelo. Esta aproximación permite superar las limitaciones individuales de cada una de las técnicas, enriqueciendo y proponiendo un sistema más eficaz de monitorización de la humedad del suelo a diferentes escalas.

### LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

El modelo distribuido ha sido validado con éxito en estaciones experimentales del sector central de la cuenca del Duero. Por este motivo, una de las primeras actividades a realizar es la aplicación del modelo a toda la zona de estudio, ya que se dispone de bases de datos fiables para este fin. La aproximación metodológica podría ser implementada de forma automatizada a partir de la actualización de la base de datos meteorológica de Inforiego, de modo que permita realizar consultas sobre la humedad superficial del suelo obtenida por el modelo en periodos definidos por los usuarios.

La obtención de mapas de humedad de SWBMd a resolución espacial de 1 km en la zona de estudio posibilita la validación de los productos de humedad del suelo obtenidos por otras misiones como SMAP, por otros productos de SMOS y de aproximaciones integradas entre varios productos de humedad procedentes de sensores pasivos y activos a escala regional.

Otra prometedora línea de investigación es aplicar el modelo distribuido en localizaciones con condiciones climáticas, edáficas y topográficas diferentes a las estudiadas. En este sentido, existe cada vez más información disponible de las características edáficas y por otro lado, más información disponible de redes y productos de teledetección de las variables climáticas, con las que la aplicación del modelo se podría implementar en diferentes escenarios.

El acceso a información a tiempo cuasi-real posibilita una mejora en el conocimiento de la humedad del suelo que es de gran importancia para un seguimiento del estado hídrico de los cultivos y un aprovechamiento sostenible de los recursos hídricos.



# REFERENCIAS

## 7 REFERENCIAS

- AghaKouchak, A., Cheng, L., Mazdiyasi, O., & Farahmand, A. (2014). Global warming and changes in risk of concurrent climate extremes: Insights from the 2014 California drought. *Geophysical Research Letters*, 41(24), 8847–8852. <https://doi.org/10.1002/2014GL062308>
- AghaKouchak, A., Farahmand, A., Melton, F. S., Teixeira, J., Anderson, M. C., Wardlow, B. D., & Hain, C. R. (2015). Remote sensing of drought: Progress, challenges and opportunities. *Reviews of Geophysics*, 53, 1–29. <https://doi.org/10.1002/2014RG000456>.
- Al Bitar, A., Kerr, Y., Merlin, O., Richaume, P., Sahoo, A. K., Wood, E. F. (2011). Validation of SMOS soil moisture over SCAN/SNOTEL network. *Geophys. Res. Abstracts*, 13(1)
- Al Bitar, A., Leroux, D., Kerr, Y.H., Merlin, O., Richaume, P., Sahoo, A., and Wood, E.F. (2012). Evaluation of SMOS Soil Moisture Products Over Continental U.S. Using the SCAN/SNOTEL Network. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5), 1572-1586.
- Alaoui, A., Lipiec, J., & Gerke, H. H. (2011). A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. *Soil and Tillage Research*, 115–116, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.still.2011.06.002>
- Albergel, C., Calvet, J.C., de Rosnay, P., Balsamo, G., Wagner, W., Hasenauer, S., Naemi, V., Martin, E., Bazile, E., Bouyssel, F. & Mahfouf, J. F. (2010). Cross-evaluation of modelled and remotely sensed surface soil moisture with in situ data in southwestern France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2177-2191. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2177-2010>.
- Albergel, C., Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L., Kerr, Y., y Wagner, W. (2011). Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based *in situ* observations European Centre for Medium Range Weather Forecasts. *Series: ECMWF Technical Memoranda*.
- Albergel, C., de Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L., Wagner, W. (2012). Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based *in situ* observations. *Remote Sensing of Environment*, 118, 215–226. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.017>
- Albertson, J. D., & Kiely, G. (2001). On the structure of soil moisture time series in the context of land surface models. *Journal of Hydrology*, 243(1), 101–119. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00405-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00405-4)
- Alonso, G., Armenteros, L., Dabrio, C., & Mediavilla, L. (1987). Depósitos Lacustres Terciarios de la Cuenca del Duero (España). *Studia Geologica Salmanticensia*. Vol. 24. Universidad de Salamanca. Salamanca.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Otkin, J. A., & Kustas, W. P. (2007). A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(10), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2006JD007506>
- Anterrieu, E (2011). On the detection and quantification of RFI in L1a signals provided by SMOS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 49(10), 3986–3992.

- Armenteros, I. (1986). Evolución paleogeográfica miocena en el sureste de la depresión de Duero. *Studia geologica salmanticensis*, 337, 325-337. ISSN 0211-8327.
- Baroni, G., Facchi, A., Gandolfi, C., Ortuani, B., Hoeschi, D., & Van Dam, J. C. (2010). Uncertainty in the determination of soil hydraulic parameters and its influence on the performance of two hydrological models of different complexity. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(2), 251–270. <https://doi.org/10.5194/hess-14-251-2010>
- Baroni, G., Ortuani, B., Facchi, A., & Gandolfi, C. (2013). The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. *Journal of Hydrology*, 489, 148–159. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.007>
- Bartalis, Z., Wagner, W., Naeimi, V., Hasenauer, S., Scipal, K., Bonekamp, H., Anderson, C. (2007). Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, 34(20), 5–9. <https://doi.org/10.1029/2007GL031088>
- Barrow, C.J. (1992). World atlas of desertification (United Nations environment programme), edited by N. Middleton and D. S. G. Thomas. Edward Arnold, London, 69 pp. <https://doi.org/10.1002/ldr.3400030407>
- Bastiaanssen and David James. (2000). Remote sensing for irrigated agriculture : examples from research and possible applications . Agric . Water Manag Remote sensing for irrigated agriculture : examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, 46, 137–155. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(00\)00080-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(00)00080-9)
- Baudena M., Bevilacqua I., Canone D., Ferraris S., Previati M., y Provenzale A. (2012). Soil water dynamics at a midlatitude test site: field measurements and box modeling approaches. *Journal of Hydrology*, 414–415: 329–340. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.009>
- BEC-Team (2015). Quality Report: Validation of SMOS-BEC L4 High Resolution Soil Moisture Products v.3; Barcelona Expert Centre (BEC): Barcelona, Spain.
- Bell, R.K.R., Blanchard, B.J., Schmugge, T.J., and Witzczak, M.W. (1980). Analysis of surface moisture variations within large-field sites. *Water Resource Research*, 16(4), 796-810. <https://doi.org/10.1029/WR016i004p00796>
- Bhuiyan, M. A. R. (2017). Improved Soil Moisture Accounting in Hydrologic Models. ProQuest Dissertations and Thesis. Purdue University. <https://search.proquest.com/docview/1933834937>
- Bierkens MFP, Finke PA, de Willigen P. (2000). Upscaling and Downscaling Methods for Environmental Research. *Kluwer Academic Publishers*: Dordrecht; 190. Blyth EM, Finch J, Robinson
- Bierkens, M. F. P., Bell, V. A., Burek, P., Chaney, N., Condon, L. E., David, C. H., Wood, E. F. (2015). Hyper-resolution global hydrological modelling: What is next?: “Everywhere and locally relevant” M. F. P. Bierkens et al. Invited Commentary. *Hydrological Processes*, 29(2), 310–320. <https://doi.org/10.1002/hyp.10391>
- Bircher, S., Skou, N., Jensen, K. H., Walker, J. P., & Rasmussen, L. (2012). A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(5), 1445–1463. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1445-2012>
- Bircher, S., Skou, N., Jensen, K.H., Walker, J.P., y Rasmussen, L. (2012). A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16: 1445–1463. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1445-2012>
- Black C.A. (1965). Methods of Soil Analysis: Part I Physical and mineralogical properties. Madison: American Society of Agronomy.

- Blöschl, G., & Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes*, 9(3–4), 251–290. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090305>
- Blume, T., Zehe, E., & Bronstert, A. (2007). Use of soil moisture dynamics and patterns for the investigation of runoff generation processes with emphasis on preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(4), 2587–2624. <https://doi.org/10.5194/hessd-4-2587-2007>
- Boer, E. P. J., de Beurs, K. M., and Hartkamp, A. D. (2001). Kriging and thin plate splines for mapping climate Variables, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 3, 146–154.
- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Güntner, A., Hübner, C., Kusche, J., Jonard, F., Vereecken, H. (2015). Emerging methods for noninvasive sensing of soil moisture dynamics from field to catchment scale: a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2(6), 635–647. <https://doi.org/10.1002/wat2.1097>
- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Schilling, B., Weuthen, A., & Vereecken, H. (2017). Effective calibration of low-cost soil water content sensors. *Sensors*, 17(1). <https://doi.org/10.3390/s17010208>
- Bouraoui, F., and Dillaha, T. A. (1996). ANSWERS-2000: runoff and sediment transport model June 1996 *Journal of Environmental Engineering*, 122(6). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9372](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9372).
- Bouyoucos G. J. (1962). Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. *Agronomy Journal*, 54(3), 464-465.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T. (2005). Empirical and conceptual approaches for soil moisture estimation in view of event-based rainfall-runoff modelling. Progress in surface water studies at the plot and the small basin scale, IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, 77. Paris: UNESCO Editorial.
- Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F., & Moramarco, T. (2007). Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*, 333(2–4), 356–373. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.004>
- Brocca, L., Melone, F., y Moramarco, T. (2008). On the estimation of antecedent wetness condition in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, 22(5), 629-642.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., & Morbidelli, R. (2009). Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. *Geoderma*, 148(3–4), 364–374. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.004>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., & Morbidelli, R. (2010). Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resources Research*, 46(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2009WR008016>
- Brocca, L., et al., 2010 b. ASCAT soil wetness index validation through *in situ* and modelled soil moisture data in central Italy. *Remote Sensing of Environment*, (114), 2745–2755. doi:10.1016/j.rse.2010.06.009.
- Brocca, L., Melone, F., & Moramarco, T. (2011 a). Distributed rainfall-runoff modelling for flood frequency estimation and flood forecasting. *Hydrological Processes*, 25(18), 2801–2813. <https://doi.org/10.1002/hyp.8042>
- Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Dorigo, W., Matgen, P., Martínez-Fernández, J., Llorens, P., Latron, J., Martin, C., y Bittelli, M. (2011 b). Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sensing of Environment*, 115: 3390-3408. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.003>
- Brocca, L., Tullio, T., Melone, F., Moramarco, T., & Morbidelli, R. (2012). Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability. *Journal of Hydrology*, (422–423), 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.039>

- Brocca, L., Camici, S., Melone, F., Moramarco, T., Martínez-Fernández, J., Didon-Lescot, J. F., & Morbidelli, R. (2013). Improving the representation of soil moisture by using a semi-analytic. *Hydrological Processes*, 28(4), 2103–2115. <https://doi.org/10.1002/hyp.9766>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Penna, D., Borga, M., Matgen, P., Wagner, W. (2013). Detecting threshold hydrological response through satellite soil moisture data. *Bodenkultur*, 64(3–4), 7–12. <https://doi.org/IAEA-TCS-32F>
- Brocca, L., Zucco, G., Moramarco, T., & Morbidelli, R. (2013). Developing and testing a long-term soil moisture dataset at the catchment scale. *Journal of Hydrology*, 490, 144–151. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.029>
- Brocca, L., Zucco, G., Mittelbach, H., Moramarco, T., Seneviratne, S.I. (2014). Absolute versus temporal anomaly and percent of saturation soil moisture spatial variability for six networks worldwide. *Water Resource Reserach*, 50(7), 5560–5576. <https://doi.org/10.1002/2014WR015684>
- Brocca, L., Ciabatta, L., Moramarco, T., Ponziani, F., Berni, N., & Wagner, W. (2016). Use of Satellite Soil Moisture Products for the Operational Mitigation of Landslides Risk in Central Italy. *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications*, (10), 231–247. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00012-7>
- Brocca, L., Crow, W. T., Ciabatta, L., Massari, C., Rosnay, P., Enenkel, M., Hahn, S., Amarnath, G., Camici, S., Tarpanelli, A. (2017). A Review of the Applications of ASCAT Soil Moisture Products, 10 (February), 2285–2306. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2651140>
- Brocca, L., Tarpanelli, A., Filippucci, P., Dorigo, W., Zaussinger, F., Gruber, A., & Prieto, D. F. (2018). How Much Water Is Used for Irrigation? A New Approach Exploiting Satellite Soil Moisture Observations, 20(1), 21489. <https://doi.org/10.1002/2014JD021489>.
- Cabo, A. & Manero, F. (1990). Castilla y León. Geografía de España. Barcelona: Planeta.
- Calvet, J. C., Wigneron, J. P., Walker, J., Karbou, F., Chanzy, A., & Albergel, C. (2011). Sensitivity of passive microwave observations to soil moisture and vegetation water content: L-band to W-band. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(4), 1190–1199. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2050488>
- Cañada, R. (2017). Técnicas de interpolación geoestadística: kriging ordinario. Sistemas de Información Geográfica 2.ª ed. Madrid: RA-MA Editorial.
- Carlson, T. N., Perry, E. (1994), A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover, *Remote Sens. Rev.*, 9, 161–173. <https://doi.org/10.1080/02757259409532220>
- Carrera-Hernández, J. J., Gaskin, S. J. (2007). Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico, *J. Hydrol.*, 336, 231–249.
- Casermeyro-Martínez, M. A. (1995). Degradación de suelos por erosión hídrica en la cuenca del Duero. Tesis doctoral. Madrid: Universidad Complutense. Facultad de Farmacia. Departamento de Edafología.
- Chanasyk, D. S., & Naeth, M. A. (1996). Field measurement of soil moisture using neutron probes. *Canadian Journal of Soil Science*, 76(3), 317–323. Doi: 10.4141/cjss96-038
- Chaparro, D., Piles, M., Vall-Llossera, M., & Camps, A. (2016). Surface moisture and temperature trends anticipate drought conditions linked to wildfire activity in the Iberian Peninsula. *European Journal of Remote Sensing*, 49, 955–971. <https://doi.org/10.5721/EuJRS20164950>

- Chauhan, N.S., Miller, S., and Ardanuy, P. (2003). Spaceborne soil moisture estimation at high resolution: a microwave-optical/IR synergistic approach. *International Journal of Remote Sensing*, Volume 24, 2003 - Issue 22. Pages 4599-4622. <https://doi.org/10.1080/0143116031000156837>
- Chen M., Willgoose G.R., y Saco P.M. (2012). Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.9518>
- Chen, M., Willgoose, G. R., & Saco, P. M. (2014). Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. *Hydrological Processes*, 28(2), 171–185. <https://doi.org/10.1002/hyp.9518>
- Chen, Y. (2006). Letter to the editor on “Rank Stability or Temporal Stability.” *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 306.
- Chiles, J. P., & Delfiner, P. (2013). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. *Mathematical Geosciences*, 45(3), 377-380. <http://doi.org/10.1007/s11004-012-9429-y>
- Choudhury, B.J, Tucker, C.J., Golus, R.E., Newcomb, W.W. (1987). Monitoring vegetation using Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer's data. *International Journal of Remote Sensing*. (8),3, 533-538. <https://doi.org/10.1080/01431168708948660>
- Colliander, A., Jackson, T. J., Bindlish, R., Chan, S., Das, N., Kim, S. B., Yueh, S. (2017). Validation of SMAP surface soil moisture products with core validation sites. *Remote Sensing of Environment*, 191, 215–231. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.021>
- Colliander, A., Jackson, T. J., Chan, S. K., O'Neill, P., Bindlish, R., Cosh, M. H., Yueh, S. H. (2018). An assessment of the differences between spatial resolution and grid size for the SMAP enhanced soil moisture product over homogeneous sites. *Remote Sensing of Environment*, 207, 65–70. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.006>
- Collow, T. W., Robock, A., Basara, J. B., & Illston, B. G. (2012). Evaluation of SMOS retrievals of soil moisture over the central United States with currently available in situ observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(9), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JD017095>
- Corradini, C. (2014). Soil moisture in the development of hydrological processes and its determination at different spatial scales. *Journal of Hydrology*, 516, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.051>
- Corrales, I. El Mioceno al sur del río Duero. Cuenca del Duero. Salamanca: Reunión Geol; 1979.
- Corrochano, A., Armenteros, I. (1989). Los sistemas lacustres de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta geologica hispanica*, 24(3- 4), 259-279.
- COSMOS, (2017). Cosmic-ray Soil Moisture Observing System. <http://cosmos.hwr.arizona.edu/> (accedido el 13 de Febrero de 2017).
- Crosson, W. L., Limaye, A. S., & Laymon, C. A. (2005). Parameter sensitivity of soil moisture retrievals from airborne L-band radiometer measurements in SMEX02. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(7), 1517–1528. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.848416>
- Crow, W. T., Ryu, D., & Famiglietti, J. S. (2005). Upscaling of field-scale soil moisture measurements using distributed land surface modeling. *Advances in Water Resources*, 28(1), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.10.004>
- Crow, W. T., & Zhan, X. (2007). Continental-scale evaluation of remotely sensed soil moisture products. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 4(3), 451–455. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2007.896533>
- Crow, W. T., & Van Den Berg, M. J. (2010). An improved approach for estimating observation and model error parameters in soil moisture data assimilation. *Water Resources Research*, 46(12), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2010WR009402>

- Crow, W., Berg, A.A., Cosh, M.H., Loew, A., Mohanty, B.P., Panciera, R., de Rosnay, P., Ryu, D., y Walker, J.P. (2012). Upscaling sparse ground-based soil moisture observations for the validation of coarse-resolution satellite soil moisture products. *Reviews of Geophysics*, 50. |<https://doi.org/10.1029/2011RG000372>
- Dai, A., Trenberth, K. E., & Qian, T. (2004). A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002: Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6), 1117–1130. <https://doi.org/10.1175/JHM-386.1>
- Dall'Amico, J. T., Schlenz, F., Loew, A., & Mauser, W. (2012a). First results of SMOS soil moisture validation in the upper danube catchment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5), 1507–1516. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2171496>
- Dall'Amico, J. T. (2012b) Multiscale analysis of soil moisture using satellite and aircraft microwave remote sensing, in situ measurements and numerical modelling. München: Ludwig-Maximilians-Universität.
- Davary, K., Ghahraman, B., Sadeghi, M. (2009). *Review and Classification of Modeling Approaches of Soil Hydrology Processes*. *Iran Agricultural Research*, 27-28(1-2). <http://doi.org/10.22099/iar.2010.152>
- Davis, B.M., (1987). Uses and abuses of cross-validation in geostatistics. *Math. Geol.* 19, 241–248.
- De Jeu, R.A.M., Wagner, W., Holmes, T.R.H., Dolman, A.J., Gielsen, N.C., & Friesen, J. (2008). *Global soil moisture patterns observed by space borne microwave radiometers and scattometers*. *Survey Geophys*, 29(4-5), 339-482. <http://doi.org/10.1007/s10712008-9044-0>
- De Lannoy, G. J. M., Houser, P. R., Pauwels, V. R. N., & Verhoest, N. E. C. (2006). Assessment of model uncertainty for soil moisture through ensemble verification. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(10). <https://doi.org/10.1029/2005JD006367>
- Delwart, S., Bouzinac, C., Wursteisen, P., Berger, M., Drinkwater, M., Martín-Neira, M., & Kerr, Y. H. (2008). SMOS validation and the COSMOS campaigns. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(3), 695–703. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.914811>
- Dente, L., Su, Z., & Wen, J. (2012). Validation of SMOS soil moisture products over the Maqu and Twente Regions. *Sensors*, 12(8), 9965–9986. <https://doi.org/10.3390/s120809965>
- Desilets, D., Zreda, M., & Ferré, T. P. A. (2010). Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays. *Water Resources Research*, 46(11), 1–7. <https://doi.org/10.1029/2009WR008726>
- Deutsch, C. V. (1996) Correcting for negative weights in ordinary kriging, *Comput Geosci*, 22, 765–773.
- Dirks, K. N., Hay, J. E., Stow, C. D., and Harris, D. (1998). High-resolution of rainfall on Norfolk Island, Part II: Interpolation of rainfall data, *J. Hydrol.* 208, 187–193.
- Dobriyal, P., Qureshi, A., Badola, R., & Hussain, S. A. (2012). A review of the methods available for estimating soil moisture and its implications for water resource management. *Journal of Hydrology*. 458-459. 110-117. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.021>
- Doorenbos, J., & W. O. Pruitt. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrig. and Drain Congress*. Roma.
- Dorigo, W. A., Scipal, K., Parinussa, R. M., Liu, Y. Y., Wagner, W., De Jeu, R. A. M., & Naeimi, V. (2010). Error characterisation of global active and passive microwave soil moisture datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 2605–2616. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2605-2010>.
- Dorigo, W. A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Drusch, M., Mecklenburg, S., Van Oevelen, P., Robock, A., & Jackson, T. (2011a). The International Soil Moisture Network: A data hosting

- facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1675–1698. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1675-2011>.
- Dorigo, W. A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Jackson, T. (2011b). The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1675–1698.
- Dorigo, W. A., Gruber, A., De Jeu, R. A. M., Wagner, W., Stacke, T., Loew, A., Kidd, R. (2015). Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, 162, 380–395. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.023>
- Drusch, M., Wood, E. F., & Gao, H. (2005). Observation operators for the direct assimilation of TRMM microwave imager retrieved soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 32(15), 32–35. <https://doi.org/10.1029/2005GL023623>
- Elshorbagy A., Corzo G., Srinivasulu S., y Solomatine D.P. (2009). Experimental investigation of the predictive capabilities of data driven modeling techniques in hydrology - Part 2: application. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 1943–1961.
- Engman, E. T., & Chauhan, N. (1995). Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 51(1), 189–198. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(94\)00074-W](https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)00074-W)
- Entekhabi, D., Njoku, E.G., O'Neill, P.E., Kellogg, K.H., Crow, W.T., Edelstein, W.N., Van Zyl, J., et al., 2010. The soil moisture active passive (SMAP) mission. *Proc. IEEE* 98 (5), 704–716. <http://dx.doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043918>.
- ESACCISM (2017). ESA Climate Change Initiative. Consultado el 13 Febrero 2017, a partir de <http://www.esa-soilmoisture-cci.org/>.
- Escorihuela, M. J., Chanzy, A., Wigneron, J. P., & Kerr, Y. H. (2010). Effective soil moisture sampling depth of L-band radiometry: A case study. *Remote Sensing of Environment*, 114(5), 995–1001. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.12.011>
- ESRI. (2018). ¿Qué es ModelBuilder? Consultado el 30 de junio de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/analyze/modelbuilder/what-is-modelbuilder.htm>
- ESA, European Spatial Agency (2009). Water Mission. Communications. BR-278. [http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/BR-278\\_low-res.pdf](http://esamultimedia.esa.int/docs/SMOS/BR-278_low-res.pdf)
- Famiglietti, J. S., & Wood, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30(11), 3061–3078. <https://doi.org/10.1029/94WR01498>
- Famiglietti, J. S., Ryu, D., Berg, A. A., Rodell, M., & Jackson, T. J. (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*, 44(1). <https://doi.org/10.1029/2006WR005804>
- Fang, B., & Lakshmi, V. (2014). Soil moisture at watershed scale: Remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*, 516, 258–272. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.008>
- Flanagan, D.C., Livingston, S.J. (1995). Water erosion prediction project (WEPP) version 95.7 user summary. NSERL Report No. 11. West Lafayette, Indiana: National Soil Erosion Research Laboratory, USDA-Agricultural Research Service.
- Ferrer Julià, M., Estrela Monreal, T., Sánchez Del Corral Jiménez, A., & García Meléndez, E. (2004). Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma*, 123(3–4), 257–277. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.02.011>

- Finke, P. a, Wosten, J. H. M., & Jansen, M. J. W. (1996). Effects of uncertainty in major input variables on simulated functional soil behaviour. *Hydrological Processes*, 10(5), 661–669.  
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199605\)10:5<661::AID-HYP346>3.0.CO;2-R](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199605)10:5<661::AID-HYP346>3.0.CO;2-R)
- Font, J., Camps, A., Borges, A., Martin-Neira, M., Boutin, J., Reul, N., Mecklenburg, S. (2010). SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 649–665.  
<https://doi.org/10.1109/JPROC.2009.2033096>
- Forteza Bonnin, J., y García Rodríguez, A. (1988) Mapa de suelos de Castilla y León. Escala 1:500.000. Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio. Junta de Castilla y León. Dirección General del Medio Ambiente y Urbanismo. Valladolid.
- France, J., Thornley, J.H.M. (1984). *Mathematical Models in Agriculture*. London: Butterworth.
- García Fernández, J. 1986. El Clima en Castilla y León. *Ámbito*, Valladolid: Ambito Ediciones. ISBN 84-86047-79-X
- García Rodríguez, A., Sánchez Camazano, M. y Vicente Estevéz, F. (1975 a). Suelos de la depresión del Duero. I. Sobre calizas. *Primer Centenario de la R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 1, 205-215.
- García Rodríguez, A., Sánchez Camazano, M. y Vicente Estevéz, F. 1975 b. Suelos de la depresión del Duero. I. Sobre sedimentos detríticos. *Primer Centenario de la R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 2, 217-229.
- García Rodríguez, A., Forteza Bonnin, J., y Lorenzo Martín L. F. (1979). La cubierta edáfica de la depresión del Duero. Reunión Geol. Cuenca del Duero. Madrid: IGME, 305-320.
- García Rodríguez, M.P. (1993). Distribución de suelos en la Cuenca del Duero: relación con otros factores ambientales. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 13, 155-168.
- GCOS (2010). Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC (2010 Update). Consultado el 03-07-2015, <http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-138.pdf>
- Gómez-Plaza, a, Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., & Castillo, V. M. (2001a). Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology*, 253(1–4), 211–226.  
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00483-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00483-8)
- González-Zamora, A., Sánchez, N., Gumuzzio, A., Piles, M., Olmedo, E., & Martínez-Fernández, J. (2015a). Validation of SMOS L2 and L3 soil moisture products over the Duero basin at different spatial scales. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 40(7W3), 1183–1188. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-1183-2015>
- González-Zamora, A., Sánchez, N., Gumuzzio, A., Piles, M., Olmedo, E., & Martínez-Fernández, J. (2015). Validation of SMOS L2 and L3 soil moisture products over the Duero basin at different spatial scales. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 40(7W3), 1183–1188. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-7-W3-1183-2015>
- González-Zamora, Á., Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Gumuzzio, Á., Piles, M., & Olmedo, E. (2015b). Long-term SMOS soil moisture products: A comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain). *Physics and Chemistry of the Earth*, 83–84, 123–136.  
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.009>
- Gonzalez-Zamora, A., Sanchez, N., & Martinez-Fernandez, J. (2016). Validation of Aquarius Soil Moisture Products over the Northwest of Spain: A Comparison with SMOS. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(6), 2763–2769.  
<https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2517401>
- Goovaerts, P. (1999). Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma* 89, 1–45.

- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall, *J. Hydrol.*, 228, 113–129.
- Green, W.H. and Ampt, G. (1911) Studies on Soil Physics, 1. The Flow of Air and Water through Soils. *Journal of Agriculture Science*, 4, 1-24.
- Grayson, R. B., Blöschl, G., Western, A. W., & McMahon, T. A. (2002). Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources*, 25(8–12), 1313–1334. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00060-X](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00060-X)
- Gribov, A., Krivoruchko, K. (2012). New Flexible Non-parametric Data Transformation for Trans-Gaussian Kriging. En *Quantitative Geology and Geostatistics*. Vol. 17, pp. 51-65. Dordrecht: Springer International Publishing.
- Gruber, A., Dorigo, W. A., Zwieback, S., Xaver, A., & Wagner, W. (2013). Characterizing Coarse-Scale Representativeness of in situ Soil Moisture Measurements from the International Soil Moisture Network. *Vadose Zone Journal*, 12(2). <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0170>
- Gumuzzio, A., Brocca, L., Martínez-Fernández, J., Melone, F., y Moramarco, T. (2013a). Large scale soil moisture modelling in Northwest of Spain. *Congreso 6th International Perspective on Water Resources & the Environment (IPWE 2013)*. 7-9 enero. Izmir, Turquía.
- Gumuzzio, A., Brocca, L., Martínez-Fernández, J., Moramarco, T., y Sánchez, N. (2013b). Simulación multiescala de la humedad del suelo mediante un modelo de balance de agua en la cuenca del Duero. *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo*. XI. 227-233 pp.
- Gumuzzio, A., Sánchez, N., Brocca, L., González-zamora, Á., & Martínez-Fernández, J. (2015). Potential of Modelled vs. In Situ Data on SMOS L2 Soil Moisture Validation: a Case Study in Spain. *2nd SMOS Conference 2015, 25-29 Mayo*. European Space Astronomy Centre (ESAC). Madrid.
- Gumuzzio, A., Brocca, L., Sánchez, N., González-Zamora, A., & Martínez-Fernández, J. (2016). Comparison of SMOS, modelled and *in situ* long-term soil moisture series in the northwest of Spain. *Hydrological Sciences Journal*, 6667. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1151981>
- Gupta, H. V., S. Sorooshian, and P. O. Yapo. (1999). Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *J. Hydrologic Eng.* 4(2): 135-143.
- Haberlandt, U (2007). Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *J. Hydrol.* 332, 144–157.
- Hengl, T. (2009). *A Practical guide to Geostatistical Mapping*. Scientific and Technical Research series. Amsterdam: University of Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0277-9390\(86\)90082-8](https://doi.org/10.1016/0277-9390(86)90082-8)
- Hollinger, S. E., and Isard, S. A. (1994). A soil moisture climatology of Illinois. *Journal of Climate*, 7(5), 822–833. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<0822:ASMCOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<0822:ASMCOI>2.0.CO;2)
- Hopmans, J.W., Nielsen, D.R., Bristow, K.L. (2002). How Useful are Small-Scale Soil Hydraulic Property Measurements for Large-Scale Vadose Zone Modeling? En *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*. Washington, DC: American Geophysical Union, pp. 247–258.
- IGME (1975a). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 274. Torquemada. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1975b). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 236. Astudillo. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1980). Fuentesauco. 426. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (1981). Castronuño. 398. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

- IGME (1982a). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 273. Palencia. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1982b). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 235. San Cebrián de Campos. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1982c). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 273. Palencia. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1982d). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 311. Dueñas. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (1997). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 312. Baltanás. Segunda Serie. Ministerio de Industria y Energía.
- IGME (2000). Villamor. 425. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (2007a). Cantalpino. 453. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (2007b). Medina del Campo. 427. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (2007c). Rueda. 399. M. G. d. E. 1:50000. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- ISMN (2017). International Soil Moisture Network. Consultado el 13-02-2017 en <http://ismn.geo.tuwien.ac.at/> (accessed on 13 February 2017).
- Islam, N., Wallender, W. W., Mitchell, J. P., Wicks, S., and Howitt, R. E. (2006): Performance evaluation of methods for the estimation of soil hydraulic parameters and their suitability in a hydrologic model, *Geoderma*, 134, 135–151.
- Jackson T J, Schmugge T J, y Wang J R (1982). Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies. *Water Resources Research*, 18. 1137–1142
- Jackson, T.J. and Schmugge, T.J. (1991). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote Sensing of Environment*, 36(3), 203-212. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90057-D](https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90057-D)
- Jackson, T. J., Cosh, M. H., Bindlish, R., Starks, P. J., Bosch, D. D., Seyfried, M., ... Du, J. (2010). Validation of advanced microwave scanning radiometer soil moisture products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(12), 4256–4272. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2051035>
- Jackson, T. J., Bindlish, R., Cosh, M. H., Zhao, T., Starks, P. J., Bosch, D. D., ... Leroux, D. (2012). Validation of soil moisture and Ocean Salinity (SMOS) soil moisture over watershed networks in the U.S. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5 PART 1), 1530–1543. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2168533>
- Jiang, H. y Cotton, W.R. (2004). Soil moisture estimation using an artificial neural network: a feasibility study. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(5), 827–839.
- Johnson and Jansson- (1991). Water balance and soil moisture dynamics of field plots with barley and grass ley. *Journal of Hydrology*, 129 (1991), pp. 149-173.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., Lucas N. (2001). Using ArcGIS Geostatistical Analyst. Redlands, CA: ESRI.
- Kachanoski R.G. y de Jong E. (1988). Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. *Water Resource Research*, 24(1), 85–91.
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.P., y Delward, S. (2010). The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. *Proc. IEEE*, 98 (5): 666–687.

- Kerr, Y. H. (2007). Soil moisture from space: Where are we? *Hydrogeology Journal*, 15(1), 117–120. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0095-3>
- Kerr, Y. H., Al-Yaari, A., Rodriguez-Fernandez, N., Parrens, M., Molero, B., Leroux, D., Wigneron, J. P. (2016). Overview of SMOS performance in terms of global soil moisture monitoring after six years in operation. *Remote Sensing of Environment*, 180, 40–63. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.042>
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Richaume, P., Wigneron, J. P., Ferrazzoli, P., Mahmoodi, A., Delwart, S. (2012). The SMOS Soil Moisture Retrieval Algorithm. *Geoscience and Remote Sensing*, 50(5), 1384–1403. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2184548>
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J. M., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8), 1729–1735. <https://doi.org/10.1109/36.942551>
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Mecklenburg, S. (2010). The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 666–687. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>
- Kerr, Y. H., Wigneron, J. P., Al Bitar, A., Mialon, A., & Srivastava, P. K. (2016). Soil Moisture from Space: Techniques and Limitations. *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00001-2>
- Kerr, Y.H. (2007). “Soil moisture from space: Where are we?” *Hydrogeology Journal*, 15 (1): 117–120. <https://doi.org/10.007/s10040-006-0095-3>
- Khodayar, S., Sehlinger, A., Feldmann, H., & Kottmeier, C. (2014). Sensitivity of soil moisture initialization for decadal predictions under different regional climatic conditions in Europe. *International Journal of Climatology*, 35. <https://doi.org/10.1002/joc.4096>
- Khodayar, S., Coll, A., and Lopez-Baeza, E. (2018). An improved perspective in the representation of soil moisture: potential added value of SMOS disaggregated 1 km resolution product. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* <https://doi.org/10.5194/hess-2018-17>.
- Kim, J., & Hogue, T. S. (2012). Improving spatial soil moisture representation through integration of AMSR-E and MODIS products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(2), 446–460. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2161318>
- Kroes, J. G., A U, Bartholomeus, R., Groenendijk, P., Heinen, M., Supit, I., & Walsum, P. (2017). Swap version 4: Theory description and user manual.
- Kim, J., & Hogue, T. S. (2012). Improving spatial soil moisture representation through AQEEintegration of AMSR-E and MODIS products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(2), 446–460. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2161318>
- Kodikara, J.; Rajeev, P.; Chan, D.; Gallage, C. (2014). Soil moisture monitoring at the field scale using neutron probe. *Canadian Geotechnical Journal*, 51(3), 332-345. <http://hdl.handle.net/1959.3/374456>
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Yamada, T. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305(5687), 1138–1140. <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- Kravchenko, A.N., Bullock, D.G., (1999). A comparative study of interpolation methods for mapping soil properties. *J. Agronomy*, 91, 393–400.
- Krivoruchko, K. (2012). Empirical Bayesian Kriging. *ArcUser*. Vol. 15, pp. 6-10. Relands: Esri Press. <http://www.esri.com/news/arcuser/1012/files/arcuser59/arcuser59.pdf>

- Kroes, J. G., van Dam, J.C., (2003). Reference Manual SWAP version 3.0.3. *Alterra*. 773. 211pp. ISBN 15667197
- Kroes, J.G., van Dam, J.C., Bartholomeus, R.P., Groenendijk, P., Heinen, M., Hendriks, R.F.A., Mulder, H.M., Supit, I., van Walsum, P.E.V. (2017). SWAP Version 3.2. Theory description and user manual. Wageningen. *Alterra*, 1649(02), 279–284.
- Lacava, T., Brocca, L., Calice, G., Melone, F., Moramarco, T., Pergola, N., & Tramutoli, V. (2010). Soil moisture variations monitoring by AMSU-based soil wetness indices: A long-term inter-comparison with ground measurements. *Remote Sensing of Environment*, 114(10), 2317–2325. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.05.008>
- Lacava, T., Matgen, P., Brocca, L., Bittelli, M., Pergola, N., Moramarco, T., & Tramutoli, V. (2012a). A first assessment of the SMOS soil moisture product with in situ and modeled data in Italy and Luxembourg. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5 PART 1), 1612–1622. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2186819>
- Lacava, T., Brocca, L., Faruolo, M., Matgen, P., Moramarco, T., Pergola, N., & Tramutoli, V. (2012b). A multi-sensor (SMOS, AMSR-E and ASCAT) satellite-based soil moisture products inter-comparison. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1135–1138. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351348>
- Lacava, T., Matgen, P., Brocca, L., Bittelli, M., Pergola, N., Moramarco, T., & Tramutoli, V. (2012c). A first assessment of the SMOS soil moisture product with in situ and modeled data in Italy and Luxembourg. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5 PART 1), 1612–1622. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2186819>
- Lakhankar, T., Krakauer, N., & Khanbilvardi, R. (2009). Applications of microwave remote sensing of soil moisture for agricultural applications. *International Journal of Terraspace Science and Engineering*, 2(1), 81–91. ISSN: 19433514.
- Landon, J.R. (1991). Booker Tropical Soil Manual. A handbook for soil Survey and agricultural land evaluation in the tropics and sub tropics. New York: Longman Scientific and Technical.
- Larson, K. M., Small, E. E., Gutmann, E. D., Bilich, A. L., Braun, J. J., & Zavorotny, V. U. (2008). Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies. *Geophysical Research Letters*, 35(24), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL036013>
- Larson, K. M., Gutmann, E. D., Zavorotny, V. U., Braun, J. J., Williams, M. W., & Nievinski, F. G. (2009). Can we measure snow depth with GPS receivers? *Geophysical Research Letters*, 36(17), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2009GL039430>
- Ledieu, J., De Ridder, P., De Clerck, P., & Dautrebande, S. (1986). A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry. *Journal of Hydrology*, 88(3-4), 319–328. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90097-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90097-1)
- Legates, D. R., y G. J. McCabe. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Res.* 35(1): 233-241.
- Lekshmi, Susha, S. U., Singh, D. N., & Shojaei Baghini, M. (2014). A critical review of soil moisture measurement. *Measurement*, 54(August), 92–105. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
- Liu, Y. Y., Parinussa, R. M., Dorigo, W. A., De Jeu, R. A. M., Wagner, W., M. Van Dijk, A. I. J., Evans, J. P. (2011). Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 425–436. <https://doi.org/10.5194/hess-15-425-2011>

- Lloyd, C. D. (2005): Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *J. Hydrol.*, 308, 128–150.
- Loew, A., Stacke, T., Dorigo, W., De Jeu, R., & Hagemann, S. (2013). Potential and limitations of multidecadal satellite soil moisture observations for selected climate model evaluation studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(9), 3523–3542. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3523-2013>
- Luengo Ugidos, M.A., Ceballos Barbancho, A., Martínez Fernández, J., y Yuste Yuste, C. (2002). Las rachas secas en el sector central de la cuenca del Duero. *Investigaciones Científicas*, 27, 65-82 pp. Alicante: Instituto Universitario de Geografía.
- Ly, S., Charles, C., and Degré, A.: Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2259–2274, <https://doi.org/10.5194/hess-15-2259-2011>, 2011.
- Malbêteau, Y., Merlin, O., Molero, B., Rüdiger, C., & Bacon, S. (2016). DisPATCh as a tool to evaluate coarse-scale remotely sensed soil moisture using localized in situ measurements: Application to SMOS and AMSR-E data in Southeastern Australia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 45(January 2015), 221–234. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.10.002>
- Manfreda, S., McCabe, M. F., Fiorentino, M., Rodríguez-Iturbe, I., & Wood, E. F. (2007). Scaling characteristics of spatial patterns of soil moisture from distributed modelling. *Advances in Water Resources*, 30(10), 2145–2150. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.07.009>
- Manns, H. R., Berg, A. A., Bullock, P. R., & Mcnairn, H. (2014). Impact of soil surface characteristics on soil water content variability in agricultural fields. *Hydrological Processes*, 28(14), 4340–4351. <https://doi.org/10.1002/hyp.10216>
- Marquínez, J., Lastra, J., y García, P. (2003). Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. *J. Hydrol.*, 270, 1–11.
- Martínez-Fernández, J., Ceballos Barbancho, A., y Luengo Ugidos, M.A. (2001). La sequía edáfica en la cuenca del Duero. *Ecosistemas*, 3. Asociación Española de Ecología Terrestre.
- Martínez Fernández, J. y Ceballos Barbancho, A. (2001b). Estimación de propiedades hídricas de los suelos mediante el uso de funciones de edafo-transferencia Temas de Investigación en Zona No Saturada. ISBN 84-95075-65-2.
- Martínez-Fernández, J., & Ceballos, A. (2003). Temporal Stability of Soil Moisture in a Large-Field Experiment in Spain. *Soil Science Society of America Journal*, 67(6), 1647. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1647>
- Martínez-Fernández, J., & Ceballos, A. (2005). Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology*, 312(1–4), 28–38. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.007>
- Martínez-Fernández, J., Cano, A., Hernández-Santana, V y Morán C. (2007). Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal de la cuenca del Duero. *Estudios de la Zona No-Saturada del Suelo Vol. VIII*, 275-280.
- Martínez-Fernández, J., González-Zamora, A., Sánchez, N., Gumuzzio, A., & Herrero-Jiménez, C. M. (2016). Satellite soil moisture for agricultural drought monitoring: Assessment of the SMOS derived Soil Water Deficit Index. *Remote Sensing of Environment*, 177, 277–286. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.064>
- Martínez-Fernández, J., Sánchez, N., González-Zamora, A., y Herrero- Jiménez, C. (2015). Uso de la humedad del suelo para la monitorización de la sequía agrícola: análisis con mediciones in situ y teledetección. *Estudios en la Zona No Saturada Vol.XII*. Alcalá de Henares: Universidad de Alcalá. ISBN: 978-84-16133-91-8

- Martinez, C., Hancock, G.R., Kalma, J.D., y Wells, T. (2008). Spatio-temporal distribution of near-surface and root zone soil moisture at the catchment scale. *Hydrological Processes*, 22, 2699-2714.
- Martínez, G., Pachepsky, Y. A., & Vereecken, H. (2013). Temporal stability of soil water content as affected by climate and soil hydraulic properties: a simulation study. *Hydrological Processes*.  
<https://doi.org/10.1002/hyp.9737>
- Martín-González, F., & Heredia, N. (2011). Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: The western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 502(1–2), 75–89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.03.002>
- McCabe, M. F., Aragon, B., Houborg, R., & Mascaro, J. (2017). CubeSats in Hydrology: Ultrahigh-Resolution Insights In to Vegetation Dynamics and Terrestrial Evaporation. *Water Resources Research*.  
<https://doi.org/10.1002/2017WR022240>
- McMillan, H. K. (2012). Effect of spatial variability and seasonality in soil moisture on drainage thresholds and fluxes in a conceptual hydrological model. *Hydrological Processes*, 26(18), 2838–2844.  
<https://doi.org/10.1002/hyp.9396>
- McMillan, H. K., & Srinivasan, M. S. (2015). Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 1767–1786.  
<https://doi.org/10.5194/hess-19-1767-2015>
- Merlin, O., Malbéteau, Y., Notfi, Y., Bacon, S., Er-Raki, S., Khabba, S., & Jarlan, L. (2015). Performance metrics for soil moisture downscaling methods: Application to DISPATCH data in central Morocco. *Remote Sensing*, 7(4), 3783–3807. <https://doi.org/10.3390/rs70403783>
- Merlin, O., Rüdiger, C., Al Bitar, A., Richaume, P., Walker, J. P., & Kerr, Y. H. (2012). Disaggregation of SMOS soil moisture in Southeastern Australia. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5 PART 1), 1556–1571. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2175000>
- Meyer, P. D., Rockhold, M. L., & Gee, G. W. (1997). Uncertainty analyses of infiltration and subsurface flow and transport for SDMP sites. Tech. Rep. NUREG/CR-6565 PNNL-11705. Washington: U.S. Nuclear Regulatory Commission Office of Nuclear Regulatory Research.
- Mintz, Y y Serafini, Y.V. (1992). A global monthly climatology of soil moisture and water balance. *Climate Dynamics*. 8: 13-27. Springer-Verlag.
- MMA-CHD, Ministerio de Medio Ambiente, Confederación Hidrográfica del Duero. (2006). Plan especial de actuación en situaciones de alerta y eventual sequía. Capítulo 2. Rasgos Característicos de la cuenca del Duero. Valladolid. <https://www.chj.es/es-es/medioambiente/gestionsequia/Paginas/PlanEspecialdeAlertayEventualSequia.aspx>
- Mo T., Choudhury B. J., Schmugge T. J., Wang J. R., y Jackson T. J. (1982). A model for microwave emission from vegetation-covered fields. *Journal of Geophysical Research*, 87, 11.229–11.237.  
<https://doi.org/10.1029/JC087iC13p11229>
- Mo T, Choudhury B J, Schmugge, T. J. (1987). A Parameterization of the Effect of Surface Roughness on Microwave Emission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 25(4).  
<https://doi.org/10.1109/TGRS.1987.289860>
- Mohanty, B. P., Cosh, M. H., Lakshmi, V., & Montzka, C. (2017). Soil Moisture Remote Sensing: State-of-the-Science. *Vadose Zone Journal*, 16(1), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.10.0105>
- Montaldo, N, Albertson, J.D., Mancini, M y Kiely, G. (2001). Robust simulation of root zone soil moisture with assimilation of surface soil moisture data. *Water Resources Research*, 37(12): 2889–2900.  
<https://doi.org/10.1029/2000WR000209>

- Montzka, H. R., Sanchez, N., & Vereecken, H. (2018). A new soil moisture downscaling approach for SMAP, SMOS, and ASCAT by predicting sub-grid variability. *Remote Sensing*, *10*(3). <https://doi.org/10.3390/rs10030427>
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y., y Vidal, A., (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.* *49*, 246–263.
- Moran, M. S., Peters-Lidard, C. D., Watts, J. M., & y McElroy, S. (2004). Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing*, *30*(5), 805–826. <https://doi.org/10.5589/m04-043>
- Moran, M. S., Scott, R. L., Hamerlynck, E. P., Green, K. N., Emmerich, W. E., Holifield, C. D. (2009). Evaporative response to Lehmann lovegrass (*Eragrostis lehmanniana*) invasion in a semiarid watershed. *Agricultural and Forest Meteorology*, *149*, 2133-2142. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.03.018>
- Morán-Tejeda, E. (2011). Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos superficiales en la cuenca del Duero y su relación con los cambios ambientales. Tesis. Salamanca: Universidad de Salamanca.
- Morán-Tejeda, E. (2012). Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J.M. & López-Moreno, J.I (2012). Land-cover changes and recent hydrological evolution in the Duero basin (Spain). *Regional Environmental Change*, *12*: 17-33.
- Moreno, G. Buzai, & M. Fuenzalida (2017). Sistemas de Información Geográfica. Madrid: RA-MA Editorial. ISBN: 978-84-9964-639-8.
- Morbidelli, R.; Corradini, C.; y Govindaraju, R.S. (2006). A field-scale infiltration model accounting for spatial heterogeneity of rainfall and soil saturated hydraulic conductivity. *Hydrol. Process.* *20*, 1465–1481. <https://doi.org/10.1002/hyp.5943>
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L. (2007) Model Evaluation Guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, *50*, 885-900. <http://dx.doi.org/10.13031/2013.23153>
- Muñoz-Sabater, J., Al Bitar, A., Brocca, L., & Mun, J. (2016). Soil Moisture Retrievals Based on Active and Passive Microwave Data. *Satellite Soil Moisture Retrieval*, 351–378. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00018-8>
- Naeimi, V., Bartalis, Z., & Wagner, W. (2009). ASCAT Soil Moisture: An Assessment of the Data Quality and Consistency with the ERS Scatterometer Heritage. *Journal of Hydrometeorology*, *10*(2), 555–563. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1051.1>
- Nafría García, D.A., Garrido del Pozo, N., Álvarez Arias, M.V., Cubero Jiménez. D., Fernández-, A. Sánchez, M., Villarino Barrera, I., Gutiérrez García., y Abia Llera, I. (2013). Atlas Agroclimático de Castilla y León. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico Agrario de la Junta de Castilla y León (ITACyL); Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). ISBN: 978-84-7837-087-0.IG
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Srinivasan, R., & Williams, J. R. (2002). Soil and Water Assessment Tool User's Manual. *TWRI Report TR-192*, 412.
- Nemes, A., Schaap, M. G., & Wösten, J. H. M. (2003). Functional Evaluation of Pedotransfer Functions Derived from Different Scales of Data Collection. *Soil Science Society of America Journal*, *67*(4), 1093. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1093>.
- Niswonger, R.G., Prudic, D.E., y Regan, S. (2006). Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZF1) Package for Modeling Unsaturated Flow Between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW-2005 Chapter 19 of Section A, Ground Water. *Modeling Techniques Techniques and Methods 6-A19*. Washington D.C.: U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey.

- Njoku, E. G., & Entekhabi, D. (1996). Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of Hydrology*, 184(1-2), 101-129. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02970-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02970-2)
- Njoku, E. G., & Li, L. (1999). Retrieval of Land Surface Parameters Using Passive Microwave Measurements at 6 to 18 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1), 79 – 93. <https://doi.org/10.1109/36.739125>
- Njoku, E. G., Ashcroft, P., Chan, T. K., & Li, L. (2005). Global survey and statistics of radio-frequency interference in AMSR-E land observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 938–946. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.837507>
- Njoku, E. G., Jackson, T. J., Lakshmi, V., Chan, T. K., & Nghiem, S. V. (2003). Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2 PART 1), 215–228. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808243>
- Ochsner, T. E., Cosh, M. H., Cuenca, R. H., Dorigo, W. A., Draper, C. S., Hagimoto, Y., Zreda, M. (2013). State of the Art in Large-Scale Soil Moisture Monitoring. *Soil Science Society of America Journal*, 77(6), 1888. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.03.0093>
- Olea, R.A. (1999). *Geostatistics for Engineers and Earth Scientists*. London: Kluwer Academic Publishers.
- Owe, M., de Jeu, R., & Holmes, T. (2008). Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(1). <https://doi.org/10.1029/2007JF000769>
- Pablos, M., Martínez-Fernández, J., Sánchez, N., & González-Zamora, Á. (2017). Temporal and spatial comparison of agricultural drought indices from moderate resolution satellite soil moisture data over northwest Spain. *Remote Sensing*, 9(11). <https://doi.org/10.3390/rs9111168>
- Pablos, M., González-Zamora, Á., Sánchez, N., & Martínez-Fernández, J. (2018). Assessment of Root Zone Soil Moisture Estimations from SMAP, SMOS and MODIS Observations. *Remote Sensing*, 10(7), 981. <https://doi.org/10.3390/rs10070981>
- Pachepsky, Ya.A., Rawls, W.J., Timlin, D.J., (1999). The current status of pedotransfer functions: their accuracy, reliability, and utility in field- and regional-scale modeling. *Assessment of Nonpoint Source Pollution in the Vadose Zone. Geophys. Monogr.*, 108, 223 – 234. Washington, D.C: American Geophysical Union.
- Pachepsky, Y.A., and Rawls, W.J. (2003) Soil structure and pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science*, 54(3), 443-452. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2003.00485.x>
- Pachepsky, Y.A., and W.J. Rawls (2004). *Development of pedotransfer functions in soil hydrology*. Amsterdam: Elsevier. ISBN: 9780080530369.
- Pachepsky, Y. A., Rawls, W. J., & Lin, H. S. (2006). Hydrology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131, 308–316. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.03.012>
- Paloscia, S., Pettinato, S., Santi, E., Notarnicola, C., Pasolli, L., & Reppucci, A. (2013). Soil moisture mapping using Sentinel-1 images: Algorithm and preliminary validation. *Remote Sensing of Environment*, 134, 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.02.027>
- Panciera, R., Walker, J. P., Kalma, J. D., Kim, E. J., Saleh, K., & Wigneron, J. P. (2009). Evaluation of the SMOS L-MEB passive microwave soil moisture retrieval algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 113(2), 435–444. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.10.010>
- Pauwels, V. R. N., Hoeben, R., Verhoest, N. E. C., De Troch, F. P., & Troch, P. A. (2002). Improvement of TOPLATS-based discharge predictions through assimilation of ERS-based remotely sensed soil moisture values. *Hydrological Processes*, 16(5), 995–1013. <https://doi.org/10.1002/hyp.315>

- Pellenq, J., Kalma, J., Boulet, G., Saulnier, G. M., Wooldridge, S., Kerr, Y., & Chehbouni, A. (2003). A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *Journal of Hydrology*, 276(1–4), 112–127. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00066-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00066-0)
- Peng, J., Loew, A., Merlin, O., & Verhoest, N. E. C. (2017a). A review of spatial downscaling of satellite remotely sensed soil moisture. *Reviews of Geophysics*, 1–26. <https://doi.org/10.1002/2016RG000543>
- Peng, J., & Loew, A. (2017b). Recent Advances in Soil Moisture Estimation from Remote Sensing. *Water*, 9(7), 530. <https://doi.org/10.3390/w9070530>
- Penna, D., Borga, M., Norbiato, D., & Dalla Fontana, G. (2009). Hillslope scale soil moisture variability in a steep alpine terrain. *Journal of Hydrology*, 364(3–4), 311–327. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.009>
- Pérez Cutillas, P. (2013). Modelización de propiedades físicas del suelo a escala regional. Casos de estudios en el Sureste Ibérico. Tesis Doctoral. Murcia: Universidad de Murcia.
- Petropoulos, G., Carlson, T. N., Wooster, M. J., & Islam, S. (2009a). A review of Ts/VI remote sensing based methods for the retrieval of land surface energy fluxes and soil surface moisture. *Progress in Physical Geography*, 33(2), 224–250. <https://doi.org/10.1177/0309133309338997>
- Petropoulos, G., Carlson, T. N., & Wooster, M. J. (2009b). An Overview of the Use of the SimSphere Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) Model for the Study of Land-Atmosphere Interactions. <https://doi.org/10.3390/s90604286>
- Petropoulos, G. P., Ireland, G., Srivastava, P., & Ioannou-Katidis, P. (2014). An appraisal of the accuracy of operational soil moisture estimates from SMOS MIRAS using validated in situ observations acquired in a Mediterranean environment. *International Journal of Remote Sensing Volume 35*, 5239–5250. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2014.933277>
- Petropoulos, G. P., Ireland, G., & Barrett, B. (2015). Surface soil moisture retrievals from remote sensing: Current status, products & future trends. *Physics and Chemistry of the Earth*, 83–84, 36–56. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.02.009>
- Piles, M., Camps, A., Vall-Llossera, M., Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Monerris, A., Bosch-Lluís, X. (2010a). Soil moisture downscaling activities at the REMEDHUS Cal/Val site and its application to SMOS. *11th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment, MicroRad 2010 - Proceedings*, 17–21. <https://doi.org/10.1109/MICRORAD.2010.5559599>
- Piles, M. (2010b). Multiscale soil moisture retrievals from microwave remote sensing observations Tesis doctoral. Remote Sensing Laboratory. Dept. Teoria del Senyal i Comunicacions. Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya.
- Piles, M., Monerris, A., Vall-Llossera, M., & Camps, A. (2011a). Enhancing the spatial resolution of smos soil moisture data over Spain. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 24–29 Julio. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2011.6049879>
- Piles, M., Camps, A., Vall-Llossera, M., Corbella, I., Panciera, R., Rudiger, C., Walker, J. (2011b). Downscaling SMOS-derived soil moisture using MODIS visible/infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(9), 3156–3166. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2120615>
- Piles, M., Monerris, M., Vall-Llossera, M., y Camps, A. (2011c). SMOS: hacia la obtención de mapas de humedad en alta resolución 393–396. Teledetección, Bosques y Cambio Climático. *XIV Congreso de la Asociación Española de Teledetección*. 21 al 23 de septiembre. Mieres del Camino (Principado de Asturias).
- Piles, M., Vall-Llossera, M., Laguna, L., & Camps, A. (2012). A downscaling approach to combine SMOS multi-angular and full-polarimetric observations with MODIS VIS/IR data into high resolution soil moisture

- maps. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 1247–1250. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351316>
- Piles, M., Vall-Llossera, M., Camps, A., Sanchez, N., Martinez-Fernandez, J., Martinez, J., Riera, R., et al., (2013). On the synergy of SMOS and Terra/Aqua MODIS: high resolution soil moisture maps in near real-time. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, pp. 3423–3426. <http://dx.doi.org/10.1109/IGARSS.2013.6723564>.
- Piles, M., Sánchez, N., Vall-Llossera, M., Member, S., & Camps, A. (2014). A Downscaling Approach for SMOS Land Observations : Evaluation of High-Resolution Soil Moisture Maps Over the Iberian Peninsula. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(9), 3845–3857. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2014.2325398>
- Piles, M., & Sánchez, N. (2016). Spatial Downscaling of Passive Microwave Data With Visible-to-Infrared Information for High-Resolution Soil Moisture Mapping. *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications*, 109–132. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00006-1>
- Price, D. T., et al. (2000), A comparison of two statistical methods for spatial interpolation of Canadian monthly mean climate data. *Agric. For. Meteorol.*, 10, 81– 94.
- Pilz, J., & Spöck, G. (2008). Why do we need and how should we implement Bayesian kriging methods. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(5), 621-632. <http://doi.org/10.1007/s00477-007-0165-7>
- Polcher, J., Piles, M., Gelati, E., Barella-Ortiz, A., & Tello, M. (2016). Comparing surface-soil moisture from the SMOS mission and the ORCHIDEE land-surface model over the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, 174, 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.004>
- Porta Casanellas, J., y Lopez-Acevedo, M. (2005). *Agenda de Campo de Suelos*. Madrid: Editorial Mundi-Prensa. ISBN 13: 9788484762317
- Rahimzadeh-Bajgiran, P., & Berg, A. (2016). Soil Moisture Retrievals Using Optical/TIR Methods. *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00003-6>
- Rasoulzadeh, A. (2011). Estimating Hydraulic Conductivity Using Pedotransfer Functions. *Hydraulic Conductivity - Issues, Determination and Applications*. Rijeka: InTech.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., & Saxton, K. E. (1982). Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE*. <https://doi.org/10.13031/2013.33720>
- Reichle, R. H., & Koster, R. D. (2004). Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 31(19), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2004GL020938>
- Reichle, R. H., Crow, W. T., Koster, R. D., Sharif, H. O., & Mahanama, S. P. P. (2008). Contribution of soil moisture retrievals to land data assimilation products. *Geophysical Research Letters*, 35(1), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2007GL031986>
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M. (2011). Capacidad de predicción de modelos aplicados a la ZNS: Herramienta informática para la adecuada evaluación de la bondad de ajuste con significación estadística. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo, Vol X*, 259-264.
- Robinson, D. A., Campbell, C. S., Hopmans, J. W., Hornbuckle, B. K., Jones, S. B., Knight, R., Wendroth, O. (2008). Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. *Vadose Zone Journal*, 7(1), 358. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0143>

- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D., & Friedman, S. P. (2003). A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 4(2), 444–475. doi:10.2136/vzj2003.4440
- Rohli, R.V., Vega, A.J. (2018). *Climatology*. Fourth edition. Sudbury: Jones and Bartlett Ed. ISSN: 978-1-284-11998-5.
- Romano, N. (2014). State of the art in monitoring and modeling soil moisture at various scales for irrigation purposes. *Proceeding International Conference of Agricultural Engineering*. 6–10 Enero. Zurich. <http://www.geysec.es/geystiona/adjs/comunicaciones/304/C06990001.pdf>
- Rötzer, K., Montzka, C., & Vereecken, H. (2015). Spatio-temporal variability of global soil moisture products. *Journal of Hydrology*, 522, 187–202. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.038>
- Rötzer, K., Montzka, C., Bogaen, H., Wagner, W., Kidd, R., & Vereecken, H. (2012). Validation of SMOS and ASCAT Soil Moisture Products - Time Series Analysis in the Rur and Erft Catchments. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 14(1), 7343. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6350510>
- Rötzer, K., Montzka, C., Bogaen, H., Wagner, W., Kerr, Y. H., Kidd, R., & Vereecken, H. (2014). Catchment scale validation of SMOS and ASCAT soil moisture products using hydrological modeling and temporal stability analysis. *Journal of Hydrology*, 519(PA), 934–946. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.065>
- Rubio, C. M., Llorens, P., & Gallart, F. (2008). Uncertainty and efficiency of pedotransfer functions for estimating water retention characteristics of soils. *European Journal of Soil Science*, 59(2), 339–347. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.01002.x>
- Saxton, K., & Willey, P. (2006). The SPAW model for agricultural field and pond hydrologic simulation. ... *Modeling of Watershed in Hydrology*, 0300(06), 1–37. <https://doi.org/10.1201/9781420037432.ch17>
- Sánchez, N. (2009). Teledetección óptica aplicada a un modelo distribuido de balance hídrico (HIDROMORE) para el cálculo de evapotranspiración y humedad del suelo. Tesis doctoral del Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno. Salamanca: Universidad de Salamanca.
- Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Calera, A., Torres, E., & Pérez-Gutiérrez, C. (2010). Combining remote sensing and in situ soil moisture data for the application and validation of a distributed water balance model (HIDROMORE). *Agricultural Water Management*, 98(1), 69–78. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.07.014>
- Sanchez, N., Martinez-Fernandez, J., Piles, M., Aguasca, A., Baroncini-Turricchia, G., Vall-Ilosera, M., Camps, A., Moneris, A., Rodriguez Alvarez, N. (2011). Experimentos *in situ* para mejorar la estimación remota de la humedad del suelo en banda L. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol X*. pp. 125-129.
- Sánchez, N., Piles, M., Scaini, A., Martínez-Fernández, J., Vall-Ilosera, A. y Camps, A. (2011d). Relación entre la humedad superficial de suelo y otros factores espaciales a través de mapas de humedad SMOS desagregados con productos MODIS. *XV Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica, AGE-CSIC*. 19-21 de Septiembre, Madrid.
- Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Scaini, A., & Pérez-Gutiérrez, C. (2012a). Validation of the SMOS L2 soil moisture data in the REMEDHUS network (Spain). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5 PART 1), 1602–1611. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2186971>
- Sánchez, N., Piles, M., Pablos, M., Wardlow, B., Tadesse, T., Svoboda, M., Duero, S. (2012b). Preliminary assessment of an integrated smos and modis application for global agricultural drought monitoring. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2–5.

- Sánchez, N., Piles, M., Scaini, A., Martínez-Fernández, J., Camps, A., & Vall-Llossera, M. (2012c). Spatial patterns of SMOS downscaled soil moisture maps over the remedhus network (Spain). *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 714–717. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2012.6351465>
- Sánchez, N., González-Zamora, Á., Martínez-Fernández, J., Piles, M., & Pablos, M. (2018). Integrated remote sensing approach to global agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology*, 259(July 2017), 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.04.022>
- Sánchez-Ruiz, S., Piles, M., Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Vall-Llossera, M., & Camps, A. (2014). Combining SMOS with visible and near/shortwave/thermal infrared satellite data for high resolution soil moisture estimates. *Journal of Hydrology*, 516, 273–283.
- Santi, E., Paloscia, S., Pettinato, S., Brocca, L., & Ciabatta, L. (2016). Robust Assessment of an Operational Algorithm for the Retrieval of Soil Moisture from AMSR-E Data in Central Italy. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(6), 2478–2492. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2575361>
- Santi, E., Paloscia, S., Pettinato, S., Brocca, L., Ciabatta, L., & Entekhabi, D. (2018). On the synergy of SMAP, AMSR2 AND SENTINEL-1 for retrieving soil moisture. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 65(7), 114–123. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.10.010>
- Santisteban, J. I., Media Villa, R., & Martín-Serrano, A. (1991). El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. *Acta Geologica Hispanica*, 26(2), 133–148.
- Sharpley, A. N. Williams, J. R. (1990): EPIC Erosion Productivity Impact Calculator: 1. Model documentation, ARS-31. Temple: USDA.
- Sayde, C., Gregory, C., Gil-Rodriguez, M., Tufillaro, N., Tyler, S., Van De Giesen, N., Selker, J. S. (2010). Feasibility of soil moisture monitoring with heated fiber optics. *Water Resources Research*, 46(6), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2009WR007846>
- Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M. Th. (1999). A bootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters. Proc. Int. Workshop, Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, pp 1237-1250. Riverside: University of California.
- Saxton, K. E. Rawls, W. J. (2006): Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70, 1569–1578, doi:10.2136/sssaj2005.0117
- Schaefer, G. L., y Paetzold, R. F. (2000). SNOTEL (SNOWpack TELEmetry) and SCAN (Soil Climate Analysis Network). *Automated Weather Station (AWS) workshop*. March 6–10. Lincoln, NE.
- Schlenz, F., J. T. dall'Amico, A. Loew, y W. Mauser, (2012): Uncertainty assessment of the SMOS validation in the Upper Danube Catchment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, SMOS Special Issue*, 50(5), 1517-1529 pp.
- Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Ritchie, J. C., Jackson, T. J., & Rango, A. (2002). Remote sensing in hydrology practicum. *Advances in Water Resources*, 25(8), 1367–1385.
- Schulla, J., & Jasper, K. (2007). Model description WaSiM-ETH (Water balance Simulation Model ETH), 41(0), 181p. [http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim\\_2007\\_en.pdf](http://www.wasim.ch/downloads/doku/wasim/wasim_2007_en.pdf)
- Schwarze, R., & Dröge, W. (1999). Regionalization in Hydrology. *Regionalization in Hydrology*, 13–22.
- Scipal, K., Holmes, T., De Jeu, R., Naeimi, V., & Wagner, W. (2008). A possible solution for the problem of estimating the error structure of global soil moisture data sets. *Geophysical Research Letters*, 35(24), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL035599>

- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Schaap, M. (1998). Using neural networks to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. *Soil and Tillage Research*, 47(1–2), 37–42. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00070-1](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00070-1)
- Schaap, M. G., Leij, F. J., & Van Genuchten, M. T. (2001). A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, 163–176.
- Sharpley, A.N. y Williams, J.R. (1990) EPIC Erosion/Productivity Impact Calculator: 1. Model Documentation. USA Department of Agriculture Technical Bulletin No. 1768, Washington DC: USA Government Printing Office.
- Shepard, D., (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Proceedings of the 1968 ACM National Conference. New York: ACM Press, pp. 517–524.
- Shi, J., Chen, K. S., Li, Q., Jackson, T. J., O'Neill, P. E., & Tsang, L. (2002). A parameterized surface reflectivity model and estimation of bare-surface soil moisture with L-band radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(12), 2674–2686. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.807003>
- Singh, J., Knapp, H. V., y Demissie, M. (2004). Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. ISWS CR 2004-08. Champaign, Ill.: Illinois State Water Survey.
- Šimůnek, J., Šejna, M. y van Genuchten, M. Th. (1998). The Hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0, IGWMC - TPS - 70, International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 202 pp.
- SMAP (2017). Soil Moisture Active and Passive Mission. Consultado el 13-02-2017. <http://smap.jpl.nasa.gov>.
- Sobrino, J. A., Franch, B., Mattar, C., Jiménez-Muñoz, J. C., & Corbari, C. (2012). A method to estimate soil moisture from Airborne Hyperspectral Scanner (AHS) and ASTER data: Application to SEN2FLEX and SEN3EXP campaigns. *Remote Sensing of Environment*, 117, 415–428. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.10.018>
- Srivastava, P. K., Han, D., Rico Ramirez, M. A., & Islam, T. (2013a). Appraisal of SMOS soil moisture at a catchment scale in a temperate maritime climate. *Journal of Hydrology*, 498(November 2009), 292–304. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.021>
- Srivastava, P.K., Han, D., Rico-Ramirez, M.A., Al-Shrafany, D., Islam, T., 2013b. Data fusion techniques for improving soilmoisture deficit usingSMOSsatellite andWRF-NOAHland Surface model. *Water Resour. Manage.* 27, 5069–5087. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-013-0452-7>.
- Stacheder, M., Koeniger, F., & Schuhmann, R. (2009). New dielectric sensors and sensing techniques for soil and snow moisture measurements. *Sensors*, 9(4), 2951–2967. <http://dx.doi.org/10.3390/s90402951>
- Stoppelenbug, F. J., Kovar, K., Pastoors, M. J. H., & Tiktak, A. (2005). Modelling the interactions between transient saturated and unsaturated groundwater flow. Off-line coupling of LGM and SWAP. *RIVM Report 500026001*, 70. Bilthoven: RIVM.
- Sudicky, E. A., Park, Y. J., Unger, A. J. A., Jones, J. P., Brookfield, A. E., Colautti, D., Therrien, R., and Graft, T. (2006). Simulating complex flow and contaminant transport dynamics in an integrated surface–subsurface modeling framework. *Geol. Soc. of Am., Boulder, CO*, 38(7), 250-258.

- Talone, M. (2010). Contribution to the Improvement of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission Sea Surface Salinity Retrieval Algorithm. Tesis doctoral. Barcelona: Remote Sensing LAB. Universitat Politècnica de Catalunya, UPC.
- Twarakavi, N. K. C., Šimůnek, J., & Schaap, M. G. (2010). Can texture-based classification optimally classify soils with respect to soil hydraulics? *Water Resources Research*, 46(1).  
<https://doi.org/10.1029/2009WR007939>
- Taylor, K.E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 7183-7192.
- Tebbs, E., Gerard, F., Petrie, A., & De Witte, E. (2016). Emerging and Potential Future Applications of Satellite-Based Soil Moisture Products. In *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications* (pp. 379-400). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803388-3.00019-X>
- Teuling, A. J., & Troch, P. A. (2005). Improved understanding of soil moisture variability dynamics. *Geophysical Research Letters*, 32(5), 1-4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021935>
- Theis S W, Blanchard B J, y Newton R W (1984). Utilization of vegetation indices to improve microwave soil moisture estimates over agricultural lands. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 22: 490-496.
- Todini, E., Pellegrini, F., y Mazzetti, C. (2001): Influence of parameter estimation uncertainty in Kriging: Part 2 – Test and case study applications. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 5, 225-232.  
<https://doi.org/10.5194/hess-5-225-2001>, 2001
- Tomczak, M., (1998). Spatial interpolation and its uncertainty using automated anisotropic inverse distance weighting (IDW)—crossvalidation/jackknife approach. *J. Geographic Inf. Decis. Anal.*, 2, 18-30.
- Tóth, B., Weynants, M., Nemes, A., Makó, A., Bilas, G., & Tóth, G. (2015). New generation of hydraulic pedotransfer functions for Europe. *European Journal of Soil Science*, 66(1), 226-238.  
<https://doi.org/10.1111/ejss.12192>
- Tóth, B., Weynants, M., Pásztor, L., & Hengl, T. (2017). 3D soil hydraulic database of Europe at 250 m resolution. *Hydrological Processes*, 31(14), 2662-2666. <https://doi.org/10.1002/hyp.11203>
- Tripp, D. R., & Niemann, J. D. (2008). Evaluating the parameter identifiability and structural validity of a probability-distributed model for soil moisture. *Journal of Hydrology*, 353(1-2), 93-108.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.028>
- Tveito, O.E. (2007). The Developments in Spatialization of Meteorological and Climatological Elements Spatial interpolation for climate data: the use of GIS in climatology and meteorology pp. 73-86. London: ISTE Ltd.
- USDA-NRCS (1998). Soil Quality Resource Concerns: Compaction. United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service
- USDA-NRCS (2008). Soil Quality Indicators Bulk Density. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service.
- Vachaud, G., Passerat de Silans, A., Balabanis, P y Vauclin, M. (1985). Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 49(4), 822-828.
- Van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Van Looy, K., Bouma, J., Herbst, M., Koestel, J., Minasny, B., Mishra, U., y Vereecken, H. (2017). Pedotransfer Functions in Earth System Science: Challenges and Perspectives. *Reviews of Geophysics*.  
<https://doi.org/10.1002/2017RG000581>

- van Dam, J. C., Huygen, J., Wesseling, J. G., Feddes, R. A., Kabat, P., Van Walsum, P. E. V., Groenendijk, P., and Van Diepen, C. A. (1997). Theory of SWAP version 2.0. Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the Soil-Water-Atmosphere-Plant environment, Report 71. Wageningen: Department of Water Resources, WAU, Technical Document 45, DLO Winand Staring Centre-DLO.
- Van Liedekerke, M., Jones, A., & Panagos, P. (2006). 1km raster version of the European soil database (v. 2.0). Tech. Rep. EUR 19945 EN. European Soil Bureau Network & European Commission.
- Venkatesh, B., Nandagiri, L., Purandara, B. K., & Reddy, V. B. (2011). Modelling soil moisture under different land covers in a sub-humid environment of Western Ghats, India. *Journal of Earth System Science*, 120(3), 387–398. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0076-3>
- Vereecken, H., Diels, J., van Orshoven, J., Feyen, J., & Bouma, J. (1992). Functional evaluation of pedotransferfunctions for the estimation of soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 56, 1371–1379.
- Vereecken, H., Huisman, J. A., Bogena, H., Vanderborght, J., Vrugt, J. A., & Hopmans, J. W. (2008). On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*, 46(4), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2008WR006829>
- Vereecken, H., Javaux, M., Weynants, M., Pachepsky, Y., Schaap, M. G., & Genuchten, V. (2010). Using pedotransfer functions to estimate the van genuchten- mualem soil hydraulic properties: A review. *Vadose Zone Journal*, 9(4), 795-820. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0045>
- Vereecken, H., Huisman, J. A., Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Vanderborght, J. (2014). On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. *Journal of Hydrology*, 516, 76–96. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061>
- Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J. W., Javaux, M., Or, D., Roose, T., Young, I. M. (2016). Modeling Soil Processes: Review, Key Challenges, and New Perspectives. *Vadose Zone Journal*, 15(5). <https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0131>
- Verworn, A. y Haberlandt, U. (2011): Spatial interpolation of hourly rainfall effect of additional information, variogram inference and storm properties. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 569–584. <https://doi.org/10.5194/hess-15-569-2011>.
- Vicent-Serrano, S. M., Saz-Sanchez, M. A., y Cuadrat, J. M. (2003): Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Clim. Res.*, 24, 161–180.
- Vinnikov, K.Y., Alan Robock, Nina A. Speranskaya and C. Adam Schlosser (1996). Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 101(D3), 7163-7174. <https://doi.org/10.1029/95JD02753>
- Voltz, M., Webster, R., (1990). A comparison of kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. *J. Soil Sci.* 41, 473–490.
- Wagner, W., Blöschl, G., Pampaloni, P., Calvet, J.-C., Bizzarri, B., Wigneron, J.-P., & Kerr, Y. (2007). Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. *Nordic Hydrology*. <https://doi.org/10.2166/nh.2007.029>
- Wagner, W., Sabel, D., Doubkova, M., Bartsch, A., & Pathe, C. (2009). The Potential of Sentinel-1 for Monitoring Soil Moisture With a High Spatial Resolution At Global Scale. *Earth Observation and Water Cycle Science*, 2009(November 2009), 18–20.
- Wagner, W., Dorigo, W., de Jeu, R., Fernandez, D., Benveniste, J., Haas, E., & Ertl, M. (2012). Fusion of Active and Passive Microwave Observations To Create an Essential Climate Variable Data Record on Soil

- Moisture. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*.  
<https://doi.org/10.5194/isprsannals-I-7-315-2012>
- Wagner, W., Hahn, S., Kidd, R., Melzer, T., Bartalis, Z., Hasenauer, S., Rubel, F. (2013). The ASCAT soil moisture product: A review of its specifications, validation results, and emerging applications. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(1), 5–33. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0399>
- Walker, J. P., & Houser, P. R. (2004). Requirements of a global near-surface soil moisture satellite mission: Accuracy, repeat time, and spatial resolution. *Advances in Water Resources*, 27(8), 785–801. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.05.006>
- Walkley, A. and I. A. Black. (1934). An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.*, 37, 29-37.
- Walkley, A., (1947). A critical examination of a rapid method for determination of organic carbon in soils - effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci.*, 63, 251-257.
- Wanders, N., Karssenbergh, D., Bierkens, M., Parinussa, R., de Jeu, R., van Dam, J., & de Jong, S. (2012). Observation uncertainty of satellite soil moisture products determined with physically-based modeling. *Remote Sensing of Environment*, 127, 341–356. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.09.004>
- Wanders, N., Bierkens, M. F. P., de Jong, S. M., de Roo, A., & Karssenbergh, D. (2014). The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models. *Water Resources Research*, 50(8), 6874–6891. <https://doi.org/10.1002/2013WR014639>
- Wang, J.R., Choudhury, B. J. (1995). Passive microwave radiation from soil: Examples of emission models and observations. *Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions*. Utrecht: VSP.
- Wang, L., & Qu, J. J. (2009). Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Frontiers of Earth Science in China*, 3(2), 237–247. <https://doi.org/10.1007/s11707-009-0023-7>
- Webster, R., Oliver, M.A. (2001). *Geostatistics for Environmental Scientists*. Brisbane: John Wiley and Sons.
- Western, A. W., Grayson, R. B., & Blöschl, G. (2002). : A Hydrologic Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 149–180. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.30.091201.140434>
- Western, A. W., Grayson, R. B., & Green, T. R. (1999). The Tarrawarra project : high resolution spatial measurement , modelling and analysis of soil moisture and hydrological response. *Response*, 652, 633–652.
- Western, A. W., Zhou, S. L., Grayson, R. B., McMahon, T. A., Blöschl, G., & Wilson, D. J. (2004). Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286(1–4), 113–134. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.014>
- Weynants, M., Montanarella, L., Tóth, G., et al., (2013). *European Hydopedological Data Inventory (EU-HYDI)*. Ispra: Joint Research Centre of the European Commission. <https://doi.org/10.2788/5936>
- Wigneron J. P, Calvet J C, Pellarin T, van de Griend A, Ferrazzoli P (2003). Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: Current status and future plans. *Rem. Sens. Envir.*, 85: 489–506.
- Wigneron, J. P., Calvet, J. C., Pellarin, T., Van De Griend, A. A., Berger, M., & Ferrazzoli, P. (2003). Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: Current status and future plans. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 489–506. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00051-8](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00051-8)
- Wigneron, J. P., Kerr, Y., Waldteufel, P., Saleh, K., Escorihuela, M. J., Richaume, P., Schwank, M. (2007). L-band Microwave Emission of the Biosphere (L-MEB) Model: Description and calibration against

- experimental data sets over crop fields. *Remote Sensing of Environment*, 107(4), 639–655.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.10.014>
- Wilson, D. J., Western, A. W., & Grayson, R. B. (2004). Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*, 40(2), 1–11.  
<https://doi.org/10.1029/2003WR002306>
- Willmott, C. J. (1982). "Some comments on the evaluation of model performance." *Bulletin of the American Meteorological Society* 63: 1309–1313.
- Wood, E.F., Roundy, J.K., Troy, T.J., et al. (2011). Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. *Water Resources Research*. 47, W05301.  
<https://doi.org/10.1029/2010WR010090>, 2011
- Woodley, W. J. (2017). Investigating the upscaling of in situ soil moisture measurements for satellite validation. Tesis Doctoral. Guelph: University of Guelph.  
<https://pdfs.semanticscholar.org/4b89/0438151754d015042f0e15b2464046336700.pdf>
- Wösten, J. H. M., Bannink, M. H., de Gruijter, J. J., y Bouma, J. (1986). A procedure to identify different groups of hydraulic conductivity and moisture retention curves for soil horizons. *J. Hydrol.*, 86, 133–145.
- Wösten, J. H. M., and M. Th. van Genuchten. 1988. Using Texture and Other Soil Properties to Predict the Unsaturated Soil Hydraulic Functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1762-1770.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200060045x>
- Young, R., Walker, J., Yeoh, N., Smith, A., Ellett, K., Merlin, O., & Western, A. (2008). Soil moisture and meteorological observations from the Murrumbidgee catchment. Melbourne: Department of Civil and Environmental Engineering.
- Zell, E., Huff, A. K., Carpenter, A. T., & Friedl, L. A. (2012). A user-driven approach to determining critical earth observation priorities for societal benefit. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5(6), 1594–1602. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2012.2199467>
- Zhang, Y. y Wegehenkel, M. (2006). "Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration." *Remote Sensing of Environment*, 104, 393–408.
- Zhang, Y., & Schaap, M. G. (2017). Weighted recalibration of the Rosetta pedotransfer model with improved estimates of hydraulic parameter distributions and summary statistics (Rosetta3). *Journal of Hydrology*, 547, 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.01.004>
- Zhao, L., Yang, K., Qin, J., Chen, Y., Tang, W., Lu, H., & Yang, Z. L. (2014). The scale-dependence of SMOS soil moisture accuracy and its improvement through land data assimilation in the central Tibetan Plateau. *Remote Sensing of Environment*, 152, 345–355. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.005>
- Zhao, Y., Peth, S., Wang, X. Y., Lin, H., & Horn, R. (2010). Controls of surface soil moisture spatial patterns and their temporal stability in a semi-arid steppe. *Hydrological Processes*, 24(18), 2507–2519.  
<https://doi.org/10.1002/hyp.7665>
- Zhao, L., Yang, K., Qin, J., Chen, Y., Tang, W., Lu, H., & Yang, Z. L. (2014). The scale-dependence of SMOS soil moisture accuracy and its improvement through land data assimilation in the central Tibetan Plateau. *Remote Sensing of Environment*, 152, 345–355. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.005>
- Zimmermann, E. D., & Basile, P. A. (2011). Estimación de parámetros hidráulicos en suelos limosos mediante diferentes funciones de pedotransferencia. *Tecnología y Ciencias Del Agua*, 2(1), 99–116.

Zreda, M., Shuttleworth, W.J., Zeng, X., Zweck, C., Desilets, D., Franz, T., Rosolem, R., 2012. COSMOS: the cosmic-ray soil moisture observing system. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 4079–4099. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-16-4079-2012>.

Zucco, G., Brocca, L., Moramarco, T., & Morbidelli, R. (2014). Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. *Journal of Hydrology*, 516, 193–199. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.043>

## ANEXO

## 8 ANEXO

A1. R, d, RMSD, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> con la humedad media *in situ* de todas las estaciones para diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros. También se muestra el número de estaciones por periodo correspondiente a cada campaña entre paréntesis. En gris se destaca la combinación óptima.

Combinación de métodos	Resultados de la validación por promedios (32/28 estaciones)					
	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
KsRos $\theta$ seu $\theta$ rav	0,95	0,96	0,025	0,014	0,39	9,92
KsRos $\theta$ seu $\theta$ rRE	0,95	0,95	0,029	0,020	0,44	14,06
KsRos $\theta$ seu $\theta$ rRa	0,95	0,97	0,021	0,002	0,32	1,57
KsRos $\theta$ sSax $\theta$ rRE	0,95	0,93	0,035	0,029	0,54	20,50
KsSax $\theta$ sSax $\theta$ rav	0,95	0,94	0,032	0,023	0,48	16,64
KsSax $\theta$ sSax $\theta$ rRE	0,95	0,93	0,036	0,029	0,54	20,67
KsSax $\theta$ sSax $\theta$ rRa	0,95	0,96	0,024	0,012	0,37	8,31
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rav	0,95	0,95	0,029	0,020	0,44	14,24
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rRa	0,95	0,97	0,023	0,008	0,34	5,93
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rRE	0,95	0,94	0,033	0,026	0,50	18,29

A2. R, d, RMSD, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> con la humedad media *in situ* de la agrupación textural muy gruesa para diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros. También se muestra el número de estaciones por periodo correspondiente a cada campaña entre paréntesis. En gris se destaca la combinación óptima.

Combinación de métodos	Resultados de la validación por promedios (4/3 estaciones)					
	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
Ks Sax $\theta$ sSax $\theta$ rRE	0,87	0,90	0,027	-0,015	0,64	-18,49
KsSax $\theta$ sSax $\theta$ rav	0,87	0,89	0,028	-0,018	0,67	-21,68
Ks Sax $\theta$ sSax $\theta$ rRa	0,87	0,79	0,042	-0,036	1,00	-43,79
KsRos $\theta$ sSax $\theta$ rRE	0,88	0,87	0,032	-0,024	0,77	-28,65
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rRE	0,87	0,92	0,025	-0,011	0,59	-13,94
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rav	0,87	0,91	0,026	-0,014	0,62	-17,06
KsRos $\theta$ sRos $\theta$ rRa	0,87	0,82	0,038	-0,032	0,92	-38,87
KsRos $\theta$ seu $\theta$ rRE	0,88	0,89	0,029	-0,019	0,70	-22,88
KsRos $\theta$ seu $\theta$ rav	0,88	0,88	0,031	-0,021	0,74	-25,99

A3. R, d, RMSD, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> con la humedad media *in situ* de las estaciones de la agrupación textura gruesa para diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros. También se muestra el número de estaciones por periodo correspondiente a cada campaña entre paréntesis. En gris se destaca la combinación óptima.

Combinación de métodos	Resultados de la validación por promedios (20/17 estaciones)					
	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
KsSax θsSax θrav	0,95	0,94	0,032	0,024	0,52	18,82
KsSax θsSax θrRa	0,94	0,96	0,022	0,009	0,37	7,31
KsSax θsSax θrRE	0,95	0,91	0,039	0,033	0,64	25,54
KsRos θsRos θrav	0,95	0,95	0,027	0,017	0,44	13,33
KsRos θsRos θrRa	0,95	0,97	0,020	0,002	0,34	1,76
KsRos θsRos θrRE	0,95	0,93	0,033	0,026	0,55	20,10
KsRos θseu θrav	0,95	0,96	0,024	0,011	0,40	8,85
KsRos θseu θrRa	0,95	0,97	0,021	-0,004	0,35	-2,71
KsRos θseu θrRE	0,95	0,95	0,030	0,020	0,50	15,78
KsRos θsSax θrav	0,94	0,93	0,033	0,027	0,55	20,60
KsRos θsSax θrRa	0,94	0,96	0,024	0,012	0,39	9,23
KsRos θsSax θrRE	0,93	0,89	0,041	0,035	0,70	25,14

A4. R, d, RMSE, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> obtenida con la humedad media *in situ* de las estaciones de la agrupación textura media para diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros. También se muestra el número de estaciones por periodo correspondiente a cada campaña entre paréntesis. En gris se destaca la combinación óptima.

Combinación de métodos	Resultados de la validación por promedios (4 y 3 estaciones)					
	R	d	RMSE (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	Sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
KsSax θsSa xθrav	0,92	0,91	0,050	0,035	0,56	16,33
KsSa xθsSax θrRa	0,92	0,89	0,056	0,044	0,62	20,12
KsRos θsRos θrav	0,91	0,89	0,054	0,039	0,60	17,87
KsRos θsRos θrRa	0,92	0,88	0,059	0,047	0,67	21,69
KsRos θseu θrav	0,92	0,93	0,045	0,028	0,50	12,97
KsRos θseu θrRa	0,92	0,91	0,050	0,036	0,56	16,76
KsRos θsSax θrav	0,91	0,91	0,052	0,036	0,59	16,81
KsRos θsSax θrRa	0,91	0,89	0,058	0,045	0,65	20,62

A5. R, d, RMSE, el sesgo, RSR y el sesgo relativo PBIAS de la validación de la humedad media SWBM<sub>d</sub> obtenida con la humedad media *in situ* de las estaciones de la agrupación textura fina para diferentes combinaciones de métodos de obtención de los parámetros. También se muestra el número de estaciones por periodo correspondiente a cada campaña entre paréntesis. En gris se destaca la combinación óptima.

Combinación de métodos	Resultados de la validación por promedios (4 y 5 estaciones)					
	R	d	RMSD (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	sesgo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	RSR	PBIAS
KsSax θsSax θrav	0,95	0,91	0,052	0,042	0,58	19,69
KsSax θsSax θrRa	0,95	0,92	0,046	0,034	0,51	15,65
KsSax θseu θrav	0,94	0,92	0,049	0,038	0,55	17,71
KsSax θseu θrRa	0,94	0,93	0,044	0,029	0,49	13,66
KsSax θsRos θrav	0,94	0,89	0,055	0,044	0,60	20,41
KsSax θsRos θrRa	0,94	0,91	0,049	0,035	0,54	16,39
KsRos θsRos θrav	0,95	0,90	0,053	0,043	0,58	19,90
KsRos θsRos θrRa	0,95	0,91	0,048	0,035	0,53	16,21
KsRosθseuθrav	0,95	0,92	0,048	0,038	0,53	17,50
KsRos θseu θrRa	0,95	0,93	0,043	0,029	0,47	13,54
KsRos θsSax θrav	0,95	0,92	0,048	0,038	0,53	17,85
KsRos θsSax θrRa	0,95	0,94	0,042	0,030	0,47	13,87



