

ANÁLISIS Y VALIDACIÓN DE
NUEVOS PRODUCTOS SÓLIDOS DE
INTERÉS EN AGRICULTURA E
HIDROLOGÍA

Tesis Doctoral

Ángel González Zamora



**VNiVERSiDAD
D SALAMANCA**

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL



ciale

INSTITUTO HISPANO-LUSO DE
INVESTIGACIONES AGRARIAS

Análisis y validación de nuevos productos SMOS de interés en agricultura e hidrología

Programa de Doctorado:

Física Aplicada y Tecnología

Instituto Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias

Universidad de Salamanca

DOCTORANDO: Ángel González Zamora

Co-Director: Dr. José Martínez Fernández

Co-Directora: Dra. Nilda Sánchez Martín

Tutor: Dr. Fernando de Pablo Dávila

Salamanca, 2017

Dr. Luis Plaja Rustein, Coordinador del Programa de Doctorado en Física Aplicada y Tecnología de la Universidad de Salamanca.

CERTIFICO:

Que la presente Memoria titulada **“Análisis y validación de nuevos productos SMOS de interés en agricultura e hidrología”**, ha sido realizada en el Programa de Doctorado en Física Aplicada y Tecnología de la Universidad de Salamanca por **D. Ángel González Zamora**, bajo la dirección del Prof. **Dr. José Martínez Fernández**, la Prof. **Dra. Nilda Sánchez Martín**, y la tutela del Prof. **Dr. Fernando de Pablo Dávila** 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 30 de mayo de 2017

Fdo: Dr. L. Plaja Rustein

D. José Martínez Fernández, Profesor Titular de Geografía Física del Departamento de Geografía de la Universidad de Salamanca, **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, y **D. Fernando de Pablo Dávila**, Profesor Titular de Física de la Tierra del Departamento de Física Fundamental de la Universidad de Salamanca.

CERTIFICAMOS:

Que la presente Memoria titulada “**Análisis y validación de nuevos productos SMOS de interés en agricultura e hidrología**”, ha sido realizada en el Departamento de Física Fundamental de la Facultad de Ciencias y en el Instituto Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias de la Universidad de Salamanca, bajo nuestra dirección, por **D. Ángel González Zamora**, 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 30 de mayo de 2017.

Firmado:

Dr. J. Martínez Fernández

Dra. N. Sánchez Martín

Dr. F. Pablo Dávila

Fdo: Ángel González Zamora

Haciendo uso de la posibilidad que ofrece la Universidad de Salamanca, esta tesis doctoral se presenta como un compendio de artículos científicos, siendo el estudiante de doctorado Ángel González Zamora el autor principal de todos ellos:

1. González-Zamora, Á., Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Gumuzzio, Á., Piles, M., & Olmedo, E. (2015). Long-term SMOS soil moisture products: A comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 83–84, pp. 123-136, doi: 10.1016/j.pce.2015.05.009

Status: publicado

2. González-Zamora, Á., Sánchez, N., & Martínez-Fernández (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), pp. 2763-2769, doi: 10.1109/JSTARS.2016.2517401

Status: publicado

3. González-Zamora, Á., Sánchez, N., Martínez-Fernández & Wagner, W. (2016). Root-zone plant available water estimation using the SMOS-derived Soil Water Index. *Advances in Water Resources*. 96, pp. 339-353, doi: 10.1016/j.advwatres.2016.08.001

Status: publicado

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer a todas las personas que me ayudaron a empezar y terminar mi doctorado. ¡Que me perdonen si me olvido de alguno!

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento a mis dos directores de Tesis, José Martínez Fernández y Nilda Sánchez Martín. A Pepe por depositar su confianza en mí y acogerme en el laboratorio, por sus consejos y su ayuda, y por todo el trabajo aportado para el desarrollo de esta tesis. A Nilda, por toda la ayuda prestada en el trabajo, por sus cabreos más que justificados, por sus ánimos en los momentos de bajón y por sus “Figura 1 estándar”. Y a Fernando, también tutor de esta Tesis, por todo lo que me ha soportado estos meses.

A mis compañeros de laboratorio y de campo, que aunque diga que se trabaja mejor solo, acompañado se hace todo más ameno. A Sergio, por enseñarme lo necesario nada más llegar. A Ángela, porque sin ella esto no hubiese sido igual. A Carlos, que aunque se deje ver poco, tener a alguien al lado siempre es agradable. A Fernando, Jose, Laura y Dani, que siempre serán mis becarios de verano y que tanto me hicieron divertirme con ellos en esas jornadas veraniegas de campo. Y por supuesto, hablando de campo, no me puedo olvidar de Javi y su incansable labor y ayuda con la red de Inforiego; a Lluís Blàzquez, que sin él las estaciones de REMEDHUS no funcionarían igual; y a Jose, ¡por esos cafés y esos pinchos revitalizantes que nos sirve en Bóveda de Toro!

A todos y cada uno de esos amigos (que no compañeros) que he hecho a lo largo de estos tres años y medio en el CIALE y que me han hecho mucho más llevaderos los días de trabajo con sus visitas, sus risas, sus charlas, los cafés, los cotilleos... a Daniela, Vinicio, Jorge, Guadalupe, Wilson, Virginia, Tamara, Alex, Irene, Inma, Luis, Belén, Ana, Isabel, Esclaudis, Raúl, Eugenia, William, Manu, Antonio, Aroa, Joni, Jose, Ramón, Isa, Wagner... y seguro que me estoy olvidando de muchos otros. Al “staff técnico” del CIALE: Conchi, Isi, Tomas, Pedro y Enrique. A Oscar, a Lola, a Rosa y a Enrique, que el CIALE sería aburridísimo sin el Betis.

A Kaighin McCool por su ayuda con la *Extended Triple Collocation*. A María y Estrella por su colaboración en el artículo de validación de SMOS. Al Prof. Wolfgang Wagner por su inconmensurable ayuda con el artículo del *Plant Available Water*.

Y para finalizar, a mis padres y mi abuela, por apoyarme en la vuelta a casa. A mi hermana, por hacerme reír siempre. A Miriam, por ayudarme y animarme todos los días a acabar la Tesis. Y a mis amigos, porque ellos también han tenido mucha paciencia estos últimos meses.

RESUMEN

La humedad del suelo ha sido ampliamente reconocida como una variable clave en los campos de la agricultura, la climatología o la hidrología y, por lo tanto, los potenciales beneficios sociales de una estimación precisa de la humedad del suelo son importantes. Por ello, la comunidad científica está haciendo un gran esfuerzo para abordar la estimación de la humedad del suelo en grandes áreas a través de sensores *in situ*, modelización y sensores remotos. Es en estos últimos donde en las últimas décadas se han realizado los mayores avances.

A lo largo de los últimos 40 años han sido muchas las misiones espaciales usadas para estimar la humedad del suelo de forma remota. Estas misiones han utilizado tanto sensores activos como pasivos para medir la humedad, la mayoría de ellos funcionando dentro del espectro de microondas. Debido a su sensibilidad al cambio en las propiedades dieléctricas de la superficie terrestre con respecto al contenido de humedad, esta región espectral resulta la más adecuada para estimar la humedad de suelo.

Si bien las bandas del espectro de microondas han sido utilizadas con éxito en numerosas misiones, es la banda L la que mejores resultados ofrece a la hora de estimar la humedad del suelo de forma remota. Varias han sido las misiones lanzadas para estimar específicamente la humedad del suelo en esta banda, tales como la misión *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS), de la Agencia Espacial Europea (ESA), la misión *Aquarius/SAC-D* o la misión *Soil Moisture Active Passive* (SMAP), ambas de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

La estimación de la humedad del suelo de forma remota tiene la ventaja de cubrir grandes áreas e identificar eventos a escala global, proporcionando información útil sobre la variabilidad espacio-temporal de esta variable. Sin embargo, una limitación que presenta la observación de la humedad del suelo es que se realiza en los primeros centímetros del suelo (en general, 0-5 cm), dependiendo de las características y del contenido de humedad en el suelo. Para determinadas aplicaciones dentro de la hidrología o la agricultura es más importante la estimación de la humedad en la zona radicular del suelo, ya que es en esta zona donde se almacena el agua disponible para las plantas.

El objetivo de esta tesis ha sido doble. Por una parte, validar distintos productos de humedad del suelo superficial de las misiones SMOS y *Aquarius* para comprobar la fiabilidad de la estimación de la humedad del suelo. Por otra parte, y una vez validadas las observaciones remotas, crear y evaluar nuevos productos diseñados para su uso en hidrología y agricultura a partir de las estimaciones de humedad superficial.

Dentro del primer objetivo se han evaluado las últimas versiones de los diferentes productos de humedad procedentes de SMOS y *Aquarius*. Para ello se utilizaron diferentes estrategias de validación comparando los valores observados por los satélites con las mediciones *in situ* de dos redes de estaciones de medición de humedad del suelo. La primera red utilizada fue la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDIUS), localizada entre las provincias de Zamora, Valladolid y Salamanca, con un área aproximada de 1300 km². La segunda fue Inforiego, localizada a lo largo de la cuenca hidrográfica del Duero, en Castilla y León, cubriendo una superficie aproximada de 65000 km².

Los resultados expuestos en esta tesis muestran que las estimaciones de SMOS son consistentes con las mediciones *in situ*, siendo ligeramente mejores los obtenidos en la comparación con la red Inforiego. Este estudio mostró que la versión 5.51 del producto SMOS L2 cumple con la exactitud esperada de la misión (0.04 m³m⁻³) y su fiabilidad lo hace adecuado para desarrollar nuevos productos derivados de la humedad superficial, tales como los

presentados en este trabajo. Los resultados de la comparación entre las estimaciones de los productos de Aquarius y las mediciones *in situ* también fueron consistentes en todas las estrategias aplicadas. No obstante, aunque tanto Aquarius como SMOS muestran una cierta subestimación con respecto a las medidas *in situ*, son las mediciones de este último satélite las que mayor coincidencia presentan con las medidas proporcionadas por las dos redes usadas.

El segundo objetivo de esta tesis fue obtener productos de valor añadido a partir de las mediciones de humedad del suelo superficial proporcionadas por SMOS. Se diseñaron y evaluaron un estimador del agua en la zona radicular y otro para el agua disponible para las plantas. Para ello se utilizó el modelo recursivo *Soil Water Index (SWI)*, dependiente del tiempo que tarda en llegar la humedad superficial a la zona radicular (T). Debido a su crucial importancia, este parámetro fue estudiado exhaustivamente y se determinó la mejor alternativa estadística para su cálculo. La metodología expuesta se evaluó usando como referencia medidas de humedad *in situ*, tanto superficial como en profundidad, proporcionadas por la red REMEDHUS. Los resultados de las comparaciones fueron buenos tanto para las estimaciones de humedad en la zona radicular (25 y 50 cm de profundidad) como para el agua disponible para las plantas, demostrando la utilidad de la metodología aplicada para agricultura e hidrología.

Índice

Resumen	XI
Índice	XIII
Lista de Figuras.....	XVII
Lista de Tablas	XXI
Acrónimos	XXIII
Símbolos	XXV

CAPÍTULO 1: Introducción, objetivos y metodología	- 1 -
1.1. Introducción	- 3 -
1.2. Objetivos	- 7 -
1.3. El agua en el suelo	- 8 -
1.3.1. Contenido de agua en el suelo	- 8 -
1.3.2. El potencial del agua en el suelo	- 8 -
1.3.3. Propiedades físicas del suelo que afectan a la humedad	- 10 -
1.3.4. Curva de retención o curva característica.....	- 12 -
1.3.5. El movimiento del agua en el suelo	- 14 -
1.3.6. Agua disponible para las plantas.....	- 16 -
1.4. Técnicas y métodos para medir variables hídricas	- 18 -
1.4.1. Medición <i>in situ</i> de la humedad del suelo	- 18 -
1.4.2. Modelización de la humedad del suelo.....	- 26 -
1.4.3. Medición de la humedad del suelo mediante teledetección.....	- 28 -
1.4.3.1. Bandas del espectro óptico	- 28 -
1.4.3.1.1. Métodos basados en el espectro visible e infrarrojo.....	- 28 -
1.4.3.1.2. Métodos basados en el infrarrojo térmico (<i>Thermal InfraRed</i> , TIR).....	- 29 -
1.4.3.1.3. Métodos basados en la sinergia entre el espectro óptico y TIR	- 29 -
1.4.3.2. Sensores de microondas.....	- 31 -
1.4.3.2.1. Sensores Activos.....	- 34 -
1.4.3.2.2. Sensores Pasivos	- 34 -
1.4.4. Medición del potencial del agua en el suelo.....	- 38 -
1.4.5. Estimación de la humedad del suelo en la zona radicular	- 40 -

1.4.6.	Estimación del agua disponible para las plantas (PAW)	- 41 -
1.5.	Zona de estudio	- 42 -
1.5.1.	Red de estaciones de humedad del suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS)	- 42 -
1.5.2.	La red Inforiego	- 49 -
1.6.	Técnicas y métodos utilizados en esta Tesis	- 56 -

CAPÍTULO 2: Long-term SMOS soil moisture products: a comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain)..... - 59 -

2.1.	Introduction	- 63 -
2.2.	Data sets.....	- 65 -
2.2.1.	<i>In situ</i> soil moisture data set	- 65 -
2.2.1.1.	REMEDHUS Network.....	- 65 -
2.2.1.2.	Inforiego Network.....	- 66 -
2.2.2.	Satellite imagery.....	- 66 -
2.2.2.1.	SMOS L2 soil moisture product	- 66 -
2.2.2.2.	SMOS BEC L3 Product.....	- 67 -
2.2.3.	Modeled soil moisture	- 68 -
2.3.	Validation strategies.....	- 69 -
2.4.	Results and discussion.....	- 72 -
2.4.1.	Time series comparisons	- 72 -
2.4.2.	Spatial series comparison.....	- 77 -
2.4.3.	Extended Triple Collocation	- 78 -
2.5.	Conclusions	- 81 -

CAPÍTULO 3: Validation of Aquarius soil moisture products over the northwest of Spain: a comparison with SMOS..... - 83 -

3.1.	Introduction	- 87 -
3.2.	Data sets and Methods	- 87 -
3.2.1.	<i>In situ</i> networks	- 87 -
3.2.2.	Satellite products	- 88 -
3.2.3.	Validation Strategy	- 89 -
3.3.	Results and discussion.....	- 90 -
3.4.	Conclusions	- 95 -

CAPÍTULO 4: Root-zone plant available water estimation using the SMOS-derived Soil Water Index	- 97 -
4.1. Introduction	- 101 -
4.2. Data sets.....	- 102 -
4.2.1. <i>In situ</i> soil moisture data	- 102 -
4.2.2. Satellite data set.....	- 105 -
4.3. Methodology.....	- 105 -
4.3.1. Calculation of Soil Water Index.....	- 105 -
4.3.2. Calculation of Plant Available Water.....	- 106 -
4.4. Results and discussion.....	- 107 -
4.4.1. Comparison between SMOS soil moisture and <i>in situ</i> soil moisture at different depths.....	- 107 -
4.4.2. T optimal estimation	- 109 -
4.4.3. Soil Water Index estimated from SMOS.....	- 113 -
4.4.4. Plant Available Water.....	- 116 -
4.5. Conclusions	- 118 -
CAPÍTULO 5: Conclusiones y trabajos futuros.....	- 121 -
5.1. Conclusiones.....	- 123 -
5.2. Nuevas líneas de investigación	- 126 -
Referencias	- 127 -

Lista de Figuras

Figura 1.1. Ciclo hidrológico global en el que aparecen los flujos del agua involucrados. Tomada de <i>The United States Geological Survey</i> (USGS, water.usgs.gov/edu/watercyclespanishhi.html)	- 3 -
Figura 1.2. Espectro electromagnético, así como las bandas utilizadas para la teledetección de la humedad del suelo en el rango de las microondas	- 4 -
Figura 1.3. Horizonte de suelo en la zona radicular en la zona de estudio	- 6 -
Figura 1.4. Triángulo textural de la USDA	- 11 -
Figura 1.5. Curvas características típicas del agua en el suelo para diferentes texturas (Ward y Robinson, 2000)	- 13 -
Figura 1.6. Curva de retención con fenómeno de histéresis asociado. Adaptado de Coney y Coleman (1961)	- 14 -
Figura 1.7. Esquema del agua disponible para las plantas	- 17 -
Figura 1.8. Sonda de neutrones <i>CPN 503-DR Hydroprobe</i> (CPN InstronTek, Inc.). Imagen tomada de www.cpn-intl.com	- 19 -
Figura 1.9. Sensor de medición de la humedad <i>RoadReader Model 3430 Moisture-Density Gauges</i> (TroxlerLab, Inc.) que utiliza el método de atenuación de rayos gamma. Imagen tomada de www.troxlerlabs.com	- 19 -
Figura 1.10. Sensor TDR.....	- 22 -
Figura 1.11. Sensor de capacitancia <i>Hydra-Probe</i> , de la marca <i>Stevens Water Monitoring System Inc</i>	- 23 -
Figura 1.12. Sensor <i>GPR 2450GR</i> (Ditch Witch, Inc.) tomando medidas de humedad del suelo. Imagen tomada de www.ditchwitch.com	- 24 -
Figura 1.13. Sensor de rayos cósmicos para medir la humedad del suelo. Imagen tomada de http://cosmos.hwr.arizona.edu/	- 25 -
Figura 1.14. Distribución de las distintas redes de estaciones de medición de la humedad del suelo de la que se compone la base de datos de la <i>International Soil Moisture Network</i> . Imagen obtenida de https://ismn.geo.tuwien.ac.at	- 26 -
Figura 1.15. Relación entre el espectro <i>red</i> , NIR y la humedad del suelo (Gao <i>et al.</i> , 2013)	- 28 -
Figura 1.16. Esquema de la relación Temperaturas/Índices de vegetación con la humedad del suelo (Petropoulos <i>et al.</i> , 2015)	- 30 -
Figura 1.17. Satélites y sensores utilizados para estimar la humedad del suelo de forma remota desde 1978 a la actualidad. En naranja los sensores pasivos, en verde los sensores activos. Imagen tomada de www.esa-soilmoisture-cci.org	- 32 -
Figura 1.18. Esquema de los sensores pasivos y activos	- 33 -
Figura 1.19. Satélite SMOS. Imagen obtenida de www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/SMOS	- 35 -
Figura 1.20. Satélite Aquarius/SAC-D. Imagen obtenida de https://aquarius.nasa.gov/	- 36 -

Figura 1.21. Satélite SMAP. Imagen obtenida de www.nasa.gov/smap	- 37 -
Figura 1.22. Varios tensiómetros <i>IRROMETER</i> (<i>Irrrometer, Inc.</i>) midiendo en campo. (www.irrometer.com)	- 38 -
Figura 1.23. Dispositivo de una membrana a presión del laboratorio del Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la USAL	- 39 -
Figura 1.24. Bloques de yeso (Izquierda) y sensor de matriz granular (Derecha). Imágenes tomadas de www.irrometer.com	- 39 -
Figura 1.25. Mapa de la localización de REMEDHUS y la distribución de las estaciones meteorológicas, las estaciones de humedad del suelo superficial y las estaciones de medición a profundidad.....	- 43 -
Figura 1.26. Diferentes estaciones de las que está compuesta REMEDHUS: a) Estación meteorológica sobre parcela de cereal, b) Estaciones superficial y a profundidad sobre parcela de cereal, c) Estación superficial sobre parcela de cereal y d) Estaciones superficial y a profundidad sobre viñedo	- 44 -
Figura 1.27. Distribución de la textura del suelo de las 23 estaciones de REMEDHUS	- 44 -
Figura 1.28. Distribución geológica de la cuenca del Duero. El marco negro comprende la zona de REMEDHUS. Imagen obtenida de www.chduero.es	- 46 -
Figura 1.29. Climograma de la zona de REMEDHUS, obtenido de los datos recogidos por la estación meteorológica de Villamor y promediados desde el año 2000	- 47 -
Figura 1.30. Mapa de usos de suelo de la zona de REMEDHUS.....	- 49 -
Figura 1.31. Izquierda) Estación meteorológica perteneciente a la red de Inforiego. Derecha) Sonda de humedad <i>Hydra Probe</i> instalada a 5 cm de profundidad	- 50 -
Figura 1.32. Mapa de la localización de las 53 estaciones meteorológicas de Inforiego sobre el modelo digital de elevaciones, con indicación de las 33 estaciones seleccionadas para el estudio	- 50 -
Figura 1.33. Distribución de la textura del suelo de las 33 estaciones de Inforiego utilizadas.....	- 51 -
Figura 1.34. Climograma de 8 provincias distintas de Castilla y León: a) Ávila, b) Burgos, c) León, d) Salamanca, e) Segovia, f) Soria, g) Valladolid y h) Zamora. Datos obtenidos de la AEMet	- 54 -
Figure 2.1. Network locations and distributions overlaid with the SMOS L2 product in the Duero Basin (Spain). The soil moisture map corresponds to 04/24/2011. DGG cells where soil moisture was missing are depicted in white	- 65 -
Figure 2.2. Soil moisture evolution of the <i>in situ</i> measurements (average of stations) and SMOS products (average of DGGs/Pixels), along with rainfall, during the study period (January 2010-June 2014) for the REMEDHUS network	- 73 -
Figure 2.3. Results of the comparison between the spatially averaged series of soil moisture for the three networks in each usable time series. Figures a) and b) represent the L2 and L3 series for each network, respectively. Figures c) and d) represent the ascending and descending overpasses, respectively.....	- 74 -
Figure 2.4. Results of the comparison between each station in the REMEDHUS network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled	- 74 -
Figure 2.5. Results of the comparison between each station in the Inforiego-2012 network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled	- 75 -
Figure 2.6. Results of the comparison between each station in the Inforiego-2013 network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled	- 75 -

Figure 2.7. Results of the comparison between the temporal series of the soil moisture of the three networks after land-use and land-type clustering. a) REMEDHUS network, b) Inforiego-2012, and c) Inforiego-2013	- 76 -
Figure 2.8. Box plot of the representing statistic of the spatial validation in REMEDHUS. For the L2 ascending (L2A) the number of significant days is 60, for L2 descending (L2D) is 64, for L3 ascending (L3A) is 99 and for L3 descending (L3D) is 82. Inforiego-2012 and Inforiego-2013 not shown because of the few significant days	- 77 -
Figure 2.9. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent <i>in situ</i> REMEDHUS measurements, modeled data and SMOS L3 descending product	- 79 -
Figure 2.10. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent <i>in situ</i> Inforiego-2012 measurements, modeled data and SMOS L3 descending product.....	- 80 -
Figure 2.11. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent <i>in situ</i> Inforiego-2013 measurements, modeled data and SMOS L3 descending product. In SG01, the correlation of the model is outside of the expected range	- 80 -
Figure 3.1. Location of the two networks used in the research	- 88 -
Figure 3.2. Soil moisture evolution of the <i>in situ</i> measurements (average of stations) and Aquarius products, along with rainfall during the study period, for the REMEDHUS network	- 91 -
Figure 3.3. Soil moisture evolution of the <i>in situ</i> measurements (average of stations) and SMOS products, along with rainfall, during the study period for the REMEDHUS network	- 91 -
Figure 3.4. Box plot of the correlation coefficients of the point-scale measurement validation for all products in REMEDHUS (top) and Inforiego (bottom).....	- 93 -
Figure 4.1. Location of the stations included in the study	- 103 -
Figure 4.2. SMOS and <i>in situ</i> soil moisture measurements (area-average) at the different depths used in the study. Precipitation data is also shown.....	- 107 -
Figure 4.3. Results of the comparison between the time series of each <i>in situ</i> station with its corresponding SMOS L2 DGG at a) surface, b) 25 cm depth, c) 50 cm depth and d) 0-50 cm depth. Area-averaged results are also shown. All the stations are significant at 0.01 confidence level	- 108 -
Figure 4.4. <i>In situ</i> soil moisture measurements and SWI time series from N9 station calculated with different T (8, 50 and 100 days) at 25 cm depth	- 109 -
Figure 4.5. T parameter following the correlation coefficient (a), RMSD (b), cRMSD (c), Bias (d) and NS score (e) after the comparison between SWI _{InSitu} and <i>in situ</i> soil moisture measurements at 25 cm depth. O7 station was removed in NS plot because results were out of range	- 111 -
Figure 4.6. SWI time series and <i>in situ</i> soil moisture measurements from F6 (a, b), M9 (c, d) and N9 (e, f) stations at 25 and 50 cm depth, respectively. Precipitation data is also shown	- 114 -
Figure 4.7. Results of the comparison between the time series of the SWI _{SMOS} (using T _{opt} obtained with R and NS score) with the <i>in situ</i> measurement stations at a) 25 cm depth, b) 50 cm depth and c) 0-50 cm depth. All the stations are significant at 0.01 confidence level	- 115 -

Figure 4.8. Boxplots of correlations between *in situ* soil moisture measurements and SWI calculated for individual stations and area-averaged at each depth. R Station corresponds to the T_{opt} calculated with R for individual stations, R Average corresponds to the T_{opt} calculated with R for area-averaged, NS Station corresponds to the T_{opt} calculated with NS for individual stations and NS Average corresponds to the T_{opt} calculated with NS for area-averaged - 115 -

Figure 4.9. PAW time series from F6 (a, b), M9 (d, e) and N9 station (g, h) calculated with T_{opt} obtained by correlation coefficient for SWI_{SMOS} and SWI_{InSitu} at 25 cm depth and 50 cm depth, and scatterplot for the comparison between PAW_{InSitu} and PAW_{SMOS} (c, f, i), respectively. Precipitation data is also shown - 117 -

Figure 4.10. Results of the comparison between the time series of the PAW_{SMOS} and PAW_{InSitu} , with T_{opt} obtained with R and NS score at a) 25 cm depth, b) 50 cm depth and c) 0-50 cm depth. All the stations are significant at 0.01 confidence level - 118 -

Lista de Tablas

Tabla 1.1. Diámetro y diámetro medio de las partículas correspondientes a las 3 fracciones principales (USDA)	- 10 -
Tabla 1.2. Clasificación según la SSSA del tamaño de los poros	- 12 -
Tabla 1.3. Características de algunos sensores activos que se han utilizado para medir humedad del suelo	- 34 -
Tabla 1.4. Características de algunos sensores pasivos que se han utilizado para medir humedad del suelo	- 35 -
Tabla 1.5. Características de las 23 estaciones de la red REMEDHUS	- 45 -
Tabla 1.6. Datos de precipitación y temperatura de las cuatro estaciones meteorológicas en REMEDHUS entre 2010 y 2014	- 48 -
Tabla 1.7. Características de las 33 estaciones seleccionadas de la red Inforiego.....	- 52 -
Tabla 1.8. Datos de precipitación y temperatura entre 2010 y 2014 de una estación seleccionada en cada provincia de Castilla y León de la red Inforiego	- 55 -
Table 2.1. Number of stations by textural class and soil texture category	- 69 -
Table 2.2. Errors (σ) and correlations (ρ) for the averaged <i>in situ</i> , model and satellite products resulting from the ETC method	- 79 -
Table 3.1. Comparison between the spatially averaged series of soil moisture for all networks and the time series of different Aquarius products (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)	- 90 -
Table 3.2. Comparison between the spatially averaged series of soil moisture for all networks with each SMOS product time series (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)	- 92 -
Table 3.3. Time series comparison between each station with each beam/pixel from Aquarius in both networks (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$).....	- 93 -
Table 3.4. Comparison between the temporal series of the soil moisture of the REMEDHUS network and Aquarius after land use clustering (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)	- 94 -
Table 3.5. Comparison between the temporal series of the soil moisture of the REMEDHUS network and Aquarius after soil type clustering (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)	- 95 -
Table 4.1. Land use, texture, field capacity (Θ_{FC}), wilting point (Θ_{WP}) and total water capacity (Θ_{TWC}) at the different depths of each REMEDHUS station used in the study	- 104 -
Table 4.2. T_{opt} obtained by the different metrics at 25 cm depth	- 110 -
Table 4.3. T_{opt} obtained by the different metrics at 50 cm depth	- 110 -
Table 4.4. T_{opt} obtained by the different metrics at 0-50 cm depth.....	- 110 -

Acrónimos

AEMet	Agencia Estatal de Meteorología
AMSR	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
AQ2_SM	<i>Aquarius L2 Swath Single Orbit Soil Moisture</i>
AQ3_DYSM	<i>Aquarius L3 Gridded 1-Degree Daily Soil Moisture</i>
ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
ASCAT	<i>Advanced SCATterometer</i>
AWRA-L	<i>Australian Water Resources Assessment Landscape</i>
BEC	<i>Barcelona Expert Centre</i>
CCI	<i>Climate Change Initiative</i>
CONAE	Comisión Argentina de Actividades Espaciales
COSMOS	<i>COsmic-ray Soil Moisture Observing System</i>
DDM-E	<i>Data Driven Model Experiment</i>
DGG	<i>Discrete Global Grid</i>
DQX	<i>Data Quality Index</i>
EASE	<i>Equal Area Scalable Earth</i>
ECV	<i>Essential Climate Variable</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Scatterometer</i>
ESA	Agencia Espacial Europea (<i>European Space Agency</i>)
ETC	<i>Extended Triple Collocation</i>
EVI	<i>Enhanced Vegetation Index</i>
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura
FC	Capacidad de Campo (<i>Field Capacity</i>)
FDR	<i>Frequency Domain Reflectometry</i>
FET	Funciones de Edafotransferencia
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i>
IGME	Instituto Geológico y Minero de España
ISBA	<i>Soil Biosphere and Atmosphere model</i>
ISEA	<i>Icosahedral Snyder Equal Area projection</i>
ISMN	<i>International Soil Moisture Network</i>
ITACYL	Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LST	<i>Land Surface Temperature</i>
L2SM	<i>Level 2 Soil Moisture Processor</i>
L2	<i>Level 2</i>
L3	<i>Level 3</i>
L4	<i>Level 4</i>
MetOP	<i>Meteorological Operational</i>
MIRAS	<i>Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis</i>
MO	Materia Orgánica
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NIR	Infrarrojo cercano (<i>Near InfraRed</i>)
NSIDC	<i>National Snow & Ice Data Center</i>

PAW	Agua disponible para las plantas (<i>Plant Available Water</i>)
RADAR	<i>R</i> Adio <i>D</i> etection <i>A</i> nd <i>R</i> anging
REMEDIHUS	Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca
RFI	<i>R</i> adio <i>F</i> requency <i>I</i> nterference
RZSM	<i>R</i> oot-zone <i>s</i> oil <i>m</i> oisture
SAC	Satélite de Aplicaciones Científicas
SAR	<i>S</i> ynthetic <i>A</i> perture <i>R</i> adar
SCA	<i>S</i> ingle <i>C</i> hannel <i>A</i> lgorithm
SCAT	<i>S</i> catterometer
SM	Humedad del suelo (<i>Soil Moisture</i>)
SML2UDP	<i>S</i> MOS <i>S</i> oil <i>M</i> oisture <i>L</i> evel <i>2</i> <i>U</i> ser <i>D</i> ata <i>P</i> roduct
SMAP	<i>S</i> oil <i>M</i> oisture <i>A</i> ctive <i>P</i> assive
SMMR	<i>S</i> canning <i>M</i> ultichannel <i>M</i> icrowave <i>R</i> adiometer
SMOS	<i>S</i> oil <i>M</i> oisture <i>O</i> cean <i>S</i> alinity
SSM/I	<i>S</i> ensor <i>M</i> icrowave <i>I</i> mager
SSSA	<i>S</i> oil <i>S</i> cience <i>S</i> ociety of <i>A</i> merica
SVAT	<i>S</i> oil <i>V</i> egetation <i>A</i> tmosphere <i>T</i> ransfer <i>m</i> odel
SWAP	<i>S</i> oil <i>W</i> ater <i>A</i> tmosphere <i>P</i> lant
SWAT	<i>S</i> oil & <i>W</i> ater <i>A</i> ssessment <i>T</i> ool
SWBM-GA	<i>S</i> oil <i>W</i> ater <i>B</i> alance <i>M</i> odel <i>G</i> reen- <i>A</i> mp
SWI	<i>S</i> oil <i>W</i> ater <i>I</i> ndex
SWIR	Infrarrojo de onda corta (<i>Short-Wave InfraRed</i>)
TC	<i>T</i> riple <i>C</i> ollocation
TDR	<i>T</i> ime <i>D</i> omain <i>R</i> eflectometry
TIR	Infrarrojo térmico (<i>Thermal InfraRed</i>)
TRMM/TMI	<i>T</i> ropical <i>R</i> ainfall <i>M</i> easurements <i>M</i> ission/ <i>T</i> RMM <i>M</i> icrowave <i>I</i> mager
TWC	<i>T</i> otal <i>W</i> ater <i>C</i> apacity
USDA	<i>U</i> nited <i>S</i> tates <i>D</i> epartment of <i>A</i> griculture
USGS	<i>U</i> nited <i>S</i> tates <i>G</i> eological <i>S</i> urvey
WMO	Organización Meteorológica Mundial (<i>World Meteorological Organization</i>)
WP	Punto de marchitez (<i>Wilting Point</i>)

Símbolos

AI	<i>Agreement Index</i>
$cRMSD$	<i>centered Root Mean Square Difference</i>
d_g	Diámetro de partícula medio geométrico
g	Gravedad
K	Conductividad hidráulica
K_{ab}	Constante dieléctrica aparente del suelo
NS	<i>Nash Sutcliffe score</i>
Ψ	Potencial del agua
Ψ_g	Potencial gravitacional
Ψ_m	Potencial mátrico
Ψ_o	Potencial osmótico
Ψ_p	Potencial de presión
R	Coficiente de correlación
$RMSD$	<i>Root Mean Square Difference</i>
ρ	<i>ETC Correlation coefficient</i>
ρ_a	Densidad del agua
ρ_b	Densidad aparente del suelo
S	Sortividad
σ	<i>ETC RMSD</i>
σ_g	Desviación geométrica estándar
t	Tiempo
TB	Temperatura de brillo (<i>Brightness temperature</i>)
T/T_{opt}	Tiempo característico/Tiempo característico óptimo
θ	Humedad volumétrica
w	Humedad gravimétrica
z	Profundidad

CAPÍTULO 1:

Introducción, objetivos y metodología

1.1. Introducción

El agua es el elemento fundamental para el desarrollo de la vida y, conjuntamente con el suelo, es el recurso más importante para la agricultura, la producción de alimentos y la base del desarrollo rural (Molden, 2007). Además, el seguimiento y la cuantificación del agua en el suelo son de gran relevancia para la vida de las plantas. En las últimas décadas el estudio del agua en el suelo y su interacción con las plantas ha adquirido un gran interés (Laio *et al.*, 2001). El suelo es un reservorio importante de agua donde se transforma la precipitación en escorrentía y se abastecen de humedad las raíces de las plantas.

La hidrología es la ciencia que estudia las propiedades del agua en todos sus estados, su distribución espacial y temporal; su circulación en la atmósfera, en la superficie de la Tierra y en los estratos del suelo y de la roca, así como la relación del agua con la vida y las actividades del hombre (Meyer, 1917). Aunque la cantidad de agua en la Tierra permanece constante a lo largo del tiempo, siempre está en movimiento en, sobre y por debajo de la superficie terrestre, existiendo un continuo intercambio de agua entre los océanos, el suelo y la atmósfera (USGS, 2015).



Figura 1.1. Ciclo hidrológico global en el que aparecen los flujos del agua involucrados. Tomada de *The United States Geological Survey* (USGS, water.usgs.gov/edu/watercyclespanishhi.html).

El ciclo del agua, también conocido como ciclo hidrológico (Fig. 1.1), describe la circulación del agua en sus diversas formas (hielo, agua líquida y vapor de agua) y sistemas de almacenamiento (Pritchett y Vega, 1986). Una vez que la precipitación llega a la superficie de la tierra, ya sea en forma de lluvia o nieve, se puede infiltrar, correr como flujo sobre la superficie de la tierra o acumularse en las hojas de las plantas o encharcarse, desde donde se evapora nuevamente hacia la atmósfera. La lluvia que se infiltra integra el agua del suelo, parte de la cual puede ser usada por las plantas para la transpiración. Otra parte vuelve a la atmósfera a través de la evaporación desde la superficie del suelo y otra (si hay suficiente infiltración) puede pasar, más abajo, como agua subterránea.

La humedad del suelo se define como la cantidad de agua por volumen de suelo que hay en un terreno. Esta variable es clave en la interacción tierra-atmósfera y, tal y como se ha mencionado anteriormente, tiene un papel importante en el ciclo del agua (Seneviratne *et al.*, 2010). La humedad regula el intercambio de energía en la capa límite atmosférica a través del flujo de calor latente y sensible desde la tierra a la atmósfera. También tiene una gran influencia en el reparto de la precipitación entre la escorrentía y el almacenamiento del agua en el terreno. Además, la humedad del suelo está íntimamente relacionada con la vegetación, siendo un parámetro determinante en la condición y tipo de vegetación de una región. Por todo ello, en 2010 la humedad del suelo fue reconocida por la Organización Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization*, WMO) como una de las variables climáticas esenciales (*Essential Climate Variable*, ECV), considerándola técnica y económicamente viable para su observación sistemática (WMO, 2010; WMO, 2015).

Aunque el contenido de humedad en el suelo puede parecer insignificante cuando se compara con la cantidad total de agua en la Tierra (<0.01% del total de agua), es de vital importancia para la supervivencia de las plantas. Su conocimiento conlleva grandes beneficios, entre los que cabría destacar el uso racional del agua a través de planificaciones de riego (Jackson *et al.*, 1981; Jackson, 1982), el incremento de las cosechas a través del conocimiento de las óptimas condiciones de humedad del suelo antes de la siembra y durante la estación de crecimiento (Topp *et al.*, 1980; Jackson *et al.*, 1987; Saha, 1995), una mejor predicción de sequías (Engman, 1990), seguimiento de sequías y su impacto sobre la producción agrícola (Newton *et al.*, 1983; Jackson, 1993), así como un mejor seguimiento del cambio climático global a través de la persistencia del alto o bajo contenido de agua del suelo (Engman, 1992).

El ser humano ha intentado medir y monitorizar la humedad del suelo por diferentes métodos, inicialmente de forma manual utilizando sus propios sentidos (como la vista o el tacto), seguidamente con el uso de métodos directos (como el método gravimétrico) y posteriormente mediante sensores diseñados específicamente para este fin (Robock *et al.*, 2000; Robinson *et al.*, 2008). En los últimos años, la necesidad de obtener mediciones de la humedad del suelo y la limitada disponibilidad de mediciones *in situ* ha impulsado la investigación en el campo de la teledetección, consiguiendo notables avances en la medición global de la humedad del suelo debido a la introducción de los satélites en el campo de la hidrología.

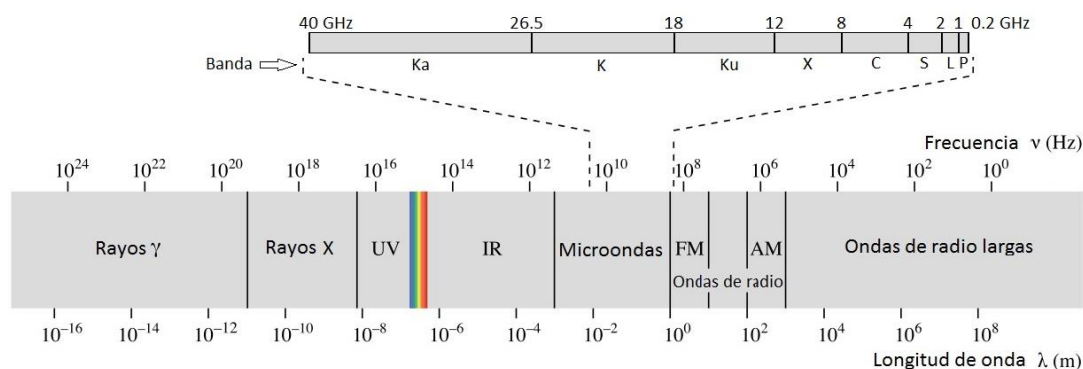


Figura 1.2. Espectro electromagnético, así como las bandas utilizadas para la teledetección de la humedad del suelo en el rango de las microondas.

La teledetección es la técnica de adquisición de datos o información de un objeto o superficie a través de sensores capaces de medir la radiación electromagnética emitida o reflejada en

una banda de frecuencias particular, sin establecer contacto físico (Ulaby *et al.*, 1986). Esta técnica de observación de la Tierra ha sido aplicada en numerosas ocasiones a diferentes disciplinas y campos de estudio como son la geografía, la cartografía, la meteorología o la oceanografía (Davis *et al.*, 1991; Diouf y Lambin, 2001; Hammer *et al.*, 2003; Metternicht y Zinck, 2003). Los avances en la teledetección dedicada a la medición de la humedad del suelo han permitido que también se aplique a la agricultura y a la hidrología (Engman, 1990). Entre las diversas técnicas de teledetección, los enfoques basados en sensores que funcionan en el rango de las microondas del espectro electromagnético utilizando distintas bandas de microondas comprendidas entre 0.2 y 40 GHz (Fig. 1.2), ofrecen los mejores medios para la estimación de la humedad del suelo (Schmugge *et al.*, 1974). Esta técnica se basa en el gran contraste entre las propiedades dieléctricas del suelo seco y el agua, que influye en la señal detectada por el sensor a bordo del satélite (Schmugge *et al.*, 1986).

En la década de los 90 se descubrió que la banda L (entre 1 y 2 GHz, Fig. 1.2) era la banda óptima a la hora de estimar la humedad del suelo (Schmugge and Jackson, 1994; Chanzy *et al.*, 1997). Como consecuencia de estos avances, la Agencia Espacial Europea (ESA) lanzó en 2009 la primera misión dedicada a estimar específicamente la humedad del suelo, *Soil Moisture and Ocean Salinity*, SMOS, usando para ello un radiómetro de banda L *Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis*, MIRAS (Camps, 1996; Kerr *et al.*, 2010; Mecklenburg *et al.*, 2016). Más tarde, la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) lanzó las misiones *Aquarius* (Le Vine *et al.*, 2007) y *Soil Moisture Active Passive* (SMAP) (Entekhabi *et al.*, 2010; Chan *et al.*, 2016), también basadas en la banda L para medir la humedad del suelo.

Una amplia gama de aplicaciones se han visto beneficiadas por la medición de la humedad del suelo de forma remota a escala global, mejorando de forma considerable sus resultados. Entre ellas se puede destacar los mecanismos de estimación de caudales en los ríos (Berg y Mulroy, 2006), las predicciones meteorológicas a corto plazo (Drusch, 2007), las emisiones de polvo terrestre (Laurent *et al.*, 2008) o el análisis de las tendencias del ciclo del agua terrestre a largo plazo (Jung *et al.*, 2010).

La profundidad de penetración de las señales en la banda de frecuencia de las microondas disminuye rápidamente al aumentar el contenido de agua en el suelo (Njoku and Kong, 1977). El conocimiento de la profundidad de penetración es importante ya que es un indicador del espesor de la capa superficial dentro del cual las variaciones de humedad y temperatura pueden afectar significativamente a las estimaciones mediante teledetección. La humedad del suelo medida a través del rango de microondas en banda L se encuentra aproximadamente en los primeros 5 cm del suelo (Ulaby *et al.*, 2014). Sin embargo, en muchas de las aplicaciones agrícolas interesa más conocer el contenido de agua a mayor profundidad (Brocca *et al.*, 2010b; Manfreda *et al.*, 2010; Martínez-Fernández *et al.*, 2016), y por lo tanto, es necesario estimar el perfil de humedad del suelo.

La zona radicular es la capa del suelo que contiene las raíces de plantas (Fig. 1.3). La humedad del suelo en esta zona determina la disponibilidad de agua para los cultivos y participa en la división de la energía disponible en calor sensible y latente, y de la precipitación en infiltración y escorrentía (Albertson y Montaldo, 2003). Por ello, la humedad en la zona radicular influye en los sistemas agrícolas, hidrológicos, ecológicos y meteorológicos (Gao *et al.*, 2016).



Figura 1.3. Horizonte de suelo en la zona radicular en la zona de estudio.

Del contenido total de agua en la zona radicular, solamente una parte está disponible para las plantas. Este agua disponible para las plantas (*Plant Available Water*, PAW) se define como el agua del suelo que puede ser absorbida por las plantas a un ritmo adecuado para permitir su crecimiento (FAO, 1979). Las plantas van absorbiendo el agua y ésta va quedando retenida en cada vez más pequeños poros del suelo. Conforme va disminuyendo la humedad en la zona radicular, la absorción de agua se va realizando con más dificultad y las plantas comienzan a sufrir un déficit de agua. Cuando ya no pueden absorber más agua se produce el marchitamiento permanente de la planta. Este nivel se alcanza cuando el suelo ha perdido toda el agua denominada capilar, que puede ser absorbida, y sólo queda el agua fuertemente ligada a las partículas del suelo que no puede ser extraída (Hillel, 1998).

La capacidad de un suelo para retener agua disponible para las plantas depende principalmente de su textura. En general, los suelos arcillosos pueden retener mayor cantidad de agua que los suelos arenosos. El agua se mueve a través del suelo principalmente por el flujo de masas generado por los gradientes de presión en el suelo, desde espacios con alto contenido de humedad, donde hay macroporos llenos de agua, hacia zonas de menor contenido de humedad, donde solo hay agua en poros de menor tamaño.

En la actualidad, la comunidad científica ha mostrado un creciente interés por la estimación de la humedad del suelo, tanto en la zona superficial como en la zona radicular, así como por la estimación del PAW. En esta tesis se ha analizado exhaustivamente la humedad del suelo proporcionada por dos de los satélites que utilizan la tecnología más novedosa para observar esta variable a escala global. Posteriormente se ha hecho uso de estas observaciones de humedad superficial para conocer el contenido de agua a una mayor profundidad. Finalmente, a través de estas estimaciones en la zona radicular se ha obtenido el agua disponible para las plantas.

1.2. Objetivos

Dos son los objetivos generales de este trabajo. Por un lado, comprobar la fiabilidad de los datos derivados de recientes misiones de satélite como estimadores de la humedad del suelo. Por otro, y tras validar las observaciones remotas, evaluar la viabilidad de nuevos productos derivados diseñados para ser de interés y utilidad en hidrología y agricultura.

En particular, los objetivos específicos son los siguientes:

- Validación de los productos de humedad del suelo obtenidos mediante teledetección en banda L. En esta tesis se han testado las últimas versiones de diferentes productos de humedad procedentes de dos de las más recientes misiones espaciales dedicadas a la observación de humedad del suelo, SMOS, de la ESA, y Aquarius, de la NASA. Para ello se utilizaron varios métodos de validación para comparar los valores adquiridos por estos satélites con las mediciones *in situ* proporcionadas por dos redes de estaciones de medición de humedad del suelo. La primera red utilizada fue la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS). La segunda de ellas es Inforiego, originalmente una red de estaciones meteorológicas perteneciente al Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACYL) y al Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, que se completó con la instalación de sensores de humedad del suelo. Ambas redes se localizan en la comunidad de Castilla y León, en la cuenca del Duero.
- Estimación y validación de la humedad en el suelo en la zona radicular. El objetivo era obtener una estimación óptima del agua en la zona radicular derivada de la humedad del suelo superficial proporcionada por las observaciones remotas de SMOS. Para ello se utilizó un algoritmo recursivo dependiente del tiempo que tarda en llegar la humedad superficial a la profundidad en la que se quiere estimar, parámetro clave en dichas estimaciones. Por esta razón este parámetro fue exhaustivamente analizado usando como referencia medidas *in situ* de humedad, tanto superficial como en profundidad, proporcionadas por la red REMEDHUS.
- Estimación y validación del agua disponible para las plantas en la zona radicular. El punto de partida son las estimaciones de humedad en la zona radicular obtenidas con la humedad del satélite SMOS. El modelo usado para estimar el PAW requiere, además, de datos de parámetros hídricos del suelo, obtenidos de la base de datos de la red de estaciones REMEDHUS. A su vez, las mediciones de humedad del suelo de esta red han sido utilizadas como dato de referencia para validar los resultados de la metodología aplicada.

1.3. El agua en el suelo

1.3.1. Contenido de agua en el suelo

Normalmente se considera agua en el suelo a la contenida en la denominada zona no saturada, entre el acuífero y la superficie del terreno. Así definida, el agua del suelo incluye toda el agua que hay en la zona de aireación que puede extenderse desde unos pocos centímetros de profundidad a decenas de metros por debajo de la superficie del suelo. Sin embargo, la capacidad del perfil de suelo poco profundo para absorber y retener la humedad es la de mayor importancia hidrológica (Hillel, 1998).

La importancia del agua en el suelo se refleja en su vital papel como fuente de agua para las plantas. En la práctica, el conocimiento de los factores que controlan el almacenamiento y movimiento del agua en el suelo es esencial para comprender una amplia gama de procesos, incluyendo no sólo el suministro de agua a las plantas sino también la generación de escorrentía, la recarga de las aguas subterráneas o el movimiento y la acumulación de contaminantes en el suelo (Bear y Verruijt, 1987). Por lo tanto, el agua en el suelo es de interés para los investigadores en varias disciplinas además de la hidrología, como pueden ser los agrónomos, climatólogos, forestales, geomorfólogos o ingenieros civiles.

El contenido de humedad en un suelo se puede expresar de dos formas distintas, como humedad gravimétrica o como humedad volumétrica (Ward y Robinson, 2000). La humedad gravimétrica del suelo se define como la relación entre la masa de agua por unidad de masa del suelo seco. Se expresa como:

$$w = \frac{\text{Masa de agua}}{\text{Masa suelo seco}} = \frac{\text{Masa suelo humedo} - \text{Masa suelo seco}}{\text{Masa suelo seco}} \quad (1.1)$$

A menudo también se utiliza la humedad volumétrica, que es la relación que existe entre el volumen total de suelo que está ocupado y el agua contenida en dicho suelo. Ambas se relacionan de la forma:

$$\theta = \frac{\rho_b}{\rho_a} w \quad (1.2)$$

donde ρ_a es la densidad del agua y ρ_b es la densidad aparente del suelo, de la cual se hablará más adelante.

1.3.2. El potencial del agua en el suelo

El potencial del agua del suelo se define como la cantidad de trabajo que debe realizarse por unidad de una cantidad especificada de agua pura para transportar de forma reversible e isotérmica una cantidad infinitesimal de agua, desde una fuente especificada a un destino especificado (SSSA, 2001). Junto con el contenido del agua, es una de las principales variables de estado del suelo que se utilizan para caracterizar las relaciones hídricas. Si la cantidad especificada es un volumen, el potencial se expresará como una presión, mientras que si la cantidad especificada es un peso, el potencial se expresara como una altura de agua. Cuando la cantidad especificada es una masa el potencial se expresa normalmente en J kg^{-1} . El potencial del agua es de utilidad para describir la disponibilidad de agua para las plantas y describir las fuerzas que causan el movimiento del agua en el suelo (Campbell y Mulla, 1990).

Las condiciones que definen el estado de referencia del agua son el agua pura (sin sales disueltas), libre (de las fuerzas de adsorción), a una temperatura y elevación específicas, estando expuesta a la presión atmosférica. El potencial del agua en el estado de referencia es cero. Los factores que afectan al potencial del agua son los solutos disueltos en el agua del suelo, la adsorción del agua por parte de las partículas del suelo, la elevación del agua del suelo en el campo gravitatorio de la Tierra y la presión aplicada (positiva o negativa) (de Santa Olalla Mañas *et al.*, 2005).

El potencial total del agua en el suelo es la suma de los potenciales debidos a la gravedad, a la presión, mátrico, osmótico y a otros potenciales inducidos por factores diversos como la sobrecarga de un suelo o la presión del aire. La forma simplificada de expresar el potencial del agua en la zona no saturada del suelo donde se desarrollan y crecen las raíces es la siguiente:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_p + \Psi_o + \Psi_g \quad (1.3)$$

donde Ψ_m , Ψ_p , Ψ_o y Ψ_g son los potenciales mátrico, de presión, osmótico y gravitacional respectivamente.

El potencial gravitacional hace referencia a la energía potencial del agua y depende únicamente de la posición relativa (profundidad) respecto a un nivel de referencia:

$$\Psi_g = gz \quad (1.4)$$

donde g es la gravedad y z la profundidad.

El potencial de presión es importante en suelos con presencia de capa freática y cuando nos referimos a una zona por debajo de esta capa (zona saturada). Este potencial puede ser positivo o negativo, siendo este último caso cuando tiene una presión más baja que la atmosférica (tensión o succión).

El potencial osmótico indica el efecto de los solutos disueltos en el agua del suelo. Se utiliza como valor de referencia el potencial osmótico del agua pura. El potencial osmótico es siempre negativo ya que los solutos disueltos disminuyen la energía potencial del agua, o como máximo vale cero. Los solutos que pueden encontrarse disueltos en el agua del suelo y que afectan al potencial del agua del suelo son las sales inorgánicas y algunas moléculas orgánicas de gran tamaño.

La disminución de la energía potencial del agua en el suelo es debida a las fuerzas físicas que retienen el agua en la matriz del suelo (conjunto de partículas y espacio poroso) y es a lo que se denomina potencial mátrico. El agua es retenida por la adsorción en las superficies de las partículas del suelo y por capilaridad en los poros (Marshall *et al.*, 1996). La adsorción de agua en la superficie de los sólidos es principalmente de naturaleza electrostática (Hillel, 1998). Las fuerzas de la naturaleza electrostática junto a la tensión superficial son las responsables del fenómeno de la capilaridad. La adsorción del agua por parte de las partículas del suelo también se debe, aunque con menor importancia, a las fuerzas de van der Waals y a los puentes de hidrogeno de las moléculas de agua, debido a su carácter dipolar.

El potencial mátrico es la principal fuerza conductora del movimiento del agua en el suelo, y condiciona la dirección y magnitud del flujo de agua (Campbell y Mulla, 1990). El potencial mátrico en los suelos varía desde cero hasta valores (siempre negativos) que pueden estar por debajo del denominado punto de marchitez permanente, establecido en -1500 kPa.

1.3.3. Propiedades físicas del suelo que afectan a la humedad

El perfil del suelo, es decir, la sección vertical a través del suelo, normalmente comprende un número de capas u horizontes con diferentes características físicas. La naturaleza del perfil del suelo depende de una amplia gama de factores, entre los que destaca el material original del suelo, el tiempo de desarrollo y el clima predominante, así como la vegetación o la topografía.

El suelo, considerado como un sistema, consta de tres fases, la fase sólida (o matriz del suelo), que comprende las partículas minerales y orgánicas que hay en el medio poroso; la fase gaseosa del aire en el suelo, y por último la fase líquida del agua en el suelo. A esta última se la denomina como “solución”, ya que siempre contiene sustancias disueltas en ella. Las propiedades del suelo varían en distancias cortas y pueden no ser constantes a través del tiempo, debido a factores tales como la expansión y contracción de las arcillas, o la compactación y alteración por parte de las plantas, los animales y el ser humano. La importancia de todas las propiedades físicas del suelo en el crecimiento y producción de los cultivos es considerable, y junto a las propiedades químicas, son la base de la productividad agrícola de los suelos (de Santa Olalla Mañas *et al.*, 2005).

La cantidad de agua que se puede retener en un determinado volumen de suelo, así como la velocidad de movimiento del agua a través de ese suelo dependen tanto de la textura como de la estructura del suelo. Las fracciones minerales del suelo se clasifican según el diámetro de las partículas. El sistema más ampliamente utilizado para clasificar tamaño de las partículas del suelo es el del USDA (*United States Department of Agriculture*) (Tabla 1.1).

Fracción	Diámetro de las partículas (mm)	Diámetro aritmético medio (mm)
Arena	$0.05 \leq d < 2$	1.025
Limo	$0.002 \leq d < 0.05$	0.026
Arcilla	$d < 0.002$	0.001

Tabla 1.1. Diámetro y diámetro medio de las partículas correspondientes a las 3 fracciones principales (USDA).

Para clasificar la textura de los suelos se utiliza el triángulo de texturas USDA, que establece doce clases texturales (Fig. 1.4). La distribución del tamaño de partículas del suelo puede asumirse que es log-normal. Cualquier combinación de arcilla, limo y arena puede representarse por el diámetro de partícula medio geométrico (d_g) y por la desviación geométrica estándar (σ_g), que se calculan con las siguientes expresiones:

$$d_g = \exp(a) \quad (1.5)$$

$$\sigma_g = \exp(b) \quad (1.6)$$

$$a = \sum_{i=1}^3 m_i \ln(d_i) \quad (1.7)$$

$$b = \left(\sum_{i=1}^3 m_i (\ln d_i)^2 - a^2 \right)^{1/2} \quad (1.8)$$

donde m_i es la fracción de cada textura y d_i es el diámetro medio aritmético de cada fracción.

El agua puede ocupar tanto los vacíos interestructurales como los huecos texturales existentes entre las partículas. A altos contenidos de humedad, el flujo de agua a través de los vacíos interestructurales puede ser dominante, pero se vuelve menos importante a medida que el suelo se va secando. En general, cuanto más gruesas sean las partículas, más grandes serán los huecos intermedios, y por tanto facilitara el movimiento del agua (Marshall *et al.*, 1996). Así, los suelos arenosos tienden a tener un drenado más rápido y son más permeables que los suelos arcillosos, que son más lentos para absorber el agua y más lentos para drenarla.

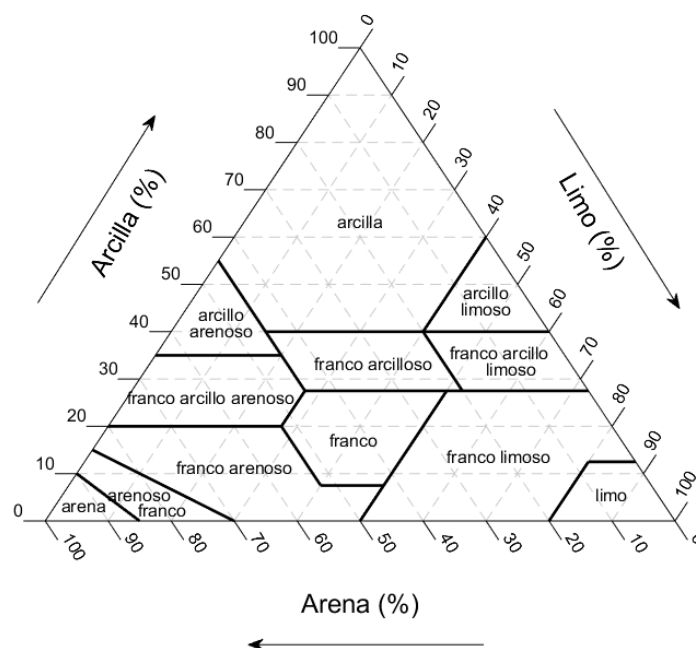


Figura 1.4. Triángulo textural de la USDA.

La estructura del suelo, refiriéndose a la naturaleza y grado de agregación de las partículas del suelo, también afecta a la aireación, velocidad de infiltración y a la permeabilidad. Una característica importante de la estructura del suelo es la estabilidad de los agregados cuando se hallan expuestos al agua. La estabilidad estructural depende de la textura, del tipo de arcilla, de la clase de iones asociados a las arcillas, de la materia orgánica del suelo y de la actividad microbiológica del suelo. La adhesión y la cohesión también se utilizan para establecer los distintos grados de estructura. A diferencia de la textura, la estructura del suelo es susceptible de cambios por la acción del hombre, ya que el trabajo del suelo o sistema de mantenimiento del horizonte superficial tienen un efecto claro en la estabilidad de los agregados (Hartge, 1984).

Otra de las principales características físicas del suelo es la profundidad efectiva. La profundidad efectiva del suelo que puede ser explorada por las raíces de las plantas afecta a la disponibilidad de agua (FAO, 1979). Todos aquellos factores que impiden la penetración mecánica de las raíces deben considerarse factores limitantes para almacenar agua de forma disponible como, por ejemplo, la presencia de horizontes fuertemente cementados. Otros factores que limitan de forma importante la capacidad de retener el agua disponible para las plantas son un contenido elevado de yeso, de carbonatos o de gravas.

La densidad aparente del suelo es la masa del suelo seco dividida por el volumen total del suelo:

$$\rho_b = \frac{\text{Masa de Suelo seco}}{\text{Volumen total}} \quad (1.9)$$

La densidad aparente de los suelos minerales suele oscilar entre valores ligeramente inferiores a 1 y 1.8 Mg m⁻³ (Warrick, 1990), correspondiendo los valores menores a contenidos altos en materia orgánica y texturas muy finas. La densidad aparente afecta a la penetración de las raíces y al movimiento del agua en el suelo. La compactación de suelos es otro aspecto que afecta a la dinámica del agua en el suelo. Para un mismo suelo, la compactación del suelo disminuye el espacio de poros y provoca un aumento de la densidad aparente.

La porosidad se refiere al volumen de poros respecto al volumen total del suelo. La distribución del tamaño de los poros depende de la textura, de la estructura y del grado de compactación. Los poros se clasifican según su diámetro, existiendo distintos sistemas de clasificación de los poros del suelo. En la Tabla 1.2 se presenta la que utiliza el *Glossary of Soil Science Terms* de la *Soil Science Society of America* (SSSA, 2001), siendo ésta la más usada por la comunidad científica.

Clase	Diámetro equivalente (µm)
Macroporos	>0.75
Mesoporos	30-75
Microporos	5-30
Ultramicroporos	0.1-5
Criptoporos	<0.1

Tabla 1.2. Clasificación según la SSSA del tamaño de los poros.

1.3.4. Curva de retención o curva característica

La relación entre el potencial mátrico y la cantidad de agua que existe en el suelo puede determinarse experimentalmente en el laboratorio utilizando muestras de suelo (Klute, 1986). Para ello, se suele medir la tensión para potenciales próximos a cero (contenidos de humedad altos) en muestras inalteradas de suelo ya que, a esos potenciales, el efecto de la estructura predomina en la retención del agua sobre el efecto de la textura. Para contenidos bajos de humedad, se puede medir la succión en muestras alteradas, ya que en este caso predomina el efecto de la textura frente al de la estructura. La función resultante de estas medidas se conoce como curva característica o curva de retención de agua en el suelo (Fig. 1.5).

La forma de la curva está relacionada con la distribución del tamaño de los poros (Bouma, 1977). En general, los suelos arenosos muestran una curvatura más pronunciada que los suelos arcillosos, ya que la mayoría de los poros son relativamente grandes y una vez que se vacían, queda muy poca agua remanente. Los suelos arcillosos, por el contrario, tienen poros mucho más pequeños y, por tanto, tienen una pendiente más uniforme. El mecanismo de retención de agua varía con la succión. A succiones muy bajas depende principalmente de los efectos de la tensión superficial capilar y, por lo tanto, de la distribución del tamaño del poro y de la

estructura del suelo. A tensiones más altas (un contenido de humedad más bajo) la retención de agua es debida a la adsorción, que está más influenciada por la textura y la superficie específica del material. Debido al mayor número de poros finos y a la mayor adsorción, las arcillas tienden a tener un mayor contenido de agua que otros tipos de suelo (Ward y Robinson, 2000).

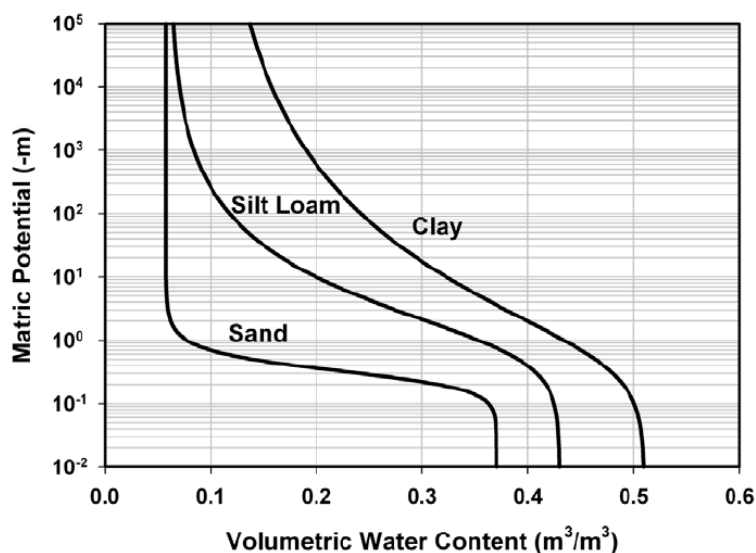


Figura 1.5. Curvas características típicas del agua en el suelo para diferentes texturas (Ward y Robinson, (2000).

El hecho de que el potencial mátrico necesario para drenar un poro varíe inversamente con su radio significa que la pendiente de la curva característica puede usarse para indicar la distribución "efectiva" del tamaño de poro del suelo. Si se aplica una tensión gradualmente creciente a una muestra de suelo, el volumen de agua extraída de la muestra durante cada incremento de tensión representará el volumen ocupado por aquellos poros cuyo diámetro corresponde a ese intervalo de tensión. Al hacer esta estimación, debe recordarse que a altas tensiones pueden predominar las fuerzas de adsorción en vez de las tensiones superficiales y que, debido a los trayectos de flujo a través del medio, no todos los poros de un tamaño específico se vaciarán al mismo tiempo (Ward y Robinson, 2000). Un poro grande lleno de agua puede estar rodeado por poros más pequeños y no podrá drenar hasta que estos poros más pequeños drenen primero, y el aire pueda pasar a través del poro grande. Este fenómeno puede dar lugar a saltos en la curva característica, especialmente a bajas succiones (Corey, 1977). Bouma, (1977) observó que la correspondencia entre la distribución de tamaño de poro "efectiva" por este método y la distribución de tamaño obtenida por análisis micromorfológico de secciones delgadas, fue mejor usando la curva característica obtenida de una muestra de suelo que estaba siendo humedecida que de una que estaba siendo secada.

Una consideración que hay que tener en cuenta respecto al uso de estas curvas características es que el contenido de agua en una succión específica no sólo depende del valor de esa succión, sino también de la tendencia de la humedad en el suelo. Será mayor para un suelo que está siendo secado que para uno que está siendo mojado (Fig. 1.6). Esta dependencia del estado previo del agua del suelo que conduce a la condición de equilibrio se denomina histéresis. Los poros se vacían a tensiones mayores que aquellas en las que se llenan, y esta diferencia es más pronunciada a bajas tensiones y en suelos de textura gruesa. La histéresis se ha atribuido a una serie de factores, incluyendo la complejidad en la geometría

del espacio poroso, la presencia de aire atrapado, el encogimiento o el hinchamiento del suelo y a los gradientes térmicos (Corey, 1977). El fenómeno de la histéresis provoca dos efectos importantes, como son el efecto de "cuello de botella" y el efecto del "ángulo de contacto" (Baver, 1940; Bear and Verruijt, 1987), ambos dependientes del comportamiento de los poros. El primero resulta del hecho de que es necesaria una mayor tensión para permitir que el aire entre por el estrecho cuello del poro, y por tanto lo drena. Esto es necesario durante el periodo de humedecimiento, que es controlado por la menor curvatura de la interfase aire-agua en los poros más grandes (Childs, 1969). El efecto de "ángulo de contacto" resulta del hecho de que el ángulo de contacto de las interfases de agua en el suelo tiende a ser mayor cuando la interfase avanza (humedecimiento) que cuando está retrocediendo (secado), por lo que un determinado contenido de agua tiende a ser asociado con una mayor tensión en el proceso de secado que en el de mojado (Bear and Verruijt, 1987). Aunque la distribución del tamaño de poro está más relacionada con la curva de humectación (gobernada por el tamaño de los canales de entrada de los poros), la curva de secado (retención) es mucho más fácil de establecer experimentalmente y, por lo tanto, es la que usa más frecuentemente. Por esta razón, la curva característica de humedad se denomina comúnmente curva de retención de la humedad en el suelo (Hillel, 1998).

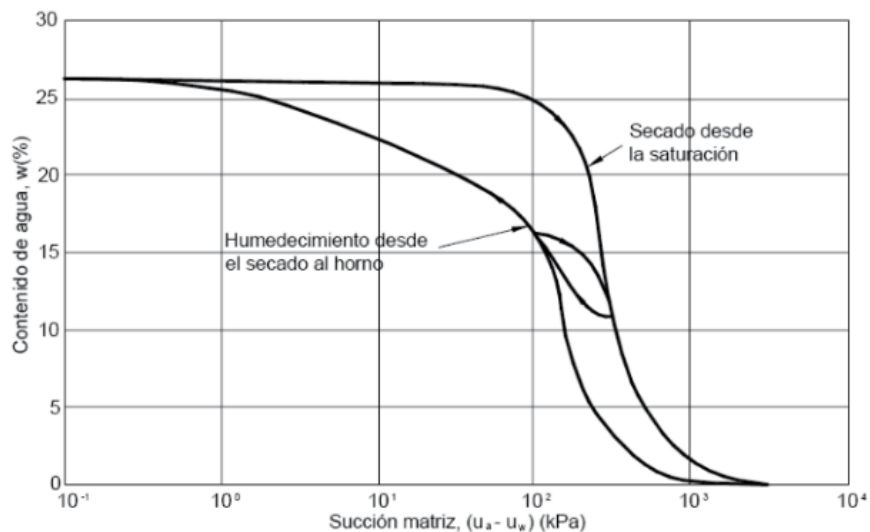


Figura 1.6. Curva de retención con fenómeno de histéresis asociado. Adaptado de (Croney and Coleman, 1961).

1.3.5. El movimiento del agua en el suelo

Para conocer mejor la dinámica del agua es necesario tener en cuenta el funcionamiento del sistema suelo-agua-atmósfera. Los procesos que afectan al balance final de agua en el suelo son la infiltración, la redistribución, el drenaje, la evaporación y la transpiración.

La cantidad de agua que entra en el suelo (proceso de infiltración) será gobernada por la intensidad de lluvia o de la cantidad de riego y la tasa de infiltración del suelo. Cuando la cantidad de agua es mayor que la tasa de infiltración se produce la escorrentía. Es muy difícil determinar el tiempo que requiere un suelo para infiltrar una determinada cantidad de agua, ya que la infiltración se ve influida por la abundancia, estabilidad y dimensión de los poros en la superficie del suelo, el tipo de suelo, su contenido de agua inicial, su permeabilidad, la capacidad del suelo para retener el agua y por la continuidad de los poros de transmisión

dentro de la zona radicular (Brutsaert, 2005). La excesiva labor y la pérdida de materia orgánica en un suelo a menudo resultan en una tasa de infiltración reducida debido a la pérdida de porosidad. A todos estos factores habría que sumarle el factor de la cubierta vegetal, ya que los resultados son muy distintos cuando se calcula el tiempo que tarda en entrar el agua en un suelo desnudo o con un cultivo que cubre el suelo completamente.

Respecto al tiempo, la velocidad de infiltración de agua en el suelo es alta al inicio del proceso, pero disminuye con el tiempo hasta un valor casi constante en el caso de que se trate de una infiltración vertical, mientras que en la infiltración horizontal la velocidad disminuye hasta un valor cero. Durante el proceso de infiltración, el perfil del contenido de agua en el suelo varía con el tiempo. El gradiente de potencial hídrico es la fuerza conductora del movimiento del agua en el suelo. El agua se mueve de zonas con potenciales altos a zonas con potenciales más bajos y esto se produce en todo el sistema suelo-planta-atmosfera (Ward y Robinson, 2000). Al inicio del proceso de infiltración el gradiente es muy grande si el suelo está seco, lo que favorece el proceso. Si el suelo está húmedo o muy húmedo, el gradiente es menor y la velocidad de infiltración inicial también. Respecto a la textura, el agua se infiltra más rápidamente en suelos de textura gruesa que en suelos de textura fina. Si la cantidad de agua que se va infiltrando (infiltración acumulada) se traza en una gráfica frente a la raíz cuadrada del tiempo, se obtiene una pendiente cuyo valor es la sortividad (S) del suelo. Esta es una medida, con un significado físico, de la capacidad del suelo para absorber agua.

La escorrentía ocurre cuando la intensidad de la lluvia es mayor que la velocidad a la cual el agua se infiltra en el suelo. En buena medida son las condiciones de la superficie del suelo las que determinan cuánta agua se infiltra y cuánta se convierte en escorrentía. El manejo del suelo y del cultivo tienen una marcada influencia de cuánta agua y por cuánto tiempo la superficie del suelo es expuesta directamente a las gotas de lluvia (Brutsaert, 2005). Las prácticas de manejo, por lo tanto, tienen una profunda influencia en la cantidad de agua que se infiltra en un suelo para el beneficio de los cultivos y la recarga del agua subterránea.

Una vez el agua se ha infiltrado en el suelo, se inicia el proceso de redistribución. Este concepto hace referencia al movimiento del agua desde condiciones próximas a la saturación en la parte superior del perfil de un suelo (zona superficial) hacia las zonas más profundas y secas dentro del suelo (Philip, 1957). El agua que ha entrado en el suelo se va redistribuyendo por las partes secas del suelo y se mueve preferentemente de forma vertical, principalmente por efecto de la gravedad y por el gradiente de potencial. En consecuencia, el contenido de agua en el suelo, que inicialmente es más alto en los horizontes superficiales, va disminuyendo con el tiempo. La ecuación que describe la variación del contenido de agua en el suelo con el tiempo es la ecuación de Richards, (1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.10)$$

donde K es la conductividad hidráulica, θ es la humedad volumétrica del suelo, Ψ es el potencial, t es el tiempo y z es la profundidad.

El movimiento del agua en profundidad a través del suelo se denomina percolación (Philip, 1957). El término drenaje se utiliza para describir el movimiento del agua en el suelo por debajo de la zona radicular. El agua que percola por debajo del perfil del suelo o agua de drenaje contribuye a aumentar la cantidad de agua subterránea. El drenaje puede ser un componente muy importante del balance de agua en el suelo en áreas de riego y en zonas húmedas, mientras que en condiciones de secano, climas áridos, semiáridos y subhúmedos, es un componente que en general no se mide y que puede ser muy variable, desde un valor cero

a representar la mitad de la precipitación anual (Gee *et al.*, 2002). La facilidad con la que un suelo es drenado depende de la profundidad de la capa freática, de la conductividad hidráulica saturada, de la profundidad hasta una capa cementada o la roca impermeable, y de la pendiente (USDA, 2013).

Una vez que el agua drenada ha salido de la zona radicular, el movimiento posterior del agua dentro de esa zona es lento y se conoce como movimiento capilar. Este movimiento es causado por las fuerzas de atracción (fuerzas de tensión superficial), las cuales son ejercidas por las partículas del suelo en el agua. Este movimiento puede ocurrir en cualquier dirección e incluye el movimiento del agua hacia arriba desde la capa freática. Las fuerzas de la tensión superficial empujan al agua hacia dentro de los poros dentro del suelo. Cuanto más pequeños son los poros, el agua es atraída y retenida más fuertemente.

El agua también es capaz de moverse a través de los suelos como vapor de agua. El ejemplo más importante es la pérdida de vapor de agua por evaporación desde la superficie del suelo. Esto sucede cuando la concentración de vapor de agua en el suelo cerca de la superficie es más alta que aquella que hay en la atmósfera inmediatamente superior (Brutsaert, 2005). El vapor de agua se moverá desde el suelo a la atmósfera. Cuanto más seca y caliente esté la atmósfera comparada con la superficie del suelo, mayor será la velocidad de evaporación desde el suelo, siempre y cuando pueda ser suministrada suficiente agua a la superficie gracias al movimiento capilar desde las capas inferiores. Los suelos de textura fina tienen abundantes poros pequeños y por eso, se producirá generalmente un mayor movimiento capilar de agua hacia la superficie en los suelos de textura fina que en los de textura gruesa.

Por último, el proceso de transpiración de agua en las plantas consiste en el transporte y evaporación de agua desde el suelo a la atmósfera a través de las plantas, principalmente a través de las hojas. Mientras los estomas de las plantas están abiertos y el agua se evapora en las hojas, las raíces incorporan agua desde el suelo y el transporte ascendente del agua en la planta es continuo. El volumen de agua transpirada por las plantas es variable y depende de varios factores. Aunque el agua retenida por las plantas corresponde sólo a un 5% del agua total absorbida por las raíces, esta pequeña cantidad es vital para la estructura y el funcionamiento de las plantas (Shaxson y Barber, 2008). Esta agua es importante para los procesos bioquímicos, así como para crear la turgencia que permite mantener a la planta erguida. El efecto combinado de la transpiración de las plantas y la evaporación del suelo recibe el nombre de evapotranspiración.

1.3.6. Agua disponible para las plantas

La disponibilidad de agua para las plantas dependerá de cuánta agua de lluvia (o riego) permanece en el suelo después de las pérdidas por escorrentía, evaporación y drenaje profundo. Para establecer los límites de agua disponible para las plantas se definen los conceptos de capacidad de campo y punto de marchitez. La capacidad de campo (*Field Capacity*, FC) fue definida por Veihmeyer y Hendrickson, (1931) como la cantidad de agua retenida en el suelo después de que el exceso de agua gravitacional se haya drenado y de que la velocidad descendente del agua haya disminuido notoriamente, lo cual tiene lugar entre 2 y 3 días después de una lluvia o riego en un suelo con textura y estructura uniforme. Normalmente, el valor de FC se determina en el laboratorio, y se estima por el contenido de agua en el suelo que se corresponde con un potencial mátrico de -33 kPa. Las fuerzas (o succiones) con las cuales esta agua es retenida variará de acuerdo al tamaño de los poros. Los poros más grandes retienen agua a una tensión de entre un décimo y un tercio de la presión

atmosférica (de 10 a 33 kPa), dependiendo de que succión corresponda a la capacidad de campo en el suelo; esto varía con el tipo de suelo.

Además, la succión máxima que pueden ejercer muchos cultivos para extraer agua del suelo varía con el tipo de cultivo, pero el valor generalmente aceptado es aproximadamente 15 veces el de la presión atmosférica (o sea, -1500 kPa) (Hillel, 1998). Cuando el agua del suelo ha sido agotada hasta ese valor, el agua que permanece en el suelo será aquella almacenada en los poros menores de 0.0002 mm de diámetro y corresponde al punto de marchitez (*Wilting Point*, WP). Al igual que el FC, su valor se determina mediante mediciones de laboratorio, siendo el contenido de agua en el suelo a -1500 kPa de potencial mátrico.

Como se ha mencionado, tanto FC como el WP, se estiman experimentalmente en laboratorio. Cuando no es posible obtenerlos de ese modo, una alternativa es el uso de las funciones de edafotransferencia (FET). Son funciones que tienen como argumentos básicos datos que se utilizan en las descripciones de los suelos y dan como resultado funciones hidrológicas (Tietje y Tapkenhinrichs, 1993). Las FET se basan en el análisis de regresión para estimar la FC y el WP a partir de ciertas características físicas de los suelos, como la textura, densidad aparente, materia orgánica, etc., con las que están relacionadas. Muchos son los trabajos en los que se han determinado FET, aunque las funciones más utilizadas son las propuestas por Rawls *et al.*, (1982).

El agua retenida por debajo del WP no está disponible para la absorción de las plantas. Por encima del límite de FC, el agua no es utilizable por las plantas. Por lo tanto, el agua disponible entre los límites de FC y el WP es la que se considera para la transpiración y es conocida como el agua disponible para las plantas (*Plant Available Water*, PAW) (Fig. 1.7). Sin embargo, tras una aportación abundante de agua, y en condiciones muy específicas de suelo, una parte del agua en exceso de la capacidad de campo del suelo puede ser usada por el cultivo mientras que ese exceso de agua percola en el suelo a través de la zona radicular (Shaxson y Barber, 2008).

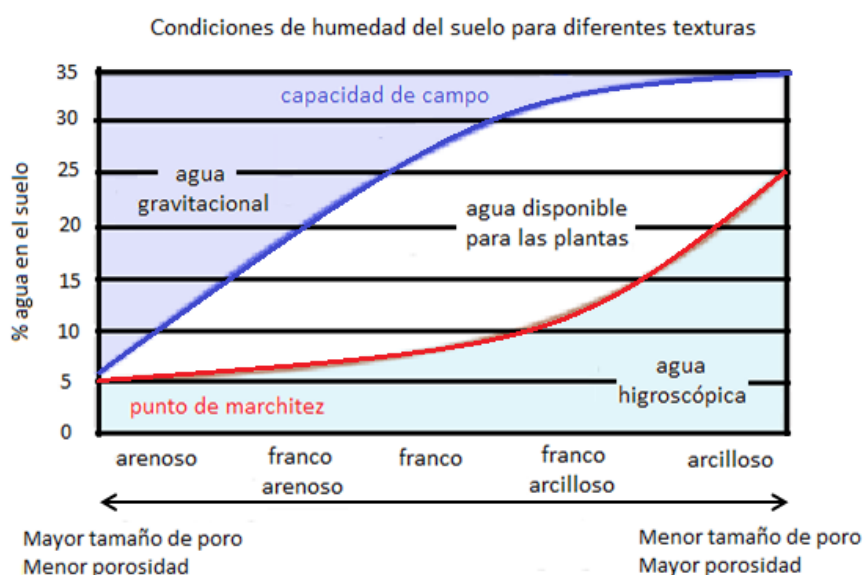


Figura 1.7. Esquema del agua disponible para las plantas.

El agua disponible entre la FC y el WP es retenida con diferentes tensiones y cerca de un tercio de la misma no está fácil o rápidamente disponible para las plantas, especialmente si éstas están transpirando intensamente (Shaxson and Barber, 2008). Cuanta más alta es la demanda de transpiración, debe haber más agua disponible en el suelo para evitar el estrés de agua en las plantas. Por el contrario, para un cultivo de transpiración lenta puede ser usada incluso el agua retenida a más altas tensiones sin causar estrés hídrico (FAO, 1979).

La cantidad máxima de agua disponible para las plantas que puede retener un suelo varía con la textura, el contenido de materia orgánica, la profundidad de enraizamiento y la estructura del suelo, aunque es la primera la que de forma predominante determina el PAW de los suelos. Los suelos con textura arcillosa tienen la capacidad disponible de agua más alta, los suelos francos tienen valores intermedios y los suelos con contenido de arena gruesa tienen la capacidad disponible de agua más baja (Shaxson y Barber, 2008).

1.4. Técnicas y métodos para medir variables hídricas

Dentro de las variadas formas de estimar la humedad del suelo se encuentran las observaciones con sensores instalados *in situ*, la modelización hidrológica o las mediciones a través de observadores remotos.

1.4.1. Medición *in situ* de la humedad del suelo

Hoy en día existen muchos métodos y procedimientos para medir el contenido de la humedad de suelo sobre el terreno, unos son directos y otros indirectos; unos son destructivos y otros no destructivos (Robock *et al.*, 2000; Robinson *et al.*, 2008; Seneviratne *et al.*, 2010). Los métodos directos permiten medir directamente el contenido de agua en el suelo, y los métodos indirectos se basan en la medida de alguna propiedad física del suelo dependiente del contenido de agua. Estos últimos calculan la humedad mediante una calibración entre ésta y una propiedad del suelo que es más fácil de medir, como por ejemplo, la permitividad o constante dieléctrica relativa del suelo. También se pueden clasificar, según el grado de perturbación del suelo, en métodos destructivos (aquellos que alteran totalmente el suelo, cambiando así las condiciones hidrodinámicas del mismo) y no destructivos (aquellos donde las mediciones repetidas durante largos períodos de tiempo no perturban el suelo, y los valores de contenido de agua pueden ser obtenidos inmediatamente, en el mismo sitio y a la misma profundidad). La gran mayoría de los métodos que son indirectos también son no destructivos.

El método directo por excelencia es la el gravimétrico, en el que se toman muestras de suelo en el campo usando dispositivos de extracción a la profundidad y lugar específicos donde se quiere tomar la medida. Los envases herméticamente cerrados se trasladan al laboratorio y se pesan en húmedo y después se secan en un horno a 105°C (mínimo durante 24 h, hasta que la muestra alcanza un peso constante). Tras obtener el peso seco, el contenido de agua en el suelo se obtiene como la diferencia entre ambos pesos.

Este método es sencillo y económico, además de que no necesita calibración ni implica riesgo alguno. Sin embargo, es un procedimiento destructivo y extractivo, lo que implica que no se puede repetir la misma observación en el mismo punto. Además, esta metodología implica mucho trabajo, sobre todo a gran profundidad en el perfil; y requiere de mucho tiempo para obtener los resultados. Sin embargo, el método gravimétrico es uno de los métodos más utilizados para medir agua en el suelo en el pasado y es una técnica estándar usada

comúnmente para obtener datos para la calibración de cualquier otra técnica. El método es apropiado cuando no se tienen que llevar a cabo repeticiones ni monitorización en continuo.

Respecto a los métodos de observaciones indirectas mediante sensores *in situ*, los primeros sensores se basaban en los denominados métodos radiactivos, entre los que hay que destacar las sondas de neutrones (Fig. 1.8) y el método de atenuación de rayos gamma (Fig. 1.9).

El método basado en sonda de neutrones es un método no destructivo ampliamente utilizado desde principios de los años 50, tanto para estudios de balances hídricos en agronomía e hidrología como para la medida de la humedad del suelo en estudios de campo sobre las relaciones suelo-agua-planta. El equipo consta de una sonda que contiene una fuente radiactiva que emite neutrones rápidos, un detector de neutrones lentos, un sistema de conteo electrónico y un tubo de acceso a través del cual la sonda se introduce en el suelo (Hillel, 1998; Robinson *et al.*, 2008). La sonda emite radiación de bajo nivel en forma de neutrones que chocan con los átomos de hidrógeno contenidos en el agua y éstos son detectados por la sonda (Fig. 1.8). Cuanto más contenido de agua en el suelo, más neutrones se encontrarán dispersos de vuelta en el dispositivo (Vachaud *et al.*, 1985).



Figura 1.8. Sonda de neutrones CPN 503-DR Hydroprobe (CPN InstroTek, Inc.). Imagen tomada de www.cpn-intl.com.



Figura 1.9. Sensor de medición de la humedad RoadReader Model 3430 Moisture-Density Gauges (TroxlerLab, Inc.) que utiliza el método de atenuación de rayos gamma. Imagen tomada de www.troxlerlabs.com.

Las sondas de neutrones son básicamente de dos tipos: las de profundidad y las superficiales, siendo ambas relativamente fáciles de usar, precisas y capaces de hacer mediciones en tiempo real (Fig. 1.8). Con las de profundidad se introduce la sonda en el suelo a través de un tubo de acceso cerrado en el extremo inferior, que se instala en el suelo en el sitio de medición y con la sonda se puede medir la humedad a partir de los 15 cm de profundidad, ya que si se mide más superficialmente existe el riesgo que parte de los neutrones salgan al aire y se pierdan, causando errores en las lecturas. Las sondas superficiales son también de dos tipos: una que mide la humedad de las capas superficiales del suelo, colocando el equipo sobre la superficie, y otra donde se introduce en el suelo tanto la sonda emisora como la receptora de neutrones, a través de un hueco realizado con una barrena especial que facilita su inserción (esta última permite medir también densidad aparente del suelo cuando se usa también radiación gamma). Las diferentes sondas de neutrones tienen unos costes relativamente altos, requieren de una exigente calibración según los distintos tipos de suelo y zonas durante un periodo de tiempo largo, donde existan diferentes fracciones de humedad del suelo, y se necesita tomar precauciones asociadas al manejo de material radiactivo.

El método de atenuación de rayos gamma es otra técnica dentro de los métodos radiactivos. Se usa tanto en campo como en laboratorio para medir contenido de agua en el suelo, principalmente en columnas de suelo en el laboratorio, aunque también se han empleado para mediciones de contenido de agua y de densidad aparente del suelo en campo. Consiste en una sonda que contiene una fuente de rayos gamma. Estos rayos son absorbidos por el suelo como una función de su energía, del número atómico de los elementos constituyentes y de la densidad del suelo. El haz de rayos gamma es emitido y pasa a través del suelo, encontrándose en el otro extremo un detector para determinar los rayos gamma que consigan atravesarlo. Se fundamenta en que la radiación es atenuada por los materiales del suelo de acuerdo a la ley de Lambert-Beer (Aragüés *et al.*, 1986). Esta técnica se basa en que el coeficiente de absorción de los elementos, con un número atómico entre 2 y 20, es idéntico cuando se usa una misma energía de radiación. Como dichos elementos son predominantes en el suelo, un cambio en la absorción se deberá a una variación en el contenido de humedad del suelo. Si la densidad y espesor del suelo permanecen constantes, las variaciones de la intensidad irradiada y detectada dependerán de la cantidad de agua que haya, que actúa como atenuador.

Existen también equipos para medir en campo tanto la humedad del suelo como la densidad aparente del suelo, con dos sondas introducidas al suelo a través de dos tubos de acceso colocados a una distancia predeterminada. Una de las sondas contiene la fuente radiactiva y la otra el detector Geiger-Müller (Fig. 1.9). Para su calibración se necesitan medidas de humedad y de densidad aparente. Con esta sonda se puede medir hasta 60 cm de profundidad. El método es no destructivo, rápido y preciso, pudiendo ser automatizado para tomar medidas en el mismo sitio durante largos periodos. Es un método sensible a cambios rápidos de humedad y de densidad aparente del suelo, aunque necesita de una calibración para cada tipo de suelo. Es una técnica costosa y conlleva tener las precauciones asociadas a la utilización de una fuente radiactiva de alta peligrosidad.

Existen otro tipo de métodos indirectos que se basan en las propiedades del campo eléctrico del suelo para medir la humedad. La constante dieléctrica del suelo es una medida de la capacidad de transmitir ondas o pulsos electromagnéticos y está influida por el volumen de agua, ya que el agua, a las frecuencias de microondas tiene una constante dieléctrica de 80, mucho mayor que la de los minerales de suelo (entre 4 y 5), la materia orgánica (4) y el aire (1). Puesto que la velocidad de propagación de un pulso electromagnético es una función de la constante dieléctrica del medio en el cual se propaga (Topp *et al.*, 1980; Topp, 2003; Robinson *et al.*, 2008), el contenido de agua en el suelo puede ser medido mediante la medición de dicha velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas. Por tanto, existen una serie

de técnicas para medir el contenido de agua en el suelo a través de la medida de la permitividad o de la constante dieléctrica del mismo (Dean *et al.*, 1987).

Estos métodos se basan en principios de reflectometría en el dominio del tiempo (*Time Domain Reflectometry*, TDR) o en el dominio de la frecuencia (*Frequency Domain Reflectometry*, FDR), que determinan la velocidad de un pulso u onda electromagnética a través del suelo. Tanto el TDR como el FDR (también denominado de capacitancia) hacen uso de la marcada diferencia que existe entre las permitividades del agua, la fase mineral, la gaseosa y el contenido de materia orgánica del suelo, para estimar el grado de saturación del mismo, donde la permitividad total del suelo es gobernada principalmente por la presencia de agua líquida (Topp y Reynolds, 1998; Robinson *et al.*, 2003). Otros factores que pueden afectar la permitividad efectiva del suelo (además de la humedad y frecuencia) son la temperatura, la salinidad, el contenido de materia orgánica, la mineralogía y el tamaño y forma de las partículas y los poros del suelo (Topp *et al.*, 1980; Campbell, 1990; Weitz *et al.*, 1997; Wraith and Or, 1999; Kelleners *et al.*, 2005; Inoue *et al.*, 2008).

Con el método TDR, el contenido volumétrico del agua en el suelo se obtiene determinando la constante dieléctrica aparente del suelo (K_{ab}) al medir el tiempo requerido por una onda electromagnética para recorrer las guías que forman la sonda introducida en el suelo (Robock *et al.*, 2000). La medición del tiempo se realiza por los cambios producidos por las variaciones en la impedancia cuando la onda pasa del cable coaxial al suelo al inicio de las guías, lo que produce una reflexión parcial de la onda que regresa al reflectómetro, y un segundo reflejo que se produce cuando dicha onda alcanza el campo abierto al salir del extremo final de las sondas. El tiempo de recorrido es función de dos constantes del suelo: la constante dieléctrica y la permeabilidad magnética. Esta última, en suelos, es generalmente igual a 1. Los únicos materiales con alta permeabilidad magnética son los ricos en hierro (por ejemplo, la magnetita), aunque se ha encontrado que a las frecuencias normalmente usadas en TDR para medir humedad en el suelo, las propiedades magnéticas de éstos no tienen ningún efecto importante sobre la calibración. Por lo tanto, la variable que gobierna el tiempo de recorrido es básicamente la constante dieléctrica.

Los equipos TDR disponibles miden la constante dieléctrica del suelo. El valor de ésta luego se correlaciona con el contenido de humedad volumétrica mediante una ecuación universal o ecuación de calibración específica para el suelo. Respecto a la primera, existe una ecuación universal de calibración que relaciona el contenido de agua en el suelo y la permitividad desarrollada por Topp *et al.*, (1980) y adaptada para la mayoría de los suelos minerales (independiente de su composición y textura) con contenidos de humedad inferiores a 50%:

$$\theta = (-530 + 292 K_{ab} - 5.5 K_{ab}^2 + 0.043 K_{ab}^3) 10^{-4} \quad (1.11)$$

Para suelos orgánicos, suelos volcánicos o bajo condiciones particulares y contenidos de agua superiores al 50%, esta ecuación no presenta buen ajuste y necesita una calibración específica. Por otro lado, una de las particularidades encontradas con estos métodos es que la relación entre θ y K_{ab} depende de la frecuencia de la onda electromagnética, lo cual podría limitar el uso de esta ecuación de forma universal.

El sensor TDR (Fig. 1.10) consiste en un equipo capaz de generar una serie de pulsos eléctricos de duración limitada de forma precisa, con un amplio rango de altas frecuencias usadas por diferentes equipos (Por ejemplo 0.02-3 GHz), los cuales viajan a través de las guías conectadas a un cable coaxial. Esta alta frecuencia genera una respuesta menos dependiente de las propiedades específicas del suelo tales como textura, salinidad o temperatura. La sonda TDR usualmente consiste de 2, 3 o más electrodos metálicos que se insertan en el suelo y que

actúan como guías de la onda. Los electrodos forman una línea de transmisión con una velocidad de propagación que es dependiente de la permitividad dieléctrica del medio alrededor de los electrodos. Al mismo tiempo, el TDR mide y digitaliza el nivel de energía de las guías a intervalos alrededor de 100 picosegundos. Debido a la posible influencia de la salinidad en las medidas con TDR, muchos equipos hoy día incluyen también la posibilidad de medir simultáneamente el contenido de agua y la salinidad del suelo. Las guías pueden tener diferentes tamaños según la profundidad a la cual se quiera medir la humedad. Las dos o tres guías se juntan mediante un material plástico y se unen al equipo por medio de un cable coaxial con impedancia constante (50 Ohms) para evitar la reflexión que puede alterar la señal.

Las ventajas que presenta este método es que es no destructivo y muy preciso, y permite medidas continuas y automatizadas en el mismo sitio. También se puede medir a cualquier profundidad en el perfil y en capas de suelo muy delgadas ya que permite también la inserción horizontal en el perfil de suelo. La desventaja es que, pese a que en los últimos años se han visto abaratados, son unos sensores relativamente costosos, aunque muy utilizados.

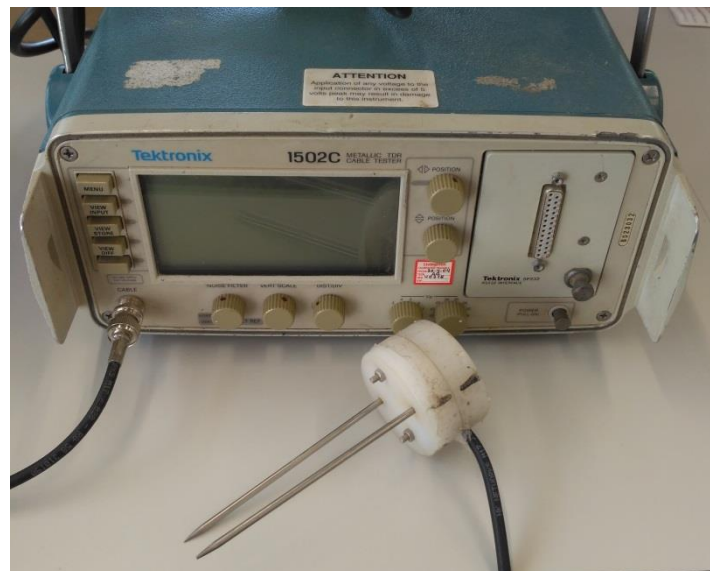


Figura 1.10. Sensor TDR.

El método FDR funciona a bajas frecuencias y, en general, a una sola, a diferencia del TDR. La frecuencia utilizada por estos equipos es de 100 MHz, por lo que se recomienda hacer una calibración específica para cada suelo. A esta baja frecuencia la permitividad aparente del suelo mineral puede cambiar y la estimación de la humedad puede verse más afectada por la temperatura, salinidad, densidad aparente y contenido de arcilla que con el TDR (alta frecuencia). La capacitancia eléctrica de un condensador (varillas de metal o electrodos) que usa el suelo como un dieléctrico depende del contenido de agua. Al conectarse este condensador, se forma un circuito eléctrico y se pueden detectar cambios en la humedad del suelo a través de los cambios en la frecuencia de operación del circuito. Esta es la base de la técnica de dominio de la frecuencia usada en sensores de capacitancia (Dirksen, 1999; Bogena *et al.*, 2007). En FDR la frecuencia del oscilador es controlada dentro de un cierto rango de frecuencias hasta encontrar la frecuencia a la cual la amplitud es mayor, lo cual es una medida del contenido de agua en el suelo.

Las sondas de este tipo (Fig. 1.11) consisten en dos o más electrodos (como por ejemplo, varillas, o anillos de metal alrededor de un cilindro) que se insertan en el suelo o a través de un tubo de acceso instalado en el campo. Al aplicar un campo eléctrico, el suelo alrededor de los electrodos (o alrededor del tubo) forma el dieléctrico del condensador que completa el circuito oscilante. La ventaja del uso de estas sondas respecto a los sensores TDR es que permite tomar a la vez varias lecturas a diferentes profundidades usando varios sensores (Dean *et al.*, 1987; Dirksen, 1999; Boga *et al.*, 2007).

Los sensores del tipo FDR o de capacitancia son actualmente la principal área de expansión en lo que se refiere a equipos de medida de agua en el suelo (Ruidisch *et al.*, 2013). Presentan la ventaja de ser un método no destructivo, y que permite medidas *in situ* continuas y automatizadas con una gran precisión después de hacer una buena calibración. Estos sensores, al igual que los TDR, permiten medir a cualquier profundidad en el perfil y en capas de suelo muy delgadas ya que permiten también la inserción horizontal en el perfil de suelo. Pueden utilizarse en suelos con altos niveles de salinidad, donde está más comprometido el uso de TDR. Aunque son relativamente baratos debido al uso de circuitos estándar de baja frecuencia, requiere de una instalación cuidadosa para evitar que exista aire entre las varillas y el suelo, además de una calibración específica.



Figura 1.11. Sensor de capacitancia *Hydra-Probe*, de la marca *Stevens Water Monitoring System Inc.*

Además de los métodos radioactivos y los basados en la constante dieléctrica, existen un buen número de técnicas emergentes. Por ejemplo, el *Ground Penetrating Radar* (GPR) (Fig. 1.12) es un método desarrollado en los últimos años, también basado en las propiedades del campo eléctrico del suelo para medir la humedad. Se trata de una técnica geofísica que utiliza pulsos cortos de ondas electromagnéticas de alta frecuencia (50-1500 MHz). Se ha utilizado en investigaciones arqueológicas, estudios estratigráficos, minería, entre otras disciplinas, y recientemente se ha visto el interés como aplicación para estimar el contenido de agua en el suelo.

Existen otros métodos que se han desarrollado para medir el contenido de agua en el suelo, tales como aquellos basados en la disipación de calor asociada a la conductividad térmica del agua o el método basado en la medición de neutrones de rayos cósmicos, en fase de investigación y, por tanto, poco usados en la actualidad.

El método basado en la disipación de calor es una técnica que determina el contenido volumétrico de agua del suelo a partir de medidas de la capacidad térmica volumétrica del suelo. El sensor consiste en un par de agujas de unos 30 mm de largo separadas 6 mm entre ellas. Una de las agujas contiene una resistencia que produce un pulso de calor al calentar una resistencia lineal, mientras que la otra contiene termopares que miden el cambio de temperatura en función del tiempo. Utilizando las ecuaciones de disipación de calor en el suelo descritas por Bristow, (1998) se estima el calor específico volumétrico del suelo. Este tipo de sensores son interesantes cuando se quiere medir el contenido de agua en pequeños volúmenes del suelo.



Figura 1.12. Sensor GPR 2450GR (Ditch Witch, Inc.) tomando medidas de humedad del suelo. Imagen tomada de www.ditchwitch.com.

Recientemente ha sido propuesto un método no invasivo que mide neutrones de rayos cósmicos de baja energía que se generan dentro del suelo, moderado principalmente por átomos de hidrógeno, disipándose de nuevo a la atmósfera (Zreda *et al.*, 2008; Desilets *et al.*, 2010). Estos neutrones son sensibles a los cambios en el contenido de agua, pero en gran parte insensibles a variaciones en la química de suelo. Su intensidad por encima de la superficie está inversamente relacionada con el contenido de hidrógeno del suelo. Se colocan detectores de neutrones portátiles a unos pocos metros por encima del suelo (Fig. 1.13) y tienen un intervalo de muestreo de varios minutos a horas. La información de humedad de suelo es deducida sobre una profundidad de 15 a 70 cm. En contraste con los métodos presentados anteriormente, las mediciones de rayos cósmicos integran las mediciones de humedad del suelo sobre escalas horizontales mucho más grandes (con un diámetro aproximado de 650 m) y por lo tanto tienen la ventaja de integrar el contenido de humedad de una superficie más grande que la que se obtiene con los métodos anteriormente descritos, que tienen un carácter puntual. En los últimos años, las sondas instaladas en USA que utilizan este método para medir la humedad, han terminado por formar la red *COsmic-ray Soil Moisture Observing System* (COSMOS), la cual va a ser ampliada en los próximos años con estaciones en otros continentes (Zreda *et al.*, 2008).



Figura 1.13. Sensor de rayos cósmicos para medir la humedad del suelo. Imagen tomada de <http://cosmos.hwr.arizona.edu/>

Salvo para tareas agrícolas puntuales, normalmente las mediciones *in situ* de humedad de suelo no se realizan de forma aislada, sino formando redes de observación que permitan la monitorización de una zona a lo largo del tiempo. Cada vez es más frecuente encontrar redes de estaciones *in situ* que engloban distintos sensores y metodologías expuestas previamente. En ellas podemos encontrar largas series temporales de mediciones de la humedad, y en los últimos años se han realizado importantes esfuerzos para unificar las observaciones de todas ellas en una base de datos común (Robock *et al.*, 2000; Dorigo *et al.*, 2011). Hoy en día, existe la *International Soil Moisture Network* (ISMN) gestionada por la *Technische Universität Wien* para establecer y mantener una base de datos mundial de humedad del suelo *in situ* (Dorigo *et al.*, 2011), que engloba gran parte de las medidas realizadas en las distintas redes de estaciones de humedad existentes en el mundo (Fig. 1.14). Algunos ejemplos de redes actualmente operativas de observación de humedad del suelo son Little River (Bosch *et al.*, 2007), Little Washita (Cosh *et al.*, 2006) o Reynolds Creek (Seyfried *et al.*, 2001) situadas en Estados Unidos; Kenaston (Rowlandson *et al.*, 2015) en Canadá; Yanco (Walker *et al.*, 2002) en Australia; Naqu en China (Su *et al.*, 2011); Twente en los Países Bajos (Dente *et al.*, 2012b); SMOSMANIA (Albergel *et al.*, 2008) en Francia, o REMEDHUS en España (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003).

Estas redes se pueden clasificar en dos tipos dependiendo de la extensión que abarquen: redes a escala regional, que cubren grandes áreas (>10000 km²) o redes a escala local que cubren áreas mucho más pequeñas (<10000 km²). El primer tipo tiene la ventaja de cubrir grandes superficies y una mayor gama de tipos y de coberturas del suelo, pero por lo general carecen de grandes densidades de muestreo. Por el contrario, las redes que cubren pequeñas extensiones tienen la ventaja de tener densidades espaciales más altas que proporcionan múltiples mediciones dentro de un área relativamente pequeña (Crow *et al.*, 2012). Todas ellas son de gran utilidad a la hora de realizar estudios de validación de las observaciones remotas de humedad del suelo, desde escalas grandes a pequeñas.

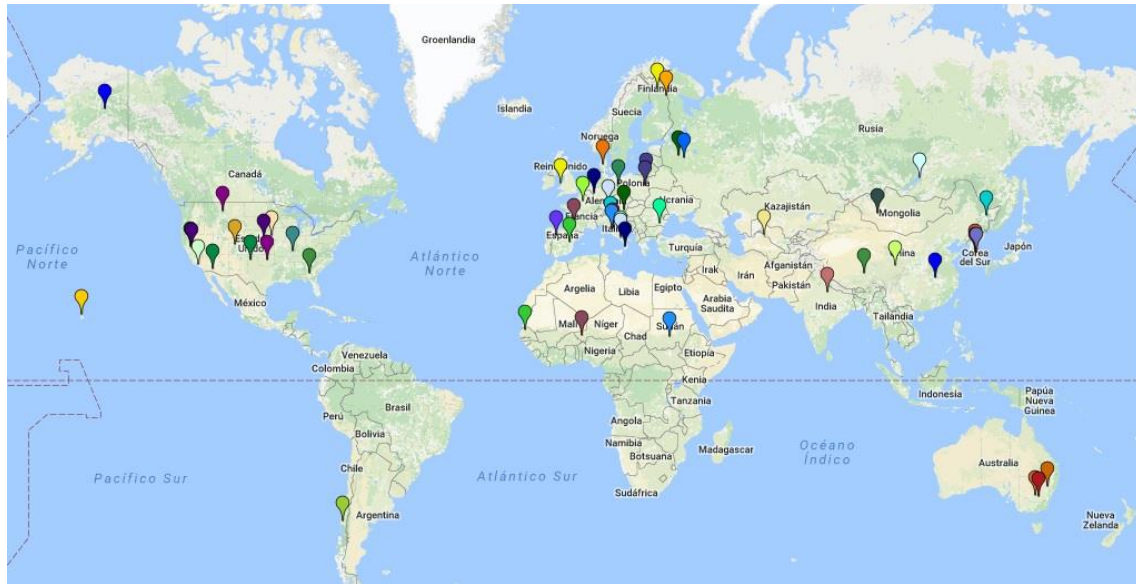


Figura 1.14. Distribución de las distintas redes de estaciones de medición de la humedad del suelo de la que se compone la base de datos de la *International Soil Moisture Network*. Imagen obtenida de <https://ismn.geo.tuwien.ac.at/>

1.4.2. Modelización de la humedad del suelo

Un modelo científico es una representación física de fenómenos, sistemas o procesos a fin de analizar, describir, explicar, simular (en general, explorar, controlar y predecir) esos fenómenos o procesos (Kalnay, 2003). Un modelo permite determinar un resultado final a partir de unos datos de entrada. Para la estimación de la humedad en el suelo a diferentes escalas espaciales y temporales, los modelos más utilizados se dividen entre los modelos hidrológicos (aquellos en los que sus datos de salida son exclusivamente hidrológicos) o los *Land-Surface Model* (aquellos en los que los datos de salida no sólo son hidrológicos) (Balsamo *et al.*, 2015). De forma general, ambos tipos de modelos usan el mismo conjunto de ecuaciones para simular el balance de agua y/o energía y, por consiguiente, la humedad del suelo (Famiglietti y Wood, 1994). De hecho, algunos modelos utilizan diferentes estructuras para simular cada una de las componentes (como la ecuación de Richards, 1.10, por ejemplo), pero las principales ecuaciones de equilibrio son las mismas. Donde realmente se diferencian los modelos es en la discretización espacial, ya sea horizontal y/o vertical, y la temporal, en los procesos físicos simulados y en sus parametrizaciones correspondientes. Los modelos hidrológicos están discretizados a nivel de las cuencas de los ríos, mientras que los *Land-Surface Model* generalmente consideran cuadrículas regulares, aunque no siempre es así. A través de la modelización podemos obtener estimaciones de humedad del suelo a la resolución temporal (desde minutos a horas) y espacial (desde unos pocos metros hasta km) deseadas (Bierkens *et al.*, 2015).

La fiabilidad del modelo depende del propio modelo, pero además de la exactitud del modelo utilizado, la calidad y detalle de los datos de entrada juega también un papel muy importante. Incluso un modelo perfecto fallará si la calidad o la densidad de los *inputs* es baja (Brocca *et al.*, 2017). Así mismo, también la discretización espacial y temporal depende de la resolución con la que estén tomados las variables (como las meteorológicas, por ejemplo) así como de la información denominada estática, como son el uso del suelo y su textura (Brocca *et al.*, 2014). A veces, se obtienen datos modelizados de alta resolución (por ejemplo, 500 m) utilizando como *inputs* datos meteorológicos a baja resolución (por ejemplo, datos de

precipitación a una resolución de 10-100 km). En estos casos, la resolución efectiva de los datos modelados debe ser la misma que la resolución de las variables meteorológicas de entrada (es decir, 10-100 km y no 500 m).

Una cuestión común a la que se enfrentan los modelizadores está relacionada con la parametrización de la estructura de los modelos complejos y con los valores de los parámetros del modelo. Por ejemplo, la parametrización de los parámetros hidráulicos del suelo es una tarea muy difícil incluso en zonas experimentales y bien calibradas (Morbidelli *et al.*, 2006), así como en grandes áreas o superficies (Hopmans *et al.*, 2013). Además, muchos procesos clave en hidrología son extremadamente difíciles de parametrizar (por ejemplo, riego, operatividad de presas, derretimiento de nieve o interceptación), especialmente en regiones con condiciones muy específicas (desiertos, bosques pluviales, altitudes elevadas). Por tanto, los *outputs* modelizados de la humedad del suelo representan un importante conjunto de datos que, no obstante, necesitan ser usado con precaución (Juglea *et al.*, 2010; Montzka *et al.*, 2017).

En la literatura científica se han propuesto varios enfoques de modelización para simular la dinámica temporal de la humedad del suelo y se pueden clasificar en función de su estructura, complejidad y requerimiento de datos. De acuerdo con el enfoque utilizado para simular los procesos, estos modelos se pueden subdividir en aquellos con base física, es decir, los que abordan la solución de la ecuación de Richards como, por ejemplo, el modelo HYDRUS-1D (Chen *et al.*, 2014); los conceptuales, que esquematizan el suelo en uno o más reservorios como, por ejemplo, el *Soil Water Balance Model Green-Ampt*, SWBM-GA (Brocca *et al.*, 2008); y los modelos basados en el tratamiento estadístico de datos, como es el caso de los que usan técnicas de redes neuronales como por ejemplo, el *Data Driven Model Experiment*, DDM-E, (Elshorbagy *et al.*, 2010). Los modelos de tipo conceptual son los más utilizados (Ranatunga *et al.*, 2008) ya que permiten simular la humedad del suelo con suficiente precisión sin necesitar conjuntos de datos detallados para su calibración y parametrización, como sí es necesario para los modelos físicos. En los modelos conceptuales se emplean diferentes ecuaciones para representar los tres componentes principales del balance hídrico del suelo, es decir, la infiltración, la percolación y la evapotranspiración. Entre ellas, la infiltración desempeña un papel importante para estimar la dinámica de la humedad del suelo a una resolución temporal fina (por ejemplo, a escala horaria), pero se simula con frecuencia a través de enfoques semiempíricos (Zappa y Gurtz, 2003) prestando más atención a la representación de los componentes del drenaje y la evapotranspiración (Baudena *et al.*, 2012). Esto se atribuye al interés por simular la humedad del suelo a la escala diaria (Laio *et al.*, 2001) ya que para ello no se requiere de un modelo refinado para la infiltración (Manfreda *et al.*, 2010). Sin embargo, para el modelado de la escorrentía para áreas de gran extensión (>1000 km²), es necesaria una estimación precisa de la humedad del suelo a una alta resolución temporal. Para este propósito se puede utilizar la ecuación de Richards. Sin embargo, su solución analítica no es sencilla, mientras que la solución numérica correspondiente se considera demasiado compleja para aplicaciones prácticas.

1.4.3. Medición de la humedad del suelo mediante teledetección

Desde el punto de vista de la observación remota existen diferentes técnicas propuestas para medir la humedad del suelo dependiendo del rango de frecuencia utilizado. Fundamentalmente se pueden dividir en aquellas basadas en el espectro óptico y las basadas en las bandas de microondas.

1.4.3.1. Bandas del espectro óptico

1.4.3.1.1. Métodos basados en el espectro visible e infrarrojo

Estos métodos se basan en la relación que existe entre la reflectividad espectral en las bandas del rojo (*red*) y el infrarrojo cercano (*Near InfraRed*, NIR) y la humedad del suelo para diferentes tipos de suelos (Weidong *et al.*, 2002; Gao *et al.*, 2013). En general, la reflectividad disminuye con el aumento de la humedad del suelo, y algunos estudios han encontrado una relación no lineal entre ambas (Lobell y Asner, 2002; Nocita *et al.*, 2013). La mayoría de estas técnicas tienen como objetivo el desarrollo de un índice espectral empírico de vegetación, que indica las propiedades (crecimiento, cantidad, estrés) y el contenido de agua de la vegetación. De manera indirecta el contenido de agua en la vegetación permite realizar estimaciones de la humedad del suelo incluso cuando la superficie del suelo no es visible. Un ejemplo de estos son el *Crop Water Stress Index* y el *Vegetation Anomaly Index* (Xiao *et al.*, 1994). Otro ejemplo sería el llevado a cabo por Gao *et al.*, (2013), donde se estudió la relación exponencial sobre las áreas con vegetación a través de características del NIR y el *red* (Fig. 1.15).

Aunque estos enfoques han demostrado ser robustos a la hora de estimar la humedad del suelo en las condiciones en las que han sido calibrados, presentan problemas cuando se aplican fuera de estas condiciones, ya que son métodos empíricos. El contenido y la distribución de otros atributos del suelo (materia orgánica, óxidos de hierro y minerales arcillosos) influyen también en la reflectividad espectral y pueden variar significativamente de un sitio a otro.

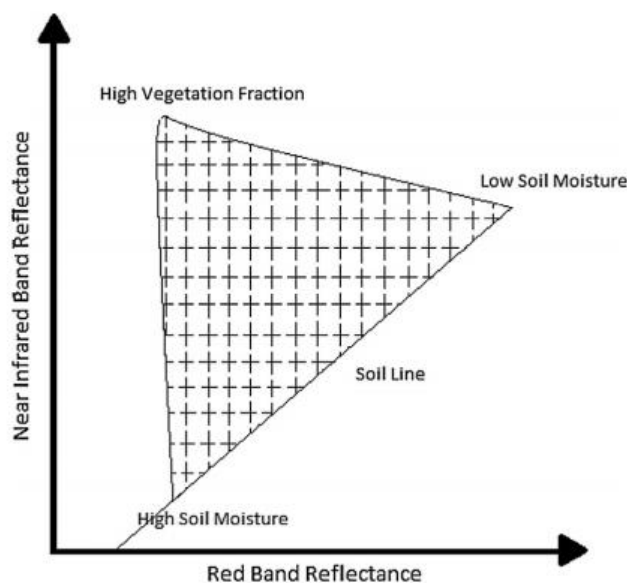


Figura 1.15. Relación entre el espectro *red*, NIR y la humedad del suelo (Gao *et al.*, 2013).

Los trabajos más recientes en la observación de la humedad del suelo superficial han explorado el desarrollo de sensores hiperespectrales en las longitudes de onda del infrarrojo visible, NIR y onda corta (*Short-Wave InfraRed*, SWIR) (Moran *et al.*, 2004). Sin embargo, aunque el uso de imágenes hiperespectrales ha mostrado resultados prometedores en las observaciones de la humedad (Peng *et al.*, 2013; Stamenkovic *et al.*, 2013; Anne *et al.*, 2014), la utilidad de esta metodología necesita ser explorada más profundamente (Petropoulos *et al.*, 2015) debido a la limitada disponibilidad de sensores remotos con capacidad hiperespectral

Por el contrario, a pesar de la existencia de múltiples sensores multispectrales basados en bandas ópticas en órbita, las observaciones en los rangos visibles, NIR, SWIR para la observación de la humedad del suelo presentan dificultades, por lo que su uso es limitado. La señal óptica tiene no penetra las nubes y el dosel de la vegetación, y es altamente atenuada por la atmósfera de la Tierra (Zhao y Li, 2013). Además, la reflectividad del suelo también se ve afectada por propiedades físicas inherentes del propio suelo que se quiere monitorizar (por ejemplo, contenido de materia orgánica, rugosidad, textura, pendiente, color o cubierta vegetal). Esto hace que el uso de estas técnicas sea poco práctico y a menudo inviable (Moran *et al.*, 2004). Sin embargo, estos métodos son capaces de proporcionar estimaciones de la humedad del suelo con altas resoluciones espaciales en comparación con otros tipos de sensores, lo cual es una ventaja significativa.

1.4.3.1.2. Métodos basados en el infrarrojo térmico (*Thermal InfraRed*, TIR)

Estos métodos se basan en el hecho de que la temperatura de la superficie del suelo (*Land Surface Temperature*, LST) es sensible al contenido de agua debido a su impacto en el proceso de calentamiento de la superficie (Zhao and Li, 2013). La temperatura superficial depende principalmente de la inercia térmica del suelo, definida como una propiedad física que caracteriza la resistencia superficial al cambio de temperatura ambiente (Soliman *et al.*, 2013). A su vez, la inercia térmica depende tanto de la conductividad térmica como de la capacidad calorífica, que aumenta con la humedad del suelo (Price, 1982; Olsen *et al.*, 2013). Por lo tanto, midiendo la amplitud del cambio de temperatura diurna se puede desarrollar una relación entre el cambio de temperatura y la humedad del suelo. Sin embargo, la relación entre la temperatura diurna y la humedad del suelo depende del tipo de suelo y se limita en gran medida a las condiciones del suelo sin vegetación (Van De Griend *et al.*, 1985).

La estimación de humedad del suelo basada en la inercia térmica es de difícil aplicación para la monitorización a gran escala de esta variable. A pesar de ello, su aplicación para la observación de la humedad del suelo a escala de detalle mediante plataformas aerotransportadas permite la obtención de datos con una alta resolución espacial, con resultados prometedores (Minacapilli *et al.*, 2009; Soliman *et al.*, 2013).

1.4.3.1.3. Métodos basados en la sinergia entre el espectro óptico y TIR

Un gran número de investigaciones se han centrado en examinar el potencial para obtener estimaciones de humedad del suelo superficial usando observaciones de teledetección en el infrarrojo cercano y el infrarrojo térmico del espectro electromagnético a la vez. En particular, muchas investigaciones han estudiado el potencial de obtener estimaciones de humedad del suelo superficial a través de la relación existente entre las medidas de temperatura y los distintos índices de vegetación existentes. Esta relación se muestra en el diagrama de dispersión de temperatura vs. índices de vegetación u otros estimadores de vegetación (Fig. 1.16), llamado “el triángulo universal” (Carlson *et al.*, 1994), así llamado por su forma

triangular, que se repite independientemente de las condiciones y zonas de observación. En realidad, este triángulo tiene una forma trapezoidal (Moran and Jackson, 1991), donde la parte superior corresponde a las superficies con cobertura completa de la vegetación y la base corresponde a las zonas de suelo desnudo. Entre la parte superior y su base, la mayor parte del área corresponde a una superficie con cobertura vegetal variable. Los puntos donde se miden temperaturas altas corresponden a zonas donde el suelo está seco, mientras que se observa una menor variabilidad en las zonas de suelos húmedos. Para las áreas totalmente cubiertas por la vegetación, la temperatura representa en realidad la temperatura de la cubierta vegetal (Petropoulos *et al.*, 2009). En casos de escasez de agua, la vegetación podría cerrar parte de los estomas para reducir la transpiración, evitando así la pérdida excesiva de agua, lo que provoca un aumento de la temperatura de la cubierta vegetal. Como resultado, la temperatura de esta cubierta se considera un indicador del estado del agua de la vegetación, demostrando además su potencial como un indicador generalizable de los cambios en la humedad del suelo.

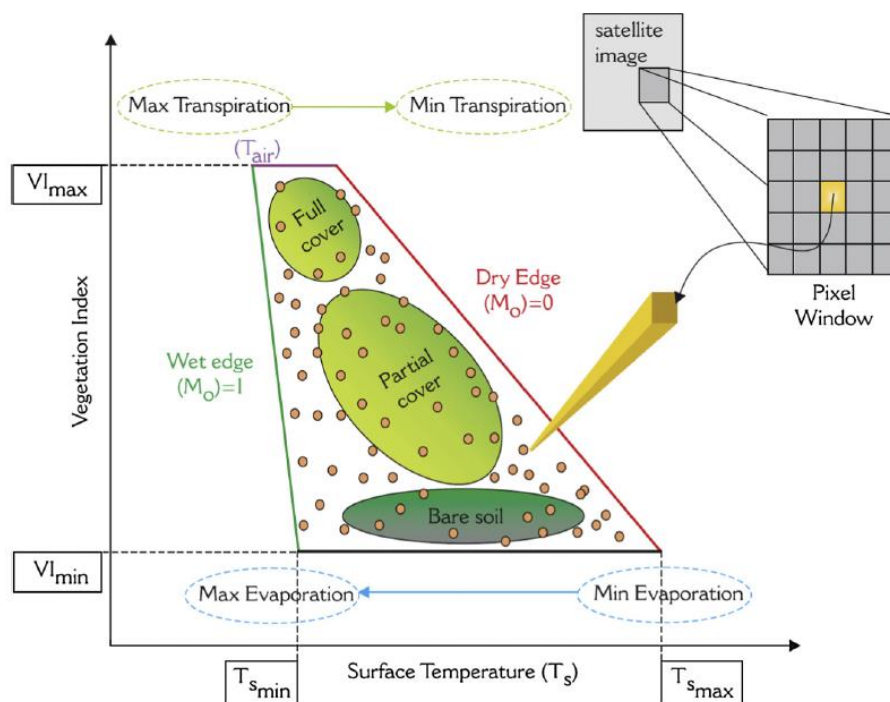


Figura 1.16. Esquema de la relación Temperaturas/Índices de vegetación con la humedad del suelo (Petropoulos *et al.*, 2015)

La relación entre la temperatura y el índice de vegetación del triángulo universal está a su vez relacionada con la humedad del suelo debido a la existencia de una fuerte variabilidad en el incremento de la temperatura sobre suelo desnudo (particularmente sobre superficies secas), mayor que sobre superficies completamente cubiertas de vegetación, lo que se debe a las variaciones de la humedad en el suelo (Petropoulos *et al.*, 2015). El índice de vegetación más utilizado en los estudios donde se aplica esta metodología es el *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), ya que es el más indicado para revelar el crecimiento y el vigor de la vegetación (Petropoulos *et al.*, 2009), aunque originalmente se utilizaba la fracción de cobertura vegetal como indicador del estado de la vegetación (Carlson, 2007).

El uso de técnicas sinérgicas entre los datos obtenidos de forma remota en los espectros óptico y térmico surgió debido a las limitaciones inherentes asociadas con todas las técnicas infrarrojas ópticas y térmicas. Entre ellas cabrían citarse: penetración superficial poco profunda, necesidad de condiciones libres de nubes y revisita poco frecuente en resoluciones espaciales adecuadas para el manejo de cuencas. Estas técnicas son a menudo empíricas, sufriendo las limitaciones debidas a los resultados específicos del sitio, necesidad de calibración, variabilidad a lo largo del tiempo y de los distintos tipos de cubierta terrestre, etc. (Carlson, 2007). Además, para su aplicación práctica, muchos de los métodos sinérgicos requieren una gama completa, o al menos muy amplia, de condiciones tanto de NDVI como de humedad del suelo dentro de la región donde se estudie, requisito que generalmente no siempre se puede satisfacer, particularmente en áreas homogéneas y grandes (Petropoulos *et al.*, 2009). Por otra parte, una ventaja clave de estos métodos es su simplicidad en términos de implementación, así como el requisito de parámetros fáciles de obtener a partir de datos de teledetección. Estas técnicas también incluyen todas las ventajas de los métodos ópticos y TIR revisados anteriormente, es decir, proporcionar una resolución espacial y temporal fina para la estimación de la humedad, el uso de una tecnología madura, uso de datos fácilmente accesibles desde satélites operativos o datos históricos de larga duración. Esto justifica el interés continuo de la comunidad científica en estos métodos hasta la fecha (Petropoulos *et al.*, 2015).

1.4.3.2. Sensores de microondas

Al igual que los métodos basados en la medición de la constante dieléctrica para medir la humedad del suelo *in situ*, esta técnica también se basa en el contraste entre la constante dieléctrica del agua líquida y el suelo seco (Ulaby *et al.*, 1986). En una mezcla suelo-agua, el valor de la constante dieléctrica aumenta al aumentar el contenido de agua en ese suelo. Debido a este efecto, la cantidad de radiación electromagnética emitida de forma natural por la superficie de la Tierra disminuye con el aumento de la humedad del suelo (Schmugge *et al.*, 1974; Schmugge *et al.*, 1986).

Esta técnica se lleva usando desde finales de la década de los 70, siendo muchos los sensores usados para ello (Fig. 1.17). Estos sensores han utilizado distintas bandas para medir la humedad del suelo (X, S, K o C). En la década de los 90, diferentes estudios sugieren que la mejor banda para medir globalmente la humedad del suelo mediante teledetección es la banda L, definida entre 1 y 2 GHz, con longitudes de onda entre 15 y 30 cm (Schmugge y Jackson, 1994; Chanzy *et al.*, 1997). La ventaja de la banda L con respecto a otras frecuencias de microondas más altas utilizadas con anterioridad es que está menos afectada por la lluvia y los efectos atmosféricos, siendo la atmósfera casi transparente (Crane, 1971). Asimismo, la radiación emitida por la superficie de la Tierra en banda L puede atravesar mejor que otras bandas a través de vegetaciones dispersas y con un contenido de biomasa moderado, lo que se corresponde con el 70% de la superficie no helada de la Tierra (Jackson, 1982).

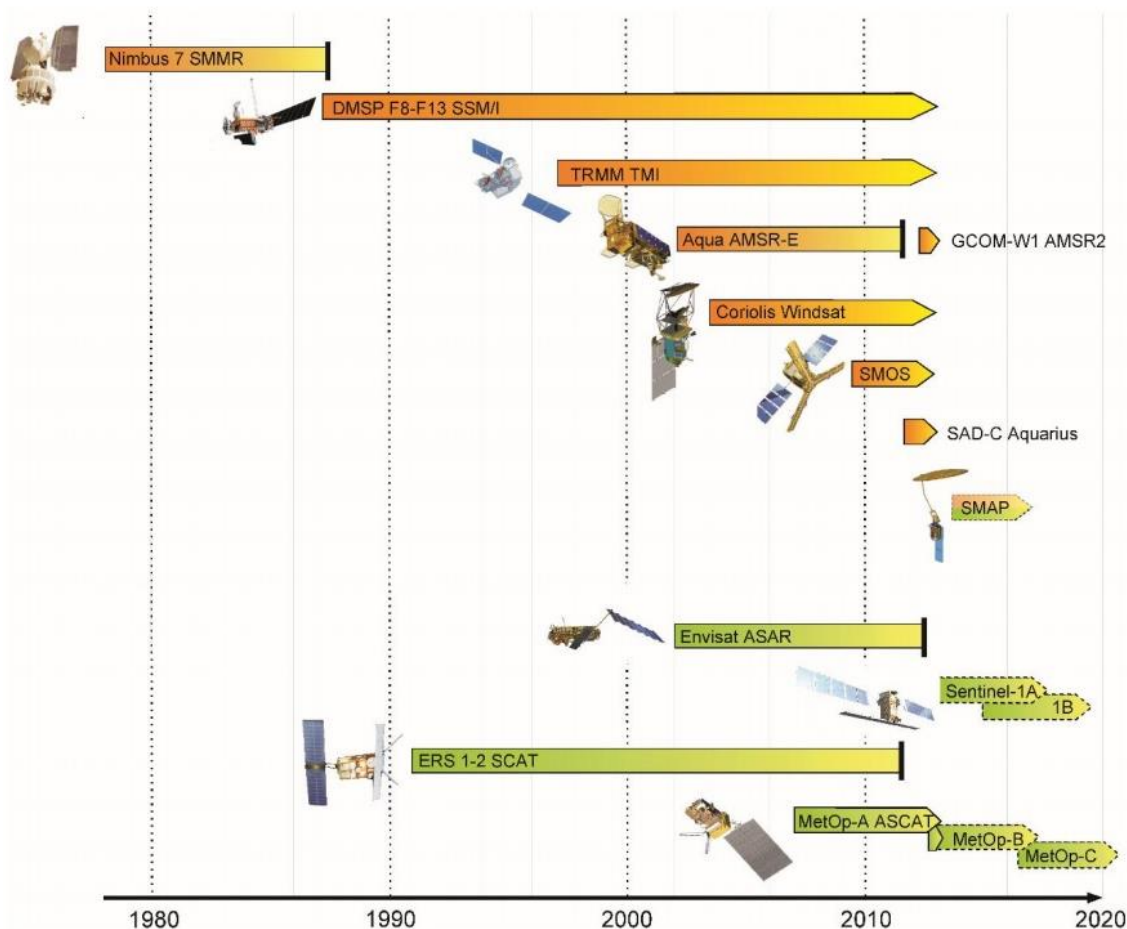


Figura 1.17. Satélites y sensores utilizados para estimar la humedad del suelo de forma remota desde 1978 a la actualidad. En naranja los sensores pasivos, en verde los sensores activos. Imagen tomada de www.esa-soilmoisture-cci.org.

La principal limitación asociada a la teledetección utilizando frecuencias de microondas es que solo se puede observar la humedad superficial del suelo, es decir, la existente en los primeros centímetros de profundidad (0-5 cm). Sin embargo, el contenido de agua del suelo a más profundidad, relevante para muchas aplicaciones climáticas o agronómicas, no se puede observar. Además, en condiciones secas, la humedad del suelo en la zona radicular podría no estar relacionada con la humedad superficial, lo que podría limitar su estimación a partir de observaciones de superficie (Capehart y Carlson, 1997). Por otra parte, obtener mediciones precisas de humedad del suelo bajo una cubierta vegetal densa resulta complicado, lo cual afecta a determinadas regiones del mundo (Drusch *et al.*, 2001; Reichle *et al.*, 2004; Wagner *et al.*, 2007b; de Jeu *et al.*, 2008). Por último, es importante tener en cuenta las grandes incertidumbres que aún existen en el desarrollo de algoritmos de estimación de humedad, dando lugar a diferencias significativas entre observaciones para diferentes satélites, o incluso con el mismo (Reichle *et al.*, 2007; Rüdiger *et al.*, 2009). Este tipo de sensores tienen una alta sensibilidad a la rugosidad de la superficie y a la dispersión que produce la vegetación en la señal detectada (Jackson *et al.*, 1996).

No obstante, las investigaciones llevadas a cabo en los últimos años han puesto de manifiesto el potencial de los datos de humedad obtenidos mediante teledetección en la banda de microondas para la monitorización de sequías o inundaciones y la asimilación en modelos meteorológicos o climáticos (Reichle *et al.*, 2007; Loew *et al.*, 2009).

El uso de la teledetección tiene la ventaja de poder medir globalmente la humedad del suelo, cubrir grandes áreas e identificar eventos a escala global, pero agrega heterogeneidades de escalas locales a regionales, lo que dificulta la validación de las observaciones (Ochsner *et al.*, 2013). La escala puntual de las mediciones *in situ* difiere de la resolución espacial de los sensores a bordo de los satélites. Para salvar esta diferencia se tienen que establecer diferentes estrategias para la validación de las observaciones remotas de la humedad del suelo (Crow *et al.*, 2012). Las redes permanentes de medición de la humedad del suelo *in situ*, cada vez más numerosas, proporcionan datos de forma continua para las actividades de validación, desde grandes escalas a escalas regional, local o puntual (Crow *et al.*, 2012; Ochsner *et al.*, 2013). A medida que la disponibilidad de datos aumenta, tanto de las redes en tierra como los obtenidos por satélite, la necesidad de optimizar y estandarizar las comparaciones con las mediciones de referencia es más crítica.

Existen dos tipos de sensores remotos basados en la frecuencia de las microondas. Por un lado, están los sensores activos, que tienen la capacidad de emitir un haz de energía que luego recogen tras su reflexión sobre la superficie. Por otro lado, los sensores pasivos reciben la energía emitida de forma natural por una superficie (Fig. 1.18). Tanto los sensores de microondas activos como los pasivos se utilizan comúnmente para recuperar la información de la humedad del suelo (Schmugge *et al.*, 2002; Wagner *et al.*, 2007b).

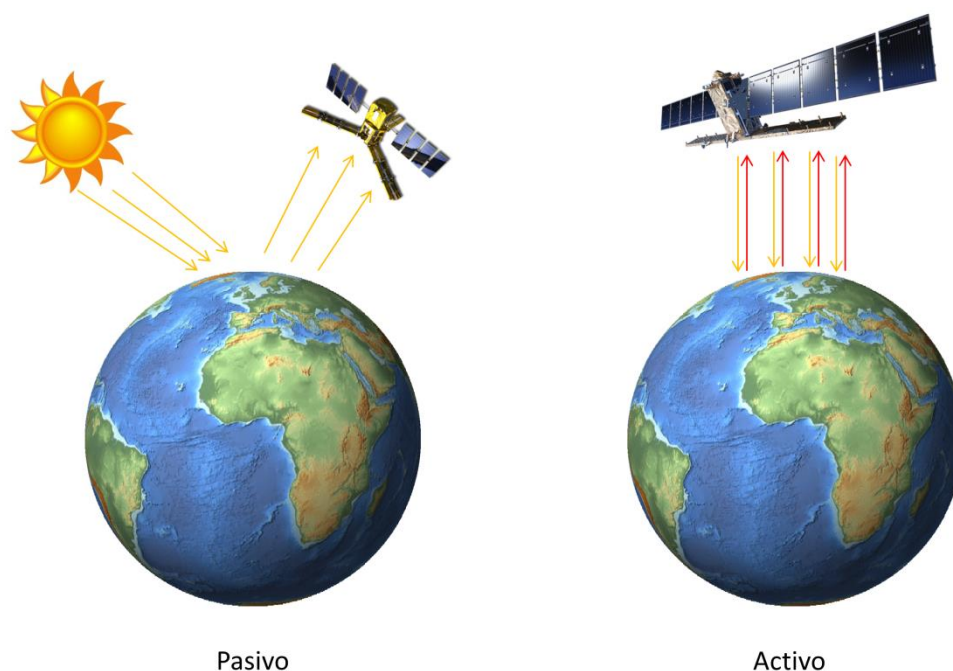


Figura. 1.18. Esquema de los sensores pasivos y activos.

Tanto los sensores activos como los pasivos pueden clasificarse en dos tipos, dependiendo de la antena utilizada, ya cuentan con apertura real o con apertura sintética. Los primeros son aquellos en los que el tamaño efectivo de la antena es el tamaño de la propia antena, mientras que los segundos son aquellos cuyo tamaño efectivo de la antena está virtualmente creado por la combinación de varias antenas reales.

1.4.3.2.1. Sensores Activos

Los sensores activos son aquellos sistemas de detección remota que incluyen un emisor y un receptor. El emisor emite una cierta cantidad de radiación hacia el objeto o área que se quiere medir y el receptor capta la radiación que previamente ha sido reflejada (retrodispersión) por el objeto o área. Para la medición de la humedad del suelo se suelen utilizar los radares (*RADio Detection And Ranging*). En general, estos radares suelen ser de tipo SAR (*Synthetic Aperture Radar*), que utilizan antenas de apertura sintética. Los algoritmos para la observación de la humedad del suelo mediante SAR se basan en la relación entre el contenido de humedad del suelo y la magnitud de retrodispersión medida (Fung, 1994; Dubois *et al.*, 1995; Jackson *et al.*, 1996; Quesney *et al.*, 2000; Moran *et al.*, 2004; Zribi *et al.*, 2005). Los SAR presentan la ventaja de obtener medidas con una alta resolución espacial, que va desde unos pocos metros hasta aproximadamente 1 km. Sin embargo, suelen tener una baja resolución temporal con un tiempo de revisita que, en ocasiones, es demasiado alto para su aplicación en campos como la hidrología (Entekhabi *et al.*, 2014).

Han sido muchas las misiones espaciales utilizadas para recuperar la humedad del suelo a través de sensores activos, aunque ninguna de ellas estaba dedicada exclusivamente a ello. Entre ellos (Tabla 1.3), se encuentran el *Scatterometer* (SCAT) a bordo de los satélites europeos ERS-1 y ERS-2, operativos desde 1991 hasta 2011 (Wang *et al.*, 2009; Reimer *et al.*, 2012); su sucesor, el sensor *Advanced Synthetic Aperture Radar* (ASAR) a bordo del satélite *Envisat*, operativo desde 2012 (Loew *et al.*, 2006); o el sensor *Advanced SCATterometer* (ASCAT) a bordo del satélite *Meteorological Operational* (MetOP), lanzado en el 2006 y todavía en funcionamiento (Wagner *et al.*, 2007b).

Instrumento	Satélite	Frecuencia (GHz)	Banda	Resolución Espacial	Resolución Temporal (días)
SCAT	ERS-1 y ERS-2	5.25	C	25-50 km	2-7
ASAR	ENVISAT	5.33	C	30–1000 m	5
ASCAT	MetOp	5.3	C	25–50 km	2

Tabla 1.3. Características de algunos sensores activos que se han utilizado para medir humedad del suelo.

1.4.3.2.2. Sensores Pasivos

Los sensores pasivos, también llamados radiómetros, son aquellos sistemas de teledetección que miden la energía emitida de forma natural del objeto o área que está siendo observada a través de un receptor. La emisión natural es proporcional al producto de la temperatura superficial y la emisividad de la superficie (Engman, 1990), lo que se denomina temperatura de brillo. Dicha emisividad está relacionada con el contenido de humedad del suelo (Jackson, 1993) y depende de la textura del suelo, de la rugosidad superficial y de la vegetación.

Los radiómetros tienen la característica de tomar medidas con alta precisión, aunque presentan, en general, una baja resolución espacial (en torno a decenas de km). En cambio, tienen una mejor cobertura temporal (con tiempos de revisita entre 1 y 3 días), con respecto a los sensores activos. Al igual que en los sensores activos, en las últimas décadas también se usaron sensores pasivos (Tabla 1.4) para medir humedad en el suelo, aunque no fuesen concebidos para tal fin. El *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR), a bordo del satélite *Nimbus-7*, fue el primer radiómetro utilizado para medir la humedad del suelo entre

1978 y 1987 (Gloersen y Barath, 1977). Posteriormente se lanzó el *Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E)* a bordo del satélite *Aqua*, operativo entre 2002 y 2011, siendo este sensor el primero en incorporar la medición de humedad del suelo como producto estándar (Njoku *et al.*, 2003). Otros sensores usados para la recuperación de la humedad del suelo son el *Tropical Rainfall Measurements Mission (TRMM)/Microwave Imager (TMI)* (Gao *et al.*, 2006), el multi-radiómetro *WindSat*, que toma medidas desde el año 2003 (Parinussa *et al.*, 2012), el *Sensor Microwave Imager (SSM/I)* que toma medidas desde el 1987 hasta la actualidad (Jackson, 1997), o el AMSR-2 a bordo del GCOM-W1, sucesor del AMSR-E.

Instrumento	Satélite	Frecuencia (GHz)	Banda	Resolución Espacial	Resolución Temporal (días)
SMMR	Nimbus-7	6.6	C	50 km	3
AMSR-E	Aqua	6.9–89	C y X	25–50 km	2
TMI	TRMM	10.65	X	45 km	2
WindSAT	Coriolis	6.8–37	C, X, y K	8–71 km	8
SSM/I	SSM/I	19.35	K	13–69 km	0.5
AMSR-2	GCOM-W1	6.9–89	S y X	25–50 km	2

Tabla 1.4. Características de algunos sensores pasivos que se han utilizado para medir humedad del suelo.

Actualmente hay dos misiones espaciales operativas que proporcionan observaciones de humedad de la superficie de la Tierra a través de radiómetros en banda L. La primera de ellas es la misión *SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity)*, lanzada en 2009, de la European Space Agency, ESA (Kerr *et al.*, 2001; Kerr *et al.*, 2010; Mecklenburg *et al.*, 2016). La segunda es la misión *SMAP (Soil Moisture Active Passive)*, lanzada a principios de 2015, de la *National Aeronautics and Space Administration*, NASA (Entekhabi *et al.*, 2010). Además de estas misiones, un tercer satélite con un radiómetro en banda L estuvo operativo desde 2011 hasta 2015, la misión *Aquarius/Satélite de Aplicaciones Científicas (SAC)-D* desarrollada conjuntamente por la NASA y la Comisión Argentina de Actividades Espaciales (CONAE) (Le Vine *et al.*, 2007; Lagerloef *et al.*, 2008).



Figura 1.19. Satélite SMOS. Imagen obtenida de www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/SMOS.

El satélite SMOS (Fig. 1.19) fue lanzado desde el cosmódromo de Plesetsk, en Rusia, el 2 de noviembre de 2009. Es la segunda misión *Earth Explorer Opportunity* de la ESA seleccionada en el marco del *Living Planet Programme* (<https://earth.esa.int/web/guest/missions>) y su funcionamiento ha sido ampliado recientemente hasta finales de 2017. La mayor innovación de esta misión fue el uso de un radiómetro de apertura sintética para medir la humedad del suelo, ya que nunca antes se había utilizado este tipo de radiómetros a bordo de un satélite. Se trata del sensor MIRAS (*Microwave Imaging Radiometer by Aperture Synthesis*) (Camps, 1996; McMullan *et al.*, 2008; Corbella *et al.*, 2011). Este sensor pasivo funciona a 1.413 GHz y consta de una estructura central y tres brazos desplegables que forman ángulos de 120° entre sí, en forma de Y (Fig. 1.19). Cada brazo tiene una longitud de unos 4.5 m y a lo largo de ellos se sitúan las 69 antenas que conforman el radiómetro.

SMOS vuela en una órbita polar sincronizada con el Sol a una altitud media de 758 km y un ángulo de inclinación de 32.5°. Su radiómetro mide la humedad del suelo a diferentes ángulos de incidencia (de 0° a 65°) con una resolución espacial de aproximadamente 40 km y una precisión nominal de 0.04 m³m⁻³. Las observaciones de humedad de suelo (obtenidas a partir de la temperatura de brillo del radiómetro) se re proyectan sobre la proyección ISEA 4H9 (*Icosahedral Snyder Equal Area projection*) definida con una resolución espacial de 15 km entre nodos, denominada como la malla *Discrete Global Grid* (DGG).

El satélite Aquarius/SAC-D (Fig. 1.20) fue lanzado desde la Base Aérea de Vandenberg, en California, el 10 de junio de 2011 (<http://aquarius.nasa.gov/>). La misión constaba, por un lado, del instrumento Aquarius de la NASA, que era una combinación de un sensor pasivo y activo, ambos de apertura real (Le Vine *et al.*, 2007); y por otro, la plataforma de la nave espacial SAC-D de CONAE y sus instrumentos asociados. El objetivo principal de esta misión fue monitorizar la salinidad superficial en el océano (Le Vine *et al.*, 2010). Desafortunadamente, el 7 de junio de 2015, la misión finalizó debido a un fallo electrónico en el satélite, después de tres años y nueve meses en funcionamiento.

Este satélite se situaba en una órbita polar sincronizada con el Sol a una altura media de 657 km. El instrumento Aquarius incluía tres radiómetros que funcionaban a 1.413 GHz, cada uno con un ángulo de incidencia diferente: 29.36°, 38.49° y 46.29°. La resolución espacial de los tres radiómetros era de 76 x 94 km, 84 x 120 km y 96 x 156 km respectivamente.

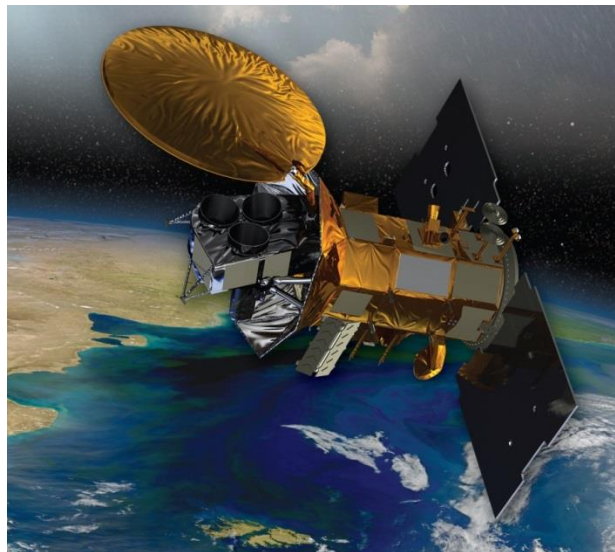


Figura 1.20. Satélite Aquarius/SAC-D. Imagen obtenida de <https://aquarius.nasa.gov/>.

La misión Aquarius, en colaboración con la misión SMAP, empezó a distribuir datos de humedad del suelo utilizando las observaciones de Aquarius. Estos datos se generan usando el mismo algoritmo que SMAP para proporcionar continuidad ininterrumpida entre ambas misiones (Bindlish *et al.*, 2015).

Por último, el satélite SMAP (Fig. 1.21) fue lanzado desde la base aérea de Vandenberg, en California, el 31 de enero de 2015 (<https://smap.jpl.nasa.gov/>). El objetivo principal de esta misión es medir específicamente la humedad del suelo de forma global (Entekhabi *et al.*, 2010).

SMAP inicialmente iba a aprovechar las ventajas de los sensores activos y pasivos gracias a la combinación de un radiómetro y un radar en el mismo satélite, para obtener una alta precisión temporal y una alta resolución espacial (Spencer *et al.*, 2010). Este satélite vuela en una órbita polar sincronizada con el Sol a una altura media de 658 km. Tanto el radiómetro como el radar comparten la misma antena, un reflector de malla desplegable de 6 m que mide con un ángulo de incidencia con la Tierra constante de 40° (Fig. 1.21). Mientras que la resolución del radiómetro se define por la apertura real con un pixel de ~40 km proyectado en una malla EASE (*Equal Area Scalable Earth*) de 36 km, la alta resolución del radar de ~1-3 km se obtenía mediante el procesado de la retrodispersión proyectada sobre una malla EASE de 3 km. El radiómetro opera a 1.413 GHz y el SAR operaba a 1.26 GHz (Entekhabi *et al.*, 2010). Además de las estimaciones de humedad obtenidas a partir de las observaciones del sensor pasivo y de las observaciones del sensor activo por separado, el equipo técnico de SMAP planeó proporcionar un producto de humedad con una resolución de 9 km utilizando un algoritmo de desagregación que combinaba observaciones activas y pasivas (Piles *et al.*, 2009; Das *et al.*, 2014). Sin embargo, el radar dejó de funcionar el 7 de julio de 2015 debido a un fallo en la transmisión de datos, y la producción de los productos activo y activo-pasivo debió ser cancelada. En la actualidad, se está estudiando la posibilidad de que el SAR en banda C del satélite Sentinel-1 de la ESA se utilice junto con el radiómetro SMAP para proporcionar el producto activo-pasivo de 9 km (Leone, 2015). La misión SMAP también proporciona otros productos de valor añadido como, por ejemplo, la humedad en la zona radicular (Entekhabi *et al.*, 2014).

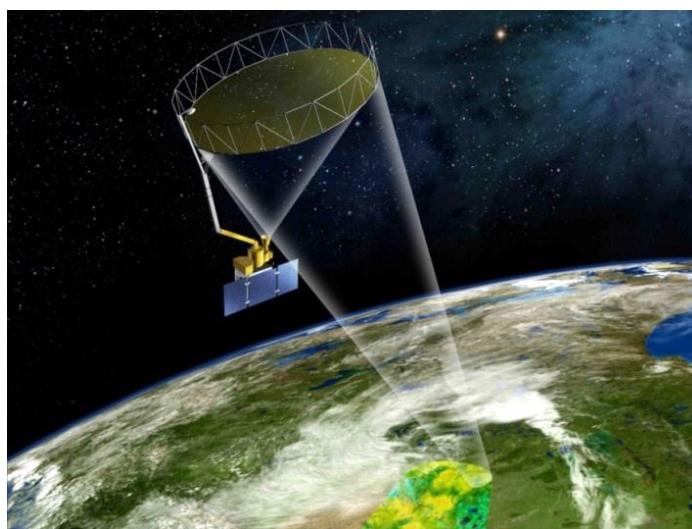


Figura 1.21. Satélite SMAP. Imagen obtenida de www.nasa.gov/smap.

1.4.4. Medición del potencial del agua en el suelo

Otra variable relacionada con el contenido de agua en el suelo es el potencial hídrico. El potencial del agua en el suelo se puede medir mediante distintas técnicas, siendo el tensiómetro el aparato más utilizado para este fin (Fig. 1.22). Este instrumento consiste en un tubo impermeable al agua que en el extremo inferior dispone de una capsula cerámica permeable y en la parte superior suele disponer de un pequeño receptáculo por donde se añade el agua y de un manómetro donde se realizan las lecturas de presión. Existen modelos a los que se les puede incorporar dispositivos electrónicos de medición que se insertan en la caña tensiométrica mediante una aguja hipodérmica, lo cual permite mantener la tensión interna y realizar mediciones de gran precisión. El tensiómetro permite que el agua del suelo se equilibre con el agua que contiene en su interior a través de la capsula de cerámica permeable en contacto con el suelo. La disminución del contenido de agua en el suelo provoca una cierta tensión que extrae el agua del tensiómetro. El dispositivo de medida indica el potencial en la condición de equilibrio. Al tensiómetro no le afecta el potencial osmótico de la solución del suelo y mide únicamente el potencial mátrico. Sin embargo, su limitación es el intervalo de potenciales en el que es operativo y que va desde condiciones de saturación hasta los -70 kPa aproximadamente. Además, presentan una serie de inconvenientes como la realización de un mantenimiento moderado, ya que hay que ir rellenando los tensiómetros y evitar las burbujas de aire. La instalación de tensiómetros en el terreno tiene una complejidad moderada.



Figura 1.22. Varios tensiómetros *IRROMETER* (*Irrrometer, Inc.*) midiendo en campo. (www.irrometer.com).

Para conocer la relación entre la humedad del suelo y el potencial matricial se utilizan comúnmente los métodos de las placas de cerámica o bien membranas a presión, introducidos en la década de 1940 por L.A. Richards (Fig. 1.23). En realidad, con esta técnica no se mide el potencial hídrico de una muestra, sino que este es impuesto bajo condiciones controladas. La muestra de suelo se lleva a un potencial mátrico específico mediante la aplicación de presión y permitiendo que el exceso de agua fluya hacia fuera a través de una placa de cerámica porosa. Cuando la muestra llega al equilibrio, su potencial mátrico será equivalente a la presión aplicada. Estas placas de cerámica se utilizan comúnmente para obtener curvas de retención de la humedad del suelo. Una vez que las muestras de suelo alcanzan un potencial específico de agua a presión, se puede extraer la muestra de la placa y secarla para medir su contenido de agua.

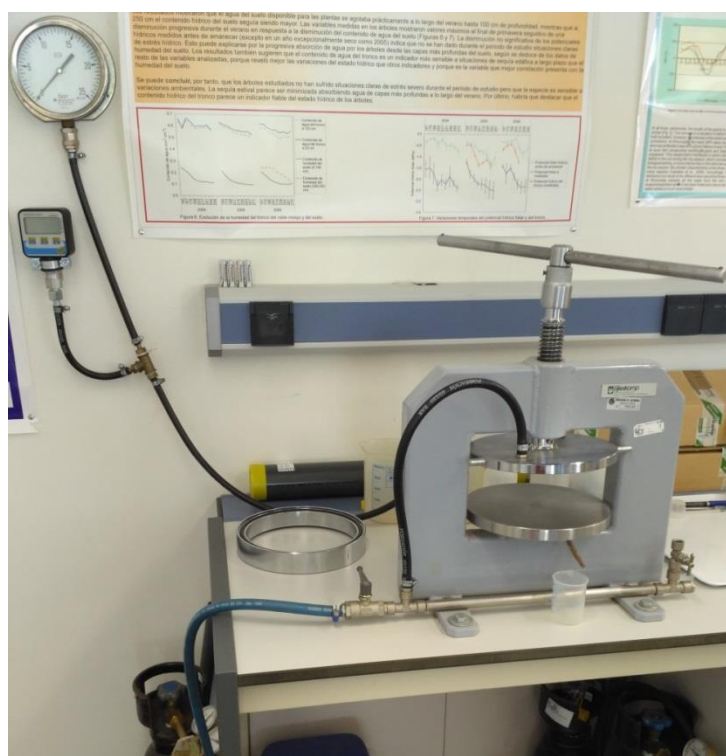


Figura 1.23. Dispositivo de una membrana a presión del laboratorio del Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la USAL.

Otros instrumentos menos usados para medir el potencial son los bloques de yeso o los sensores de matriz granular (Fig. 1.24). Estos aparatos se basan en la propiedad que tienen algunos materiales porosos de conducir la corriente eléctrica, cuya resistencia está relacionada con el contenido de humedad. Si se introducen pequeños bloques de estos materiales en el suelo, con dos electrodos insertados en su interior, absorben agua en función del contenido de humedad del suelo, lo que da lugar a variaciones de la resistencia eléctrica. Si se mide esta resistencia eléctrica se puede determinar el potencial del agua en el suelo (Hillel, 1998). La resistencia eléctrica de un suelo aumenta en la medida que la humedad disminuye.



Figura 1.24. Bloques de yeso (Izquierda) y sensor de matriz granular (Derecha). Imágenes tomadas de www.irrometer.com

1.4.5. Estimación de la humedad del suelo en la zona radicular

Frente a la medición de la humedad del suelo en la capa superficial, la estimación del contenido de humedad en el horizonte radicular es de mayor interés en determinadas aplicaciones agrícolas porque determina la disponibilidad de agua para los cultivos. Sin embargo, el mantenimiento de los sensores es más difícil que en la zona superficial, por lo que una de las aproximaciones más usuales se basa en obtener la humedad del suelo en la zona radicular a partir de mediciones superficiales. En los últimos años se han propuesto una variedad de enfoques y técnicas para estimar la humedad del suelo a diferentes profundidades a partir de mediciones superficiales, que van desde relaciones estadísticas simples hasta estimaciones basadas en modelos físicos (Wagner *et al.*, 1999). Los métodos más utilizados actualmente pueden clasificarse en general en tres tipos: los métodos de asimilación de datos, los métodos estadísticos o estadísticos computacionales y los métodos analíticos.

Los métodos de asimilación de datos están basados en algoritmos que incorporan mediciones de humedad superficial del suelo (ya sea a través de detección remota o de observaciones *in situ*) en modelos hidrológicos (Reichle *et al.*, 2007; Draper *et al.*, 2011; Han *et al.*, 2012; Dumedah y Walker, 2014; Parrens *et al.*, 2014). Estos algoritmos obtienen estimaciones robustas de la humedad del suelo en la zona radicular mediante la aplicación del filtro de Kalman, o el filtro de Kalman mejorado, entre otros métodos (Evensen, 1994; Reichle *et al.*, 2002). Aunque la asimilación de datos se considera el enfoque más prometedor (Kostov y Jackson, 1993; Dumedah *et al.*, 2015), su aplicación se ve limitada por los parámetros requeridos por los modelos (propiedades del suelo, características de la vegetación y forzamiento atmosférico) que son difíciles de obtener, así como por las incertidumbres relacionadas con la descripción física de los procesos hidrológicos del suelo (Albergel *et al.*, 2008; Hu y Si, 2014).

Los métodos estadísticos se basan en enfoques para estimar la humedad del suelo del perfil sin tener en cuenta los procesos hidrológicos, sino basados en el tratamiento de los datos. El método estadístico más simple es la regresión lineal entre los datos de humedad del suelo de superficie y del perfil. Sin embargo, este método suele producir malas estimaciones debido a la relación no lineal entre ambos tipos de datos (Jackson *et al.*, 1996; Bono y Alvarez, 2012; Shi *et al.*, 2014). Bono y Alvarez, (2012) encontraron que métodos como la regresión multivariante y la red neuronal artificial eran capaces de producir estimaciones fiables de la humedad del suelo del perfil, pero requerían mediciones de la humedad del suelo de al menos dos capas de suelo diferentes como *inputs*. El análisis de estabilidad temporal, introducido por Vachaud *et al.*, (1985), también se ha probado para mejorar la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular. Hu y Si, (2014) indicaron que la humedad del suelo del perfil se puede predecir con cierta fiabilidad a partir de mediciones en la profundidad que es más estable en el tiempo. Sin embargo, la profundidad más estable en el tiempo no es necesariamente la capa superficial, y esto hace que las mediciones requeridas sean más costosas y difíciles de obtener. Además, Gao *et al.*, (2015) encontraron que es posible estimar con precisión la humedad del suelo del perfil usando para ello las mediciones de la capa superficial como *inputs* en el análisis de estabilidad temporal. Sin embargo, su definición de la capa superficial (0-40 cm), difiere de la definición de capa superficial en los sensores de satélite (0-5 cm), restringiendo su aplicación en la teledetección.

Los métodos analíticos requieren menos *inputs* que los métodos de asimilación de datos, además de que son computacionalmente más eficientes. Generalmente se derivan de modelos hidrológicos, pero incluyendo algunas suposiciones de simplificación (Arya *et al.*, 1983; Camillo y Schmugge, 1983; Wagner *et al.*, 1999; Manfreda *et al.*, 2014). Por ejemplo, el filtro exponencial denominado *Soil Water Index* (SWI), introducido por Wagner *et al.*, (1999) y

mejorado por Albergel *et al.*, (2008), supone que los flujos de agua entre las capas superficiales y subsuperficiales son proporcionales a la diferencia de humedad del suelo entre estas dos capas. Este método ha sido capaz de predecir con éxito la humedad del suelo en la zona radicular a través de las observaciones superficiales para diferentes regiones donde varían las condiciones climáticas y/o del suelo (Ceballos *et al.*, 2005; Albergel *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2011b; Ford *et al.*, 2014; Peterson *et al.*, 2016). En la actualidad, el filtro exponencial es, probablemente, el método analítico más utilizado, ya que sólo requiere un parámetro temporal de entrada llamado T o T_{opt} junto con las observaciones de la humedad del suelo superficial. En la literatura, la variable T se ha calculado de diversas maneras dependiendo de las aplicaciones, áreas de estudio, sensores utilizados o incluso entre lugares de medición dentro de la misma área, produciendo resultados muy variados (Wagner *et al.*, 1999; Albergel *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2011b). En general, los métodos utilizados para obtener el valor óptimo de T pueden agruparse en tres grupos: los que comparan el filtro exponencial hallado con la teledetección con medidas *in situ* de la humedad del suelo a diferentes profundidades, otros que comparan el filtro exponencial hallado con teledetección con los datos modelados de humedad del suelo a diferentes profundidades y, por último, aquellos que comparan el filtro exponencial hallado con las mediciones *in situ* de la humedad del suelo con las mediciones *in situ* de la humedad del suelo. Además, para fijar cual es el valor de la T óptima, a la hora de la comparación, también se han utilizado diferentes métricas y estadísticas en los distintos trabajos.

1.4.6. Estimación del agua disponible para las plantas (PAW)

El contenido de PAW es una característica del suelo y una variable crítica en la modelización hidrológica. El PAW determina el almacenamiento activo de agua en el suelo, y en ambientes con escasez de agua, es la principal causa de diferentes comportamientos eco-hidrológicos entre la vegetación, particularmente, en el caso de la vegetación perenne, ya que tiene raíces profundas (de Santa Olalla Mañas *et al.*, 2005). Convencionalmente, el PAW se estima para una combinación de tres variables del suelo y la vegetación: la profundidad máxima de enraizamiento y el contenido volumétrico de agua en los puntos de capacidad de campo y punto de marchitez, respectivamente (FAO, 1979). Sin una buena observación de campo, las incertidumbres en la estimación del PAW se producen por los errores asociados a cada una de estas tres variables.

La capacidad de campo representa la cantidad de agua que un suelo bien drenado retiene en contra de las fuerzas gravitatorias, es decir, la cantidad de agua remanente en el suelo cuando el drenaje descendente ha disminuido significativamente (de Santa Olalla Mañas *et al.*, 2005). A medida que aumenta el consumo de agua por parte de la planta y/o la evaporación, el agua remanente será retenida con mayor fuerza por el suelo, lo que conllevará que se reduzca su energía potencial y hará más difícil su extracción por las plantas. Así, se alcanzará un punto donde la planta no podrá extraer el agua remanente. En este momento la extracción de agua será nula y se habrá alcanzado el punto de marchitez.

A pesar de que, en teoría, existe agua disponible hasta alcanzar el punto de marchitez permanente, la cantidad de agua extraída por la planta se reducirá significativamente antes de alcanzar el punto de marchitez. Cuando el suelo contiene suficiente humedad, él mismo es capaz de suministrar el agua en cantidad suficiente para satisfacer la demanda atmosférica a la planta, por lo que la extracción del agua será igual a la evapotranspiración. Puesto que, por un lado, el contenido de humedad por encima de la capacidad de campo no puede ser retenido en contra de las fuerzas de gravedad y es drenado, y que, por otro lado, el contenido de humedad por debajo del punto de marchitez no puede ser extraído por las raíces de las

plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre los contenidos de humedad a capacidad de campo y el punto de marchitez (Hillel, 1998). Estas dos variables del suelo, que resultan críticas para el conocimiento del agua disponible para las plantas, habitualmente se calculan en laboratorio sobre muestras de suelo recogidas *in situ*, tal como se ha descrito en el apartado 1.3.6.

Modelos complejos como el *Soil & Water Assessment Tool* (SWAT) (Williams, 1984) o el *Soil Water Atmosphere Plant* (SWAP) (Van Dam *et al.*, 1997), en los que son necesarias gran cantidad de variables del suelo y de las plantas sobre las que se va a aplicar, también se apoyan en variables medidas a través de teledetección, como pueden ser el NDVI o el *Leaf Area Index* (LAI). Ejemplo de ellos son los trabajos de Hong *et al.*, (2010) o Yang *et al.*, (2014), en los cuales, haciendo uso del NDVI y del LAI, además del modelo SWAT, calculan el PAW para distintas zonas de Corea y Rusia, respectivamente. Sin embargo, existen modelos más sencillos pero muy efectivos como el desarrollado por Wagner *et al.*, (1999), que relaciona la humedad del suelo superficial con la humedad del suelo en el perfil a través del modelo SWI. Además de los datos necesarios para calcular el SWI, este método requiere el WP, el FC y el contenido máximo de agua. Este modelo ha sido el seleccionado en el presente trabajo para estimar el PAW, como se describe en el apartado 1.6.

1.5. Zona de estudio

El ámbito geográfico en el que se han desarrollado los trabajos presentados en esta tesis se sitúa en la Comunidad Autónoma de Castilla y León, donde el Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca ha instalados sus dos redes de estaciones de medición de humedad del suelo.

1.5.1. Red de estaciones de humedad del suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS)

REMEDHUS está localizada entre las provincias de Zamora, Valladolid y Salamanca (coordenadas geográficas 41.1°N-5.7°W y 41.5°N-5.1°W), sobre una superficie aproximada de 1300 km² (Fig. 1.25). La elección de esta localización vino motivada por criterios climáticos e hidrológicos, ya que se trata de la zona con menor volumen de precipitación y mayor aridez de la cuenca del Duero. Por tanto, dentro de la comunidad de Castilla y León, se trata de una zona de especial interés en relación a los recursos hídricos y su disponibilidad.

En la primavera de 1999 se instaló el dispositivo experimental, contando en ese primer momento con 23 estaciones de medición manual de la humedad del suelo y una cuenca experimental con una estación meteorológica automática y una estación de aforo de caudal. El objetivo primordial de equipar esta red fue el de llevar a cabo un seguimiento de la evolución de la humedad del suelo en una zona suficientemente representativa en términos de usos del suelo y condiciones bio-climáticas. Hoy en día, la red de estaciones cuenta con cuatro estaciones meteorológicas automáticas y 22 estaciones automáticas de medición de la humedad del suelo.

Todas las estaciones de humedad del suelo instaladas cuentan con sondas de capacitancia (*Hydra Probes*, *Stevens Water Monitoring System, Inc.*) insertadas a 5 cm de profundidad. Además, 14 de ellas cuentan con tres sondas *EnviroSMART* (*Sentek Pty. Ltd.*) situadas a 25, 50 y 100 cm de profundidad (Fig. 1.26). Las sondas superficiales fueron introducidas y colocadas

horizontalmente en el perfil del suelo, paralelas a la dirección de la máxima pendiente de la ladera. Una vez instaladas, el perfil fue restaurado, evitando al máximo la perturbación del suelo. Tras un periodo de unos dos meses aproximadamente desde su instalación para la estabilización del suelo, se han venido realizando mediciones de la humedad del suelo con intervalo horario de manera ininterrumpida hasta hoy.

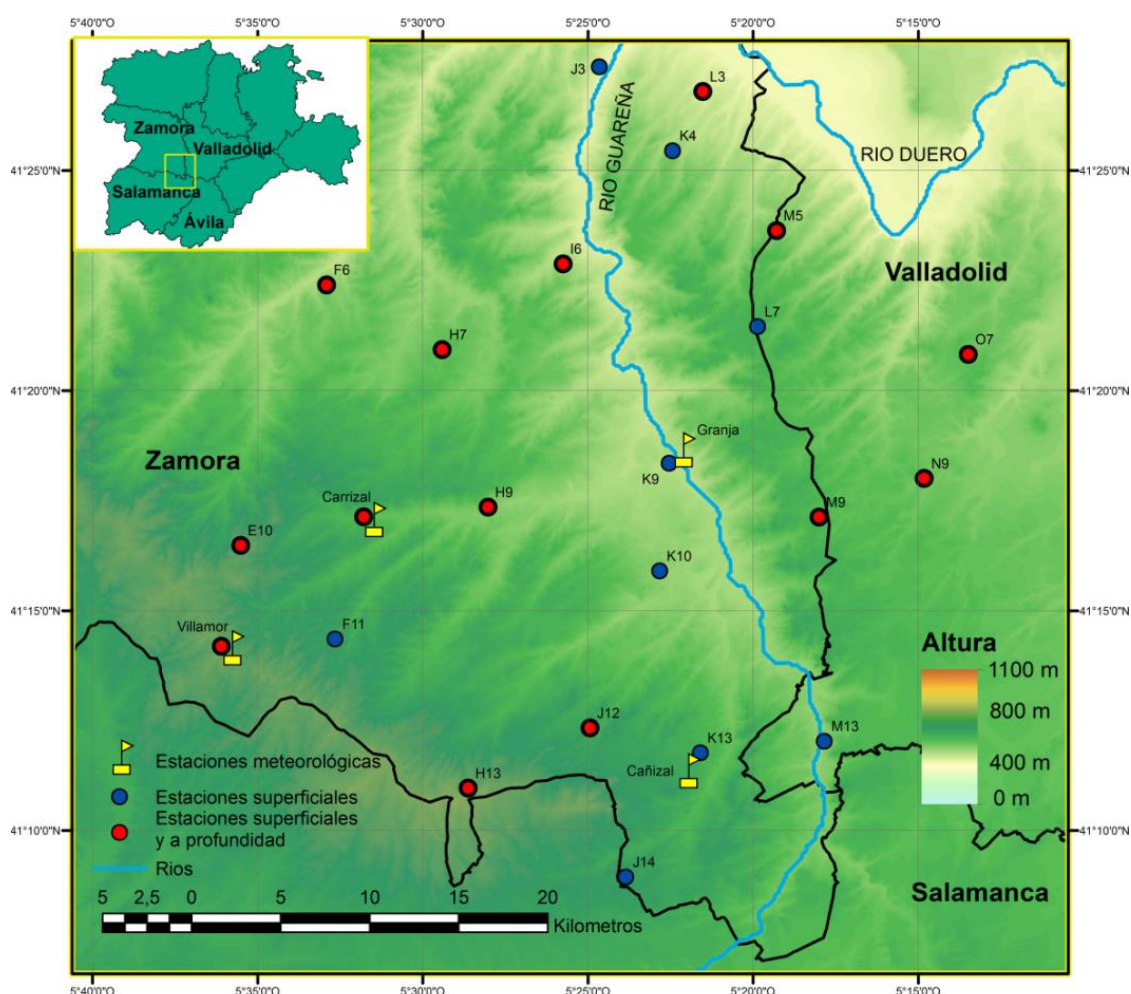


Figura 1.25. Mapa de la localización de REMEDHUS y la distribución de las estaciones meteorológicas, las estaciones de humedad del suelo superficial y las estaciones de medición a profundidad.

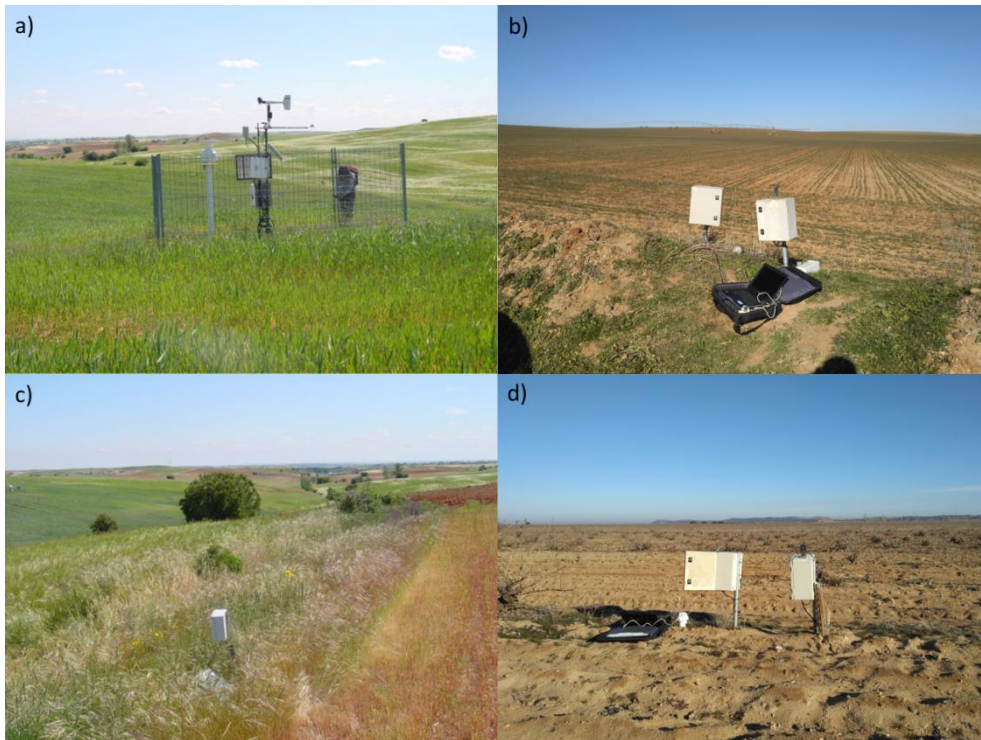


Figura 1.26. Diferentes estaciones de las que está compuesta REMEDHUS: a) Estación meteorológica sobre parcela de cereal, b) Estaciones superficial y a profundidad sobre parcela de cereal, c) Estación superficial sobre parcela de cereal y d) Estaciones superficial y a profundidad sobre viñedo.

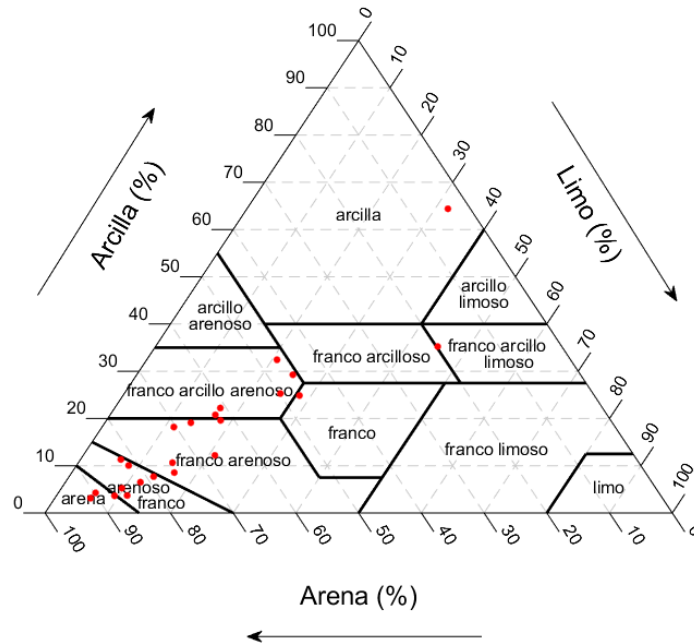


Figura 1.27. Distribución de la textura del suelo de las 23 estaciones de REMEDHUS.

En cada estación seleccionada se realizó un análisis de muestras de suelo para validar las sondas instaladas y obtener las propiedades hídricas del suelo. Esta caracterización hidrodinámica de los suelos se llevó a cabo mediante monolitos de suelo inalterados. Con la utilización de estos cilindros se determinaron, además, las propiedades físicas de las muestras de suelo como son la textura o la materia orgánica (Tabla 1.5), así como la capacidad de campo y el punto de marchitez de los suelos a cada profundidad donde se instalaron las sondas. Para ello se calculó (Martínez-Fernández, 1990) la curva de retención mediante el método del recipiente de tensión hídrica combinado con el uso de la membrana de presión y el modelo de van Genuchten, (1980). A partir del ajuste de la curva al modelo citado se obtienen los valores del contenido de humedad a saturación (*Total Water Capacity*, TWC), capacidad de campo y punto de marchitez.

Nombre	Clave	Altitud (m)	Uso de suelo	Textura (%)			Materia Orgánica (%)
				Arena	Limo	Arcilla	
Tres Rayas	E10	879	Viñedo	75.11	16.35	8.54	0.34
Arenas	F6	750	Viñedo	67.19	13.7	19.11	0.69
Zamarrón	F11	851	Cereales de secano	81.52	11.97	6.51	0.82
Tomillar	H07	764	Viñedo	85.1	9.64	5.26	0.36
Guarratino	H09	742	Forestal-Pradera	19.78	44.99	35.23	5.84
Bodegas	H13	904	Forestal-Pradera	70.36	11.45	18.19	0.66
El Coto	I06	730	Viñedo	89.81	5.93	4.26	0.29
Paredinas	J03	668	Viñedo	85.05	11.26	3.69	0.31
Eritas	J12	839	Cereales de secano	60.94	16.85	22.21	1.62
Atalaya	J14	827	Cereales de secano	66.81	20.98	12.21	0.86
Las Victorias	K04	742	Cereales de secano /Viñedo	87.09	9.27	3.64	0.27
Granja-Valdeguareña	K09	706	Forestal-Pradera	74.36	15.00	10.64	9.01
Carretoro	K10	742	Cereales de secano	91.16	5.71	3.13	0.27
Cañizal	K13	799	Cereales de secano	62.2	18.2	19.6	0.73
Brozas	L03	682	Viñedo	82.25	6.44	11.31	0.34
Llanos	L07	802	Cereales de secano	46.80	20.78	32.42	3.31
Casa Periles	M05	750	Cereales de secano	81.64	8.31	10.05	0.40
Cruz Elias	M09	796	Cereales de secano	49.83	24.89	25.28	1.42
Guareña	M13	737	Forestal-Pradera	3.57	32.04	64.39	12.48
Concejo Mte.	N09	763	Cereales de secano	62.46	16.78	20.76	0.95
Vacas	O07	762	Cereales de secano	78.84	13.47	7.69	0.45
Villamor	VIL	885	Cereales de secano	45.85	24.89	29.26	0.57
Carrizal	CAR	780	Cereales de secano	47.00	28.15	24.85	2.54

Tabla 1.5. Características de las 23 estaciones de la red REMEDHUS.

Los suelos de las estaciones de REMEDHUS son profundos y con poca materia orgánica, con texturas arenosas o franco arenosas, con 17 de las 23 estaciones con porcentajes de arena superiores al 60%, y solo dos de las estaciones por debajo del 20% (Fig. 1.27 y Tabla 1.5).

El área de REMEDHUS muestra una topografía de llanura con suaves ondulaciones, con una altitud media de, aproximadamente, 775 m (Fig. 1.25). Es una zona de suave topografía dominada por la cuenca del río Guareña, afluente del río Duero, al que desemboca en el vértice septentrional del área localizado en el municipio de Toro, siendo esta la zona más baja, por debajo de los 700 m. El sector más elevado discurre a lo largo de la divisoria de aguas de las cuencas del río Guareña y del río Tormes, al suroeste, a poco más de 900 m de altitud (Fig. 1.25).

Por enclavarse en la zona central de la cuenca del Duero, en el área predominan sedimentos del Mioceno y depósitos fluviales del Cuaternario sobre la gran zona del Terciario detrítico de la depresión del Duero (conglomerados, gravas, arcillas, arenas, etc) (Fig. 1.28).

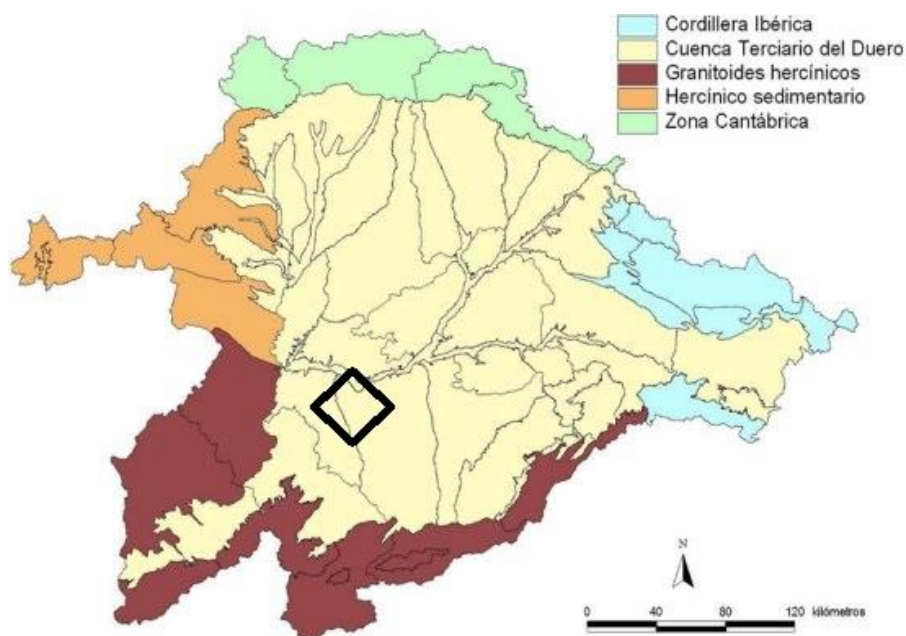


Figura 1.28. Distribución geológica de la cuenca del Duero. El marco negro comprende la zona de REMEDHUS. Imagen obtenida de www.chduero.es

El río Guareña y sus afluentes, con su acción erosiva, han vaciado la mayoría de los depósitos miocénicos, dejando al descubierto los sedimentos infrayacentes del Paleógeno (Maya, 1994). Por este motivo los materiales del Paleógeno se extienden por toda la zona, siendo los más antiguos los situados al noroeste. Estos materiales, del Eoceno y el Oligoceno, están formados por conglomerados compactados, con cemento carbonatado o arcilloso, grises o blanquecinos, entre los que se intercalan areniscas de grano fino (IGME, 1980). Hacia el norte y el este presentan estratos cruzados de arenisca (El Pego, Bóveda de Toro) y niveles limo-arenosos (IGME, 1981). El afloramiento más oriental está en la base de los escarpes sobre el Duero a su paso por Castronuño. Sobre estas series detríticas paleógenas descansan formaciones sedimentarias neógenas, fundamentalmente del Mioceno Inferior (Maya, 1994). Se extienden en una gran mancha en el suroeste, por encima de los 850 m, en la zona más elevada del área. También forman otras dos facies características, en la zona de Alaejos y al norte del Duero.

Respecto al Cuaternario, los materiales más antiguos forman las terrazas más altas del Duero, por encima de la cota 740, que están poco conservadas. A continuación, se encuentran las terrazas medias y bajas, de cantos escasamente cementados y muy remodeladas por la erosión. También han de considerarse las terrazas del río Guareña y sus afluentes, más escasas y desdibujadas. El río Guareña y su red subsidiaria han realizado una importante labor erosiva y por eso se conservan escasos niveles de terrazas, las más antiguas en torno a 750 en Bóveda de Toro. Los materiales cuaternarios más modernos se asientan en las riberas de los cursos actuales de agua en forma de depósitos de arena y gravas; también en coluviones y conos de deyección. Por último, aparecen arenas eólicas en el curso del Duero, especialmente en el meandro de Castronuño y en retazos en la zona de Fuentesauco (Maya, 1994).

Respecto a la climatología, atendiendo a los datos registrados desde el año 2000 por la estación meteorológica de Villamor, se observa que la distribución de las precipitaciones recogidas en la zona es irregular a lo largo del año. Se registran dos meses con precipitaciones inferiores a 20 mm en verano (julio y agosto) y tres meses con precipitaciones superiores a los 50 mm en otoño-invierno (de octubre a diciembre). En los meses de abril y mayo, las precipitaciones vuelven a superar los 40 mm (Fig. 1.29). La precipitación media anual recogida por las distintas estaciones meteorológicas de REMEDHUS en el periodo 2010-2014 es de 386 mm, oscilando entre los 311 mm en la estación de Villamor y los 448 mm en la estación de la Granja (Tabla 1.6), lo que refleja la existencia de un gradiente pluviométrico altitudinal, con una diferencia de 137 mm en poco más de 20 km.

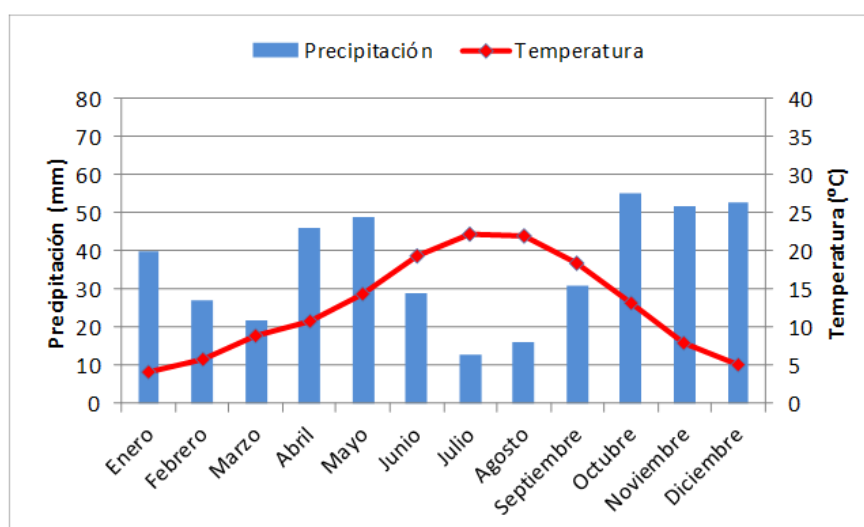


Figura 1.29. Climograma de la zona de REMEDHUS, obtenido de los datos recogidos por la estación meteorológica de Villamor y promediados desde el año 2000.

Las máximas temperaturas se alcanzan en los meses de julio y agosto, con valores medios cercanos a los 23°C, mientras que las mínimas se dan en los meses de invierno, con temperaturas medias entre 4-5°C (Fig. 1.29). Estas temperaturas, con una amplitud térmica alta (en torno a 18°C), son propias de un clima con una posición interior (matiz continental) y septentrional en la Península, como es el caso de REMEDHUS. La temperatura media anual (periodo 2010-2014) es de 12.07°C, siendo 2011 y 2014 los años más cálidos y 2010 el año más frío, aunque con una diferencia menor de 2°C (Tabla 1.6).

Estación	Año	Precipitación Acumulada (mm)	Temperatura Máxima (°C)	Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Media (°C)
Villamor	2010	591.0	35.10	-7.39	11.17
	2011	319.4	35.43	-6.30	12.36
	2012	437.8	37.60	-8.73	11.39
	2013	453.0	34.84	-7.98	11.76
	2014	442.6	34.47	-5.50	12.16
Granja	2010	414.2	35.86	-7.59	11.93
	2011	228.8	36.57	-6.80	12.86
	2012	278.4	38.11	-9.21	11.97
	2013	341.0	35.43	-8.13	12.32
	2014	293.6	35.8	-5.43	12.95
Carrizal	2010	555.8	36.39	-7.64	11.49
	2011	315.4	36.97	-7.53	12.34
	2012	373.2	38.46	-11.33	11.56
	2013	420.6	36.62	-9.34	12.04
	2014	417.2	36.45	-6.38	12.69
Cañizal	2010	480.4	36.51	-7.33	11.63
	2011	297.0	36.76	-6.61	12.60
	2012	337.4	38.81	-8.14	11.66
	2013	401.8	35.77	-8.98	11.98
	2014	314.8	34.88	-5.71	12.58

Tabla 1.6. Datos de precipitación y temperatura de las cuatro estaciones meteorológicas en REMEDHUS entre 2010 y 2014.

De forma resumida, los principales rasgos que caracterizan este clima son inviernos largos y fríos, y veranos cortos y calurosos, propios del clima mediterráneo. Estas dos características, junto con la altura media de la zona, favorecen la continentalidad que se aprecia en el clima de la zona. El moderado volumen anual de precipitaciones se debe al emplazamiento central y deprimido que tiene la zona en el contexto topográfico de la cuenca del Duero respecto a las situaciones sinópticas que originan la mayoría de las precipitaciones, con perturbaciones atlánticas desde finales de septiembre hasta bien entrada la primavera. Las escasas precipitaciones en verano son provocadas por las tormentas de calor, que apenas descargan la suficiente cantidad de agua como para interrumpir la sequía fisiológica de cultivos y vegetación natural. Por tanto, se puede concluir que el clima que rige la zona de REMEDHUS es un clima mediterráneo-semiárido continentalizado.

El panorama edafológico y climático corresponde a un escenario donde la agricultura es la actividad mayoritaria en la zona. Los registros climáticos describen una situación poco favorable para los cultivos. La escasez e irregularidad en las precipitaciones conducen a cultivos adaptados a situaciones críticas, principalmente cereales de secano (Fig. 1.30), que además de no necesitar más aportación que el agua de las precipitaciones se ven favorecidos por los rigores del invierno. Las estaciones del año, condicionadas por la temperatura y la precipitación, delimitan los periodos en la agricultura en esta área: siembra en octubre, cosecha en julio y preparación de las tierras hasta sembrar de nuevo. No obstante, el desarrollo de la zona y la modernización de las infraestructuras, ha hecho evolucionar algunas parcelas tradicionales hacia cultivos intensivos de regadío. En los suelos más arenosos, con buenas condiciones de drenaje, retención de agua en capas inferiores y penetración de aire y raíces, se cultiva la vid. En la zona de REMEDHUS no es frecuente el uso del riego para las

explotaciones de viñedo; y si se ha implantado es, en cualquier caso, un riego deficitario para mantener el potencial vegetativo, y no para aumentar la producción de vino. En los suelos cuyas características son menos óptimas para la agricultura, y generalmente situados en las zonas más elevadas, se conservan pequeñas extensiones de bosques, matorrales y páramos.

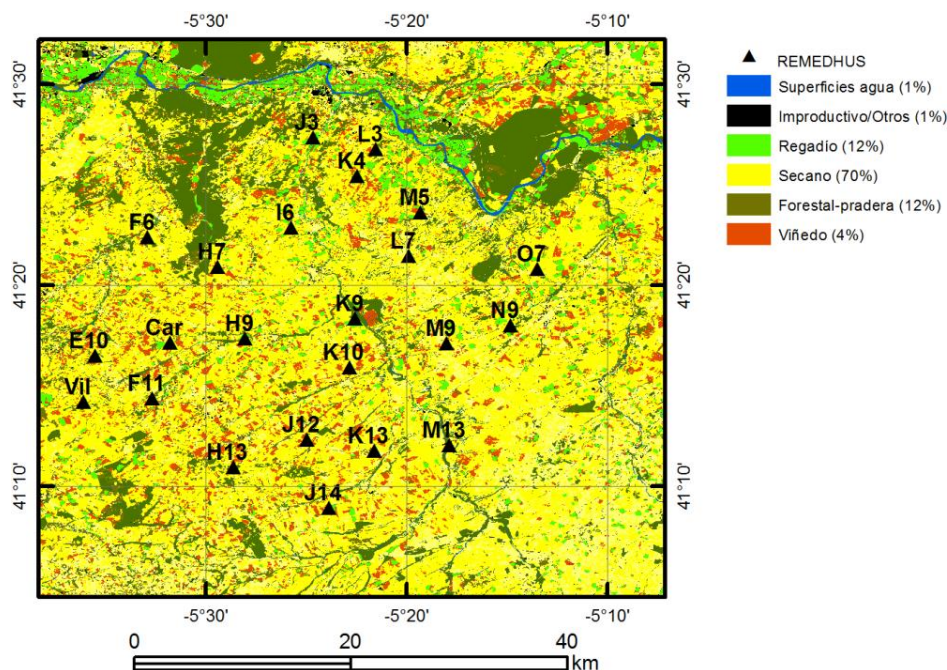


Figura 1.30. Mapa de usos de suelo de la zona de REMEDHUS.

Teniendo en cuenta que en la zona de REMEDHUS la agricultura es la actividad predominante, resulta fundamental estudiar las condiciones agroclimáticas de partida para realizar una gestión y manejo del agua con la mayor eficiencia posible con el objeto de lograr que la agricultura sea una actividad sostenible. Entre esas condiciones, la humedad del suelo es clave para la monitorización de los cultivos en la zona.

1.5.2. La red Inforiego

Entre el año 1999 y el año 2000 se empezó a instalar una red de estaciones agrometeorológicas sobre Castilla y León gestionadas por el Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León (ITACyL, <http://www.inforiego.org/>) y el Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, con el objetivo de ofrecer a los agricultores, técnicos y regantes información útil para aumentar el rendimiento de los cultivos, permitir el ahorro de agua y mejorar la eficiencia de uso, a la vez que evitar perjuicios al medio ambiente.

Esta red, denominada Inforiego, cuenta con 53 estaciones meteorológicas automáticas equipadas con sensores de temperatura y humedad relativa, velocidad y dirección del viento, precipitación y de radiación solar, proporcionando datos de estas variables cada media hora (Fig. 1.31). La red de humedad del suelo utilizada en esta tesis fue instalada por el Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca aprovechando las instalaciones existentes de las estaciones de Inforiego.

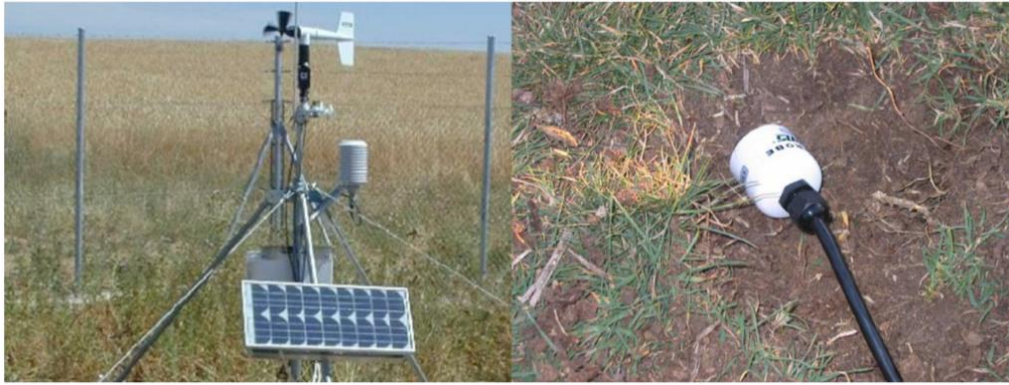


Figura 1.31. Izquierda) Estación meteorológica perteneciente a la red de Inforiego. Derecha) Sonda de humedad *Hydra Probe* instalada a 5 cm de profundidad.

De las 53 estaciones meteorológicas, se seleccionaron 33 para la instalación de sondas de humedad siguiendo la distribución y localización de las principales subcuencas de la Cuenca del Duero (Fig. 1.32). De estas 33 sondas, 17 fueron instaladas para el periodo comprendido entre julio de 2012 y julio de 2013 y otras 16 estaciones lo fueron entre agosto de 2013 y agosto de 2014. En cada una de estas estaciones se instaló una sonda de capacitancia (*Hydra Probe, Stevens Water Monitoring System, Inc.*) a una profundidad de 5 cm junto a la estación meteorológica (Fig. 1.31).

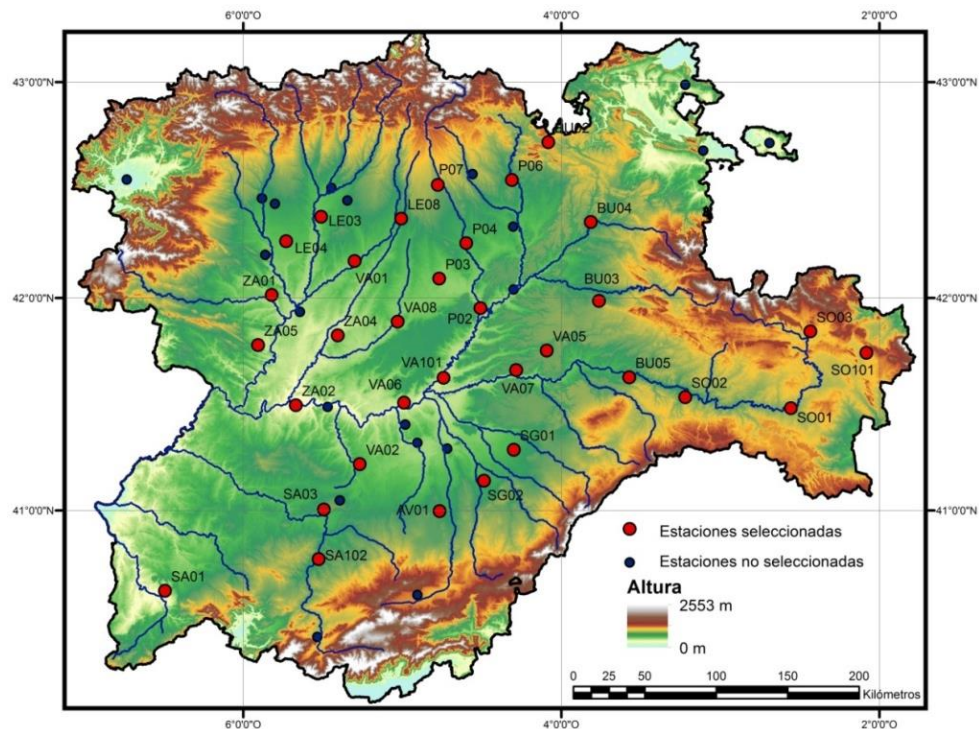


Figura 1.32. Mapa de la localización de las 53 estaciones meteorológicas de Inforiego sobre el modelo digital de elevaciones, con indicación de las 33 estaciones seleccionadas para el estudio.

Al igual que en REMEDHUS, en cada estación seleccionada se realizó un análisis de muestras de suelo para validar las sondas instaladas y obtener las propiedades hídricas del suelo. Esta caracterización hidrodinámica de los suelos se llevó a cabo mediante monolitos de suelo inalterados, consiguiendo de manera inmediata la textura o materia orgánica, entre otras (Tabla 1.7). De manera resumida, 23 de las 33 estaciones tienen una componente arenosa por encima del 50% y son bajas en limo (solo una estación por encima del 50%) (Fig. 1.33, Tabla 1.7), en ocasiones con materiales arcillosos en horizontes inferiores.

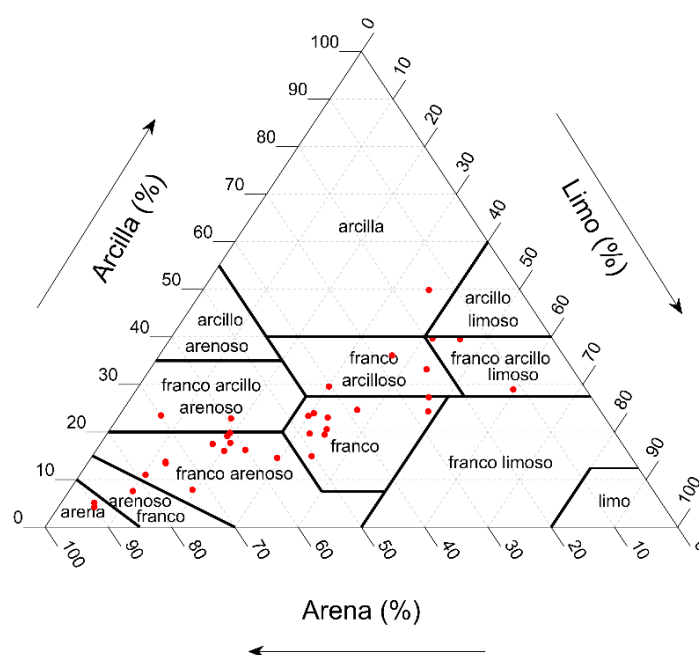


Figura 1.33. Distribución de la textura del suelo de las 33 estaciones de Inforiego utilizadas.

La red Inforiego se distribuye a lo largo de la cuenca del Duero, constituida por una unidad geológica bien definida, la depresión del Duero y por los bordes de la misma: las Cordilleras Cantábrica, Ibérica y Central y los Montes Galaico-Leoneses. Dicha depresión se configura como una cubeta de sedimentos terciarios y cuaternarios, lacustre y continental, procedentes del desmantelamiento de las cadenas periféricas y que alberga los mayores acuíferos de la demarcación. Inscrita por las cordilleras montañosas se extiende la llanura central que ocupa la mayor parte de la cuenca, situada entre las cotas topográficas de 600 y 800 m.

La zona centro de la cuenca está compuesta por materiales terciarios detríticos. La zona norte está compuesta por materiales calizos y dolomíticos mesozoicos adosados al Paleozoico de la Cordillera Cantábrica. La sur por materiales detríticos y formaciones calcáreas adosadas a granitos del Sistema Central y la zona este por materiales calcáreos mesozoicos (Fig. 1.27). Los suelos son profundos y con poca materia orgánica, salvo en la zona situada entre las provincias de Zamora y León, y de textura predominantemente arenosa.

Estación	Clave	Provincia	Altitud (m)	Textura (%)			Materia Orgánica (%)
				Arena	Limo	Arcilla	
Nava de Arévalo	AV01	Ávila	921	50.39	34.67	14.94	7.15
Tardajos	BU04	Burgos	840	25.69	46.98	27.33	7.95
Vadocondes	BU05	Burgos	822	40.33	30.09	29.58	3.21
Cubillas de los Oteros	LE03	León	772	56.04	29.41	14.55	5.07
Zotes del Paramo	LE04	León	776	46.09	34.45	19.46	5.32
Fuentes de Nava	P03	Palencia	742	27.10	36.79	36.11	2.92
Herrera de Pisuerga	P06	Palencia	810	60.23	23.53	16.23	3.33
Villaluenga de la Vega	P07	Palencia	916	45.52	30.52	23.96	7.76
Ciudad Rodrigo	SA01	Salamanca	635	72.76	19.38	7.86	1.48
Aldearrubia	SA03	Salamanca	815	61.63	19.25	19.12	3.87
Nava de la Asunción	SG02	Segovia	802	90.07	5.68	4.25	2.34
Fuentecantos	SO03	Soria	1011	18.91	41.40	39.69	2.15
Encinas de Esgueva	VA05	Valladolid	800	14.39	35.75	49.87	6.45
Tordesillas	VA06	Valladolid	671	78.61	10.39	11.01	2.07
Quiruelas de Vidriales	ZA01	Zamora	707	23.08	43.72	33.21	2.41
Villaralbo	ZA02	Zamora	656	64.75	17.76	17.49	2.14
Villalpando	ZA04	Zamora	686	14.62	45.83	39.55	2.12
Valle de Valdelucio	BU02	Burgos	479	82.33	10.08	7.59	2.67
Lerma	BU03	Burgos	976	61.86	20.40	17.74	4.08
Sahagún	LE08	León	839	27.25	48.40	24.35	6.73
Villamuriel del Cerrato	P02	Palencia	737	59.17	17.97	22.86	3.50
Villoldo	P04	Palencia	804	38.32	37.00	24.68	1.99
Almazán	SO1	Soria	947	48.33	31.98	19.69	2.75
San Esteban de Gormaz	SO2	Soria	852	60.84	19.33	19.83	3.73
Hinojosa del Campo	SO101	Soria	1043	74.21	12.36	13.43	2.36
Éjeme	SA102	Salamanca	816	63.66	20.31	16.03	1.75
Gomezserracín	SG01	Segovia	812	89.64	5.22	5.14	3.21
Mayorga	VA01	Valladolid	749	46.70	29.93	23.37	3.10
Torreclilla de la Orden	VA02	Valladolid	774	69.93	6.57	23.50	2.21
Medina de Rioseco	VA08	Valladolid	739	74.07	12.18	13.75	2.70
Zamadueñas	VA101	Valladolid	714	45.18	34.24	20.58	1.27
Valbuena de Duero	VA07	Valladolid	740	43.79	33.16	23.05	3.49
Pozuelo de Tábara	ZA05	Zamora	699	11.52	59.52	28.96	5.08

Tabla 1.7. Características de las 33 estaciones seleccionadas de la red Inforiego.

Respecto a la climatología de la zona, los datos obtenidos de las estaciones meteorológicas que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) tiene repartidas por Castilla y León nos indican que, dentro del reparto anual de las precipitaciones, son los meses de julio y agosto en los que menos lluvia se registra, por debajo de 20 mm al mes (Fig. 1.34). En verano el agua se presenta en forma de tormentas irregulares y tiene escasa repercusión en el almacenamiento del suelo. Los meses de máximas lluvias son los invernales y los primaverales, coincidiendo con el máximo de actividad vegetativa de los cultivos de secano y los pastos. A escala anual, para el periodo comprendido entre 2010 y 2014 (Tabla 1.8), la precipitación media recogida por las estaciones de Inforiego oscila entre los 334 mm en la provincia con menos precipitación (Ávila) y 511 mm en la más lluviosa (León). En ninguna de las estaciones la cantidad de precipitación anual máxima sobrepasa los 700 mm. El reparto de precipitaciones por años es muy desigual, siendo los valores mínimos en 2012, y 2013 el año que más precipitación hubo en todas las provincias.

Para todos los años registrados, las temperaturas más bajas se registran en los meses de enero y diciembre, con un valor medio que no supera los 5°C en ninguna provincia, y las más altas en julio, con una media superior a los 20°C (Fig. 1.34). Entre ambos extremos se sitúan una inestable primavera, con valores muy irregulares de temperatura, y un otoño muy corto de transición entre el verano y el invierno. La temperatura media anual (periodo 2010-2014) es de 11.37°C, siendo más o menos constante todos los años, salvo el 2012, donde se registraron las máximas temperaturas en el periodo de estudio (Tabla 1.8).

De los datos de temperatura y de precipitación mostrados, se puede deducir que, al igual que en REMEDHUS, el área de Inforiego está dominada por el clima mediterráneo-semiárido continentalizado. Los inviernos son largos y fríos y los veranos secos y calurosos, con temperaturas muy elevadas durante una o dos semanas de media, acentuados por la altitud media superior a los 800 m. A su vez, los otoños y las primaveras presentan con frecuencia días de características invernales, con heladas tempranas o tardías respectivamente, de fuerte impacto en la agricultura de la zona.

La agricultura es la actividad mayoritaria en Castilla y León y, por tanto, es necesaria una gestión inteligente del uso del agua, ya que muchas de las explotaciones agrícolas demandan una mayor eficiencia. Para ello es imprescindible cuantificar la humedad contenida en el suelo.

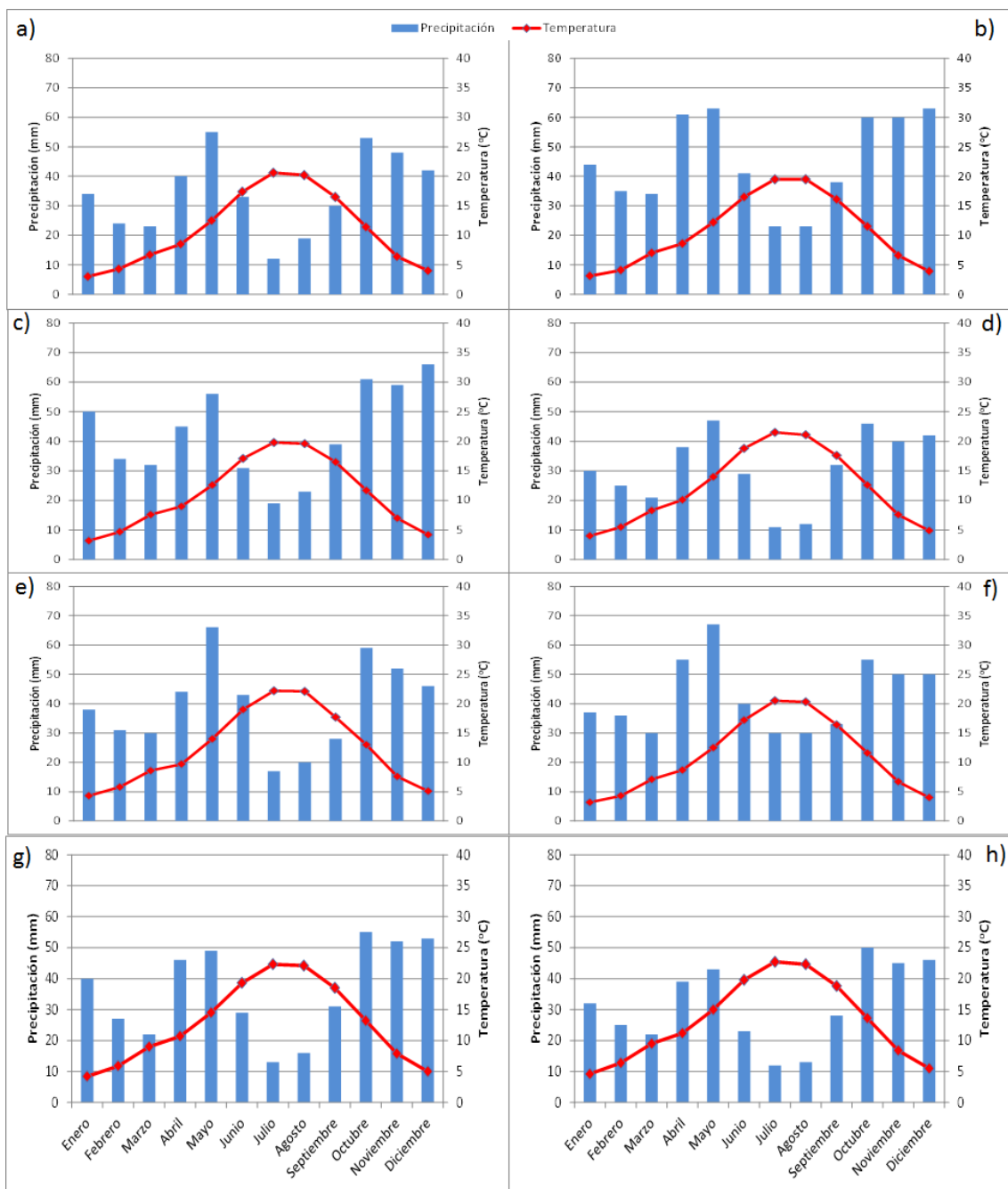


Figura 1.34. Climograma de 8 provincias distintas de Castilla y León: a) Ávila, b) Burgos, c) León, d) Salamanca, e) Segovia, f) Soria, g) Valladolid y h) Zamora. Datos obtenidos de la AEMet.

Estación	Año	Precipitación Anual (mm)	Temperatura Máxima (°C)	Temperatura Mínima (°C)	Temperatura Media (°C)
AV01	2010	385.6	36.09	-8.86	11.05
	2011	300.4	36.69	-9.12	12.19
	2012	267.4	38.91	-9.92	11.06
	2013	371.1	36.43	-10.39	10.64
	2014	343.2	36.23	-9.39	12.03
BU03	2010	514.8	35.12	-11.98	10.23
	2011	334.9	36.58	-9.25	11.45
	2012	347.9	37.59	-10.24	10.78
	2013	589.8	35.06	-8.77	10.24
	2014	437.3	35.66	-7.97	11.36
LE08	2010	574.6	34.52	-8.52	10.48
	2011	535.2	34.86	-4.96	11.85
	2012	378.3	36.41	-9.39	11.08
	2013	586.5	34.48	-5.89	10.62
	2014	482.4	34.27	-5.62	11.68
P04	2010	402.2	35.94	-9.29	11.12
	2011	287.4	36.35	-5.68	12.26
	2012	343.4	37.01	-7.22	11.50
	2013	518.4	35.94	-7.55	11.13
	2014	342.2	35.81	-6.75	12.29
SA102	2010	414.7	35.64	-8.19	11.55
	2011	264.8	36.60	-7.27	12.45
	2012	363.6	38.62	-9.55	11.40
	2013	452.0	35.33	-9.14	11.04
	2014	316.4	35.29	-7.70	12.05
SG02	2010	473.3	36.42	-10.96	10.87
	2011	377.9	35.37	-19.79	11.43
	2012	354.0	37.53	-11.82	11.02
	2013	608.4	35.87	-10.21	10.47
	2014	569.3	34.80	-15.37	10.72
SO02	2010	479.6	35.37	-13.11	10.49
	2011	341.1	37.11	-9.75	11.65
	2012	308.6	38.77	-11.97	10.91
	2013	638.8	36.37	-10.22	10.36
	2014	461.7	35.77	-8.14	11.70
VA05	2010	517.0	35.73	-15.44	10.21
	2011	371.3	36.41	-8.76	11.45
	2012	304.5	39.20	-11.29	10.77
	2013	611.4	36.22	-9.76	10.21
	2014	454.8	36.02	-9.28	11.62
ZA05	2010	680.8	36.16	-8.26	11.42
	2011	383.1	36.23	-7.13	12.34
	2012	361.6	38.47	-12.11	11.35
	2013	575.3	36.41	-9.93	11.20
	2014	530.5	36.29	-7.20	12.31

Tabla 1.8. Datos de precipitación y temperatura entre 2010 y 2014 de una estación seleccionada en cada provincia de Castilla y León de la red Inforiego.

1.6. Técnicas y métodos utilizados en esta Tesis

Anteriormente se han descrito múltiples técnicas y métodos para estimar las distintas variables analizadas. A continuación, se presenta un resumen de aquéllas que han sido utilizadas en los distintos estudios de los que se compone esta tesis.

Para medir la humedad *in situ* en las dos redes de estaciones usadas (REMEDHUS e Inforiego), se utilizaron dos tipos de sensores de capacitancia. El primero de ellos se trata del sensor *Hydra Probe*, de la marca *Stevens Water Monitoring System, Inc* (Stevens Water Monitoring Systems, 2003). Este sensor es capaz de proporcionar humedad con una precisión de $\pm 0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a la profundidad en la que se haya instalado, además de otras variables como la temperatura. Las sondas *Hydra Probe* fueron instaladas en el suelo a 5 cm de profundidad, habiendo sido calibradas previamente. El segundo sensor utilizado fue *EnviroSMART*, de la marca *Sentek Pty. Ltd.* (Sentek, 2005). Estas sondas están instaladas a 25 y 50 cm de profundidad, proporcionando medidas de humedad, con una precisión de $\pm 0.003 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Como en el caso anterior, antes de su instalación también fueron calibradas.

Las estimaciones satelitales de humedad del suelo superficial utilizadas fueron cuatro productos, dos de ellos del satélite SMOS y otros dos del satélite Aquarius, ambos funcionando en banda L. Por parte del primer satélite se usó el *SMOS L2 User Data Product (SML2UDP)* versión 5.51 (Kerr *et al.*, 2012), distribuido por la ESA, y el *SMOS BEC L3* versión 1 (González-Zamora *et al.*, 2015), distribuido por el *Barcelona Expert Centre* (BEC). Por parte de Aquarius, los productos utilizados fueron el *Aquarius L2 Swath Single Orbit Soil Moisture (AQ2_SM)* y el *Aquarius L3 Gridded 1-Degree Daily Soil Moisture (AQ3_DYSM)* (Bindlish *et al.*, 2015) en su versión 3. La diferencia entre productos L2 y L3 radica en que los primeros son las medidas obtenidas directamente sobre la órbita de paso del satélite, mientras que los L3 son las estimaciones de L2 proyectadas sobre una malla regular.

Otro de los métodos empleados para estimar la humedad del suelo superficial en esta tesis fue la modelización a través del modelo hidrológico SWBM-GA, desarrollado por Brocca *et al.*, (2008). Este modelo emplea la ecuación de infiltración denominada *Green-Ampt*, una relación no lineal basada en la gravedad para la percolación (Famiglietti y Wood, 1994), y una relación lineal entre la evapotranspiración real y potencial (Doorenbos y Pruitt, 1977). Las simulaciones fueron realizadas sobre las estaciones de REMEDHUS e Inforiego usando las medidas *in situ* como referencia. Previamente, el modelo fue calibrado en ambas redes para un periodo anterior al estudiado en esta tesis. Los datos de entrada del modelo son la precipitación y la temperatura del aire, ambas variables medidas en las estaciones meteorológicas más cercanas a cada estación de humedad. Las series de humedad del suelo simulada utilizadas en esta tesis fueron las obtenidas por Gumuzzio *et al.* (2013; 2015; 2016).

Los datos de humedad de ambos satélites se compararon con los datos recogidos por las distintas estaciones de las dos redes de medición *in situ* siguiendo distintas estrategias. Se realizaron cuatro comparaciones distintas: promediando la humedad satelital e *in situ* en el área tanto de REMEDHUS como de Inforiego; promediando para los distintos usos de suelo predominantes en las zonas de estudio y la textura del suelo; y por último, la comparación de las mediciones puntuales de cada estación con las estimaciones del pixel al que corresponde espacialmente dicha estación. Para evaluar las distintas comparaciones se escogieron varias métricas típicamente usadas en validación: el coeficiente de correlación de Pearson (R), el error cuadrático medio (RMSD), el error cuadrático medio una vez despreciado el sesgo (cRMSD) y el propio sesgo. A su vez, en el caso específico de la validación de SMOS se aplicó también el *Agreement Index* (AI) y el método *Extended Triple Colocation* (McColl *et al.*, 2014), para la cual se contó con los datos modelizados de humedad explicados anteriormente.

Para estimar la humedad del suelo en la zona radicular se hizo uso del modelo SWI (Wagner *et al.*, 1999; Albergel *et al.*, 2008). Este modelo fue aplicado en las estaciones de REMEDHUS en las que se mide la humedad a distintas profundidades. Las variables de entrada utilizadas para el SWI fueron la humedad del suelo superficial de las estaciones *in situ*, así como la humedad estimada por el satélite SMOS a través del producto SML2UDP v5.51. La humedad medida a 25 y a 50 cm en las estaciones fue utilizada para validar esta metodología. El agua disponible para las plantas se estimó a partir de la humedad del suelo en la zona radicular, calculada previamente con el SWI, y de medidas de FC, WP y TWC obtenidas en laboratorio mediante los métodos descritos anteriormente. Ambas estimaciones, tanto la humedad en la zona radicular como el agua disponible para las plantas, fueron sometidas a validación utilizando como estrategia de comparación de las series temporales las mismas métricas citadas anteriormente para las series de humedad (R, RMSD, cRMSD y sesgo).

CAPÍTULO 2:

Long-term SMOS soil moisture products: a comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain)

ABSTRACT

The European Space Agency's Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Level 2 soil moisture and the new L3 product from the Barcelona Expert Center (BEC) were validated from January 2010 to June 2014 using two *in situ* networks in Spain. The first network is the Soil Moisture Measurement Stations Network of the University of Salamanca (REMEDIHUS), which has been extensively used for validating remotely sensed observations of soil moisture. REMEDIHUS can be considered a small-scale network that covers a 1300 km² region. The second network is a large-scale network that covers the main part of the Duero Basin (65000 km²). At an existing meteorological network in the Castilla y Leon region (Inforiego), soil moisture probes were installed in 2012 to provide data until 2014. Comparisons of the temporal series using different strategies (total average, land use, and soil type) as well as using the collocated data at each location were performed. Additionally, spatial correlations on each date were computed for specific days. Finally, an improved version of the Triple Collocation (TC) method, i.e., the Extended Triple Collocation (ETC), was used to compare satellite and *in situ* soil moisture estimates with outputs of the Soil Water Balance Model Green-Ampt (SWBM-GA). The results of this work showed that SMOS estimates were consistent with *in situ* measurements in the time series comparisons, with Pearson correlation coefficients (R) and an Agreement Index (AI) higher than 0.8 for the total average and the land-use averages and higher than 0.85 for the soil-texture averages. The results obtained at the Inforiego network showed slightly better results than REMEDIHUS, which may be related to the larger scale of the former network. Moreover, the best results were obtained when all networks were jointly considered. In contrast, the spatial matching produced worse results for all the cases studied.

These results showed that the recent reprocessing of the L2 products (v5.51) improved the accuracy of soil moisture retrievals such that they are now suitable for developing new L3 products, such as the presented in this work. Additionally, the validation based on comparisons between dense/sparse networks and satellite retrievals at a coarse resolution showed that temporal patterns in the soil moisture are better reproduced than spatial patterns.

Keywords: SMOS; Soil Moisture; Validation; Extended Triple Collocation; Hydrological Modeling

RESUMEN

El producto L2 de humedad del suelo proporcionado por el satélite *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS) de la Agencia Espacial Europea (ESA) y el nuevo producto L3 del *Barcelona Expert Centre* (BEC) fueron validados para el periodo comprendido entre enero de 2010 y junio de 2014. Para ello se utilizaron dos redes de estaciones de medición *in situ* de humedad del suelo localizadas en España. La primera red que se utilizó fue la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS), la cual ha sido ampliamente utilizada para validar estimaciones de humedad del suelo de forma remota. REMEDHUS puede ser considerada como una red de pequeña escala, ya que cubre un área aproximada de 1300 km². La segunda red utilizada fue una red meteorológica (Inforiego) que cubre la parte principal de la Cuenca del Duero (65000 km²). En esta red, existente en la región de Castilla y León, se instalaron sondas de humedad del suelo en 2012, proporcionando datos hasta 2014. Para validar ambos productos se realizaron comparaciones de las series temporales de humedad proporcionadas por el satélite y las estaciones, utilizando diferentes estrategias (promedio total, uso y tipo de suelo), así como el uso de los datos geolocalizados en cada ubicación. Además, se calcularon las correlaciones espaciales en cada fecha para algunos días específicos. Por último, se utilizó una versión mejorada del método denominado *Triple Colocación* (TC), es decir, la *Extended Triple Colocation* (ETC), para comparar las estimaciones de la humedad del suelo por satélite e *in situ* con las estimaciones de humedad del suelo del modelo *Soil Water Balance Model-Green-Ampt* (SWBM-GA). Los resultados de este trabajo mostraron que las estimaciones de SMOS eran consistentes con las mediciones *in situ* entre las comparaciones de las series temporales, con coeficientes de correlación de Pearson (R) y un *Agreement Index* (AI) mayores de 0.8 para el promedio total y los promedios de uso de suelo, y mayor de 0.85 para los promedios de la textura del suelo. Los resultados obtenidos en la red Inforiego fueron ligeramente mejores que en REMEDHUS, lo que puede estar relacionado con el mayor tamaño de la red. Además, los resultados fueron mejores cuando se consideraron conjuntamente las dos redes *in situ*. Por el contrario, la validación espacial obtuvo malos resultados para todos los casos estudiados.

Este estudio mostró que la versión 5.51 del producto L2 mejoró la precisión de las estimaciones anteriores de la humedad del suelo de tal manera que ahora son adecuados para desarrollar nuevos productos L3, tales como los presentados en este trabajo. Además, la validación basada en comparaciones entre redes densas y redes dispersas con las estimaciones satelitales a una baja resolución espacial mostró que los patrones temporales de la humedad del suelo se reproducen mejor que los patrones espaciales.

Palabras clave: SMOS; Humedad del suelo; Validación; Triple Colocación Extendida; Modelización hidrológica

2.1. Introduction

Although soil moisture represents a small portion of the water volume of the planet, it is a key parameter in several hydrologic and atmospheric processes. Soil moisture controls the hydrological interactions between soil, vegetation and climate forcing, and it affects the balance of water and energy between the land surface-atmosphere interface. Moreover, soil moisture is crucial in agriculture because it represents the actual reservoir of the plant available water. In 2010, soil moisture was introduced as one of the Essential Climate Variables established by the World Meteorological Organization (WMO), the Global Climate Observing System and the Committee on Earth Observation Satellites, among others, considering it as "technically and economically feasible for systematic observation" (WMO, 2010). Monitoring soil moisture is critical for improving agricultural productivity, forestry, and ecosystem health. Much effort has been focused on measuring soil moisture using diverse approaches, ranging from *in situ* measurement networks and hydrological models to satellite sensors, which are the only practical means of providing global mapping. Data from individual *in situ* networks across the globe are disseminated through the International Soil Moisture Network (Dorigo *et al.*, 2011). A variety of sensors and systems have been used for measuring soil moisture, and several satellite soil moisture data services are currently operational. The microwave spectra has been identified as the most suitable for soil moisture sensing based on the contrast between the dielectric properties of liquid water and soil material. Passive and active techniques have been satisfactorily used (Schmugge *et al.*, 2002; Wagner *et al.*, 2013). Active sensors (radars) have a high spatial resolution (~1 km), whereas passive sensors (radiometers) typically have a low resolution (~40 km). Although synthetic aperture radar can achieve spatial resolutions of meters, its temporal resolution needs considerable improvement; furthermore, its signal is significantly affected by soil roughness and vegetation, which hinders the accuracy of soil moisture retrievals (Jackson *et al.*, 1996). The most common active sensors are the European Remote Sensing satellites, ERS-1 and ERS-2, with a spatial resolution of 50 km for the vertical polarization in the C-band (5.3 GHz), and its successor, the Advanced Scatterometer (ASCAT), which has a spatial resolution of 25 km and a temporal resolution of 1-2 days (Wagner *et al.*, 2007a). In terms of passive sensors, the first microwave radiometer was the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), which achieved a spatial resolution of 148 km x 95 km in the 6.6 GHz channel (Gloersen and Barath, 1977). Later, the Advanced Microwave Scanning Radiometer, AMSR-E (with six bands ranging from 6.9 to 89 GHz at the HH-VV polarization) operated on board the Aqua satellite from 2002 to 2011. AMSR-E was the first satellite sensor to incorporate soil moisture as a standard product with an accuracy goal of $0.06 \text{ m}^3/\text{m}^3$ and a spatial resolution of 74 km x 43 km (Njoku *et al.*, 2003).

Recent proposals for dedicated soil-moisture missions have chiefly relied on passive microwave techniques in the frequency band from 1 to 2 GHz (L-band) (Jackson *et al.*, 2012) due to its high soil-penetration depth, considering that vegetation is semi-transparent up to moderate densities (Jackson and Schmugge, 1991). Thus, the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission launched in 2009 by the European Space Agency (ESA). The baseline SMOS payload is an L-Band (1.413 GHz) Y-shaped two-dimensional interferometric radiometer, with multi-angular and full-polarimetric capabilities. SMOS is in a sun-synchronous polar orbit, and it provides global measurements of the Earth's brightness temperature (TB) with a spatial resolution of 43 km (Kerr *et al.*, 2010). Another mission is scheduled to launch in January 2015, the National Aeronautics and Space Administration (NASA)'s Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission, which aims to retrieve soil moisture and the freeze/thaw state. The satellite includes an L-band radiometer and a synthetic aperture radar to improve the spatial resolution of soil moisture estimates at 36, 9 and 3 km spatial resolutions (Entekhabi *et al.*, 2010). Another instrument launched on board the international Aquarius/SAC-D mission by NASA and Argentina's space agency is primarily designed to retrieve ocean salinity. Aquarius uses an

L-band radiometer and a real aperture radar (Lagerloef *et al.*, 2008) that acquires measurements at a very coarse resolution ($\sim 100 \text{ km}^2$). Recently, the National Snow & Ice Data Center (NSIDC) released the Aquarius soil moisture products (<http://nsidc.org/data/aquarius/>).

Remotely sensed soil moisture has the advantage of covering large areas and identifying large-scale events, but it aggregates heterogeneities from local to regional scales, which renders validation difficult (Ochsner *et al.*, 2013). The point scale of *in situ*-based measurements contrasts with the footprint-scale of remote soil moisture estimates. Establishing credible ground validation approaches for soil moisture requires bridging the gap between the two resolutions (Crow *et al.*, 2012). An increasing number of permanent *in situ* soil moisture measurement networks have provided data for potential validation activities from the large scale to the regional/local scale (Crow *et al.*, 2012; Ochsner *et al.*, 2013). As the data increases (from both satellite and ground-based networks), the need to optimize and standardize the comparisons to reference measurements are more critical. Additionally, upscaling strategies from point measurements to the satellite footprint must be developed.

Following the classification of Crow *et al.*, (2012), two types of networks used for the validation of remote sensing products can be found: the large scale ($>10000 \text{ km}^2$ extent) and the small scale (between 100 km^2 and 10000 km^2). The first type has the advantage of covering large areas and a larger range of land cover soil types, but it typically lacks sampling densities that provide multiple measurements per footprint. Conversely, small-scale networks have the advantage of higher spatial densities that provide multiple measurements within a single footprint and that allow for the examination of the sub-footprint scale. A large number of dedicated studies have validated products of soil moisture from different remote sensors worldwide, i.e., AMSR-E products (Njoku *et al.*, 2003; Sahoo *et al.*, 2008; Draper *et al.*, 2009; Gruhier *et al.*, 2010; Jackson *et al.*, 2010; Xie *et al.*, 2014), ERS soil moisture products (Wang *et al.*, 2009; Reimer *et al.*, 2012), ASCAT (Wagner *et al.*, 2013; Paulik *et al.*, 2014) and SMOS (Albergel *et al.*, 2012a; Albergel *et al.*, 2012b; Bircher *et al.*, 2012; Dall'Amico *et al.*, 2012; Dente *et al.*, 2012a; Jackson *et al.*, 2012; Sánchez *et al.*, 2012a; Petropoulos *et al.*, 2014; Rötzer *et al.*, 2014), among others. The validations based on ground-based networks show that the temporal soil moisture patterns of ground observations are well reproduced by satellite data in terms of the error estimates. However, the instantaneous spatial matching at a particular time step is still an unresolved issue, particularly for passive observations. The coarse resolution of these observations hinders a proper spatial comparison with scattered ground data, including for large networks in which the low-density sampling results in less than one observation within each grid cell. This issue is also apparent for small networks in which a small number of cells should be compared.

This work aims to thoroughly test the latest version of SMOS L2 (v.5.51) and a new SMOS BEC L3 v.001 data, obtained by quality-filtering and re-gridding of SMOS L2 v.551 data from ISEA to the 25 km EASE grid (details are given in Section 2.2.2) over the Duero Basin in Spain from January 2010 to June 2014. ESA L2 and BEC L3 series were compared with *in situ* soil moisture series from two networks in Spain. Considering the different spatial scales of each network, another objective was to study the influence of using different sets of stations with very different spatial distributions. Owing the very different observations compared, the validation methods were discussed. Then, a newly extended version of the Triple Collocation (TC) methodology was applied. Spatio-temporal correlations of the L2 and L3 soil moisture series were analyzed through a comparison with point-scale measurements at the two networks and area-averaged, land-use-averaged and soil-texture-averaged data.

2.2. Data sets

2.2.1. *In situ* soil moisture data set

For the remotely sensed data set validation, two networks were used, so-called “small-scale” and “large-scale” networks. The first network provided multiple measurements within a single footprint, and the latter network provided a single point observation overlapping a unique footprint over a wider area (Fig. 2.1).

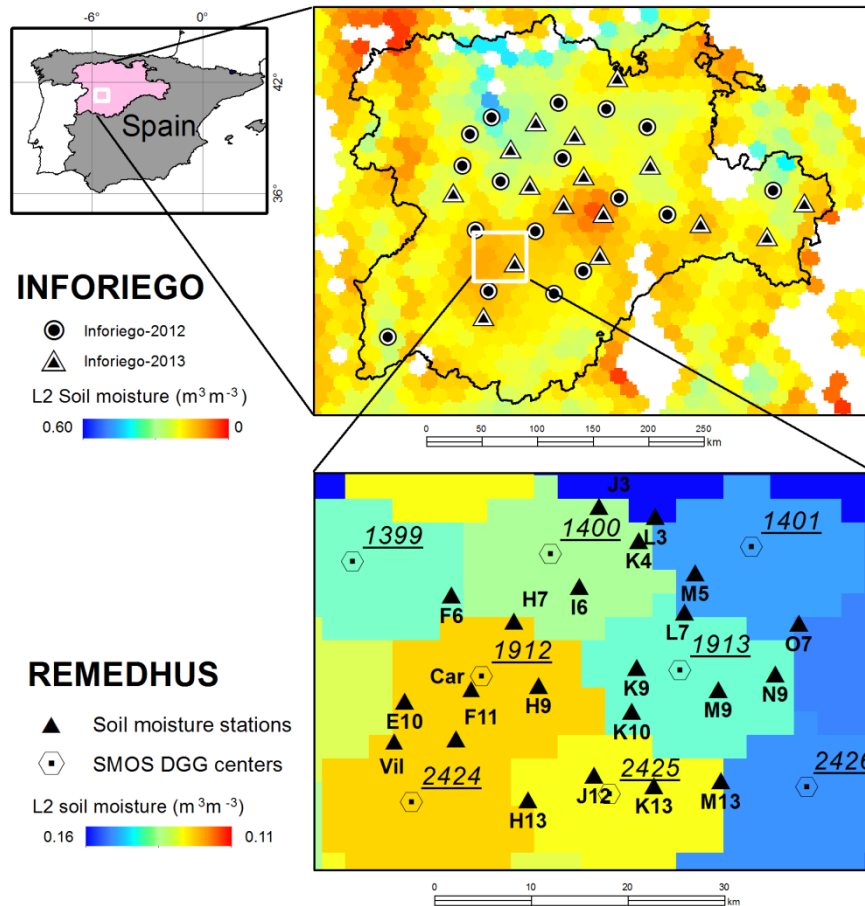


Figure 2.1. Network locations and distributions overlaid with the SMOS L2 product in the Duero Basin (Spain). The soil moisture map corresponds to 04/24/2011. DGG cells where soil moisture was missing are depicted in white.

2.2.1.1. REMEDHUS Network

The Soil Moisture Measurement Stations Network of the University of Salamanca (REMEDHUS) is located in the central Duero Basin (Fig. 2.1) over an area of 1300 km^2 (41.1° to 41.5°N and 5.1° to 5.7°W in Spain). This network is equipped with 23 automated stations that include capacitance probes (Hydra Probes, Stevens Water Monitoring System, Inc.), which measure hourly soil moisture in the top 5 cm of the soil. The homogeneity of the area makes it ideal for validating soil moisture products, as shown in many validation exercises of remotely sensed soil moisture data (Ceballos *et al.*, 2005; Wagner *et al.*, 2007b; Wagner *et al.*, 2008), including SMOS products (Sánchez *et al.*, 2012b; Petropoulos *et al.*, 2014; Piles *et al.*, 2014). The main land use is agriculture, with rainfed cereals in most cases, irrigated crops, vineyards

and forest-pasture areas. This area is nearly flat, ranging from 700 to 900 m.a.s.l. The climate of this region is continental semi-arid Mediterranean, with an average annual precipitation of 385 mm and a mean temperature of 12°C. A more detailed description of the equipment and the area of REMEDHUS can be found in previous works (Sánchez *et al.*, 2010; Sánchez *et al.*, 2012a; Sánchez-Ruiz *et al.*, 2014). Soil moisture at the satellite overpass times was obtained for each date for a total of 1642 data records for the entire period.

2.2.1.2. Inforiego Network

The Inforiego network is located in the northwestern Iberian Peninsula over an area of approximately 65000 km² (Fig. 2.1). The network is deployed over the Duero River Basin. The area has a gentle topography that is surrounded by mountains to the north, south and east. The average height is 800 m.a.s.l. Similarly to the REMEDHUS area, the climate of the region is continental semi-arid Mediterranean, with an average annual precipitation of 450 mm and a mean temperature of 11.7°C. The main land uses in the Inforiego area are rainfed crops in winter and spring and irrigated crops in summer.

The soil moisture network was installed within a meteorological network that is dedicated to irrigation assessment (<http://www.inforiego.org/>). Out of the 56 original stations, 17 stations were selected between July 2012 and July 2013 (hereafter Inforiego-2012), and 16 stations were selected between August 2013 and August 2014 (hereafter Inforiego-2013). The criteria applied for the selection of the 33 stations were the distribution and localization of the main sub-basins of the Duero River Basin, the quality of the data collected by the weather stations, and the representativeness with respect to the environmental characteristics of the entire area, such as soil type and land use. At each of these selected stations, a Hydra probe was installed at a 5 cm depth alongside the meteorological equipment. As in the REMEDHUS network, an analysis of soil samples was conducted to validate the Hydra probes and to retrieve the soil properties at each station. As for the REMEDHUS network, the soil moisture values nearest in time to SMOS overpasses were considered. In total, 363 observations were available for Inforiego-2012 and 334 were available for Inforiego-2013.

2.2.2. Satellite imagery

2.2.2.1. SMOS L2 soil moisture product

SMOS is the first mission that is specifically dedicated to globally measuring the Earth's surface soil moisture (Kerr *et al.*, 2010) with a high target accuracy (0.04 m³m⁻³) and a revisit of 3 days. The SMOS Soil Moisture Level 2 User Data Product (SMUDP2 file), which is delivered through ESA, contains the retrieved geophysical parameters (i.e., soil moisture and optical thickness) and complementary parameters (number of T_B records used, atmospheric water vapor content, radio frequency interference and other flags) for the users consideration. The product is provided over the Icosahedral Snyder Equal Area Earth (ISEA-4H9) grid with equally spaced nodes at ~15 km, known as the Discrete Global Grid (DGG). A detailed description of the L2 algorithm used for the retrievals is provided in Kerr *et al.*, (2012). Since the launch of SMOS, the L2 algorithms have been modified and refined, resulting in more precise soil moisture retrievals. The Level 2 Soil Moisture Processor (L2SM) has been in operation with a stable configuration since November 2011. In June 2012, the L2SM v5.51 processor was distributed with improvements in the Radio Frequency Interference (RFI) detection and the dielectric constant model, which was modified from the Dobson model to the Mironov

formulation (Mironov *et al.*, 2004). Hence, the entire soil moisture data archives were aligned with the currently used L2SM processor baseline v5.51. A complete data set from January 2010 to the present is available using this improved version. Data of L2 soil moisture v5.51 from January 2010 to June 2014 over the Iberian Peninsula were used in this research. Two filter criteria were used. First, because each soil moisture retrieval is associated with a Data Quality Index (DQX) that represents the uncertainty of the retrieval, a threshold DQX of 0.04 (volumetric soil moisture units) was used to select the best-quality SMOS retrievals. This threshold restricts the retrieval to the theoretical accuracy of the SMOS targeted accuracy and fits the more demanding validation experiments. The second filter is based on the probability of occurrence of RFIs, which is updated in a new field (RFI_Prob flag) in the SMUDP2 product v5.51 for each grid node. Users can use this indicator as a predictor of the RFI corruption, ranging from 0 (no RFI probability) to 1 (expected corrupted data). The user-given threshold of RFI_Prob was variable among the literature, depending on the study site and data availability. In areas with a high occurrence of RFIs, the threshold could be negligible to maximize the spatio-temporal window of the data (Merlin *et al.*, 2013), but the usual thresholds range from 0.1 to 0.4 (Bircher *et al.*, 2013), meaning a probability of RFIs < 40%. For this study, the use of several thresholds was explored. When a filter of 0.4 was applied, the number of data was reduced by 3.8% for ascending orbits and 3.1% for descending orbits. For a more restrictive filter of 0.3, the data reduction was 5.8% for ascending and 6.4% for descending orbits. Thus, prior to further analysis, three constraint levels of the SMOS L2 data set were tested regarding RFI filtering: applying a threshold of 0.4 or 0.3 and no filtering. Because there were no meaningful differences in the validation results, except in the RMSD (the average was reduced by 0.01%), the data were not filtered in an attempt to not overly restrict the availability of dates containing good data. Thus, only DQX filtering was applied, leading to a total of 835 (881) dates for ascending (descending) orbits for the REMEDHUS network, 1041 (1084) dates for ascending (descending) orbits of Inforiego-2012 and 1021 (1116) dates for ascending (descending) orbits of Inforiego-2013. Considering only the period when the stations were installed, 229 ascending and 248 descending dates for Inforiego-2012 remained, while 234 ascending and 233 descending dates remained for Inforiego-2013. Remarkably, the amount of data increases as the mission strengthens and consolidates over time. The REMEDHUS area is covered by 11 DGGs, and Inforiego area is covered by approximately 300 DGGs.

2.2.2.2. SMOS BEC L3 Product

The L3 global product is generated and freely distributed by the SMOS Barcelona Expert Center (BEC) web service (<http://cp34-bec.cmima.csic.es/>). The BEC L3 product is developed from the operational ESA SMUDP2 product, and it includes geophysical parameters, a theoretical estimate of their accuracy, and a set of product flags and descriptors. The original L2 products were previously filtered such that grid points with negative soil moisture values and/or DQX values greater than 0.07 were discarded. Also, the failed retrievals or outliers are discarded. A weighted average is applied to bin the data to a 25 km EASE-ML regular grid. The products are provided in NetCDF format.

Soil moisture maps are calculated by BEC L3 product as follows:

$$\langle SM \rangle_k = \sum_{i=1}^N w_i SM_i \quad (2.1)$$

where $\langle SM_k \rangle$ is the soil moisture value of each pixel, N is the number of the ISEA DGGs contained in the pixel, SM_i is the soil moisture value of the DGG, and w_i is a weighting factor determined by:

$$w_i = \frac{\frac{1}{DQX_i^2}}{\sum_{j=1}^N \frac{1}{DQX_j^2}} \quad (2.2)$$

w_i gives a specific weight to each DGG within the pixel, N is the number of the DGGs within the pixel, depending on the accuracy of the estimation of the original L2.

The pixel $\langle DQX_k \rangle$ is computed as:

$$\frac{1}{\langle DQX \rangle_k^2} = \sum_{i=1}^N \frac{1}{DQX_i^2} \quad (2.3)$$

where DQX_i is the DQX value of the DGGs within the pixel and N is the number of the DGGs.

The resulting L3 data were collected by applying the same filter to the L2 data ($DQX < 0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). For the period of study, 804, 1040, and 1012 dates were selected for the ascending orbit data and 851, 1101, and 1113 dates were selected for the descending orbit data for REMEDHUS, Inforiego-2012, and Inforiego-2013, respectively. For L2, taking into account only the usable period, 226 (233) dates of ascending data and 251 (235) dates of descending data were selected for Inforiego-2012 (Inforiego-2013). The REMEDHUS area is covered by 4 L3 pixels, and Inforiego is covered by approximately 100 pixels.

2.2.3. Modeled soil moisture

The fourth data set comes from the Soil Water Balance Model Green-Ampt (SWBM-GA) modeled soil moisture, which was previously validated in the REMEDHUS area (Gumuzzio *et al.*, 2015) and in different test sites across Europe (Lacava *et al.*, 2012; Brocca *et al.*, 2013) with satisfactory results. The modeled soil moisture time series were estimated with the parsimonious and lumped soil water balance model SWBM-GA, which was developed by Brocca *et al.*, (2008). The model employs the Green-Ampt equation for infiltration, a gravity-driven non-linear relationship for percolation (Famiglietti and Wood, 1994) and a linear relation between the actual and potential evapotranspiration (Doorenbos and Pruitt, 1977). Model simulations were performed over all the REMEDHUS and Inforiego stations using surface *in situ* measurements as a benchmark with an hourly temporal resolution. The model was previously calibrated with *in situ* measurements from both networks. The calibrated periods were 2008 to 2009 for REMEDHUS, July to December 2012 for Inforiego-2012, and August 2013 to January 2014 for Inforiego-2013; these periods are different from the period of validation for both networks in order to make the *in situ* and modeled data independent. The model inputs are rainfall and air temperature, which are computed each hour based on the weather station nearest to the soil moisture stations. Although the model was not applied as a spatially distributed model here and was not strictly an upscaling strategy, it embedded spatially averaged forcing data (e.g., precipitation and temperature). The simulations were set to represent the surface soil moisture, and outputs were used to validate satellite measurements through the Triple Collocation technique, as described in section 3.

2.3. Validation strategies

The L2 and L3 data sets were compared with the *in situ* data at the two spatial scales provided by the two networks. Spatial and temporal strategies of validation were adhered to. The first strategy followed in the validation is the temporal validation. For the temporal comparisons, the entire time series of the satellite soil moisture were compared with ground measurements that were previously collocated in time with the SMOS overpasses. Four comparisons were performed for both networks in the temporal comparisons: area-averaged, land-use-averaged, soil-texture-averaged, and point-scale measurements at each station with its collocated DGG (L2) and pixel (L3). The results are analyzed for the SMOS ascending and descending passes in order to assess their individual performances.

Soil texture and land use are closely related to soil moisture content (Crow *et al.*, 2012); hence, clustered *in situ* soil moisture time series per category (texture and land use) were compared with the remotely sensed estimates, and the consistency of the results at the point scale and the area-averaged comparisons was evaluated. Regarding the land use, four categories were taken into account (rainfed cereals, vineyard, forest-pasture and irrigated). For texture, four soil categories were considered. The relationship between the soil texture category and the textural classes is shown in Table 2.1. The distribution of the soil texture compositions of the 56 stations showed that, even though a slightly higher sand content is present at most of the stations, a noticeable texture variability can be used to assess the texture impact on the soil moisture retrieval accuracy.

Soil Texture Category	Textural Class	# Stations
Fine	Silty Clay Loam	4
	Clay Loam	4
	Clay	2
	Loam	10
Medium	Sandy Loam	17
	Sandy Clay Loam	7
Coarse	Loamy Sand	7
Very Coarse	Sand	5

Table 2.1. Number of stations by textural class and soil texture category.

The second strategy is the so-called spatial validation, even though there is no consensus regarding the terminology. Because of the different scales of the data sets, the term “spatial” may not be appropriate; thus, “daily-validation” is preferred because it characterizes a comparison of the data for each individual day. The meaning behind these terms relies on testing the soil moisture at all of the spatial locations at a given time. Spatially collocated SMOS and *in situ* observations for each time series day were compared. Each station with its corresponding (geolocated) DGG or pixel was compared for each day of data. A threshold of 16 concurrent observations was established as the minimum to compute statistics; this value is a compromise between the number of the stations in each network and preserving a robust comparison.

Both for the spatial/daily and temporal comparisons, a set of statistical metrics should be chosen. A correlation coefficient (R of Pearson) was selected for measuring the relationship between the two series. The relationship is defined by equation 2.4, where x_i and y_i are vectors of collocated (spatially/daily or temporally) *in situ* and satellite observations, respectively. The average soil moisture for those data sets is indicated by a bar.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.4)$$

A measure of the differences between the data sets is provided by the root mean square difference, RMSD (Eq. 2.5), and the centered root mean square difference, cRMSD (Eq. 2.6), which avoid possible biases introduced by the RMSD between *in situ* data and satellite products (Taylor, 2001). Bias (Eq. 2.7, as the difference *in situ* minus SMOS), and standard deviation, std (Eq. 2.8), were also added to the metrics.

$$RMSD = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - y_i)^2}{n}} \quad (2.5)$$

$$cRMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x}) - (y_i - \bar{y})]^2}{n}} \quad (2.6)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)}{n} \quad (2.7)$$

$$std = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.8)$$

Finally, the Agreement Index, AI (Eq. 2.9), typically used in hydrological modeling (Willmott, 1982) was selected for assessing the accuracy of remotely sensed products. The AI represents an alternative way of computing differences; it is not a measure of correlation in a formal sense but rather a measure of the degree to which a model's predictions (remote sensing estimates, in this case) are free of error. The AI varies between 0 (total disagreement between predicted and observed values) and 1 (perfect agreement).

$$AI = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|x_i - \bar{x}| + |y_i - \bar{x}|)^2} \quad (2.9)$$

R, std and cRMSD are complementary but not independent. These values are related by eq. 2.10 (Taylor, 2001). This relationship allows cRMSD, std and R to be displayed on two-dimensional plots known as Taylor diagrams. Std is displayed as a radial distance, and the correlation with *in situ* data is an angle in a polar plot. *In situ* data are represented by a point located on the x axis at R=1 and by the given std.

$$cRMSD^2 = std_x^2 + std_y^2 - 2 * std_x * std_y * R \quad (2.10)$$

The third strategy corresponds to the TC method, which combines three data sets to determine the errors in each. TC is generally used to resolve approximated linear relationships between different measurements (or representations) of a geophysical variable that are subject to errors. The method has been utilized in the context of calibration, validation, bias correction, and error characterization to allow comparisons of diverse data records from various direct and indirect measurement techniques, including *in situ*, remote sensing and model-based approaches (Su *et al.*, 2014). This method is useful for estimating the relative amount of error that affects different sources of geophysical measurements.

TC uses three temporally collocated time series of N observations to jointly provide sufficient constraints for determining the error variance. In this case, if errors in all three soil moisture products are mutually independent (uncorrelated) and if all three are degraded by random errors (Crow *et al.*, 2012), then this random error can be estimated from equations 2.11 to 2.13 (Scipal *et al.*, 2008).

$$e_{SMOS} = \sqrt{\left| \frac{\sum_{i=1}^n (SMOS_i - In\ Situ_i)(SMOS_i - Model_i)}{n} \right|} \quad (2.11)$$

$$e_{In\ Situ} = \sqrt{\left| \frac{\sum_{i=1}^n (In\ Situ_i - SMOS_i)(In\ Situ_i - Model_i)}{n} \right|} \quad (2.12)$$

$$e_{Model} = \sqrt{\left| \frac{\sum_{i=1}^n (Model_i - SMOS_i)(Model_i - In\ Situ_i)}{n} \right|} \quad (2.13)$$

This approach requires rescaling the data before applying the equations 2.11, 2.12, and 2.13; otherwise, the error estimates will be biased. Scipal *et al.*, (2008) proposed using linear least squares rescaling. Miralles *et al.*, (2010) showed that the approach is more effective for calculating error in soil moisture anomalies after removing the seasonal climatology effect. Moreover, the resulting errors should not be interpreted directly but instead normalized with the signal variability to express errors in terms of the signal-to-noise ratio, as recently proposed by Draper *et al.*, (2013) and McColl *et al.*, (2014).

The Extended Triple Collocation (ETC) is a new approach for TC calculations that was recently developed and initially applied to wind data sets (McColl *et al.*, 2014). This version of TC eliminates the need for de-biasing or rescaling. The choice to base the ETC calculation on raw soil moisture series differs from the recommended anomalies in the mean seasonal cycle (Draper *et al.*, 2009; Miralles *et al.*, 2010) or scaled values through standard deviation scaling of the input data (Dorigo *et al.*, 2010). Rescaling the measurement systems (e.g., by matching their temporal variances) will deliver biased RMSD estimates, since error estimation and calibration are fundamentally intertwined (Stoffelen, 1998). In addition, ETC is simpler to implement and adds no assumptions or computational cost to TC (McColl *et al.*, 2014). This method enables a direct estimation of the errors and correlations of each data set. The errors are estimated through the covariance between every two data sets, $Q_{ij}=Cov(X_i, X_j)$, using equation 2.14 if the data sets are not normalized or using equation 2.15 if the data sets are normalized. Correlations are calculated with equation 2.16, requiring no additional assumptions or computational costs. Using exactly the same assumptions as TC, ETC derives an additional performance metric, the correlation coefficient (ρ) with respect to the unknown target, to complement the RMSD (σ) (McColl *et al.*, 2014). In this regard, ETC provides new useful information that complements present data-validation strategies.

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sqrt{Q_{11} - \frac{Q_{12}Q_{13}}{Q_{23}}} \\ \sqrt{Q_{22} - \frac{Q_{12}Q_{23}}{Q_{13}}} \\ \sqrt{Q_{33} - \frac{Q_{13}Q_{23}}{Q_{12}}} \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sqrt{Q_{11} - Q_{12}} \\ \sqrt{Q_{22} - Q_{12}} \\ \sqrt{Q_{33} - Q_{12}} \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

$$\rho = \pm \begin{bmatrix} \sqrt{\frac{Q_{12}Q_{13}}{Q_{11}Q_{23}}} \\ \text{sign}(Q_{13}Q_{23}) \sqrt{\frac{Q_{12}Q_{23}}{Q_{22}Q_{13}}} \\ \text{sign}(Q_{12}Q_{23}) \sqrt{\frac{Q_{13}Q_{23}}{Q_{33}Q_{12}}} \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

Triplets of *in situ*/modeled/SMOS data (L2 and L3 separately) were selected for the ETC approach. Both the spatial average and the spatially concurrent series were introduced into the ETC model, and σ and ρ were obtained for each triplet.

2.4. Results and discussion

2.4.1. Time series comparisons

The time series of soil moisture (Fig. 2.2; only the average REMEDHUS network is shown) reveal that the SMOS series have a larger dynamic range than the *in situ* data. *In situ* measurements have a maximum of 0.280 in winter to a minimum of 0.052 in summer with a std of 0.054 and a mean value of 0.141. However, the SMOS data ranged from 0.356 to 0.003, with a std of 0.075, for the ascending orbits. The maximum value (0.439) is higher for the descending orbits than for the ascending orbits; the minimum value is 0.009, and the std values are similar for both orbits. The SMOS data set followed the temporal dynamics of the REMEDHUS data set, although a particular underestimation can be observed, particularly in the dry periods. Additionally, a slight time lag between the SMOS response and the *in situ* measurements is noticeable, particularly in 2011 and 2012. The *in situ* observations response lags behind SMOS by 5 day. SMOS shows a quicker reactivity to rainfall events and dry-downs than the *in situ* probes. Both effects, underestimation and reactivity, were detected in previous experiments on validations in the same area (Sánchez *et al.*, 2012a) in a more general manner. The dry bias is also consistent with recent and ongoing calibration/validation studies on SMOS at other sites, which tend to indicate a general underestimation of the SMOS previous versions data with respect to 0–5 cm soil moisture measurements (Al Bitar *et al.*, 2012; Dall'Amico *et al.*, 2012; Gherboudj *et al.*, 2012; Sánchez *et al.*, 2012a; Merlin *et al.*, 2013). However, the

underestimation observed in this study is considerably smaller than that obtained with previous SMOS L2 versions. The reprocessed version 5.51 reduces outliers and leads to a more accurate estimation. The temporal patterns between SMOS L2 and L3 products matched the *in situ* soil moisture series of the two networks (area-averaged) and of the ascending and descending overpasses, with values of $R \sim 0.80$ and $AI \sim 0.75$; the correlation is higher for the Inforiego networks (Fig. 2.3). This result is very satisfactory, surpassing the standards of previous validations of SMOS with former reprocessing versions, e.g., for the v4.00: R of 0.43 in Albergel *et al.*, (2012b), 0.6 in Albergel *et al.*, (2012a), 0.73 in Bircher *et al.*, (2012), 0.3 in Dall'Amico *et al.*, (2012), 0.79 in Jackson *et al.*, (2012) and 0.7 in; for v5.01: 0.73 in Dente *et al.*, (2012a); and 0.28 for v5.51 in Rötzer *et al.*, (2014). The SMOS cRMSD reached the expected accuracy of $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, and the bias was always positive (i.e., indicating underestimation); the value is higher for both Inforiego networks (Fig. 2.3) than for REMEDHUS. This effect can be explained by the length of the time series, which is shorter for Inforiego, resulting in more accentuated seasonal effects that are smoothed in the longer time series of REMEDHUS. From the time series comparison, it can be stated that the SMOS soil moisture products were generally underestimated; this underestimation appears to be larger for the ascending products than for the descending (Fig. 2.3c-d) and for shorter time series (i.e., the Inforiego networks). Regarding the products and orbits, there was no difference between the L2 and L3 performances, and the ascending and descending series were similar in terms of R and cRMSD, with the bias noticeably smaller for the descending series (Fig. 2.3a-b).

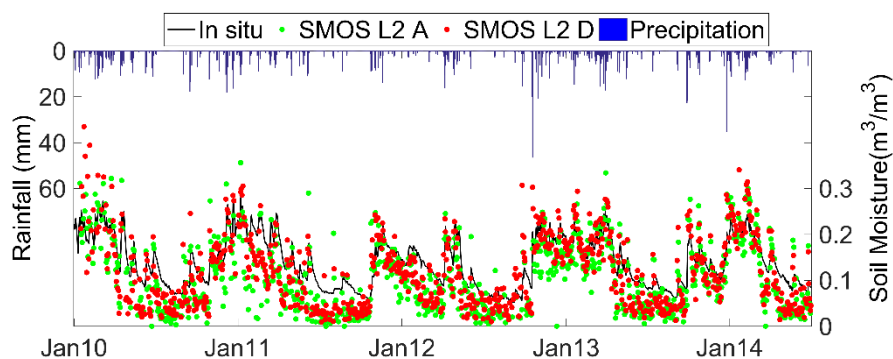


Figure 2.2. Soil moisture evolution of the *in situ* measurements (average of stations) and SMOS products (average of DGGs/Pixels), along with rainfall, during the study period (January 2010-June 2014) for the REMEDHUS network.

When computing the comparison of all 56 stations (REMEDHUS + two Inforiego), the statistics slightly improved. Increasing the number of stations and integrating the scales led to a smaller bias. It can be seen that the second period in the Inforiego network (Inforiego-2013) performed better than the first period, with a lower bias and cRMSD (Fig. 2.3a-d).

A spatially concurrent time series comparison of the two networks (each station with the corresponding L2 DGG or L3 pixel) using Taylor diagrams (Fig. 2.4, only L3 data was shown for convenience) and the REMEDHUS network revealed an R range between 0.41 and 0.8 for the L2/L3 and ascending/descending data; cRMSD is between 0.045 and 0.145. Similar metrics were obtained for all stations. The worst results were obtained for K9, H7 and I6. These poor results in H7 and I6 can be attributed to the very high sand content at these stations (85% and 90%, respectively) (Fig. 2.4). This result is consistent with a particular behavior of these soils that cannot be captured by the average values of SMOS. Panciera, (2009) and Crow *et al.*, (2012) found that soil moisture variability within a satellite footprint could be related to spatial patterns of the land use type and soil texture. Soils with higher sand content exhibited

persistently drier soil moisture conditions than soils with finer textures. The K9 station is located in an irrigated area, where the soil moisture pattern is controlled by repetitive irrigations events.

In 13 out of 23 REMEDHUS stations and in 26 out of 33 Inforiego stations, the bias was positive, indicating underestimations (not shown). Overall, the bias for each station in both networks ranged between -0.084 and 0.215.

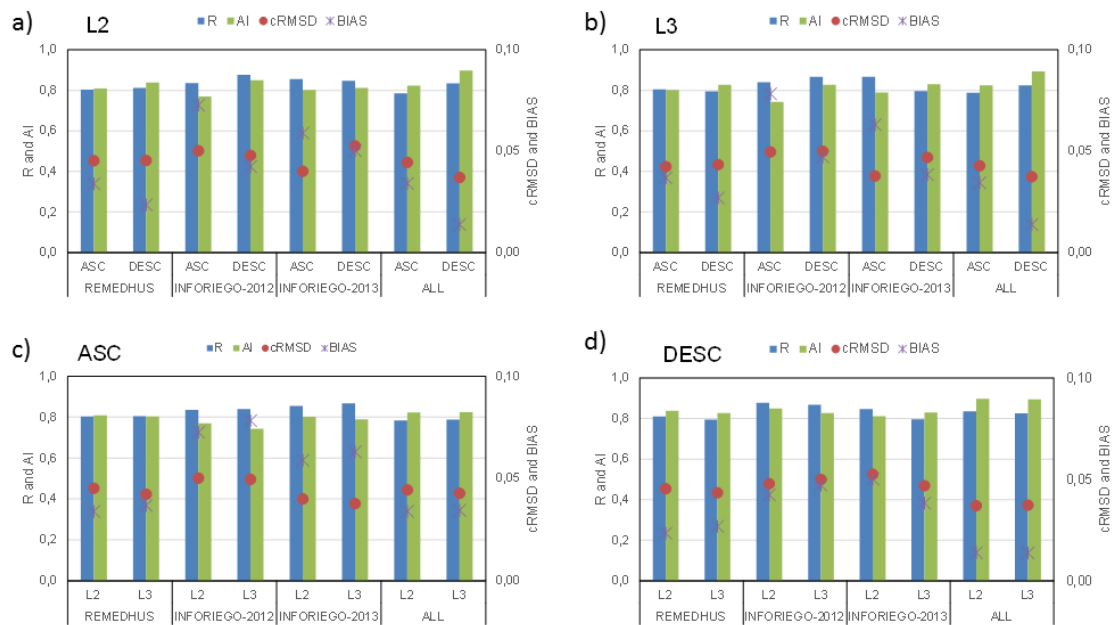


Figure 2.3. Results of the comparison between the spatially averaged series of soil moisture for the three networks in each usable time series. Figures a) and b) represent the L2 and L3 series for each network, respectively. Figures c) and d) represent the ascending and descending overpasses, respectively.

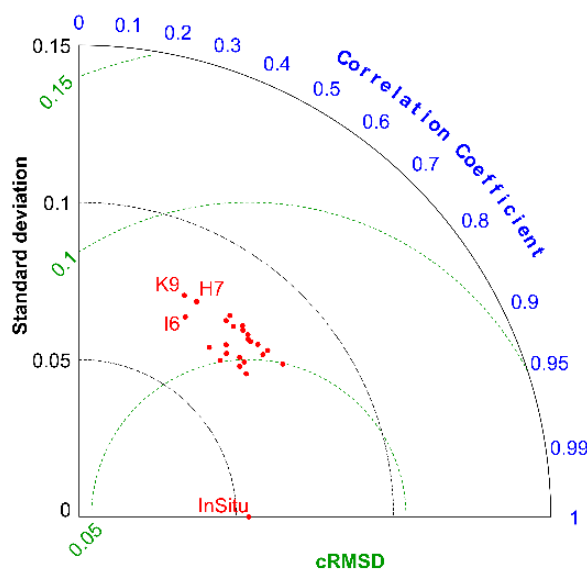


Figure 2.4. Results of the comparison between each station in the REMEDHUS network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled.

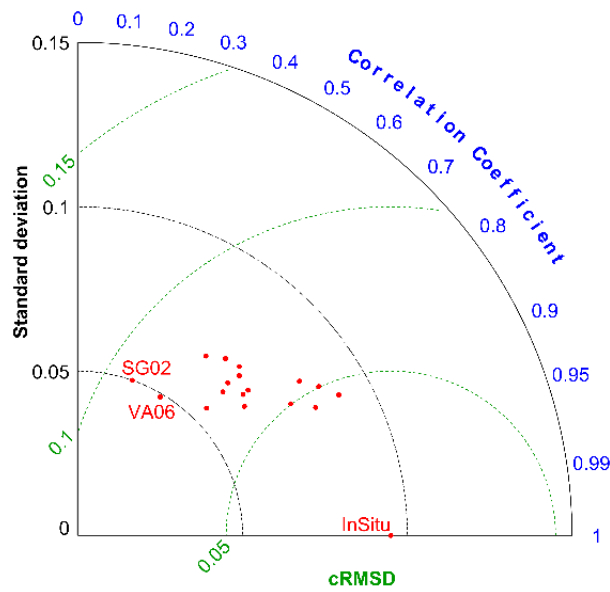


Figure 2.5. Results of the comparison between each station in the Inforiego-2012 network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled.

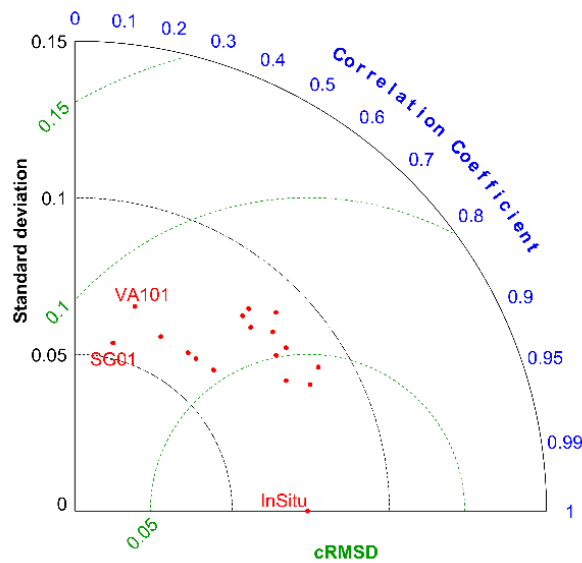


Figure 2.6. Results of the comparison between each station in the Inforiego-2013 network and its corresponding L3 descending pixel. Only stations with results discussed in the text are labeled.

The results of the comparisons, which account for soil use and texture (Fig. 2.7), showed a generally better match for the Inforiego network than for REMEDHUS in agreement with the results obtained in the area-averaged and point-scale analyses. Additionally, similar results for the ascending and descending orbits were detected (Fig. 2.7a-c). In general, values of $R > 0.80$ and $A > 0.60$ were obtained, except for the irrigated land use and very coarse textures. Poor results for irrigated soils were also found in previous validation exercises in the area due to the high temporal rate of the water cycle in these soils. Fluctuating values of the actual water

content of the crops due to the high irrigation frequency could not be captured using the remotely sensed observations at a low temporal resolution (Piles *et al.*, 2014). Similarly, inconsistency between station data and SMOS was previously detected for coarse soil textures. The high sand content (coinciding with vineyard land use) led to high temporal variability in the soil moisture and to rapid soil moisture decrease in the top layer as a result of the quick infiltration and evaporation processes. More sandy soils have more pronounced effects, hindering a suitable match with SMOS readings. Nevertheless, a lower bias occurred for both very-coarse-textured soils and vineyard land use, which can be explained by the lower soil moisture content. In contrast, for the higher soil moisture contents (forest-pasture and fine textures), the bias is the highest. Rainfed land use and medium soil textures, which are common in the area, exhibited the best results in terms of R, AI, bias and cRMSD.

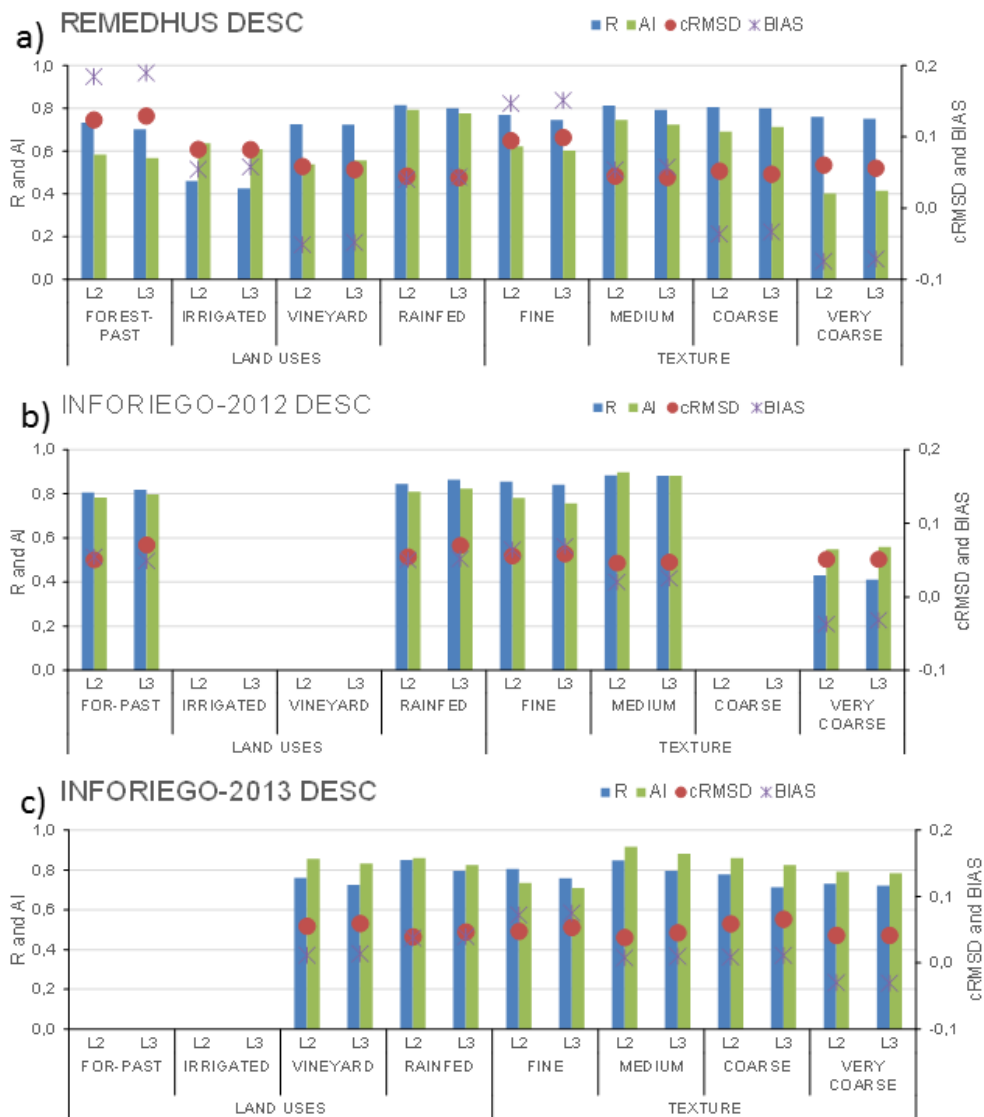


Figure 2.7. Results of the comparison between the temporal series of the soil moisture of the three networks after land-use and land-type clustering. a) REMEDHUS network, b) Inforiego-2012, and c) Inforiego-2013.

2.4.2. Spatial series comparison

Spatially collocated SMOS L2, L3 with *in situ* observations (REMEDIHUS, Inforiego-2012 and Inforiego-2013) for each day were compared. Given a threshold of 16 concurrent pairwise observations for a calculation, the number of dates was reduced by one-fourth. For REMEDIHUS, the L2 ascending product contained 463 days, the L2 descending product contained 461 days, and the L3 ascending and L3 descending products contained 584 and 598 days, respectively. For Inforiego, the number of days that meet the criteria also diminished: 23 days for L2 ascending, 28 days for L2 descending, 22 days for L3 ascending and 37 days for L3 descending for Inforiego-2012; and 5, 3, 1 and 3 days for Inforiego-2013. Of all the dates studied, only 13.9% of the comparisons have a p -value < 0.05 ; negative and positive correlations existed for the series, and a very low AI was found for all products and networks.

Among the results with statistical significance (Fig. 2.8), the L2 and L3 products over REMEDIHUS had correlation coefficients between $R \sim -0.67$ and $R \sim 0.72$ and an agreement index between $AI \sim 0.00$ and $AI \sim 0.63$. The difference between the L2 and L3 products is negligible. The results are similar for the Inforiego networks, with a minimum R of -0.51 , a maximum of 0.66 and an agreement index between $AI \sim 0.08$ and $AI \sim 0.71$. RMSD and cRMSD are similar in both networks, with a minimum of 0.045 , a RMSD maximum of 0.214 and a cRMSD maximum of 0.201 . The bias is negative in 85.21% of the cases, resulting in underestimation similar to the temporal validation (not shown). A representative example of the lack of significance of the spatial agreement is the BEC L3 ascending product compared to *in situ* measurements from Inforiego-2012. Out of the all dataset only two days have a correlation with statistical significance, where one day has a positive R and the other day negative.

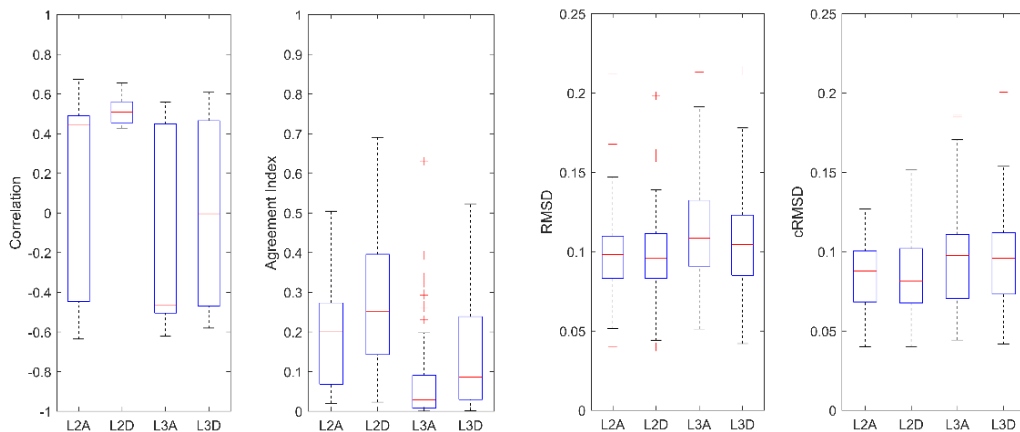


Figure 2.8. Box plot of the representing statistic of the spatial validation in REMEDIHUS. For the L2 ascending (L2A) the number of significant days is 60, for L2 descending (L2D) is 64, for L3 ascending (L3A) is 99 and for L3 descending (L3D) is 82. Inforiego-2012 and Inforiego-2013 not shown because of the few significant days.

By merging the 56 stations, as conducted for the temporal validation, the significant results increase to 26.87%, but the other statistical metrics produce similar results to those studied in each individual network (not shown).

The daily validation showed poor results for both REMEDIHUS (small-scale network) and Inforiego (large-scale network). It seems clear that given the spatial variability in the soil moisture fields, the mismatch between the ground sampling and the footprint scale of the remote estimates makes their direct comparison unsatisfactory. The variability between the

satellite products (15 km equally spaced grid for L2 and pixels of 25 km for L3) and the *in situ* measurements (point scale) is extremely large. Thus, a new daily correlation was performed (not shown) using a SMOS-derived product at a 1 km spatial resolution (Piles *et al.*, 2014). One may assume that if the spatial resolution of the remote estimations was enhanced, the results of the comparison may be improved; however, poor results were obtained, even at 1 km. No significant correlation was found at the 95% confidence level for either network or for the daily correlation at a 1 km resolution.

Validations based on comparisons between sparse networks and satellite retrievals at a coarse resolution showed that the temporal patterns of the soil moisture were better reproduced at both coarse and high spatial resolutions compared with the spatial patterns. As seen in most comparisons of satellite soil moisture, temporal soil moisture is well reproduced by satellite retrievals, in contrast to the spatial patterns. The lack of spatial matching should not be misattributed to retrieval uncertainty or to a degraded accuracy of remote soil moisture products; instead, the validation exercise is questionable based on such drastically different observations. In addition, the instantaneous value of several measurements of soil moisture over a large area could not be representative of the general behavior of this variable. It seems more efficient to compare the temporal evolution than a particular pattern. This issue may be overcome with dedicated and intensive field measurements, upscaling strategies or using spatially distributed surface models.

2.4.3. Extended Triple Collocation

Prior to the application of ETC, the modeled data set was validated against *in situ* observations at each station to examine the reliability of the model in simulating near-surface soil moisture in the REMEDHUS area and for the two Inforiego networks over the entire periods used in this study. In total, 1462 REMEDHUS, 213 Inforiego-2012 and 179 Inforiego-2013 daily data points were simulated. The results showed a good agreement between the modeled and *in situ* data sets, with average correlation coefficients of 0.76 for REMEDHUS and 0.89 for both Inforiego networks; acceptable RMSDs of 0.042, 0.051 and 0.040 m^3m^{-3} were obtained for REMEDHUS, Inforiego-2012 and Inforiego-2013, respectively.

The errors obtained with ETC are shown in Table 2.2. The σ is remarkably higher for SMOS (between 0.012 and 0.04 m^3m^{-3}) than for the *in situ* (between 0.003 and 0.007 m^3m^{-3}) and modeled (0.007 and 0.01 m^3m^{-3}) series. The correlations showed the same behavior, with the poorest ρ (between 0.818 and 0.902) for SMOS compared with *in situ* (between 0.942 and 0.993) and modeled (between 0.923 and 0.994) data. SMOS L2 and L3 series exhibited the highest errors and lowest correlations. These ETC results synthesize the mismatch between the spatial scales of the input data and clearly identify the complexity of comparing point-based *in situ* measurements and model simulations *versus* SMOS-averaged DGG soil moisture data.

No appreciable differences were found between the two satellite-derived products and the two networks studied. However, when all the stations were analyzed together, the correlations did not change, but the errors associated with the data set decreased by approximately one order of magnitude (reaching near-zero values). This result agreed with that obtained in the temporal comparisons, which showed that when all networks were jointly computed, the best results were obtained.

			σ ($m^3 m^{-3}$)			ρ		
			SMOS	<i>In Situ</i>	Model	SMOS	<i>In Situ</i>	Model
L2	REMEDIHUS	Ascending	0.0399	0.0166	0.0073	0.846	0.949	0.993
		Descending	0.0390	0.0170	0.0075	0.858	0.946	0.992
	Inforiego-2012	Ascending	0.0391	0.0098	0.0223	0.840	0.994	0.954
		Descending	0.0296	0.0182	0.0177	0.894	0.981	0.974
	Inforiego-2013	Ascending	0.0360	0.0159	0.0079	0.875	0.977	0.995
		Descending	0.0346	0.0171	0.0042	0.874	0.973	0.998
	All	Ascending	0.0093	0.0031	0.0018	0.816	0.961	0.990
		Descending	0.0066	0.0031	0.0016	0.867	0.961	0.992
L3	REMEDIHUS	Ascending	0.0375	0.0165	0.0077	0.849	0.948	0.992
		Descending	0.0383	0.0175	0.0065	0.843	0.942	0.994
	Inforiego-2012	Ascending	0.0360	0.0102	0.0225	0.844	0.994	0.952
		Descending	0.0292	0.0201	0.0164	0.888	0.977	0.978
	Inforiego-2013	Ascending	0.0331	0.0154	0.0090	0.886	0.978	0.993
		Descending	0.0427	0.0159	0.0077	0.815	0.976	0.995
	All	Ascending	0.0090	0.0031	0.0018	0.818	0.962	0.989
		Descending	0.0067	0.0032	0.0013	0.860	0.959	0.994

Table 2.2. Errors (σ) and correlations (ρ) for the averaged *in situ*, model and satellite products resulting from the ETC method.

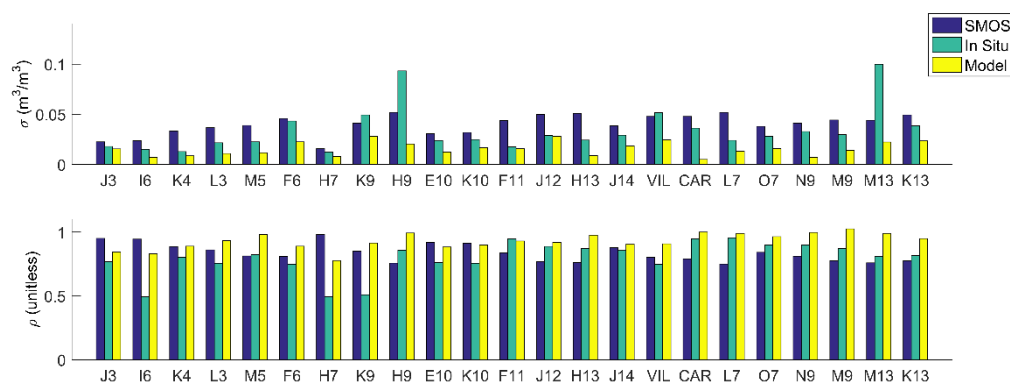


Figure 2.9. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent *in situ* REMEDIHUS measurements, modeled data and SMOS L3 descending product.

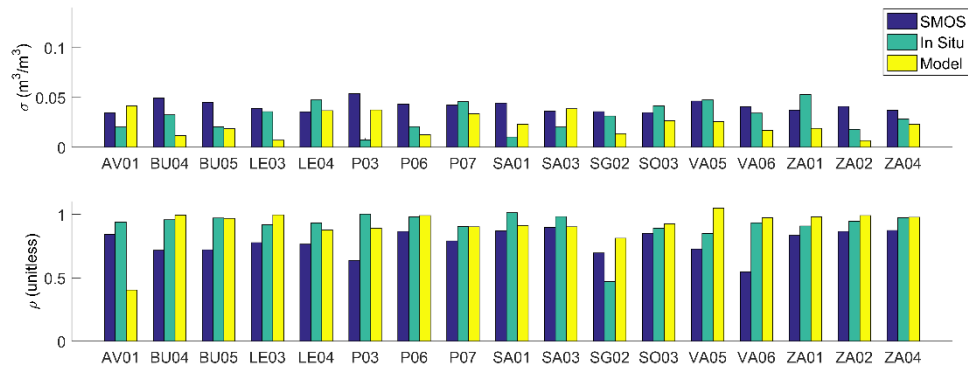


Figure 2.10. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent *in situ* Inforiego-2012 measurements, modeled data and SMOS L3 descending product.

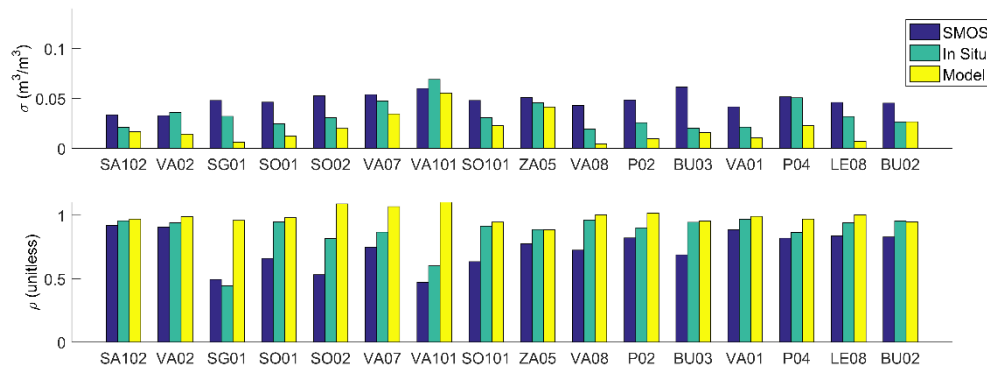


Figure 2.11. Errors (top) and correlations (bottom) obtained using the ETC method for the concurrent *in situ* Inforiego-2013 measurements, modeled data and SMOS L3 descending product. In SG01, the correlation of the model is outside of the expected range.

When the analysis was conducted for every station separately, although the errors are low (between 0.049 and 0.331 for SMOS, 0.001 and 0.264 for *in situ* and 0.001 and 0.301 m^3m^{-3} for the model), the SMOS-associated errors are higher than the *in situ* and model errors (Fig. 2.9-2.11), similarly seen in the previous analysis using network-averaged soil moisture. When observing each station, two particular conditions occurred for which the ETC detected the highest errors. One case is over H9 and M13 (Fig. 2.9). These are the stations with the highest water content in REMEDHUS. For this case, the *in situ* data set had the highest errors because the ETC compared the high *in situ* water content with SMOS and the modeled soil moisture, which was remarkably drier. The other case is SG01 (Fig. 2.11), which is an extremely sand area. The ETC error was very high, and the ρ estimation resulted in a non-physical value, meaning that there is no relationship. The highly variable water content in the crops due to the hourly irrigation frequency could not be captured using the remotely sensed observations, as found in previous studies (Piles *et al.*, 2014).

A correlation that lies outside the expected range of -1 to 1 at some stations may be related to size problems in the sample. In cases where the signal-to-noise ratio is relatively low, which is common for remotely sensed soil moisture data sets, 1642 data points are not sufficient to obtain precise estimates of ρ . Note that this is a problem for classical Triple Collocation, not only ETC. For soil moisture, non-negligible cross-correlations between the errors and/or

representatively differences are common between global soil moisture data sets, potentially leading to violations of these assumptions (Draper *et al.*, 2013). Because this study is, to our knowledge, the first to apply ETC to soil moisture data sets, further research is needed for a thorough analysis.

2.5. Conclusions

Comparisons between satellite, *in situ* and modeled data are critical in the assessment of new soil moisture products and in the release of new versions of reprocessed data. In the context of the SMOS mission, continuous validation activities using *in situ* networks have been performed over upgraded processing versions in several locations worldwide. The comparisons provide error estimates and a basis for modifying algorithms and/or parameters. For the existing and future missions devoted to soil-moisture sensing, there is a need to validate the agreement between the *in situ* data at each site (at various temporal and spatial scales) and the satellite estimates. The main challenge when comparing remote sensing data and *in situ* network observations is adequately addressing the mismatch between sparse ground-based observations (both for large- and small-scale networks) and footprint-scale soil moisture estimates.

This study conducted a validation of SMOS L2 and L3 products of soil moisture using two spatial scales provided by two *in situ* networks, along with modeled data at *in situ* stations. The products were quantitatively compared with data collected at two *in situ* networks: the REMEDHUS network, which is approximately 1300 km², and the Inforiego network, which is approximately 65000 km². Compared with previous SMOS validation exercises, this research took advantage of the latest reprocessing of the L2 product, as well as the release of new L3 products and the availability of 4-year SMOS data. Additionally, the new ETC methodology was applied with data simulated by the SWBM-GA model for both networks. A detailed analysis of soil types and land coverages was performed. Upscaling techniques and a new statistical comparison using the hydrological AI were performed.

The time series comparison results showed that the SMOS soil moisture products are generally underestimating the soil moisture observed at the studied sites in Spain, effect that appears to be larger for the ascending products and for the shorter time series. Regarding the products and orbits, there was no difference between the L2 and L3 performances; the ascending and descending series were similar. Comparisons at the point scale confirmed these favorable results, except at stations with particular conditions (very sandy soil and irrigated plots). A general dry bias is observed in the SMOS L2 and L3 series. Both for spatial/daily and temporal correlations and for ETC, the results obtained for the large-scale network were slightly better than those for the small-scale site, indicating that enlarging the spatial extent of the network resulted in a better match to averaged SMOS values. Thus, when all networks were jointly computed, the best results were obtained. However, the second period in the Inforiego network (Inforiego-2013) performed better than the first period. Thus, the improvement in the results for the Inforiego networks may be due to the increasing number of SMOS data over time, rather than an augmented spatial definition of the *in situ* references.

When the soil characteristics (soil texture and land use) were considered in the upscaling, better results were achieved, except for particular conditions (irrigated land use and very-coarse-textured soils). High sand content (coinciding with vineyard use) led to a quick soil moisture decrease in the top soil layer, hindering a good estimation. Conversely, a lower bias in very coarse soils and vineyard cover was found, probably due to their typically lower soil moisture content. The prevalent type of soils in the area (medium texture) and land use

(rainfed crops) exhibited the best results for all the statistics used. In this case, the data representativeness and favorable results are correlated.

The *in situ* soil moisture temporal patterns were correctly captured by the SMOS estimates in all cases and spatial domains, reaching the expected accuracy of the mission (4% vol.); however, the spatial patterns did not reach the expected accuracy. No significant correlation was found at the 95% confidence level for either network in terms of the daily correlations. From these results, it seems impossible (and likely useless) to depict the soil moisture spatial distribution at all stations at a single time. This result has been observed in all studies on soil-moisture retrievals from space using passive coarse-resolution radiometers, mostly due to the contrast between *in situ* measurements, which provide point-scale measurements under very different conditions at each location compared with the large footprint of the radiometer observations.

ETC is a new validation methodology that had not been applied before to soil moisture data sets. This technique proved useful for detecting particular conditions of soil moisture that are difficult to monitor from space. Although the obtained errors are relatively low, SMOS shows slightly worse results than the other data sets, which is confirmed throughout the ETC correlations.

The general results of this study showed that the newly reprocessed L2 products (5.51) improved the accuracy of soil-moisture retrievals, making them suitable for developing new L3 products as presented in this work.

CAPÍTULO 3:

Validation of Aquarius soil moisture products over the northwest of Spain: a comparison with SMOS

ABSTRACT

A validation of the new L2 and L3 soil moisture products from the Aquarius/SAC-D mission from August 2011 to June 2014 using two *in situ* networks in Spain was conducted. The first network, the Soil Moisture Measurement Stations Network of the University of Salamanca (REMEDIHUS), is considered to be a dense network. The second network (Inforiego) could be considered a sparse or large-scale network. Comparisons of temporal series using different strategies were made. Similar analysis was performed for the same area and period with two Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) soil moisture products: SMOS L2 and SMOS Barcelona Expert Centre (BEC) L3. The aim of the study was to analyze the performance of the Aquarius soil moisture products and to compare with that of SMOS soil moisture.

Results from the area-averaged comparison show that Aquarius products have correlation coefficients (R) between 0.33 and 0.65, and root mean square difference (RMSD) and centered root mean square difference (cRMSD) between 0.046 and 0.111 m³m⁻³. A better match was found for the L2 ascending series than for the L2 descending and L3 series. A dry bias was found. SMOS products showed better accuracy (R>0.8, RMSD and cRMSD~0.06 m³m⁻³) than those of Aquarius. The comparison made at point-scale reflected that the size and density of the networks do not influence the validation results at the Aquarius resolution, but it is remarkable at the SMOS resolution. Despite the scale restrictions, the results of this study showed that Aquarius soil moisture products have reasonably good performance.

Keywords: Aquarius; SMOS; soil moisture; validation.

RESUMEN

Se presenta una validación de los nuevos productos de humedad del suelo L2 y L3 de la misión Aquarius/SAC-D para el periodo de estudio comprendido entre agosto de 2011 a junio de 2014, utilizando para ello dos redes de estaciones *in situ* de medición de humedad del suelo en España. La primera red, la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS), se considera una red densa y de escala local. La segunda (Inforiego) podría considerarse una red dispersa o de gran escala. Las comparaciones entre las series temporales se realizaron aplicando diferentes estrategias. Asimismo, se llevaron a cabo análisis similares para el mismo área y período con dos productos de humedad del suelo del satélite *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS): SMOS L2 y SMOS *Barcelona Expert Center* (BEC) L3. El objetivo de este estudio fue analizar la fiabilidad de los productos de humedad del suelo de Aquarius y compararlos con los de SMOS.

Los resultados de la comparación a nivel de red muestran que los productos de Aquarius tienen coeficientes de correlación de Pearson (R) entre 0.33 y 0.65, y errores (RMSD y cRMSD) entre 0.046 y 0.111 m³m⁻³. Se encontró una mejor coincidencia para las series temporales de las órbitas ascendentes L2 que para las descendentes y las series del producto L3. También se observó la existencia de una cierta subestimación. Los productos SMOS mostraron una mejor precisión (R > 0.8, RMSD y cRMSD ~ 0.06 m³m⁻³) que los de Aquarius. La comparación realizada a escala puntual reflejó que el tamaño y la densidad de las redes no influyen en los resultados de validación para la resolución de Aquarius, pero sí para la resolución de SMOS. Aun así, los resultados de este estudio mostraron que los productos de humedad del suelo de éste tienen un comportamiento razonablemente bueno.

Palabras clave: Aquarius; SMOS; Humedad del suelo; Validación

3.1. Introduction

Soil moisture is essential in most hydrologic and atmospheric processes, and it is very useful in agricultural, water resources and hydrological hazard management. Remotely sensed soil moisture monitoring has been investigated in recent decades (Ulaby *et al.*, 1983; Schmugge *et al.*, 1986). Since the 1970s, soil moisture was estimated from satellite instruments that were not specifically designed for sensing soil moisture, e.g., the European Remote Sensing (ERS) satellites designed to measure ocean surface temperature, wind fields and atmospheric ozone; the Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E), which was designed to observe precipitation, sea surface temperature, atmospheric cloud water or water vapor; and the Advanced Scatterometer (ASCAT), designed to measure wind speed and direction over the oceans. The first satellite designed to make specific observations of soil moisture was the SMOS mission, which was launched by the European Space Agency (ESA) in November 2009. Another mission, the Soil Moisture Active Passive (SMAP), was launched in January 2015 by the National Aeronautics and Space Administration (NASA) to retrieve soil moisture and freeze/thaw state using an L-band radiometer and a synthetic aperture radar (Entekhabi *et al.*, 2010). However, satellites such as Aquarius, designed a priori to estimate other surface variables, are potentially useful for retrieving soil moisture.

Aquarius is an L-band radiometer and scatterometer instrument combination with the objective of mapping the ocean's surface salinity field (Le Vine *et al.*, 2007), but the National Snow & Ice Data Center (NSIDC) recently released the Aquarius L2 and L3 soil moisture products. Using the single channel algorithm (SCA) (Jackson, 1993) with L-band radiometer measurements, the Aquarius soil moisture retrieval algorithm is the same used by SMOS (Bindlish *et al.*, 2015). Aquarius was operative from the end of August 2011 to June 2015.

The advantage of remotely sensed soil moisture with respect to other soil moisture estimates is the coverage of large areas and the identification of large-scale events. The disadvantage is the aggregation of heterogeneities from local to regional scales, which renders validation difficult (Ochsner *et al.*, 2013). Large differences exist between point-scale measurements and remote sensing estimates. The establishment of credible ground validation approaches for soil moisture requires bridging the gap between the two resolutions (Crow *et al.*, 2012). Following the classification of Crow *et al.*, (2012), two types of *in situ* networks can be described: small scale networks (between 100 and 10000 km²), which have the advantage of higher spatial densities that provide multiple measurements within a single footprint, and large-scale networks (>10000 km²), which have the advantage of covering large areas and a larger range of land cover and soil types but typically lack in sampling densities that provide multiple measurements per footprint.

3.2. Data sets and Methods

3.2.1. *In situ* networks

Two networks located in the Duero basin (Spain) were used to validate the satellite soil moisture products (Fig. 3.1): REMEDHUS and the Inforiego networks.

REMEDHUS is located in the central part of the basin over an area of 1300 km². The climate is continental semi-arid Mediterranean, with a mean temperature of 12°C and an annual precipitation average of 385 mm (González-Zamora *et al.*, 2015). The main land use is agriculture, of which the main crops are cereals. REMEDHUS has been used in previous soil moisture validation works of remote sensing products (Wagner *et al.*, 2007b; Brocca *et al.*,

2011a; Sánchez *et al.*, 2012a; Sánchez *et al.*, 2012b) and is a member of the International Soil Moisture Network (ISMN) (Dorigo *et al.*, 2011). This network was selected as one of the SMAP cal/val core validation sites (Colliander *et al.*, 2015).

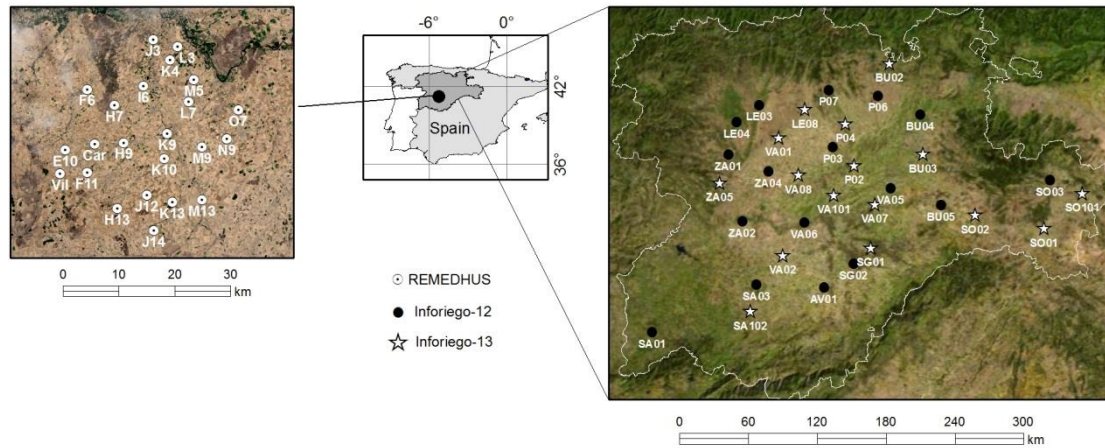


Figure 3.1. Location of the two networks used in the research.

Inforiego (Agriculture Technological Institute of Castilla y León, Spain) is spread over a topographically homogenous and fairly flat area of 65000 km², where climatic conditions are quite homogeneous in terms of temperature and precipitation distribution (Ceballos *et al.*, 2004; Ceballos *et al.*, 2013). The climate of the region is continental semi-arid Mediterranean, with a mean annual temperature of 11.7°C and an average annual precipitation of 525 mm, and the main land uses in the area are also agriculture (rainfed crops in winter and spring and irrigated crops in summer). The soil moisture network was installed within a meteorological network owned by the Government of the Castilla y León region.

Both networks are equipped with *Hydra probes*, which measure hourly surface (0-5 cm) soil moisture (*Stevens Water Monitoring Systems, Inc.*) at 23 stations in REMEDHUS and 33 stations in Inforiego (17 stations were measuring between July 2012 and July 2013, called Inforiego-2012, and 16 were measuring between August 2013 and August 2014, called Inforiego-2013). For the validation experiment, a daily-average of each station was made, with a total of 1041 observations in REMEDHUS, 363 in Inforiego-2012 and 334 in Inforiego-2013. This choice is based on previous validation experiments, where no differences were reported between the use of time-overpass values of *in situ* soil moisture or the use of daily averages for the comparison (Sánchez *et al.*, 2012a; Piles *et al.*, 2014; González-Zamora *et al.*, 2015).

3.2.2. Satellite products

Soil moisture products from Aquarius and SMOS were used. The first datasets of satellite soil moisture came from the international Aquarius/SAC-D mission (NASA and Argentina's Space Agency) (Lagerloef *et al.*, 2008). Aquarius is a sun synchronous satellite that uses an L-band radiometer to acquire measurements in three different spatial resolution beams: 76x94 km with an incidence angle of 29.36° (inner), 84x120 km with 38.49° (middle) and 96x156 km with 46.29° (outer). These beams provide coverage of a swath of approximately 390 km. The orbit is

a 7-day exact repeat orbit, and, in contrast with SMOS, the orbit times are 6 PM for ascending orbits and 6 AM for descending orbits.

The Aquarius L2 Swath Single Orbit Soil Moisture (AQ2_SM) (Bindlish and Jackson, 2014a) and the Aquarius L3 Gridded 1-Degree Daily Soil Moisture (AQ3_DYSM) version 3 (Bindlish and Jackson, 2014b) products were validated in this work. For this research, the L2 single orbit was separated in ascending and descending orbits for a better comparison, whereas the L3 product is a daily composite. Both products are provided in HDF5 format. Aquarius Level-3 SM products are generated from physical measurements computed from the Aquarius Level-2 products. The gridded Level-3 processing of Aquarius satellite data takes measurements at the boresight locations of the three radiometer beams, which have already been converted into physical units of soil moisture, and maps these onto a 1° grid (Li *et al.*, 2015).

The other satellite dataset used came from SMOS. This satellite uses an L-Band Y-shaped two-dimensional interferometric radiometer, with multi-angular and full-polarimetric capabilities to provide global measurements of the Earth's brightness temperature with a spatial resolution of 43 km (Kerr *et al.*, 2010). The SMOS Soil Moisture Level 2 User Data Product (SMUDP2) version 5.51 was used in this study. This product is provided by ESA over an Icosahedral Snyder Equal Area Earth (ISEA-4H9) grid with equally spaced nodes at ~15 km, known as the Discrete Global Grid (DGG). The other product used from SMOS was the SMOS Barcelona Expert Center (BEC) L3, which was developed from the operational SMUDP2 product and is provided over a 25 km EASE-ML regular grid in NetCDF format (González-Zamora *et al.*, 2015). The series from both products were filtered using the Data Quality Index (DQX) and Radio Frequency Interference flag (RFI) threshold suggested by González-Zamora *et al.*, (2015) for the best-quality retrievals.

3.2.3. Validation Strategy

The L2 and L3 datasets from both satellites were compared with *in situ* measurements provided by the two soil moisture station networks. The time series from the satellite were compared with *in situ* measurements that were previously collocated in time with satellite products. Four comparisons were made for both networks: area averaged, soil texture averaged, land use averaged and point-scale measurements at each station with its collocated beam (Aquarius L2), DGG (SMOS L2) or pixel (SMOS and Aquarius L3 products). To analyze the effects of soil characteristics and land use, the stations were clustered in four texture categories (fine, including silty clay loam, clay loam, clay and loam stations; medium, including sandy loam and sandy clay loam stations; coarse, including loamy sand stations; and very coarse, including sand stations) and four land use categories (irrigated, forest-pasture, rainfed cereals and vineyard).

The statistical metrics chosen to assess the results were the Pearson correlation coefficient (R), RMSD, cRMSD and the bias.

3.3. Results and discussion

The comparison of the Aquarius soil moisture series with the *in situ* soil moisture from REMEDHUS (Fig. 3.2) shows a dual behavior during the period of study. The Aquarius soil moisture estimates were higher during the winter months and lower during summer, with L2 product values lower than L3. L2 soil moisture values were very low during the wet period (October to May). For the dry periods, Aquarius estimates values close to $0.02 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ for L2 ascending and $0.03 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ for L2 descending and L3 (Fig. 3.2). In general, L3 shows higher values than L2. Similar results are obtained for the Inforiego network (not shown).

The comparison between area-averages for Aquarius L2 products (Table 3.1) shows better correlations for ascending than for descending series, but with very similar errors. Errors associated with REMEDHUS are lower than for Inforiego. Regarding the L3 product, slightly worse results than L2 were obtained, with lower correlations and higher errors in both networks. A positive bias indicates dry bias for three products. The bias observed is consistent with other research with microwave passive sensors, where positive bias was found worldwide with AMSR-E (Sahoo *et al.*, 2008; Draper *et al.*, 2009), SMOS (Dall'Amico *et al.*, 2012; Sánchez *et al.*, 2012a) or Aquarius (Champagne *et al.*, 2014; Bindlish *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2015).

		R	RMSD	cRMSD	Bias
REMEDHUS	L2 Ascending	0.61	0.085	0.046	0.072
	L2 Descending	0.49	0.072	0.051	0.052
	L3	0.55	0.112	0.111	-0.016
Inforiego-2012	L2 Ascending	0.64	0.114	0.077	0.084
	L2 Descending	0.51	0.133	0.090	0.098
	L3	0.50	0.128	0.098	0.082
Inforiego-2013	L2 Ascending	0.52	0.108	0.071	0.081
	L2 Descending	0.33	0.138	0.078	0.114
	L3	0.37	0.125	0.100	0.074

Table 3.1. Comparison between the spatially averaged series of soil moisture for all networks and the time series of different Aquarius products (RMSD and cRMSD units: m^3m^{-3})

The first year of data from Aquarius has a lower dynamic range than the other years of the research. It is interesting to note that this year was the driest during the study period. If this year is omitted for the calculations, the correlations improved (0.75 for L2 ascending, 0.58 for L2 descending and 0.68 for L3).

The results are worse than those obtained in other studies performed in more humid climate areas (Champagne *et al.*, 2014; Bindlish *et al.*, 2015), where the rainfall and the soil moisture values are usually higher than in this part of Spain. These results probably suggest that Aquarius has low sensitivity to very low soil moisture values and that it has high sensitivity to changes in soil moisture linked to rainfall events.

The SMOS datasets follow the temporal dynamics of the *in situ* measurements well (Fig. 3.3), although some underestimation can be observed, particularly in dry periods. SMOS exhibits a quicker reactivity to rainfall events. When comparing the evolution of Aquarius and

REMEDHUS in Fig. 3.2 and 3.3, it seems clear that SMOS has superior performance and higher stability. For the same areas and period, SMOS has better results than Aquarius (Table 3.1), with $R > 0.80$, $\text{RMSD} < 0.093 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, and $\text{cRMSD} < 0.053 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ in both networks (Table 3.2). This different performance is in contrast with the results obtained in other areas with wetter climates (e.g., Canada) (Champagne *et al.*, 2014), where Aquarius achieved better results than SMOS. Additionally, owing to the fact that the soil moisture retrieval algorithm is the same for both Aquarius and SMOS, the superior performance of Aquarius may be attributed to two potential causes. First, to a higher Aquarius signal-to-noise ratio compared with SMOS under highly dynamic soil moisture regimes. Second, even though the inputs and ancillary data sets considered in both retrieval algorithms are the same, the attribution of types (e.g. categories of land cover or soil texture) would be different in each retrieval. Nevertheless, the need for further research on this issue should be highlighted again.

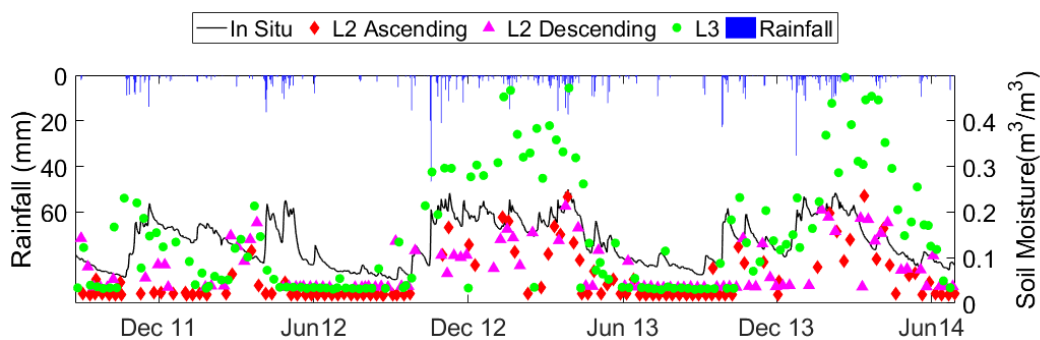


Figure 3.2. Soil moisture evolution of the *in situ* measurements (average of stations) and Aquarius products, along with rainfall during the study period, for the REMEDHUS network.

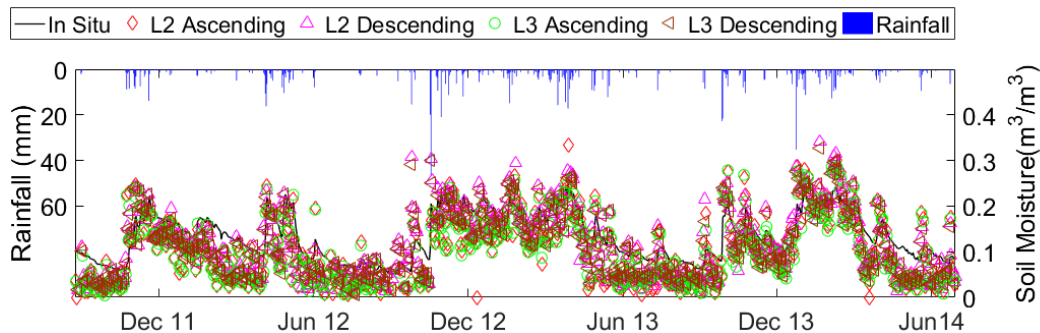


Figure 3.3. Soil moisture evolution of the *in situ* measurements (average of stations) and SMOS products, along with rainfall, during the study period for the REMEDHUS network.

Spatially concurrent time series comparisons for Aquarius (each station with its corresponding beam or pixel) reveal a good agreement between satellite products and point-scale measurements (Table 3.3), with 37 out of 56 stations having significant results ($p\text{-value} < 0.05$) for L2 ascending, 18 for L2 descending and 50 for L3. This good agreement, despite the very different scale of measurements, is in line with most of the remotely sensed soil moisture validation works, in which the temporal patterns of the soil moisture at coarse resolutions were better reproduced compared with the spatial patterns (Piles *et al.*, 2014; González-Zamora *et al.*, 2015). The validation of large temporal series of data, despite their different scale, afforded a generally reasonable fit. Moreover, the study area shows a

considerable degree of temporal persistence for the spatial structure, as found in previous analysis of soil moisture temporal stability on it (Martínez-Fernández and Ceballos, 2003; Martínez-Fernández and Ceballos, 2005; Sánchez *et al.*, 2012a; González-Zamora *et al.*, 2015).

From the obtained results (Table 3.3), in which there are no differences between the two networks at the Aquarius spatial resolution, it seemed irrelevant to use a dense network such as REMEDHUS or a sparse network such as Inforiego. The size and density of the *in situ* network is not a restricting factor for validating the Aquarius products, as suggested in a previous validation in the USA (Bindlish *et al.*, 2015). More validation activities of Aquarius should be conducted worldwide to corroborate this finding, as very different results were found in previous research (Champagne *et al.*, 2014; Bindlish *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2015). Although the mission is now over, new versions of the products are still provided, which are available to be validated and analyzed under different climates, different networks worldwide or under different upscaling strategies. The validation of the current products of this satellite could be useful for future similar missions. Similar results are obtained for the Inforiego network for the comparison of land use and soil texture classes (not shown).

		R	RMSD	cRMSD	Bias
REMEDHUS	L2 Ascending	0.83	0.052	0.042	0.031
	L2 Descending	0.84	0.046	0.042	0.019
	L3 Ascending	0.83	0.052	0.039	0.034
	L3 Descending	0.83	0.045	0.039	0.022
Inforiego-2012	L2 Ascending	0.84	0.088	0.050	0.073
	L2 Descending	0.88	0.064	0.048	0.042
	L3 Ascending	0.84	0.093	0.050	0.078
	L3 Descending	0.87	0.069	0.050	0.047
Inforiego-2013	L2 Ascending	0.85	0.071	0.040	0.059
	L2 Descending	0.85	0.073	0.053	0.050
	L3 Ascending	0.87	0.073	0.038	0.063
	L3 Descending	0.80	0.061	0.047	0.038

Table 3.2. Comparison between the spatially averaged series of soil moisture for all networks with each SMOS product time series (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)

The box plot representing the statistical distribution of R for each Aquarius product and network (Fig. 3.4) showed similar median correlations between networks, being the highest R for L2 ascending, which is in line with the results for the averages shown previously. Regarding the distribution, the L3 product has more variable correlations, despite the presence of outliers in L2 ascending in Inforiego.

In the comparison analysis of each station with the SMOS soil moisture products, better results were found at point-scale than for Aquarius products. All stations have significant results (p -value<0.05), with R ranging from 0.42 to 0.85, RMSD from 0.046 to 0.208 $m^3 m^{-3}$, and cRMSD from 0.046 to 0.122 $m^3 m^{-3}$ for the REMEDHUS network. For Inforiego, R ranged from 0.39 to 0.91, RMSD ranged from 0.042 to 0.253 $m^3 m^{-3}$, and cRMSD ranged from 0.042 to 0.148 $m^3 m^{-3}$. These results are better than those of Aquarius (Table 3.3). No differences were

found between L2 and L3 products or orbits, but better results were obtained on average for stations located in Inforiego. For SMOS, the higher variability of the sparse network improves the comparisons at the Inforiego scale, in which each SMOS cell is compared with a single *in situ* station measurement. In contrast, several stations in REMEDHUS are compared against a single DGG value. For the same reason (i.e., the coarse spatial resolution of the soil moisture products), Aquarius showed no differences between REMEDHUS and Inforiego. SMOS, with a resolution of 15 km, is clearly more appropriate for the point-scale comparison than Aquarius, which has a resolution of ~100 km.

		L2 ascending		L2 descending		L3	
		REMEDIUS	Inforiego	REMEDIUS	Inforiego	REMEDIUS	Inforiego
R	max	0.69	0.73	0.54	0.69	0.63	0.76
	min	0.21	0.36	0.42	0.33	0.21	0.27
RMSD	max	0.253	0.182	0.125	0.165	0.207	0.226
	min	0.042	0.063	0.069	0.058	0.108	0.064
cRMSD	max	0.148	0.121	0.065	0.103	0.165	0.128
	min	0.042	0.063	0.062	0.052	0.101	0.063
Bias	max	0.212	0.154	0.108	0.142	0.171	0.190
	min	-0.034	-0.107	0.026	-0.006	-0.125	-0.099

Table 3.3. Time series comparison between each station with each beam/pixel from Aquarius in both networks (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$)

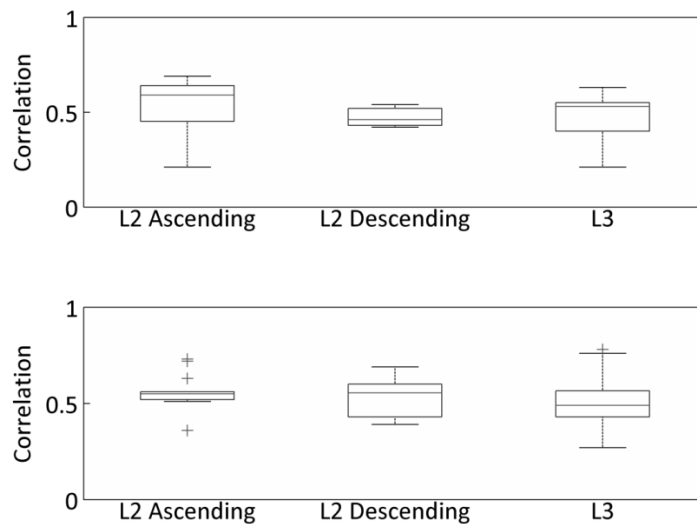


Figure 3.4. Box plot of the correlation coefficients of the point-scale measurement validation for all products in REMEDIUS (top) and Inforiego (bottom).

The results of the comparisons after the spatial disaggregation by land uses (Table 3.4) and soil texture classes (Table 3.5) for REMEDHUS did not reveal notable different correlations between categories for Aquarius. However, regarding the errors and bias, remarkably higher errors occurred for forest-pasture cover. The forest-pasture stations usually have much higher soil moisture than the rest of the land use types; consequently, they have higher errors, owing to the low Aquarius soil moisture values that were observed. Similar results were found in most of the previous validation experiments carried out in REMEDHUS (Sánchez *et al.*, 2012a; Piles *et al.*, 2014). In contrast, low errors and bias were found for vineyards. These results may be related to the fact that the soils of this type of land use are usually very sandy, and they thus have a very low water retention capacity. Accordingly, bias in coarse and very coarse soils types is negative, and errors are very small. These results were also found in other validation experiments (Jackson *et al.*, 2012; Wanders *et al.*, 2012). In contrast, for SMOS, there were differences between irrigated ($R \sim 0.5$) and other land uses ($R > 0.8$) and between very coarse soil texture ($R \sim 0.5$) and the rest of the soil textures ($R > 0.8$), which is in line with the results obtained in González-Zamora *et al.*, (2015) for the same area.

		R	RMSD	cRMSD	Bias
Forest-Pasture	L2 ascending	0.55	0.235	0.124	0.199
	L2 descending	0.35	0.215	0.128	0.173
	L3	0.44	0.191	0.150	0.118
Irrigated	L2 ascending	0.60	0.132	0.059	0.118
	L2 descending	0.41	0.120	0.076	0.093
	L3	0.59	0.111	0.108	0.024
Vineyard	L2 ascending	0.63	0.043	0.041	0.013
	L2 descending	0.42	0.048	0.047	-0.009
	L3	0.51	0.143	0.118	-0.080
Rainfed	L2 ascending	0.60	0.097	0.048	0.085
	L2 descending	0.50	0.083	0.052	0.065
	L3	0.56	0.111	0.111	-0.004

Table 3.4. Comparison between the temporal series of the soil moisture of the REMEDHUS network and Aquarius after land use clustering (RMSD and cRMSD units: $m^3 m^{-3}$).

A second validation strategy was attempted, the so-called spatial validation, which consists of an individual correlation for each day in which all of the spatially concurrent pairwise observations are compared. Unfortunately, for Aquarius products, only a few days in the period were available for this analysis, and the correlations were not significant in all cases. Moreover, the spatial correlation applied to the SMOS series led to very poor results, including both negative and positive correlations, as also found in González-Zamora *et al.*, (2015). Such spatial and instantaneous requirements seem inappropriate at the resolutions of the Aquarius and SMOS products, even though recent research applying the same analysis at higher resolution (1 km) showed results similar to those obtained at coarse resolution (Piles *et al.*, 2014). The performance of this strategy for remote soil moisture product validation is still an open issue.

		R	RMSD	cRMSD	BIAS
Fine	L2 ascending	0.63	0.193	0.101	0.165
	L2 descending	0.53	0.181	0.104	0.149
	L3	0.57	0.150	0.119	0.092
Medium	L2 ascending	0.63	0.114	0.047	0.104
	L2 descending	0.52	0.099	0.052	0.085
	L3	0.58	0.109	0.108	0.017
Coarse	L2 ascending	0.60	0.048	0.043	0.021
	L2 descending	0.42	0.049	0.049	0.000
	L3	0.50	0.135	0.116	-0.069
Very Coarse	L2 ascending	0.63	0.043	0.042	-0.011
	L2 descending	0.44	0.057	0.047	-0.033
	L3	0.55	0.158	0.119	-0.105

Table 3.5. Comparison between the temporal series of the soil moisture of the REMEDHUS network and Aquarius after soil type clustering (RMSD and cRMSD units: m^3m^{-3}).

3.4. Conclusions

This research conducted a validation of Aquarius soil moisture products under different spatial scenarios provided by two *in situ* networks in the northwest of Spain. To perform a deep analysis of the Aquarius data, the L2 retrieved soil moisture was separated in ascending and descending orbits and compared with the new L3 product. These products were compared with data collected in two dense/sparse networks in Spain and analyzed in light of the results obtained with SMOS L2 and L3 soil moisture products.

The analysis of correlation afforded a better agreement of the L2 ascending product with soil moisture measurements compared with L2 descending and L3. However, Aquarius estimates low soil moisture values, especially in dry periods, and it seemed to perform better in highly dynamic soil moisture areas. This fact should be attributed to a low sensitivity to low soil moisture, and it is in line with the underestimation found with other passive sensors.

The coarse resolution of Aquarius results in no differences between the two scales of validation based on a change from dense to broad networks and from local to regional scales. Regardless of the size and density of the networks used, the validation results seemed similar. Additionally, owing to the differences between *in situ* and remote sensing resolutions, the spatial validation yielded poor results, which is in line with other research about soil moisture measurement from passive satellites. Underpinning this reasoning, it was shown that SMOS reproduced the temporal patterns of the *in situ* soil moisture better than Aquarius, owing to its better temporal and spatial resolution.

The results of this study showed that the Aquarius soil moisture products have reasonably good performance. Moreover, for a comprehensive validation, more research in a wider range of environmental scenarios would be necessary. Despite the limited length of the series, the current Aquarius L2 soil moisture product, together with the newly reprocessed L3, will contribute to a deeper knowledge of the retrieval of soil moisture from passive remote sensing radiometers, widening the satellite soil moisture datasets and thus the field of applications.

CAPÍTULO 4:

Root-zone plant available water estimation using the SMOS-derived Soil Water Index

ABSTRACT

Currently, there are several space missions capable of measuring surface soil moisture, owing to the relevance of this variable in meteorology, hydrology and agriculture. However, the Plant Available Water (PAW), which in some fields of application could be more important than the soil moisture itself, cannot be directly measured by remote sensing. Considering the root zone as the first 50 cm of the soil, in this study, the PAW at 25 cm and 50 cm and integrated between 0 and 50 cm of soil depth was estimated using the surface soil moisture provided by the Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) mission. For this purpose, the Soil Water Index (SWI) has been used as a proxy of the root-zone soil moisture, involving the selection of an optimal T (T_{opt}), which can be interpreted as a characteristic soil water travel time. In this research, several tests using the correlation coefficient (R), the Nash-Sutcliffe score (NS), several error estimators and bias as predictor metrics were applied to obtain the T_{opt} , making a comprehensive study of the T parameter. After analyzing the results, some differences were found between the T_{opt} obtained using R and NS as decision metrics, and that obtained using the errors and bias, but the SWI showed good results as an estimator of the root-zone soil moisture. This index showed good agreement, with an R between 0.60 and 0.88.

The method was tested from January 2010 to December 2014, using the database of the Soil Moisture Measurements Stations Network of the University of Salamanca (REMEDHUS) in Spain. The PAW estimation showed good agreement with the *in situ* measurements, following closely the dry-downs and wetting-up events, with R ranging between 0.60 and 0.92, and error values lower than $0.05 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. A slight underestimation was observed for both the PAW and root-zone soil moisture at the different depths; this could be explained by the underestimation pattern observed with the SMOS L2 soil moisture product, in line with previous studies. Nevertheless, the results obtained in this research showed an encouraging improvement of the PAW estimation. Despite the need for more research on this issue, the results of this study show that this methodology can be useful for applications of great interest in agriculture and hydrology.

Keywords: SMOS; Soil moisture; Root-zone; Soil Water Index; Plant Available Water

RESUMEN

Debido a la relevancia de esta variable en meteorología, hidrología y agricultura, actualmente existen varias misiones espaciales capaces de medir la humedad superficial del suelo. Sin embargo, el agua disponible para las plantas (PAW), que en algunos campos de aplicación llega a ser más importante que la propia humedad del suelo, no puede medirse directamente mediante teledetección. Considerando los primeros 50 cm del suelo como la zona radicular, en este estudio se estimó el PAW a 25 cm y 50 cm, así como el integrado entre 0 y 50 cm de profundidad del suelo, utilizando la humedad superficial del suelo proporcionada por el satélite *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS). Para ello, se aplicó el *Soil Water Index* (SWI) como un estimador de la humedad del suelo en la zona radicular, con la selección de un valor óptimo de T (T_{opt}), que puede interpretarse como el tiempo característico que necesita el agua para llegar a la profundidad específica. En esta investigación se realizaron varias pruebas utilizando el coeficiente de correlación (R), el Nash-Sutcliffe (NS) y varios estimadores de error y el sesgo como métricas para obtener la T_{opt} , haciendo un estudio completo de este parámetro. Después de analizar los resultados, se encontraron algunas diferencias entre la T_{opt} obtenida utilizando R y NS como métricas decisivas y las obtenidas utilizando los errores y el sesgo. El SWI mostró buenos resultados como estimador de la humedad del suelo de la zona radicular, con valores de R entre 0.60 y 0.88.

El método fue probado en el periodo comprendido entre enero de 2010 y diciembre de 2014, utilizando la base de datos de la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS), en España. La estimación del PAW mostró una buena concordancia con las mediciones *in situ*, siguiendo correctamente los ciclos estacionales, con un R entre 0.60 y 0.92 y valores de error inferiores a $0.05 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Se observó una leve subestimación tanto del PAW como de la estimación de la humedad en la zona radicular en las diferentes profundidades. Esto podría explicarse debido a la subestimación observada con el producto de humedad del suelo SMOS L2, en línea con estudios previos. Sin embargo, los resultados obtenidos en esta investigación mostraron un avance prometedor en la estimación del PAW. A pesar de la necesidad de estudios más profundos sobre este tema, los resultados de este trabajo muestran que esta metodología puede ser útil para aplicaciones de gran interés en agricultura e hidrología.

Palabras clave: SMOS; Humedad del suelo; Zona radicular; Soil Water Index; Agua disponible para las plantas.

4.1. Introduction

Soil moisture was declared an Essential Climate Variable (ECV) in 2010 by the World Meteorological Organization because it plays an important role in several hydrologic and atmospheric processes (Legates *et al.*, 2011). There are a variety of methods to measure soil moisture, which can be separated into ground based/*in situ* measurements and airborne/satellite-based approaches (Paulik *et al.*, 2014). Regarding the first group, there are currently few networks that measure soil moisture in comparison with the vast number of climatic networks in the world. However, the number of *in situ* soil moisture networks is growing. The main advantage of the ground observations is their temporal resolution and that they represent the only direct measurement of soil moisture at different depths, but the main limitation is that they provide only discrete point-scale measurements over a limited soil volume. Alternatively, remotely sensed soil moisture has the advantage of covering large areas and identifying large-scale events (Ochsner *et al.*, 2013), providing useful information on soil moisture spatio-temporal variability. The soil moisture observation by remote sensing is made in the first few centimeters of soil, depending on soil characteristics and wetness conditions (Delwart *et al.*, 2008). However, in some cases, such as drought monitoring and agricultural modeling, the estimation of the root-zone soil moisture (RZSM) is more important because it represents the reservoir of the plant available water (PAW).

Several sensors and systems have been used to measure soil moisture globally, e.g., the European Remote Sensing Scatterometer (ERS) (Wagner *et al.*, 1999), the Advanced Microwave Sounding Radiometer for Earth Observation System (AMSR-E) and the AMSR-2 (Njoku *et al.*, 2003) or the Advanced Scatterometer (ASCAT) (Bartalis *et al.*, 2007). The soil moisture database provided by these sensors, among others, is included in the Climate Change Initiative (CCI) project for soil moisture (<http://www.esa-soilmoisture-cci.org/>) created by the European Space Agency (ESA). The Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) (Kerr *et al.*, 2010) and Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission (Entekhabi *et al.*, 2010) were launched in 2009 and 2015, respectively, and are providing continuous estimations of soil moisture worldwide.

Obtaining RZSM measurements with high accuracy is challenging, because it cannot be directly observed by remote sensing. Research has addressed the relationships between different vegetation indices from MODIS or Landsat satellites, e.g., the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and the Enhanced Vegetation Index (EVI) with the RZSM (Wang *et al.*, 2007; Crow *et al.*, 2008; Schnur *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2012; Bezerra *et al.*, 2013; Santos *et al.*, 2014). The vegetation indices can quantify the leaf area and the health and vigor of the vegetation, which are influenced in turn by climate and soil moisture content, among other factors (Liu *et al.*, 2012). However, all these studies concluded that plants take time to respond to changes in atmospheric conditions and this factor needs to be taken into account when the vegetation indices are used to estimate RZSM, which makes all these methods for estimating RZSM less appropriate for use in near real-time.

Another method used for RZSM estimation is the combination of remotely sensed soil moisture with different models using data assimilation techniques. Sabater *et al.*, (2007) used different Kalman filter techniques to assimilate soil moisture observations into the Interaction between the Soil Biosphere and Atmosphere (ISBA) model. Renzullo *et al.*, (2014) used the same techniques in the Australian Water Resources Assessment Landscape (AWRA-L) model to estimate RZSM from 20 cm to 1 m of soil depth. The MERRA model was used in Rienecker *et al.*, (2011), whereas the Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) model was used in Crow *et al.*, (2008) or the ORCHIDEE model in Rebel *et al.*, (2012). The SMAP Level 4 Soil Moisture product is the first product to provide assimilated soil moisture operationally in the RZSM (0-100 cm). SMAP L-band brightness temperature data are assimilated into a land surface

model that is gridded using an Earth-fixed, global, cylindrical 9 km Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid 2.0) projection (Reichle *et al.*, 2015). All these models have the drawback of a high computational cost. The same problem is presented in studies where machine learning models are used (Zaman and McKee, 2014).

Previous studies suggested that RZSM is well correlated with near-surface soil moisture (Mahmood and Hubbard, 2007), however, the strength of this correlation is location-dependent, in particular when considering short time scales. Therefore, satellite soil moisture retrievals may provide an accurate means of estimating water content in the soil root-zone (Ford *et al.*, 2014). One of the methods used to estimate RZSM is based on the Soil Water Index (SWI), an exponential filter developed by Wagner *et al.*, (1999) and rewritten in a recursive form by Albergel *et al.*, (2008). This method estimates the soil moisture profile from surface observations using only one parameter (T), which is related to the water travel time along the soil profile. This variable has been calculated in many different ways, yielding widely varying results (Wagner *et al.*, 1999; Albergel *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2011a). SWI has been widely used and validated with previous soil moisture products from different satellites (Wagner *et al.*, 1999; Albergel *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2011a; Paulik *et al.*, 2014), hence now it is also being used with SMOS (Ford *et al.*, 2014; Laiolo *et al.*, 2015). While many studies have looked into the temporal behavior of the SWI, only a few studies have addressed whether this equation provides a reasonably good estimate of the absolute soil moisture level. Once the SWI is estimated, the PAW can be obtained through different models.

This work aims to obtain the PAW best estimation from the SMOS-derived SWI using the L2 surface soil moisture series and soil water parameters. The PAW was calculated with the model proposed by Wagner *et al.*, (1999) together with the SWI recursive algorithm proposed by Albergel *et al.*, (2008). For this purpose, the SMOS L2 Soil Moisture product, SMUDP (v.5.51) was used from January 2010 to December 2014. The soil moisture measurements over the REMEDHUS network were used as the benchmark dataset for testing the methodology. Moreover, a thorough study of the effect of the parameter T on the SWI was made using different metrics, prior to the PAW estimation. The objective was to delve into the alternatives for the T estimation, obtaining an optimal T value for each soil moisture station and for the REMEDHUS area average. The ultimate goal is to test the feasibility of the remotely sensed surface soil moisture from SMOS to derive an added-value product useful for many applications.

4.2. Data sets

4.2.1. *In situ* soil moisture data

REMEDHUS is located in the Duero Basin (41.1° to 41.5°N; 5.1° to 5.7°W) over a semi-arid Mediterranean agricultural area of approximately 1300 km² (Fig. 4.1), covered by rainfed cereals in most cases but also irrigated crops, vineyards and forest-pasture areas (Sánchez *et al.*, 2012a; González-Zamora *et al.*, 2015). REMEDHUS is part of the International Soil Moisture Network, ISMN, (Dorigo *et al.*, 2011), and it has been used in many validation studies of remotely sensed soil moisture products (Brocca *et al.*, 2011a; Sánchez *et al.*, 2012a; González-Zamora *et al.*, 2015) including SWI (Ceballos *et al.*, 2005; Paulik *et al.*, 2014).

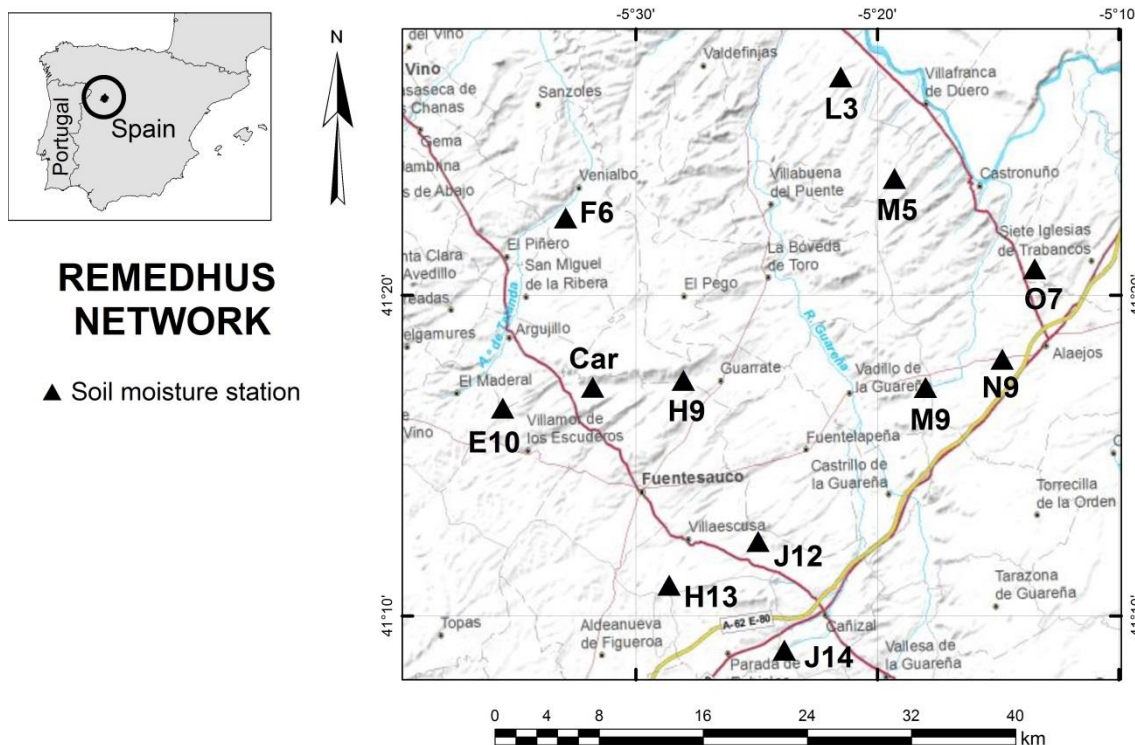


Figure 4.1. Location of the stations included in the study.

This network is equipped with 12 automated stations that include capacitance probes (Hydra Probes, Stevens Water Monitoring System, Inc.) that measure the soil moisture hourly at 5 cm, and two EnviroSMART probes (Sentek Pty. Ltd.) measuring soil moisture hourly at 25 and 50 cm soil depths (Table 4.1). Because the main land use is rainfed cereals (85% of the area), the 0-50 cm depth was considered representative of the soil root zone (Pietola and Alakukku, 2005). In many previous experiments of validation, when comparing the *in situ* dataset with satellite-derived soil moisture, it was found that there were no differences on the use of the daily average or the instantaneous value of the *in situ* soil moisture at the satellite overpass (Sánchez *et al.*, 2012a; Piles *et al.*, 2014; González-Zamora *et al.*, 2015). For this reason, only the daily average (i.e., the 24 h-average) at 5, 25 and 50 cm depth were used. Furthermore, due to the different soil volume monitored by the two probe types, a weighted average of the 0–50 cm soil moisture was also calculated (Martínez-Fernández *et al.*, 2015):

$$SM_{0-50cm} = \frac{SM_{5cm}}{5} + \frac{2SM_{25cm}}{5} + \frac{2SM_{50cm}}{5} \quad (4.1)$$

Thus, four *in situ* time series from the 12 stations resulted for 5, 25 and 50 cm soil depths, together with the weighted 0-50 cm. For this study, the number of measurements for each depth is 1826 in average.

The soil water parameters field capacity (Θ_{FC}), wilting point (Θ_{WP}) and total water capacity (Θ_{TWC}) were obtained for each station and soil layer (Table 4.1) from the calculation of the water retention curves of the soil monoliths taken at each depth where the soil moisture was measured. The retention curves were estimated by applying the van Genuchten, (1980) method, measuring the soil moisture contents at nine soil–water potential values (from 0 to -1500 kPa) using sand boxes and pressure membrane.

Station	Land use	Depth (cm)	Texture	Θ_{FC} ($m^3 m^{-3}$)	Θ_{WP} ($m^3 m^{-3}$)	Θ_{TWC} ($m^3 m^{-3}$)
E10	Vineyard	5	Sandy Loam	0.088	0.028	0.410
		25	Sandy Loam	0.108	0.047	0.367
		50	Sandy Clay Loam	0.193	0.099	0.397
F6	Vineyard	5	Sandy Loam	0.229	0.111	0.324
		25	Sandy Clay Loam	0.207	0.113	0.294
		50	Sandy Loam	0.108	0.063	0.347
H9	Forest-Pasture	5	Silty Clay Loam	0.305	0.205	0.483
		25	Loam	0.232	0.171	0.394
		50	Clay Loam	0.290	0.177	0.489
H13	Forest-Pasture	5	Sandy Loam	0.158	0.075	0.424
		25	Sandy Loam	0.138	0.071	0.446
		50	Sandy Loam	0.113	0.076	0.447
J12	Rainfed	5	Sandy Clay Loam	0.236	0.096	0.483
		25	Sandy Clay Loam	0.228	0.113	0.456
		50	Sandy Clay Loam	0.265	0.168	0.415
J14	Rainfed	5	Sandy Loam	0.141	0.041	0.541
		25	Sandy Loam	0.153	0.052	0.377
		50	Sandy Loam	0.156	0.052	0.370
L3	Vineyard	5	Loamy Sand	0.125	0.040	0.427
		25	Loamy Sand	0.146	0.056	0.348
		50	Loamy Sand	0.130	0.043	0.370
M5	Rainfed	5	Loamy Sand	0.100	0.057	0.357
		25	Loamy Sand	0.125	0.042	0.406
		50	Loamy Sand	0.071	0.043	0.507
M9	Rainfed	5	Sandy Clay Loam	0.226	0.137	0.519
		25	Sandy Clay Loam	0.238	0.124	0.527
		50	Loam	0.214	0.146	0.508
N9	Rainfed	5	Sandy Clay Loam	0.220	0.082	0.558
		25	Sandy Loam	0.274	0.140	0.536
		50	Loam	0.334	0.218	0.544
O7	Rainfed	5	Loamy Sand	0.076	0.021	0.512
		25	Sandy Loam	0.093	0.035	0.447
		50	Loamy Sand	0.083	0.035	0.468
CAR	Rainfed	5	Loam	0.256	0.137	0.505
		25	Sandy Clay Loam	0.239	0.127	0.515
		50	Sandy Clay Loam	0.218	0.109	0.500

Table 4.1. Land use, texture, field capacity (Θ_{FC}), wilting point (Θ_{WP}) and total water capacity (Θ_{TWC}) at the different depths of each REMEDHUS station used in the study.

4.2.2. Satellite data set

SMOS was launched by the European Space Agency (ESA) in November 2009. It is the first mission specifically dedicated to globally measuring the Earth's surface soil moisture, with an accuracy goal of $0.04 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ and a revisit of 3 days since January 2010 (Kerr *et al.*, 2010). In this research, the SMOS Level 2 Soil Moisture User Data Product (SMUDP2) version 5.51 was used. This product is delivered by ESA over an Icosahedral Snyder Equal Area Earth (ISEA-4H9) grid with equally spaced nodes at $\sim 15 \text{ km}$, known as the Discrete Global Grid (DGG). A detailed description of the L2 algorithm used for the retrievals is provided in Kerr *et al.*, (2012). The soil moisture retrieval is associated with two quality flags, Data Quality Index (DQX) and Radio Frequency Interference (RFI_flag). In this work, the ascending and descending series were filtered out following the thresholds for the RFI_flag and DQX as suggested in González-Zamora *et al.*, (2015).

An average of the ascending and descending L2 soil moisture series was calculated daily using 1678 data (91.89% of dates available for the whole study period) without any interpolation. In case of days with only one orbit, that orbit was only used.

4.3. Methodology

Prior to any calculation, the L2 SMOS series was compared to the ground measurements. To assess its accuracy, each DGG value was individually compared with each overlapping station. Additionally, the spatial average of the 6 DGGs and the 12 stations was used. These comparisons were made using the *in situ* soil moisture measurements at 5, 25, 50 and 0-50 cm depth ($SM_{25\text{cm}}$, $SM_{50\text{cm}}$ and $SM_{0-50\text{cm}}$). The correlation coefficient (R), the root mean square difference (RMSD), the centered root mean square difference (cRMSD) and the bias were used.

4.3.1. Calculation of Soil Water Index

Albergel *et al.*, (2008) used a recursive exponential filter to estimate the RZSM from near-surface observations. This method assumes a two-layer soil, the first representing the remotely sensed topsoil layer, and the second layer that extends downwards from the bottom of the surface layer, and which represents the water reservoir (Wagner *et al.*, 1999). The proposed model relates the past dynamics of the surface soil moisture content to the profile moisture using an exponential smoother filter instead of a linear relation, assuming that the soil moisture content integrated over the deeper layers exhibits much smaller variations than in the topmost layer. The recursive formulation was used to calculate the SWI (Eq. 4.2). The filter is initialized with $SWI_{(1)}=SM(t_1)$ and $K_1=1$.

$$SWI_n = SWI_{(n-1)} + K_n(SM(t_n) - SWI_{(n-1)}) \quad (4.2)$$

where $SWI_{(n-1)}$ is the predicted RZSM estimate at t_{n-1} , $SM(t_n)$ is the surface soil moisture estimate at t_n , and the gain K at time t_n is given by (Eq. 4.3)

$$K_n = \frac{K_{n-1}}{K_{n-1} + e^{-\frac{t_n - t_{n-1}}{T}}} \quad (4.3)$$

where T represents the timescale of the soil moisture variation, in days. This parameter can be interpreted as a characteristic time length for each type of soil, increasing with the depth of the reservoir and decreasing with the soil diffusivity constant. The T values appear to be highly variable in the literature, depending on the applications, study areas, sensors used or even between measurement locations within the same area (Albergel *et al.*, 2008). Overall, the methods used to obtain the optimal T value (T_{opt}) can be clustered in three groups: those that compare SWI from remote sensing with *in situ* soil moisture measurements at different depths, others that compare SWI from remote sensing with modeled soil moisture data at different depths, and finally those that compare SWI from *in situ* soil moisture measurements with *in situ* depth soil moisture measurements; this study belongs to this last group. Albergel *et al.*, (2008) showed that each study site had its T_{opt} , which was characterized by the highest prediction accuracy as assessed by the Nash-Sutcliffe (NS) score. Other studies used the best correlation coefficient between the SWI dataset and *in situ* measurements to select the T_{opt} (Albergel *et al.*, 2009; Paulik *et al.*, 2014). In this work, a comprehensive study for calculating the T_{opt} was made, using the NS score, R, RMSD, cRMSD and the bias as predictors of the T_{opt} . The best T (ranging from 1 to 120 days) was determined by assessing with these metrics the comparisons between ground observations at 25, 50 and 0-50 layers from the 12 stations and the SWI calculated with the surface soil moisture. Thus, 120 values of SWI were obtained for each station and for the area average. The SWI calculated from the *in situ* surface soil moisture measurements (hereafter SWI_{InSitu}) was compared to SM_{25cm} , SM_{50cm} and SM_{0-50cm} obtaining the different metrics for each T used. The T_{opt} was selected based on the better metric in the different cases. For NS and R, the T_{opt} corresponds to the highest NS and R values; for RMSD and cRMSD, the T_{opt} corresponds to the lowest RMSD and cRMSD values; for bias, the T_{opt} corresponds to the bias value nearest to zero.

The T_{opt} obtained with *in situ* soil moisture values were applied afterwards to the SMOS L2 soil moisture product using equations (4.3) and (4.2), resulting in the SWI series calculated exclusively with satellite data (hereafter SWI_{SMOS}). The agreement between the resulting SWI_{SMOS} and the *in situ* SM_{25cm} , SM_{50cm} and SM_{0-50cm} series was assessed again with the former set of statistical metrics (R, RMSD, cRMSD and bias).

4.3.2. Calculation of Plant Available Water

For the PAW calculation, Wagner *et al.*, (1999) proposed a model using the soil water parameters and the SWI (Eq. 4.4):

$$PAW = SWI \left(\frac{\theta_{FC} + \theta_{TWC}}{2} - \theta_{WP} \right) \quad (4.4)$$

where SWI is the Soil Water Index obtained with T_{opt} at each depth, and θ_{FC} , θ_{WP} and θ_{TWC} stand for field capacity, wilting point and total water holding capacity, respectively. The θ_{FC} , θ_{WP} and θ_{TWC} used for the estimation of PAW_{0-50cm} were calculated with the same weights for the different depths as used in equation 4.1. The agreement between the PAW calculated with SWI_{InSitu} (hereafter PAW_{InSitu}) and the PAW calculated with SWI_{SMOS} (hereafter PAW_{SMOS}) was assessed with a set of statistical metrics (R, RMSD, cRMSD and bias).

4.4. Results and discussion

4.4.1. Comparison between SMOS soil moisture and *in situ* soil moisture at different depths

The time series of soil moisture (Fig. 4.2) reveals that the SMOS series has a larger dynamic range than the *in situ* series; for the three *in situ* measurements time series, the higher dynamic range, as expected, corresponds to the 5 cm depth. The deeper the measurement, the more limited the dynamic range and the smoother the curve. All the series showed a marked seasonality, corresponding with the climatic conditions in the area. During the summer periods, there is greater difference in the time series of *in situ* soil moisture at the various depths than there is in cold, rainy periods due to the higher temperature and surface evaporation that make the deep layers retain a higher water content. In contrast, soon after a rain event in the fall-winter periods, there is more water in the 5 cm than in the 25 cm or even the 50 cm depth owing to the delay in reaching the deeper layers. These two patterns in combination with the larger dynamic range for SMOS indicate that the SMOS penetration depth would be less than 5 cm.

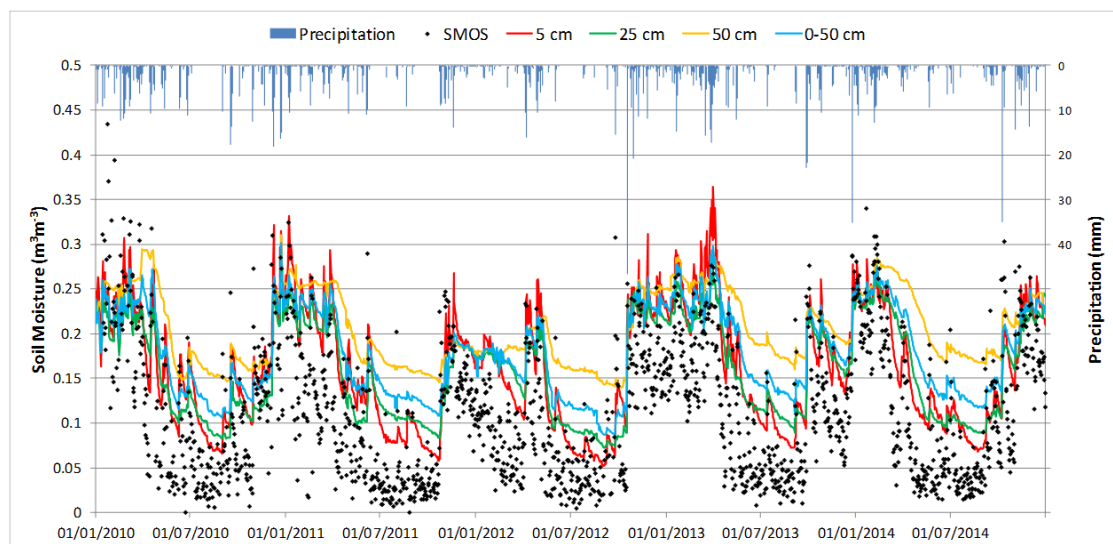


Figure 4.2. SMOS and *in situ* soil moisture measurements (area-average) at the different depths used in the study. Precipitation data is also shown.

Quantitatively, the results obtained for the comparison between SMOS L2 and *in situ* surface soil moisture (Fig. 4.3a) show an R ranging between 0.60 and 0.78 for each station and 0.78 for the area average (note that this R value corresponds to the correlation of the average soil moisture) and errors between 0.045 and 0.268 m^3m^{-3} . The SMOS soil moisture exhibited a certain underestimation with respect to the ground observations, although it showed a quicker reactivity to rainfall events and dry-downs. This effect was detected in previous validation experiments in the same area (Sánchez *et al.*, 2012a; González-Zamora *et al.*, 2015).

For the comparison between SMOS L2 and *in situ* soil moisture at 25 and 50 cm depth (Fig. 4.3b, c), the results are obviously worse. For the 25 cm (Fig. 4.3b), the R values for the 12 stations and the area average are lower ($R=0.71$), and the RMSD and cRMSD (0.070 and 0.053 m^3m^{-3} , respectively) are higher than the values obtained at surface ($R=0.78$,

RMSD=0.068 m³m⁻³ and cRMSD=0.047 m³m⁻³). For the comparison between SMOS estimations and SM_{0-50cm} (Fig. 4.3d), the results are very similar to those obtained at a depth of 25 cm (R=0.71, RMSD=0.085 m³m⁻³ and cRMSD=0.053 m³m⁻³). Not surprisingly, the worst results were obtained at a depth of 50 cm (Fig. 4.3c, with R=0.59, RMSD=0.111 m³m⁻³ and cRMSD=0.061 m³m⁻³), because we are comparing soil layers of very different depths. The deeper the *in situ* soil moisture measurement, the worse the agreement with the surface satellite observations. The results of the bias in all depths are positive excepting in few stations, showing underestimation, in agreement with the previous results in Fig. 4.2.

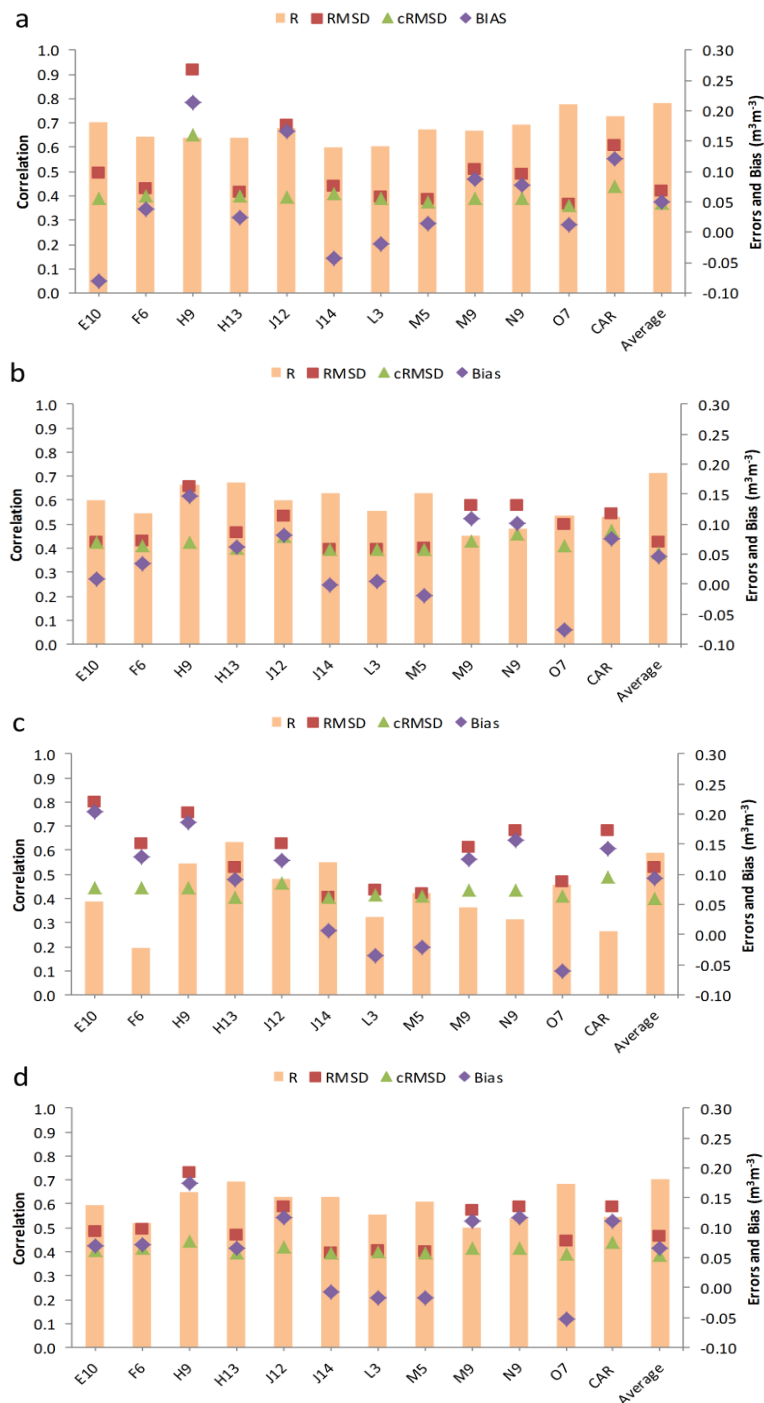


Figure 4.3. Results of the comparison between the time series of each *in situ* station with its corresponding SMOS L2 DGG at a) surface, b) 25 cm depth, c) 50 cm depth and d) 0-50 cm depth. Area-averaged results are also shown. All the stations are significant at 0.01 confidence level.

4.4.2. T optimal estimation

Even if a reasonable relationship were found between the L2 surface soil moisture product and the water content at deep layers, it is necessary to go further to obtain a good estimate of the water stored in the root zone. Thus, the model proposed by Wagner *et al.*, (1999) and improved by Albergel *et al.*, (2008) using the SWI as a surrogate of the RZSM was tested. As a given example, Figure 4.4 illustrates the time evolution of the soil moisture at 25 cm depth from the ground measurements at the N9 station together with the SWI results for 8, 50 and 100 days of the T parameter. This particular case, which is representative of the ground observations, gave some insights on the use of the proposed statistics for the T_{opt} estimation. It can be seen that as the T parameter increased, the time series curve became smoother. Hence, the correlation coefficient, which reflects the similarity of the time series, may seem appropriate to discriminate the T_{opt} . Indeed, in Figure 4.4, the smaller value of T for calculating SWI (T=8 days) better defines the *in situ* evolution of soil moisture at the shallower layers (25 cm).

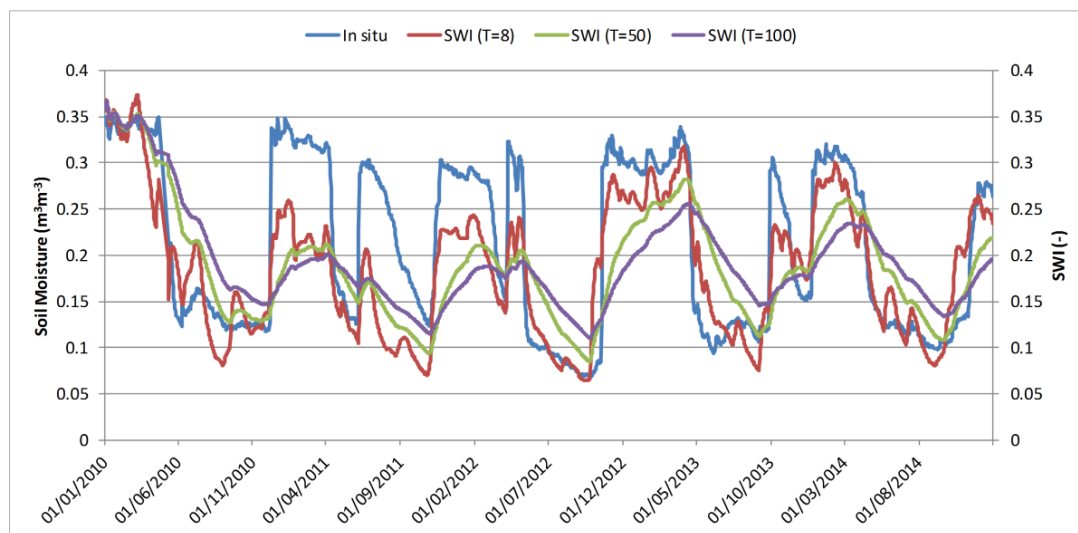


Figure 4.4. *In situ* soil moisture measurements and SWI time series from N9 station calculated with different T (8, 50 and 100 days) at 25 cm depth.

T_{opt} is discriminated using different metrics from the comparison between the *in situ* soil moisture at different depths and the SWI calculated with T ranging from 1 to 120 days. Tables 4.2-4.4 show the different T_{opt} obtained for each method at each station and different depths, as well as for the area average. T increased as the depth increased (Tables 4.2, 4.3), which is in agreement with the model assumptions of the SWI and the results obtained in former studies (Albergel *et al.*, 2008; Brocca *et al.*, 2010a; Paulik *et al.*, 2014). However, T_{opt} based in the R for 0-50 cm (Table 4.4) showed similar results to those obtained for 25 cm (Table 4.2), in line with the previous comparison between SMOS estimations and *in situ* soil moisture measurements. A feasible explanation for this closeness is that the weighted average for the 0-50 cm estimation (eq. 4.1) gave more weight to the top soil layers (0 and 25 cm).

	E10	F6	H9	H13	J12	J14	L3	M5	M9	N9	O7	CAR	Area-Average
R	1	1	2	1	2	3	4	2	17	8	12	14	4
RMSD	1	10	12	13	1	5	5	119	120	9	82	16	9
cRMSD	1	10	120	16	2	6	6	25	15	8	120	16	6
Bias	1	15	1	1	1	1	120	1	120	120	18	1	1
NS	1	10	12	13	1	5	5	5	15	9	82	16	6

Table 4.2. T_{opt} obtained by the different metrics at 25 cm depth.

	E10	F6	H9	H13	J12	J14	L3	M5	M9	N9	O7	CAR	Area-Average
R	27	71	11	12	20	10	19	19	43	25	20	120	21
RMSD	10	120	120	14	15	13	120	46	40	120	71	106	45
cRMSD	19	120	120	17	16	24	120	120	39	51	120	101	38
Bias	1	120	1	1	1	1	20	1	120	120	26	120	120
NS	10	120	120	14	15	13	120	46	40	120	71	106	44

Table 4.3. T_{opt} obtained by the different metrics at 50 cm depth.

	E10	F6	H9	H13	J12	J14	L3	M5	M9	N9	O7	CAR	Area-Average
R	1	4	1	1	5	2	4	1	19	9	3	17	6
RMSD	1	47	13	5	4	6	9	9	19	13	51	27	11
cRMSD	1	32	14	6	4	7	9	23	19	12	120	27	11
Bias	1	120	1	1	1	1	120	1	120	120	26	1	120
NS	1	47	13	5	4	6	9	9	19	13	51	27	11

Table 4.4. T_{opt} obtained by the different metrics at 0-50 cm depth.

Regarding the statistics used, the range of T_{opt} is lower when using R as the decision metric. Note that the T_{opt} obtained for the NS score was similar to that obtained for the RMSD in most of the stations and for the area average.

T_{opt} for the 25 cm depth (Table 4.2) based in R ranged between 1 and 17 for each station and T_{opt} based on the NS score is between 1 and 82; the rest of T_{opt} based on the other statistics ranged between 1 and 120, without suggesting an ideal T. For the 50 cm depth (Table 4.3), the T_{opt} value based in the R and NS score increases when the *in situ* depth observations increase. For RMSD, cRMSD and bias, there are stations where the T_{opt} remains identical for all depths, whereas in other stations T_{opt} is greater for 25 cm (Table 4.2) than for 50 cm (Table 4.3), which leads to an unrealistic result.

Figure 4.5 depicts the shape and evolution of the metrics for T varying from 1 to 120 days. Using R to obtain the optimal T (Fig. 4.5a), similar curve shapes were obtained for all stations, with a similar range of R, suggesting R as a consistent metric for obtaining the T_{opt} . For most applications it is probably more important to capture the correct temporal pattern of the RZSM rather than the absolute value, making the correlation (Fig. 4.5a) and NS (Fig. 4.5e) the most appropriate metrics. In contrast, the rest of the metrics had a high level of scattering.

The lack of definition when using RMSD and cRMSD could be explained because in most stations, the range between the maximum and minimum values of RMSD and cRMSD is very small (~ 0.015) making the choice of T_{opt} very difficult (Fig 4.5b, c). The same reasoning can be applied to the T_{opt} obtained through the bias as a control metric, where the T_{opt} had no distinguishable values in most stations for all depths (Table 4.2-4.4, Fig. 4.5d).

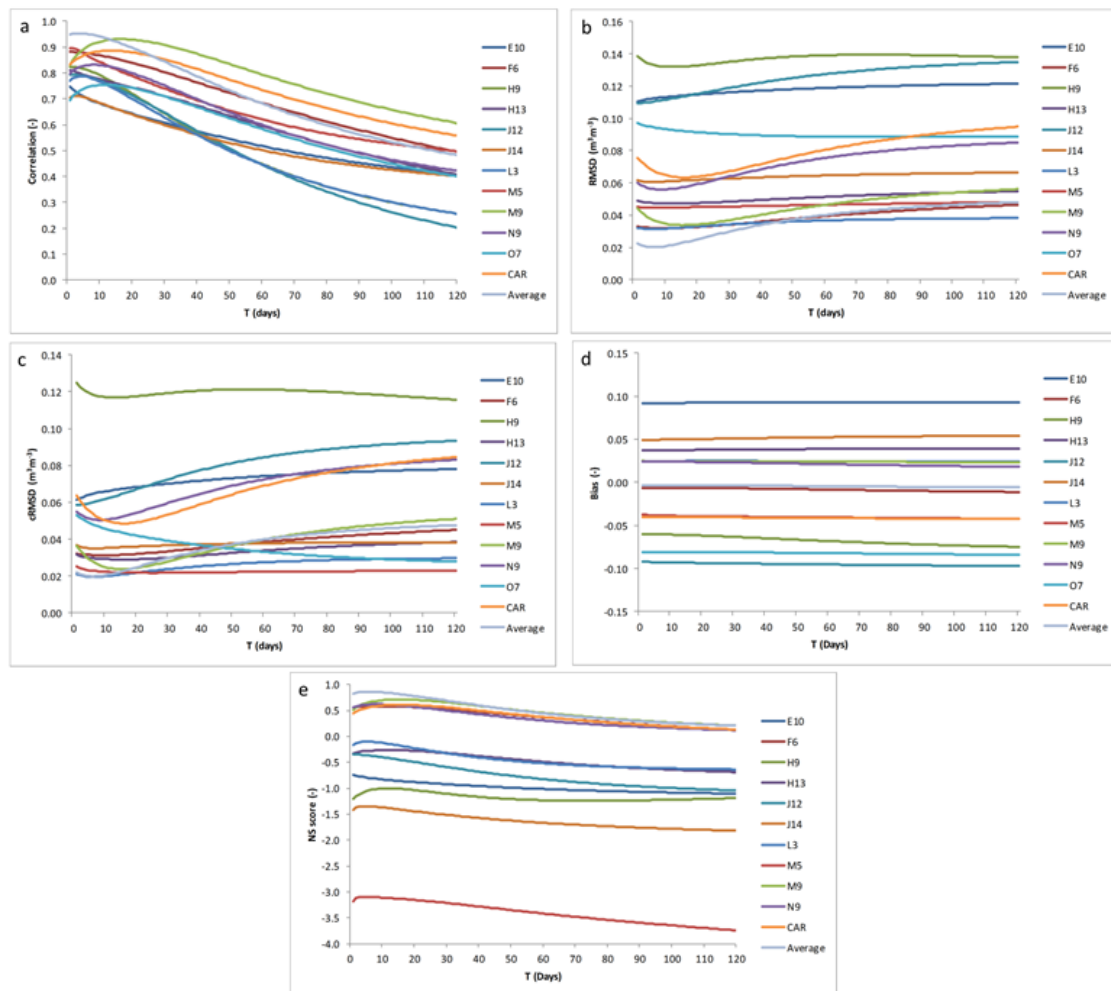


Figure 4.5. T parameter following the correlation coefficient (a), RMSD (b), cRMSD (c), Bias (d) and NS score (e) after the comparison between SWI_{inSitu} and *in situ* soil moisture measurements at 25 cm depth. O7 station was removed in NS plot because results were out of range.

The difficulty of defining an optimal T is even more marked when using the bias as the reference metric, where the use of different Ts leads to an invariable bias until the fourth decimal (Fig. 4.5d). It can be inferred that the differences (expressed by a single value, the bias) between the estimated SWI and the observed soil moisture are negligible, probably due to a balance in the negative and positive values resulting in a bias close to zero in all cases. Therefore, the RMSD, cRMSD and bias were considered unsuitable for calculating the T_{opt} , and therefore they are discarded for further analysis.

The results showed that for a number of stations T_{opt} is very large. As T_{opt} gets larger the SWI time series becomes more and more representative of the RZSM seasonal cycle, but it likely does not capture possible short term variations in the RZSM. With this aim, a test using

anomalies instead of SWI and *in situ* soil moisture measurements was done (results not shown), applying the standard deviation and mean of the five-year records for each day. The new T_{opt} calculated with these anomaly series resulted very different than those obtained with the original series. Nevertheless, the resulting correlations between the anomalies of soil moisture and SWI time series are equally robust than the calculated with both original time series, reinforcing the strength of the method. However, the calculation of anomalies using means and standard deviations calculated with only five data seemed not statistically reliable, and more data are required to draw conclusive results.

In the study of de Lange *et al.*, (2008), T_{opt} was estimated for each soil texture type using the RMSD method and comparing the modeled soil moisture data at different depths with the ERS scatterometer-derived SWI. Then, they calculated the SWI for each soil texture type, with its corresponding T_{opt} and another conventional $T_{opt} = 20$ days, and found that there were no differences in the estimation of the RZSM whether using one specific T_{opt} or a generic T_{opt} , in line with the results obtained in other studies (Albergel *et al.*, 2008; Paulik *et al.*, 2014).

Albergel *et al.*, (2009) found $T_{opt} = 14$ days for 30 cm using ASCAT soil moisture data. Brocca *et al.*, (2010a) found a $T_{opt} = 19.5$ days for a layer depth of 10 cm, 23 days for 20 cm and 29 days for 40 cm, using also ASCAT soil moisture. Those results for T_{opt} are higher than the results obtained in the present study using R (4 days for 25 cm and 21 days for 50 cm). Moreover, in a previous study over the same area with ERS data, Ceballos *et al.*, (2005) also obtained a higher T_{opt} value (40 days) for the 0-25 cm depth. In this case, the discrepancy could be explained by the different time interval of the *in situ* measurements, being daily in the current research and fortnightly in the former, and for the different soil moisture probes used.

Using modeled soil moisture data, Brocca *et al.*, (2010b) obtained T_{opt} values ranging between 30 and 90 days with ASCAT soil moisture and the correlation coefficient as T_{opt} estimator, for a layer depth of 1–1.5 m. Pellarin *et al.*, (2006) used ERS soil moisture data to obtain a $T_{opt} = 39$ days, both higher than the T_{opt} obtained in this research. On the contrary, other studies where *in situ* soil moisture at different depths was used for estimating T_{opt} , such as those of Albergel *et al.*, (2008) and Ford *et al.*, (2014), found low values for the T_{opt} using the NS statistic. As *in situ* data are less noisy than satellite retrievals it is also not surprising that T values are lower (Su *et al.*, 2015). In particular, Albergel *et al.*, (2008) found a $T_{opt} = 6$ days for a layer of 30 cm in SMOSMANIA and SMOSREX networks in France, and Ford *et al.*, (2014) found a $T_{opt} = 8$ days and $T_{opt} = 9$ days in two different study areas in the Oklahoma Mesonet and Nebraska Automated Weather Data Network in the USA, similar to the T_{opt} values shown in this research.

Paulik *et al.*, (2014) used different T values with the ASCAT surface soil moisture data to obtain SWI at different depths, but they did not find a clear T_{opt} value, and their conclusion is that T_{opt} generally increases with the depth of the observed soil.

Brocca *et al.*, (2010a) argued that the high variability of T_{opt} obtained in the different studies could be due to the different lengths of the data series. However, the period used to calculate T_{opt} in our study and the study presented by Albergel *et al.*, (2008) was very different, even though the retrieved T_{opt} was similar for all of them. Hence, one can suspect that the length of the series is not so critical.

A wide range of factors that are poorly understood seemed to influence the T_{opt} retrieval. Theoretically, the soil type and the climate would be crucial factors, however, in several studies it was shown that the type of soil has no influence and the climate influence is uncertain (Paulik *et al.*, 2014). Regarding the database used for calculating T_{opt} , the use of *in*

situ soil moisture values or remote-sensed values could lead to large differences in the calculated value of T, being more important than the length of the series.

4.4.3. Soil Water Index estimated from SMOS

The SWI_{SMOS} was calculated from SMOS L2 and the T_{opt} obtained in the previous subsection. As a given example, Fig. 4.6 show the SWI results for three stations with very different T_{opt} at 25 and 50 cm depth. At 25 cm, the T_{opt} is very low for F6 ($T_{opt} = 1$, Fig. 4.6a), intermediate for N9 ($T_{opt} = 8$, Fig. 4.6e) and very high for M9 ($T_{opt} = 1$, Fig. 4.6c). In these figures it is noticeable how the variability of SWI decreases as the T_{opt} increases, i.e., F6 is more variable than N9, which in turn is more variable than M9. Same behavior was found at 50 cm depth, where N9 ($T_{opt} = 25$, Fig. 4.6f) is more variable than M9 ($T_{opt} = 43$, Fig. 4.6d) which in turn is more variable than F6 ($T_{opt} = 71$, Fig. 4.6b). In summary, for both 25 and 50 cm depth, it can be seen as for low T_{opt} , the variability of the SWI was higher than for large T_{opt} , and for the same reason, the variability of SWI for 25 cm was higher than for 50 cm, owing its smaller T_{opt} . The SWI results well reproduce the expected behavior of soil moisture at the root zone, and in all cases, the temporal cycle is well reproduced.

Figures 4.7a-c shows the results of the comparison between the soil moisture measurements at the different depths and the SWI_{SMOS} using the T_{opt} obtained by the R and the NS score. No large differences were found between stations in the results for all depths using the different T_{opt} . Only a few stations showed differences in correlations, but errors and bias remain in the same order of magnitude.

Regarding the results obtained for the different depths, it was observed that errors were higher at 50 cm (Fig. 4.7b) than they were both at 25 cm (Fig. 4.7a) and 0-50 cm (Fig. 4.7c), although the correlation was similar. The bias was positive in 9 of the 12 stations for all depths, indicating that SWI_{SMOS} underestimated the RZSM. Comparing these results with those obtained in section 4.1, it was proven that the SWI improved the estimation of the RZSM as compared to the use of the single SMOS L2 as an estimator of RZSM. This improvement took place at 25 cm and 0-50 cm, but mostly at a depth of 50 cm, indicating that the SWI is a better proxy of the RZSM than the use of only L2 surface soil moisture.

In a recent work with SMOS data, Ford *et al.*, (2014) showed similar results to those of the present study in two different areas in the USA, Oklahoma and Nebraska, even though not all stations had significant results, in contrast with the significant correlations found in the present study overall (Fig. 4.7). These authors, together with Albergel *et al.*, (2008) found that although T_{opt} varied strongly among stations in their studies, using the overall average T_{opt} based on all stations did not result in a significant decrease of the SWI accuracy. In the current research, the area-average T_{opt} was evaluated too, finding similar results to the results obtained using a T_{opt} for each station, in line with those works. Fig. 4.8 showed that using the area-average T_{opt} (obtained with R or NS) the correlations were similar to those obtained with an individual T_{opt} for each station.

When the SWI is calculated with other remote-sensing sources of data, the results are within the same precision. For example, Ceballos *et al.*, (2005) found higher correlation ($R = 0.87$) between the SWI derived from the ERS scatterometer and *in situ* observations over the same area. Additionally, Wagner *et al.*, (2003) found similar results using multiple stations in Ukraine and Brocca *et al.*, (2010a) with ASCAT-derived SWI and *in situ* soil moisture observations in Northern Italy.

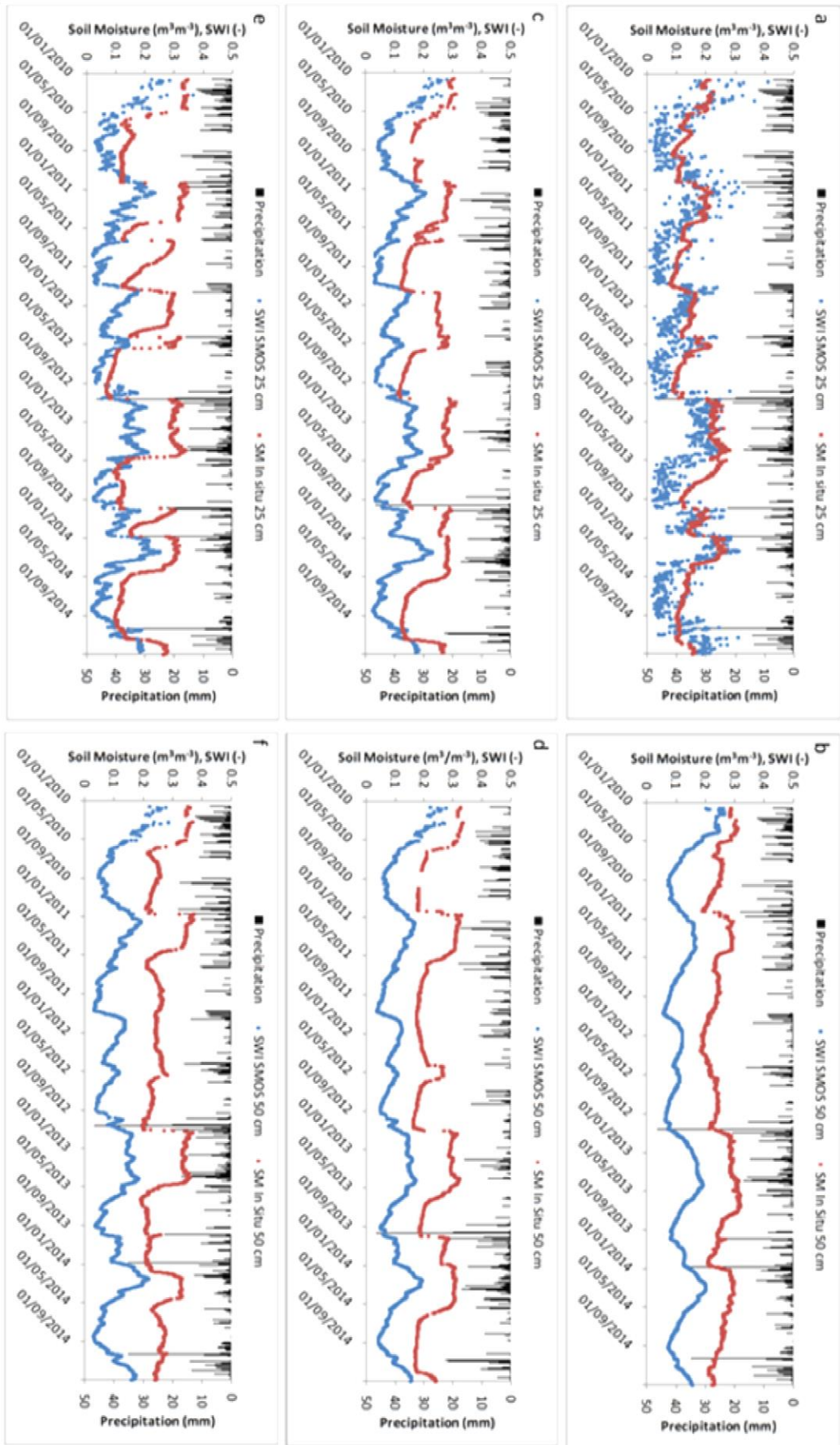


Figure 4.6. SWI time series and *in situ* soil moisture measurements from F6 (a, b), M9 (c, d) and N9 (e, f) stations at 25 and 50 cm depth, respectively. Precipitation data is also shown.

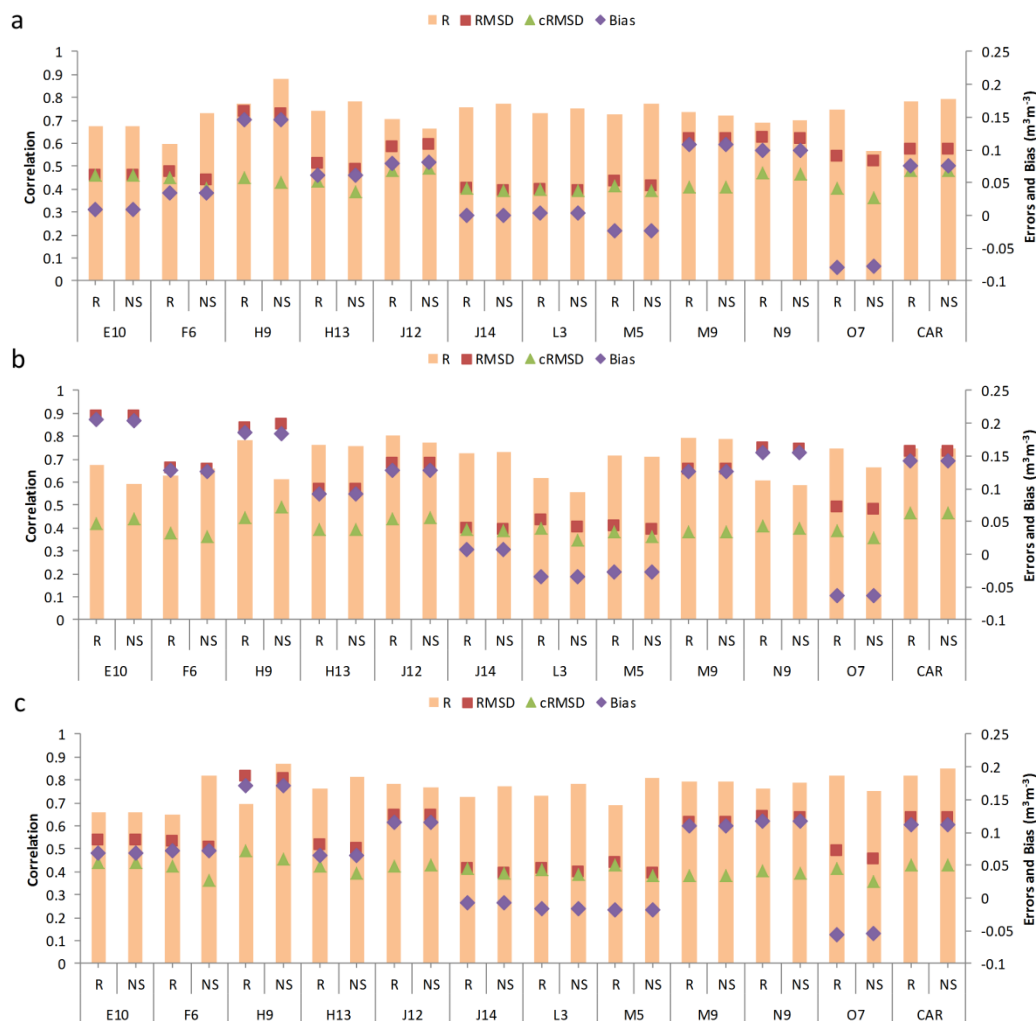


Figure 4.7. Results of the comparison between the time series of the SWI_{SMOS} (using T_{opt} obtained with R and NS score) with the *in situ* measurement stations at a) 25 cm depth, b) 50 cm depth and c) 0-50 cm depth. All the stations are significant at 0.01 confidence level.

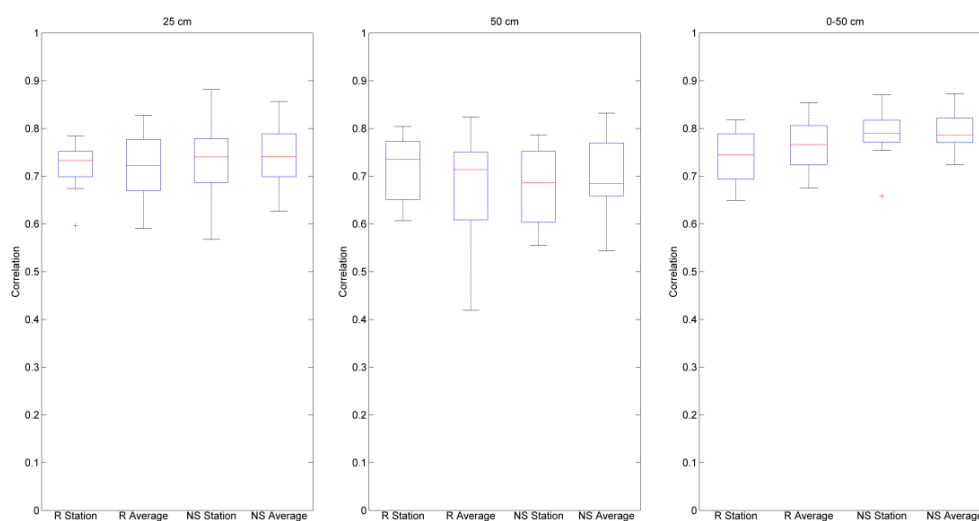


Figure 4.8. Boxplots of correlations between *in situ* soil moisture measurements and SWI calculated for individual stations and area-averaged at each depth. R Station corresponds to the T_{opt} calculated with R for individual stations, R Average corresponds to the T_{opt} calculated with R for area-averaged, NS Station corresponds to the T_{opt} calculated with NS for individual stations and NS Average corresponds to the T_{opt} calculated with NS for area-averaged.

4.4.4. Plant Available Water

As for the SWI results, Fig. 4.9 represents the PAW series for the same stations with T_{opt} low (F6 at 25 cm, Fig. 4.9a and N9 at 50 cm, Fig. 4.9h), intermediate (N9 at 25 cm, Fig. 4.9g and M9 at 50 cm, Fig. 4.9e) and high (M9 at 25 cm, Fig. 4.9d and F6 at 50 cm, Fig. 4.9b). The time evolution of PAW_{SMOS} agreed well with the PAW_{InSitu} and followed closely the dry-downs and wetting events. The values of T_{opt} seem not to affect the agreement between both time series, PAW_{SMOS} and PAW_{InSitu} , but the variability of PAW is similar to that of T_{opt} , being higher for low values. Likewise, PAW_{SMOS} time series are more variable for 25 cm than for 50 cm (T_{opt} is smaller for 25 cm depth in all cases), matching the behavior of the PAW_{InSitu} , which is also more fluctuating at 25 cm. The *in situ* measurements respond to the different soil texture at the different layers (in general, more sandy in the upper soil layers) and the specific water dynamics in the soil layers (the deeper the layer, the steadier the water content). Thereby, the PAW approach agreed well with the ground observations.

Additionally, a slight time lag between PAW_{SMOS} and PAW_{InSitu} was found (e.g., at the beginning of autumn in 2010 and 2011), probably due to the faster SMOS response to rainfall events, observed in both 25 and 50 cm depths.

In the particular case of the showed stations (Fig. 4.9), the PAW_{InSitu} values are higher than the PAW_{SMOS} values for both 25 and 50 cm, which could be explained by the previously mentioned underestimation found for the SMOS surface soil moisture, which was corroborated in the scatterplot of both series (Fig. 4.9c, f, i). This underestimation was observed in 9 of the 12 stations used.

As for the soil moisture series (Fig. 4.2) from which the PAW is calculated, the PAW showed a marked seasonality according with the growing season of the plants. The PAW obtained at 25 cm has a maximum in the fall, which is maintained until the end of spring, while the minimum is reached in summer (except for some storm events as in 2011 or 2012). The water is accumulated in this period but not used by plants until the growing season, a period in which the PAW decreases accordingly. Overall, the curve of the PAW for 50 cm matches the rainfed vegetative cycle. In short, the PAW values obtained in the study area are consistent with the water-related behavior of the most common crops in this area.

The comparison between PAW_{InSitu} and PAW_{SMOS} (Fig. 4.10) showed good results, with correlation coefficients between 0.6 and 0.92 and errors lower than $0.05 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ for 25 cm. The 0-50 cm results are very similar to 25 cm, in line with the results showed before. Better results are shown for the 50 cm depth, with higher correlation coefficients and lower errors than for 25 cm and 0-50 cm in most of the stations. This may be explained by the use of a higher T_{opt} for the 50 cm depth, resulting in a smoother curve of the PAW with less variability. Hence, smaller errors and higher correlations can be expected for 50 cm than for 25 or 0-50 cm. Only H9, the station with the highest water content, increased the errors from 50 cm to 25 cm. No remarkable differences were found when using T_{opt} obtained from the R and the NS methods (Fig 4.10a-c).

The PAW values obtained here with SMOS were slightly smaller than those obtained using a similar methodology with other remote sensing sources (the active sensor ERS) in the same area, but using fortnightly Time Domain Reflectometry (TDR) measurements (Ceballos *et al.*, 2005). The errors obtained there were the same magnitude order to the errors obtained here but the correlations resulted higher using SMOS soil moisture. In this line, Wagner *et al.*, (2003) found also higher values of PAW using multiple stations in Ukraine with ERS.

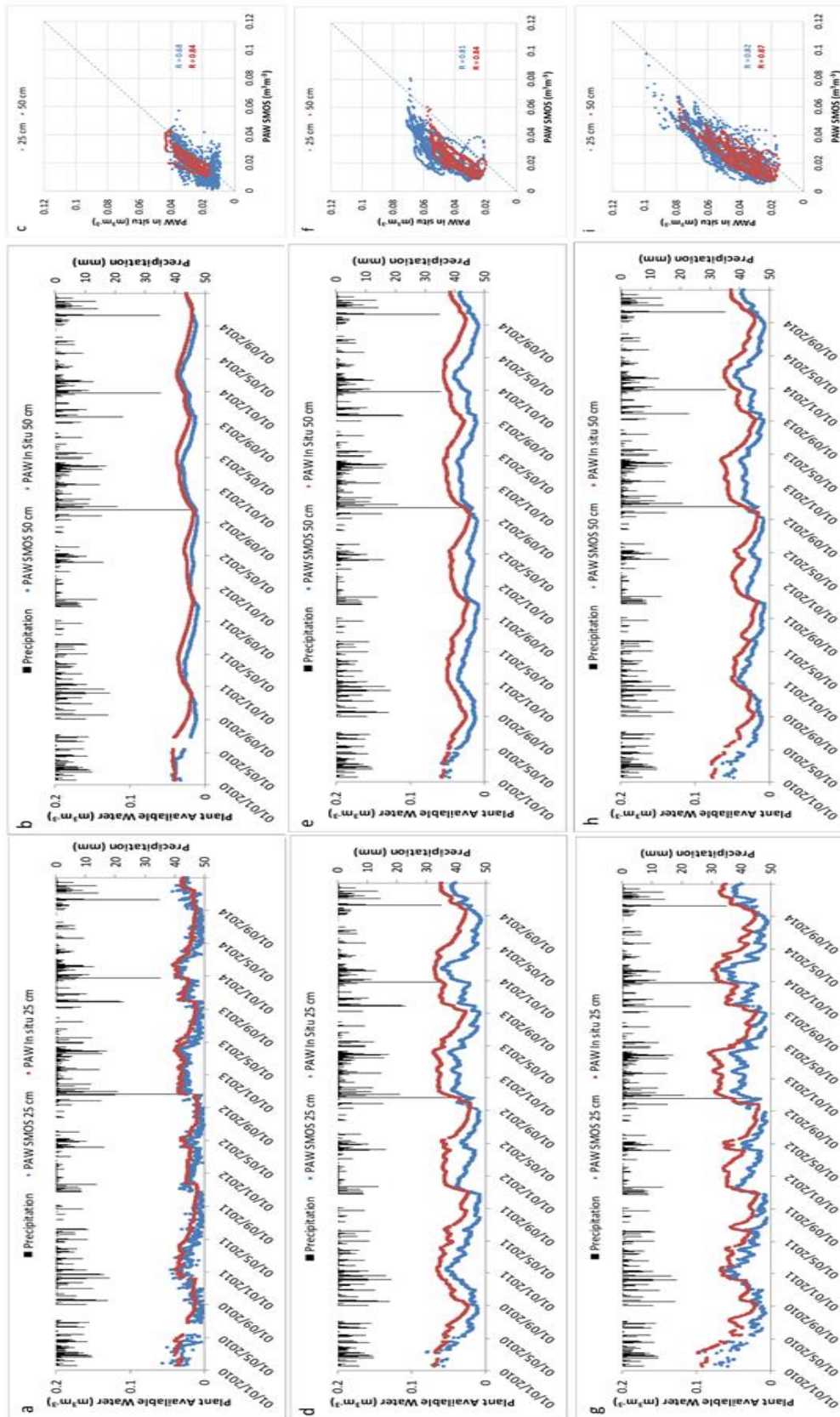


Figure 4.9. PAW time series from F6 (a, b), M9 (d, e) and N9 station (g, h) calculated with T_{opt} obtained by correlation coefficient for SWI_{SMOS} and $SWI_{in situ}$ at 25 cm depth and 50 cm depth, and scatterplot for the comparison between $PAW_{in situ}$ and PAW_{SMOS} (c, f, i), respectively. Precipitation data is also shown.

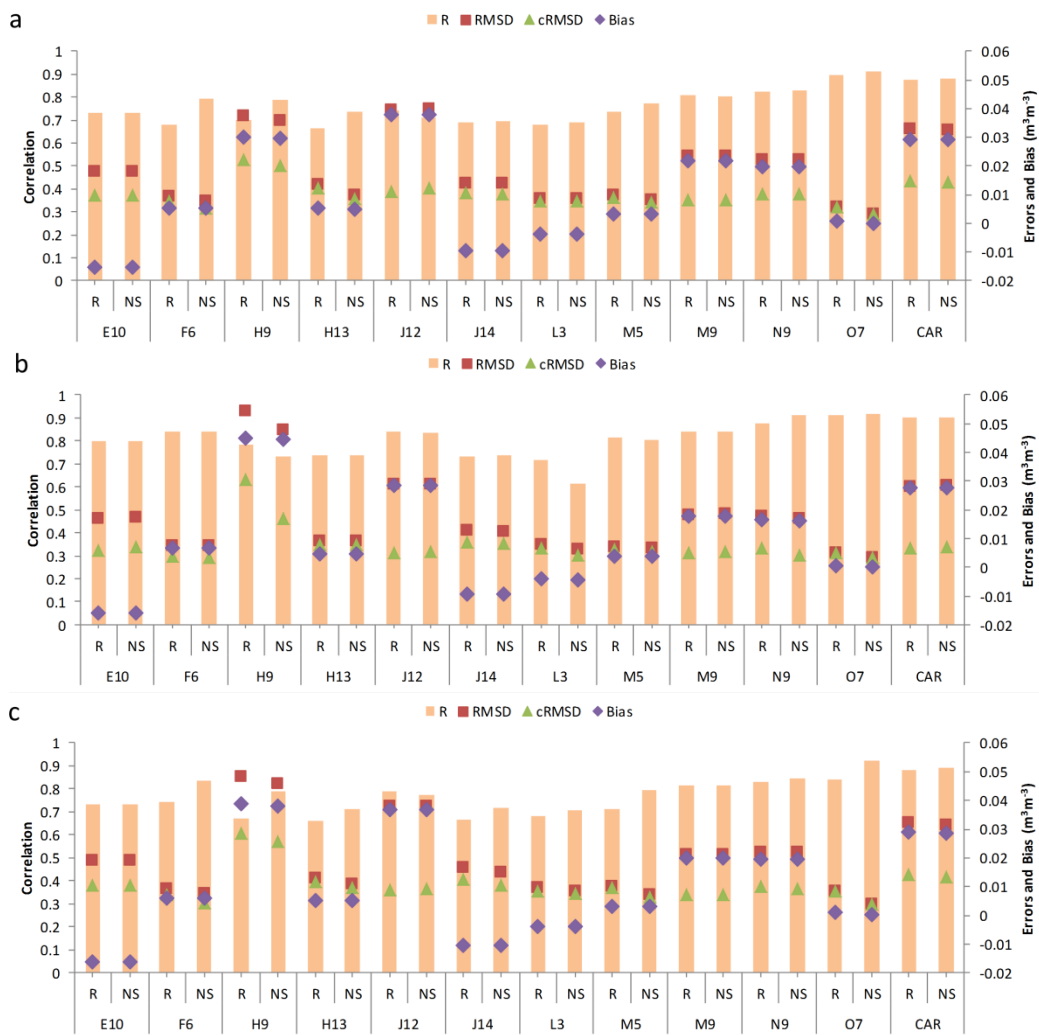


Figure 4.10. Results of the comparison between the time series of the PAW_{SMOS} and PAW_{InSitu} , with T_{opt} obtained with R and NS score at a) 25 cm depth, b) 50 cm depth and c) 0-50 cm depth. All the stations are significant at 0.01 confidence level.

4.5. Conclusions

PAW plays an important role in agriculture because it is an indicator of the soil storage capacity available for plant use. In this study, the PAW at different soil depths was obtained for the period between January 2010 and December 2014 through SMOS L2 surface soil moisture and the SWI model, which related the surface soil moisture to the root-zone soil moisture. For validating the method, *in situ* soil moisture measurements at different depths from REMEDHUS network (Spain) were used.

The time series comparison between SMOS surface soil moisture observations and *in situ* soil moisture measurements at the different depths showed good results in the shallower soil layers. As expected, the deeper the layer, the worse the agreement, thus, another proxy of the RZSM, such as the more complex SWI, was tested.

The use of the SWI for RZSM estimation involves the selection of a T_{opt} . After the results, the selection of the T_{opt} based on the RMSD and cRMSD metrics should be dismissed, because the range between the maximum and minimum of these metrics is small, making the selection difficult or even impossible. This caveat is much clearer in the selection of the T_{opt} based on the bias. In this case, the bias is invariable for all values of T considered, making it impossible to decide on a given T_{opt} . On the other hand, the best metrics for selecting the T_{opt} resulted from the R and the NS scores. In light of the results obtained for both T_{opt} with the SMOS L2 soil moisture product, achieving values of $R=0.88$ and errors= $0.03 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ for 25 cm and $R=0.81$ and errors= $0.035 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ for 50 cm, the use of the SWI seemed appropriate for the RZSM estimation. These results are in line with previous research where soil moisture data from other microwave satellites were used.

It can be concluded that the use of SMOS data with the methodology proposed in this research, integrating the SMOS L2 surface soil moisture in the SWI, led to a reasonably good estimation of the ground-based PAW. The similarity of PAW_{InSitu} and PAW_{SMOS} is notable, with high correlations ($R>0.65$) and low errors (RMSD and cRMSD $< 0.05 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$), providing a realistic description of the water content availability for the plants under study. Despite the low depth of the soil layer explored by the SMOS satellite, the SWI and PAW estimates have good agreement with *in situ* measurements, which are even better at deep layers than superficial ones. Although good results have been obtained, this study is located into a specific region and, therefore, the findings cannot be directly generalized. The results are encouraging but it is only a first step and much more work has to be done. In this research, soil properties measured at the laboratory were used, but these properties are not worldwide available. However, the number of soil moisture networks is increasing as well as the number of soil moisture stations that report soil properties around the world. In those places where reliable soil properties databases are not available, one option is using soil texture databases together with pedotransfer functions to obtain soil water parameters. The methodology used in this work should be tested under a wide range of soil characteristics and climate conditions, but the results obtained suggest that this new SMOS-derived product could be very useful for many future applications.

CAPÍTULO 5:

Conclusiones y trabajos futuros

5.1. Conclusiones

En este capítulo se exponen de forma integrada las conclusiones más importantes que se pueden extraer de esta tesis doctoral y que se han ido destacando en cada uno de los capítulos anteriores. También se resaltan las contribuciones originales aportadas gracias a la investigación realizada.

Debido a la novedad de los productos remotos de humedad de suelo por teledetección (nótese que el primer satélite lanzado con este objetivo específico tiene una edad de apenas 7 años), existe un ingente campo de investigación dedicado al estudio de la fiabilidad de estas observaciones, por un lado, y su aplicabilidad en nuevos productos, por otra. El hecho de disponer de una red de observación instalada y mantenida por el propio Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca desde 1999 ha colocado a este grupo en una posición aventajada para realizar investigaciones pioneras en ambos ámbitos. Esta tesis se ha desarrollado en este contexto y la experiencia previa adquirida ha sido de gran utilidad para enfocar y resolver los mayores retos que presenta la validación y aplicación de productos remotos de humedad.

Si bien los ejercicios de validación de productos de SMOS han sido frecuentes desde su lanzamiento y existe una intensa actividad científica al respecto, para el caso de Aquarius, y probablemente debido a que originalmente no estaba concebido para ello, hay poca investigación sobre sus productos y aplicabilidad. Por otra parte, pocos trabajos combinan varias redes en distintas condiciones eco-climáticas y períodos de estudio diferentes, lo que aporta una gran robustez a los resultados de las validaciones. En esta tesis se han utilizado cuatro productos distintos de humedad del suelo, dos de ellos proporcionados por el satélite SMOS (L2 y L3) y otros dos proporcionados por el satélite Aquarius (L2 y L3). La precisión, la exactitud y la dinámica temporal de las medidas satelitales han sido evaluadas mediante distintos métodos de validación sobre dos redes de estaciones de humedad del suelo, REMEDHUS e Inforiego, a diferentes escalas temporales y espaciales. El hecho de utilizar la red Inforiego supone una novedad, ya que nunca antes había sido utilizada para validaciones de teledetección y, más concretamente, para validar productos de humedad del suelo. Además aporta una tipología de observación poco frecuente: gran extensión y buena densidad de estaciones, lo que la hace idónea para observaciones satelitales de resolución espacial media y baja.

En el caso del producto SMOS L3 generado por el BEC, ésta fue la primera vez que se analizó, ya que era de reciente creación cuando se realizó este estudio. Un compromiso adquirido en esta tesis ha sido la validación de nuevos productos lanzados por el propio grupo investigador para su uso generalizado por parte de la comunidad científica. Para el caso de los productos de Aquarius, también muy novedosos en aquel momento, el estudio de validación incluido en esta tesis fue de los primeros en realizarse, como se ha comentado. Además, hay que destacar que la comparación conjunta entre los productos de humedad del suelo SMOS y Aquarius no había sido realizada anteriormente y los resultados son novedosos y de gran interés para usuarios de humedad de suelo.

De forma pormenorizada, los resultados de la comparación a escala de red entre las series temporales de humedad de SMOS y las proporcionadas por las estaciones no muestran diferencias significativas entre los productos L2 y L3, así como tampoco entre el uso de órbitas ascendentes o descendentes. En todos los casos, la humedad de SMOS subestima la humedad medida por las estaciones *in situ*, siendo esta subestimación ligeramente mayor en las medidas de las órbitas ascendentes. Pese a ello, se concluye que ambos productos cumplen con la precisión requerida *a priori* para este satélite: $0.04 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Estos resultados se confirmaron

cuando se realizó la comparación a escala puntual, salvo en las estaciones situadas en parcelas de regadío o con suelos muy arenosos. Consiguientemente, se estudió la influencia de la textura y el uso del suelo. Un alto contenido de arena conlleva una rápida disminución de la humedad del suelo en la capa superficial, dificultando así su estimación con satélite. Sin embargo, en este tipo de suelos, coincidente con las parcelas de viñedos, se observó como el sesgo es menor que en otro tipo de suelo y usos, probablemente debido a su bajo contenido de humedad. Los mejores resultados se obtuvieron en las estaciones situadas en parcelas con una textura media y con suelos dedicados a cultivos de secano.

Respecto a la diferencia entre los resultados obtenidos en REMEDHUS (1300 km²) y en Inforiego (65000 km²), es en esta última donde las estimaciones satelitales consiguieron reproducir mejor las mediciones *in situ*. Esto indica que cuanto mayor es la extensión de la red utilizada, se obtienen mejores resultados debido al mayor número de píxeles de SMOS promediados durante la validación. En esta línea, al realizar la validación con datos de REMEDHUS e Inforiego conjuntamente fue cuando se obtuvieron los mejores resultados. En la literatura científica dedicada a la validación de productos de humedad satelitales existe la controversia derivada de la diferente resolución entre las observaciones terreno (puntuales) y las remotas (decenas o cientos de km²), y de cómo salvar esa diferencia con la mejor tipología de redes de observación; por ello estos resultados arrojan luz sobre un posible enfoque para abordar el problema utilizando redes *in situ*. Los patrones temporales de la humedad del suelo *in situ* fueron reproducidos correctamente por SMOS en ambas redes de estaciones, con un error cercano a la precisión nominal de la misión. No obstante, los patrones espaciales no fueron capturados correctamente, no encontrando ningún valor significativo (p-value < 0.05). El patrón espacial instantáneo de la humedad de suelo para una zona tan grande y variable es muy difícil de caracterizar mediante observaciones puntuales, por lo que el ejercicio de correlación espacial utilizando sensores pasivos con una baja resolución espacial no suele ser útil para validación.

Otra novedad presentada para validar los datos de SMOS fue el uso de la *Extended Triple Collocation* (ETC), que si bien en su versión simplificada (*Triple Collocation*) es frecuentemente utilizada, en su versión extendida no había sido utilizada anteriormente para estudios de humedad del suelo con teledetección. Para aplicar esta técnica, además de usar los datos satelitales y de las estaciones de medición *in situ*, se utilizaron datos de humedad del suelo generados por el modelo SWBM-GA en las localizaciones de las estaciones. Esta técnica resultó muy útil para detectar condiciones particulares de humedad del suelo que son difíciles de monitorizar desde el espacio. Aunque las diferencias obtenidas son relativamente bajas para los tres conjuntos de datos usados, es SMOS el que muestra unos errores ligeramente mayores que los otros conjuntos de datos, algo que también se confirma con el análisis de las correlaciones ETC a lo largo del tiempo.

Por lo que respecta a Aquarius, en la validación de las series temporales de humedad con las mediciones *in situ* de la humedad del suelo, los resultados obtenidos fueron mejores al utilizar el producto L2 de la órbita ascendente, en comparación con la órbita descendente y el producto L3. Este resultado concuerda con los observados con SMOS, ya que las órbitas descendentes de SMOS coinciden con las órbitas ascendentes de Aquarius (a las 6 PM). Estos resultados son de interés para los usuarios de estos productos, ya que se dispone de muchos y diferentes productos sobre los que no se tiene información *a priori*. Además, al igual que ocurría con SMOS, Aquarius mostró cierta subestimación respecto a la humedad *in situ*. También se obtuvieron similares resultados a los obtenidos por SMOS cuando se tuvo en cuenta tanto la textura como el uso del suelo.

En cuanto a la comparativa entre ambos sensores, en general se detectaron diferencias mínimas, siendo ligeramente más exactas las proporcionadas por SMOS. La elección de un

satélite u otro para estudios de humedad del suelo dependería en mayor medida de la mejor resolución espacial de SMOS y su serie temporal más larga, ya que Aquarius quedó inoperativo en 2015.

En la segunda parte, el estudio se centró en la obtención de productos de valor añadido para aplicaciones agrícolas, tales como la humedad en la zona radicular y el agua disponible para las plantas. Para ello, en primer lugar se compararon las series temporales de humedad del suelo de SMOS con las mediciones *in situ* a diferentes profundidades (5, 25 y 50 cm) proporcionadas por las estaciones de REMEDHUS, con el objetivo de verificar si la comparación directa con humedad más profunda arrojaba resultados lo suficientemente buenos como para hacer innecesario un cálculo adicional adaptado a la profundidad de raíces. Como era previsible por las características del SMOS, las series superficiales mostraron mayor coincidencia con la humedad observada en las capas de suelo más superficiales y peores a mayor profundidad. Por lo tanto, parecía necesario el uso de métodos específicos para la obtención de la humedad en el perfil del suelo a partir de las observaciones SMOS. En este estudio, se seleccionó el SWI como estimador de la humedad en la zona radicular.

El modelo SWI requiere del parámetro de entrada T, así como de medidas de humedad del suelo superficial. Este parámetro fue calculado con 5 métricas distintas (R, RMSD, cRMSD, sesgo y NS score). La selección de éstas vino determinada por ser las más usadas en la literatura para estimar el valor de T. Sin embargo, en ningún trabajo anterior se había hecho una comparación entre todos los métodos. La selección del valor óptimo de T a partir del RMSD, cRMSD y sesgo fue descartado debido a la poca variabilidad mostrada por los errores para los valores de T considerados, mientras que para la R y el NS, ocurría todo lo contrario, pudiendo ser más fácil la selección de una T óptima.

Tras la aplicación de la T óptima, el producto SWI derivado de SMOS fue comparado con las medidas de las estaciones *in situ* a 25, 50 y 0-50 cm. Los resultados mostrados para todas las profundidades fueron satisfactorios, aunque el modelo parece funcionar mejor a 25 que a 50 cm de profundidad. No obstante, se puede considerar el SWI como un buen estimador de la humedad en el perfil del suelo. Los resultados mostrados en esta tesis son similares a otros trabajos donde se usaron otras fuentes de datos satelitales.

Por último, el uso de SMOS para la estimación del agua disponible para las plantas ha sido otra de las novedades introducidas por esta tesis. Hay que contextualizar el uso de humedad remota como un futuro producto (pero también presente) operativo y real, útil en aplicaciones de agricultura e hidrología. Aunque actualmente la resolución espacial todavía no es lo suficientemente buena para estudios a escala de parcela, obtener productos viables para mejorar el planeamiento del riego, la predicción de cosechas, etc., resulta un importante avance en el mundo de la teledetección aplicada. El producto PAW diseñado con SMOS y los parámetros hídricos del suelo resultó un buen estimador de este contenido de agua. Su similitud con las estimaciones del PAW utilizando las mediciones *in situ* de humedad del suelo es notable y proporciona una descripción realista de la disponibilidad del contenido del agua para las plantas. Esto evidencia que la metodología expuesta en esta tesis es potencialmente útil para obtener una estimación del agua disponible para las plantas de la que pueden beneficiarse muchas de las aplicaciones usadas hoy en día en la agricultura y la hidrología.

5.2. Nuevas líneas de investigación

El cumplimiento de los objetivos planteados en esta tesis ha sido completo. No obstante, durante el desarrollo del trabajo han ido surgiendo diferentes cuestiones y retos que abren nuevas vías de investigación para desarrollar.

Debido a su novedad, en un futuro inmediato se pretenden validar y testear los nuevos productos de humedad del suelo proporcionados por el satélite SMAP. Éstos no se limitan sólo a la estimación de la humedad superficial, sino que también incluyen estimaciones en la zona radicular. A su vez, parece pertinente comparar los productos de SMAP con los proporcionados por SMOS con el fin de evaluar cuál de los dos satélites obtiene la humedad de forma más fiable, y así poder seguir desarrollando mejores productos derivados.

Esta tesis ha considerado como zona de estudio la comunidad de Castilla y León. Sin embargo, para la creación tanto del producto SWI como del PAW derivados de SMOS se ha utilizado únicamente la zona de REMEDHUS. Partiendo de los resultados obtenidos en esta zona, se pretende ampliar el estudio a toda la región de Castilla y León, así como trasladarlo a otras partes del mundo en las que existan otros tipos de clima y suelos.

Ante el potencial mostrado por el producto PAW derivado de SMOS y las posibles mejoras que podría aportar con SMAP, se pueden estudiar nuevas estrategias de estimación del PAW, por ejemplo mediante estadísticos simples de las series de humedad del suelo en la zona radicular. Otra importante línea de investigación aplicada lo constituye la integración de la humedad de suelo remota en nuevos productos operativos, en la línea del PAW y el SWI. Entre otros, y teniendo en cuenta el escenario de cambio climático y las delicadas condiciones agroclimáticas de la zona de estudio, el diseño de índices de sequía agrícola cuya base conceptual sea la humedad del suelo.

En este sentido se está asimismo investigando la idoneidad de integrar los nuevos productos derivados de la humedad del suelo (agua disponible para las plantas, por ejemplo) para la estimación de necesidades de riego, tan requerida por la agricultura y la gestión sostenible de los recursos hídricos. La introducción de la humedad del suelo como parámetro clave en el balance de agua podría mejorar notablemente la estimación de dichas necesidades. Esto será posible siempre y cuando se haya mejorado la resolución espacial de los actuales sensores, bien mediante distintas técnicas de mejora de la resolución espacial, actualmente en desarrollo, o con la integración de nuevas misiones espaciales con mejor resolución espacial, como Sentinel-1, de la ESA, u otras alternativas.

Referencias

- Al Bitar, A., Leroux, D., Kerr, Y.H., Merlin, O., Richaume, P., Sahoo, A., & 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*, 1572-1586
- Albergel, C., Rüdiger, C., Pellarin, T., Calvet, J.-C., Fritz, N., Froissard, F., Suquia, D., Petitpa, A., Pignatelli, B., & Martin, E. (2008). From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter: an assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, *12*, 1323-1337
- Albergel, C., Rüdiger, C., Carrer, D., Calvet, J.C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., & Hasenauer, S. (2009). An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *13*, 115-124
- Albergel, C., de Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L., Kerr, Y., & Wagner, W. (2012a). Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based *in situ* observations. *Remote Sensing of Environment*, *118*, 215-226
- Albergel, C., Zakharova, E., Calvet, J.C., Zribi, M., Pardé, M., Wigneron, J.P., Novello, N., Kerr, Y., Mialon, A., & Fritz, N.E.D. (2012b). A first assessment of the SMOS data in southwestern France using *in situ* and airborne soil moisture estimates: The CAROLS airborne campaign. *Remote Sensing of Environment*, *115*, 2718-2728
- Albertson, J.D., & Montaldo, N. (2003). Temporal dynamics of soil moisture variability: 1. Theoretical basis. *Water Resources Research*, *39*, n/a-n/a
- Anne, N.J.P., Abd-Elrahman, A.H., Lewis, D.B., & Hewitt, N.A. (2014). Modeling soil parameters using hyperspectral image reflectance in subtropical coastal wetlands. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *33*, 47-56
- Aragüés, R., Millán, M., Quilez, D., & Fernández, M. (1986). Métodos de medida de la salinidad del suelo I y II. MAPA. INIA. *Comunicaciones INIA*, *18*
- Arya, L.M., Richter, J.C., & Paris, J.F. (1983). Estimating profile water storage from surface zone soil moisture measurements under bare field conditions. *Water Resources Research*, *19*, 403-412
- Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., Dee, D., Dutra, E., Muñoz-Sabater, J., Pappenberger, F., de Rosnay, P., Stockdale, T., & Vitart, F. (2015). ERA-Interim/Land: a global land surface reanalysis data set. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *19*, 389-407
- Bartalis, Z., Wagner, W., Naeimi, V., Hasenauer, S., Scipal, K., Bonekamp, H., Figa, J., & Anderson, C. (2007). Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, *34*, n/a-n/a
- Baudena, M., Bevilacqua, I., Canone, D., Ferraris, S., Previati, M., & Provenzale, A. (2012). Soil water dynamics at a midlatitude test site: Field measurements and box modeling approaches. *Journal of Hydrology*, *414-415*, 329-340
- Baver, L.D. (1940). Soil physics. *Soil physics*.
- Bear, J., & Verruijt, A. (1987). *Modeling groundwater flow and pollution*: Springer Science & Business Media

- Berg, A.A., & Mulroy, K.A. (2006). Streamflow predictability in the Saskatchewan/Nelson River basin given macroscale estimates of the initial soil moisture status. *Hydrological Sciences Journal*, 51, 642-654
- Bezerra, B.G., Santos, C.A.C.d., Silva, B.B.d., Perez-Marin, A.M., Bezerra, M.V.C., Bezerra, J.R.C., & Rao, T.V.R. (2013). Estimation of soil moisture in the root-zone from remote sensing data. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 37, 596-603
- Bierkens, M.F.P., Bell, V.A., Burek, P., Chaney, N., Condon, L.E., David, C.H., de Roo, A., Döll, P., Drost, N., Famiglietti, J.S., Flörke, M., Gochis, D.J., Houser, P., Hut, R., Keune, J., Kollet, S., Maxwell, R.M., Reager, J.T., Samaniego, L., Sudicky, E., Sutanudjaja, E.H., van de Giesen, N., Winsemius, H., & Wood, E.F. (2015). Hyper-resolution global hydrological modelling: what is next? *Hydrological Processes*, 29, 310-320
- Bindlish, R., & Jackson, T. (2014a). Aquarius L2 Swath Single Orbit Soil Moisture Data. In: Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center.
- Bindlish, R., & Jackson, T. (2014b). Aquarius L3 Gridded 1-Degree Daily Soil Moisture. Version 003. In: Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center
- Bindlish, R., Jackson, T., Cosh, M., Tianjie, Z., & O'Neill, P. (2015). Global Soil Moisture From the Aquarius/SAC-D Satellite: Description and Initial Assessment. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 12, 923-927
- 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, 1445-1463
- Bircher, S., Skou, N., & Kerr, Y.H. (2013). Validation of SMOS L1C and L2 products and important parameters of the retrieval algorithm in the Skjern River Catchment, Western Denmark. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51, 2969-2985
- Bogena, H.R., Huisman, J.A., Oberdörster, C., & Vereecken, H. (2007). Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *Journal of Hydrology*, 344, 32-42
- Bono, A., & Alvarez, R. (2012). Use of surface soil moisture to estimate profile water storage by polynomial regression and artificial neural networks. *Agronomy Journal*, 104, 934-938
- Bosch, D.D., Sheridan, J.M., Lowrance, R.R., Hubbard, R.K., Strickland, T.C., Feyereisen, G.W., & Sullivan, D.G. (2007). Little River Experimental Watershed database. *Water Resources Research*, 43, n/a-n/a
- Bouma, J. (1977). Soil survey and the study of water in unsaturated soil: Simplified theory and some case studies. In: Stichting voor Bodemkartering Wageningen
- Bristow, K.L. (1998). Measurement of thermal properties and water content of unsaturated sandy soil using dual-probe heat-pulse probes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 89, 75-84
- Brocca, L., Melone, F., & Moramarco, T. (2008). On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, 22, 629-642
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., & Hasenauer, S. (2010a). ASCAT soil wetness index validation through *in situ* and modeled soil moisture data in central Italy. *Remote Sensing of Environment*, 114, 2745-2755

- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Naeimi, V., Bartalis, Z., & Hasenauer, S. (2010b). Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *14*, 1881-1893
- 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., & Bittelli, M. (2011a). Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sensing of Environment*, *115*, 3390-3408
- Brocca, L., Melone, F., & Moramarco, T. (2011b). Distributed rainfall-runoff modelling for flood frequency estimation and flood forecasting. *Hydrological Processes*, *25*, 2801-2813
- 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
- Brocca, L., Camici, S., Melone, F., Moramarco, T., Martínez-Fernández, J., Didon-Lescot, J.F., & Morbidelli, R. (2014). Improving the representation of soil moisture by using a semi-analytical infiltration model. *Hydrological Processes*, *28*, 2103-2115
- Brocca, L., Ciabatta, L., Massari, C., Camici, S., & Tarpanelli, A. (2017). Soil Moisture for Hydrological Applications: Open Questions and New Opportunities. *Water*, *9*, 140
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*: Cambridge University Press
- Camillo, P., & Schmugge, T.J. (1983). Estimating soil moisture storage in the root zone from surface measurements. *Soil science*, *135*, 245-264
- Campbell, G., & Mulla, D. (1990). Measurement of soil water content and potential. *Agronomy*, *127*-142
- Campbell, J.E. (1990). Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz. *Soil Science Society of America Journal*, *54*, 332-341
- Camps, A. (1996). Application of Interferometric Radiometry to Earth Observation. In: Universitat Politècnica de Catalunya
- Capehart, W.J., & Carlson, T.N. (1997). Decoupling of surface and near-surface soil water content: A remote sensing perspective. *Water Resources Research*, *33*, 1383-1395
- Carlson, T.N., Gillies, R.R., & Perry, E.M. (1994). A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sensing Reviews*, *9*, 161-173
- Carlson, T.N. (2007). An Overview of the "Triangle Method" for Estimating Surface Evapotranspiration and Soil Moisture from Satellite Imagery. *Sensors*, *7*, 1612-1629
- Ceballos, A., Martínez-Fernández, J., & Luengo-Ugidos, M.Á. (2004). Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environments*, *58*, 215-233
- Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W., & Martínez-Fernández, J. (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *Hydrological Processes*, *19*, 1549-1566

Ceballos, A., Morán-Tejeda, E., & López-Moreno, J.I. (2013). Spatial and temporal analysis of precipitation variability in the Spanish sector of Duero basin (1961-2005). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 61, 235-259

Corbella, I., Torres, F., Duffo, N., González-Gambau, V., Pablos, M., Duran, I., & Martín-Neira, M. (2011). MIRAS Calibration and Performance: Results From the SMOS In-Orbit Commissioning Phase. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 3147-3155

Corey, A.T. (1977). *Mechanics of heterogenous fluids in porous media*: Water Resources Publications

Cosh, M.H., Jackson, T.J., Starks, P., & Heathman, G. (2006). Temporal stability of surface soil moisture in the Little Washita River watershed and its applications in satellite soil moisture product validation. *Journal of Hydrology*, 323, 168-177

Crane, R.K. (1971). Propagation phenomena affecting satellite communication systems operating in the centimeter and millimeter wavelength bands. *Proceedings of the IEEE*, 59, 173-188

Croney, D., & Coleman, J. (1961). Pore pressure and suction in soil

Crow, W.T., Kustas, W.P., & Prueger, J.H. (2008). Monitoring root-zone soil moisture through the assimilation of a thermal remote sensing-based soil moisture proxy into a water balance model. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1268-1281

Crow, W.T., Berg, A.A., Cosh, M.H., Loew, A., Mohanty, B.P., Panciera, R., de Rosnay, P., Ryu, D., & 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, RG2002

Champagne, C., Rowlandson, T., Berg, A., Burns, T., L'Heureux, J., Adams, J., McNairn, H., & Toth, B. (2014). Evaluation of L-Band passive microwave soil moisture for Canada. In, *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International* (pp. 3650-3653)

Chan, S.K., Bindlish, R., Neill, P.E.O., Njoku, E., Jackson, T.J., Colliander, A., Chen, F., Burgin, M., Dunbar, S., Piepmeier, J., Yueh, S., Entekhabi, D., Cosh, M.H., Caldwell, T., Walker, J., Wu, X., Berg, A., Rowlandson, T., Pacheco, A., McNairn, H., Thibeault, M., Martínez-Fernández, J., González-Zamora, Á., Seyfried, M., Bosch, D., Starks, P., Goodrich, D., Prueger, J., Palecki, M., Small, E.E., Zreda, M., Calvet, J.C., Crow, W.T., & Kerr, Y. (2016). Assessment of the SMAP Passive Soil Moisture Product. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54, 4994-5007

Chanzy, A., Schmugge, T.J., Calvet, J.C., Kerr, Y., van Oevelen, P., Grosjean, O., & Wang, J.R. (1997). Airborne microwave radiometry on a semi-arid area during HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology*, 188, 285-309

Chen, M., Willgoose, G.R., & Saco, P.M. (2014). Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. *Hydrological Processes*, 28, 171-185

Childs, E.C. (1969). *An introduction to the physical basis of soil water phenomena*: J. Wiley

Dall'Amico, J.T., Schlenz, F., Loew, A., & Mauser, W. (2012). First results of SMOS soil moisture validation in the upper danube catchment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50, 1507-1516

- Das, N.N., Entekhabi, D., Njoku, E.G., Shi, J.J.C., Johnson, J.T., & Colliander, A. (2014). Tests of the SMAP Combined Radar and Radiometer Algorithm Using Airborne Field Campaign Observations and Simulated Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *52*, 2018-2028
- Davis, F.W., Quattrochi, D.A., Ridd, M.K., Lam, N.S., Walsh, S.J., Michaelsen, J.C., Franklin, J., Stow, D.A., Johannsen, C.J., & Johnston, C.A. (1991). Environmental analysis using integrated GIS and remotely sensed data. Some research needs and priorities. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, *57*, 689-697
- de Jeu, R.A.M., Wagner, W., Holmes, T.R.H., Dolman, A.J., van de Giesen, N.C., & Friesen, J. (2008). Global Soil Moisture Patterns Observed by Space Borne Microwave Radiometers and Scatterometers. *Surveys in Geophysics*, *29*, 399-420
- de Lange, R., Beck, R., van de Giesen, N., Friesen, J., de Wit, A., & Wagner, W. (2008). Scatterometer-Derived Soil Moisture Calibrated for Soil Texture With a One-Dimensional Water-Flow Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *46*, 4041-4049
- de Santa Olalla Mañas, F.M., Lopez Fuster, P., & Calera, A. (2005). *Agua y agronomía*: Mundi-Prensa
- Dean, T.J., Bell, J.P., & Baty, A.J.B. (1987). Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part I. Sensor design and performance. *Journal of Hydrology*, *93*, 67-78
- Delwart, S., Bouzinac, C., Wursteisen, P., Berger, M., Drinkwater, M., Martin-Neira, M., & Kerr, Y.H. (2008). SMOS Validation and the COSMOS Campaigns. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *46*, 695-704
- Dente, L., Su, Z., & Wen, J. (2012a). Validation of SMOS soil moisture products over the Maqu and Twente Regions. *Sensors (Switzerland)*, *12*, 9965-9986
- Dente, L., Vekerdy, Z., Wen, J., & Su, Z. (2012b). Maqu network for validation of satellite-derived soil moisture products. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *17*, 55-65
- 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*, n/a-n/a
- Diouf, A., & Lambin, E.F. (2001). Monitoring land-cover changes in semi-arid regions: remote sensing data and field observations in the Ferlo, Senegal. *Journal of Arid Environments*, *48*, 129-148
- Dirksen, C. (1999). *Soil Physics Measurements*: Catena
- Doorenbos, J., & Pruitt, W.O. (1977). Background and development of methods to predict reference crop evapotranspiration (ET₀). *FAO-ID-24, Appendix II*, 108-119
- 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
- Dorigo, W.A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Gruber, A., Drusch, M., Meckelenburg, S., van Oevelen, P., Robock, A., & Jackson, T. (2011). The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global *in situ* soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*, 1675-1698

- Draper, C.S., Walker, J.P., Steinle, P.J., de Jeu, R.A.M., & Holmes, T.R.H. (2009). An evaluation of AMSR-E derived soil moisture over Australia. *Remote Sensing of Environment*, 113, 703-710
- Draper, C., Mahfouf, J.F., Calvet, J.C., Martin, E., & Wagner, W. (2011). Assimilation of ASCAT near-surface soil moisture into the SIM hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 3829-3841
- Draper, C., Reichle, R., de Jeu, R., Naeimi, V., Parinussa, R., & Wagner, W. (2013). Estimating root mean square errors in remotely sensed soil moisture over continental scale domains. *Remote Sensing of Environment*, 137, 288-298
- Drusch, M., Wood, E.F., & Jackson, T.J. (2001). Vegetative and Atmospheric Corrections for the Soil Moisture Retrieval from Passive Microwave Remote Sensing Data: Results from the Southern Great Plains Hydrology Experiment 1997. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 181-192
- Drusch, M. (2007). Initializing numerical weather prediction models with satellite-derived surface soil moisture: Data assimilation experiments with ECMWF's Integrated Forecast System and the TMI soil moisture data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112, n/a-n/a
- Dubois, P.C., Zyl, J.v., & Engman, T. (1995). Corrections to "Measuring Soil Moisture with Imaging Radars". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33, 1340
- Dumedah, G., & Walker, J.P. (2014). Evaluation of Model Parameter Convergence when Using Data Assimilation for Soil Moisture Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 15, 359-375
- Dumedah, G., P. Walker, J., & Merlin, O. (2015). Root-zone soil moisture estimation from assimilation of downscaled Soil Moisture and Ocean Salinity data. *Advances in Water Resources*, 84, 14-22
- Elshorbagy, A., Corzo, G., Srinivasulu, S., & Solomatine, D.P. (2010). Experimental investigation of the predictive capabilities of data driven modeling techniques in hydrology - Part 2: Application. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1943-1961
- Engman, E.T. (1990). Progress in Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 16, 6-14
- Engman, E.T. (1992). Soil Moisture Needs In Earth Sciences. In, *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1992. IGARSS '92. International* (pp. 477-479)
- Entekhabi, D., Njoku, E.G., O'Neill, P.E., Kellogg, K.H., T., C.W., Edelstein, W.N., Entin, J.K., Goodman, S.D., Jackson, T.J., Johnson, J., Kimball, J., Piepmeyer, J.R., Koster, R.D., Martin, N., McDonald, K.C., Moghaddam, M., Moran, S., Reichle, R., Shi, J.C., Spencer, M.W., Thurman, S.W., Tsang, L., & Van Zyl, J. (2010). The Soil Moisture Active Passive (SMAP) Mission. *Proceedings of the IEEE*, 98, 704-716
- Entekhabi, D., Yueh, S., O'Neill, P.E., Kellogg, K.H., Allen, A., Bindlish, R., Brown, M., Chan, S., Colliander, A., & Crow, W.T. (2014). SMAP Handbook—Soil Moisture Active Passive: Mapping Soil Moisture and Freeze/Thaw From Space
- Evensen, G. (1994). Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99, 10143-10162

- Famiglietti, J.S., & Wood, E.F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30, 3061-3078
- FAO (1979). Soil survey investigations for irrigation. In F.S. Bulletin (Ed.), 42. Rome, Italy
- Ford, T.W., Harris, E., & Quiring, S.M. (2014). Estimating root zone soil moisture using near-surface observations from SMOS. *Hydrol. Earth Syst. Sci. (HESS)*, 18, 139-154
- Fung, A.K. (1994). *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*: Artech House
- Gao, H., Wood, E.F., Jackson, T.J., Drusch, M., & Bindlish, R. (2006). Using TRMM/TMI to Retrieve Surface Soil Moisture over the Southern United States from 1998 to 2002. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 23-38
- Gao, L., Lv, Y., Wang, D., Tahir, M., & Peng, X. (2015). Can shallow-layer measurements at a single location be used to predict deep soil water storage at the slope scale? *Journal of Hydrology*, 531, Part 3, 534-542
- Gao, X., Zhao, X., Brocca, L., Lv, T., Huo, G., & Wu, P. (2016). Upscaling of soil moisture content from surface to profile: multi-station testing of observation operators. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2016, 1-28
- Gao, Z., Xu, X., Wang, J., Yang, H., Huang, W., & Feng, H. (2013). A method of estimating soil moisture based on the linear decomposition of mixture pixels. *Mathematical and Computer Modelling*, 58, 606-613
- Gee, G.W., Ward, A.L., Zhang, Z.F., Campbell, G.S., & Mathison, J. (2002). The Influence of Hydraulic Nonequilibrium on Pressure Plate Data. *Vadose Zone Journal*, 1, 172-178
- Gherboudj, I., Magagi, R., Goïta, K., Berg, A.A., Toth, B., & Walker, A. (2012). Validation of SMOS data over agricultural and boreal forest areas in Canada. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50, 1623-1635
- Gloersen, P., & Barath, F.T. (1977). A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-G and SeaSat-A. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 2, 172-178
- González-Zamora, Á., Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Gumuzzio, Á., Piles, M., & Olmedo, E. (2015). Long-term SMOS soil moisture products: A comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83-84, 123-126
- Gruhier, C., De Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., De Jeu, R., Kerr, Y., Mougin, E., Njoku, E., Timouk, F., Wagner, W., & Zribi, M. (2010). Soil moisture active and passive microwave products: Intercomparison and evaluation over a Sahelian site. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 141-156
- Gumuzzio, A., Brocca, L., Martínez-Fernández, J., Melone, F., & Moramarco, T. (2013). Large scale soil moisture modeling in Northwest of Spain. In *6th International Perspective on Water Resources & the Environment (IPWE 2013)*. Izmir, Turkey
- Gumuzzio, Á., Sánchez, N., & Martínez-Fernández, J. (2015). Modeled vs. SMOS L2 Soil Moisture in the Central Part of the Duero Basin (Spain). In G. Lollino, M. Arattano, M. Rinaldi, O. Giustolisi, J.-C. Marechal & G.E. Grant (Eds.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3* (pp. 637-640): Springer International Publishing

- 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*, *61*, 2610-2625
- Hammer, A., Heinemann, D., Hoyer, C., Kuhlemann, R., Lorenz, E., Müller, R., & Beyer, H.G. (2003). Solar energy assessment using remote sensing technologies. *Remote Sensing of Environment*, *86*, 423-432
- Han, E., Merwade, V., & Heathman, G.C. (2012). Application of data assimilation with the Root Zone Water Quality Model for soil moisture profile estimation in the upper Cedar Creek, Indiana. *Hydrological Processes*, *26*, 1707-1719
- Hartge, K. (1984). The influence of soil physical properties on the growth and yield of cultivated plants. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, *32*, 595-602
- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*: Elsevier Science
- Hong, W.Y., Park, M.J., Park, J.Y., Park, G.A., & Kim, S.J. (2010). The spatial and temporal correlation analysis between MODIS NDVI and SWAT predicted soil moisture during forest NDVI increasing and decreasing periods. *KSCE Journal of Civil Engineering*, *14*, 931-939
- Hopmans, J.W., Nielsen, D.R., & Bristow, K.L. (2013). How Useful are Small-Scale Soil Hydraulic Property Measurements for Large-Scale Vadose Zone Modeling? , *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere: The Philip Volume* (pp. 247-258): American Geophysical Union
- Hu, W., & Si, B.C. (2014). Can soil water measurements at a certain depth be used to estimate mean soil water content of a soil profile at a point or at a hillslope scale? *Journal of Hydrology*, *516*, 67-75
- IGME (1980). Fuentesauco. In, 426: Instituto Geológico y Minero de España
- IGME (1981). Castronuño. In, 398: Instituto Geológico y Minero de España
- Inoue, M., Ahmed, B.O., Saito, T., & Irshad, M. (2008). Comparison of twelve dielectric moisture probes for soil water measurement under saline conditions. *Am. J. Environ. Sci*, *4*, 367-372
- Jackson, T.J., Schugge, T.J., Nicks, A.D., Coleman, G.A., & Engman, E.T. (1981). Soil moisture updating and microwave remote sensing for hydrological simulation / La remise à jour de l'état d'humidité des sols en vue de la simulation hydrologique. *Hydrological Sciences Bulletin*, *26*, 305-319
- Jackson, T.J. (1982). Survey of applications of passive microwave remote sensing for soil moisture in the U.S.S.R. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *63*, 497-499
- Jackson, T.J., Hawley, M.E., & O'Neill, P.E. (1987). Preplanting Soil Moisture Using Passive Microwave Sensors. *Journal of the American Water Resources Association*, *23*, 11-19
- Jackson, T.J., & Schmugge, T.J. (1991). Vegetation effects on the microwave emission of soils. *Remote Sensing of Environment*, *36*, 203-212
- Jackson, T.J. (1993). Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. *Hydrological Processes*, *7*, 139-152

- Jackson, T., Schmugge, T.J., & Engman, E. (1996). Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrological Science Journal*, *41*, 517-530
- Jackson, T.J. (1997). Soil moisture estimation using special satellite microwave/imager satellite data over a grassland region. *Water Resources Research*, *33*, 1475-1484
- Jackson, T.J., Bindlish, R., Cosh, M.H., Zhao, T., Starks, P.J., Bosch, D.D., Seyfried, M., Moran, M.S., Goodrich, D.C., Kerr, Y.H., & 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*, 1530-1543
- Jackson, T.J., Cosh, M.H., Bindlish, R., Starks, P.J., Bosch, D.D., Seyfried, M., Goodrich, D.C., Moran, M.S., & Du, J. (2010). Validation of advanced microwave scanning radiometer soil moisture products. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *48*, 4256-4272
- Juglea, S., Kerr, Y., Mialon, A., Lopez-Baeza, E., Braithwaite, D., & Hsu, K. (2010). Soil moisture modelling of a SMOS pixel: interest of using the PERSIANN database over the Valencia Anchor Station. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *14*, 1509-1525
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S.I., Sheffield, J., Goulden, M.L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., de Jeu, R., Dolman, A.J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B.E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A.D., Roupsard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S., & Zhang, K. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, *467*, 951-954
- Kalnay, E. (2003). *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*: Cambridge university press
- Kelleners, T., Robinson, D., Shouse, P., Ayars, J., & Skaggs, T. (2005). Frequency dependence of the complex permittivity and its impact on dielectric sensor calibration in soils. *Soil Science Society of America Journal*, *69*, 67-76
- 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*, 1729-1735
- Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.-J., Font, J., Reul, N., Gruhier, C., Juglea, S., Drinkwater, M., Hahne, A., Martín-Neira, M., & Mecklenburg, S. (2010). The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. *Proceedings of the IEEE*, *98*, 666-687
- Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Richaume, P., Wigneron, J.P., Ferrazzoli, P., Mahmoodi, A., Al Bitar, A., Cabot, F., Gruhier, C., Juglea, S.E., Leroux, D., Mialon, A., & Delwart, S. (2012). The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *50*, 1384-1403
- Klute, A. (1986). Water retention: laboratory methods. *Methods of Soil Analysis: Part 1—Physical and Mineralogical Methods*, 635-662
- Kostov, K.G., & Jackson, T.J. (1993). Estimating profile soil moisture from surface-layer measurements: a review. pp. 125-136

- Lacava, T., Matgen, P., Brocca, L., Bittelli, M., Pergola, N., Moramarco, T., & Tramutoli, V. (2012). 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*, 1612-1622
- Lagerloef, G., Raul Colomb, F., le Vine, D., Wentz, F., Yueh, S., Ruf, C., Lilly, J., Gunn, J., Chao, Y., deCharon, A., Feldman, G., & Swift, C. (2008). The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge. *Oceanography*, *21*, 68-81
- Laio, F., Porporato, A., Fernandez-Illescas, C.P., & Rodriguez-Iturbe, I. (2001). Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: IV. Discussion of real cases. *Advances in Water Resources*, *24*, 745-762
- Laiolo, P., Gabellani, S., Campo, L., Silvestro, F., Delogu, F., Rudari, R., Pulvirenti, L., Boni, G., Fascetti, F., Pierdicca, N., Crapolicchio, R., Hasenauer, S., & Puca, S. (2015). Impact of different satellite soil moisture products on the predictions of a continuous distributed hydrological model. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*
- Laurent, B., Marticorena, B., Bergametti, G., Léon, J.F., & Mahowald, N.M. (2008). Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*
- Le Vine, D.M., Lagerloef, G.S.E., Colomb, F.R., Yueh, S.H., & Pellerano, F.A. (2007). Aquarius: An Instrument to Monitor Sea Surface Salinity From Space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *45*, 2040-2050
- Legates, D.R., Mahmood, R., Levia, D.F., DeLiberty, T.L., Quiring, S.M., Houser, C., & Nelson, F.E. (2011). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Physical Geography*, *35*, 65-86
- Leone, D. (2015). NASA Focused on Sentinel as Replacement for SMAP Radar. *Space News*
- Li, D., Zhao, T., Shi, J., Bindlish, R., Jackson, T.J., Peng, B., An, M., & Han, B. (2015). First Evaluation of Aquarius Soil Moisture Products Using *In Situ* Observations and GLDAS Model Simulations. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of, PP*, 1-15
- Liu, S., Roberts, D.A., Chadwick, O.A., & Still, C.J. (2012). Spectral responses to plant available soil moisture in a Californian grassland. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *19*, 31-44
- Lobell, D.B., & Asner, G.P. (2002). Moisture Effects on Soil Reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, *66*, 722-727
- Loew, A., Ludwig, R., & Mauser, W. (2006). Derivation of surface soil moisture from ENVISAT ASAR wide swath and image mode data in agricultural areas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*, 889-899
- Loew, A., Holmes, T., & de Jeu, R. (2009). The European heat wave 2003: Early indicators from multisensoral microwave remote sensing? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*
- Mahmood, R., & Hubbard, K.G. (2007). Relationship between soil moisture of near surface and multiple depths of the root zone under heterogeneous land uses and varying hydroclimatic conditions. *Hydrological Processes*, *21*, 3449-3462

- Manfreda, S., Scanlon, T.M., & Caylor, K.K. (2010). On the importance of accurate depiction of infiltration processes on modelled soil moisture and vegetation water stress. *Ecohydrology*, 3, 155-165
- Manfreda, S., Brocca, L., Moramarco, T., Melone, F., & Sheffield, J. (2014). A physically based approach for the estimation of root-zone soil moisture from surface measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 1199-1212
- Marshall, T.J., Holmes, J.W., & Rose, C.W. (1996). *Soil Physics*: Cambridge University Press
- Martínez-Fernández, J. (1990). Estudio de las características hidrodinámicas de los suelos: El método del recipiente de tensión hídrica. In, *Actas 1 Reunión Nacional de Geomorfología: 17-20 Septiembre 1990, Teruel* (pp. 699-708): Instituto de Estudios Turolenses
- 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, 1647-1656
- Martínez-Fernández, J., & Ceballos, A. (2005). Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. *Journal of Hydrology*, 312, 28-38
- Martínez-Fernández, J., González-Zamora, A., Sánchez, N., & Gumuzzio, A. (2015). A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. *Journal of Hydrology*, 522, 265-273
- 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
- Maya, A. (1994). *Tradición y cambio en el paisaje rural zamorano: la campiña de la Guareña*: Universidad de León
- McColl, K.A., Vogelzang, J., Konings, A.G., Entekhabi, D., Piles, M., & Stoffelen, A. (2014). Extended triple collocation: Estimating errors and correlation coefficients with respect to an unknown target. *Geophysical Research Letters*, 41, 6229-6236
- McMullan, K.D., Brown, M.A., Martin-Neira, M., Rits, W., Ekholm, S., Marti, J., & Lemanczyk, J. (2008). SMOS: The Payload. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 594-605
- Mecklenburg, S., Drusch, M., Kaleschke, L., Rodriguez-Fernandez, N., Reul, N., Kerr, Y., Font, J., Martin-Neira, M., Oliva, R., Daganzo-Eusebio, E., Grant, J.P., Sabia, R., Macelloni, G., Rautiainen, K., Fauste, J., de Rosnay, P., Munoz-Sabater, J., Verhoest, N., Lievens, H., Delwart, S., Crapolicchio, R., de la Fuente, A., & Kornberg, M. (2016). ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity mission: From science to operational applications. *Remote Sensing of Environment*, 180, 3-18
- Merlin, O., Escorihuela, M.J., Mayoral, M.A., Hagolle, O., Al Bitar, A., & Kerr, Y. (2013). Self-calibrated evaporation-based disaggregation of SMOS soil moisture: An evaluation study at 3 km and 100 m resolution in Catalunya, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 130, 25-38
- Metternicht, G.I., & Zinck, J.A. (2003). Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints. *Remote Sensing of Environment*, 85, 1-20
- Meyer, A.F. (1917). *The Elements of Hydrology*: WENTWORTH Press

- Minacapilli, M., Agnese, C., Blanda, F., Cammalleri, C., Ciraolo, G., D'Urso, G., Iovino, M., Pumo, D., Provenzano, G., & Rallo, G. (2009). Estimation of actual evapotranspiration of Mediterranean perennial crops by means of remote-sensing based surface energy balance models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *13*, 1061-1074
- Miralles, D.G., Crow, W.T., & Cosh, M.H. (2010). Estimating spatial sampling errors in coarse-scale soil moisture estimates derived from point-scale observations. *Journal of Hydrometeorology*, *11*, 1423-1429
- Mironov, V.L., Dobson, M.C., Kaupp, V.H., Komarov, S.A., & Kleshchenko, V.N. (2004). Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *42*, 773-785
- Molden, D. (2007). *Water for Food, Water for Life: A Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture*: Earthscan
- Montzka, C., Bogena, H., Zreda, M., Monerris, A., Morrison, R., Muddu, S., & Vereecken, H. (2017). Validation of Spaceborne and Modelled Surface Soil Moisture Products with Cosmic-Ray Neutron Probes. *Remote Sensing*, *9*, 103
- Moran, M.S., & Jackson, R. (1991). Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. *Journal of Environmental Quality*, *20*, 725-737
- Moran, M.S., Peters-Lidard, C.D., Watts, J.M., & McElroy, S. (2004). Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing*, *30*, 805-826
- Morbideilli, R., Corradini, C., & Govindaraju, R.S. (2006). A field-scale infiltration model accounting for spatial heterogeneity of rainfall and soil saturated hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*, *20*, 1465-1481
- Newton, R.W., Heilman, J.L., & Van Bavel, C.H.M. (1983). Integrating passive microwave measurements with a soil moisture/heat flow model. *Agricultural Water Management*, *7*, 379-389
- Njoku, E.G., & Kong, J.-A. (1977). Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture. *Journal of Geophysical Research*, *82*, 3108-3118
- 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*, 215-229
- Nocita, M., Stevens, A., Noon, C., & van Wesemael, B. (2013). Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*, *199*, 37-42
- Ochsner, T.E., Cosh, M.H., Cuenca, R.H., Dorigo, W.A., Draper, C.S., Hagimoto, Y., Kerr, Y.H., Larson, K.M., Njoku, E.G., Small, E.E., & Zreda, M. (2013). State of the art in large-scale soil moisture monitoring. *Soil Science Society of America Journal*, *77*, 1888-1919
- Olsen, J., Ceccato, P., Proud, S., Fensholt, R., Grippa, M., Mougín, E., Ardö, J., & Sandholt, I. (2013). Relation between Seasonally Detrended Shortwave Infrared Reflectance Data and Land Surface Moisture in Semi-Arid Sahel. *Remote Sensing*, *5*, 2898
- Pancierà, R. (2009). Effect of land surface heterogeneity on satellite near-surface soil moisture observations. In, *Department of Civil and Environmental Engineering: The University of Melbourne, Australia*

- Parinussa, R.M., Holmes, T.R.H., & Jeu, R.A.M.d. (2012). Soil Moisture Retrievals From the WindSat Spaceborne Polarimetric Microwave Radiometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50, 2683-2694
- Parrens, M., Mahfouf, J.F., Barbu, A.L., & Calvet, J.C. (2014). Assimilation of surface soil moisture into a multilayer soil model: design and evaluation at local scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 673-689
- Paulik, C., Dorigo, W., Wagner, W., & Kidd, R. (2014). Validation of the ASCAT soil water index using *in situ* data from the International Soil moisture network. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 30, 1-8
- Pellarin, T., Calvet, J.-C., & Wagner, W. (2006). Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southwestern France. *Geophysical Research Letters*, 33
- Peng, J., Shen, H., He, S.W., & Wu, J.S. (2013). Soil moisture retrieving using hyperspectral data with the application of wavelet analysis. *Environmental Earth Sciences*, 69, 279-288
- Peterson, A.M., Helgason, W.D., & Ireson, A.M. (2016). Estimating field-scale root zone soil moisture using the cosmic-ray neutron probe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 1373-1385
- Petropoulos, G., Carlson, T.N., Wooster, M.J., & Islam, S. (2009). 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, 224-250
- Petropoulos, G.P., Ireland, G., Srivastava, P.K., & 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*, 35, 5239-5250
- 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, Parts A/B/C*, 83-84, 36-56
- Philip, J.R. (1957). The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil science*, 83, 345-358
- Pietola, L., & Alakukku, L. (2005). Root growth dynamics and biomass input by Nordic annual field crops. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 108, 135-144
- Piles, M., Entekhabi, D., & Camps, A. (2009). A Change Detection Algorithm for Retrieving High-Resolution Soil Moisture From SMAP Radar and Radiometer Observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47, 4125-4131
- Piles, M., Sanchez, N., Vall-llossera, M., Camps, A., Martínez-Fernández, J., Martínez, J., & González-Gambau, V. (2014). A downscaling approach for SMOS land observations: long-term evaluation of high resolution soil moisture maps over the Iberian Peninsula. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7, 3845-3857
- Price, J.C. (1982). Estimation of Regional Scale Evapotranspiration Through Analysis of Satellite Thermal-infrared Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-20, 286-292
- Pritchett, W.L., & Vega, J.H. (1986). *Suelos forestales: propiedades, conservación y mejoramiento*: Limusa

- Quesney, A., Le Hégarat-Masclé, S., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Wigneron, J.P., Loumagne, C., & Normand, M. (2000). Estimation of Watershed Soil Moisture Index from ERS/SAR Data. *Remote Sensing of Environment*, 72, 290-303
- Ranatunga, K., Nation, E.R., & Barratt, D.G. (2008). Review of soil water models and their applications in Australia. *Environmental Modelling & Software*, 23, 1182-1206
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., & Saxton, K.E. (1982). Estimation of Soil Water Properties, 25
- Rebel, K.T., de Jeu, R.A.M., Ciais, P., Viovy, N., Piao, S.L., Kiely, G., & Dolman, A.J. (2012). A global analysis of soil moisture derived from satellite observations and a land surface model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 833-847
- Reichle, R.H., Walker, J.P., Koster, R.D., & Houser, P.R. (2002). Extended versus Ensemble Kalman Filtering for Land Data Assimilation. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 728-740
- Reichle, R.H., Koster, R.D., Dong, J., & Berg, A.A. (2004). Global Soil Moisture from Satellite Observations, Land Surface Models, and Ground Data: Implications for Data Assimilation. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 430-442
- Reichle, R.H., Koster, R.D., Liu, P., Mahanama, S.P.P., Njoku, E.G., & Owe, M. (2007). Comparison and assimilation of global soil moisture retrievals from the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E) and the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112
- Reichle, R.H., De Lannoy, G.-J., Liu, Q., Colliander, A., Conaty, A., Jackson, T., Kimball, J., & Koster, R.D. (2015). Soil Moisture Active Passive (SMAP) Project Assessment Report for the Beta-Release L4_SM Data Product. *NASA Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA/TM-2015, 104606*, 40-63
- Reimer, A.C., Melzer, B.T., Kidd, C.R., & Wagner, D.W. (2012). Validation of the enhanced resolution ERS-2 scatterometer soil moisture product. In *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2012* (pp. 1208-1211)
- Renzullo, L.J., van Dijk, A.I.J.M., Perraud, J.M., Collins, D., Henderson, B., Jin, H., Smith, A.B., & McJannet, D.L. (2014). Continental satellite soil moisture data assimilation improves root-zone moisture analysis for water resources assessment. *Journal of Hydrology*, 519, Part D, 2747-2762
- Richards, L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *ArXiv Physics e-prints*, 1, 318-333
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Julio Bacmeister, Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., Silva, A.d., Gu, W., Joiner, J., Koster, R.D., Lucchesi, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C.R., Reichle, R., Robertson, F.R., Ruddick, A.G., Sienkiewicz, M., & Woollen, J. (2011). MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *Journal of Climate*, 24, 3624-3648
- 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*, 2, 444-475

- Robinson, D.A., Campbell, C., Hopmans, J., Hornbuckle, B., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., & Wendroth, O. (2008). Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal*, 7, 358-389
- Robock, A., Vinnikov, K.Y., Srinivasan, G., Entin, J.K., Hollinger, S.E., Speranskaya, N.A., Liu, S., & Namkhai, A. (2000). The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 1281-1299
- Rötzer, K., Montzka, C., Bogen, 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, Part A, 934-946
- Rowlandson, T., Impera, S., Belanger, J., Berg, A.A., Toth, B., & Magagi, R. (2015). Use of *in situ* soil moisture network for estimating regional-scale soil moisture during high soil moisture conditions. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 40, 343-351
- Rüdiger, C., Calvet, J.-C., Gruhier, C., Holmes, T.R.H., Jeu, R.A.M.d., & Wagner, W. (2009). An Intercomparison of ERS-Scat and AMSR-E Soil Moisture Observations with Model Simulations over France. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 431-447
- Ruidisch, M., Kettering, J., Arnhold, S., & Huwe, B. (2013). Modeling water flow in a plastic mulched ridge cultivation system on hillslopes affected by South Korean summer monsoon. *Agricultural Water Management*, 116, 204-217
- Sabater, J.M., Jarlan, L., Calvet, J.-C., Bouyssel, F., & De Rosnay, P. (2007). From Near-Surface to Root-Zone Soil Moisture Using Different Assimilation Techniques. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 194-206
- Saha, S.K. (1995). Assessment of regional soil moisture conditions by coupling satellite sensor data with a soil-plant system heat and moisture balance model. *International Journal of Remote Sensing*, 16, 973-980
- Sahoo, A.K., Houser, P.R., Ferguson, C., Wood, E.F., Dirmeyer, P.A., & Kafatos, M. (2008). Evaluation of AMSR-E soil moisture results using the in-situ data over the Little River Experimental Watershed, Georgia. *Remote Sensing of Environment*, 112, 3142-3152
- 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
- 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, 69-78
- 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, 1602-1611
- Sánchez, N., Piles, M., Scaini, A., Martínez-Fernández, J., Camps, A., & Vall-llossera, M. (2012b). Spatial patterns of SMOS downscaled soil moisture maps over the remedhus network (Spain). In, *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2012* (pp. 714-717)

- Santos, W.J.R., Silva, B.M., Oliveira, G.C., Volpato, M.M.L., Lima, J.M., Curi, N., & Marques, J.J. (2014). Soil moisture in the root zone and its relation to plant vigor assessed by remote sensing at management scale. *Geoderma*, 221–222, 91-95
- 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
- Schmugge, T., Gloersen, P., Wilheit, T., & Geiger, F. (1974). Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *Journal of Geophysical Research*, 79, 317-323
- Schmugge, T.J., O'Neill, P.E., & Wang, J.R. (1986). Passive Microwave Soil Moisture Research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24, 12-22
- Schmugge, T., & Jackson, T.J. (1994). Mapping surface soil moisture with microwave radiometers. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54, 213-223
- Schmugge, T.J., Kustas, W.P., Ritchie, J.C., Jackson, T.J., & Rango, A. (2002). Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25, 1367-1385
- Schnur, M.T., Xie, H., & Wang, X. (2010). Estimating root zone soil moisture at distant sites using MODIS NDVI and EVI in a semi-arid region of southwestern USA. *Ecological Informatics*, 5, 400-409
- Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., & Teuling, A.J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125-161
- Sentek (2005). EnviroSMART Manual
- Seyfried, M.S., Murdock, M.D., Hanson, C.L., Flerchinger, G.N., & Van Vactor, S. (2001). Long-Term Soil Water Content Database, Reynolds Creek Experimental Watershed, Idaho, United States. *Water Resources Research*, 37, 2847-2851
- Shaxson, F., & Barber, R. (2008). *Optimización de la humedad del suelo para la producción vegetal: el significado de la porosidad del suelo*: Food & Agriculture Org.
- Shi, Y., Wu, P., Zhao, X., Li, H., Wang, J., & Zhang, B. (2014). Statistical analyses and controls of root-zone soil moisture in a large gully of the Loess Plateau. *Environmental Earth Sciences*, 71, 4801-4809
- Soliman, A., Heck, R., Brenning, A., Brown, R., & Miller, S. (2013). Remote Sensing of Soil Moisture in Vineyards Using Airborne and Ground-Based Thermal Inertia Data. *Remote Sensing*, 5, 3729
- Spencer, M., Wheeler, K., White, C., West, R., Piepmeier, J., Hudson, D., & Medeiros, J. (2010). The Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission L-Band radar/radiometer instrument. In, *2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 3240-3243)
- SSSA (2001). *Glossary of soil science terms*: Soil Science Society of America
- Stamenkovic, J., Tuia, D., De Morsier, F., Borgeaud, M., & Thiran, J.-P. (2013). Estimation of soil moisture from airborne hyperspectral imagery with support vector regression. In, *Workshop on Hyperspectral Image and Signal Processing: Evolution in Remote Sensing (WHISPERS)*
- Stevens Water Monitoring Systems, I. (2003). HydraProbe Manual. In

- Stoffelen, A. (1998). Toward the true near-surface wind speed: Error modeling and calibration using triple collocation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*, 7755-7766
- Su, C.-H., Ryu, D., Crow, W.T., & Western, A.W. (2014). Beyond triple collocation: Applications to soil moisture monitoring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*, 6419-6439
- Su, C.-H., Narsey, S.Y., Gruber, A., Xaver, A., Chung, D., Ryu, D., & Wagner, W. (2015). Evaluation of post-retrieval de-noising of active and passive microwave satellite soil moisture. *Remote Sensing of Environment*, *163*, 127-139
- Su, Z., Wen, J., Dente, L., van der Velde, R., Wang, L., Ma, Y., Yang, K., & Hu, Z. (2011). The Tibetan Plateau observatory of plateau scale soil moisture and soil temperature (Tibet-Obs) for quantifying uncertainties in coarse resolution satellite and model products. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *15*, 2303-2316
- Taylor, K.E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*, 7183-7192
- Tietje, O., & Tapkenhinrichs, M. (1993). Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, *57*, 1088-1095
- Topp, G.C., Davis, J.L., & Annan, A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, *16*, 574-582
- Topp, G.C., & Reynolds, W.D. (1998). Time domain reflectometry: a seminal technique for measuring mass and energy in soil. *Soil and Tillage Research*, *47*, 125-132
- Topp, G.C. (2003). State of the art of measuring soil water content. *Hydrological Processes*, *17*, 2993-2996
- Ulaby, F.T., Dobson, M.C., & Brunfeldt, D.R. (1983). Improvement of Moisture Estimation Accuracy of Vegetation-Covered Soil by Combined Active/Passive Microwave Remote Sensing. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *GE-21*, 300-307
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., & Fung, A.K. (1986). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*: Addison-Wesley Publishing Company, Advanced Book Program/World Science Division
- Ulaby, F.T., Long, D.G., Blackwell, W.J., Elachi, C., & Sarabandi, K. (2014). *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*: University of Michigan Press
- USDA (2013). National soil survey handbook, title 430-VI. In: Part
- USGS (2015). The USGS Water Science School. In T.r.U.S.G. Survey (Ed.)
- Vachaud, G., Passerat De Silans, A., Balabanis, P., & Vauclin, M. (1985). Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function1. *Soil Science Society of America Journal*, *49*, 822-828
- Van Dam, J., Huygen, J., Wesseling, J., Feddes, R., Kabat, P., Van Walsum, P., Groenendijk, P., & Van Diepen, C. (1997). Theory of SWAP version 2.0; Simulation of water flow, solute transport and plant growth in the soil-water-atmosphere-plant environment. In: DLO Winand Staring Centre [etc.]
- Van De Griend, A.A., Camillo, P.J., & Gurney, R.J. (1985). Discrimination of Soil Physical Parameters, Thermal Inertia, and Soil Moisture from Diurnal Surface Temperature Fluctuations. *Water Resources Research*, *21*, 997-1009

- van Genuchten, M.T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898
- Veihmeyer, F.J., & Hendrickson, A.H. (1931). The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil science*, 32, 181-194
- Vine, D.M.L., Lagerloef, G.S.E., & Torrusio, S.E. (2010). Aquarius and Remote Sensing of Sea Surface Salinity from Space. *Proceedings of the IEEE*, 98, 688-703
- Wagner, W., Lemoine, G., & Rott, H. (1999). A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing of Environment*, 70, 191-207
- Wagner, W., Scipal, K., Pathe, C., Gerten, D., Lucht, W., & Rudolf, B. (2003). Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108, n/a-n/a
- Wagner, W., Blöschl, G., Pampaloni, P., Calvet, J.C., Bizzarri, B., Wigneron, J.P., & Kerr, Y. (2007a). Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. *Nordic Hydrology*, 38, 1-20
- Wagner, W., Naeimi, V., Scipal, K., de Jeu, R., & Martínez-Fernández, J. (2007b). Soil moisture from operational meteorological satellites. *Hydrogeology Journal*, 15, 121-131
- Wagner, W., Hahn, S., Kidd, R., Melzer, T., Bartalis, Z., Hasenauer, S., Figa-Saldaña, J., De Rosnay, P., Jann, A., Schneider, S., Komma, J., Kubu, G., Brugger, K., Aubrecht, C., Züger, J., Gangkofner, U., Kienberger, S., Brocca, L., Wang, Y., Blöschl, G., Eitzinger, J., Steinnocher, K., Zeil, P., & Rubel, F. (2013). The ASCAT soil moisture product: A review of its specifications, validation results, and emerging applications. *Meteorologische Zeitschrift*, 22, 5-33
- Wagner, W., Pathe, C., Doubkova, M., Sabel, D., Bartsch, A., Hasenauer, S., Blöschl, G., Scipal, K., Martínez-Fernández, J., & Löw, A. (2008). Temporal Stability of Soil Moisture and Radar Backscatter Observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). *Sensors*, 8, 1174-1197
- Walker, J.P., Willgoose, G.R., & Kalma, J.D. (2002). Three-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements: Simplified Kalman filter covariance forecasting and field application. *Water Resources Research*, 38, 37-31-37-13
- 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
- Wang, X., Xie, H., Guan, H., & Zhou, X. (2007). Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semi-arid and humid regions. *Journal of Hydrology*, 340, 12-24
- Wang, X., Guo, W., & Zhong, Z. (2009). Validation of two soil moisture products from ERS scatterometer data over East China. In, *2008 International Workshop on Education Technology and Training and 2008 International Workshop on Geoscience and Remote Sensing, ETT and GRS 2008* (pp. 528-531)
- Ward, R.C., & Robinson, M. (2000). *Principles of Hydrology*: McGraw-Hill
- Warrick, A. (1990). Nature and dynamics of soil water. *Agronomy*, 69-92

- Weidong, L., Baret, F., Xingfa, G., Qingxi, T., Lanfen, Z., & Bing, Z. (2002). Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, *81*, 238-246
- Weitz, A.M., Grauel, W.T., Keller, M., & Veldkamp, E. (1997). Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin. *Water Resources Research*, *33*, 1241-1249
- Williams, J.R. (1984). *A Modeling Approach to Determining the Relationship Between Erosion and Soil Productivity*
- Willmott, C.J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *63*, 1309-1313
- WMO (2010). *Implementation plan for the Global Observing System for Climate (GCOS) in support of the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC)*. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization
- WMO (2015). *Status of the Global Observing System for Climate (GCOS)*. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization
- Wraith, J.M., & Or, D. (1999). Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resources Research*, *35*, 361-369
- Xiao, Q., Chen, W., Sheng, Y., & Li, J. (1994). A study on soil moisture monitoring using NOAA satellite. *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, *3*
- Xie, X.M., Xu, J.W., Zhao, J.F., Liu, S., & Wang, P. (2014). Validation of AMSR-E soil moisture retrievals over Huaihe River basin, in china. In Y. Yu (Ed.) (pp. 855-858). Applied Mechanics and Materials
- Yang, Y., Onishi, T., & Hiramatsu, K. (2014). Improving the Performance of Temperature Index Snowmelt Model of SWAT by Using MODIS Land Surface Temperature Data. *The Scientific World Journal*, *2014*, 20
- Zaman, B., & McKee, M. (2014). Spatio-temporal prediction of root zone soil moisture using multivariate relevance vector machines. *Open Journal of Modern Hydrology*, *4*, 80
- Zappa, M., & Gurtz, J. (2003). Simulation of soil moisture and evapotranspiration in a soil profile during the 1999 MAP-Riviera Campaign. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *7*, 903-919
- Zhao, W., & Li, Z.-L. (2013). Sensitivity study of soil moisture on the temporal evolution of surface temperature over bare surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, *34*, 3314-3331
- Zreda, M., Desilets, D., Ferré, T.P.A., & Scott, R.L. (2008). Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. *Geophysical Research Letters*, *35*
- Zribi, M., Baghdadi, N., Holah, N., & Fafin, O. (2005). New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote Sensing of Environment*, *96*, 485-496

