

# Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XV ZNS'21

A Coruña, 9-11 noviembre 2021

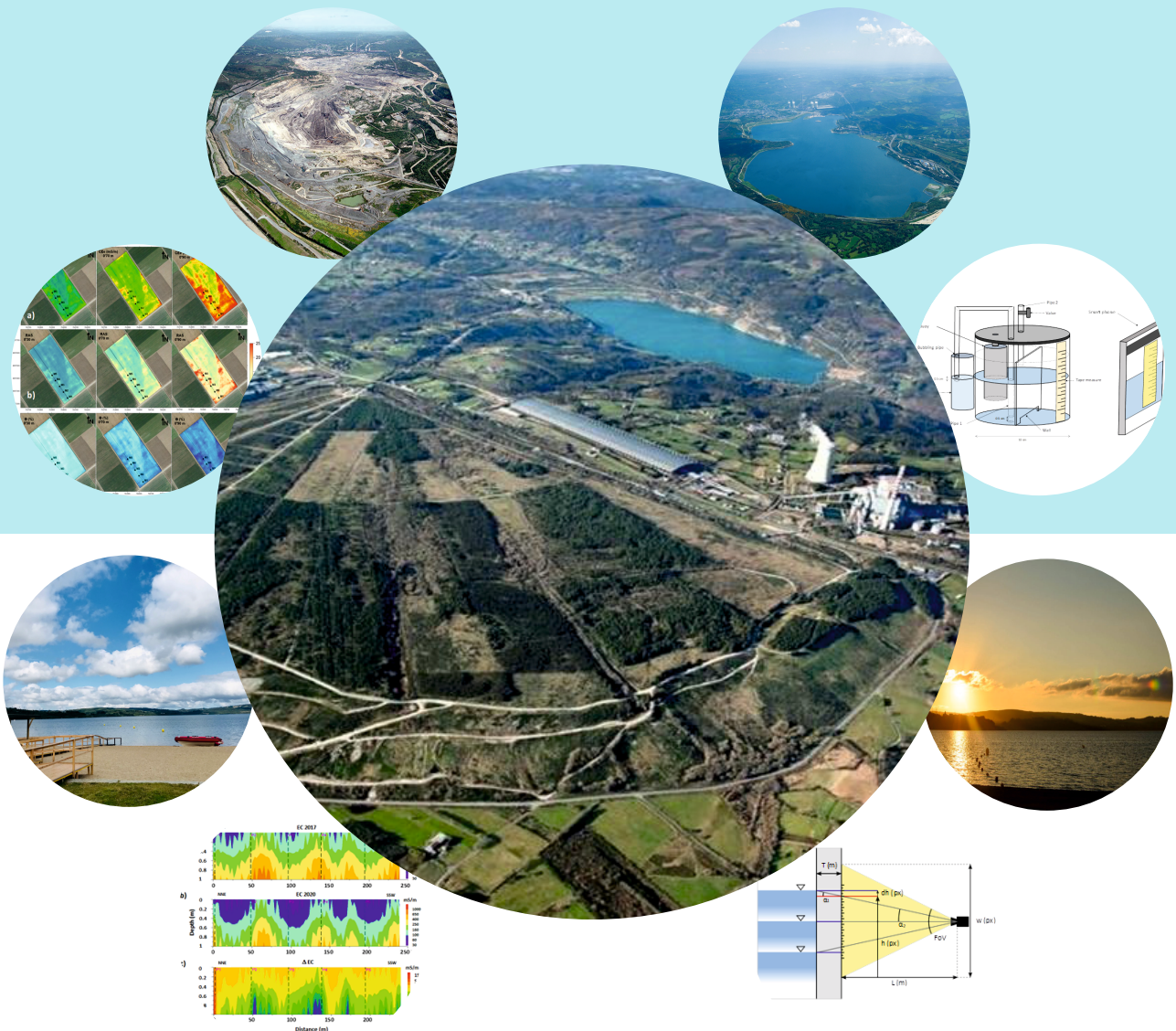
Editores

Francisco Javier Samper Calvete

Antonio Paz González

Jorge Dafonte Dafonte

Eva Vidal Vázquez





**Estudios en la  
Zona No Saturada del Suelo  
Vol. XV ZNS'21  
A Coruña, 9-10 noviembre 2021**

**Editores**

**Francisco Javier Samper Calvete**

**Antonio Paz González**

**Jorge Dafonte Dafonte**

**Eva Vidal Vázquez**

**Estudios en la Zona No Saturada. Vol. XV**

## **Estudios en la Zona No Saturada. Vol. XV**

### *Editores*

Francisco Javier Samper Calvete  
Antonio Paz González  
Jorge Dafonte Dafonte  
Eva Vidal Vázquez

### *Revisores científicos de los artículos*

J. Dafonte Dafonte  
J.L. Gabriel Pérez  
A. García Tomillo  
J.V. Giráldez Cervera

M. Lado Liñares  
A. Mon López  
A. Paz González  
B. Pisani Veiga

B. Sobral Areán  
K. Vanderlinden  
E. Vidal Vázquez

Trabajos presentados en las XV Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo.  
A Coruña, 9 y 10 de noviembre de 2021

SERVIZO DE PUBLICACIÓNS



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

## Comité organizador

Francisco Javier Samper Calvete (U. A Coruña) - Coordinador  
Antonio Paz González (U. A Coruña) - Secretaría Técnica  
Eva Vidal Vázquez (U. A Coruña) - Edición  
Jorge Dafonte Dafonte (U. Santiago de Compostela)

## Comité científico

Francisco Javier Samper Calvete (U. A Coruña)  
José Luis Gabriel Pérez (INIA-INAGEA)  
Diana Martín Lammerding (INIA)  
David Moret-Fernández (EEAD, CSIC)  
Juan Vicente Giráldez Cervera (U. Córdoba)  
Jorge Dafonte Dafonte (U. Santiago de Compostela)  
Antonio Sastre Merlín (U. Alcalá)  
Rafael Muñoz-Carpena (U. Florida, USA)  
Miguel Quemada (UPM Madrid)  
Karl Vanderlinden (IFAPA, Junta de Andalucía)  
José Martínez Fernández (U. Salamanca)  
Virtudes Martínez Hernández (IMDEA)  
Miguel Ángel Campo Bescos (UpNa)  
Jesús Carrera Ramírez (IDAEA, CSIC)  
Antonio Paz González (U. A Coruña)  
Tomás de Figueiredo (IPB, Portugal)  
Jorge M. Espinha Marques (U. Porto, Portugal)  
María José Polo (U. Córdoba)



La reproducción total o parcial de este libro (incluido su diseño), su alquiler, su incorporación a un sistema informático, su transmisión o transformación en cualquier forma o por cualquier medio, sea éste electrónico, mecánico, por fotocopia, por grabación u otros métodos, sin la autorización previa y por escrito de los titulares del *copyright*, vulnera derechos reservados.

© de los textos: sus autores

© de la ilustración de la cubierta: Grupo de Investigación AQUATERRA (UDC)

© de esta edición: Universidade da Coruña. Servizo de Publicacións. Edificio Xoana Capdevielle, 1<sup>er</sup> piso, Campus de Elviña. Rúa As Carballeiras 1, 15008 A Coruña.

I.S.B.N.: 978-84-9749-821-0

Depósito Legal: C 1912-2021

DOI: <https://doi.org/10.17979/spudc.9788497498210>

Impresión y encuadernación: Reprografía Noroeste. Rúa da Fraga 10, baixo, 15008 A Coruña.

Impreso en España (Unión Europea)

**El contenido de los artículos que componen este libro es de exclusiva responsabilidad de los autores**

## **PREFACIO**

El suelo es la capa superficial de la corteza terrestre en la que viven numerosos organismos y crece la vegetación. Es una estructura de vital importancia para el desarrollo de la vida ya que sirve de soporte a las plantas y les proporciona los nutrientes necesarios para su desarrollo. La zona no saturada comprende la porción del terreno situada entre la superficie del suelo y la zona saturada, y es en esta zona donde se producen flujos de materia y energía, adsorción, transformación y cambios de fase, procesos biológicos, etc. Esta zona es un medio de gran complejidad tanto temporal como espacial, lo que dificulta el estudio de los procesos que tienen lugar en ella.

Corría el año 1993 cuando surgieron las primeras Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada. Desde entonces, el grupo Zona No Saturada ha celebrado sus Jornadas bienales en las ciudades de Castellón (1993), Vitoria-Gasteiz (1995), Huelva (1997), Tenerife (1999), Pamplona (2001), Valladolid (2003), A Coruña (2005), Córdoba (2007), Barcelona (2009), Salamanca (2011), Lugo (2013), Alcalá de Henares (2015), Zaragoza (2017) y Madrid (2019). En todas ellas el objetivo consistió en propiciar una plataforma de debate sobre la zona no saturada del suelo, que incluyó la discusión de metodologías para la caracterización de tal dominio, la presentación de nuevas técnicas para el seguimiento de los procesos que tienen lugar en ella, la aplicación de herramientas de interpretación y predicción y, finalmente, la presentación y discusión de estudios experimentales, entre otros aspectos temáticos.

Con esas bases, se han planteado las XV Jornadas que se nos invitó a organizar y celebrar en la Universidad de A Coruña en colaboración con la Universidad Santiago de Compostela. Como resultado de esta colaboración, tenemos el enorme placer de presentar el volumen XV de Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Este libro contiene 33 comunicaciones que, tras un proceso de revisión, han sido finalmente aceptadas. Como en anteriores ediciones, las comunicaciones se han distribuido en las siguientes seis áreas temáticas: I. Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo; II. Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta; III. Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero; IV. Contaminación y métodos de remediación; V. Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo e invernadero; y VI. Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo.

Finalmente, la celebración de estas XV Jornadas no habría sido posible sin los consejos y apoyos recibidos de los organizadores de Jornadas anteriores, la ayuda de nuestros patrocinadores (Universidad de A Coruña, Ayuntamiento de As Pontes, LabFerrer y Pagos de Brigante) y la colaboración incondicional tanto del Comité Científico como del Comité Organizador, integrado este último por el grupo de investigación “Gestión sostenible de los recursos hídricos y el suelo” -AQUATERRA- de la Universidad de A Coruña y el grupo Proyectos y Planificación -PROePLA- de la Universidad de Santiago de Compostela. Por todo ello, les estamos profundamente agradecidos.

Antonio Paz González  
Francisco Javier Samper Calvete  
Jorge Dafonte Dafonte

A Coruña, noviembre 2021





# Índice de trabajos

## Reseña histórica

---

25 AÑOS DE ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO.....	3
<i>D. Martín-Lammerding, J.L. Gabriel, M. Quemada, M.A. Campo-Bescós, R. Muñoz-Carpena, J. Carrera, J.V. Giráldez</i>	

## Área temática I. Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo

---

ANÁLISIS DE CURVAS DE INFILTRACIÓN 3D MEDIDAS CON INFILTRÓMETRO DE DISCO EN PERFILES DE SUELO HETEROGÉNEOS: ANÁLISIS SECUENCIAL DE LA CURVA INFILTRACIÓN .....	11
<i>D. Moret-Fernández, B. Latorre</i>	

RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SUELO Y EL NDVI EN SUELO DE MARISMA RECUPERADA EN EL SECTOR B-XII, LEBRIJA (SEVILLA) .....	17
<i>M. Ramos Rodríguez, M. Farzamian, J.L. Gómez Flores, A. González Jiménez, B. Salvatierra Bellido, G. Martínez-García, K. Vanderlinden</i>	

EFFECTOS HIDROLÓGICOS DE LA ORIENTACIÓN DE LAS LADERAS EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA .....	25
<i>V. García-Gamero, A. Peña, A.M. Laguna, J.V. Giráldez, T. Vanwallegghem</i>	

CORRECTING POSITION OF DELAYED ON-THE-GO FIELD MEASUREMENTS BY OPTIMIZING NEAREST NEIGHBOR STATISTICS .....	31
<i>A. González Jiménez, Y. Pachepsky, J.L. Gómez Flores, M. Ramos Rodríguez, K. Vanderlinden</i>	

ESTIMACIÓN DE PROPIEDADES DEL SUELO BASADA EN ESPECTROSCOPIA EN VIÑEDO EN GALICIA (ESPAÑA) .....	37
<i>M. Rodríguez-Fernández, J. Dafonte, M. Fandiño, J.R. Rodríguez-Pérez, M. García-Fernández, J.J. Cancela</i>	

HACIA UNA ÓPTIMA GESTIÓN DEL RIEGO A NIVEL DE PARCELA: EVALUACIÓN DE SENSORES COMERCIALES DE POTENCIAL HÍDRICO .....	43
<i>A. Aldaz-Lusarreta, M.A. Campo-Bescós, R. Giménez, I. Virto, N. Barberena</i>	

ESTUDIO DE LA ESTABILIDAD TEMPORAL DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA SOBRE MATERIAL GRANÍTICO .....	49
<i>V. García-Gamero, J.V. Giráldez, A. Peña, A.M. Laguna, T. Vanwallegghem, G. Martínez-García, K. Vanderlinden</i>	

## Área temática II. Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta

---

COMPARACIÓN DE DIFERENTES BASES DE DATOS PARA EL ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE HUMEDAD DEL SUELO Y RENDIMIENTO DEL TRIGO EN LAS PRINCIPALES ZONAS CEREALISTAS DE ESPAÑA ..... 59

*P. Benito-Verdugo, J. Martínez-Fernández, L. Almendra-Martín, Á. González-Zamora, C.M. Herrero-Jiménez, J. Gaona*

INFILTRÓMETRO DE DISCO BASADO EN ANÁLISIS DE IMÁGENES REGISTRADAS CON UN TELÉFONO MÓVIL ..... 67

*B. Latorre, D. Moret-Fernández*

IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: DINÁMICA DE LA INFILTRACIÓN ..... 75

*L. Barbero, V. Martínez-Hernández, B. Huidobro López, R. Meffe, R. Pradana1, J.A. Hernández-Martín, A. de Santiago-Martín, I. de Bustamante*

EVALUACIÓN DE LA SIEMBRA DIRECTA COMO MANEJO ALTERNATIVO PARA LA MEJORA DE LA CONDICIÓN FÍSICA DE SUELOS AGRÍCOLAS A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE CURVAS DE RETENCIÓN DE AGUA ..... 83

*A. Aldaz-Lusarreta, R. Giménez, M.A. Campo-Bescós, I. Virto, L.M. Arregui, M. Otazu*

RESPUESTA HIDROLÓGICA EN MONOCULTIVOS DE MAÍZ Y SOJA DETERMINADA EN PARCELAS DE ESCURRIMIENTO ..... 89

*M. Castiglioni, E. Gabioud, M. Wilson, C. Sasal, J. Oszust*

EXPLORACIÓN DEL IMPACTO DEL CLIMA, USO Y CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SUELO EN LA PROPAGACIÓN DE LA SEQUÍA EN EL SISTEMA SUELO-ATMÓSFERA ..... 93

*J. Gaona, P. Quintana-Seguí, J. Martínez-Fernández, P. Benito Verdugo, L. Almendra-Martín, Á. González-Zamora, C.M. Herrero-Jiménez, M.J. Escorihuela*

## Área temática III. Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

---

MODELOS DE FLUJO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS EN LAS GRAVAS DEL ALUVIAL DEL RÍO GÁLLEGO EN EL ENTORNO DEL VERTEDERO DE SARDAS (SABIÑÁNIGO, HUESCA) ..... 103

*J. Samper, B. Sobral, A. Mon, B. Pisani, L. Montenegro, J. Guadaño, J. Gómez*

USO DEL NDVI COMO TRAZADOR DEL IMPACTO HIDROLÓGICO LOCAL DE LAS ACEQUIAS HISTÓRICAS DE SIERRA NEVADA Y DE ESTADOS CRÍTICOS EN LA CONTRIBUCIÓN HIDROLÓGICA DE LA NIEVE ..... 113

*J. Aparicio, R. Pimentel, P. Torralbo, M.J. Polo*

IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA CONTRIBUCIÓN DE LA COMPONENTE HIPODÉRMICA DE LA ESCORRENTÍA EN EXPERIENCIAS DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA EN CUENCAS MEDITERRÁNEAS ..... 121

*E. Molina-Navarro, A. Sastre-Merlín, A. Sánchez Gómez, S. Martínez-Pérez*

ESTUDIOS HIDROLÓGICOS Y MODELOS DE MEZCLA DE AGUAS PARA EL ESTUDIO DEL DRENAJE ÁCIDO DEL TERRAPLÉN DEL APARRAL EN LA AUTOVÍA AG-64 ..... 131

*J. Samper, A. Naves, L. Montenegro, B. Pisani, H. Dopico, M. Arias, J. Dafonte*

#### **Área temática IV. Contaminación y métodos de remediación**

---

MOVILIDAD DE HERBICIDAS EN SUELOS AGRÍCOLAS BAJO PRÁCTICAS DE LABOREO DEL SUELO TRADICIONALES Y DE CONSERVACIÓN ..... 141

*M.J. Carpio, M. Douibi, M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín y J.M. Marín-Benito*

SHOULD WE BE CONCERNED ABOUT THE PRESENCE OF PHARMACEUTICALS DURING UNPLANNED WATER REUSE FOR CROP IRRIGATION? ..... 147

*R. Meffe, A. de Santiago-Martín, G. Teijón, M.V. Martínez-Hernández, I. López Heras, L. Nozal e I. de Bustamante*

IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: CONTAMINANTES DE PREOCUPACIÓN EMERGENTE ..... 153

*B. Huidobro López, V. Martínez-Hernández, L. Barbero, R. Meffe, I. López-Heras, C. Alonso-Alonso, R. Pradana, J.A. Hernández-Martín, A. de Santiago-Martín, L. Nozal, I. de Bustamante*

ACUMULACIÓN DE SALES EN SUELOS Y PLANTAS REGADAS CON AGUA REGENERADA EN DOS PARQUES URBANOS DE MADRID (ESPAÑA) ..... 161

*S. Martínez-Pérez, D. Zalacáin Domench, E. Molina-Navarro, A. Sánchez Gómez, A. Sastre-Merlín*

#### **Área temática V. Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero**

---

¿PUEDE LA TEMPERATURA INDICAR LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO? ..... 175

*V. García-Gamero, A. Laguna, A. Peña, T. Vanwallegem, M.P. González, J.V. Giráldez*

MONITORING TRIDIMENSIONAL SOIL SALINITY PATTERNS AT THE FIELD SCALE USING ELECTROMAGNETIC INDUCTION SENSING AND INVERSION ..... 181

*J.L. Gómez Flores, M. Ramos Rodríguez, A. González Jiménez, M. Farzadian, J.F. Herencia Galán, B. Salvatierra Bellido, P. Cermeño Sacristan, K. Vanderlinden*

MÉTODO DE LABORATORIO PARA CUANTIFICAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE FLUJO PREFERENCIAL DEL SUELO ..... 189

*B. Latorre, D. Moret-Fernández*

IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: ATENUACIÓN DE NUTRIENTES ..... 195

*L. Barbero, V. Martínez-Hernández, B. Huidobro López, R. Meffe, R. Pradana, J.A. Hernández-Martín, A. de Santiago-Martín, I. de Bustamante*

TENDENCIAS DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LA ZONA RADICULAR BAJO DIFERENTES USOS DE SUELO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA ..... 201

*Á. González-Zamora, L. Almendra-Martín, J. Martínez-Fernández, P. Benito-Verdugo, C.M. Herrero-Jiménez*

#### **Área temática VI. Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo**

---

EVALUATING SWAT MODEL'S APPLICATION FOR ESTIMATING STREAMFLOW IN THE CIDACOS RIVER WATERSHED IN NAVARRE, SPAIN ..... 211

*B.O. Oduor, M.A. Campo-Bescós, J. Casali, N.S. Lana-Renault*

EVALUACIÓN DE TÉCNICAS DE REGRESIÓN BASADAS EN EL APRENDIZAJE AUTOMÁTICO PARA EL RELLENO DE LAGUNAS ESPACIALES DE LA BASE DE DATOS DE HUMEDAD DEL SUELO DE CCI EN LA PENÍNSULA IBÉRICA ..... 219

*L. Almendra-Martín, J. Martínez-Fernández, Á. González-Zamora, P. Benito-Verdugo, M. Piles*

IMPACTO DE LA INCERTIDUMBRE DEL SUELO URBANO EN EL DISEÑO Y LA RETROALIMENTACIÓN DE FILTROS VEGETALES PARA MITIGAR LA ESCORRENTÍA DE APARCAMIENTOS ..... 227

*R. Muñoz-Carpena, J.J. López-Rodríguez, M.A. Campo-Bescós*

USING INTERACTIVE JUPYTER NOTEBOOKS TO FACILITATE KNOWLEDGE TRANSFER AND TRAINING OF RAINFALL-RUNOFF MODELLING ..... 233

*A. Peñuela, F. Pianosi*

CONTINUOUS AND DISCRETE ADJOINT STATE FORMULATIONS OF CONSERVATIVE AND REACTIVE SOLUTE TRANSPORT IN POROUS MEDIA ..... 237

*A.C. Samper, J. Samper, A. Mon, C. Yang, F. Lentijo*

NUMERICAL MODELS OF LABORATORY STEEL CORROSION TESTS IN CONTACT WITH COMPACTED BENTONITE ..... 247

*F.J. Samper, L. Montenegro, A. Mon, E. García*

## **Reseña Histórica**



## 25 AÑOS DE ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

D. Martín-Lammerding<sup>1\*</sup>, J.L. Gabriel<sup>1,2\*</sup>, M. Quemada<sup>2</sup>, M.A. Campo-Bescós<sup>3</sup>, R. Muñoz-Carpena<sup>4</sup>, J. Carrera<sup>5</sup>  
y J.V. Giráldez<sup>6,7</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Medio Ambiente y Agronomía, INIA, Ctra. de La Coruña km 7,5, 28040 Madrid. lammerding@inia.es, gabriel.jose@inia.es

<sup>2</sup>CEIGRAM, Universidad Politécnica de Madrid, c/ Senda del Rey 13, 28040 Madrid. miguel.quemada@upm.es

<sup>3</sup>Dpto. de Proyectos e Ingeniería Rural, Universidad Pública de Navarra, Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona. miguel.campo@unavarra.es

<sup>4</sup>Dpt. Agricultural and Biological Engineering, University of Florida, 287 Frazier Rogers Hall P.O. Box 110570, Gainesville, FL 32611-0570. carpena@ufl.edu

<sup>5</sup>IDAEA, CSIC, c/ Jordi Girona 18-26, 08034 Barcelona. jcrgeo@idaea.csic.es

<sup>6</sup>Dpto. Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. de Madrid km 396, 14071. aglgicej@uco.es

<sup>7</sup>Dpto. de Agronomía, IAS, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n, Córdoba.

**RESUMEN.** La primera reunión sobre estudios en la Zona No Saturada en el Suelo (Castellón 1994) dio lugar a una serie de reuniones bienales que ha atraído a investigadores de diversos lugares y áreas de estudio. Durante estos años, las inquietudes tratadas han sido reflejo de nuestra sociedad y de las problemáticas que han necesitado ser abordadas en cada momento. Tras la celebración de las XIV Jornadas (Madrid 2019), nos planteamos evaluar los trabajos presentados durante estos 25 años. Hemos estudiado la evolución de la participación de los distintos grupos de investigación, la evolución de los problemas tratados, así como las diversas metodologías que han aparecido y se han ido desarrollando. Este análisis pretende servir de reflexión, para identificar las debilidades y fortalezas de esta red investigadora asociada a las Jornadas, para reforzarla y así continuar abordando los aspectos singulares y la problemática de esta zona "crítica" del suelo.

**ABSTRACT.** The first meeting about studies in the soil vadose zone (Castellon 1994) led to a series of biennial meeting that has attracted researchers from different world regions and topics. Along these years, the discussions reflect our society concerns and deal with scientific issues that need to be revisited at all times. After the celebration of the XIV Conference (Madrid 2019), we consider evaluating the works presented during these 25 years. We have studied the evolution of the participation of the different research groups, the evolution of the problems dealt with, as well as the various methodologies that have appeared and have been developed. This analysis aims to serve as a reflection, to identify the weaknesses and strengths of this research network associated with the Conference. As a result, we hope to strengthen the network and continue to address the unique aspects and problems of this "critical" region of the soil.

### 1.- Introducción

La Zona No Saturada (ZNS), que comprende el volumen de suelo que se encuentra entre la superficie topográfica y

la capa freática, o el borde superior de la franja capilar, es el escenario de la vida sobre el planeta. Es el espacio de intercambio de masa y energía del agua y las sustancias que ésta acarrea, sea en forma disuelta o suspendida, así como el filtro y almacén de residuos que pueden degradar las condiciones naturales. La ZNS alberga una población microbiana que induce o cataliza muchos procesos ecológicos esenciales. Por esta razón, a medida que los recursos agrarios e hídricos se van haciendo más escasos o perdiendo calidad, la investigación este dominio adquiere una mayor importancia, pudiendo considerarse la ZNS un recurso natural esencial para nuestra sociedad.

En 1994, en Castellón, se celebró una reunión sobre la investigación en la Zona No Saturada en el Suelo, que dio lugar a una serie de reuniones bienales, 14 hasta ahora. Estas reuniones se han convertido en un foro de intercambio de conocimiento y nuevas ideas, así como de debate sobre métodos de caracterización de este medio, nuevos modelos para describir los procesos y estímulo para colaboraciones entre los distintos grupos que en ella participan.

Por ello, el objetivo de este informe es hacer un análisis retrospectivo de la evolución de los temas abordados y la representación de los grupos participantes, para identificar las fortalezas y las debilidades de la Red, así como para corregir en el futuro estas carencias sin dejar de potenciar los puntos fuertes.

### 2.- Materiales y métodos

Se han evaluado todas las comunicaciones y ponencias presentadas entre las 14 Jornadas realizadas entre los años 1994 y 2019. Cada una de estas publicaciones se presentaron en formato de trabajo científico y fueron previamente revisadas por dos evaluadores externos. A lo largo de los años se han aceptado presentaciones en castellano, inglés y portugués. Cada una de las presentaciones se debía incluir en una de las 6 áreas en las que tradicionalmente se han clasificado los trabajos presentados, aunque esta clasificación también ha sufrido ligeras modificaciones con el tiempo. Estas áreas temáticas son:

- 1- Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo,
- 2- Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta,
- 3- Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero,
- 4- Contaminación y métodos de remediación,
- 5- Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero,
- 6- Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo.

Como en muchas ocasiones un mismo trabajo podría estar incluido en varios de los temas tratados, se ha mantenido el criterio que inicial adoptado por autores y revisores para encuadrarlo en una área.

### 3.- Resultados

#### 3.1. Análisis cuantitativo de las Jornadas

En estos 25 años de Jornadas de la ZNS se han realizado un total 14 Jornadas (1994 en Castellón, 1995 en Vitoria, 1997 en Huelva, 1999 en Tenerife, 2001 en Pamplona, 2003 en Valladolid, 2005 en A Coruña, 2007 en Córdoba, 2009 en Barcelona, 2011 en Salamanca, 2013 en Lugo, 2015 en Alcalá de Henares, 2017 en Zaragoza y 2019 en Madrid). Entre todas ellas se han publicado un total de 578 trabajos firmados por un total de 1129 coautores diferentes, con una media de 2.10 trabajos presentados por cada

coautor y una media de 4.10 coautores por cada trabajo. Desglosando estos datos podemos observar, que la mayor parte de los autores sólo han firmado uno (770 autores, 68.2% del total), dos (174 autores, 15.4% del total) o tres trabajos (66 autores, 5.8% del total), representando al casi 90% del total de autores que han publicado al menos un trabajo en las Jornadas de la ZNS, pero sólo un 56% de las 2367 firmas totales presentadas. En el otro extremo encontramos a los 10 autores con más trabajos firmados (29.4 trabajos por autor de media), que representan sólo un 0.9% de los autores, pero un 12.4% de las firmas totales. De hecho, el autor con más trabajos (61), ha firmado el 10.6% de las 578 publicaciones. Y, evitando las duplicidades de dos o más coautores firmando el mismo trabajo), entre los 5 autores con más trabajos aportados suman 138 (el 23.9% de los mismos y entre los 10 con más comunicaciones suman 191, una tercera parte del total.

En cuanto al número de coautores por trabajo, aunque la media a lo largo de los 25 años es de 4.10, el 42% de los trabajos tienen 3 o menos, casi el 50% tienen 3 o 4 coautores y, sólo el 10% los firman 7 o más coautores. Esta media de coautores también ha evolucionado claramente con los años. En las dos primeras ediciones de las Jornadas de la ZNS, el número de coautores por trabajo rondaba los 2.8 coautores por trabajo, pero esa media se ha ido incrementando progresivamente hasta duplicarse en 2019, con 5.8 coautores por trabajo de media. De hecho, no sólo la media se ha incrementado, sino también su desviación típica, que ha pasado de 1.2 en las primeras jornadas a 2.9 en 2019. De hecho, en 2019 se han encontrado 2 de los 3 trabajos con más coautores registrados a lo largo de los 25 años (con 16 y 12 coautores respectivamente).

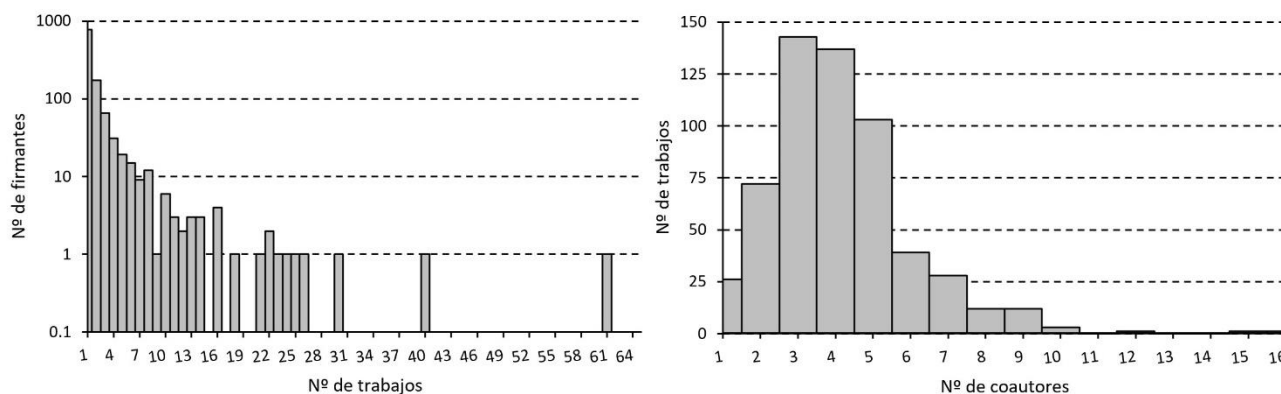


Fig. 1. Distribución del número de trabajos presentados por uno de los 1129 coautores que han firmado al menos un trabajo a lo largo de los 25 años de las Jornadas de la ZNS, así como la distribución del número de trabajos con varios coautores.



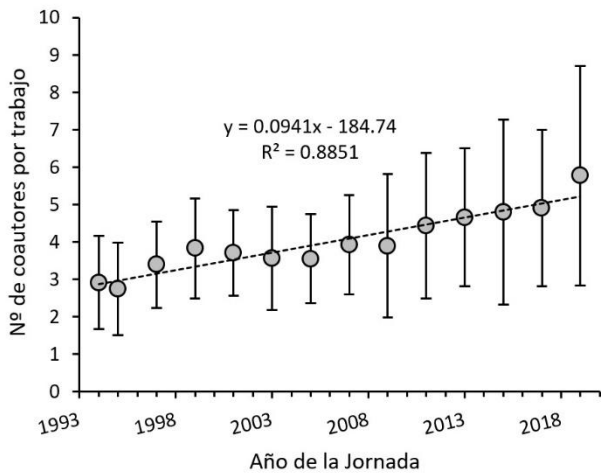


Fig. 2. Evolución a lo largo de los 25 años de las Jornadas de la ZNS de la media de coautores por cada trabajo presentado. Las barras representan la desviación típica observada.

En cuanto al idioma de los trabajos presentados, a lo largo de los 25 años, el castellano ha sido la lengua principal con un 86% de los trabajos. Le han seguido el inglés con 13% y el portugués con un 2%. El primer trabajo en inglés se publicó en 2003 y fue creciendo su proporción hasta superar el 25% del total de los trabajos presentados en los años 2009 (con el máximo absoluto de trabajos en inglés en un año, 18), 2013 y 2015 (con el máximo absoluto en proporción a los trabajos presentados, 29%). Tras estos máximos, la proporción de trabajos en inglés ha descendido en las dos últimas Jornadas, llegando a representar sólo el 11% en 2019, coincidiendo con las secuelas de la crisis económica mundial. Por otro lado, los dos primeros trabajos en portugués se recibieron en 2013, lo que representó el 6% de los trabajos totales. Y, aunque no hubo ninguno en 2015, en 2017 y 2019 se publicaron 4 trabajos cada año, alcanzando el 8 y 11% del total de los trabajos publicados.

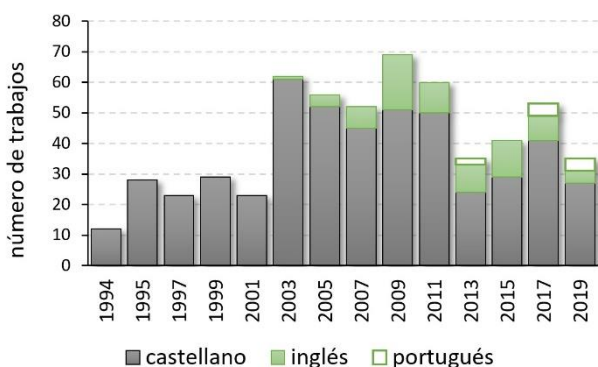


Fig. 3. Evolución a lo largo de los 25 años de las Jornadas de la ZNS del idioma de los trabajos presentados.

Por último, a lo largo de los 25 años hay muchos autores que han mostrado una gran fidelidad a estas Jornadas. De hecho, hay 9 autores que han presentado trabajos en al menos 10 de las 14 jornadas, coincidiendo 8 de ellos en no haber participado en la primera Jornada de 1994. En cuanto

a los 2 más fieles, han llegado a participar ininterrumpidamente desde la Jornada de 1995 (para un total de 13 Jornadas cada uno) y otros 3 autores que han participado en 12 de las 14 Jornadas. Analizando las participaciones de los autores que han publicado al menos 7 trabajos, observamos que todos han participado en un mínimo de 4 Jornadas, con una media de asistencia a 7 Jornadas y una publicación media de 2 trabajos por Jornada (con un máximo de 4.5 publicaciones por Jornada).

### 3.2. Análisis temático de las Jornadas

En estos 25 años de Jornadas de la ZNS los temas abordados y su importancia relativa dentro de cada Jornada ha variado mucho. Empezando por las 6 áreas temáticas que generalmente se han definido, vemos que hay áreas mucho más constantes que otras. Por un lado, está el área 1, *Caracterización y análisis de la ZNS del suelo*, que desde el inicio se ha movido en un peso medio del 26% de los trabajos publicados, oscilando entre 17 y el 35%. Sólo alcanzó el 42% el primer año, cuando sólo 4 temáticas tuvieron representación. Una situación similar se observa con el área temática 6, *Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la ZNS*, con un peso medio del 19% y siempre oscilando entre el 7 y el 30%. En el otro extremo, están las áreas temáticas cuya importancia ha variado mucho a lo largo de los años. En este caso hay dos tipos de áreas, las que durante los primeros años no tuvieron un peso relativo importante en las Jornadas pero que lo han ido adquiriendo con el tiempo y las que han pasado por ciclos de mayor o menor peso. Dentro del primer tipo están las áreas 3, *Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero*, y 5, *Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero*. Ambas áreas tienen un peso relativo medio del 10 y el 13% respectivamente, con escasa representación (o incluso sin representación) a lo largo de los 10 primeros años, pero han alcanzado pesos relativos del 26 y el 37% respectivamente en los últimos 6 años. Dentro del segundo tipo se encuentra el área temática 4, *Contaminación y métodos de remediación*, que con un peso relativo medio del 14%, alcanzó más del 42% en las primeras dos jornadas, cayó a menos del 3% entre los años 2007 y 2011, se ha estabilizado en torno al 15% en las últimas 3 Jornadas. Finalmente se encuentra el área temática 2, *Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de substancias en el sistema suelo-planta*, con una situación intermedia entre las áreas temáticas estables (1 y 6) y la cíclica (4), ya que presenta un relativo medio del 17%, bastante estable en general, pero con un máximo del 41% y un valle del 0% en los años 2005 y 2013, respectivamente.

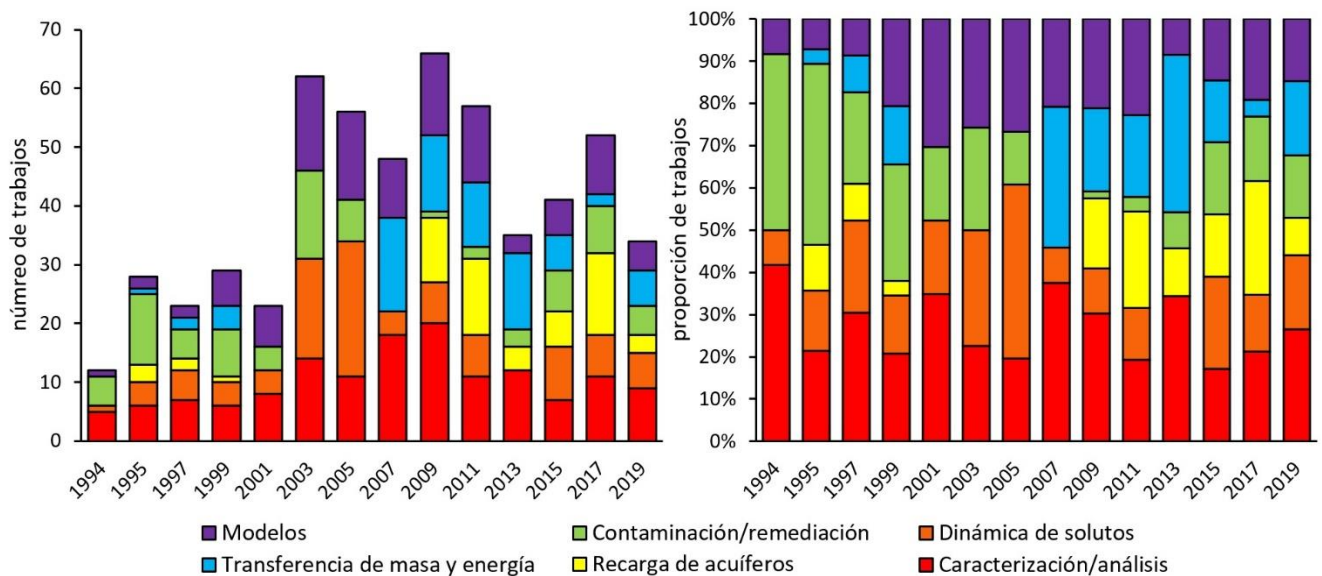


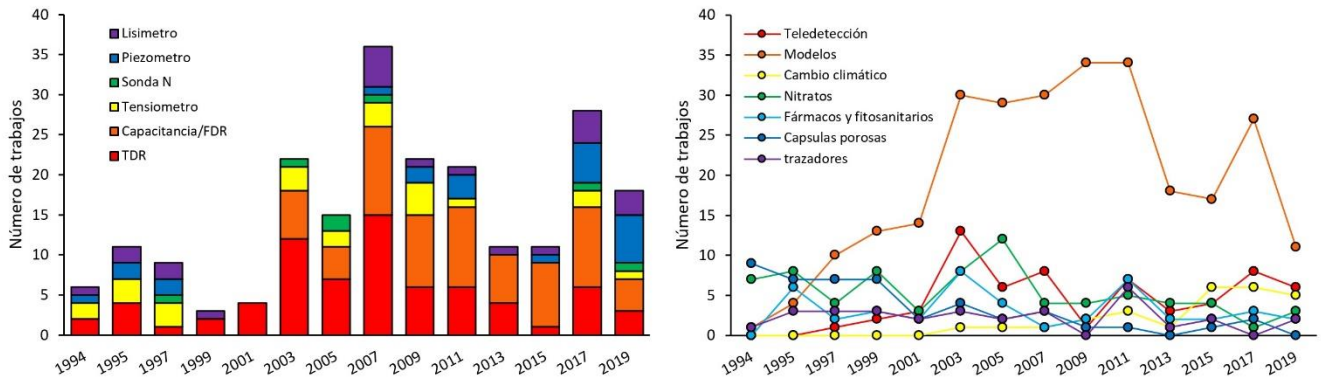
Fig. 4. Resumen del número de trabajos presentados en cada uno de los años a cada una de las 6 áreas temáticas en las que se dividen las Jornadas de la ZNS. Datos presentados en valor absoluto y en proporción al total e trabajos presentados en cada una de las Jornadas.

Descendiendo a temas más concretos se observan tendencias similares. Por ejemplo, el lixiviado de nitratos ha acaparado el 13% de los trabajos durante estos 25 años, pero su interés fue mucho más elevado durante los primeros años (estando presente en el 58% de los trabajos en 1994, y en torno al 33% de media entre las 4 primeras jornadas) que durante los últimos (con valores por debajo del 10% desde 2007). De forma inversa, han ido apareciendo temas como el cambio climático, que no tuvieron presencia hasta el año 2003, pero que durante las últimas 3 jornadas ha sido incluido en el 15% de los trabajos. Otro tema recurrente es el del lixiviado y adsorción de sustancias químicas como fármacos y fitosanitarios (en torno al 8% de media de presencia en el total de los trabajos publicados). Sin embargo, estos temas han sido más populares en todas las jornadas, oscilando entre el 2 y el 21%.

En cuanto a los métodos empleadas, destaca el uso de modelos de distinta índole y escala, que si bien en 1994 y 1995 no pasaban del 14% de presencia en los trabajos publicados, desde 1997 no han bajado del 31% en ningún año y presentan un 47% de presencia en el total de las publicaciones de los 25 años. También es interesante el uso de cápsulas porosas, que se han usado en un 8% de los trabajos presentados, aunque su mayor interés estuvo durante las primeras 4 Jornadas, donde su presencia nunca bajó del 24% de los trabajos presentados, alcanzando un 75% en 1994, y oscilando alrededor del 5% desde 2003. El uso de trazadores es otra técnica que fue más importante durante los primeros años cayendo en desuso después, que rondaba el 10% de presencia entre 1994 hasta 2001 pero que desde 2003 rara vez pasa del 5% incluyendo varios

años donde no han aparecido. Un caso opuesto es el empleo de la teledetección, donde el primer trabajo se presentó en 1997 (con un 4% de representación) y desde entonces ha aparecido en numerosos trabajos, llegando a un 21% de los trabajos publicados en 2003, y manteniéndose por encima del 15% desde 2017 (para una media total del 11% de presencia en todos los trabajos publicados en las jornadas).

En cuanto a otras técnicas de medida la humedad del suelo en la ZNS hemos recogido el uso de sondas TDR (en el 12% de los trabajos publicados), sondas de capacitancia/FDR (en el 11%), tensiómetros (en el 4%), sondas de neutrones (en el 1%), piezómetros (en el 3%) y el empleo de lisímetros (en el 3%). Cabe destacar, que hubo un aumento importante en el número de trabajos presentando estos sensores (si bien no en porcentaje de pero sí en el número total de comunicaciones) a partir de 2003. Pero de nuevo, el uso de unos u otros ha variado mucho a lo largo de los años. Durante los primeros años el uso de sondas TDR y de tensiómetros fue muy frecuente. Sin embargo, a partir de 2003 se incorporó el uso de sensores de tipo capacitivo y FDR, que en poco tiempo consiguieron ser los favoritos en los diferentes ensayos expuestos. El uso de las sondas de neutrones ha sido siempre marginal en estas Jornadas. Finalmente, el uso de otros equipos como los piezómetros y los lisímetros, han mostrado ciertos cambios a lo largo del tiempo, pero sin tendencias claras al no haberse usado masivamente en ningún momento.



### 3.3. Análisis regional de las Jornadas

Haciendo un análisis de las instituciones que han firmado los trabajos, en total han sido coautoras de 1105 trabajos. De estas coautorías, el 76% han sido firmadas por instituciones españolas (846) y el 24% restante por instituciones extranjeras (259), mostrando una gran internacionalización. Ya en 1994, el porcentaje de instituciones extranjeras significó el 30% de las coautorías, sin embargo, entre 1995 y 2003 esta internacionalización se redujo (manteniéndose siempre por debajo del 15%). Pero desde 2005 no ha bajado nunca del 20%, llegando incluso a representar el 33% en 2011 y 2015. En total se ha contado con representación 138 instituciones distintas procedentes de 27 países extranjeros en al menos una ocasión. Los países con mayor presencia han sido Estados Unidos (56 coautorías), Argentina (47), Brasil (33), Francia (30), Portugal (14), Holanda (11) y Bélgica, México y Alemania (8 cada uno). Cabe destacar también que a lo largo de los 25 años ha habido representación del resto de continentes habitados: África (Marruecos, 5 coautorías), Asia (Israel, 2,

Japón, 1, y Mongolia, 1) y Oceanía (Australia, 2). De los países con mayor número de coautorías, Argentina, Brasil y Portugal presentan la mayor parte de ellas (más del 66%) en las últimas 5 jornadas, mientras que Estados Unidos ha tenido una colaboración más constante desde 1999 (aunque con un pico de coautorías en torno al 2009) y Francia, que ha sido el más regular, firmando entre 1 y 4 trabajos en todas y cada una de las 14 Jornadas.

Dentro de las instituciones extranjeras, destacan los 21 trabajos firmados por la University of Florida (EE.UU.), los 13 del CNRS (Francia), los 11 del USDA (EE.UU.), los 9 del INTA (Argentina) y de la Universidade Federal do Maranhão (Brasil), los 8 del Instituto de Hidrología de Llanuras (Argentina) y los 6 de la Université Catholique de Louvain (Bélgica), De la Universidad Nacional de Entre Ríos (Argentina) y de Wageningen University (Holanda). Y muchos de ellos han presentado colaboraciones muy constantes a lo largo de los 25 años de Jornadas.

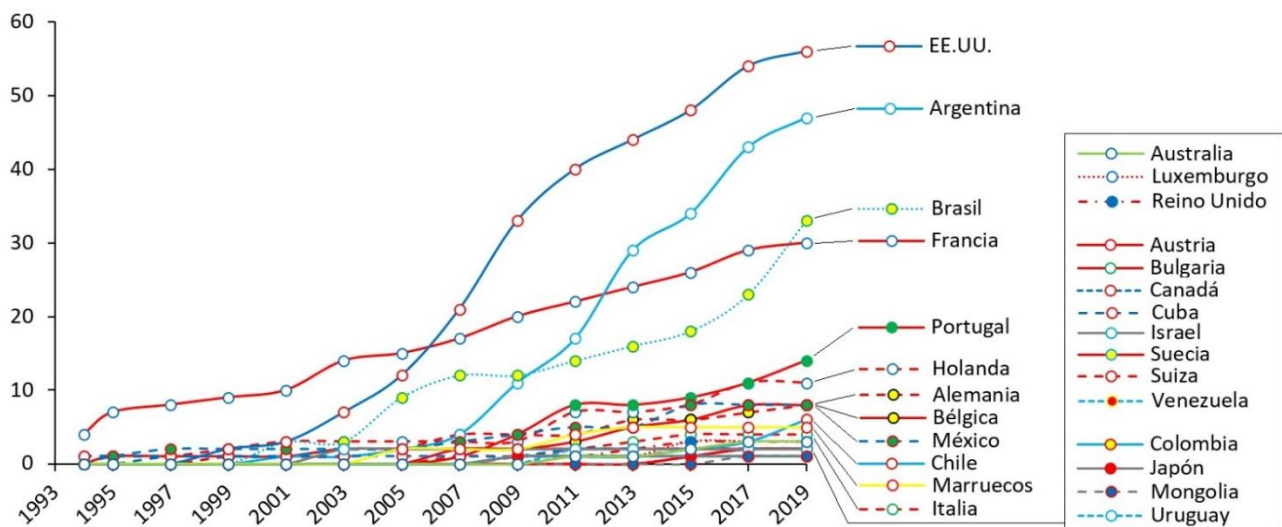


Fig. 6. Número de coautorías de trabajos de las instituciones extranjeras (en base al país de procedencia) en el total de los 25 años.

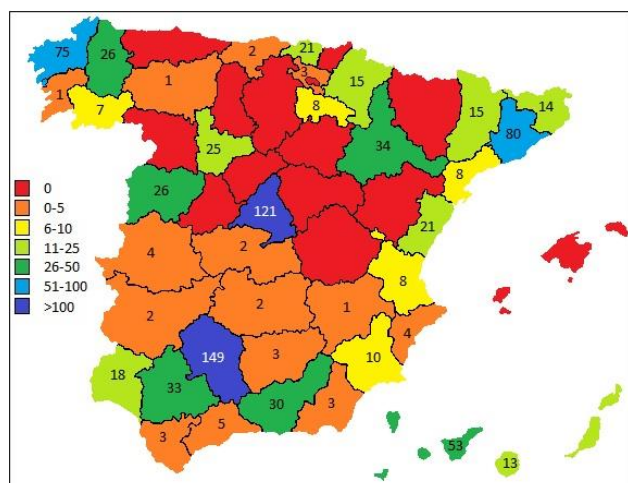


Fig. 7. Número firmas de instituciones coautoras de trabajos (en base a la provincia donde se afilia) en el total de los 25 años.

Dentro de los trabajos con coautoría de instituciones españolas, la distribución por provincias ha sido muy desigual. Por encima de todo destacan las provincias de Córdoba (149 coautorías), Madrid (121), Barcelona (80) y La Coruña (75). En el caso contrario, con ninguna coautoría a lo largo de los 25 años, destacan Asturias, Guipúzcoa, Huesca, Teruel, Palencia, Burgos, Salamanca, Ávila, Segovia, Soria, Guadalajara, Cuenca y Baleares. A estas hay que sumarle otras 14 provincias con menos de 5 coautorías y otras 5 con menos de 10. Por tanto, más de la mitad de las provincias de España no han participado o lo han hecho en menos de 5 trabajos, y más de dos tercios no lo han hecho ni en 10 ocasiones.

En cuanto al tipo de instituciones coautoras, la mayor parte de ellas (58%) fueron universidades y centros de investigación públicos (33%), mientras que entre las empresas (6%), las organizaciones gubernamentales (3%) y las asociaciones (1%) sólo llegaron al 10% de las coautorías. De las universidades, destacan los 80 trabajos de la Universidad de Córdoba, los 69 de la Universidad de La Coruña, los 39 de la Universidad Politécnica de Cataluña, los 27 de la Universidad de Santiago de Compostela o los 25 de la Universidad Politécnica de Madrid. Cerca de ellos se sitúa la Universidad Jaume I, con 21 trabajos, pero todos ellos publicados antes de 1999. Dentro de los centros de investigación, destacan los 115 publicados por los distintos centros del CSIC, seguidos de lejos por los 32 del ICIA, los 25 del IFAPA (más otros 19 del extinto CIFA) y los 15 del IGME y del ITACyL.

#### 4.- Conclusiones

Desde la primera Jornada de la Zona No Saturada del Suelo, en Castellón en 1994, y a lo largo de sus primeros 25 años, las 14 Jornadas ZNS han conseguido el objetivo de ser un foro nacional de referencia, con casi 600 comunicaciones presentadas, firmadas por 1129 coautores distintos (procedentes de distintas universidades, centros de investigación, asociaciones y empresas) y con representación de la práctica totalidad de las Comunidades Autónomas de España, pero también de otros 27 países distintos. En este sentido, el futuro de las Jornadas debería pasar por intentar mantener la internacionalidad de las Jornadas (o incluso potenciarla), pero tratando de identificar e integrar a los grupos de investigación de las provincias españolas donde la participación viene siendo tradicionalmente baja y sin descuidar a los grupos que, pese a haber participado tradicionalmente de forma muy activa, durante los últimos años han disminuido su presencia.

Para ello, será necesario mantener tanto la diversidad temática abordada, como la capacidad de adaptación de estos temas (y metodologías empleadas) a las inquietudes de la sociedad, lo que podría permitir a nuevos grupos a sentirse representados por estas Jornadas. Pero también será necesario buscar nuevas fórmulas de difusión de las comunicaciones y de publicidad de las Jornadas que estimulen a estos nuevos grupos a participar (*special issues*, redes sociales, boletines periódicos, actualización de listas de distribución de mails,...). Y a los que ya lo hacen de forma más sistemática (o lo han hecho de forma más puntual) poder fidelizar su participación en años sucesivos y que no decrezca su participación como ha podido ocurrir en algunos casos por distintas causas.

Todo esto requerirá una reflexión profunda por parte de los comités científico y organizador y esperamos que este trabajo pueda servir para que esta reflexión se pueda basar en datos concretos y no sólo en percepciones personales.

*Agradecimientos.* Queremos agradecer a todas las personas que en algún momento han colaborado con las Jornadas de la ZNS, enviando trabajos, corrigiendo publicaciones, formando parte del comité científico, organizando las reuniones,... y en especial a todos los coordinadores de las 14 Jornadas (I. Morell, JM. Gonzalo, I. Antiguiedad, A. González, DL. Orihuela, E. Romero, R. Garrido, R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón, J. López, M. Quemada, J. Álvarez-Benedí, P. Marinero, J. Samper, A. Paz, JV. Giráldez, FJ. Jiménez, O. Silva, J. Carrera, J. Martínez, N. Sánchez, J. Dafonte, JJ. Cancela, A. López, N. López, EM. Martínez, M. Valcárcel, S. Martínez, A. Sastre, D. Moret, MV. López, D. Martín y JL. Gabriel). Además, este trabajo ha estado parcialmente financiado por los proyectos AGL2017-83283-C2-1/2-R y AGRISOST-CM S2018/BAA-4330, con fondos de la Comunidad de Madrid y ERDF y ESF (European Structural funding 2014-2020).

**Área temática I**  
**Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo**



# ANÁLISIS DE CURVAS DE INFILTRACIÓN 3D MEDIDAS CON INFILTRÓMETRO DE DISCO EN PERFILES DE SUELO HETEROGÉNEOS: ANÁLISIS SECUENCIAL DE LA CURVA INFILTRACIÓN

D. Moret-Fernández y B. Latorre

<sup>1</sup>Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei, CSIC., Avda. Montañana 1.005, 50059 Zaragoza. e-mail: david@eead.csic.es

**RESUMEN.** Utilizando la ecuación de infiltración de cuatro términos, este trabajo estima la sorptividad,  $S$  y conductividad hidráulica  $K_s$  en suelos estratificados utilizando un Análisis Secuencial de curva de Infiltración (SIA). Sobre una secuencia de tiempos crecientes, SIA estima  $S$ ,  $K_s$  y el error cuadrático medio, RMSE, donde el tiempo óptimo de infiltración se corresponde con el mínimo RMSE. El método se aplicó en suelo franco sintético y cuatro perfiles estratificados de suelo franco de 1 y 3 cm de espesor dispuesto sobre un suelo limoso y arenoso-franco, respectivamente, y en 10 suelos experimentales. Las estimaciones de  $S$  y  $K_s$  mejoraron tras aplicar el método SIA, donde el RMSE aumenta cuando el frente de humectación alcanza el límite inferior de la capa superficial del suelo. Este incremento del RMSE permite detectar el tiempo óptimo de infiltración, el grado de heterogeneidad del suelo, y mejorar la estimación de  $S$  y  $K_s$  de la capa superior del suelo.

**ABSTRACT.** Making use of the four-term infiltration equation, this work estimates sorptivity,  $S$ , and hydraulic conductivity,  $K_s$ , in stratified soils using a Sequential Infiltration curve Analysis (SIA). On an increasing infiltration time sequence, SIA estimates  $S$ ,  $K_s$  and the root mean square error, RMSE, where the optimal infiltration time corresponds to the minimum RMSE. The method was applied on synthetic loam soil and four stratified profiles of 1 and 3 cm thickness loam layer laid on a silt and sandyloam soils, respectively, and on 10 experimental soils. The estimates of  $S$  and  $K_s$  improved after applying the SIA method, where the RMSE increases when the wetting front reaches the lower limit of the top soil layer. This increase in RMSE allows detecting the optimal infiltration time, the degree of soil heterogeneity, and improving the estimate of  $S$  and  $K_s$  of the upper soil layer.

## 1.- Introducción

Las medidas de las propiedades hidráulicas de la superficie del suelo son cruciales para afrontar problemas ambientales e hidrológicos relacionados con el almacenamiento y transporte del agua del suelo en la zona no saturada. El infiltrómetro de disco (Perroux y White, 1988) es una herramienta ampliamente utilizada para medir in situ de las propiedades hidráulicas del suelo (Angulo-Jaramillo et al., 2000). Este instrumento consiste en una base circular o disco unido a un depósito de agua y una torre de burbujeo que permite imponer una carga de presión negativa ( $h$ ) en la base del disco (Perroux y White, 1988).

Las propiedades hidráulicas del suelo, sorptividad ( $S$ ) y conductividad hidráulica ( $K_s$ ), se calculan a partir de la curva de infiltración acumulada medida con el infiltrómetro de disco.

Entre los diferentes modelos de flujo transitorio para estimar  $S$  y  $K_s$ , tenemos la ecuación implícita (QEI) de Haverkamp et al. (1994), que depende de los siguientes parámetros:  $K_s$ ,  $S$ , el radio del disco,  $r_d$ , las constantes  $\beta$  y  $\gamma$ , y los contenidos volumétricos de agua inicial,  $\theta_i$ , y final,  $\theta_s$  (Haverkamp et al., 1994; Smettem et al., 1994). Para condiciones normales de suelo se utilizan valores constantes de  $\beta$  y  $\gamma$  igual a 0,6 y 0,75, respectivamente (Angulo-Jaramillo et al., 2019; Lassabatere et al. 2009).

Con el fin de simplificar los cálculos, Haverkamp et al. (1994) propuso estimar  $K_s$  y  $S$ , utilizando la aproximación simplificada de dos términos (2T), válida solo para tiempos de infiltración cortos a intermedios. Aunque este modelo ha sido ampliamente utilizado (Vandervaere et al., 2000; Lassabatere et al., 2006; Moret-Fernández et al., 2013), su reducido tiempo de validez puede restringir su aplicación. Para resolver esta limitación, Latorre et al. (2015) propusieron determinar las propiedades hidráulicas del suelo a partir del análisis inverso del modelo QEI. Sin embargo, dada la complejidad de esta ecuación, Moret-Fernández et al. (2020) propusieron estimar  $K_s$  y  $S$  utilizando aproximaciones de QEI de tres (3T) y cuatro términos (4T), que al incorporar más términos, permiten alargar los tiempos de infiltración. Aunque los cuatro grados de libertad disponibles por 4T permiten, en teoría, estimar los cuatro parámetros del modelo de Haverkamp et al. (1994) ( $K_s$ ,  $S$ ,  $\gamma$  y  $\beta$ ), estos mismos autores observaron que la inversión numérica sobre curvas de infiltración medidas en suelo con capa de arena de contacto se veía afectada por problemas de equifinalidad y no unicidad, por lo cual concluyeron que se requerían utilizar valores constantes de  $\gamma$  y  $\beta$ .

La mayoría de los modelos de infiltración de agua en el suelo asumen medios porosos isotrópicos y homogéneos. Sin embargo, la heterogeneidad del suelo en el campo es más bien una regla que una excepción, lo cual puede tener gran impacto sobre las curvas de infiltración (Lassabatere et al., 2014; Angulo-Jaramillo et al., 2019). Por ejemplo, se pueden obtener curvas de infiltración de doble pendiente, en caso de presencia de fenómenos de hidrofobicidad (Lassabatere et al., 2019), o curvas de infiltración con extraconcavidad debido al sellado del suelo y la concomitancia de varias capas (Di Prima et al., 2018). En estos casos, la aplicación de modelos basados en la uniformidad del suelo puede llevar a estimaciones erróneas de las propiedades hidráulicas (Angulo-Jaramillo et al., 2019).

Dada la escasa información sobre el comportamiento

de los modelos de infiltración en suelos no uniformes o estratificados, el objetivo de este trabajo es presentar un nuevo método, Análisis Secuencial de curva de Infiltración (SIA), para estimar  $K_s$  y  $S$  a partir del análisis inverso de una curva de infiltración medida en perfiles de suelo estratificado utilizando el modelo de infiltración 4T. El procedimiento consiste en un análisis secuencial de curvas de infiltración de tiempo creciente en los que se determina la evolución de la calidad del ajuste o RMSE. El mejor ajuste, caracterizado por el RMSE mínimo, determina el tiempo óptimo de infiltración a partir del cual se estiman los valores  $K_s$  y  $S$  de la capa superior del suelo. El método SIA fue validado sobre curvas de infiltración generadas en perfiles sintéticos de suelo homogéneos y estratificados y posteriormente aplicado sobre curvas de infiltración experimentales.

## 2.- Teoría

### 2.1. Ecuaciones de la curva de infiltración acumulada

El modelo 3D de infiltración acumulada,  $I_{3D}$ , (QEI) para medidas con infiltrómetro de disco correspondiente a condiciones finales saturadas puede describirse según (Haverkamp et al., 1994; Smettem et al. 1994)

$$\frac{2(K_s - K_i)^2}{S^2} t = \frac{2}{1 - \beta} \frac{(K_s - K_i)(I_{3D} + (A - K_i)t)}{S^2} - \frac{1}{1 - \beta} \ln \left[ \frac{1}{\beta} \exp(2\beta(K_s - K_i)(I_{3D} + (A - K_i)t)/S^2) + \frac{\beta - 1}{\beta} \right] \quad (1)$$

donde  $t$  es el tiempo (T),  $S$  es la sorptividad ( $LT^{-0.5}$ ),  $K_s$  y  $K_i$  ( $LT^{-1}$ ) son los valores de conductividad hidráulica para contenido volumétrico de agua a saturación,  $\theta_s$  e inicial,  $\theta_i$ , ( $L^3L^{-3}$ ), respectivamente,  $\beta$  es una constante y  $A = \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_s - \theta_i)}$ , donde  $\gamma$  es una constante de proporcionalidad y  $r_d$  el radio del disco. El valor de  $\beta$  varía entre 0,6 y 1,7 (Lassabatere et al., 2009) y el del  $\gamma$  entre 0,6 y 0,8 (Haverkamp et al., 1994). La aplicación de la serie de Taylor al modelo QEI 3D hasta el cuarto orden en potencias de  $t^{1/2}$  resulta (Moret-Fernández et al., 2020):

$$I_{3D\_4T}(t) = S t^{\frac{1}{2}} + \left( \frac{2 - \beta}{3} K_s + A S^2 \right) t + \frac{K_s^2}{9S} (\beta^2 - \beta + 1) t^{\frac{3}{2}} + 2(\beta - 2)(\beta 1) \frac{(1 - 2\beta) K_s^3}{135 S^2} t^2 \quad (2)$$

Aunque la ecuación 4T permite potencialmente determinar los cuatro parámetros  $S$ ,  $K_s$ ,  $\beta$  y  $A$ , Moret-Fernández et al. (2020) demostraron que los parámetros  $A$  y  $\beta$  deben considerarse fijos en medidas de curva de infiltración realizadas en suelos con capa de arena de contacto.

### 2.2. Análisis secuencial de la curva de infiltración (SIA)

Utilizando el modelo 4T (Ec. 2), el procedimiento SIA implica un análisis sobre una secuencia temporal creciente de curvas de infiltración y estima  $S$ ,  $K_s$  el RMSE para cada sección de curva. El tiempo de infiltración óptimo,  $t_o$ , se

identifica por el mínimo RMSE, y su inversión correspondiente proporciona las estimaciones de  $K_s$  y  $S$ . Se consideraron un total de 30 tiempos crecientes que variaron desde 50s hasta el tiempo total de la curva de infiltración. El análisis inverso con 4T se realizó utilizando el método de mínimos cuadrados no lineal (ponderado) que incorpora el algoritmo de ajuste de Levenberg-Marquardt. El procedimiento se implementó en una función que devuelve un vector de residuos (ponderados) que minimiza la suma de cuadrados (More, 1978; Bates y Watts, 1988; Bates y Chambers, 1992). Para ello, se utilizó el software R (R versión 3.5.0. The R Foundation for Statistical Computing). En todos los casos, los valores de  $\gamma$  y  $\beta$  se fijaron a 0,75 y 0,6 respectivamente.

## 3.- Material y métodos

### 3.1. Validación del método SIA con suelos sintéticos

Utilizando el modelo HYDRUS-3D (Šimunek et al., 1999) se simuló curvas de infiltración sobre las funciones hidráulicas de van Genuchten (1980) para suelos arenoso-franco, franco y limoso (Carsel y Parrish, 1988) (Tabla 1). El volumen de suelo se discretizó como un cilindro (25 cm de radio y 25 cm de profundidad), cubriendo el plano axisimétrico con una malla rectangular 2D de 100 x 900 celdas. La base del infiltrómetro de disco de 10 cm de radio se representó mediante un límite de presión de agua fijo a 0 cm. Se consideró una carga de presión nula el límite inferior de la columna. El contenido inicial de agua del suelo se correspondió a su contenido de agua residual. Se simuló una infiltración acumulada de 2000 s, comprobando que este tiempo fue suficiente para que el frente de humectación no alcanzara el límite inferior de la columna. No se definió capa de arena de contacto. Se realizaron simulaciones en suelo franco (L) homogéneo y perfiles estratificados de suelo consistentes una capa superficial de suelo franco de 1 y 3 cm de espesor sobre un suelo sintético arenoso-franco (L-SL) o limoso (L-Si), respectivamente.

**Tabla 1.** Valores de contenido volumétrico de agua inicial,  $\theta_i$ , residual,  $\theta_r$ , y saturación,  $\theta_s$ , conductividad hidráulica saturada,  $K_s$ , y parámetros  $\alpha$  y  $n$  del modelo de van Genuchten (1980) para suelos sintéticos arenoso-franco, franco y limoso.

Suelo	$\theta_s$ cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	$\theta_i, \theta_r$ cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	$\alpha$ cm <sup>-3</sup>	$n$	$K_s$ cm s <sup>-1</sup>
Arenoso-franco	0.41	0.065	0.075	1.89	1.23 10 <sup>-3</sup>
Franco	0.43	0.078	0.036	1.56	2.88 10 <sup>-4</sup>
Limoso	0.46	0.034	0.016	1.37	6.94 10 <sup>-5</sup>

### 3.2. Medidas de campo

Las medidas de infiltración se realizaron en campos agropastorales ubicados en el municipio de Mediana de Aragón (M1) (41°25'N, 0°44'W), en la provincia de Zaragoza de Aragón (NE España). La temperatura media anual y la precipitación son 14,9 °C y 350 mm año<sup>-1</sup>, respectivamente. La litología está compuesta



principalmente por afloramientos de yeso, y los suelos, de textura franco arenosa a franco, alto contenido de yeso (entre 680 y 940 g kg<sup>-1</sup>) y bajo contenido de materia orgánica (entre 9 a 48 g kg<sup>-1</sup>), están poco desarrollados (Navas, 1991). Las infiltraciones de campo se realizaron sobre suelos desnudos (R1) y suelos bajo plantas (R2). Se tomaron muestras de suelo inalterados de 50 mm de diámetro y 50 mm de altura cerca de los puntos de infiltración. La  $\theta_s$  se midió saturando el núcleo del suelo y posteriormente secándolo a 50 °C durante 48 h. El contenido de agua volumétrico inicial,  $\theta_i$ , se midió con una sonda de humedad DeltaT. Se realizó una réplica de  $\theta_s$  y  $\theta_i$  por punto de muestreo y se utilizó un infiltrómetro de disco de 10 cm de diámetro. Se colocó una capa (<1 cm de espesor) de arena (tamaño de grano 80-160  $\mu$ m) entre la base del disco y la superficie del suelo. La duración de los experimentos varió entre 500 y 1800 s. Se registró un total de 10 curvas de infiltración acumulada. La influencia de la capa de arena de contacto ( $t_{sand}$ ) para las estimaciones de  $K_s$  y  $S$  se eliminó utilizando el procedimiento de Latorre et al. (2015). Finalmente,  $S$ ,  $K_s$ ,  $t_o$  y el RMSE fueron con el método SIA.

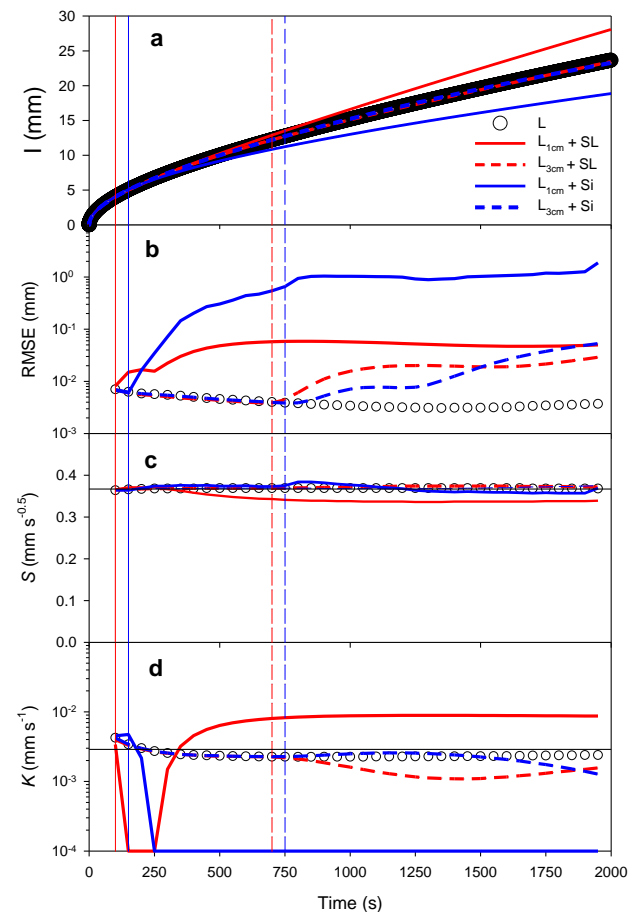
## 4.- Resultados y discusión

### 4.1. Suelos sintéticos

Excepto para los primeros tiempos de infiltración, las estimaciones de  $S$  y  $K_s$  para el suelo franco homogéneo (L) fueron constantes a lo largo de todo el experimento (Fig. 1). Estas divergencias iniciales podrían atribuirse al gran salto de tensión al inicio del experimento, que cambia de  $-10^{-3}$  a  $-10^7$  cm, y que posiblemente afectó a la estabilidad numérica de las infiltraciones simuladas. Aparte de esta variación inicial, las estimaciones de  $S$  y  $K_s$  se mantienen casi constantes a lo largo del experimento. Este resultado indica que, en condiciones de suelo homogéneo, el tiempo de infiltración no afecta a las predicciones de los parámetros hidráulicos. Por otro lado, la ligera disminución del RMSE con respecto al tiempo, indica que este parámetro puede ser un buen indicador de heterogeneidad del suelo.

Este comportamiento en suelos homogéneos contrasta con los observados en suelos estratificados, donde el RMSE comienza a aumentar cuando el bulbo de infiltración alcanza el límite inferior de la capa superficial del suelo (Fig. 1b), momento a partir del cual  $S$  y  $K_s$  comenzaron a desviarse de sus valores teóricos (Fig. 1c y d). Estos resultados indican que el método SIA permite detectar la heterogeneidad del suelo e identificar el tiempo de infiltración máximo para estimar  $S$  y  $K_s$  de la capa superficial del suelo. Por el contrario, se observaron estimaciones erróneas de propiedades hidráulicas cuando el modelo 4T fue aplicado a toda la curva de infiltración (Fig. 1c y d). Por ejemplo, este es el caso del suelo L<sub>1cm</sub> + Si, donde el análisis a tiempo largo da valores de  $K_s$  inferiores a su valor teórico. Para el suelo sintético L<sub>1cm</sub> + SL, se observaron también estimaciones erróneas de  $K_s$  a tiempos largos de infiltración. En conclusión, estos resultados

indican que el tiempo de infiltración es un factor importante para estimar las propiedades hidráulicas en perfiles de suelo heterogéneos.

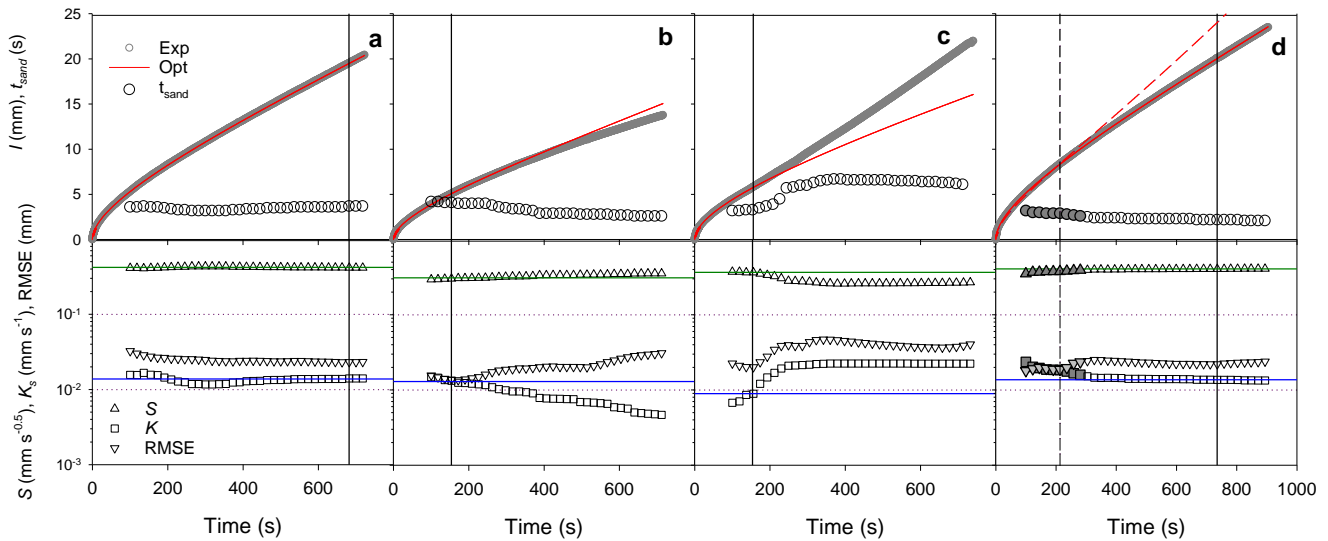


**Fig. 1.** (a) Curvas de infiltración acumulada simuladas en un suelo franco homogéneo (L) y capa suelo franco de 1 y 3 cm de espesor seguidas de una capa de suelo arenoso-franco (SL) y limoso (Si), y la evolución temporal del (b) RMSE, (c) sorptividad del suelo,  $S$ , y (d) conductividad hidráulica saturada,  $K_s$ . Las líneas verticales indican el tiempo óptimo,  $t_o$ , correspondiente al RMSE mínimo, y las líneas horizontales en (c) y (d) indican los valores teóricos de  $S$  y  $K_s$ , respectivamente.

### 4.2. Medidas de campo

Teniendo en cuenta los diferentes tipos de curvas de infiltración acumulada descritas por Angulo-Jaramillo et al. (2019), consideraremos los siguientes ejemplos: (i) una curva de infiltración regular (Fig.2a), (ii) una curva con extraconcavidad (Fig.2b), (iii) una con doble pendiente, previa comprobación que estaba afectada por fenómenos de hidrofobicidad (Fig. 2c), y (iv) infiltración con irregularidades a tiempos cortos (Fig. 2d).

En el primer caso (M1M2R2, Fig. 2a), la curva corresponde al de un suelo homogéneo, donde el RMSE disminuye a lo largo de todo el experimento (> 600 s).



**Fig. 2.** Curvas de infiltración acumulada medida (Exp) y optimizada (Opt), y evolución temporal de la capa de arena de contacto,  $t_{sand}$ , RMSE, sorptividad del suelo,  $S$ , y conductividad hidráulica saturada,  $K_s$ , para los puntos de muestreo (a) M1M2R2, (b) M1L5R1, (c) M1L3R1 y (d) M1M2R1. Las líneas verticales indican el tiempo óptimo,  $t_o$ , de las simulaciones y las líneas horizontales azul y verde son los valores óptimos correspondientes de  $K_s$  y  $S$ , respectivamente.

**Tabla 2.** Contenido volumétrico de agua inicial / residual ( $\theta_r / \theta_r$ ) y saturada ( $\theta_s$ ), tiempo total de infiltración ( $t_t$ ) y tiempo óptimo de infiltración ( $t_o$ ), sorptividad ( $S$ ) y conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) estimada con 4T a partir de medidas de campo con infiltrómetro de disco.

	$\theta_r / \theta_r$		$\theta_s$	$t_t$	$t_o$	$S$	$K_s$
	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$						
				s		$\text{mm s}^{-0.5}$	$\text{mm s}^{-1}$
M1L2R1	0.03	0.38		837	100	0.27	$2.71 \cdot 10^{-03}$
M1L2R2	0.02	0.41		779	297	0.25	$1.15 \cdot 10^{-02}$
M1L3R1	0.02	0.50		743	156	0.37	$8.92 \cdot 10^{-03}$
M1L3R2	0.04	0.51		898	145	0.03	$5.38 \cdot 10^{-03}$
M1L5R1	0.03	0.45		720	172	0.31	$1.25 \cdot 10^{-02}$
M1L5R2	0.02	0.55		648	149	0.24	$1.53 \cdot 10^{-02}$
M1M1R1	0.04	0.42		842	163	0.20	$9.14 \cdot 10^{-03}$
M1M1R2	0.02	0.48		597	593	0.52	$2.89 \cdot 10^{-02}$
M1M2R1	0.04	0.50		907	708	0.41	$1.38 \cdot 10^{-02}$
M1M2R2	0.04	0.41		727	663	0.42	$1.39 \cdot 10^{-02}$

Otros indicadores que corroboran la homogeneidad de este suelo fueron la estabilidad en las estimaciones de  $S$  y  $K_s$  y el valor casi constante de  $t_{sand}$ . Estos resultados sugieren que el perfil del suelo correspondiente a esta curva de infiltración fue homogéneo.

En el segundo ejemplo (M1L5R1, Fig. 2b), aunque un análisis visual preliminar podría sugerir un comportamiento similar a la curva anterior, el análisis secuencial evidenció la existencia de un perfil de suelo no uniforme dentro del tiempo de infiltración medido. El comportamiento decreciente de la tasa de infiltración, que corresponde a una especie de extraconcavidad (Angulo-Jaramillo et al., 2019), fue similar al observado en el suelo sintético L<sub>1cm</sub> + Si (Fig.1b). El RMSE mínimo se ubicó entorno a los 170 s (a), tiempo a partir del cual éste comenzó a aumentar hasta el final de la infiltración. Otro indicador de la existencia de un perfil estratificado fue la disminución de  $K_s$  y la gran variación de  $t_{sand}$  a partir de  $t_o$ . Esta variación de  $t_{sand}$  se debe a que el modelo tuvo que adaptar el valor de  $t_{sand}$  para

encontrar el mejor ajuste a este perfil heterogéneo. Por otro lado, la disminución de  $K_s$  a lo largo del tiempo indica que el perfil presenta una capa profunda menos permeable (Di Prima et al., 2018). Aunque menos evidentes, estos cambios también se manifestaron en  $S$ , cuyos valores se mantuvieron casi constantes hasta los 170 s, tiempo a partir del cual empezó a aumentar.

La Fig. 4c (M1L3R1) muestra un comportamiento diferente, donde se observó un punto de inflexión entorno de los 150 s. Este comportamiento es debido a fenómenos de repelencia al agua (Moret-Fernández et al., 2019), tal como demostró la aplicación del método de la gota de agua (WDPT) (Watson y Letey, 1970). En suelo hidrófobos, el avance del bulbo de humectación durante su fase inicial se ve impedido por las capas hidrófobas que rodean los agregados del suelo (Jarvis et al., 2008). Sin embargo, una vez se desvanece la hidrofobicidad, se produce un aumento de la infiltración que provoca un incremento significativo del RMSE y  $K_s$ , y una disminución de  $S$ . También se

observó un incremento importante de  $t_{sand}$  justo antes del punto de inflexión. Aunque la repelencia al agua, y por ende el punto de inflexión, puede detectarse visualmente (Angulo-Jaramillo et al., 2019), el mínimo RMSE localizado con el método SIA permite una determinación más objetiva de valor  $t_o$ , y por lo tanto, estimaciones más precisas de  $S$  y  $K_s$ .

En el último ejemplo (M1M2R1, Fig. 2d), se presenta una curva con un análisis poco claro. En este caso, si la determinación de  $t_o$  se basa únicamente en el mínimo absoluto de RMSE, su valor se encuentra entorno a los 210 s (línea vertical discontinua). Sin embargo, un análisis más detallado indica que después del mínimo absoluto existe otro mínimo local que coincide con valores de  $t_{sand}$ ,  $S$  y  $K_s$  más estables. Dado que la dispersión de todas las variables con el tiempo es relativamente pequeña, en este caso sugerimos omitir los tiempos iniciales (puntos grises en la Fig. 2d) y analizar la sección de infiltración restante. En este caso,  $t_o$  aumentó hasta 680 s (Tabla 2).

Todos estos ejemplos demostraron que el método SIA puede aplicarse a datos experimentales y habría que aplicarlo cuando se requieren estimaciones precisas de propiedades hidráulicas. Las estimaciones  $S$  y  $K_s$  efectuadas en las 10 medidas experimentales varían entre 0.03 a 0.52 mm s<sup>-0.5</sup> y 2.7 10<sup>-3</sup> a 1.5 10<sup>-2</sup> mm s<sup>-1</sup>, respectivamente. De entre las 10 infiltraciones experimentales, solo 3 medidas presentaron un  $t_o$  similar al tiempo de infiltración total ( $\approx 600$  s); el 10% presentaron  $200 < t_o < 400$ , y el 60% restante  $t_o < 200$  s. Estos resultados indican que en la mayoría de los casos las propiedades hidráulicas se estimaron a partir de tiempos de infiltración cortos a medios.

## 5.- Conclusiones

Este trabajo presenta un procedimiento para analizar las curvas de infiltración medidas en perfiles de suelo estratificados. Este nuevo método, SIA, Sequential Infiltration Analysis, consiste en analizar las curvas de infiltración a intervalos de tiempo crecientes y calcular las correspondientes  $K_s$ ,  $S$  y el RMSE caracterizando la calidad del ajuste, utilizando para ello el modelo 4T. El procedimiento, que se aplicó sobre perfiles estratificados sintéticos y suelos experimentales, mostró estimaciones erróneas de  $K_s$  y  $S$  cuando el análisis se aplica a toda la curva de infiltración obtenida en perfiles heterogéneos. Esta limitación, sin embargo, desaparece con el procedimiento SIA, que permite estimaciones satisfactorias de  $K_s$  y  $S$ . En la mayoría de los suelos experimentales, sólo se pudieron analizar tiempos de infiltración cortos a medios. En conclusión, estos resultados muestran que hay que tener precaución al calcular las propiedades hidráulicas del suelo a partir del análisis inverso de las curvas de infiltración.

*Agradecimientos.* Esta investigación fue financiada por el proyecto MITECO PROPAST (CGL2016-80783-R) y ASBIO (PGC2018-094332-B-100). Los autores agradecen al Área de Informática Científica de la SGA (CSIC) su apoyo técnico en el análisis numérico.

## 6.- Bibliografía

- Angulo-Jaramillo, R., V. Bagarello, S. Di Prima, A. Gosset, M. Iovino, y L. Lassabatere. 2019. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales. *J. Hydrol.* 576, 239–261.
- Angulo-Jaramillo, R., J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet, y M. Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55, 1–29.
- Bates, D.M., y D.G. Watts. 1988. *Nonlinear Regression Analysis and Its Applications*, Wiley.
- Bates, D.M., y J.M. Chambers. 1992. *Nonlinear models*. Chapter 10 of *Statistical Models in S* eds J. M. Chambers and T. J. Hastie, Wadsworth & Brooks/Cole.
- Carsel, R.F., y R.S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755–769.
- Di Prima, S., P. Concialdi, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, M. Pirastu, A. Cerdà, y S. Keesstra. 2018. Laboratory testing of Beerkan infiltration experiments for assessing the role of soil sealing on water infiltration. *Catena* 167, 373–384.
- Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, y J.Y. Parlange. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 2931–2935.
- Jarvis, N., A. Etana, y F. Stagnitti. 2008. Water repellency, near-saturated infiltration and preferential solute transport in a macroporous clay soil. *Geoderma* 143, 223–230.
- Lassabatere, L., S., Di Prima, R., Angulo-Jaramillo, S., Keesstra, y D. Salesa. 2019. Beerkan multi-runs for characterizing water infiltration and spatial variability of soil hydraulic properties across scales. *Hydrol. Sci. J.* 64, 165–178.
- Lassabatere, L., R. Angulo-Jaramillo, J.M. Soria, R. Cuenca, I. Braud, y R. Haverkamp. 2006. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 521.532.
- Lassabatere, L., R. Angulo-Jaramillo, J.M. Soria-Ugalde, J. Simunek, y R. Haverkamp, R., 2009. Numerical evaluation of a set of analytical infiltration equations. *Water Resour. Res.* <https://doi.org/10.1029/2009WR007941>.
- Lassabatere, L., D. Yilmaz, X. Peyrard, P.E. Peyneau, T. Lenoir, J. Šimunek, y R. Angulo-Jaramillo, R., 2014. New analytical model for cumulative infiltration into dual-permeability soils. *Vadose Zone J.* 13, 1–15. <https://doi.org/10.2136/vzj2013.10.0181>
- Latorre, B., C. Peña, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández, D., 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. *J. Hydrol.* 57, 1–12.
- More, J.J. 1978. The Levenberg-Marquardt algorithm: implementation and theory; in *Lecture Notes in Mathematics 630: Numerical Analysis*, G.A. Watson (Ed.), Springer-Verlag: Berlin, pp. 105-116.
- Moret-Fernández, D., N. Blanco, V. Martínez-Chueca, y A. Bielsa. 2013. Malleable disc base for direct infiltration measurements using the tension infiltrometry technique. *Hydrol. Proc.* 27, 275, 283.
- Moret-Fernández, D., B. Latorre, M.V. López, Y. Pueyo, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, M. Rahmati, J. Tormo, y J.M. Nicolau. 2020. Three- and four-term approximate expansions of Haverkamp formulation to estimate soil hydraulic properties from disc infiltrometer measurements. *Hydrol. Proc.*, DOI: 10.1002/hyp.13966.
- Moret-Fernández, D., B. Latorre, M.L. Giner, J. Ramos, C.L. Alados, C. Castellano, M.L. López, J.J. Jimenez, y Y. Pueyo. 2019. Estimation of the soil hydraulic properties from the transient infiltration curve measured on soils affected by water repellency. *Catena* 178, 298–306
- Navas, A. 1991. The pattern of gypsum transport in the Ebro river network. *Catena* 18, 45–49.
- Parlange, J.Y. 1975. On solving the flow equation in unsaturated flow by optimization: horizontal infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39, 415–418.
- Perroux, K.M. y I. White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 1205–Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84, 257–264.1215.
- Šimunek, J., M. Šejna, y M.T. van Genuchten. 1999. The HYDRUS-2D Software Package for Simulating the Two-dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-saturated Media. Version

- 2.0. U.S. Salinity laboratory, Agricultural Research Service, USDA, Riverside, California.
- Smettem, K., J. Parlange, P. Ross, y R. Haverkamp 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 1. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.* 30, 2925–2929.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Vandervaere, J.-P., M. Vauclin, y D.E. Elrick. 2000. Transient flow from tension infiltrometers I. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1263–1272.
- Watson, y C.L., J. Letey. 1970. Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationships. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 34, 841–844.

## RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SUELO Y EL NDVI EN SUELO DE MARISMA RECUPERADA EN EL SECTOR B-XII, LEBRIJA (SEVILLA)

M. Ramos Rodríguez<sup>1</sup>, M. Farzadian<sup>2</sup>, J.L. Gómez Flores<sup>1</sup>, A. González Jiménez<sup>1</sup>, B. Salvatierra Bellido<sup>3</sup>, G. Martínez-García<sup>4</sup>, K. Vanderlinden<sup>1</sup>

<sup>1</sup>IFAPA Centro Alameda del Obispo, Avda. Menéndez Pidal s/n, 14004 Córdoba, España.

<sup>2</sup>Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, Oeiras, Portugal.

<sup>3</sup>IFAPA Centro Rancho de la Merced, Cádiz, España.

<sup>4</sup>Departamento de Física Aplicada, Radiología y Medicina Física, Universidad de Córdoba, Córdoba, España.

**RESUMEN.** El objetivo de este trabajo es proponer una metodología específica para estimar la relación entre la salinidad del suelo e índices de cultivo obtenidos por teledetección a escala de parcela en el sector de riego B-XII (Lebrija, Sevilla), para apoyar la toma de decisiones en cuanto al manejo de suelo, agua y cultivo. Se realizaron mediciones con un sensor de inducción electromagnética (IEM) multiseñal que permite producir imágenes bi- y tridimensionales de la distribución de la conductividad eléctrica del suelo que mostraba una buena relación con los indicadores de salinidad del suelo ( $R^2 > 70\%$ ). Se realizó el estudio en una parcela con deficiencias en el sistema de drenaje y considerando un historial de cultivo de 7 años. Se evalúa la eficacia y las limitaciones de esta metodología para estimar la salinidad del suelo y se compara con información proporcionada por sensores remotos, encontrando una relación inversa entre el NDVI y la CE que muestra los efectos del suelo en el desarrollo del cultivo, permitiendo la identificación de zonas excesivamente húmedas con problemas de drenaje y salinización puntual causando un deterioro en el desarrollo del cultivo

**ABSTRACT.** The objective of this work is to propose a specific methodology to estimate the relationship between soil salinity and cultivation indices obtained by remote sensing at the plot scale in the irrigation sector B-XII (Lebrija, Seville), to support decision-making of the different agents ensuring agricultural sustainability. Measurements were made between 2020-2021 with a multisignal electromagnetic induction sensor (IEM) that allows the production of two-dimensional images of the distribution of the electrical conductivity of the soil with a large ratio of the soil salinity / sodicity indicators ( $R^2 > 70\%$ ), in a plot with different cultivation histories, different irrigation systems and deficiencies in its drainage system, accompanied by soil sampling campaigns to measure the main parameters of salinity / sodicity in the laboratory. The efficacy and limitations of this methodology to estimate soil salinity are evaluated, assessing the possibility of using indicators that are simpler to measure, such as the electrical conductivity of the soil-water solution, exploring their relationships with the traditional parameters of salinity / sodicity.

Likewise, the development of the crop by remote sensing is analyzed between 2017-2021, and how it is related to the spatial pattern of the IEM signals. An optimized methodology is proposed to estimate the deficiencies in the plot's drainage system from the IEM measurement and remote sensing, in order to safeguard the long-term sustainability of this agro-system.

### 1.- Introducción

La creciente diversificación de cultivos requiere la implementación de nuevos sistemas de manejo de suelo y agua que distan de los que se recomiendan tradicionalmente para suelos salinos lo que, en combinación con alteraciones del régimen pluviométrico debido a la creciente variabilidad climática, puede alterar los delicados equilibrios de su balance hidroquímico y traer consecuencias negativas para su funcionalidad y la producción agrícola (Assouline et al., 2015; Hopmans et al., 2021). Tal situación requiere un seguimiento de las características del suelo para detectar el posible deterioro de su calidad, lo que tradicionalmente se ha realizado en base a la toma de muestras de suelo y su análisis en laboratorio (Corwin y Yemoto, 2017) pero que resulta hoy en día inviable debido a su elevado coste.

La inducción electromagnética (IEM) es una técnica geofísica no invasiva que permite medir simultáneamente la conductividad eléctrica aparente (CEa) en distintos volúmenes de suelo ( $\sim m^3$ ) y a partir de la cual se pueden estimar distintas propiedades químicas y físicas del suelo (Doolittle y Brevik, 2014; Pedrera-Parrilla et al., 2016). Esta técnica permite abarcar en un tiempo reducido grandes superficies (4-5 ha/h) y crear mapas a partir de los datos georreferenciados de CEa. Tradicionalmente se han usado calibraciones específicas para convertir éstos en mapas de propiedades del suelo indicativos de la salinidad (Triantafylis et al., 2000; Nogués et al., 2006; Corwin y Scudero, 2016).

Más recientemente, el desarrollo de códigos de inversión de datos de IEM ha permitido a un abanico más amplio de usuarios estimar la distribución vertical de la conductividad "real" (CE) a partir de la CEa

medida con sensores multiseñal (Binley et al., 2015; Triantafilis y Monteiro Santos, 2013; McLachlan et al., 2021). Esta técnica permite estimar imágenes bi- y tridimensionales de la CE en el perfil del suelo (Jadoon et al., 2015; Zare et al., 2015; Koganti et al., 2018; Farzhamian et al., 2019; Paz et al., 2020). Esta técnica permite por tanto realizar imágenes del subsuelo que reflejan la variabilidad horizontal y vertical de la de salinidad del suelo en una parcela. Para el seguimiento del cultivo se dispone en la actualidad de imágenes del índice de vegetación NDVI (Rouse et al., 1973; Kundu et al., 2018; Neale et al., 2006) proporcionadas por el satélite Sentinel 2, con una resolución espacial de 10 m y temporal de aproximadamente cinco días. Dicha información permite orientar el manejo del cultivo y del agua, así como detectar posibles efectos negativos del manejo implementado y/o del estado hídrico-químico del suelo en el desarrollo del cultivo.

En este trabajo se comparan estas técnicas para las condiciones de los suelos de marisma recuperada en el sector de riego B-XII (Lebrija, Sevilla) y los cultivos más habituales de la zona, con el fin de evaluar la salinidad del suelo en una parcela comercial e identificar zonas problemáticas, posiblemente como resultado de la obstrucción parcial del sistema de drenaje. Los objetivos son (1) evaluar el uso de IEM e inversión para estimar la salinidad/sodicidad del suelo, (2) relacionar los patrones espaciales de la CE y la salinidad del suelo a distintas profundidades con los patrones de NDVI y (3) usar la información proporcionada por estas técnicas para identificar zonas problemáticas en la parcela y hallar el origen de dichos problemas.

## 2.- Materiales y Métodos

### 2.1. Descripción de la parcela de estudio

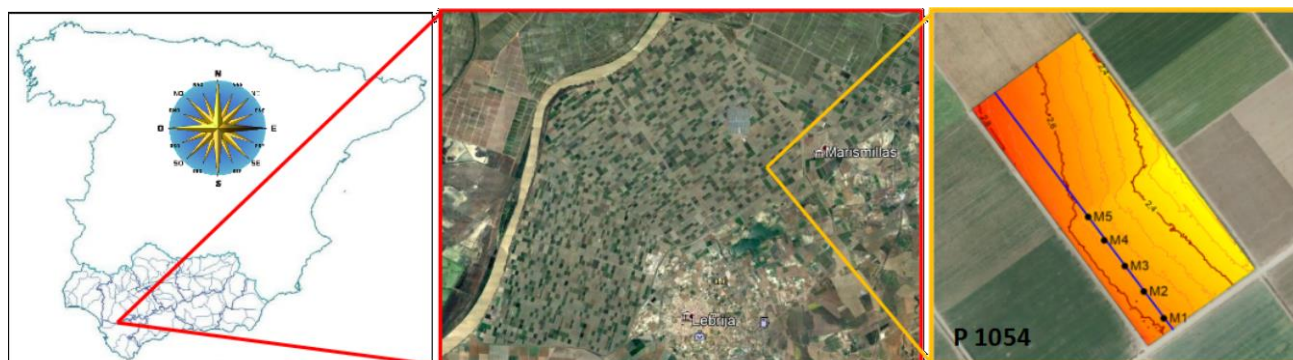
El estudio se ha realizado en una parcela de regadío de 12.5 ha situada en una zona de marisma recuperada (sector de riego B-XII, Fig. 1) en Lebrija (Sevilla). El suelo se caracteriza por su elevado contenido en arcilla (60-70%) y una capa freática salina somera que se

controla mediante un sistema de drenaje instalado a una profundidad de 1 m, con una separación entre drenes de 5 metros. Los drenes tienen una longitud de 250 m y vierten a un canal de drenaje en el borde noreste de la parcela. Tal como se puede apreciar en la Fig. 1, la parcela tiene una ligera pendiente hacia el centro de la misma y el canal de desagüe siendo la máxima diferencia en cota aproximadamente 0.5 m lo que corresponde con una pendiente media de 0.2%. La parcela cuenta con un sistema de irrigación lineal de avance frontal que provoca profundas rodadas cuando el suelo está húmedo. Desde 2014 la parcela ha estado cultivada con alfalfa, algodón, remolacha y tomate (Tabla 1). Entre noviembre de 2014 y octubre de 2018 hubo alfalfa (*Medicago sativa*). Este cultivo suele tener ciclos de vida largos, entre cinco y doce años, llegando a desarrollar un sistema radicular que puede alcanzar los 4.5 metros llegando a ser muy resistente a la sequía (Rasse et al., 2000). Entre abril y septiembre de 2019 se cultivó algodón (Género *Gossypium*). Entre octubre de 2019 y Julio de 2020 se cultivó remolacha (*Beta vulgaris*). En este cultivo se utilizó por última vez el sistema de irrigación anteriormente mencionado. En 2021 se plantó tomate (*Solanum lycopersicum*) temprano en la mitad sur de la parcela y tomate tardío en la mitad norte, ambas con riego por goteo.

**Tabla 1.** Historial de cultivo de la parcela experimental.

Cultivo	Alfalfa	Algodón	Remolacha	Tomate temprano zona sur	Tomate tardío zona norte
Fecha siembra	06/11/2014	04/04/2019	28/10/2019	01/03/2021	01/04/2021
Fecha cosecha	31/10/2018	18/09/2019	20/07/2020	20/07/2021	05/08/2021

Durante la cosecha del tomate tardío se hundió la cosechadora en ciertas zonas debido a la excesiva humedad del suelo, dejando rodadas de hasta 0.8 m de profundidad. Se georeferenciaron estas zonas usando un sistema de posicionamiento GPS-RTK para su posterior comparación con información espacial sobre las propiedades de suelo y cultivo.



**Fig. 1.** Localización de la zona de estudio, topografía de la parcela experimental y posición del transecto con los cinco puntos de muestreo (M1-M5).

## 2.2. Medición de la conductividad eléctrica aparente, posprocesado e inversión

Se midió la conductividad eléctrica aparente (CEa) con un sensor DUALEM-21S (Dualem Inc., Milton, Canadá) el 9 de septiembre 2020. El sensor consta de una bobina que transmite un campo electromagnético a baja frecuencia (9 kHz) y dos pares de bobinas receptoras con orientación horizontal (HCP) y perpendicular (PRP) con respecto al transmisor. La distancia entre la bobina emisora y los dos receptores con orientación perpendicular es de 1.1 y 2.1 m (PRP1 y PRP2), lo que da como resultado profundidades de exploración teóricas de 0.5 y 1.0 m, respectivamente. Las dos bobinas receptoras orientadas horizontalmente están ubicadas a distancias de 1 y 2 m (HCP1 y HCP2) del transmisor y corresponden a profundidades de exploración de 1.5 y 3.0 m, respectivamente. El sensor se aloja en un trineo de PVC que se arrastra con un vehículo todoterreno ATV, equipado con un sistema de posicionamiento GPS-RTK.

La medición se realizó a una velocidad de 5-10 km/h realizando una primera pasada en la dirección perpendicular al sistema de drenaje, con una distancia entre pasadas comprendida entre 5 y 10 m, haciéndose por duplicado las líneas coincidentes con las rodadas del sistema de irrigación de la parcela. La segunda pasada se realizó en paralelo al sistema de drenaje con una distancia entre pasadas comprendida entre 10 y 20 m (Fig. 3).

Posteriormente se eliminaron las mediciones de CEa erróneas y espacialmente inconsistentes y se corrigió el error de posicionamiento de las mediciones brutas de CEa, causado por la latencia o el retardo en la transmisión, recepción o registro de datos durante la medición, usando el método propuesto por González Jiménez et al. (2021). Tras la corrección se interpoló la CEa de cada señal en una malla de  $0.5 \times 0.5$  m usando el método del inverso de la distancia (Surfer, Golden Software, LLC, Boulder, CO) y se calcularon las estadísticas descriptivas.

Para estimar la distribución vertical de la conductividad eléctrica "real" (CE) se invirtieron las cuatro señales de EMI usando el código EM4Soil (EMTOMO, Lisboa) para producir imágenes bidimensionales de la distribución de CE en una sección del suelo. Dada la elevada CEa que caracteriza la zona de estudio, se usó en este caso el modelo completo, basado en la solución de las ecuaciones de Maxwell, usando el algoritmo S1 que impone un mayor grado suavizado en la estimación del perfil de EC. Se pueden

encontrar más detalles sobre el algoritmo de inversión en Triantafyllis y Monteiro Santos (2013).

Usando el código EM4Soil se realizaron inversiones bidimensionales (a lo largo del transecto) y tridimensionales (para toda la parcela), de las cuales se obtuvieron estimaciones de la CE para las diferentes profundidades de muestreo: 0.1, 0.3, 0.5, 0.7 y 0.9 m. Los valores de CE se convirtieron posteriormente en conductividad eléctrica de pasta saturada (CEe), razón de adsorción de sodio (RAS) y humedad de suelo ( $\theta$ ) usando ecuaciones de calibración obtenidos a partir de los datos analíticos del suelo y los valores de CE extraídos de la inversión 3D de los datos de CEa.

## 2.3. Muestreo de suelo, análisis de laboratorio y limpieza drenes

Durante la medición de la CEa se tomaron muestras de suelo en 5 puntos a lo largo de un transecto perpendicular a las tuberías de drenaje (Fig. 1), con incrementos de 0.2 m hasta 1.2 m de profundidad, utilizando una barrena de suelo tipo Edelman de 0.05 m de diámetro. Las 25 muestras de suelo obtenidas se subdividieron, apartándose 50 gramos de cada muestra para determinar la humedad de suelo y el resto se reservó para su posterior análisis en el laboratorio. Las muestras de humedad de suelo se metieron en una estufa con una temperatura constante de  $105^\circ$  C durante 48 horas y con ello se determinó la cantidad de agua en cada muestra. El resto de muestra se secó al aire y se tamizaron usando un tamiz de 2 mm. Se preparó la pasta de suelo saturado acorde con el método estándar de Rhoades (1982), agregando agua desionizada a 200 g de suelo y permitiendo que la muestra alcanzara el equilibrio durante 24 h. Posteriormente, se midió la CEe y la concentración de cationes en el extracto. Se calculó la razón de adsorción de sodio con la ec. (1), utilizando las concentraciones de cationes en  $\text{meq L}^{-1}$ .

$$\text{RAS} = [\text{Na}^+]/([\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}])/2)^{0.5}, \quad (1)$$

El sistema de drenaje fue limpiado con agua a presión el día 20 de enero 2017. La empresa que realizó esta labor proporcionó información sobre la distancia entre la salida del dren y el punto hasta donde se pudo limpiar cada dren. Se georreferenciaron las salidas de los drenes con un sistema de posicionamiento GPS-RTK para poder representar gráficamente la parte limpia de cada dren.

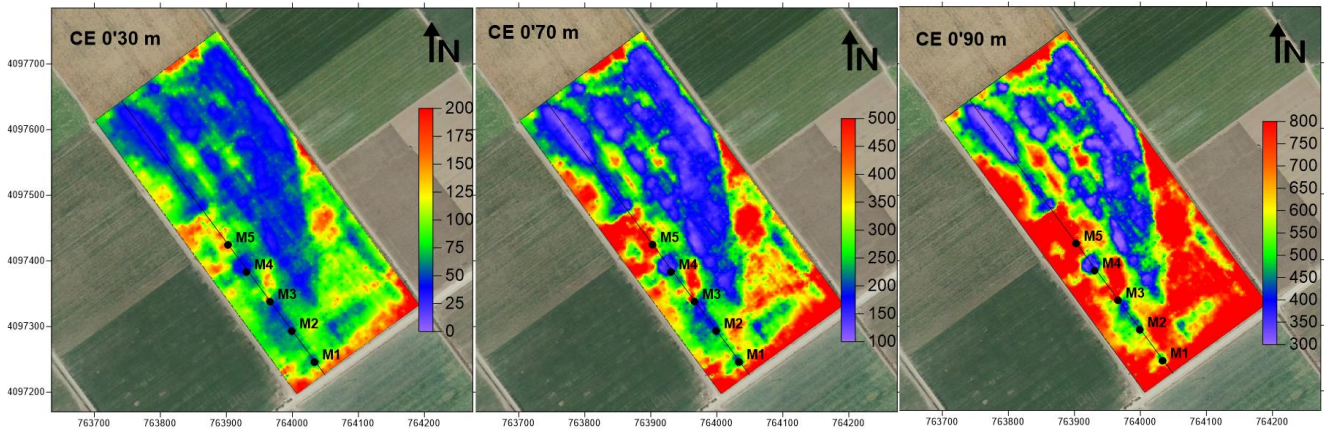


Fig. 2. Mapas de CE para las profundidades de 0.3, 0.7 y 0.9 m obtenidos tras la inversión 3D usando todas las mediciones de CEa. La línea continua representa el transecto con los cinco puntos de muestreo.

### 2.4. Delimitación de zonas y cálculo del NDVI medio en cada zona

Se delimitaron zonas homogéneas en la parcela mediante una clasificación multivariada con *fuzzy k-means* con componentes principales (Córdoba et al., 2013), implementado en el código FastMapping (Paccioretti et al., 2020), usando los datos de CEa y elevación. Para cada zona se calculó el NDVI medio y la correlación con la CE para las fechas con disponibilidad de imágenes Sentinel 2 con el fin de evaluar posibles efectos de la salinidad en el desarrollo de los cultivos.

Los cálculos se realizaron en Google Earth Engine (Gorelick et al., 2017) usando un código desarrollado por Gómez-Giráldez et al. (2019).

## 3.- Resultados y discusión

### 3.1. Conductividad eléctrica aparente (CEa)

Las estadísticas descriptivas de la Tabla 2 muestran que la CEa medida para cada señal aumenta con la profundidad de exploración, indicando la presencia de material menos conductivo en superficie que en profundidad, lo que posiblemente se debe a la presencia de la capa freática salina que se sitúa habitualmente a 1 - 1.5 m de profundidad.

Tabla 2. Estadísticas descriptivas de la CEa para cada señal (mS/m).

	PRP1	PRP2	HCP1	HCP2
m*	173.7	372.4	383.8	492.7
min	79.7	208.7	228.5	339.7
max	445.6	792.2	733.2	975.0
med	135.6	379.0	385.5	498.0
s	42.4	67.0	67.4	65.6
CV	0.24	0.18	0.18	0.13
Curt.	3.78	2.61	3.17	2.56
Sesgo	0.69	0.19	0.45	0.22

\*m: media; med: mediana; s: desviación típica; CV: coeficiente de variación

El coeficiente de variación (CV) muestra que la señal más superficial (PRP1) arroja una mayor variabilidad que el resto de las señales, siendo menor para la señal más

profunda (HCP2), lo que indica que la distribución espacial de la CEa es menos homogénea en superficie que en profundidad posiblemente como consecuencia de la alteración de las características físicas y químicas del suelo superficial generados por la actividad agrícola.

### 3.2. Estimación de la CE mediante inversión de la CEa

La inversión realizada a lo largo del transecto (2D) resultó en un RMSE de 18.5 mS/m, mientras que la inversión realizada con todos los datos CEa disponibles en la parcela (3D) arrojó un RMSE de 24 mS/m. La primera (2D) se usó para calibrar los datos y extrapolarlos al resto de la parcela (3D).

La Fig. 2 muestra los mapas obtenidos para la inversión 3D a las profundidades de 0.3, 0.7 y 0.9 m. En todos ellos se muestra un patrón similar al obtenido para la CEa, es decir, se aprecia una zona de menor CE en la mitad norte de la parcela donde el incremento de la CE con la profundidad es menos pronunciado que en la mitad sur de la parcela. También se aprecian franjas de menor CE en los tres mapas, con direcciones noroeste-sudeste, coincidentes con las rodadas del sistema de irrigación, posiblemente debido a la mayor compactación y a la consecuente alteración de los flujos de agua y solutos en esta zona, resultando en valores inferiores de la CE con respecto al resto de la parcela.

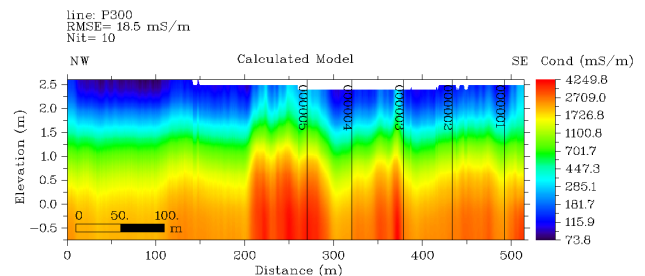


Fig. 3. Inversión de las mediciones de CEa a lo largo del transecto y la localización de los puntos de muestreo.

A lo largo del transecto donde se han tomado las muestras de suelo (Fig. 3), muestra un gradiente



creciente de la CE con la profundidad. Destaca la zona central donde se observa una mayor CE en todo el perfil respecto al resto del transecto. En esta zona se observa una mayor concentración de tubos de drenaje obstruidos (Fig. 8).

Así mismo, coincide con la zona central de la parcela donde el agua superficial tiende a acumularse como consecuencia del nivelado de la parcela (Fig. 1), resultando en mayores valores de CE.

### 3.3. Relaciones entre la CE y las propiedades del suelo

La comparación entre la CE y las propiedades del suelo, indicativas de salinidad/sodicidad, incluida la humedad del suelo, arroja valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0.82 para la CEe, 0.89 para la RAS y 0.92 para la humedad de suelo ( $\theta$ ). La Fig. 4 muestra las relaciones de la CEe, el RAS y la humedad de suelo con la CE, distinguiéndose entre distintas profundidades de muestreo.

En general se observa que la IEM combinado con inversión muestra un elevado potencial para la estimación de la distribución espacial de la salinidad a distintas profundidades. La humedad del suelo muestra también una elevada correlación con la CE, así como con las propiedades del suelo indicativas para la salinidad. Zonas de mayor salinidad muestran en general una mayor humedad en este tipo de entornos.

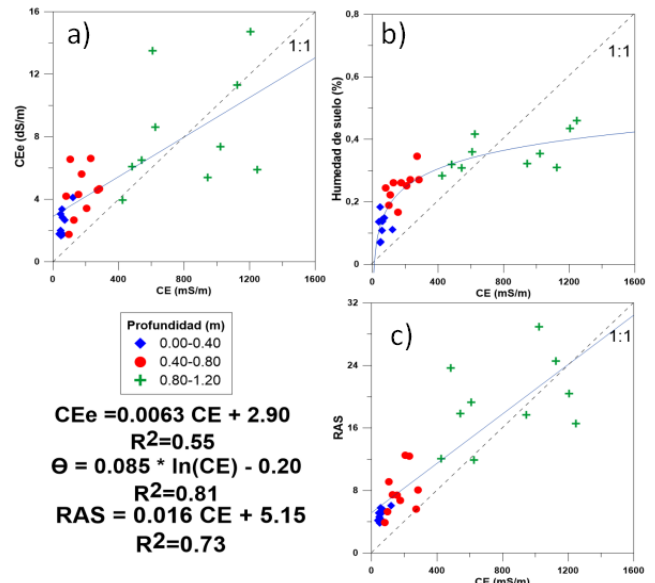


Fig. 4. Relación entre a) CE y CEe, b) CE y  $\theta$  y c) CE y RAS para las muestras de suelo entre las profundidades 0.0-0.4 (azul), 0.4-0.8 (rojo) y 0.8-1.2m (verde).

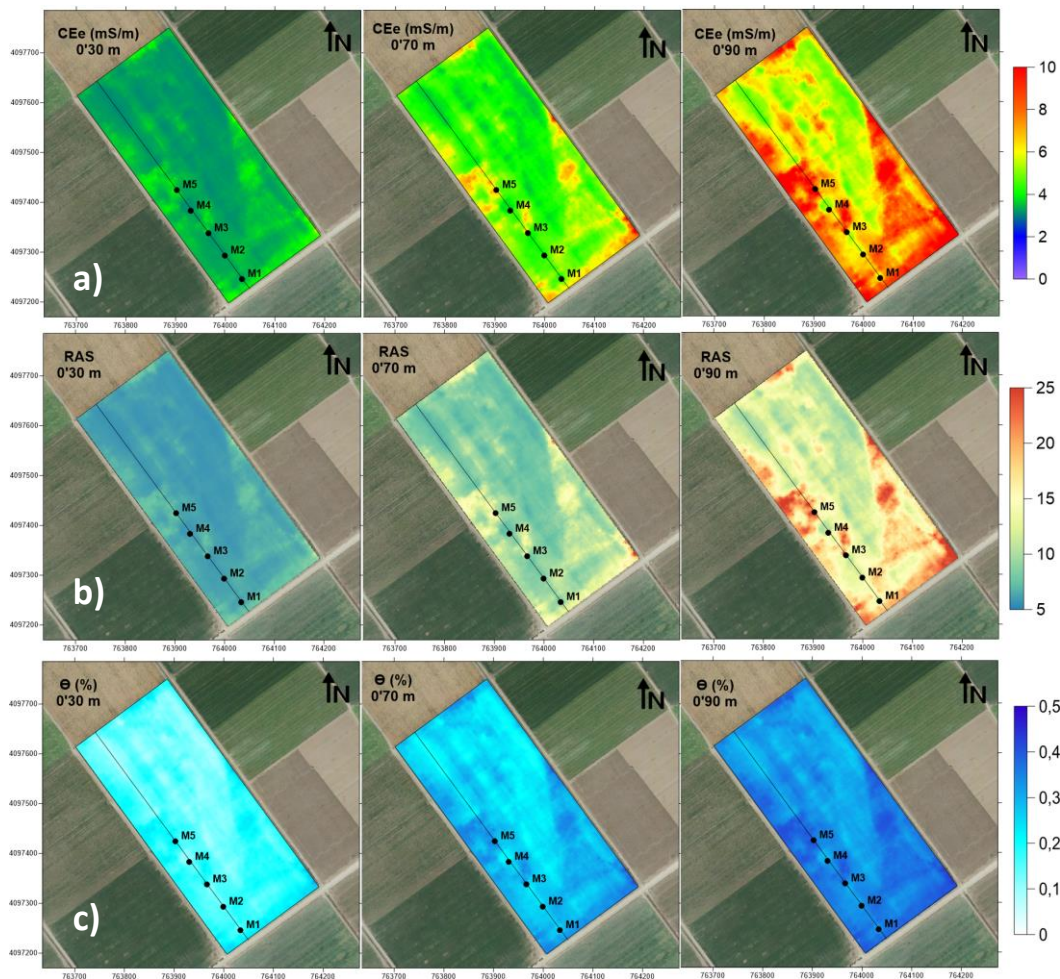


Fig. 5. Mapas obtenidos para a) CEe, b) RAS y c) humedad de suelo obtenidas por su relación con la CE para las profundidades de 0.3, 0.7 y 0.9 metros.

Mediante las relaciones obtenidas entre la CE y las variables analizadas en laboratorio, se han obtenido los mapas de dichas variables (CEe, RAS y humedad de suelo) para las profundidades de 0.3, 0.7 y 0.9 m, tal como se muestra en la Fig. 5.

### 3.4. Clasificación por zonas y obtención de NDVI

El resultado de la clasificación de la parcela en dos categorías se muestra en la Fig. 6 y la Tabla 3. La zona 1 presenta mayor CEa para las cuatro señales y menor elevación media que la zona 2.

**Tabla 3.** Estadísticas obtenidas en la clasificación de zonas de nuestra parcela para las variables de entrada.

	m*	sd	CV
Elev. Zona 1	2.48	0.13	0.05
Elev. Zona 2	2.52	0.11	0.04
PRP1 Zona 1	195.48	25.31	0.13
PRP1 Zona 2	129.76	21.35	0.16
PRP2 Zona 1	436.06	42.46	0.10
PRP2 Zona 2	311.16	41.78	0.13
HCP1 Zona 1	428.95	37.26	0.09
HCP1 Zona 2	317.29	7.23	0.12
HCP1 Zona 1	544.27	37.13	0.07
HCP2 Zona 2	434.48	39.36	0.09

\*m: media; sd: desviación típica y CV: coeficiente de variación

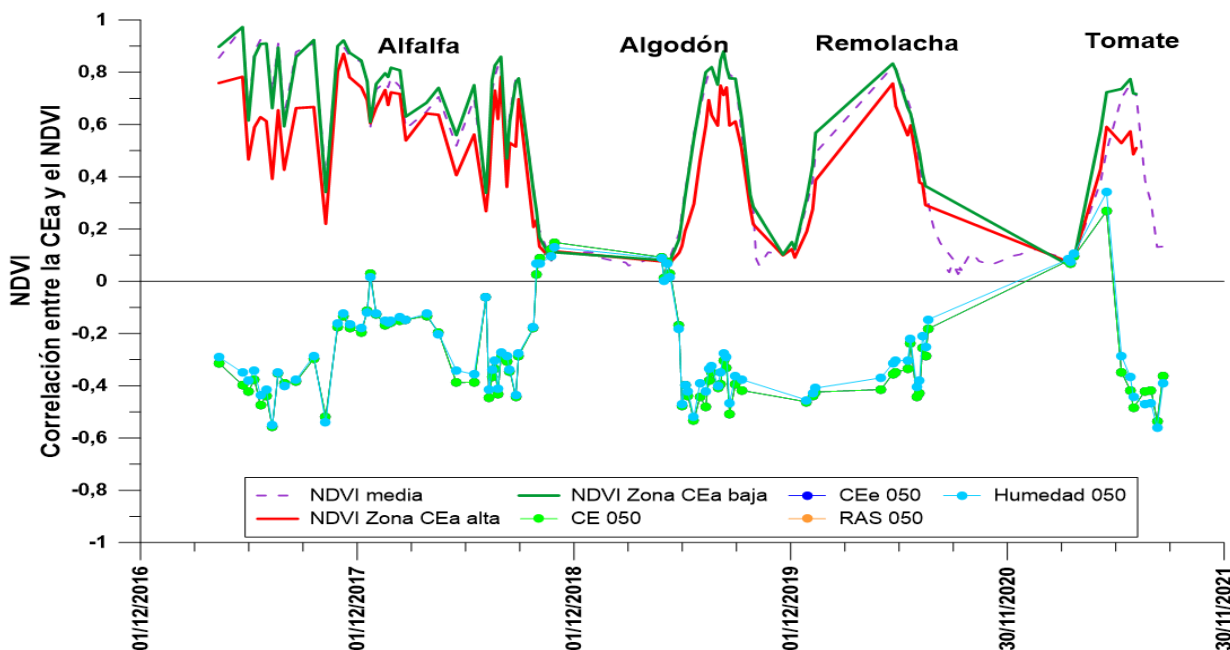
La Fig. 7 muestra la evolución del NDVI en las dos zonas, así como la media de la parcela. La zona 1, de elevada CEa, muestra en general valores de NDVI más bajos que en la zona 2, de baja CEa, indicando un peor desarrollo del cultivo en la zona 1 que en la 2. Aunque en general no se perciben efectos adversos de la salinidad en los rendimientos medios por parcela, estos resultados indican que existen diferencias en el desarrollo de los cultivos relacionadas con la salinidad del suelo. También para la fase final del tomate se observan efectos de este tipo. En la zona 1, en la cual se cultivó mayoritariamente tomate temprano, se observan valores de NDVI inferiores

que en la zona 2 que se sitúa principalmente en la mitad norte de la parcela, donde se cultivó tomate tardío. A pesar del menor desarrollo de las plantas en la zona 2, dado que la siembra tuvo lugar un mes después de la siembra del tomate temprano de la mitad sur, se observa que los valores NDVI son superiores en la zona 2.



**Fig. 7.** Clasificación de la parcela en dos zonas: zona 1 en azul y zona 2 en verde, según la CEa y la topografía de la parcela.

También se puede observar en la Fig. 7 la evolución de la correlación entre la CE, CEe, RAS y humedad de suelo, y el índice NDVI para todo el periodo con disponibilidad de imágenes Sentinel 2. Se ve que periódicamente, cuando el cultivo está en desarrollo durante épocas de verano con mayores necesidades de riego, el patrón espacial de la CE y la salinidad del suelo alcanza la mayor correlación inversa con el NDVI, indicando que durante dichas épocas el crecimiento del cultivo se ve condicionado por la CE. Se observa igualmente que durante épocas de menor demanda evaporativa y/o menores necesidades de riego, cuando el cultivo se está implantando, que las zonas con elevada salinidad (y humedad) tienen un efecto positivo sobre el NDVI y el desarrollo del cultivo. Sin embargo, en la época en la que por las condiciones climáticas y la temperatura incrementan las necesidades de riego, la excesiva humedad

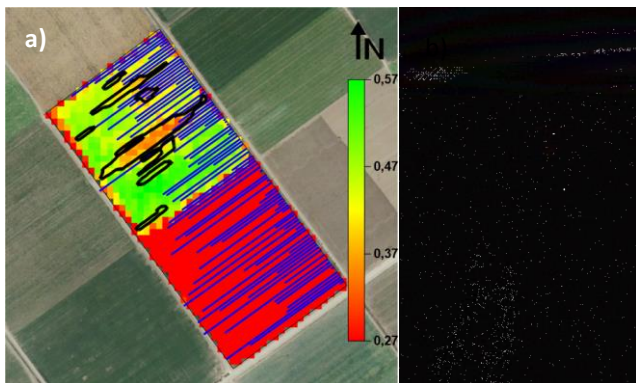


**Fig. 6.** Evolución del NDVI y la correlación entre el NDVI y las variables calculadas de CE, CEe, RAS y humedad de suelo para la profundidad de 0.5 metros entre 2016 y 2021.

del suelo y las elevadas tasas de evaporación pueden incrementar puntualmente la salinidad en el suelo y provocar elevadas concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en hoja, inhibiendo distintos pasos del metabolismo de N (Ashraf et al., 2018) y manifestándose bajo la forma de clorosis, tal como se ha podido observar en campo.

### 3.5. Relaciones espaciales entre la salinidad, obstrucciones en el sistema de drenaje y el desarrollo del cultivo

La elevada CE en la parte central de la parcela (Fig. 2) son indicativos de condiciones de mayor humedad/salinidad del suelo, posiblemente como consecuencia de tuberías de drenaje obstruidas en esta zona, a lo que se puede sumar el efecto del flujo superficial de agua hacia esta zona debido a la topografía, incrementando aún más la humedad del suelo y la CEa. La parte central de la parcela se corresponde con parte de la zona 1 en la Fig. 6 donde también el NDVI es de forma persistente inferior al resto de la parcela. Por tanto, las mediciones de la CEa, junto con información proporcionada por sensores remotos muestran potencial para identificar zonas problemáticas donde las características del suelo afectan negativamente al desarrollo de los cultivos.



**Fig. 8.** a) Delimitación de zonas con profundas rodadas tras la cosecha de tomate tardío en agosto como consecuencia de la excesiva humedad de suelo, el sistema de drenaje de la parcela (en azul) sobre un mapa de NDVI del día 30 de Julio de 2021. b) Foto correspondiente a una rodada resultante del atasco de la cosechadora, en la que se observa su profundidad.

En este sentido, cabe destacar también la presencia de zonas excesivamente húmedas de tal forma que dificultaban la recolección del tomate tardío en agosto 2021, al hundirse y atascarse la cosechadora. La Fig. 8 muestra las zonas donde se observaron rodadas profundas como consecuencia de la pasada o los atascos de la cosecha. Se aprecia como dichas zonas coinciden en gran medida con las localizaciones donde el sistema de drenaje está obstruido, coincidiendo parcialmente con zonas de menor NDVI, en este caso debido al color amarillento (clorosis) de las hojas.

## 4.- Conclusión

El uso de sensores de IEM muestra un elevado potencial para realizar el seguimiento de la salinidad del suelo en los sistemas de marisma recuperada y proporcionar información para informar la toma de decisiones en cuanto al manejo de suelo y agua de precisión en este tipo de entornos. Además, aportan información para identificar zonas con problemas de drenaje relacionados con la obstrucción de tubos de drenaje. Combinando esta información espacial del suelo con imágenes de sensores remotos se puede evaluar el posible impacto de las características del suelo en el desarrollo del cultivo. EMI muestra potencial para orientar el manejo de precisión de suelo y agua en este tipo de entornos. La información expuesta es el resultado de una primera aproximación al problema de la salinidad del suelo en la zona de estudio y tiene por tanto un carácter provisional, teniendo en cuenta el pequeño número de muestras de suelo disponibles para contrastar las estimaciones de CE. Futuros trabajos profundizarán en la mejora de las calibraciones de las imágenes de CE, teniendo en cuenta las variaciones de la textura y la humedad del suelo y en las relaciones observadas entre la CE y el NDVI, explorando su dinámica en el tiempo y su variación espacial a escala de parcela.

*Agradecimientos.* Este trabajo está financiado por la Agencia Estatal de Investigación de España a través de los proyectos PID2019-104136RR-C21 y PID2019-104136RR-C22, así como el contrato predoctoral PRE2020-095133 y por IFAPA / FEDER a través del proyecto AVA2019.018. Se agradece la colaboración de A.J. Salvatierra y del personal de Las Marismas de Lebrija C.S.A.

## 5.- Bibliografía

- Ashraf, M., Shahzad, S.M., Imtiaz, M., Rizwan, M.S., 2018. Salinity effects on nitrogen metabolism in plants – focusing on the activities of nitrogen metabolizing enzymes: A review. *J. Plant Nutr.* 41:1065-1081.
- Assouline, S., Russo, D., Silber, A., Or, D., 2015. Balancing water scarcity and quality for sustainable irrigated agriculture. *Water Resour. Res.* 51, 3419–3436.
- Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, A., Robinson, D.A., Singha, K., Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.*, 51, 3837-3866.
- Córdoba, M., Bruno, C., Costa, J.L., Balzarini, M., 2013. Subfield management class delineation using cluster analysis from spatial principal components of soil variables. *Comput. Electron. Agric.* 97, 6–14.
- Corwin, D.L., Scudiero, E., 2016. Field-Scale Apparent Soil Electrical Conductivity. *Methods Soil Analysis*, Vol 1., SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI
- Corwin, D.L., Yemoto, K., 2017. Salinity: Electrical Conductivity and Total Dissolved Solids. In: *Methods of Soil Analysis*, Vol. 2, SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. doi:10.2136/mta2015.0039.
- Doolittle, J.A., Brevik, E.C., 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma.* 223-225, 33-45.
- Farzamian, M., Paz, M.C., Paz, A.M., Castanheira, N.L., Gonçalves, M.C., Monteiro Santos, F.A., Triantafyllis, J., 2019. Mapping soil salinity using electromagnetic conductivity imaging—A comparison of regional and location-specific calibrations. *Land Degrad. Dev.* 30, 3317.
- Gómez-Giráldez P.J., Aguilar C., Caño A.B., García-Moreno A., González-Dugo M.P. 2019. Remote sensing estimation of net primary production as monitoring indicator of holm oak savanna management. *Ecological Indicators Volume 106.*

- González Jiménez, A., Pachepsky, Y., Gómez Flores, J.L., Ramos Rodríguez, M., Vanderlinden, K., 2021. Correcting position of delayed on-the-go field measurements by optimizing nearest neighbor statistics. In: Samper Calvete et al., Estudios en la Zona no Saturada Vol, XV
- Gorelick N., Hancher M., Dixon M., Ilyushchenko S, Thau D., Moore R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone, Remote Sensing of Environment, Volume 202, Pages 18-27.
- Heil, K., Schmidhalter, U., 2012. Characterisation of soil texture variability using apparent electrical conductivity at a highly variable site. *Comput. Geosci.* 39, 98–110.
- Hopmans, J.W. et al., 2021. Critical knowledge gaps and research priorities in global soil salinity. *Adv. Agron.*, p.191.
- Jadoon, K.Z., Moghadas, D., Jadoon, A., Missimer, T.M., Al-Mashharawi, S.K., McCabe, F.M. 2015. Estimation of soil salinity in a drip irrigation system by using joint inversion of multicoil electromagnetic induction measurements. *Water Resour. Res.* 51, 3490–3504.
- Koganti, T., Narjary, B., Zare, E., Pathan, A.L., Huang, J., Triantafilis, J., 2018. Quantitative mapping of soil salinity using the DUALEM-21S instrument and EM inversion software. *Land Degrad. Dev.* 29, 1768–1781.
- Kuhn et al., 2020. caret: Classification and Regression Training. R package version 6.0-86. <https://CRAN.R-project.org/package=caret>
- Kundu, A., Denis, D.M., Patel, N.R., & Dutta, D. (2018). A Geo-spatial study for analysing temporal responses of NDVI to rainfall. *Singapore Journal of Tropical Geography*, 39, 107-116. DOI: 10.1111/sjtg.12217
- McLachlan, P., Blanchy, G., Binley, A., 2021. EMagPy: Open-source standalone software for processing, forward modeling and inversion of electromagnetic induction data. *Comput. Geosci.* 146, 104561.
- Monteiro Santos, F.A., Triantafilis, J., Taylor, R., Holladay, S., Bruzgulis, K.E., 2010. Inversion of conductivity profiles from EM using full solution and a 1-D laterally constrained algorithm. *Journal of Engineering and Environmental Geophysics* 15, 163–174.
- Neale, C.M.U., Mateos L., Gonzalez-Dugo M.P. A real-time crop classification system for evapotranspiration estimates in irrigated areas, Proc. SPIE 6359, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology VIII, 63590W (17 October 2006); <https://doi.org/10.1117/12.690043>
- Nogués, J., Robinson, D.A., Herrero, J., 2006. Incorporating electromagnetic induction methods into regional soil salinity survey of irrigation districts. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 2075–2085.
- Paccioretti P., Córdoba M., Balzarini M., 2020. FastMapping: Software to create field maps and identify management zones in precision agriculture. *Computers and electronics in Agriculture* 175.
- Paz, A.M., Castanheira, N., Farzaman, M., Paz, M.C., Gonçalves, M. C., Monteiro Santos, F.A., Triantafilis, J., 2020. Prediction of soil salinity and sodicity using electromagnetic conductivity imaging. *Geoderma*, 361, 114086.
- Rasse, D.P., Smucker A.J.M., and Santos D. 2000. Alfalfa root and shoot mulching effects on soil hydraulic properties and aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 725-731.
- Rhoades, J.D. Soluble salts. In *Methods of Soil Analysis*, 2nd ed.; Page, A.L., Ed.; Agronomy Monograph No 9; American Society of Agronomy, Inc.: Madison, WI, USA, 1982; Part 2; pp. 167–179.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., & Deering, D.W. (1973). Monitoring vegetation system in the great plains with ERTS. 3rd *ERST Symposium*, NASA, 1, 309-317.
- Triantafilis, J., Laslett, G.M., McBratney, A.B., 2000. Calibrating an electromagnetic induction instrument to measure salinity in soil under irrigated cotton. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1009-1017.
- Triantafilis, J., Monteiro Santos, F.A., 2013. Electromagnetic conductivity imaging (EMCI) of soil using a DUALEM-421 and inversion modelling software (EM4Soil) *Geoderma* 28-38
- Triantafilis, J., Terhune IV, C.H., Monteiro Santos, F.A., 2013. An inversion approach to generate electromagnetic conductivity images from signal data. *Environ. Model Softw.* 43, 88–95.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. Handbook N° 60, Washington, DC.
- Zare, E., Huang, J., Monteiro Santos, F.M., Triantafilis, J., 2015. Mapping salinity in three dimensions using a DUALEM-421 and electromagnetic inversion software. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 79, 1729-1740.

**EFECTOS HIDROLÓGICOS DE LA ORIENTACIÓN DE LAS LADERAS EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA**V. García-Gamero<sup>1\*</sup>, A. Peña<sup>2</sup>, A.M. Laguna<sup>3</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,4</sup>, T. Vanwallegem<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: g02gagav@uco.es  
<sup>2</sup>Depto. de Ingeniería Rural, Construcciones civiles y Proyectos de Ingeniería, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ir1peala@uco.es  
<sup>3</sup>Depto. de Física Aplicada, Radiología y Medicina Física, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fallalua@uco.es  
<sup>4</sup>Depto. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: ag1gicej@uco.es

**RESUMEN.** La orientación o el aspecto de una ladera influye apreciablemente sobre su comportamiento hidrológico, como se ha observado en bastantes artículos. En esta comunicación se muestran algunas diferencias entre las etapas iniciales de recarga y descarga de perfiles de suelos situados en sendas laderas una orientada hacia el sur, o Ecuador desde la perspectiva global, y otras hacia el norte, o los polos, en una cuenca granítica de la Sierra Morena, cerca de Cardeña, en la provincia de Córdoba. Los perfiles de la ladera orientada hacia el sur se saturan más rápidamente por su menor profundidad, detectándose un flujo subsuperficial descendente. Sin embargo, en la ladera orientada hacia el norte la recarga es más lenta por la mayor profundidad y por la percolación hacia el acuífero freático subyacente. La descarga se efectúa de forma similar en ambas laderas, al menos durante las primeras etapas en las que la absorción por las raíces de la vegetación es menos evidente.

**ABSTRACT.** The aspect or exposure of a hillslope exerts an appreciable influence on its hydrological processes, as it has been reported in several works.

The purpose of this communication is to illustrate the aspect effects on the early stages of recharge and discharge processes on soils located in two convergent slopes, one oriented towards the south, or toward the Equator in global terms, and another one oriented towards the north, or toward the Poles, of a granitic watershed of the Sierra Morena, close to the village of Cardeña, in the province of Córdoba. The soil profiles of the south-facing slope are saturated faster than their analog ones of the north-facing slope with the occurrence of some subsurface water flow due to the shallower depth of the former with respect to the latter. The percolation flow towards the underlying phreatic aquifer attenuates the profile saturation rate in the soils of the north-facing slope. The discharge processes evolve at a similar rate in the soils of the two hillslopes, at least in the early stages while the root water uptake by the vegetation is not too relevant.

**1.- Introducción**

En las cuencas de montaña en las que la topografía separa laderas con diferente orientación con respecto a la

incidencia de la radiación solar, las conocidas zonas de solana y umbría, la insolación recibida induce cambios en los procesos hidrológicos que, a su vez, generan distintos ecosistemas en ellas. La literatura hidrológica contiene numerosos ejemplos como los de Richardson et al. (2020) en California o Gutiérrez-Jurado et al. (2013) en Nuevo México, ambas con marcadas diferencias entre ambos aspectos. En una completa revisión Pelletier et al. (2018) recomendaron la separación entre las condiciones limitantes del agua y la temperatura sobre el suelo desarrollado en las diferentes laderas, sugiriendo la denominación de laderas orientadas hacia el Ecuador o hacia los Polos correspondientes respectivamente a las solanas o umbrías, como es el caso que expone McMillan y Srinivasan (2015).

En la zona crítica de Cardeña en la Sierra Morena cordobesa en la que las peculiares condiciones de precipitación y temperatura favorecen los procesos formadores de suelo (Román-Sánchez et al., 2018) se han observado algunas diferencias entre la vegetación y las características edáficas. En este trabajo se exploran estas diferencias relacionándolas con la evolución de la humedad del suelo y de la biomasa. García-Gamero et al. (2021) han detectado distintos efectos en la evolución de la humedad del suelo, la vegetación natural que éste soporta, y en la recarga de la capa freática que delimita un acuífero que ocupa las fracturas de las rocas graníticas de la zona, que parece limitado a la ladera orientada al norte.

En la investigación que se mantiene en esta zona crítica se continúa recogiendo información que permite explorar con mayor detalle el comportamiento del suelo. En este informe se recoge la evolución de los perfiles de humedad del suelo en respuesta a los pulsos de lluvia y al conjunto de la radiación solar y gradientes verticales de la presión de vapor en la baja atmósfera tras un periodo de chubascos.

**2.- Material y métodos**

La finca Santa Clotilde ha sido ampliamente descrita en otros trabajos (e.g. García Gamero et al. 2021) por lo que aquí se describen tan solo los pluviómetros que se instalaron y los métodos de análisis de los perfiles.

Una red de sensores de capacitancia, CS655 (Campbell Scientific), que empezó a registrar el 24.11.2016, mide la humedad, la conductividad eléctrica, y la temperatura del suelo con una cadencia de 30 minutos.

La Fig. 1 muestra los siete puntos en donde están instalados los sensores, a lo largo de dos laderas con orientación opuesta, Norte-Sur, SC-10 a SC-4, a 5 profundidades diferentes (0.05, 0.15, 0.25, 0.35, y 0.45 m).



Fig. 1. Localización de la zona de estudio.

Los pluviómetros se instalaron en cinco (SC-10, SC-8, SC-7, SC-6 y SC-4) de los siete puntos de medida, considerando las distintas posiciones a lo largo de la ladera.

Estos miden la cantidad de lluvia caída con un balancín de vaciado automático con un área de recolección de 200 cm<sup>2</sup>, una resolución de 0.2 mm y una precisión de ± 4%. Los pulsos de lluvia se recogen en un registrador automático de datos, *datalogger*

Unos paneles solares con una potencia máxima de 15 W a 12 V suministran la energía necesaria para el mantenimiento y el registro de los datos.

Se han seleccionado dos periodos de medidas para mostrar los procesos de recarga y descarga de los perfiles de suelos. Un periodo de recarga muy adecuado es el periodo comprendido entre el 27 de febrero y el 20 de marzo de 2018, en el que se truncó una prolongada sequía otoñal, dando lugar a una primavera bastante húmeda en toda la Sierra Morena. Otro periodo iniciado el 25 de abril de 2018 permite explorar la respuesta del suelo a una evaporación incipiente.

### 3.- Resultados y Discusión

Los registros de los 5 pluviómetros instalados en la sección transversal del valle no presentan diferencias apreciables, causadas por la orografía, efecto föhn, como se aprecia en la comparación de las precipitaciones diarias de la Fig. 2. En esta figura se pueden observar los días en los que no se pudo medir la lluvia caída, y las reducciones causadas por el bloqueo de la recepción por los restos de vegetación.

Esto permite usar la información adquirida en el pluviómetro instalado en la proximidad del punto SC10, puesto que algunos datos de los otros pluviómetros no se han podido recoger, y algunas otras dificultades como el bloqueo de la entrada de los pluviómetros situados en las cotas más bajas por hojas caídas desde los árboles circundantes.

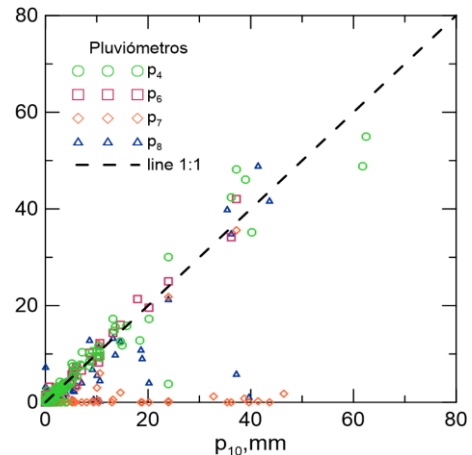


Fig. 2. Comparación de la precipitación diaria registrada en los pluviómetros.

Los hietogramas observados durante el periodo de recarga en algunos días de febrero y marzo de 2018, expuestos en la Fig. 3, parecen seguir una pauta similar con algunas rachas de gran intensidad, en algunos casos de hasta 80 mm h<sup>-1</sup>, con una duración breve precedidos y seguidos por pulsos de menor intensidad, lo que da lugar a un humedecimiento progresivo del suelo.

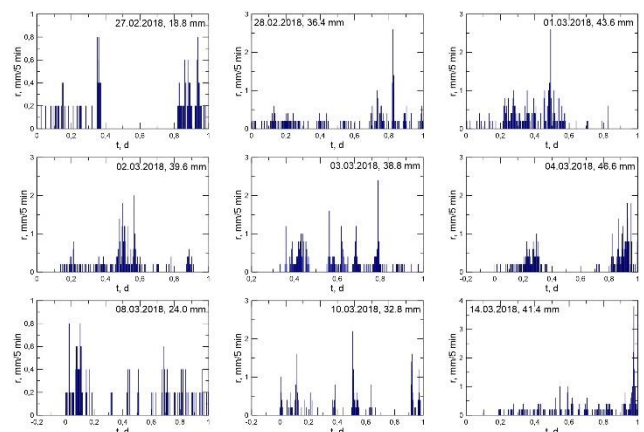
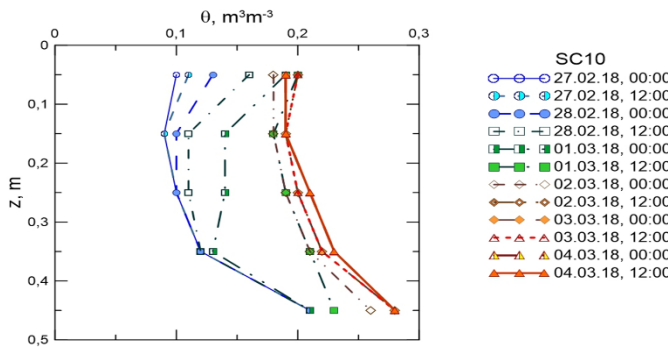


Fig. 3. Hietogramas registrados en el pluviómetro SC10 en febrero y marzo de 2018.

En la Fig. 4 se puede ver el rápido incremento de la humedad en todos los perfiles de la sección transversal, hasta alcanzar casi su saturación, en este caso en el punto SC10. En el perfil SC05 (no mostrado) se advierte un aumento casi repentino de la humedad del fondo entre el mediodía y la medianoche del día 1 de marzo, que pudiera atribuirse a un flujo subsuperficial, por su posición a media ladera en una zona con suelos someros bajo los que subyacen las rocas graníticas no descompuestas. Un efecto similar puede ocurrir en el perfil SC07 (no mostrado), aunque en este caso se trata del fondo del valle en el interviene el flujo subterráneo del Arroyo Martín Gonzalo.

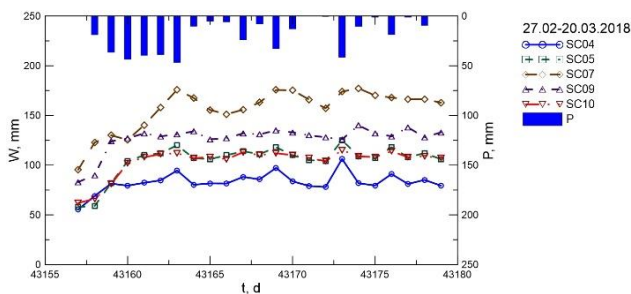
El aumento de la humedad del fondo del perfil muestreado, 0.45 m, se inicia al mediodía del 27 de febrero a poco de comenzar la lluvia, con otro gran incremento tras la medianoche del día 1 de marzo.

En los perfiles de la ladera orientada al sur, el desarrollo del suelo es limitado por lo que no fue posible instalar sensores en las profundidades señaladas. El perfil SC4 apenas llega a los 0.3 m y el del SC5 a 0.40, Por el contrario, en la ladera orientada al norte, se alcanzaron profundidades superiores a 1 m, perfiles SC8, SC9 y SC10.



**Fig. 4.** Evolución de los perfiles de humedad observados en el punto SC10 durante periodo lluvioso de fin de febrero y principios de marzo de 2018.

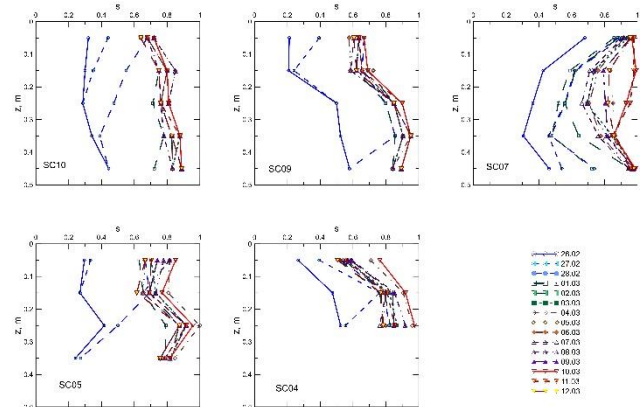
A partir de las curvas anteriores se puede estimar la cantidad de agua presente y la que se infiltra en el perfil del suelo (Fig. 5). En este periodo no se recogieron datos para los puntos SC8 y SC6 por un fallo en la transmisión de los sensores. Adviértase que los sucesivos pulsos de lluvia no incrementan el volumen de agua retenido en el perfil lo que pudiera deberse en parte a una infiltración reducida por estar el suelo saturado, caso de los perfiles SC4 y SC5 o una transmisión rápida del agua por percolación en el fondo hacia el acuífero subyacente caso de los perfiles SC8, SC9 y SC10. El volumen de agua del perfil SC4, o más adecuadamente, calado al expresarlo por unidad de superficie, es inferior a los de los otros suelos por su menor profundidad.



**Fig. 5.** Evolución de la humedad del suelo observada en los puntos SC4-SC10 durante periodo lluvioso de fin de febrero y principios de marzo de 2018.

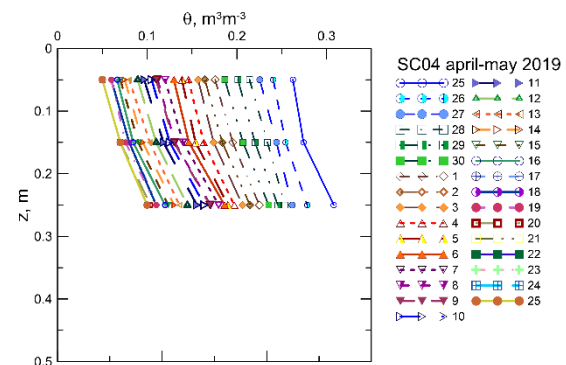
En la Fig. 6 se puede ver la evolución de los perfiles de humedad, expresada como grado de saturación, *s*, para mostrar mejor el continuo relleno de los poros del suelo.

Destaca también la rápida descarga de los suelos cuando se reduce la precipitación diaria, en especial en el suelo SC7, que pudiera atribuirse a una redistribución horizontal muy rápida por la porosidad del medio, que forma parte del subálveo del Arroyo Martín Gonzalo. En esta época del año, con una temperatura del aire no muy alta, y en una zona tan elevada, la influencia de la evaporación es escasa. En algunos perfiles pudiera haber bloqueos parciales de algunos poros, similar a lo que se ha denominado modelo de balancín, tipping-bucket, (Emerman, 1995) que permiten el paso del agua de forma discreta.



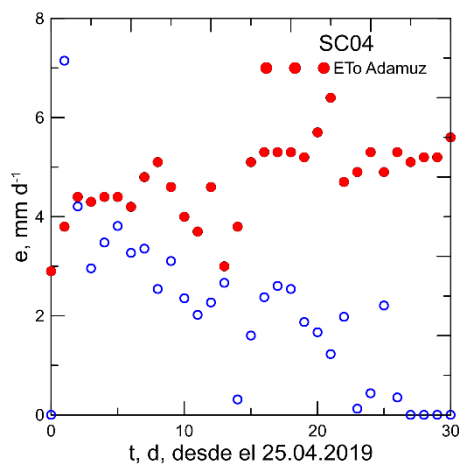
**Fig. 6.** Evolución de los perfiles de grado de saturación, *s*, observados en los distintos puntos de medida durante el periodo lluvioso de fin de febrero y principios de marzo de 2018.

En la Fig. 7 se expone la paulatina descarga del suelo tras una racha de chubascos en una época más templada. En este caso le evaporación procede uniformemente como consecuencia de la granulometría del suelo con grandes poros, y fisuras bien conectados entre sí, que facilitan el flujo del agua hacia la superficie en respuesta al gradiente del potencial. También se observan algunos cambios en la intensidad de la evaporación debida a oscilaciones térmicas en el exterior por el espaciamiento de los sucesivos perfiles entre sí.



**Fig. 7.** Evolución de los perfiles de humedad observados en el punto SC4 durante periodo sin lluvia del 25 abril al 25 de mayo de 2019.

Integrando la humedad del perfil, y comparando la de los sucesivos días, es posible estimar la pérdida de humedad, atribuible en estas condiciones a la evaporación, en sentido lato, incluyendo por tanto a la evapotranspiración. En la Fig. 8 se representan los datos estimados de la intensidad de la evaporación diaria en el punto SC4 durante el periodo sin lluvias que se extiende desde el 25 de abril al 25 de mayo. Con el fin de comparar estas estimaciones con la intensidad de la evaporación potencial o de referencia, se han insertado también en la figura, los valores calculados de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) a partir de los datos meteorológicos medidos en una estación cercana a la zona de estudio, Adamuz, de la Red de información agroclimática de Andalucía (RIA 2021), usando el método de la FAO (Allen et al. 1988).



**Fig. 8.** Evolución evaporación diaria en el punto SC4 durante periodo sin lluvia 25 abril a 25 de mayo de 2019. La evaporación de referencia calculada a partir de los datos meteorológicos medidos en la estación cercana de la RIA de Adamuz aparece como círculos rojos.

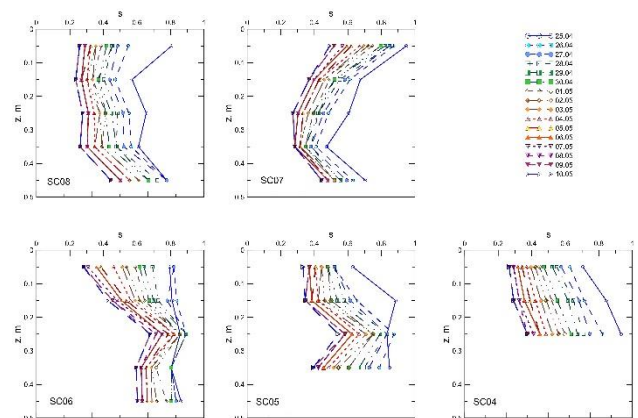
Los valores estimados de la intensidad de evaporación son sensiblemente similares a los calculados en la estación de Adamuz durante los primeros días hasta el octavo día en el que empiezan a descender en lo que se podría estimar como el comienzo de la segunda etapa de la evaporación (Or et al. 2013). La tendencia decreciente de la intensidad de la evaporación,  $e$ , parece seguir la ecuación exponencial de Brutsaert (2014), con los parámetros de la intensidad inicial, tiempo  $\theta$ ,  $e_0$ , y el tiempo de normalización,  $\kappa$ :

$$e = 4.276 \cdot e^{-0.04176 \cdot t} \quad (1)$$

con un coeficiente de determinación  $R^2=0.6238$  para el conjunto de 22 pares de datos. La intensidad de referencia  $4.28 \text{ mm d}^{-1}$  coincide con los datos de Adamuz y el tiempo normalizado, la inversa del coeficiente que hay en el exponente, 23.9 días está próximo al tiempo en el que puede finalizar la segunda etapa de la evaporación, como se aprecia en la Fig. 8.

La Fig. 9 muestra la descarga de los suelos en el periodo

de la Fig. 7, pero con los datos normalizados, grado de saturación,  $s$ . Es posible que el control del horizonte superficial, tan común en otros suelos como señalan algunos autores como Kim y Lakshmi (2019) o Li et al. (2020) no sea tan importante en estos suelos, ya que no se aprecia diferencias en los perfiles de humedecimiento, Fig. 4 y 6, y desecación, Fig. 7 y 9. También se estima que la memoria de estos suelos, el tiempo que tarda en disiparse cualquier anomalía, positiva o negativa (McColl et al. 2017) no es muy elevado. Por otra parte, no hay una gran variabilidad espacial en los suelos, por lo que, según el criterio de Peterson et al. (2019) se trata del tipo de participación media, con una variación reducida.



**Fig. 9.** Evolución de los perfiles de grado de saturación,  $s$ , observados en los distintos puntos de medida durante el periodo sin lluvia de 25 de abril a 10 de mayo de 2019.

#### 4.- Conclusiones

La influencia de la orientación de una ladera sobre los procesos hidrológicos que en ella transcurren da lugar a modificaciones importantes, no sólo en el suelo sino en la vegetación que se desarrolla en ellos, en su formación y en la circulación subterránea.

La circulación del agua en estos suelos es muy rápida tanto en la infiltración como en la evaporación. No parece que el horizonte superior pueda ejercer un gran control del ciclo del agua, aunque la vegetación pueda intervenir también sombreando la superficie, homogeneizando la extracción y contribuyendo a la formación de poros de menor tamaño.

**Agradecimientos.** Este trabajo forma parte del proyecto de investigación “Estableciendo un Observatorio de la Zona Crítica para la Hidropedología y Agricultura Sostenible en el Mediterráneo” (AGL2015-65036-C3-2-R), financiado por el Programa Estatal de Investigación, Desarrollo e Innovación orientada a los retos de la sociedad 81/150 para el cuatrienio 2016-2020. La primera autora agradece al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades la concesión de un contrato predoctoral FPU. Se agradece también al propietario y trabajadores de la finca Santa Clotilde facilitar el acceso y trabajo en ella. Juan Carlos Cuerva, Manuel Morón, Mario Ramos, Cristian Cuesta y Abraham Castillo colaboraron en la puesta a punto de la instalación y su mantenimiento.



## 5.- Bibliografía

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1988. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Irrig. Drain. Paper 56, FAO, Roma.
- Brutsaert, W., 2014. Daily evaporation from drying soil: Universal parameterization with similarity. *Water Resour. Res.* 50, 3206-3215.
- Emerman, S.H., 1995. The tipping bucket equation as a model for macropore flow. *J. Hydrol.* 171, 23-47.
- García-Gamero, V., Peña, A., Laguna, A. M., Giráldez, J. V., y Vanwallegghem, T. 2021. Factors controlling the asymmetry of soil moisture and vegetation dynamics in a hilly mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 598(October 2020), 126207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126207>
- Gutiérrez-Jurado, H. A., Vivoni, E. R., Cikoski, C., J. Harrison, J. B., Bras, R. L., y Istanbuluoglu, E. 2013. On the observed ecohydrologic dynamics of a semiarid basin with aspect-delimited ecosystems. *Water Resources Research*, 49, 8263–8284. <https://doi.org/10.1002/2013WR014364>
- Kim, H y V. Lakshmi, 2019. Global dynamics of stored precipitation water in the topsoil layer from satellite and reanalysis data. *Water Resour. Res.* 55, 3328-3346
- Li, Z., J. Vandenborgh y K.M. Smits, 2020. The effect of the top soil layer on moisture and evaporation dynamics. *Vadose Zone L.* 19:e20049.
- McColl, K.A., S.H. Alemohammad, R. Akbar, A.G. Konings, S. Yueh y D. Entekhabi, 2017. The global distribution and dynamics of surface soil moisture. *Nature Geosci.* 10, DOI: 10.1038/NGEO2868.
- McMillan, H.K. y M.S. Srinivasan, 2015. Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 1767-1786.
- Or, D., P. Lehmann, E. D;Shahraeeni y N. Shokri, 2013. Advances in Soil Evaporation Physics—A Review. *Vadose Zone J.* doi:10.2136/vzj2012.0163
- Pelletier, J. D., Barron-Gafford, G. A., Gutiérrez-Jurado, H., Hinckley, E. L. S., Istanbuluoglu, E., McGuire, L. A., Niu, G. Y., Poulos, M. J., Rasmussen, C., Richardson, P., Swetnam, T. L., y Tucker, G. E. 2018. Which way do you lean? Using slope aspect variations to understand Critical Zone processes and feedbacks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(5), 1133–1154. <https://doi.org/10.1002/esp.4306>
- Peterson, A.M., W.H. Helgason, y A.M. Ireson, 2019. How spatial patterns of soil moisture dynamics can explain field-scale soil moisture variability: Observations from a sodic landscape. *Water Resour. Res.* 55, 4410-4426.
- Richardson, P. W., Perron, J. . T., Miller, S. . R., y Kirchner, J. W. 2020. Unraveling the mysteries of asymmetric topography at Gabilan Mesa , California. *American Geophysical Union*, 0–2. <https://doi.org/10.1029/2019JF005378>
- RIA, Portal de la Red de Información Agroclimática de Andalucía, IFAPA, <https://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/riaweb/web/> acceso el 27 de julio de 2021
- Román-Sánchez, A., Vanwallegghem, T., Peña, A., Laguna, A., y Giráldez, J. V. 2018. Controls on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscapes. *Geoderma*, 311, 159–166. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.10.013>



## CORRECTING POSITION OF DELAYED ON-THE-GO FIELD MEASUREMENTS BY OPTIMIZING NEAREST NEIGHBOR STATISTICS

A. González Jiménez<sup>1</sup>, Y. Pachepsky<sup>2</sup>, J.L. Gómez Flores<sup>1</sup>, M. Ramos Rodríguez<sup>1</sup>, K.Vanderlinden<sup>1</sup>

<sup>1</sup>IFAPA Centro Alameda del Obispo, Córdoba, Spain (alfonso.gonzalez.jimenez@juntadeandalucia.es)

<sup>2</sup>USDA-ARS Environmental Microbial and Food Safety Laboratory, Beltsville, MD, USA (yakov.pachepsky@ars.usda.gov)

**ABSTRACT.** On-the-go field measurements of soil and plant characteristics, including yield, are commonplace in current Precision Agriculture applications. Yet, such measurements can be affected by positional inaccuracies that result from equipment configuration and delays in the data transmission, reception or logging. The resulting time and position lags cause a misfit between the measurements and their attributed GPS position. To compensate for this effect a simple coordinate translation along the measurement direction is proposed, depending on the local velocity and a specific time lag, which is estimated by minimizing the average absolute difference between the nearest neighbors. The correction procedure is evaluated using electromagnetic induction data with different spatial configurations and by comparing variograms for corrected and raw data. Best results are obtained when overlapping measurements are available, while the worst results are found when no overlapping measurements exist. Further improvements in the nearest neighbor search algorithm are discussed. The results are valid beyond motorized soil sensing applications.

**RESUMEN.** El uso de sensores móviles para medir propiedades del suelo o de las plantas es hoy en día habitual en el contexto de la Agricultura de Precisión. No obstante, este tipo de mediciones pueden verse afectadas por inexactitudes en la georreferenciación como consecuencia de la configuración de los equipos o de retardos en la transmisión, recepción y almacenamiento de los datos, resultando en una atribución errónea de las coordenadas GPS a las mediciones. Para compensar este efecto se propone una sencilla translación de coordenadas a lo largo de la dirección de avance en función de la velocidad local y un incremento de tiempo que se estima minimizando la diferencia media entre los vecinos más cercanos. El método de corrección es evaluado usando datos de inducción electromagnética medidas con distintas configuraciones y densidades espaciales. Los mejores resultados se obtienen cuando se dispone de mediciones superpuestas, obtenidas en direcciones de avance opuestas, mientras que los peores resultados se dan cuando no existen mediciones superpuestas. Se proponen mejoras en el algoritmo de búsqueda de los vecinos más cercanos para aliviar este inconveniente.

### 1.- Introduction

Motorized on-the-go field measurements involve digital data flows from different devices, including soil sensors (e.g. electromagnetic induction sensors), grain yield sensors and GPS receivers. The data provided by each device is then stored on a common platform such as a data logger or field computer with a specific time stamp. Depending on sensor type, cable lengths, communication and hardware configurations, and measurement platform design delays can occur in the reception and storage of the data. Depending on local measurement velocity, the resulting time-lag propagates then into a position-lag as the measurements are linked with the wrong GPS coordinates. This leads to “sawtooth” patterns when the data are interpolated, particularly when measurements are performed in adjacent parallel tracks by driving up and down the field. Delefortrie et al. (2016) compared several corrections for a constant offset between the sensor and the GPS position.

These and other data accuracy issues have received considerable attention in the context of anomaly detection in archaeology (e.g. Schmidt et al, 2020) and particularly crop yield mapping (Robinson and Metternicht, 2005; Sudduth et al., 2012; Lyle et al., 2014; Leroux et al., 2018), where a time lag occurs between the cutting of the crop and the measurement by the grain flow sensor in the harvester. Also, a constant horizontal offset exists depending on the position of the GPS antenna on the harvester. Lee et al. (2012) proposed a computationally efficient method to estimate the time-lag from image processing with the phase correlation method, implemented in the yield editor tool presented by Sudduth et al. (2012). This method requires the data to be mapped first on a raster image.

The objective of this work is to propose a simple method to correct coordinates of on-the-go electromagnetic induction (EMI) field measurements by minimizing the average absolute difference between nearest neighbors. We evaluate the method for different spatial measurement layouts and provide recommendations for optimal performance of the method.

### 2.- Material and Methods

#### 2.1. Correction method

The correction is based on a simple coordinate translation,  $\Delta s$  [m], of the measurement locations along

the direction of travel and depending on the local speed,  $v_i$  [ $\text{m s}^{-1}$ ], and a measurement configuration-specific time-lag,  $\Delta t$  [s], as shown in Fig. 1. The corrected coordinates,  $(x, y)_i^*$ , of the original measurement location  $(x, y)_i$ , are calculated according to

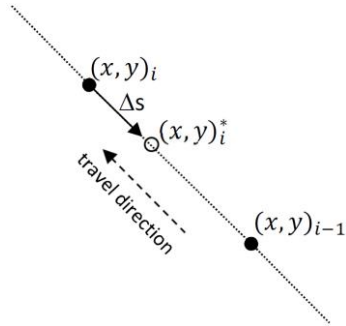
$$x_i^* = x_i + \frac{(x_{i-1} - x_i)}{\sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + (y_i - y_{i-1})^2}} v_i \Delta t \quad (1)$$

$$y_i^* = y_i + \frac{(y_{i-1} - y_i)}{\sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + (y_i - y_{i-1})^2}} v_i \Delta t. \quad (2)$$

The optimal value of  $\Delta t$  is found by minimizing the average ln-transformed absolute difference between each measurement and its nearest neighbor,  $\ln|\Delta z|$ ,

$$\min f(\Delta t) = \min \left( \frac{\sum_{i=1}^n \ln|\Delta z|_i}{n} \right)_{\Delta t}, \quad (3)$$

where  $n$  is total number of data points. In accordance with the dataset used hereinafter to evaluate the performance of the proposed correction method a range of  $\Delta t$  values from 0 to 2 s was adopted. Descriptive statistics and statistical distributions of  $\ln|\Delta z|$  are calculated to understand fully the performance of the correction method. To optimize the nearest neighbor search algorithm and minimize computation time a local rectangular search neighborhood was used. The nearest neighbor search is either performed considering all the data points in the search neighborhood (search strategy 1, ST1) or considering only data points from adjacent measurement lines (search strategy 2, ST2). The correction method was implemented in R (R Core Team, 2021).



**Fig. 1.** Schematic representation of the translation,  $\Delta s$ , used to correct the spatial coordinates. The filled circles represent two consecutive original measurement locations,  $(x, y)_{i-1}$  and  $(x, y)_i$ , while the empty circle represents the corrected location,  $(x, y)_i^*$ , of the latter measurement.

## 2.2. Data acquisition and processing

We used apparent electrical conductivity (ECa) data, measured with a DUALEM-21S (DUALEM, Milton, Canada) electromagnetic induction (EMI) sensor, to evaluate the correction method [Eqs. (1-3)]. The

measurements were performed on 9 September 2020, between 10:00 and 13:00 h on a recently laser-levelled 12.5 ha field in the B-XII irrigation district (Lebrija, Seville) in SW Spain. This area consists of reclaimed marshes characterized by expansive heavy clay soils and a shallow saline water table below the drainage system installed at approximately 1 m depth and with an average distance between the parallel 250-long drainage pipes of 5 m. Further details of the study area and its soil can be found in Moreno et al. (1981).

The EMI sensor is housed in a customized polyvinyl chloride (PVC) sled, in which it is operated at a height of 0.105 m above the soil surface and towed by an all-terrain vehicle (ATV) which is equipped with a mesa<sup>3</sup> field computer (Juniper Systems, Logan, UT, USA) for data collection and storage. A real-time kinematic differential global positioning system (Trimble, Sunnyvale, CA, USA) is used for accurate georeferencing the EMI measurements and measurement of terrain elevation. To provide more stability to the sled and to prevent overturning it is connected to the ATV using a rigid articulated arm.

The DUALEM-21S contains four receiver coils in perpendicular (P) and horizontal co-planar (H) configurations at 1.1 (P1), 1 (H1), 2.1 (P2) and 2 m (H2) from the transmitter coil providing theoretical depths of exploration (DOE) of approximately 0.5, 1.5, 1.0 and 3.0 m, respectively. The GPS antenna is located on the PVC sled at a height of 1.5 m in the center of the H1 coil configuration, producing a constant offset between the center of the four coil configurations and the GPS antenna of 0.05, 0, 0.55 and 0.50 m, respectively.

During the field measurement geographical RTK-DGPS coordinates were logged once per second while the four DUALEM-21S signals were measured twice per second. The 1- (P1 and H1) and 2-m (P2 and H2) signals are logged with different time stamps. Geographical coordinates are then converted to the UTM system in order to perform further data processing in a Cartesian system in which Euclidean distance can be used. The UTM-transformed RTK-DGPS coordinates are then interpolated according to the time stamps of the H and P signals according to the sensor clock which has a resolution of 0.01 s. Further processing involves the detection and removal of extreme values and measurements made at speeds  $< 0.5$  km/h from the dataset. For evaluation purposes the H1 signal is used. Its DOE of 1.5 provides usually the most stable and representative measurements for the soil profile. For demonstration purposes the four signals are used.

## 2.3. Spatial measurement layout

Apparent electrical conductivity measurements were made in the direction perpendicular to the drainage pipes at an average speed of 9 km/h and a density of 0,19 points/ $\text{m}^2$  (Table 1 and Fig. 2; data set A). In addition, three measurement lines were duplicated in opposite driving directions, as shown in Fig. 2 (data set

A, B1, B2 and B3). Subsequently, measurements were made in the direction of the drainage pipes at an average speed of 14 km/h yielding a density of 0,11 points/m<sup>2</sup> (Table 1 and Fig. 2; data set C). Due to technical issues related with the measurement equipment this survey could not be completed and a part of the field was left unmeasured (Fig. 2). The correction method is evaluated using different combinations of these data sets producing different spatial measurement layouts and data densities for the H1 signal, as shown in Table 1.



**Fig. 2.** Spatial layout of the ECa measurements used for the evaluation of the correction method. Measurements performed perpendicular to the drainage pipes are in yellow, in the direction of the drainage pipes in red and in magenta measurements in duplicated measurement lines.

**Table 1.** Characteristics of the different ECa data sets considered.

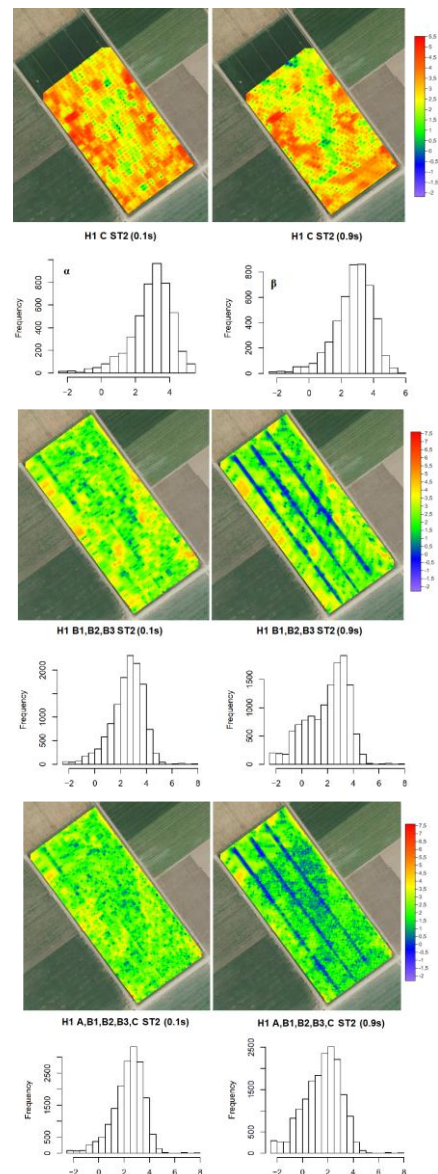
Data set	A	A,B1,B2,B3	C	A, B1,B2,B3, C
Nr. of data points	42100	48000	16700	64700
Average P1 ECa (mS/m)	147.7	145.5	152.2	149.2
CV (%) P1	38.0	37.3	26.8	35.3
Average H1 ECa (mS/m)	347.9	344.19	357.4	350.82
CV (%) H1	23.7	23.3	18.5	22.7
Average P2 ECa (mS/m)	344.9	341.0	354.9	348.1
CV (%) P2	25.4	25.1	21.1	24.8
Average H2 ECa (mS/m)	463.3	459.9	474.6	466.8
CV (%) H2	16.2	16.0	13.5	15.9
Average speed (km/h)	9.1	8.8	14.2	9.9
Average measurement lines spacing (m)	7.0	6,4	9,4	
Data density (points/m <sup>2</sup> )	0,19	0,22	0,11	0,30

Overall, the average ECa and coefficient of variation (CV) increased and decreased with depth, respectively (Table 1). Except for spatial data layout C, the CV is similar for the different coil configurations. The averages and the standard deviations were larger and smaller for this case, respectively, since a part of the field with smaller ECa values was not measured in this configuration (Fig. 2).

### 3.- Results and Discussion

#### 3.1. Effect of spatial measurement layout on $\ln|\Delta z|$

Figure 3 shows the spatial distribution and the histograms of the  $\ln$ -transformed absolute nearest neighbor difference distribution of ECa ( $\ln|\Delta z|$ ) for the H1 signal using the ST2 search method.

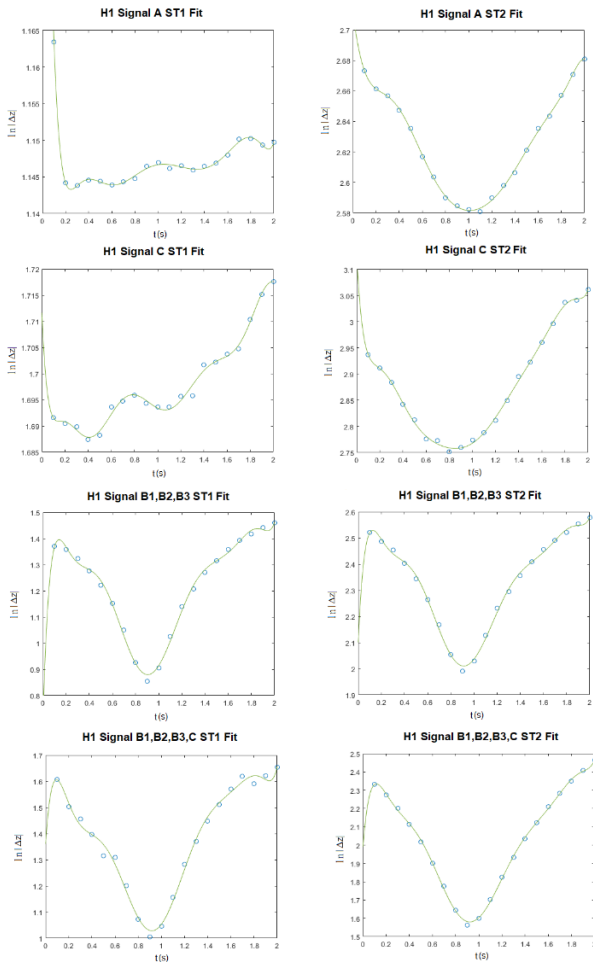


**Fig. 3.** Maps and histograms of  $\ln$ -transformed absolute nearest-neighbour difference distribution of ECa for non-optimized (0.1 s, left) and optimized (0.9 s, right) time lags ( $\Delta t$ ) considering three different spatial data configurations.

Overall,  $\ln|\Delta z|$  is largest for non-optimized  $\Delta t$  (left column) and in areas with sharp transitions between large and small ECa values.  $\ln|\Delta z|$  becomes particularly small when spatially dense ECa data sets are used, as can be seen in the maps in the second row of (Fig. 3) along the lines where measurements were made in opposite driving directions (A, B1, B2, B3). When combining all the data (A, B1, B2, B3, C) the smallest  $\ln|\Delta z|$  are observed across the entire field as shown in the maps on the third row (Fig. 3).

### 3.2. Comparison of optimization methods ST1 and ST2

Figure 4 shows the results of applying Eqs. (1-3) for different values of  $\Delta t$  using the H1 signal.



**Fig. 4.** Average  $\ln|\Delta z|$  as a function of  $\Delta t$  using search methods ST1 (left column) and ST2 (right column) using H1 data. From top to bottom results are shown for the following spatial data layouts (see also Fig. 2): A; C; A, B1, B2, B3 and A, B1, B2, B3, C. To identify the minimum a polynomial was fitted in each case.

The search method ST2 is in general capable of identifying a minimum average  $\ln|\Delta z|$ , as opposed to ST1, as it excludes nearest neighbors from the same measurement line. ST1 is less robust and provides only suitable results if overlapping measurements are available, but it is faster to execute than ST2.

### 3.3. Identification of the optimum $\Delta t$

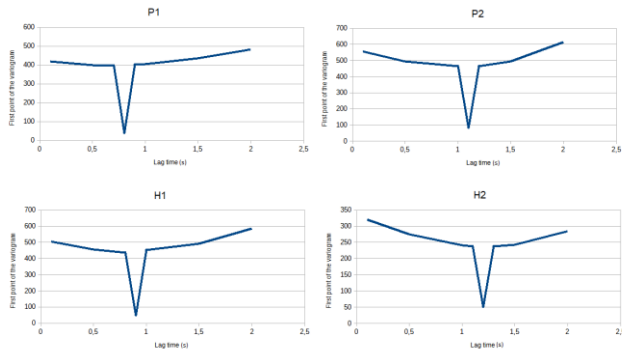
To identify the minimum average  $\ln|\Delta z|$  and the corresponding optimal  $\Delta t$ , a polynomial was fitted to the data in Fig. 4, and the minimum value of this fitted curve was calculated. Table 2 shows the optimized  $\Delta t$  and the corresponding  $\Delta s$  for the different signals, data configurations and optimization methods. Again, the best results are obtained by omitting points from the same measurement tracks using ST2. For the measurement layouts A, B1, B2, B3 and A, B1, B2, B3, C, both with overlaying measurements, similar results are obtained for ST1 and ST2. These results confirm that the findings for signal H1 hold also for the remainder ECa signals, showing that ST1 performs only adequately when overlapping ECa measurements are available.

**Table 2.** Optimized time-lags ( $\Delta t$ ) and spatial off-sets ( $\Delta s$ ) for the different ECa signals, different spatial measurement layouts and optimization methods.

	C	A	B1,B2,B3	B1,B2,B3,C
H1 $\Delta t$ (s)	0.42 - 0.85	0.25 - 1.02	0.91 - 0.92	0.92 - 0.92
P1 $\Delta t$ (s)	0.24 - 0.82	0.64 - 0.81	0.80 - 0.80	0.84 - 0.87
H2 $\Delta t$ (s)	1.80 - 1.04	0.46 - 1.31	1.29 - 1.30	1.28 - 1.26
P2 $\Delta t$ (s)	1.23 - 1.01	0.71 - 1.24	1.08 - 1.13	1.10 - 1.08
H1 $\Delta s$ (m)	1.66 - 3.35	0.63 - 2.58	2.23 - 2.25	2.53 - 2.53
P1 $\Delta s$ (m)	0.95 - 3.23	1.62 - 2.05	1.96 - 1.96	2.31 - 2.39
H2 $\Delta s$ (m)	7.10 - 4.10	1.16 - 3.31	3.16 - 3.18	3.52 - 3.47
P2 $\Delta s$ (m)	4.85 - 3.98	1.80 - 3.14	2.64 - 2.77	3.03 - 2.97

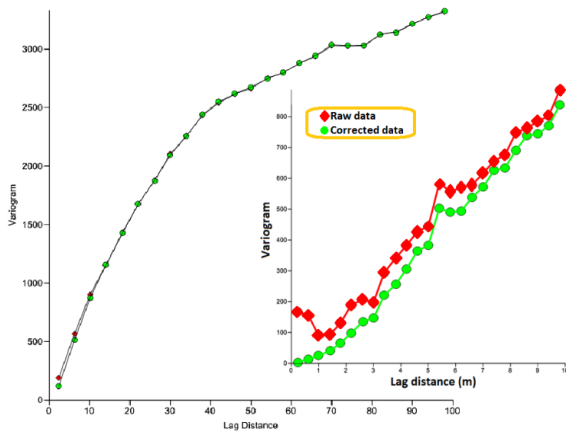
### 3.4. Validation of the optimized $\Delta t$ and corrected coordinates by variography

Figure 5 shows the semivariogram values at the first lag, a proxy for the nugget effect, for different  $\Delta t$  and ECa signals using the A, B1, B2, B3, C spatial data layout. A clear minimum is observed in the variogram values near the optimal  $\Delta t$ . This confirms that the correction also optimizes the spatial correlation structure at the fine scale, by minimizing short-range variability, resulting in smoother interpolated ECa maps.



**Fig. 5.** Variogram values at the first lag (a proxy for the nugget effect) for different  $\Delta t$  and ECa signals using the A, B1, B2, B3, C spatial data layout.

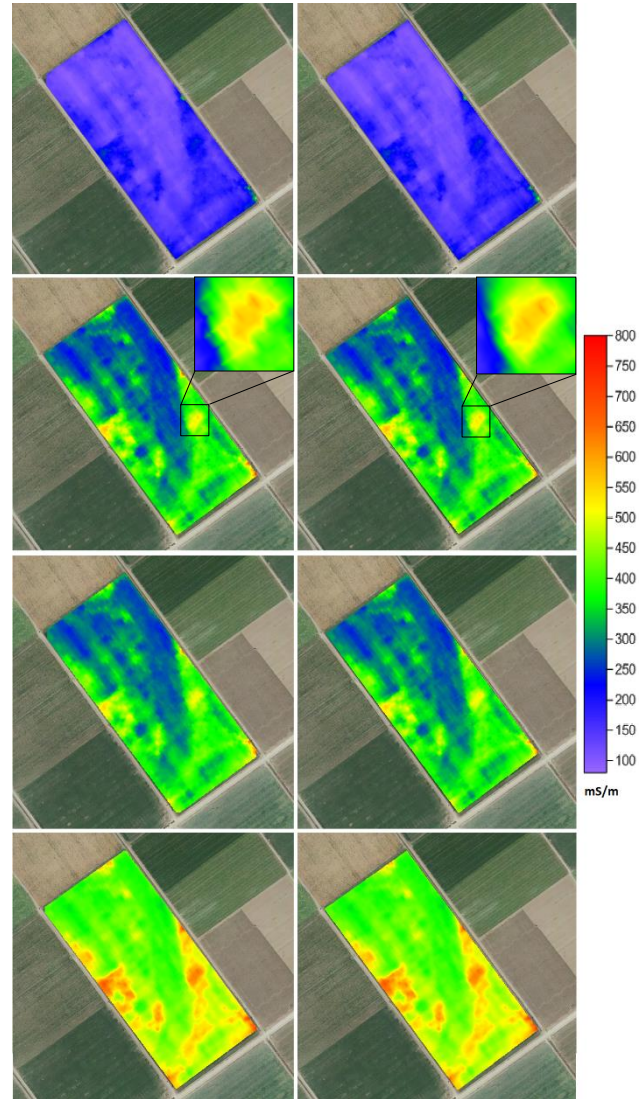
This effect is also appreciated when comparing variograms for the raw and the corrected data (Fig. 6). At the coarse scale variograms for the raw and corrected H1 ECa data (A, B1, B2, B3, C) are identical, except for the first three lags (up to 10 m) where semivariance is larger for the raw data. When zooming into the first lags (see inset Fig. 6) it can be seen how the semivariance of the raw data increases towards the origin for the smallest lags (roughly  $< 1$  m) as compared to the corrected data which show a smoothly varying spatial correlation structure near the origin. Figure 6 shows also that the effect of a 1-2 m spatial misfit in the ECa data coordinates propagates into the spatial correlation structure up to lags of 10 m in this case.



**Fig. 6.** Variograms for the raw and corrected H1 ECa data using the A, B1, B2, B3, C spatial data layout.

### 3.5. Corrected ECa maps

The implemented correction of the coordinates for the different ECa signals will be based on the A, B1, B2, B3, C spatial data layout, which includes all the available data, and the ST2 nearest neighbor search method. Figure 7 shows the maps for the four raw and corrected ECa signals, with a detail (inset) showing how the fine-scale sawtooth pattern disappears after the coordinate correction.



**Fig. 7.** ECa maps for the four signals with raw (left) and corrected (right) coordinates. Signals P1, P2, H1 and H2 are represented from top to bottom.

## 4.- Conclusions

A method is presented to correct the coordinates of delayed on-the-go field measurements using a linear translation  $\Delta s$  along the driving direction, which is optimized by searching for a  $\Delta t$  that minimizes the average In-transformed difference with the nearest neighbor. The method is validated using the four ECa signals provided by a DUALEM-21S. Different spatial data layouts and two different nearest neighbor search algorithms are compared. Overall, best results are obtained with both search algorithms if data density is high and partially overlapping measurement tracks are available. A best-case scenario is the one with overlapping ECa measurements obtained in opposite driving directions. When correcting old data, where it is impossible to obtain additional measurements

the search method ST2 should be used. This method excludes points on the same measurement track from the nearest neighbor search so that only points on adjacent measurement tracks are eligible as nearest neighbors. Yet, the larger required computing times for ST2 as compared to ST1 is a disadvantage of this method.

*Acknowledgement.* This work is funded by the Spanish State Agency for Research through grant PID2019-104136RR-C21 and by IFAPA/FEADER through grant AVA2019.018.

## 5.- References

- Delefortrie, S., Saey, T., De Pue, J., Van De Vijver, E., De Smedt, P., Van Meirvenne, M. 2016. Evaluating corrections for a horizontal offset between sensor and position data for surveys on land. *Precision agriculture*, 17: 349-364.
- Lee, D. H., Sudduth, K. A., Drummond, S. T., Chung, S. O., Myers, D. B. 2012. Automated yield map delay identification using phase correlation methodology. *Transactions of the ASABE*, 55: 743-752.
- Leroux, C., Jones, H., Clenet, A., Dreux, B., Becu, M., Tisseyre, B. (2018). A general method to filter out defective spatial observations from yield mapping datasets. *Precision Agriculture*, 19:789-808.
- Lyle, G., Bryan, B. A., Ostendorf, B. 2014. Post-processing methods to eliminate erroneous grain yield measurements: review and directions for future development. *Precision agriculture*, 15:377-402.
- Moreno, F., Martín, J., Mudarra, J.L. 1981. A soil sequence in the natural and reclaimed marshes of the Guadalquivir river, Seville (Spain). *Catena*, 8:201–211.
- R Core Team (2021). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. [www.R-project.org](http://www.R-project.org)
- Robinson, T. P., Metternicht, G. 2005. Comparing the performance of techniques to improve the quality of yield maps. *Agricultural Systems*, 85:19-41.
- Schmidt, A., Dabas, M., Sarris, A. 2020. Dreaming of perfect data: Characterizing noise in archaeo-geophysical measurements. *Geosciences*, 10, 382.
- Sudduth, K. A., Drummond, S. T., Myers, D. B. 2012. Yield editor 2.0: Software for automated removal of yield map errors. Paper No. 121338243. ASABE Ann. Intl. Mtg., Dallas, TX.



## ESTIMACIÓN DE PROPIEDADES DEL SUELO BASADA EN ESPECTROSCOPIA EN VIÑEDO EN GALICIA (ESPAÑA)

M. Rodríguez-Fernández<sup>1\*</sup>, J. Dafonte<sup>1</sup>, M. Fandiño<sup>1</sup>, J.R. Rodríguez-Pérez<sup>2</sup>, M. García-Fernández<sup>2</sup> y J.J. Cancela<sup>1</sup>

<sup>1</sup>PROEPLA Research Group, Universidade de Santiago de Compostela, Escola Politécnica Superior de Enxeñaría. Rúa Benigno Ledo s/n 27002-Lugo, marta.rodriguez.fernandez@rai.usc.es

<sup>2</sup>GEOINCA Research Group, Universidad de León. Avenida de Astorga, s/n. 24401. Ponferrada-León. jr.rodriguez@unileon.es

**RESUMEN.** Se han caracterizado los suelos de tres viñedos enmarcados en la zona vitivinícola de Rías Baixas (Galicia), situados en las provincias de Pontevedra y A Coruña, mediante análisis físico-químicos de 96 muestras tomadas en campo con muestreo sistemático. Además, estas muestras de suelo fueron analizadas en laboratorio para determinar los parámetros clásicos del suelo y caracterizadas espectralmente mediante un espectrorradiómetro de campo (ASD FS4; 350-2500 nm), con fibra óptica y sonda de contacto como metodología comparativa de las muestras. Con objeto de estimar las variables edáficas, se establecieron ecuaciones de ajuste mediante regresión de mínimos cuadrados parciales (PLSR) y Random Forest (RF), usando como variables predictoras las reflectancias. Los mejores resultados se han obtenido en las estimaciones del contenido en carbono, nitrógeno y materia orgánica.

**ABSTRACT.** Soils of three vineyards belonging to the Rías Baixas wine-growing area (Galicia), located in Pontevedra and A Coruña provinces, were characterized by physico-chemical analysis of 96 samples, collected in the field through systematic sampling. In addition, these soil samples were analysed in the laboratory to determine basic soil parameters and spectral data, using a field spectroradiometer (ASD FS4; 350-2500 nm), with optical fiber and contact probe, in order to compare the samples. Models were fit to the measured soil parameters by means of partial least squares regression (PLSR) and Random Forest (RF), using reflectances as predictor variables. The best results have been obtained for the estimation of carbon, nitrogen, and organic matter.

aplicando nuevas tecnologías sobre el viñedo (Monteserín, 2017).

La espectroscopía de reflectancia podría ser una alternativa a los métodos de laboratorio estándar, que permiten la definición de la composición del suelo del viñedo, como una metodología que abarata los costes del proceso mediante un sistema más rápido y cómodo para el viticultor. La aplicación de la espectroscopía en campo permite una gran flexibilidad para su aplicación en la agricultura, de la que resulta un gran conjunto de datos que permiten estimar diversas variables a partir de la reflectancia (cantidad de radiación reflejada respecto a la radiación incidente) a diferentes longitudes de onda, dando a lugar a una metodología analítica no destructiva, reproducible y precisa para la estimación cuantitativa de variables de suelo (Lima y Santos, 2020).

El método se basa en el supuesto simplificado de que la reflectancia del suelo es una combinación lineal de las firmas espectrales de sus componentes, ponderados por su abundancia y, por tanto, los cambios en las propiedades químicas, físicas y mineralógicas del suelo, que producen características espectrales distintas detectables mediante espectroscopía de reflectancia (Valenciaga y Saliba, 2006).

Las mediciones en espectroscopía requieren sólo unos segundos para medir una muestra de suelo, pero los espectros de reflectancia son, en gran parte, inespecíficos, debido a la interferencia de los espectros superpuestos de los componentes del suelo, que son variados e interrelacionados (Conforti *et al.*, 2015).

En consecuencia, la información relevante debe extraerse matemáticamente de los espectros y correlacionarse con las propiedades del suelo determinadas mediante métodos tradicionales (Du y Zhou, 2009). Generalmente, para su estudio se emplean técnicas quimiométricas y calibraciones multivariadas, como regresión de mínimos cuadrados parciales (PLSR) o metodologías de random forest (RF).

Se trata de un campo abierto en el que se ha de determinar una metodología y procesamiento de datos que permitan una comparación de los datos obtenidos mediante técnicas de espectroscopía y analíticas clásicas de laboratorio, que afiancen las predicciones y estimaciones de estos datos para la consolidación de esta metodología como estrategia rutinaria dentro de la agricultura de precisión.

### 1.- Introducción

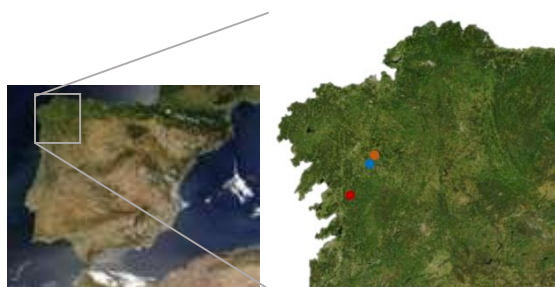
El suelo del viñedo es un medio heterogéneo, que condiciona aspectos muy importantes a los viticultores, como puede ser el desarrollo vegetativo de la planta o sus necesidades nutritivas, que influyen directamente a la producción y calidad de la uva.

Una viticultura moderna y sostenible requiere de una monitorización objetiva y continua del viñedo que permita una toma racional de decisiones, así como una aplicación de viticultura de precisión. Esta técnica sólo es posible

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Área de estudio

Los viñedos a estudio se encuentran enmarcados bajo la zona vitivinícola de Rías Baixas, situados en las provincias de Pontevedra (viñedo Lobeira) y A Coruña (viñedos Monteveiga y Ribadulla), en Galicia (Fig. 1).



**Fig. 1.** Localización de los viñedos: (rojo): Lobeira, (azul): Monteveiga y (naranja): Ribadulla.

Los tres viñedos presentan una geología distinta entre ellos, predominando en la parcela Lobeira suelos de granito y granodiorita biotítica, propios de la subzona vitivinícola Val do Salnés; por otro lado, Monteveiga y Ribadulla, en la subzona de Ribeira do Ulla, se caracterizan por suelos precámbricos-devonicos. Monteveiga está caracterizado por la presencia de esquistos verdes, anfibólicos y localmente con rocas más ácidas, mientras que Ribadulla se caracteriza por rocas de definición albitica y paragneises, según la cartografía geológica GEODE.

Los tres viñedos fueron plantados en el año 2004 con la variedad ‘Albariño’, que es autóctona de la zona. El sistema de conducción es en espaldera, con las viñas podadas con el sistema pulgar-vara. La separación es de 2,5 m entre plantas y de 3 m entre filas. El portainjerto empleado es el 110 Richter y, dispone de riego por goteo en toda la superficie cultivada.

### 2.2. Muestreo de suelo

En cada viñedo, en el mes de junio de 2020, se tomaron muestras de suelo del horizonte superficial (0-40 cm de profundidad) para su análisis físico-químico, siguiendo una cuadrícula de 30 x 30 m con 32 puntos de muestreo para cada una de las parcelas, con un total de 96 muestras de suelo (Fig. 2).

Las muestras se secaron en una estufa a 60°C y se tamizaron a 2mm. Usando los protocolos comunes (Carter y Gregorich, 2008), fueron analizadas para el estudio de concentraciones de Carbono y Nitrógeno (Skjemstad y Taylor, 1999).

También se realizó la caracterización de la

conductividad eléctrica aparente ( $EC_a$ ), realizada el 10 de junio de 2020, en las parcelas Monteveiga y Ribadulla, y el 12 de junio de 2020 en Lobeira, mediante el equipo EM-38DD. Se obtuvieron medidas tanto del dipolo vertical como horizontal ( $EC_{a-V}$  y  $EC_{a-H}$ ). Las especificaciones del equipo, se pueden encontrar de forma detallada en el trabajo de Corwin y Lesch, 2005. En cada muestreo, el equipo (EM-38DD), se transportó de forma manual en toda la extensión de cada viñedo, georreferenciando las medidas tomadas mediante un GPS-RTK.



**Fig. 2.** Puntos de muestreo en: (1): Lobeira, (2): Monteveiga y (3): Ribadulla.

### 2.3. Captura de datos. Espectrorradiómetro

Para la captura de las firmas espectrales se empleó el espectrorradiómetro portátil de campo ASD FieldSpec® 4 Standard-Res (NIR Solutions, USA). Este equipo captura valores de radiancia o reflectancia en el rango de longitudes de onda desde 350 hasta 2500nm, con una resolución espectral de 10 nm, capturando los datos de radiación a través de una fibra óptica multihaz.

Los datos de reflectancia se capturaron de dos maneras: la primera, utilizando la fibra óptica desnuda acoplada al dispositivo pistol grip (la fuente de iluminación fueron dos lámparas exteriores); y posteriormente, empleando una sonda (fuente de iluminación interna) diseñada para mediciones de contacto de materias primas sólidas como minerales, granos y otros materiales granulares, con una fuente de iluminación acoplada en la propia sonda de contacto, que facilita las mediciones de las muestras y la colocación del equipo de medida (Fig. 3).



Fig. 3. De izquierda a derecha, medición de las muestras con pistol grip (fibra óptica) y sonda de contacto.

La metodología seguida para la toma de medidas fue la misma en los dos procesos, siguiendo en ambos casos el protocolo recomendado por el fabricante del equipo. Las 96 muestras de suelo fueron colocadas sobre recipientes plásticos de color negro, con objeto de reducir al mínimo los reflejos de la fuente de iluminación (Fig. 4). Para gestionar el proceso de captura de datos se utilizó el software RMS3TM versión 6.3.0 (Boulder, Colorado).

Para la captura de datos se siguió el siguiente protocolo, recomendado por el fabricante del equipo:

- ✓ optimización del sistema
- ✓ proceso de calibración de los sensores mediante la lectura sobre el panel blanco (Labsphere Spectralon®, Labsphere-China)
- ✓ captura de la signature espectral de cada muestra de suelo. Mediante el proceso de calibración, el equipo pasa de medir valores de radiancia (niveles digitales) a reflectancia (relación entre la energía reflejada respecto a la energía incidente).

En cada muestra de suelo se tomaron tres valores de reflectancia de manera sistemática, en tres posiciones diferentes, con objeto de conseguir signatures espectrales representativas de cada muestra y obtener un valor medio de las tres mediciones para la creación de la base de datos.



Fig. 4. Muestras de suelo y equipo empleado para la medición.

## 2.4. Procesado y ajuste de datos

Para el procesado y ajuste de los datos, como variables predictoras se utilizaron los valores de reflectancia en todo el rango de longitudes de onda (con fibra óptica desnuda y con sonda de contacto) y las variables predichas fueron las concentraciones de Carbono y Nitrógeno analizadas en el laboratorio.

La base de datos, fue modelada mediante técnicas de PLSR y RF. La regresión PLSR, se trata de una técnica de modelado para análisis quimiométricos, muy empleada para el análisis cuantitativo de datos espectrales (McBratney et al., 2006). El algoritmo que emplea la regresión selecciona factores ortogonales sucesivos que maximizan la covarianza entre datos predictores (en este caso, los datos capturados con el espectrorradiómetro) y variables respuesta (datos de laboratorio).

Las técnicas empleadas de RF, son un modelo de análisis de datos no paramétrico, basado en la construcción de numerosos árboles de regresión (Breiman, 2001). El resultado total de los árboles individuales se analiza para construir una predicción de los datos. Los parámetros del modelo final se seleccionan promediando el valor del parámetro en todos los modelos calculados (Goydaragh et al., 2019). Además, RF es capaz de clasificar las variables según su importancia relativa para la predicción, basándose en el error de predicción de la regresión (Houborg y McGabe, 2018).

Las regresiones PLSR, se han establecido utilizando dos conjuntos de datos (capturados con fibra óptica y sonda de contacto), la estimación de los modelos de ajuste se ha realizado mediante el procesado de validación cruzada que permite entrenar tantos modelos como número de muestras (*full cross validation* o *Leave One Out*) con el empleo del software Unscrambler® X11. El método de validación cruzada (CV) suele emplearse para poblaciones pequeñas, generalmente hasta 150 muestras (Williams y Dardenne, 2017).

Los datos se han distribuido de forma equitativa en las tres parcelas a estudio, siguiendo la misma metodología empleada por autores como Naes et al., 2002 y Cozzolino et al., 2013.

En este estudio, el modelo de RF se calculó utilizando el paquete R “RadomForest”. Primeramente, se ha aplicado el método de RF a los datos de reflectancia y posteriormente, en un segundo enfoque, se ha aplicado el método de componentes principales (PC-RF), usando cuatro componentes principales y sobre estos se empleó el método de RF.

## 3.- Resultados y discusión

### 3.1. Captura de datos: fibra óptica vs sonda de contacto (PLSR)

Los resultados obtenidos a partir de la regresión PLSR, aplicada para el análisis del Nitrógeno y Carbono, en ambas metodologías de medición (fibra óptica y sonda de contacto), ha permitido determinar los mejores modelos de predicción de parámetros del suelo del viñedo.

Se ha identificado como mejor modelo, para cada variable, aquel que tiene un coeficiente de determinación aceptable (superior a 0,50 y menores errores en la validación).

En la Tabla 1, puede observarse como en las variables en las que se han determinado los mejores coeficientes de correlación con coeficientes de correlación y errores de validación muy similares entre sí, mostrando unos valores ligeramente superiores cuando los datos se han capturado con la sonda de contacto.

**Tabla 1.** Correlación ( $R^2$ ) y error de validación (RMSE) de los datos capturados con la fibra óptica (pistol grip) y sonda de contacto (probe)

Método	Parámetro	$R^2$	RMSE
Sonda cont.	N	0,52	0,039
Sonda cont.	C	0,61	0,723
Fibra opt.	N	0,51	0,588
Fibra opt.	C	0,57	0,579

\*C: carbono, N: nitrógeno

Las técnicas de medición empleadas con el espectrorradiómetro de campo ASD FieldSpec® 4 Standard-Res, con la fibra óptica y la sonda de contacto con la que se han realizado las medidas, han presentado buenos resultados para las propiedades de suelos, de igual forma que Rosero-Vlasova et al. (2016), que han aplicado ambas metodologías de captura de datos para evaluación de suelos tras incendios forestales.

Los resultados obtenidos en el presente estudio para los parámetros de Nitrógeno y Carbono, han sido similares a los obtenidos por Báscones et al. (2020) para estimar los minerales en el suelo, así como para determinar el contenido de agua en la vegetación del viñedo en el caso de González-Fernández et al. (2015), que obtuvieron valores de  $R^2 = 0,60$  para la variedad tempranillo.

A partir de los resultados que se muestran en la tabla 1, se continuó el análisis de los datos solamente con la medida con la sonda de contacto debido a los valores ligeramente superiores respecto a la fibra óptica.

### 3.2. – Regresión de mínimos cuadrados parciales (PLSR) vs. random forest (RF)

Los resultados obtenidos en RF, con las dos metodologías comentadas anteriormente (RF: random forest, y PC-RF: aplicando RF en los cuatro primeros componentes principales), han mostrado valores muy próximos entre sí, si bien los resultados obtenidos son ligeramente mejores cuando se aplica RF al conjunto de datos sin descomponer previamente los datos en sus componentes principales (Tabla 2).

**Tabla 2.** Correlaciones y errores de la validación para los datos procesados con RF

Parámetro	RF		PC-RF	
	$R^2$	RMSE	$R^2$	RMSE
N	0,69	0,038	0,62	0,042
C	0,72	0,629	0,70	0,653

\*C: carbono, N: nitrógeno

El empleo del RF para el procesamiento de los datos y realización de un modelo de ajuste de estos, en base a la predicción de datos como contenido de potasio en el suelo, o la caracterización de distintas zonas de manejo agrícola, han sido líneas de trabajo estudiadas por diversos autores mediante técnicas de espectroscopía (Goydaragh et al., 2019).

La comparación de los resultados obtenidos por la predicción de los datos con PLSR y RF muestra como las correlaciones y errores de validación entre ambos métodos son muy similares en los parámetros de suelo analizados. No obstante, los resultados obtenidos con RF mejoran ligeramente las correlaciones, obteniendo valores de 0,72 y 0,69 para el Carbono y Nitrógeno respectivamente.

De igual forma, los valores de error obtenidos en la validación son más bajos cuando son procesados con RF (Tabla 3).

**Tabla 3.** Correlaciones y errores de validación para los datos procesados con PLSR vs RF

Parámetro	PLSR		RF	
	$R^2$	RMSE	$R^2$	RMSE
N	0,52	0,045	0,69	0,038
C	0,61	0,751	0,72	0,629

\*C: carbono, N: nitrógeno

En las técnicas de espectroscopía analizadas, se suele trabajar con el total del rango de longitud de onda medido, tal y como se ha hecho en el presente trabajo, o bien se pueden realizar subconjuntos de datos en los distintos rangos de onda del espectro (Chang et al., 2001) (VIS: infrarrojo visible, NIR: infrarrojo cercano y SWIR: infrarrojo de onda corta), que permiten determinar la longitud de onda adecuada para las firmas espectrales de los parámetros a determinar, permitiendo reducir el conjunto de datos, así como facilitando el procesamiento de los mismos disminuyendo el tiempo y coste del análisis.

#### 4.- Conclusiones

Los modelos ajustados obtenidos con ambas metodologías de medición (fibra óptica y sonda de contacto), han presentado resultados similares entre sí.

No obstante, las medidas realizadas con la sonda de contacto muestran un mejor ajuste de los valores predichos con los valores observados (analizados por los métodos clásicos de laboratorio).

Con los resultados obtenidos, se ha podido estimar el contenido de Carbono y Nitrógeno de los tres viñedos de estudio, con correlaciones aceptables, siempre superiores a  $R^2=0,5$ . Esta información es de gran interés para el viticultor, ya que le permite realizar una caracterización del viñedo, así como evaluar técnicas de fertilización y realizar un manejo más preciso del mismo.

En cuanto a las dos técnicas empleadas para el procesado de los datos (PLSR y RF), se han obtenido resultados similares en ambas metodologías, aun siendo RF la técnica que ha producido modelos con unas correlaciones mejores con respecto a la regresión PLSR.

En el análisis de RF, la metodología en la que no se han definido componentes principales (RF vs PC-RF), es decir, en la que se ha aplicado el modelo al conjunto de datos de reflectancia, ha sido el que mejores resultados ha presentado.

La espectroscopía de campo se ha mostrado como una técnica complementaria a los análisis clásicos de laboratorio, que permite la caracterización de las propiedades fisicoquímicas de los suelos de viñedo, aportando información muy útil para el viticultor, así como, reduciendo tiempo y costes en el procesado de las muestras.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado en colaboración con la Bodega Mar de Frades – Zamora Company, en el marco del Proyecto ALBASOUL-17 “ESTRATEGIAS BIOTECNOLÓGICAS PARA OPTIMIZAR EL MANEJO DEL VARIETAL ALBARIÑO EN LA ELABORACIÓN DE VINOS TRANQUILOS Y ESPUMOSOS EN LA D.O. RIAS BAIXAS” Vinesalt, financiado por el programa (Programa PID-CDTI) del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.

#### 5.- Bibliografía

- Báscones, A., Suárez, M., Ferrer-Julà, M., García-Meléndez, E., Colmenero-Hidalgo, E., y Quirós, A. 2020. Characterization of clay minerals and Fe oxides through diffuse reflectance spectroscopy (VNIR-SWIR). *Remote sensing magazine*, 55, 49-57.
- Bouyoucos, G.J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soil. *Agronomy Journal*, 54 (5), 464-465.
- Breiman, L. 2001. Random forest. *Machine Learning*, 45 (1), 5-32.
- Carter, M.R. y Gregorich, E.G. 2008. *Soil Sampling Methods of Analysis*. Canadian Society of Soil Science: Pinawa, MB, Canada; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2008; p. 1224.
- Chang, C. W., Laird, D. A., Mausbach, M. J., y Hurburgh, C. R. 2001. Near-infrared reflectance spectroscopy–principal components regression analyses of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 65(2), 480-490.
- Conforti M., Froio R., Matteucci G. y Buttafuoco G. 2015. Visible and Near infrared spectroscopy to predict texture in forest floor: an application in southern Italy. *iForest*, 8: 339-347.

- Cozzolino, D., Cynkar, W.U., Damberg, R.G., Shah, N., Sminth, P. 2013. In situ measurement of soil chemical composition by near-infrared spectroscopy: A tool toward sustainable vineyard management. *Communications in soil science and plant analysis*, 44(10), 1610-1619.
- Corwin, D. y Lesch, S. 2005. Characterizing soil spatial variability with apparent soil electrical conductivity: I. Survey protocols. *Computers and electronics in agriculture*, 46(1), 103-133.
- Du, C., y Zhou, J. 2009. Evaluation of soil fertility using infrared spectroscopy: a review. *Environmental Chemistry Letters*, 7(2), 97-113.
- GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. [Fecha de consulta 10/06/2021]. Disponible en: [http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia\\_Geologica/IGME\\_Geode\\_50/MapServer/WMS/Server](http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geode_50/MapServer/WMS/Server)
- González-Fernández, A. B., Rodríguez-Pérez, J. R., Marcelo, V. y Valenciano, J. B. 2015. Using field spectrometry and a plant probe accessory to determine leaf water content in commercial vineyards. *Agricultural water management*, 156, 43-50.
- Goydaragh, M. G., Jafarzadeh, A. A., Shahbazi, F., Oustan, S., Taghizadeh-Mehrjardi, R., y Lado, M. 2019. Estimation of elemental composition of agricultural soils from West Azerbaijan, Iran, using mid-infrared spectral models. *Brazilian magazine of agricultural and environmental engineering*, 23(6), 460-466.
- Houborg, R. y McCabe, M.F. 2018. A hybrid training approach to leaf area index estimation through cubist and random forest machine learning. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 135, 173-188.
- Lima, M.A. y Santos, A.O. 2020. Estimation of grape isabel's quality in pre-harvest based on spectral signature. *Applied Research and Agrotechnology*, 13, 5838-1.
- McBratney, A.B., Minasny, B. y Rossel, R.V. 2006. Soil spectral analysis and inference systems: a powerful combination to solve the soil data crisis. *Geoderma*, 136 (1-2), 272-278.
- Monteserín, C. (2017). CULTIVA Decisiones: innovación en sistemas informáticos para el control del viñedo. *Phytoma España: La revista profesional de sanidad vegetal*, (288), 110-111.
- Naes, T., Isaksson, T., Fearn, T., Davies, T. 2002. A user friendly guide to multivariate calibration and classification. Chichester: NIR.
- Rosero-Vlasova, OA, Pérez-Cabello, F., Llovería, RM y Vlassova, L. 2016. Evaluation of VIS-NIR-SWIR laboratory configurations with different spectroscopy accessories for the characterization of forest fire soils. *Biosystem engineering*, 152, 51-67.
- Skjemstad, J.O. y Taylor, J.A. 1999. Does the Walkley-Black method determine soil charcoal. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 30 (15-16), 2299-2310.
- Valenciaga, D y Saliba, E.D.O.S. 2006. Near infrared reflectance spectroscopy (NIRS) and its potentialities for forage evaluation. *Cuban Journal of Agricultural Science*, 40(3), 259-267.
- Williams, P. y Dardenne, P. (2017). Tutorial: items to include in a report on a near infrared spectroscopy project. *Journal of Near Infrared Spectroscopy*, 25 (2), 85-90.



## HACIA UNA ÓPTIMA GESTIÓN DEL RIEGO A NIVEL DE PARCELA: EVALUACIÓN DE SENSORES COMERCIALES DE POTENCIAL HÍDRICO

A. Aldaz-Lusarreta<sup>1,2\*</sup>, M.A. Campo-Bescós<sup>1,2</sup>, R. Giménez<sup>1,2</sup>, I. Virto<sup>1,3</sup> y N. Barberena<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Innovación y Sostenibilidad en la Cadena Agroalimentaria (IS-FOOD), Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

<sup>3</sup>Departamento de Ciencias, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

\*A. Aldaz-Lusarreta. alaitz.aldaz@unavarra.es

**RESUMEN.** Se presenta un avance, bajo condiciones de laboratorio, de resultados de una exhaustiva evaluación de sensores comerciales de potencial hídrico representativos de la población existente, a nivel nacional e internacional. Se seleccionaron 10 tipos de sensores clasificados en cuatro familias según su principio de funcionamiento (capacitivos, bloques de resistencia eléctrica, tensiómetros y sensores de disipación de calor). Se evaluaron en un suelo franco arcillo limoso. Durante la experimentación se varió el contenido de humedad desde saturación hasta 200 kPa; a razón de 1,5 L·m<sup>-3</sup>·h<sup>-1</sup>.

La precisión y dispersión de valores de los sensores fue diferente según el rango de succión. En el rango de interés agronómico (20-100 kPa) los sensores de disipación de calor, capacitivos y dos de los tensiómetros seleccionados fueron los más precisos. En los dos primeros grupos, los registros podrían extenderse hasta 150-200 kPa, resultando particularmente interesante para la investigación científica.

**ABSTRACT.** A preview of the results, under laboratory conditions, of an exhaustive evaluation of commercial water potential sensors representative of the existing population, at national and international level, is presented. Ten sensor prototypes classified in four families according to their operating principle (capacitive, electrical resistance blocks, tensiometers and heat dissipation sensors) were selected. They were evaluated in silty clay loam soil. During the experiment the moisture content was varied from saturation to 200 kPa; at a rate of 1.5 L·m<sup>-3</sup>·h<sup>-1</sup>.

The precision and dispersion of sensor values were different according to the suction range. In the range of agronomic interest (20-100 kPa), heat dissipation sensors, capacitive sensors and two of the selected tensiometers were the most accurate. In the first two groups, the records could be extended up to 150-200 kPa, being particularly interesting for scientific research.

Para tal fin, se emplean diferentes estrategias de riego (determinación del momento de efectuar el riego y la cantidad de agua que se debe aplicar). Generalmente, se utiliza el balance hídrico, el cual permite predecir la cantidad de agua que va a consumir la planta (evapotranspiración) y la cantidad de agua disponible en el suelo, es decir, el agua fácilmente utilizable por la planta. La principal limitación de esta técnica es que los valores de evapotranspiración son promedios de la zona, lo que hace que este tipo de estrategia de riego no deje de ser una mera estimación. Por otro lado, existe otro tipo de estrategia de riego basada en el uso de sensores volumétricos de humedad y tensiómetros (sensores de potencial hídrico). La diferencia con respecto al balance hídrico reside en que las mediciones se hacen in situ y en tiempo real. Mediante la aplicación de ambos dispositivos es posible entonces medir de manera continua tanto el contenido de agua en el suelo como su disponibilidad (succión o grado de retención en la matriz del suelo) para los cultivos; permitiendo realizar una gestión integral del riego (Mzezewa et al., 2011; Kizito et al., 2008).

Los suelos están compuestos de partículas minerales (arena, limo y arcilla) y de elementos orgánicos de diferente tamaño y forma. La proporción de cada una de éstas define la textura del suelo. A su vez, estas partículas suelen presentarse agrupadas en agregados, igualmente de variado tamaño y forma, conformando la estructura del suelo. La textura y estructura, propia de cada suelo, define su porosidad. El suelo es, en definitiva, un material poroso, complejo. La característica del sistema poroso del suelo, especialmente el tamaño (diámetro equivalente) y la forma de los poros dominantes, determina la capacidad del suelo de absorber, infiltrar y almacenar el agua (Hillel, 1998; Porta et al., 1994; Rojo et al., 1992). En el arte del riego no basta entonces conocer el contenido de agua del suelo per se, sino también la disponibilidad de la misma para las plantas; determinada entonces por la capacidad de las raíces de extraer el agua del suelo venciendo las fuerzas de retención (succión) de la misma (Or et al., 2005). Ambos parámetros (contenido de humedad y succión) se relacionan a través de la conocida curva de retención de humedad del suelo (CRH) (Nolz et al., 2013). Por lo expuesto, cada tipo de suelo presentará una determinada CRH ya que la misma estará condicionada por la textura, estructura y contenido de materia orgánica presente en el suelo.

### 1.- Introducción

Una adecuada práctica del riego en sus diferentes modalidades –superficie, aspersión y localizado– consiste básicamente en aplicar al suelo la cantidad de agua óptima, en el momento oportuno, para que la misma pueda ser aprovechada por las plantas.

Además, la forma de la CRH puede ser ligeramente diferente según la misma se obtenga en absorción o desorción (fenómeno de histéresis) (Hillel, 1998).

Hasta donde sabemos, no se ha realizado hasta la fecha una evaluación de la mayoría de dispositivos de potencial hídrico disponibles en el mercado actual.

El objetivo del presente trabajo es realizar una exhaustiva evaluación de sensores comerciales de potencial hídrico representativos de la población existente, tanto a nivel nacional como internacional, bajo condiciones de laboratorio. Se busca, principalmente, dar respuesta a las siguientes preguntas: (i) ¿Cuál de todos los sensores disponibles en el mercado es el más preciso? y (ii) ¿Cuál es la mínima tasa de cambio del contenido de humedad del suelo requerida por el sensor para una correcta lectura?

Tras haber llevado a cabo una exhaustiva búsqueda bibliográfica sobre sensores de potencial hídrico, se ha visto que en el mercado actual existe una amplia gama de dispositivos. Por tanto, se ha creído necesario realizar una clasificación tentativa de sensores en uso y poder así, trabajar con un número manejable de los mismos. Bittelli (2010) propone clasificar las familias o métodos según funcionamiento, área de aplicación o métodos de campo y de laboratorio. En el presente ensayo, se ha decidido clasificar los sensores de acuerdo a su principio de funcionamiento, agrupándolos en cuatro grandes familias; (i) tensiómetros, (ii) sensores capacitivos, (iii) sensores de disipación de calor y (iv) bloques de resistencia. Se seleccionaron 10 modelos de sensores (representativos de la población existente a nivel nacional e internacional) de tal manera que cada una de las 4 familias de sensores quedase representada por al menos uno de los mismos. La evaluación de los mismos se realizará en dos suelos contrastantes en su textura: franco arcillo limoso y limoso.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Sensores de potencial hídrico

Tal y como se ha mencionado, los sensores seleccionados para la presente investigación pertenecen a cuatro grandes familias cuya descripción y principio de funcionamiento se explican brevemente a continuación (Tabla 1).

**Tensiómetros.** El dispositivo consta de un depósito que se llena de agua, una cápsula porosa de cerámica y un vacuómetro. Cuando el tensiómetro se ha instalado a la profundidad deseada, la energía del agua en el interior del tensiómetro se equilibra con la del suelo que le rodea. Conforme se va secando el suelo, éste extrae más agua del tensiómetro a través de la cápsula porosa; generándose en el interior del depósito una presión negativa (vacío) medida por el vacuómetro (Lekshmi et al., 2014; Bitelli, 2010; Hillel, 1998).

**Sensores capacitivos.** Están compuestos por una cerámica porosa cuya relación humedad vs potencial hídrico es conocida. En el interior de la cerámica se aloja un sensor que mide el contenido de agua de la

misma. Cuando el sensor se coloca en el suelo, la succión en la cerámica porosa se equilibra con la matriz del suelo circundante. De esta manera, se mide el contenido de humedad de la cerámica y mediante la curva de calibración (relación humedad vs potencial hídrico) se infiere la succión. (Lekshmi et al., 2014; Bitelli, 2010; Robinson et al., 2008; Hillel, 1998).

**Sensores de disipación de calor.** Consisten en un elemento calefactor y un termopar colocados en el interior de una matriz cerámica porosa. Se envía un pulso de corriente eléctrica y el termopar mide el aumento de temperatura. La magnitud del aumento de temperatura varía según la cantidad de agua en la cerámica porosa, que cambia a medida que el suelo se humedece y se seca. El potencial hídrico del suelo se determina aplicando una ecuación de regresión (Lekshmi et al., 2014; Bitelli, 2010; Robinson et al., 2008; Hillel, 1998).

**Bloques de resistencia.** Están formados por un par de electrodos incrustados en un bloque poroso, que se entierra. La resistencia eléctrica entre los electrodos del bloque poroso es proporcional a su contenido de agua, que está a su vez, relacionado con el potencial hídrico del suelo circundante. Conforme se seca el suelo, y por tanto el bloque poroso, la resistencia eléctrica se reduce (Lekshmi et al., 2014; Campbell y Campbell, 2005; Hillel, 1998).

Así pues, se seleccionaron 10 modelos de sensores de tal manera que cada una de las 4 familias de sensores quedase representada por al menos uno de los mismos (Tabla 1).

**Tabla 1.** Clasificación, modelo y rango de medición de cada sensor comercial de potencial hídrico evaluado en la experimentación.

Clasificación	Modelo	Rango de medición
Tensiómetro	Modelo SR ( <i>IRROMETER Soil Water Management</i> )	0 - 100 kPa
	Modelo LT ( <i>IRROMETER Soil Water Management</i> )	0 - 40 kPa
	Tensio 153e ( <i>UGT Team</i> )	0 - 100 kPa
	Teros 32 ( <i>Meter Group</i> )	0 - 85 kPa
Sensor capacitivo	TensioMark ( <i>Stevens Water Monitoring Systems</i> )	1 - 1.000.000 kPa
	Teros 21 ( <i>Meter Group</i> )	9 - 2.000 kPa
	Teros 21 Gen 2 ( <i>Meter Group</i> )	5 - 100.000 kPa
Sensor de disipación de calor	EQ-3 ( <i>Delta-T Devices</i> )	0 - 1000 kPa
	229-L ( <i>Campbell Scientific, Inc.</i> )	0 - 2.500 kPa
Bloque de resistencia	Watermark Modelo 200SS ( <i>IRROMETER Soil Water Management</i> )	0 - 200 kPa

### 2.2. Suelos

Los sensores fueron evaluados en dos suelos contrastantes en cuanto a su textura, principalmente (Tabla 2). Ambos suelos se han tamizado a 2 mm.



**Tabla 2.** Propiedades físico-químicas de los dos suelos utilizados en la experimentación.

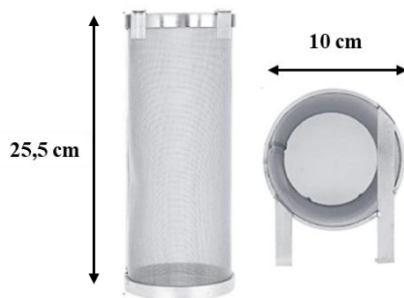
	Suelo 1	Suelo 2
Arena (Gruesa) (%)	14,5	17,3
Arena (Fina) (%)	21,8	29,3
Limo (%)	39,4	39,4
Arcilla (%)	31,7	14,0
Textura (USDA)	<i>Franco arcillo limoso</i>	<i>Limoso</i>
pH	8,1	7,7
CE ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )	176,0	484,0
Contenido orgánico (%)	2,0	1,9
Carbonatos (%)	20,6	40,3
CIC ( $\text{Cmol}\cdot\text{Kg}^{-1}$ )	1,7	1,1

Cabe destacar que, los suelos dominantes de Navarra son de clases texturales finas, siendo el *Suelo 2* (Tabla 2) atípico en esta región.

**Tratamientos y repeticiones.** De la combinación de 10 sensores y 2 suelos se definen 20 tratamientos; a los que se suma el tratamiento control (ver abajo). Los experimentos –combinación de sensores y suelos– se repitieron dos veces; cada repetición con una unidad de sensor diferente.

### 2.3. Experimentación

La evaluación de cada uno de los sensores comerciales se ha realizado en laboratorio en un volumen de suelo (densidad aparente:  $1,16\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ), contenido en un cilindro mallado de acero inoxidable (Fig. 1), en cuyo centro se alojaba el sensor. En la elección de este contenedor se han tenido en cuenta los siguientes criterios técnicos y operativos.



**Fig. 1.** Dimensiones del cilindro mallado de acero inoxidable utilizado para la evaluación de los sensores.

Se trata de un recipiente mallado para que la demanda evaporativa fuese homogénea en toda su superficie, asegurando así una variación uniforme en el contenido de humedad del suelo durante la experimentación (ver abajo). Una mayor homogeneidad en el contenido hídrico es posible gracias a la forma cilíndrica del recipiente, puesto que la distancia desde su centro (donde se encuentra el sensor) a cualquier punto de su periferia es constante.

Además, para la elección de las dimensiones del cilindro (Fig. 1) se tuvo en cuenta las dimensiones de los sensores y su radio de acción (aproximadamente entre 2 y 3 cm).

**Determinación de valores de referencias (tratamiento control).** Para poder comparar las lecturas que registraban los sensores durante la experimentación (ver abajo), era menester establecer valores de succión de referencia a diferentes contenidos de humedad, en ambos suelos; es decir, determinar, para cada suelo, su correspondiente CRH en desorción. Luego, durante la experimentación, para estimar el valor de la succión en el suelo, en un momento determinado, bastaría medir el contenido de humedad del mismo para, a través de éste, conocer el valor de succión.

Las CRH de cada suelo fueron determinadas mediante el uso de Placas de Presión de Richard, ya que se trata de un método más o menos directo –y relativamente sencillo y poco costoso considerando los recursos disponibles– para medir la succión a diferentes grados de humedad. Mediante el uso de estas placas de presión, es posible aplicar presión positiva directamente sobre las muestras de suelo; a diferencia de lo que sucede en los sensores comerciales donde la lectura de la succión se veía, de alguna manera afectada o condicionada por la presencia de un determinado material poroso sintético –propio del sensor– en contacto íntimo con el suelo. Un claro ejemplo de esto último es la capsula de porcelana porosa de los tensiómetros que condiciona –debido a su permeabilidad– el movimiento de agua desde el depósito de agua hacia el suelo. Cabe recordar que la placa porosa en la olla de Richard, es básicamente un mero sostén de las muestras de suelo; y que garantiza, además, que se mantenga un continuo drenaje de agua de la muestra de suelo, durante el proceso de medición.

El principio de funcionamiento de esta técnica se basa, entonces, en la inyección de aire comprimido a una presión equivalente al potencial hídrico a determinar. Al aplicar la presión, la placa cerámica deja drenar el agua extraída de las muestras a través de un colector hasta alcanzar el estado de equilibrio (las muestras dejan de drenar). El proceso finaliza con el pesado de las muestras y su posterior secado. De esta forma, y por diferencia de pesos se consigue determinar el contenido hídrico de la muestra (Dirksen, 1999).

El suelo para la determinación de las CRH fue tamizado a 2 mm y compactado a una densidad aparente de  $1,16\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ , al igual que se hizo con el suelo de relleno de los cilindros experimentales (ver arriba). Además, la CRH para los dos suelos de estudio se ha definido desde 0 hasta 200 kPa ya que es el rango de interés a nivel agronómico (ej., con fines de riego). El agua fácilmente utilizable por la planta se encuentra en succiones inferiores a los 100-150 kPa y, además, la mayoría de los sensores convencionales (especialmente los tensiómetros) cavitan a los 100 kPa.

**Diseño experimental.** Cada experimento se llevó a cabo dentro de una amplia cámara climática donde se alojaban los diferentes tratamientos (Fig. 2); es decir, 10 cilindros mallados, cada uno conteniendo un suelo y un sensor determinado.

En cada caso, el suelo se llevaba a saturación (por capilaridad). A continuación, se forzaba su secado bajo condiciones controladas (desorción). El secado se llevaba a cabo en la cámara donde se podía controlar tanto la humedad como la temperatura ambiente para así establecer una tasa de velocidad de secado determinada. Siendo que cada sensor tiene un determinado tiempo de respuesta (no indicado por el fabricante) el tiempo de secado se ajustó al que cabría esperar en los estratos superiores de un suelo agrícola in situ. La tasa de secado que cabría esperar en los primeros 10 cm del perfil de suelo en condiciones de campo con un cultivo de maíz en un mes de alta evapotranspiración es de  $1,5 \text{ L} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{h}^{-1}$  (Gomes de Andrade et al., 2011). Pruebas preliminares permitieron determinar que esta tasa de variación del contenido de humedad se alcanzaba, aproximadamente, con una humedad relativa del 80 % y una temperatura de 10 °C.

Dentro de la cámara climática, el sensor de cada tratamiento, estaba conectado a un datalogger –CR1000X de Campbell Scientific– que permitía un registro automático de datos durante toda la experimentación.

La cámara alojaba también un cilindro sólo con suelo (tratamiento control, ver arriba) sometido a las mismas condiciones de secado que el resto de tratamientos. Por diferencias de pesada (precisión de 0,01 g) de este cilindro, era posible conocer el contenido de humedad del suelo en un determinado momento. Y con este dato, inferir el valor de succión correspondiente (valor de referencia, ver arriba) a través de la CRH del suelo en cuestión.



Fig. 2. Imagen de los tratamientos alojados en el interior de la cámara climática durante la experimentación.

**Protocolo experimental.** La experimentación se iniciaba con el suelo saturado (0 kPa). Cada hora, aproximadamente, se anotaba el valor de succión registrado por cada sensor y el peso del tratamiento control para la determinación del contenido de humedad. Todo esto hasta alcanzar aproximadamente los 200 kPa.

### 3.- Resultados y discusión

A continuación, se presentan los resultados preliminares de esta investigación correspondientes al Suelo 1 (Tabla 2).

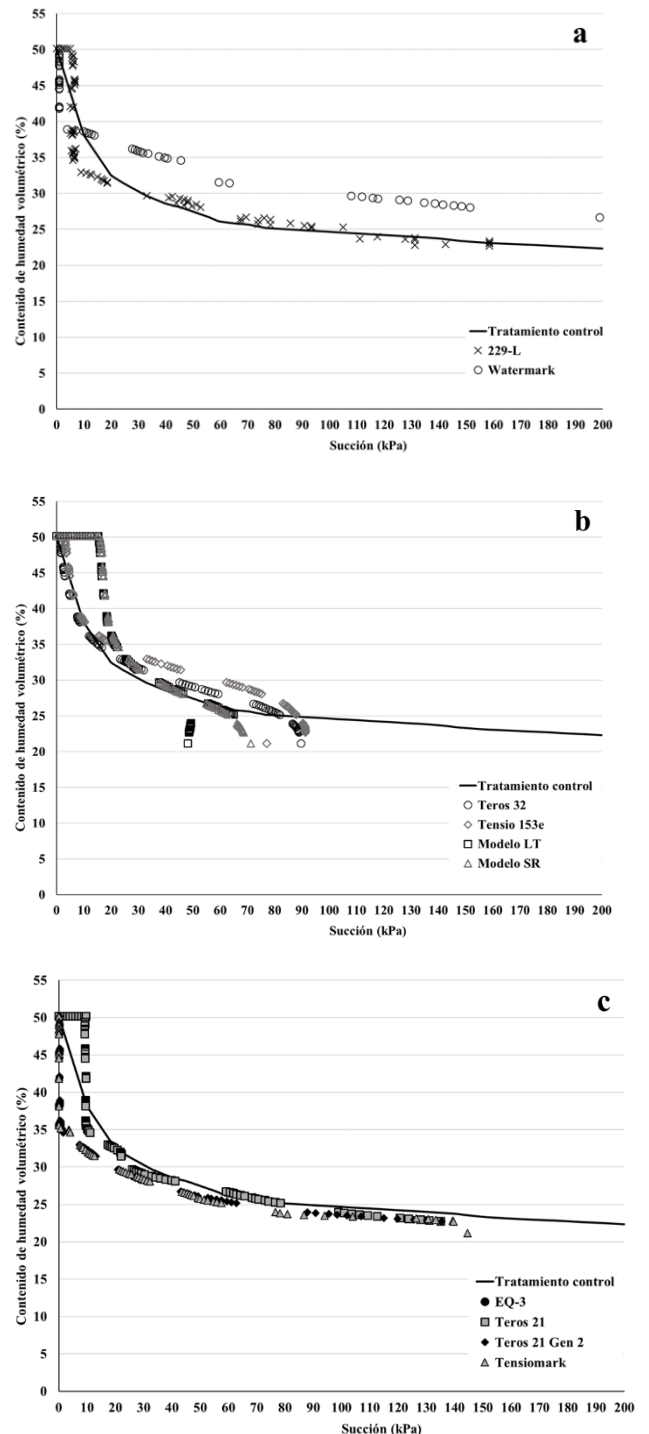
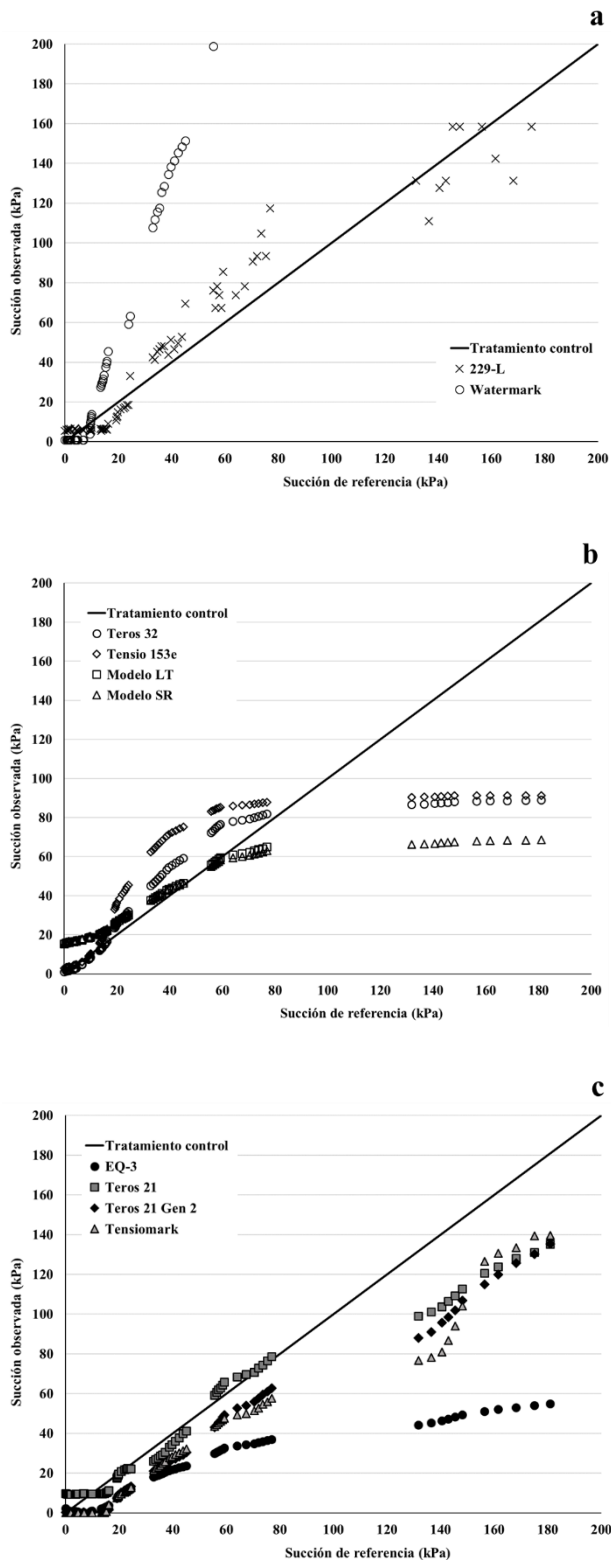


Fig. 3. Curvas de retención de humedad del tratamiento control y de las distintas familias de sensores: a) sensor de disipación de calor (229-L) y del bloque de resistencia (Watermark), b) tensiómetros (Teros 32, Tensio 153e, Modelo LT y Modelo SR) y c) sensores capacitivos (EQ-3, Teros 21, Teros 21 Gen2 y Tensiomark).



**Fig. 4.** Succión de referencia del tratamiento control frente a la succión observada en las diferentes familias de sensores. a) sensor de disipación de calor (229-L) y el bloque de resistencia (Watermark), b) tensiómetros (Teros 32, Tensio 153e, Modelo LT y Modelo SR) y c) sensores capacitivos (EQ-3, Teros 21, Teros 21 Gen2 y Tensiomark).

En la Fig. 3 se muestran las curvas de retención obtenidas con los diferentes sensores junto a la de referencia (tratamiento control). Las diferentes curvas guardan un cierto paralelismo con la curva de referencia, principalmente las correspondientes a los sensores de disipación de calor y los capacitivos (Fig. 3a y 3c). De hecho, las curvas de estas dos familias prácticamente se superponen con la curva de referencia en el rango de succiones de 20 kPa a 150 kPa. Los tensiómetros –especialmente los modelos LT y SR– (Fig. 3b) muestran un comportamiento similar al que se acaba de describir, pero el registro se interrumpe –por cavitación– a succiones de 70-90 kPa.

A excepción de los tensiómetros Teros 32 y Tensio 153e (Fig. 3b), a succiones inferiores a 20 kPa (agua gravitante) se observa, en las respectivas CRH, una marcada zona de entrada de aire; es decir donde el valor del contenido de humedad se mantiene en saturación dentro de ese rango de succión. Esto debido a la presencia de una población más o menos elevada de poros ocluidos o no funcionales en la matriz porosa de los respectivos sensores, a estas bajas succiones. Por el contrario, el bloque de resistencia y los capacitivos –a excepción del Teros 21– no sólo no presentan una zona de entrada de aire sino que incluso registran una abrupta caída del contenido de humedad a muy bajas succiones (inferiores a 5 kPa); lo que sugiere la existencia de una población de poros funcionales y de gran tamaño.

Una manera más clara de analizar el comportamiento de cada sensor es comparar –para diferentes contenidos de humedad– el valor de succión medido por el dispositivo (succión observada) con respecto al correspondiente valor de referencia (Fig. 4).

En general, la respuesta de las distintas familias de sensores fue diferente según el rango de succión (Fig. 4).

Los tensiómetros muestran poca o nula sensibilidad a succiones superiores a aproximadamente 100 kPa (Fig. 4b) cuando se produce la cavitación de los mismos (ver arriba); mientras que los restantes (capacitivos, disipación de calor y bloque de resistencia) son insensibles en succiones inferiores a 20 kPa (Fig. 4a y 4c).

Si bien el sensor de disipación de calor y sobre todo los capacitivos, a diferencia de los tensiómetros, son sensibles a succiones superiores a 100 kPa, subestiman la succión en más de un 15-20 % (Fig. 4c).

Por otro lado, entre los 20 y los 100 kPa los sensores capacitivos subestimaron la succión (Fig. 4b); exceptuando los modelos Teros 21 y Teros 21 Gen 2, con una buena estimación de la misma (Índice de Nash Sutcliffe= 0,85 y 0,70, respectivamente). Por el contrario, tanto los tensiómetros, como el sensor de disipación de calor y especialmente el bloque de resistencia sobreestimaron los registros de succión.

#### 4.- Conclusiones

Los principales sensores de potencial hídrico en uso a nivel internacional fueron evaluados en condiciones de laboratorio; en un suelo agrícola típico de Navarra. Previamente, el gran número de sensores existentes en el mercado fue clasificado según principios de funcionamiento definidos con criterios propios: (i) tensiómetros, (ii) capacitivos, (ii) de disipación de calor y (iv) bloque de resistencia.

La respuesta en cuanto a precisión y dispersión de valores de los diferentes grupos o familias de sensores fue diferente según el rango de succión considerado.

En el rango de succión de interés agronómico  $-20$  kPa y  $100$  kPa: que corresponde al agua fácilmente utilizable por las plantas— tanto los sensores de disipación de calor como los capacitivos y dos modelos de tensiómetros se presentan como los más precisos. Además, en los dos primeros grupos, los registros podrían extenderse hasta al menos  $150-200$  kPa, aproximadamente con la misma fiabilidad. Esta última cualidad resulta particularmente interesante para la investigación científica.

Algunos sensores, sobre todo el de bloque de resistencia, podrían mejorar grandemente su actuación con modelos de ajustes ad hoc, en lugar de los generales proporcionados por el fabricante.

Esta primera evaluación debe completarse mediante un análisis estadístico más detallado, de tal manera de cuantificar mejor la precisión y error experimental de cada grupo de sensores; y esto en diferentes rangos de succión. Esto último permitiría al usuario elegir el sensor más adecuado según sus objetivos; por ej., con fines de riego o investigación en hidrología subsuperficial.

Resta cuantificar el mínimo tiempo de lectura (tiempo de respuesta) requerido por cada sensor para una correcta lectura. Por ejemplo, un sensor que necesita que el contenido de humedad se mantenga constante un largo tiempo para generar una lectura fiable, no sería apto para su uso en horizontes superficiales de suelo sometidos a una alta tasa evapotranspirativa.

Nueva experimentación con suelos de texturas contrastantes permitirá analizar el efecto de esta propiedad (este factor), en la relación contenido de humedad vs succión.

Una evaluación más precisa que la presente podría llevarse a cabo usando como valores de referencia (valores de succión para diferentes contenidos de humedad) obtenidos a partir de células de tempe en lugar de curvas de retención de humedad obtenidos con ollas de presión.

*Agradecimientos.* La presente investigación se ha llevado a cabo en el marco del proyecto 011-1365-2020-000075 CropStick: sentinel de sales, pH, Nitrógeno y nutrientes y la percolación de agua en profundidad, financiado por el Gobierno de Navarra.

#### 5.- Bibliografía

- Bittelli, M., 2010. Measuring soil water potential for water management in agriculture: a review. *Sustainability*, 2 (5) (2010), pp. 1226-1251.
- Campbell, G.S. y C.S. Campbell, 2005. Water content and potential, measurement. En D., Hillel y J.L., Hatfield. (Eds.), *Encyclopedia of soils in the environment (Vol. 3)* (pp. 253-257). Amsterdam: Elsevier.
- Dirksen, C., 1999. *Soil physics measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany, 154 p.
- Gomes de Andrade, J., P. Seguí, R. Carlesso, C. Trois y A.E. Knies, 2011. Pérdidas de agua por evaporación en maíz con siembra convencional y directa para diferentes niveles de cobertura muerta. I. resultados experimentales. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 20(2), 60-64.
- Hillel, D., 1998. *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego., CA.
- Kizito, F., C.S. Campbell, G.S. Campbell, D.R. Cobos, B.L. Teare, B. Carter, y J.W. Hopmans, 2008. Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. *Journal of Hydrology*, 352(3-4), 367-378.
- Lekshmi, S., U. Susha, D.N. Singh, y M. Shojaei Baghini, 2014. A Critical Review of Soil Moisture Measurement. *Measurement*, 54: 92-105.
- Mzezewa, J., E.T. Gwata, y L.D. van Rensburg, 2011. Yield and seasonal water productivity of sunflower as affected by tillage and cropping systems under dryland conditions in the Limpopo Province of South Africa. *Agricultural Water Management*, 98(10), 1641-1648.
- Nolz, R., G. Kammerer, y P. Cepuder, 2013. Calibrating soil water potential sensors integrated into a wireless monitoring network. *Agricultural Water Management*, 116, 12-20.
- Or, D., M. Tuller, y J.M. Wraith, 2005. Water Potential. En D., Hillel y J.L., Hatfield. (Eds.), *Encyclopedia of soils in the environment (Vol. 3)* (pp. 270-277). Amsterdam: Elsevier.
- Porta, J., M. López-Acevedo, y C. Roquero, 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Mundi-Prensa.
- Robinson, D. A., C.S. Campbell, J.W. Hopmans, B.K. Hornbuckle, S.B. Jones, R. Knight, y O. Wendroth, 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone Journal*, 7(1), 358-389.
- Rojo, C., P. Urbano, y A. Wild, 1992. Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell. Mundi-Prensa.

## ESTUDIO DE LA ESTABILIDAD TEMPORAL DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN UNA CUENCA MEDITERRÁNEA SOBRE MATERIAL GRANÍTICO

V. García-Gamero<sup>1\*</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,2</sup>, A. Peña<sup>3</sup>, A.M. Laguna<sup>4</sup>, T. Vanwalleghem<sup>1</sup>, G. Martínez-García<sup>4</sup>, K. Vanderlinden<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: g02gagav@uco.es

<sup>2</sup>Depto. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: aglgicej@uco.es

<sup>3</sup>Depto. de Ingeniería Rural, Construcciones civiles y Proyectos de Ingeniería, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ir1peala@uco.es

<sup>4</sup>Depto. de Física Aplicada, Radiología y Medicina Física, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fallalua@uco.es

<sup>5</sup>IFAPA Centro Alameda del Obispo, Avda. Menéndez Pidal s/n, 14004 Córdoba. karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es

**RESUMEN.** En una investigación realizada en la Sierra Morena, cerca de Cardeña (Córdoba), en el marco de un proyecto que estudia los procesos de formación del suelo, se instaló una red de sensores de humedad del suelo a lo largo de dos laderas con orientación opuesta, norte-sur. El estudio de la estabilidad temporal refleja que los puntos localizados en la ladera orientada al norte son temporalmente más estables en las diferentes profundidades (0.05, 0.15, 0.25, 0.35 y 0.45 m) en las que se monitoriza la humedad del suelo. Sin embargo, los puntos situados en el valle presentan una menor estabilidad temporal. El Análisis de Componentes Principales (CPs) reduce la complejidad del conjunto de datos, describiendo los dos primeros CPs el 97.5 % de la varianza total. El CP 1 explica el 92.5 % de la varianza pudiendo identificarse con el clima, mientras que el CP 2 explica el 5.1 % de la varianza pudiendo identificarse con la topografía y su influencia en la hidrología de las laderas.

**ABSTRACT.** To study the effects of soil hydrology on soil formation a network of soil moisture sensors was installed along two opposite north-south slopes in a *dehesa* farm in Sierra Morena near Cardeña (Córdoba). A temporal stability analysis of soil moisture showed that the sites located on the north-facing slope exhibited a greater temporal stability at the different depths (0.05, 0.15, 0.25, 0.35 y 0.45 m) at which soil moisture was monitored than on the south-facing slope and in the valley bottom. Principal Component Analysis (PCA) was used to reduce the dimensions of the data set, with the first two PCs explaining 97.5 % of the total variance. PC 1 explained 92.5 % of the variance and could be related with climatic conditions, while PC 2 explained 5.1 % of the variance and could be linked to topography and its influence on the hydrology of both slopes.

pues resulta fundamental para mejorar el modelado climático e hidrológico, optimizar las redes de sensores de esta variable o validar las mediciones obtenidas por teledetección (Brocca et al., 2010; Robinson et al., 2008).

Vachaud et al. (1985) introdujeron el término de estabilidad temporal de la humedad del suelo (ETS) para identificar puntos representativos de la humedad media de una zona de estudio. Desde entonces, se han realizado numerosos trabajos, no solo a diferentes escalas, espacial y temporal, sino también considerando diferentes características del suelo, tipos de vegetación y utilizando diferentes dispositivos de medición. Martínez-Fernández y Ceballos (2003) analizaron la ETS en una superficie de 1285 km<sup>2</sup> en el noroeste de la Península Ibérica con mediciones efectuadas durante 3 años. Brocca et al. (2009) exploraron la ETS en tres lugares de una región interior de Italia central caracterizada por un clima Mediterráneo y Zhao et al. (2010) también la estudiaron en una estepa semiárida de la región de Mongolia interior en China caracterizada por un clima continental.

Vanderlinden et al. (2012) revisaron la extensa literatura con el objetivo de desenmarañar los aspectos que controlan dicha ETS. Los sensores de medida usados y la densidad espacial de puntos, la escala espacial y temporal, las propiedades del suelo incluyendo la profundidad, la vegetación, la topografía, el clima y su estacionalidad influyen en la estabilidad temporal. Sin embargo, estos autores destacan que la combinación de e de estos factores explica mejor su variación que cualquiera de ellos por separado.

Tras centenares de estudios, Fry & Guber (2020) en un examen reciente de una parcela cultivada en Mason, Michigan (EEUU) siguen manteniendo que no se conoce bien aún el efecto combinado de estos factores sobre la ETS, debido a la complejidad de las interrelaciones entre ellos. Ellos concluyeron que la topografía y la hidrología ejercen una influencia mayor que el resto de los factores aisladamente.

Por ello, además del método más ampliamente empleado para evaluar la ETS, se usa la diferencia media relativa, (MRD)(Vachaud et al., 1985). Otro método de análisis estadístico ampliamente aceptado para discernir los principales factores que pueden explicar la variabilidad espaciotemporal de la humedad del suelo es el análisis de componentes principales (ACP) (Martini et al., 2017).

### 1.- Introducción

La humedad del suelo es una variable significativa, no por el volumen que representa, sino por su impacto en el balance hídrico y energético (Choi & Jacobs, 2007).

El estudio de la humedad del suelo y su variabilidad espacio-temporal ha sido objeto de numerosos trabajos

El ACP permite identificar patrones dentro del conjunto de datos y su relación con las características del paisaje (Jawson & Niemann, 2007). Este método, se hizo popular en áreas científicas como la meteorología (Kim, 1996) y se ha aplicado en hidrología desde la escala de campo (Yoo & Kim, 2004) hasta los 10000 km<sup>2</sup> que abarcan la región subhúmeda del estado de Oklahoma (EEUU) (Kim & Barros, 2002), por su potencial para reducir la dimensionalidad de los conjuntos de datos de las variables medidas.

En la región Mediterránea en el sur de la Península Ibérica, en una zona en la que subyace roca granítica, se ha estudiado la influencia de la orientación del terreno en la humedad del suelo en dos laderas con orientación opuesta, norte-sur (García-Gamero et al., 2021). La gran diferencia en la estructura de la zona crítica en esta superficie de estudio requiere un estudio más detallado de ella considerando un mayor número de puntos de medida. El objetivo de este trabajo es mostrar el estudio de la ETS medida en una red de sensores instalados a lo largo de 2 laderas con orientación opuesta durante 3 años. Los objetivos específicos del trabajo son: (i) conocer el patrón temporal en cada una de las estaciones y del conjunto de éstas; (ii) analizar cómo varían estos patrones en función de la profundidad, y (iii) aplicar un ACP para identificar tendencias en el conjunto de datos medidos de la humedad del suelo medida y los factores que controlan su variabilidad espaciotemporal.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Área de estudio

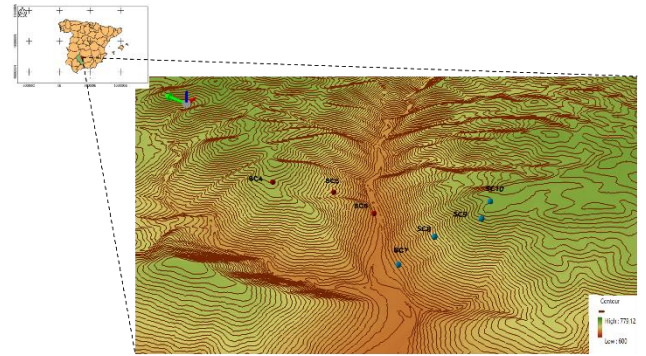
El estudio fue realizado en una cuenca situada en Cardaña (Córdoba) (38.2° N; 4. 17° W). Se seleccionaron dos laderas con orientación opuesta para la instalación de puntos de medida de la humedad del suelo, (Fig. 1).

El clima de la zona se clasifica como Mediterráneo continental (BSk) en el diagrama de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007), con una precipitación de 878 mm (1981-2010) y una temperatura media anual de 15.3°C (Carpintero et al., 2020).

Se trata de una zona de dehesa cubierta por árboles del género *Quercus* spp. y pastos anuales (*Olea* & San Miguel-Ayanz, 2006).

El material parental que subyace en toda la cuenca es el granito con unidades de granodiorita (Carracedo et al., 2009). La clase textural del suelo varía principalmente entre arenosa y franco arenosa (Román-Sánchez et al., 2018).

El terreno es accidentado, con una elevación que oscila entre los 650 y los 725 m. s. n. m.



**Fig. 1.** Localización de la zona de estudio en Cardaña (Córdoba) con los puntos de monitorización de la humedad del suelo localizados en la ladera con orientación sur (SC4-SC6) (puntos rojos) y aquellos localizados en la ladera con orientación norte (SC7-SC10) (puntos azules). Las curvas de nivel se representan para un intervalo de 2 m.

### 2.2. Medida de la humedad del suelo

La medida de la humedad del suelo y la normalización de los datos se realizó siguiendo el mismo método de García-Gamero et al. (2021).

Se normalizó la humedad del suelo,  $\theta$ , como el grado de saturación efectiva (e.g. Brutsaert, 2005):

$$s = \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \quad (1)$$

Se seleccionaron siete localizaciones (SC4-SC10) para instalar los sensores de la humedad del suelo, que se dispusieron a diferentes profundidades (0.05, 0.15, 0.25, 0.35 y 0.45 m, excepto en los puntos SC4 y SC5 en los que el perfil de suelo era tan somero, con un frente de meteorización de la roca muy próximo a la superficie que impidió la inserción de los dos últimos, y del último sensor, respectivamente).

El periodo de medida se extiende desde el 29-11-2016 al 8-11-2019. Las medidas se toman en intervalos de 30 min desde noviembre de 2016 a enero de 2018 y de 10 min desde enero de 2018 a noviembre de 2019. Se promediaron diariamente los datos empleados en este análisis.

### 2.3. Estabilidad temporal de la humedad del suelo

Para cuantificar la desviación de la humedad del suelo respecto al promedio de las 7 localizaciones de medida de la humedad del suelo, para cada instante de tiempo, profundidad y localización, se calcularon las diferencias relativas (RD) (Vachaud et al., 1985):

$$RD_i^j = \frac{(s_i^j - \overline{s^j})}{\overline{s^j}}, \quad (2)$$

siendo  $s_i^j$  el grado de saturación efectiva a una determinada profundidad en el sitio  $i$  y tiempo  $j$ .  $\overline{s^j}$  es el grado de saturación efectiva medio a una determinada

profundidad para un instante de tiempo  $j$  para los 7 puntos de medida. La diferencia media relativa (MRD<sub>*i*</sub>), se calculó a partir de las RD:

$$MRD_i = \frac{1}{N_j} \sum_j^{N_j} RD_i, \quad (3)$$

siendo  $N_j$  el número de días de medida. Se excluyeron del análisis las filas del conjunto de datos diarios sin datos (debido a fallos en los dispositivos de medida). De este modo, se incluyeron solo las fechas para las que hay datos de humedad del suelo en las 7 localizaciones, esto es, 7 datos por cada día. Al considerar únicamente las observaciones completas se limitó en gran medida el número de datos empleados, desechándose un gran número de observaciones.

Un valor positivo de MRD, para una localización, indica que dicho punto es más húmedo que la media, mientras que un valor negativo de MRD indica que la localización es más seca que la media.

La estimación de la desviación típica de la RD se usa para cuantificar la ETS en estas localizaciones. La desviación típica (SDRD<sub>*i*</sub>) se calcula para cada profundidad y localización:

$$SDRD_i = \sqrt{\frac{1}{N_j - 1} \sum_{j=1}^{N_j} (RD_i^j - MRD_i)^2} \quad (4)$$

Los valores pequeños de SDRD<sub>*i*</sub> indican una mayor ETS en esos puntos. Todos los análisis en este estudio se efectuaron usando los programas de R-Studio (RStudioTeam, 2020).

#### 2.4. Análisis de Componentes Principales

Para analizar los factores que subyacen como responsables de la variabilidad de la humedad del suelo, se realizó un ACP. Este análisis transforma el conjunto original de variables en otro conjunto de variables no correlacionadas llamadas componentes principales (CPs), que conservan la mayoría de la información contenida en las originales. Los resultados se evalúan en base a las cargas o *loadings* de los CPs que indican la relevancia que tiene cada variable en cada componente y la puntuación de cada observación o *score* que indica la distancia desde el origen a cada proyección. Para más detalles sobre el ACP o también denominado análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (FOE) se puede consultar el artículo de Perry y Niemann (2007)

Como variables de entrada, se usaron los datos de saturación efectiva,  $s$ , medidos en los 7 puntos de monitorización (SC4\_AVG-SC10\_AVG), promediados diariamente para la profundidad del perfil del suelo para

el periodo 29-11-2016 a 08-11-2019. Los valores mayores o iguales a 0.5 corresponden al periodo húmedo, los menores e iguales que 0.25 al periodo seco y el resto sea un periodo denominado, en este caso, intermedio. El ACP se realizó con el paquete *factoextra* (ver. 1.0.7) del conjunto de programas R-Studio.

### 3.- Resultados y Discusión

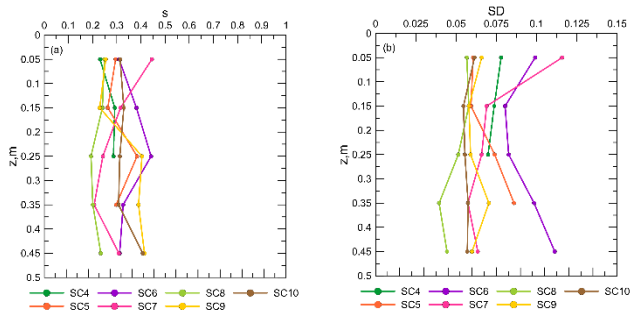
#### 3.1. Perfiles de humedad del suelo

La Fig. 2 muestra los valores medios del grado de saturación efectiva,  $s$ , y la desviación típica para las diferentes profundidades en las que se midió la humedad del suelo durante el periodo de estudio.

En la zona próxima a la superficie, 0.05 m, el punto SC7 localizado en el valle, en el pie de la ladera orientada al norte, es el que muestra el mayor valor medio de  $s$  (Fig. 2 a). Así mismo, corresponde al punto que presenta una mayor desviación típica a esta profundidad (Fig. 2 b), probablemente por la posición topográfica en la que se encuentra. Por el contrario, el punto SC4, en la cima de la ladera orientada al sur, es el que presenta el menor valor de  $s$  a esta profundidad.

A 0.15 y 0.25 m, el punto SC6 localizado en el valle, en el pie de la ladera orientada al sur, es el que muestra los valores medios de  $s$  mayores, e, igualmente, tiene también los mayores valores de la desviación típica, lo que refleja la gran variabilidad temporal de la humedad del suelo en este punto. En estas profundidades los puntos SC9 y SC8, localizados en la parte alta y media de la ladera orientada al norte, respectivamente, presentan los valores medios de  $s$  más pequeños. Este hecho está probablemente relacionado con la estructura de la zona crítica en esta ladera con una zona vadosa muy meteorizada que se extiende hasta los 9.50 m en la zona media de ésta, en la que las abundantes fracturas y/o macroporos facilitarían el flujo preferencial no saturado (Nimmo et al., 2012) muy diferente a la estructura de la zona crítica en la ladera orientada al sur donde la roca madre subyace justo debajo del perfil del suelo a escasos 0.6 m de profundidad (García-Gamero et al., 2021). Estos puntos se encuentran entre aquellos que muestran los valores más bajos de desviación típica en ambas profundidades (Fig. 2 b).

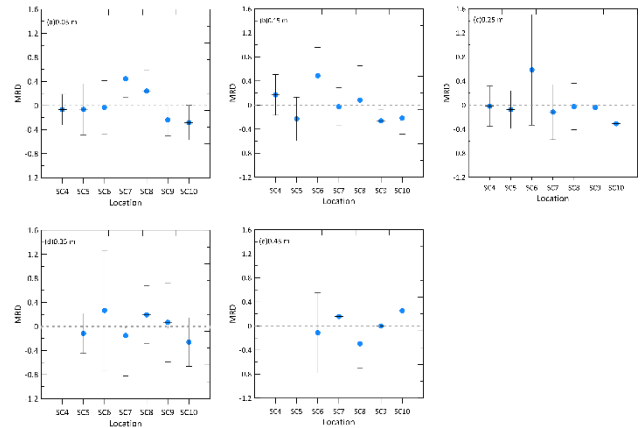
Por el contrario, a mayor profundidad, 0.35 y 0.45 m el punto SC9, aunque también con valores de desviación típica elevados, da los valores medios de  $s$  mayores, lo que podría indicar una acumulación de agua en dicha profundidad. Sin embargo, tanto a los 0.35 m como a los 0.45 m, al punto SC8 situado en la zona media de la misma ladera, le corresponde el menor valor medio de  $s$ . Esto podría deberse a la existencia de flujo de agua preferencial vertical y lateral en la ladera (García-Gamero et al., 2021; Zhang et al., 2018).



**Fig. 2.** (a) Saturación efectiva media,  $s$  y (b) desviación típica (SD) de la saturación efectiva en función de la profundidad para las 7 localizaciones (SC4-SC10).

### 3.2. Estabilidad temporal de la humedad del suelo

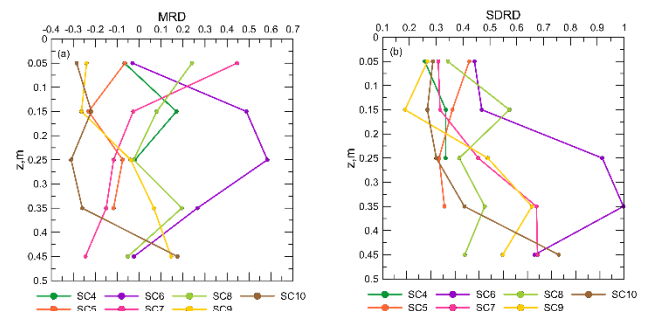
La Fig. 3 muestra los valores de MRD, indicando la desviación típica con unas barras de error, para las diferentes profundidades: 0.05 (3a), 0.15 (3b), 0.25 (3c), 0.35 (3d) y 0.45 (3e) m. Para cada una de las 5 profundidades la SDRD promediada, la desviación típica indicada entre paréntesis fue de 0.33 ( $\pm 0.07$ ), 0.36 ( $\pm 0.13$ ), 0.46 ( $\pm 0.22$ ), 0.59 ( $\pm 0.24$ ) y 0.61 ( $\pm 0.14$ ), respectivamente. En términos generales, los valores de SDRD son más altos a mayor profundidad y en puntos localizados en la zona del valle o pie de la ladera, principalmente punto SC6, y en menor medida SC7. Las características de la zona crítica subsuperficial de la ladera orientada al norte, mencionadas anteriormente, facilitarían el flujo de agua preferencial no saturado, permitiendo así una conectividad hidrológica lateral en la ladera lo que puede explicar esta gran variabilidad respecto a la media espacial con la profundidad. Además, en la parte baja de la ladera, punto SC7, puede generarse escorrentía resultado de este flujo subsuperficial procedente tanto de la zona vadosa como de la zona saturada (exfiltración), lo que también explicaría la gran variabilidad en este punto (García-Gamero et al., 2021). En la ladera orientada al sur, la roca madre subyace directamente bajo el perfil del suelo por lo que el escaso espesor dificultaría este flujo lateral de agua. Sin embargo, la proximidad del punto SC6 al arroyo Martín Gonzalo y su influencia podría generar esa gran variación con respecto al valor medio espacial de la humedad del suelo.



**Fig. 3.** Diferencias relativas medias (MRD) indicando la desviación estándar (barras verticales) para la humedad del suelo medida a cinco profundidades (0.05, 0.15, 0.25, 0.35 y 0.45 m) en las localizaciones SC4-SC10.

Lin (2006) en un estudio realizado en el Observatorio de la zona crítica de Shale Hills en Pennsylvania (EEUU) encontró que los puntos de medida localizados a lo largo del valle duplicaban el contenido volumétrico medio de agua en el suelo de la cuenca mientras que los puntos localizados en las laderas eran de 30 a 50% más secos. En este estudio, también el punto SC6 muestra una humedad del suelo muy superior a la media, excepto a los 0.05 m donde es el punto SC7, localizado en una posición similar en la ladera opuesta, el que da un valor más alto y a los 0.45 m. Por el contrario, el punto SC10, en la parte alta de la ladera orientada al norte, presenta una humedad del suelo muy inferior a la media, excepto a los 0.15 and 0.45 m. Precisamente a esta última profundidad la situación se invierte pues la localización SC10 es más húmeda que la media.

La Fig. 4 muestra los valores de MRD y SDRD en función de la profundidad. En esta figura destaca la localización SC6 como el punto más húmedo para el perfil del suelo, excepto para 0.05 y 0.45 m. Por el contrario, SC10 es la localización más seca con una humedad del suelo muy inferior al valor medio, excepto para 0.15 y 0.45 m.



**Fig. 4.** (a) Diferencia media relativa (MRD) y (b) desviación típica de la diferencia relativa (SDRD) en función de la profundidad para las 7 localizaciones (SC4-SC10).



Considerando los valores de MRD, la localización que representa la humedad del suelo promedio de la cuenca, para el periodo estudiado, corresponde a SC6 para 0.05 m de profundidad, SC7 para 0.15 m, SC4 para 0.25 m, y SC9 para 0.35 m y 0.45 m, siendo esta última la única localización que representa por duplicado la humedad del suelo promedio de la cuenca para dos profundidades distintas. Sin embargo, los valores de SDRD identifican otros puntos como aquellos representativos de la estabilidad temporal por presentar un valor más bajo de SDRD.

Estos puntos representativos son temporalmente más estables, situados en las laderas. Las localizaciones SC6 y SC7 muestran los valores de SDRD más altos. En general, los puntos más estables se encuentran en la ladera orientada al norte para las diferentes profundidades (Fig. 3 y Fig. 4): SC4 para la profundidad 0.05m; SC9 para la profundidad 0.15 m; SC10, para la profundidad 0.25 m, SC5 para la profundidad 0.35 m y SC8 para la profundidad 0.45 m.

Las características de la zona crítica subsuperficial de la ladera orientada al norte, mencionadas anteriormente, derivan en un tiempo de residencia de agua en el suelo muy inferior en esta ladera en comparación con la ladera orientada al sur. Martínez-Fernández y Ceballos (2003) señalaron que los perfiles que presentan un porcentaje más alto de arena son aquellos temporalmente más estables por la reducida capacidad de los suelos arenosos para retener agua. De esta forma, por las características observadas en la ladera orientada al norte, anteriormente mencionadas, estos puntos serían temporalmente más estables.

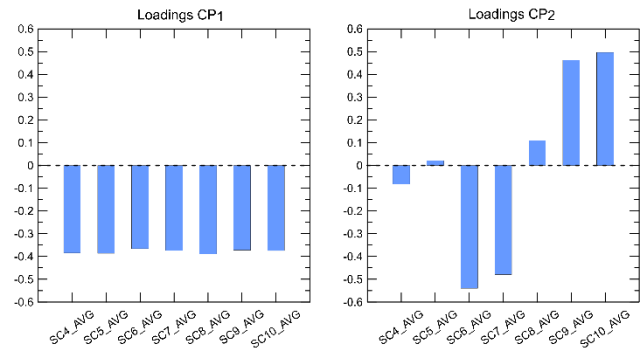
### 3.3. Análisis de Componentes Principales

Los dos primeros CPs explican el 97.5 % de la varianza del conjunto de datos en total (Tabla 1).

**Tabla 1.** Autovalores, varianza explicada, y varianza acumulada para los dos primeros componentes principales (CPs).

Parámetro	CP1	CP2
Autovalores	6.47	0.35
Varianza	92.45	5.05
Varianza (acumulada)	92.45	97.50

Los pesos, *loadings*, expresan la importancia de los CPs en la explicación de la varianza de cada variable del conjunto de datos de entrada, esto es, para la serie temporal de humedad del suelo medida en 7 localizaciones (SC4\_AVG-SC10\_AVG). Para el CP<sub>1</sub> estos valores son negativos y constantes para todas las variables ( $\leq -0.37$ ), por lo que se deduce que ninguna variable contribuye en mayor medida en este CP (Fig. 5). Sin embargo, al contribuir todas en la misma dirección se consigue explicar un alto porcentaje de la varianza. Para el CP<sub>2</sub> los *loadings* tienen valores positivos muy altos para las variables SC9\_AVG y SC10\_AVG ( $\geq 0.46$ ) y negativos para SC6\_AVG y SC7\_AVG ( $\leq -0.48$ ).



**Fig. 5.** Pesos, loadings del componente principal 1 (CP<sub>1</sub>) y del componente principal 2 (CP<sub>2</sub>). En cada gráfico se representa el conjunto de variables (SC4\_AVG – SC10\_AVG).

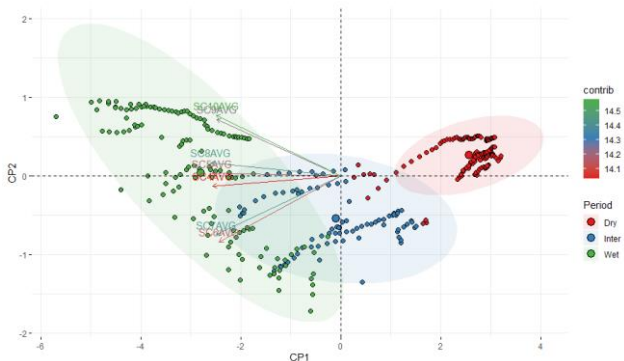
La Fig. 6 muestra el mapa factorial del ACP determinado por el CP<sub>1</sub> y el CP<sub>2</sub> del conjunto de datos. Los ejes principales del ACP representan el 92.5 % y el 5.1%, respectivamente, de la variación total. Las observaciones de la humedad del suelo indican una clara agrupación, en el biplot que combina scores y *loadings*, correspondientes a los periodos húmedo y seco. En general, SC10\_AVG y SC8\_AVG son las variables que contribuyen más la variabilidad en ambos componentes principales (Fig.6).

El hecho de que el 92.5 % de la variabilidad haya sido captada por el CP<sub>1</sub> en la Fig. 6 sugiere que un solo componente puede explicar gran parte del patrón espacial y temporal de la humedad del suelo. El CP<sub>1</sub> divide las observaciones en tres grupos claramente diferenciados a lo largo del eje x, correspondientes a los periodos seco, húmedo e intermedio, lo que podría indicar que el CP<sub>1</sub> corresponde al efecto del clima en la humedad del suelo. El hecho de que los pesos tengan valores negativos para este CP y que las observaciones correspondientes al periodo húmedo y seco den valores negativos y positivos, respectivamente, en el eje de abscisas, hace que el CP<sub>1</sub> pueda interpretarse como una consecuencia de escasez de lluvia, o sequía, relacionada con la estacionalidad del clima Mediterráneo, con un estiaje veraniego prolongado. Este fenómeno además de explicar un gran porcentaje de la variación en los datos, previamente mencionado, influye de igual forma sobre todos los puntos de medida examinados.

Los *loadings* del CP<sub>2</sub> diferencian muy bien los distintos puntos de medida en cuanto a su posición topográfica. Por un lado, las variables correspondientes a la humedad del suelo medida en la meseta y parte alta de la ladera (SC9\_AVG y SC10\_AVG) y, por otro lado, las correspondientes a la humedad del suelo medida en el valle (SC6\_AVG y SC7\_AVG). El CP<sub>2</sub> explica el 5.1 % de la varianza total y parece estar ligado a factores espacialmente variables y estables en el tiempo, que se podría interpretar como ausencia o falta de flujo subsuperficial consecuencia del efecto de la topografía y de las propiedades del suelo. En los puntos SC6 y SC7 se ha observado una contribución negativa, lo que implica un efecto considerable del flujo subsuperficial y en los puntos SC9 y SC10 el efecto contrario. Se puede distinguir entre ambas laderas. Por un lado, la ladera

orientada al norte en la que bajo el perfil del suelo se extiende una zona de material altamente meteorizado, previamente mencionado y, por otro lado, la ladera orientada al sur en la que bajo el perfil del suelo somero subyace directamente la roca madre. Esto podría explicar por qué en el punto SC4 también hay efecto de flujo subsuperficial. En las posiciones intermedias en cada ladera, SC5 y SC8, el efecto es mínimo.

En un trabajo previo conducido en esta zona de estudio en condiciones secas solo se encontró una relación significativa de la humedad del suelo con el Índice Topográfico de Humedad (TWI) mientras que para condiciones húmedas la relación fue significativa únicamente con la densidad aparente (García-Gamero et al., 2021). Kim & Barros (2002), en su estudio realizado para explicar la estructura espacial de la humedad del suelo, examinada mediante imágenes a gran escala obtenidas durante el experimento de Hidrología en la región de las Grandes llanuras del sur (EEUU) 1997 (SGP'97), advirtieron que la topografía dominaba la estructura espacial de la humedad del suelo durante la lluvia. Yoo & Kim (2004) también constataron, en sus estudio con dos conjuntos de datos del mismo experimento, reducidos a escala de campo, la importancia de los factores relacionados con la topografía. Sin embargo, ambos estudios destacaban que en los periodos entre chubascos y de sequía, otros factores como las propiedades del suelo y la vegetación dominan la evolución de la humedad del suelo.



**Fig. 6.** Análisis de componentes principales (ACP) que muestra los dos ejes principales de variabilidad de las variables de humedad del suelo CP<sub>1</sub> y CP<sub>2</sub>. Las elipses agrupan las observaciones por periodo: Seco, Intermedio y húmedo. Las variables se indican con flechas trazadas desde el origen, que indican su “peso” en diferentes direcciones. Las variables que más contribuyen a los PC son resaltadas siguiendo un gradiente de color.

#### 4.- Conclusiones

El análisis de estabilidad temporal de la humedad del suelo en dos laderas opuestas de una dehesa del norte de la provincia de Córdoba refleja como los puntos de monitorización localizados en la ladera orientada al norte muestran, generalmente, una mayor estabilidad temporal para las 5 profundidades distintas en las que se toman medidas de la humedad del suelo. Por el

contrario, son los puntos localizados en el valle aquellos que presentan una menor estabilidad temporal.

Se aplicó un ACP al conjunto de datos de humedad del suelo medida en los 7 puntos de monitorización durante 3 años. Dos CPs independientes describen 97.5% de la varianza total del conjunto de datos.

El patrón dominante CP<sub>1</sub>, que explica el 92.5% de la varianza, puede identificarse con el clima. Mientras que el CP<sub>2</sub>, que explica el 5.1%, puede identificarse con la topografía.

*Agradecimientos.* Este trabajo forma parte del proyecto de investigación “Estableciendo un Observatorio de la Zona Crítica para la Hidropedología y Agricultura Sostenible en el Mediterráneo” (AGL2015-65036-C3-2-R), financiado por el Programa Estatal de Investigación, Desarrollo e Innovación orientada a los retos de la sociedad 81/150 para el cuatrienio 2016-2020. La primera autora agradece al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades la concesión de un contrato predoctoral FPU. Se agradece también al propietario y trabajadores de la finca Santa Clotilde facilitar el acceso y trabajo en ella. Juan Carlos Cuerva, Manuel Morón, Mario Ramos, Cristian Cuesta y Abraham Castillo colaboraron en la puesta a punto de la instalación y su mantenimiento.

#### 5.- Bibliografía

- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., y Morbidelli, R. 2009. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. *Geoderma*, 148(3-4), 364-374. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.11.004>
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., y Morbidelli, R. 2010. Spatial - temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resources Research*, 46, 1-14. <https://doi.org/10.1029/2009WR008016>
- Brutsaert, W. 2005. *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511808470>
- Carpintero, E., Andreu, A., Gómez-Giráldez, P. J., Blázquez, Á., y González-Dugo, M. P. 2020. Remote-Sensing-Based Water Balance for Monitoring of Evapotranspiration and Water Stress of a Mediterranean Oak – Grass Savanna. *Water*.
- Carracedo, M., Paquette, J. L., Alonso Olazabal, A., Santos Zalduegui, J. F., de García de Madinabeitia, S., Tiepolo, M., y Gil Iburguchi, J. I. 2009. U-Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 98(7), 1609-1624. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0317-0>
- Choi, M., y Jacobs, J. M. 2007. Soil moisture variability of root zone profiles within SMEX02 remote sensing footprints. *Advances in Water Resources*, 30, 883-896. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.07.007>
- Fry, J. E., y Guber, A. K. 2020. Temporal stability of field-scale patterns in soil water content across topographically diverse agricultural landscapes. *Journal of Hydrology*, 580(July 2019), 124260. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124260>
- García-Gamero, V., Peña, A., Laguna, A. M., Giráldez, J. V., y Vanwalleghem, T. 2021. Factors controlling the asymmetry of soil moisture and vegetation dynamics in a hilly mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 598(October 2020), 126207. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126207>
- Jawson, S. D., y Niemann, J. D. 2007. Spatial patterns from EOF analysis of soil moisture at a large scale and their dependence on soil , land-use , and topographic properties. *Advances in Water Resources*, 30, 366-381. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.05.006>
- Kim, G., y Barros, A. P. 2002. Space-time characterization of soil moisture from passive microwave remotely sensed imagery and ancillary data. *Remote Sensing of Environment*, 81(2-3), 393-403. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00014-7)
- Kim, K.-Y. 1996. Sensitivity of a linear detection procedure to the accuracy of empirical orthogonal functions. *Journal of*

- Geophysical Research Atmospheres*, 101(18), 23423–23432. <https://doi.org/10.1029/96jd02383>
- Lin, H. 2006. Temporal Stability of Soil Moisture Spatial Pattern and Subsurface Preferential Flow Pathways in the Shale Hills Catchment. *Vadose Zone Journal*, 2000, 317–340. <https://doi.org/10.2136/vzj2005.0058>
- Martínez-Fernández, J., y Ceballos, A. 2003. Temporal Stability of Soil Moisture in a Large-Field Experiment in Spain. *Soil Sci Soc Am J*, 1647–1656. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1647>
- Martini, E., Wollschläger, U., Musolff, A., Werban, U., Zacharias, S., Martini, E., y Werban, U. 2017. Principal Component Analysis of the Spatiotemporal Pattern of Soil Moisture and Apparent Electrical Conductivity. *Vadose Zone J.*, 16. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.12.0129>
- Nimmo, J. R., Survey, U. S. G., y Park, M. 2012. Preferential flow occurs in unsaturated conditions. *Hydrological Processes*, 789, 786–789. <https://doi.org/10.1002/hyp.8380>
- Olea, L., y San Miguel-Ayanz, A. 2006. The Spanish dehesa, a traditional Mediterranean silvopastoral system. *21st General Meeting of the European Grassland Federation*, April, 1–15.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., y McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644.
- Perry, M. A., y Niemann, J. D. 2007. Analysis and estimation of soil moisture at the catchment scale using EOFs. *Journal of Hydrology*, 388–404. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.014>
- Robinson, D. A., Campbell, C. S., Hopmans, J. W., Hornbuckle, B. K., Jones, S. B., Knight, R., Odgen, F., Selker, J., y Wendroth, O. 2008. Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review. *Vadose Zone Journal*. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0143>
- Román-Sánchez, A., Vanwalleghem, T., Peña, A., Laguna, A., y Giraldez, J. V. 2018. Controls on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscapes. *Geoderma*, 311, 159–166. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.10.013>
- RStudioTeam. 2020. *RStudio: Integrated Development for R*. RStudio, PBC, Boston, MA. <http://www.rstudio.com/>
- Vachaud, G., Passerat De Silans, A., Balabanis, P., y Vauclin, M. 1985. Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function. *Soil Science Society of America Journal*, 49(4), 822–828. <https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900040006x>
- Vanderlinden, K., Vereecken, H., Hardelauf, H., Herbst, M., Martínez, G., Cosh, M. H., y Pachepsky, Y. A. 2012. Temporal Stability of Soil Water Contents: A Review of Data and Analyses. *Vadose Zone Journal*, 11(4), vzj2011.0178. <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0178>
- Yoo, C., y Kim, S. 2004. EOF analysis of surface soil moisture field variability. *Advances in Water Resources*, 27, 831–842. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.04.003>
- Zhang, Y., Zhang, Z., Ma, Z., Chen, J., Akbar, J., Zhang, S., Che, C., Zhang, M., y Cerdà, A. 2018. A review of preferential water flow in soil science. *Canadian Journal of Soil Science*, 618(August), 604–618.
- Zhao, Y., Peth, S., Wang, X. Y., Lin, H., y Horn, R. 2010. Controls of surface soil moisture spatial patterns and their temporal stability in a semi-arid steppe. *Hydrological Processes*, 24(18), 2507–2519. <https://doi.org/10.1002/hyp.7665>



## **Área temática II**

**Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de  
substancias en el sistema suelo-planta**



## COMPARACIÓN DE DIFERENTES BASES DE DATOS PARA EL ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE HUMEDAD DEL SUELO Y RENDIMIENTO DEL TRIGO EN LAS PRINCIPALES ZONAS CEREALISTAS DE ESPAÑA

P. Benito-Verdugo\*, J. Martínez-Fernández, L. Almendra-Martín, Á. González-Zamora, C.M. Herrero-Jiménez y J. Gaona<sup>1</sup>

Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias, (CIALE). Universidad de Salamanca. C/ Duero, 12, 37185 Villamayor, Salamanca. pilarBV@usal.es, <http://campus.usal.es/~hidrus>

**RESUMEN.** Se ha empleado la base de datos satelital CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*), la del modelo Lisflood, LF, (*Joint Research Centre, European Commission*) y la base de datos de reanálisis ERA5-Land (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), para analizar y comparar su idoneidad en el estudio de la variabilidad en el rendimiento del trigo y la detección de los periodos críticos relacionados con la disponibilidad de humedad en el suelo a lo largo del ciclo fenológico. El análisis se ha realizado con el rendimiento anual del trigo para el periodo 1978-2018 en Castilla y León y Castilla-La Mancha, tanto a escala regional como provincial. En los análisis realizados se observa un patrón más definido para LF y ERA5, aunque todos los resultados muestran la existencia clara de un periodo crítico en relación con el papel que juega la humedad del suelo en el rendimiento del trigo en España.

**ABSTRACT.** The CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*), the Lisflood model, LF, (*Joint Research Center, European Commission*) and the reanalysis ERA5-Land (*European Center for Medium-Range Weather Forecast*) databases were used to analyze and compare its suitability for the study of wheat yield variability, as well as, the detection of critical periods related to soil water availability along the phenological cycle period. The analysis has been made with the annual wheat yield for the period 1978-2018 in Castilla y León and Castilla-La Mancha, at regional and provincial scales. The correlation analyses show differences depending on the satellite database used. However, all the results show an evident critical period in the crop cycle.

### 1.- Introducción

En la agricultura mundial, los cereales ocupan un papel muy importante, ya que de su producción depende gran parte de la alimentación de la población. En España, el cultivo de los cereales, según información del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (<https://www.mapa.gob.es/es/agricultura/temas/producciones-agricolas/cultivos-herbaceos/cereales/>), representa la mayor extensión territorial de superficie agrícola, siendo las principales regiones cerealistas Castilla y León y Castilla la Mancha. La producción de trigo blando en Castilla y León es de 2,19 millones de toneladas (casi el 45% del total) y la

de Castilla la Mancha es de 0,261 millones de toneladas (un 12,7% de la producción total).

España es un país eminentemente mediterráneo, donde predomina la agricultura de secano, suponiendo ésta el 87% de la superficie agrícola útil total (Ministerio de Agricultura, Plan Nacional de Regadíos Horizonte 2008, 2008). En la agricultura de secano los condicionantes ambientales son determinantes para el correcto desarrollo de los cultivos, estando las producciones directamente afectadas por las variaciones climatológicas. Asimismo, el cambio climático será un factor determinante del futuro de la agricultura en la región mediterránea, principalmente por imponer más presión sobre los ya escasos recursos hídricos (Iglesias et al., 2011).

Las fases fenológicas de los cereales están influenciadas por distintas variables, determinando el rendimiento final del cultivo. Los factores climáticos que influyen en la fenología y rendimiento de los cultivos son diversos: temperatura, precipitación, radiación solar, viento, etc. (WMO, 2010). Los factores que se utilizan frecuentemente para analizar las variaciones en el rendimiento de los cultivos son de tipo climático (Iglesias y Quiroga, 2007; Rodríguez-Puebla et al., 2007). De entre las variables climáticas utilizadas para estudiar su efecto en el rendimiento de los cereales, predominan la precipitación y temperatura (Noriega et al., 2011; Ruiz et al., 2008; López-Castañeda, 2006).

Se ha estudiado la temperatura, ya que el estrés térmico afecta directamente al rendimiento de estos cultivos (Argente Martínez et al., 2017). Durante la etapa reproductiva, el estrés por altas temperaturas provoca la disminución de la cantidad y tamaño de las flores (Sharma et al., 2015), del peso de los granos y, como consecuencia, del rendimiento del cultivo (Wang et al., 2015). Por el contrario, se observa que las bajas temperaturas, con un rango entre -5 °C y 16 °C, permiten la vernalización, con un efecto máximo entre 0 °C y 8 °C (Roberts et al., 1988).

La precipitación se utiliza por considerarse significativamente asociada al rendimiento del grano, siendo determinante la precipitación acumulada entre el mes de abril y la fecha de madurez fisiológica (López-Castañeda, 2006). Se ha observado en diversos estudios realizados en sistemas de secano, la existencia de una relación positiva entre la precipitación registrada en la fase de crecimiento y el rendimiento del grano (López-Castañeda y Richards, 1994; Turner, 1997; Asseng et al., 2001a; Sadras et al., 2002; Araus et al., 2003).

El seguimiento de la variabilidad de la humedad del

suelo a lo largo del tiempo es fundamental para estimar los límites del agua disponible, requiriendo bases de datos de alta calidad, que sean suficientemente largas, continuas y consistentes en el tiempo y el espacio (Dorigo et al., 2017; Findell et al., 2015; Loew, 2014). No obstante, a pesar de que se conoce que la disponibilidad de agua en el suelo es uno de los principales factores limitantes de la producción agrícola en ambientes mediterráneos (Medrano et al., 2007), pocas veces se emplea esta variable en el análisis, debido a la insuficiente disponibilidad de bases de datos adecuadas.

En el presente trabajo, se han comparado diferentes bases de datos de humedad del suelo en la zona radicular con el objeto de determinar su adecuación para el estudio de la variabilidad del rendimiento del trigo y la identificación de los periodos críticos a lo largo del ciclo fenológico del cultivo. Se han empleado la base de datos de satélite *Climate Change Initiative* (CCI), la generada por el modelo Lisflood y, por último, la base de datos de reanálisis de ERA5-Land. Asimismo, se han empleado los datos de rendimiento del trigo en secano (tanto duro como blando) obtenidos del anuario de estadística del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. El análisis se ha llevado a cabo a escala provincial y regional en las Comunidades Autónomas de Castilla y León y Castilla-La Mancha, para el periodo comprendido entre 1978 y 2018.

## 2.- Materiales y métodos

### 2.1. Datos de rendimiento del trigo

Los datos del rendimiento del trigo se han obtenido del anuario de estadística del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA, 2020), a escala anual, obteniendo un dato por provincia y región para cada uno de los años estudiados, desde el 1978 hasta el 2018. Para efectuar el análisis, se ha generado una base de datos de rendimiento del trigo utilizando datos de rendimiento total en grano (kg/ha), sin tener en cuenta la dureza del grano y en sistema de secano. Los datos se han obtenido para cada una de las provincias de las Comunidades Autónomas de Castilla y León y Castilla la Mancha, así como la serie regional.

### 2.2. Base de datos CCI

La base de datos de humedad del suelo CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*) combina varios sensores de microondas activos y pasivos (Dorigo et al., 2017), disponiendo de una resolución espacial de 25x25 km desde el año 1978 hasta 2020 y una resolución temporal diaria. Asimismo, proporciona datos de humedad del suelo superficial (0-5 cm), la cual, ha permitido calcular la humedad diaria en la zona radicular (0-100 cm) aplicando el modelo *Soil Water Index* (SWI) y siguiendo la metodología expuesta en González-Zamora et al. (2016) y Pablos et al. (2018). De esta forma, se ha obtenido una serie de humedad del suelo en la zona radicular para cada píxel.

### 2.3. Base de datos Lisflood

Lisflood (LF) es un modelo hidrológico de lluvia-escurrentía que ha sido desarrollado a partir de finales de los años noventa por “*The floods group of Natural Hazards Project of the Joint Research Centre (JRC) of the European Commission*” (Burek et al. 2013). Presenta una escala espacial de 5x5 km y una resolución temporal diaria, con datos desde 1991 hasta 2020. Proporciona humedad del suelo a tres capas de profundidad diferentes en cada píxel, pero en este trabajo se han seleccionado únicamente las dos primeras capas (0-100 cm) y se ha promediado el valor de la humedad, obteniendo así la serie de la humedad en la zona radicular (0-100 cm).

### 2.4. Base de datos ERA5-Land

ERA5-Land es la última base de datos de reanálisis global generada por el *European Centre for Medium-Range Weather Forecast*, ECMWF (Dee et al. 2011), después de sus antecesoras FGGE, ERA-15, ERA-40 y ERA-Interim (Hersbach et al., 2020). La base de datos de reanálisis ERA5-Land (en adelante, ERA5), combina datos de observaciones con modelos acoplados de los subsistemas climáticos mediante el proceso de asimilación de datos (Ramírez Pérez et al., 2019). Los datos de humedad del suelo presentan una resolución temporal horaria y una resolución espacial de 10 km desde el año 1981 hasta 2020.

Para este análisis, la humedad del suelo se ha obtenido mediante el promedio de las tres capas en profundidad provenientes de ERA5 a las 12 am y a las 12 pm, obteniéndose así el valor diario de la humedad en la zona radicular (0-100 cm) desde 1978 hasta 2018.

### 2.5. Metodología

En las tres bases de datos utilizadas (CCI, LF y ERA5), se han seleccionado los píxeles con un uso de suelo agrícola para las regiones de Castilla y León y Castilla-La Mancha, así como sus provincias, considerando que el cultivo predominante en todos los casos es el cereal, y se ha realizado el promedio de los valores de cada píxel de cada región y provincia, obteniéndose así, un dato de humedad del suelo medio diario por cada región y provincia.

Además, debido a los avances en la tecnología agrícola, como es el caso de las mejoras en las operaciones mecanizadas y el uso de nuevas variedades y semillas, se ha observado un constante aumento de la productividad (FAO, 2016). A fin de excluir el factor tecnológico del rendimiento del trigo y dejar solamente la que es debida a factores ambientales, se eliminó la tendencia en las series de rendimiento empleando el método utilizado por Potopová et al. (2015).

El análisis de la influencia de la humedad del suelo en la variabilidad del rendimiento del trigo, se ha llevado a cabo mediante un análisis de correlación, calculando



el coeficiente de correlación de Pearson (R) entre las series de datos de CCI, LF y ERA5 de cada día del ciclo fenológico del cultivo y las series de datos de rendimiento anual, utilizando la media móvil de 30 días, ya que, según Almendra-Martín et al. (2019) se constata que el patrón aparece mucho más definido para la ventana de 30 días que para las ventanas de 5, 7 y 15 días.

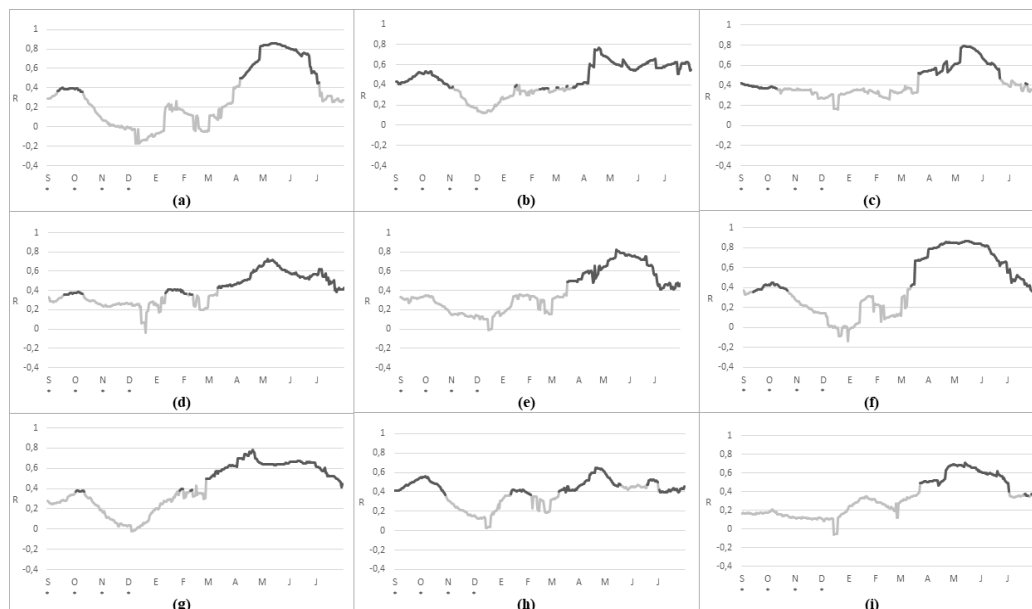
El análisis se ha realizado a escala provincial y regional en Castilla y León y Castilla-La Mancha, para el periodo comprendido entre 1978 y 2018, considerando la campaña agrícola desde el día 1 de septiembre del año previo, hasta el 31 de julio del año correspondiente (334 días). Como resultado de los análisis de correlación, se ha obtenido una serie de 334 valores de R para cada caso a escala provincial y regional y se han identificado aquellos valores con significación estadística ( $p < 0.05$ ).

Además, se ha realizado el análisis a escala mensual, mediante el cálculo del promedio R de cada uno de los meses y para cada base de datos de humedad a nivel regional y provincial, obteniendo como resultado una serie de 11 valores de R.

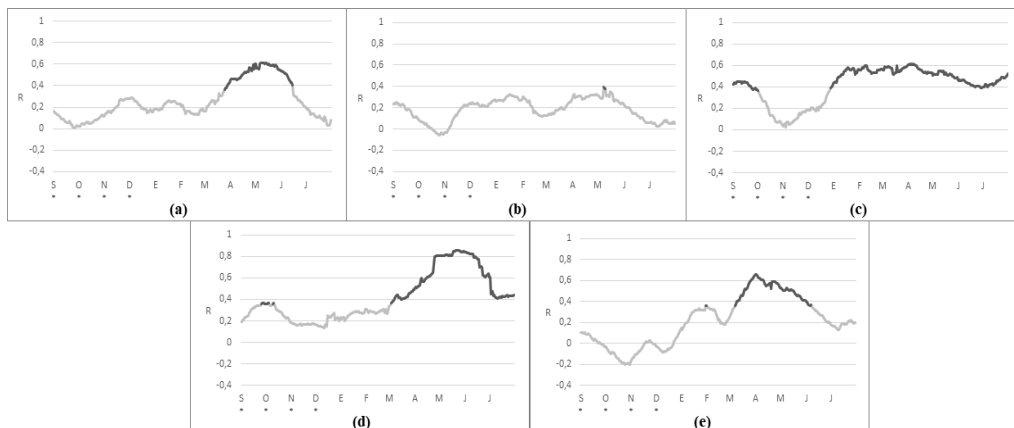
### 3.- Resultados y discusión

Los resultados de los análisis de correlación realizados entre la humedad del suelo en la zona radicular y el rendimiento del trigo en sistema de secano, ponen de manifiesto diferencias entre las tres bases de datos analizadas, así como la relación directa entre el rendimiento

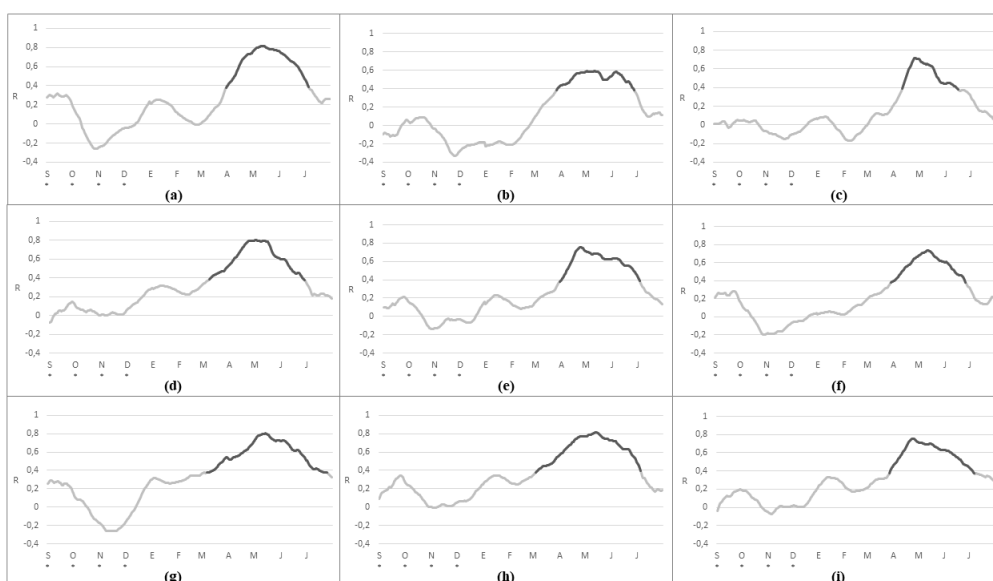
del trigo en ambas regiones y provincias, y el contenido de agua del suelo. Además, los resultados permiten identificar los periodos críticos para el cultivo, es decir, aquellas etapas fenológicas del cultivo del trigo en las que la humedad del suelo es más determinante para el rendimiento. La correlación resultante del análisis diario de las tres bases de datos a escala regional y provincial, presenta un periodo (marzo a junio) en el que la relación entre ambas variables es significativa. Además, en los resultados obtenidos en el análisis diario de la base de datos CCI a escala provincial, se observa tres periodos con significación estadística en las provincias de Burgos, Palencia, Soria y Valladolid (Fig. 1). Por un lado, en el mes de octubre coincidiendo con la fase de germinación y nascencia; por otro lado, en el mes de febrero coincidiendo con la fase de macollado y, por último, en los meses de marzo a junio coincidiendo con el periodo comprendido entre la fase de encañado y la fase de madurez fisiológica del cultivo. Sin embargo, las provincias de Ávila, León, Segovia, Cuenca y Guadalajara (Figs. 1 y 2) presentan únicamente dos periodos con significación estadística (octubre y marzo a junio), no así el periodo coincidente con la fase de macollado. Por último, en las provincias de Salamanca, Zamora, Albacete, Ciudad Real y Toledo (Figs. 1 y 2), se observa únicamente el periodo coincidente con la etapa de reproducción y maduración, al igual que lo obtenido con las bases de datos de LF (Fig. 3) y ERA5 (Fig. 4), cuyos resultados son similares, observándose únicamente el periodo comprendido entre la fase de encañado y la fase de madurez fisiológica del cultivo.



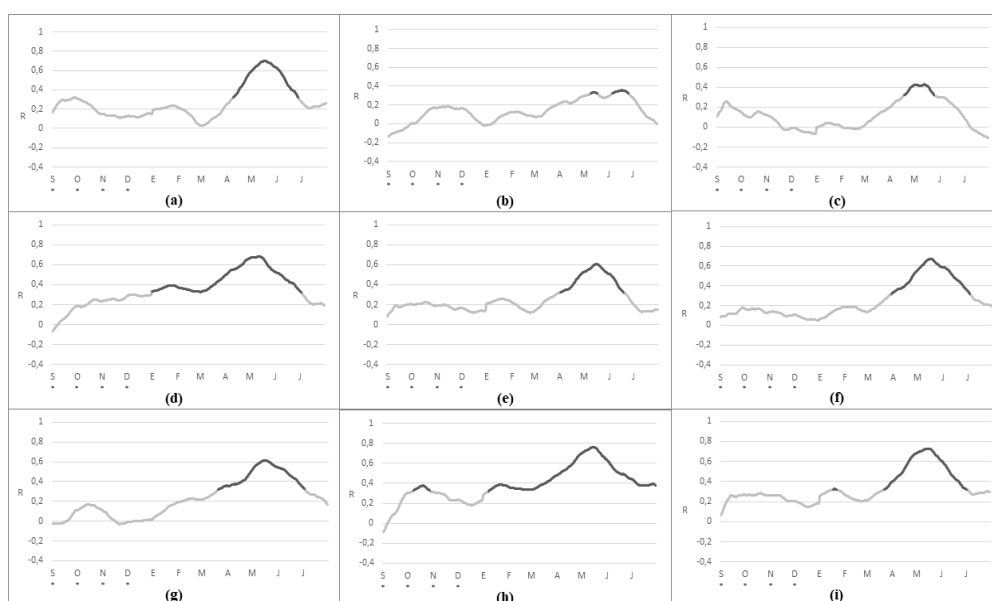
**Fig 1.** Valores diarios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y la humedad del suelo CCI para la media móvil de 30 días. Datos con significación estadística,  $p < 0,05$  (línea negra) en a) Ávila, b) Burgos, c) León, d) Palencia, e) Salamanca, f) Segovia, g) Soria, h) Valladolid e i) Zamora.



**Fig 2.** Valores diarios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla-La Mancha y la humedad del suelo CCI para la media móvil de 30 días. Datos con significación estadística,  $p < 0,05$  (línea negra). (a) = Albacete, (b) = Ciudad Real, (c) = Cuenca, (d) = Guadalajara y (e) = Toledo.



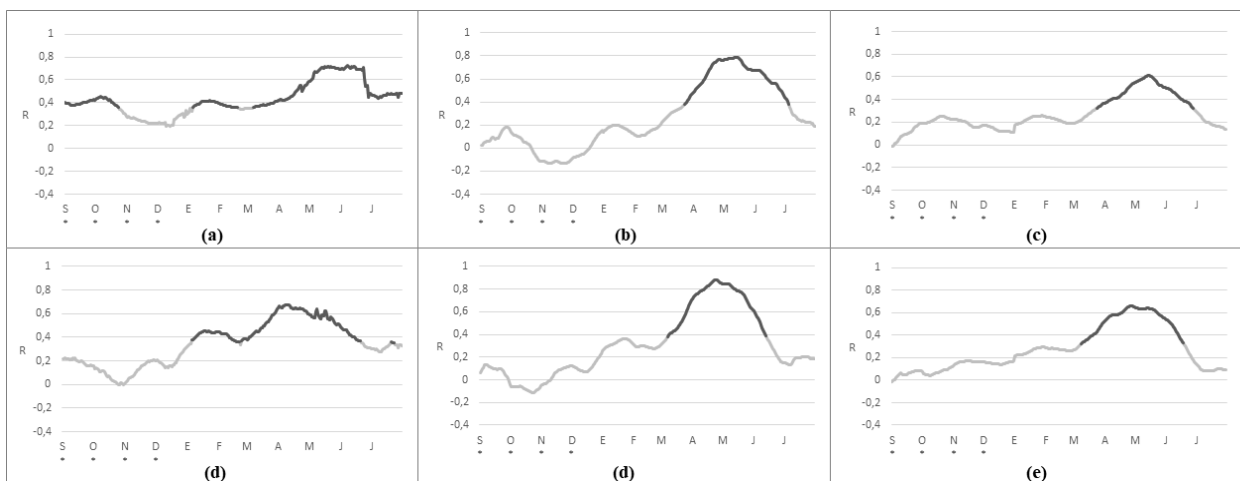
**Fig 3.** Valores diarios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y la humedad del suelo LF para la media móvil de 30 días. Datos con significación estadística,  $p < 0,05$  (línea negra) en a) Ávila, b) Burgos, c) León, d) Palencia, e) Salamanca, f) Segovia, g) Soria, h) Valladolid e i) Zamora.



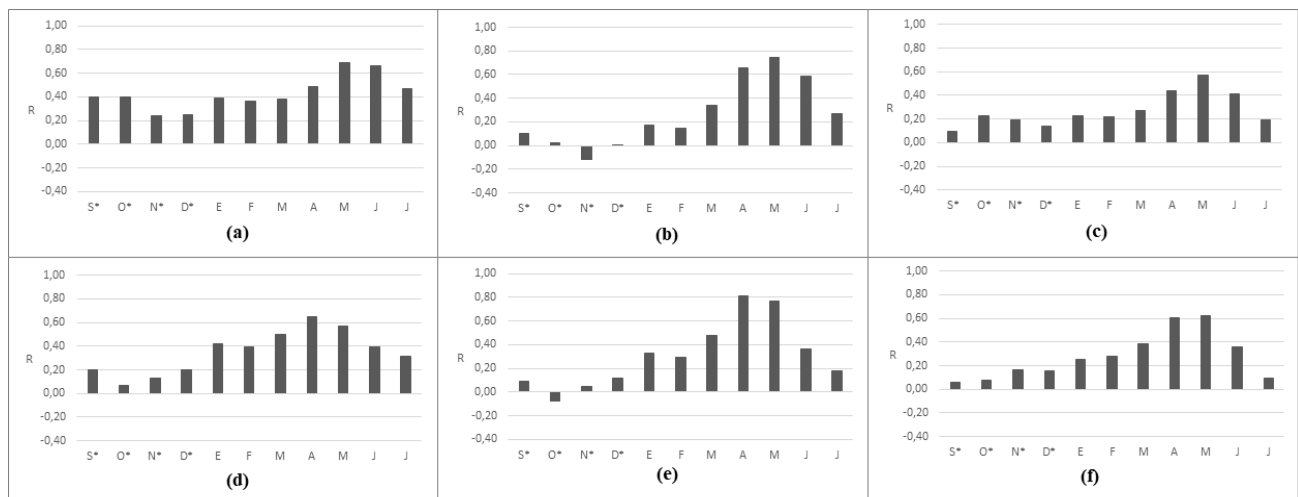
**Fig 4.** Valores diarios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y la humedad del suelo ERA5 para la media móvil de 30 días. Datos con significación estadística,  $p < 0,05$  (línea negra) en a) Ávila, b) Burgos, c) León, d) Palencia, e) Salamanca, f) Segovia, g) Soria, h) Valladolid e i) Zamora.

Por lo tanto, los resultados evidencian que el periodo más relevante es aquel que comprende la etapa de reproducción y de maduración (marzo a junio), es decir, desde la fase de encañado hasta la fase de madurez fisiológica del cultivo. Como ya se observó con la base de datos de satélite CCI (Almendra et al. 2019), se repite este patrón de existencia de periodos críticos con productos de humedad del suelo de características completamente diferentes. En efecto, si bien las tres bases de datos permiten detectar claramente dicho patrón a escala diaria (Fig. 5) y mensual (Fig. 6) entre el rendimiento del trigo y el contenido de agua en el suelo en ambas regiones, las bases de datos LF y ERA5

proporcionan un resultado más definido, en comparación con CCI. Dicha diferencia entre los resultados obtenidos puede ser debida a la resolución espacial ya que la base de datos CCI tiene una resolución espacial de 25 km, a diferencia de LF y ERA5 que tienen una resolución más fina, de 5 km y 10 km respectivamente. Además, los resultados del análisis de correlación obtenidos con el modelo LF presentan los valores más altos de R, en comparación con el resto de bases de datos, destacando secundariamente la base de datos de reanálisis ERA5, la cual, presenta los valores más bajos de R.



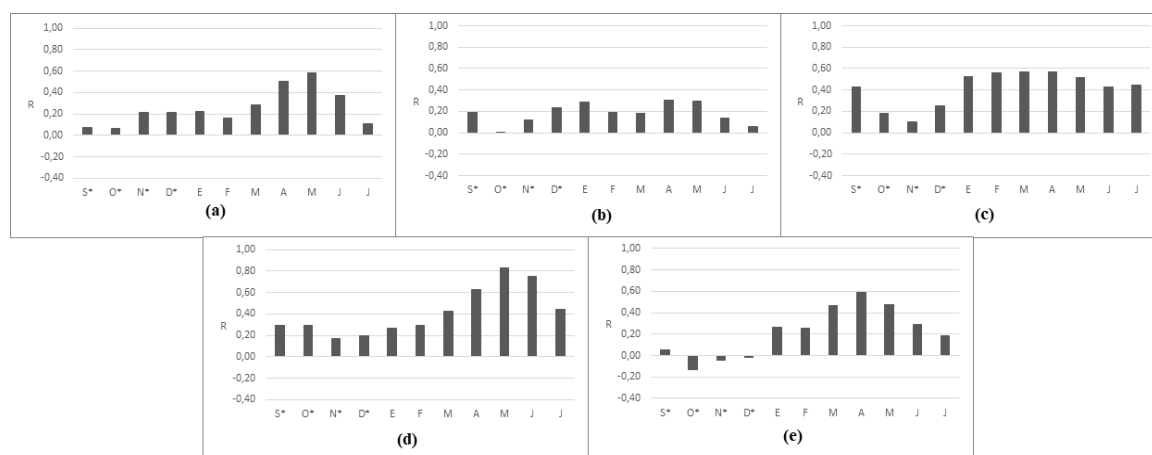
**Fig 5.** Valores diarios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y Castilla-La Mancha y la humedad del suelo CCI, LF y ERA5 para la media móvil de 30 días. Datos con significación estadística,  $p < 0,05$  (línea negra) en a) CyL CCI, b) CyL LF, c) CyL ERA5, d) CM CCI, e) CM LF y f) CM ERA5.



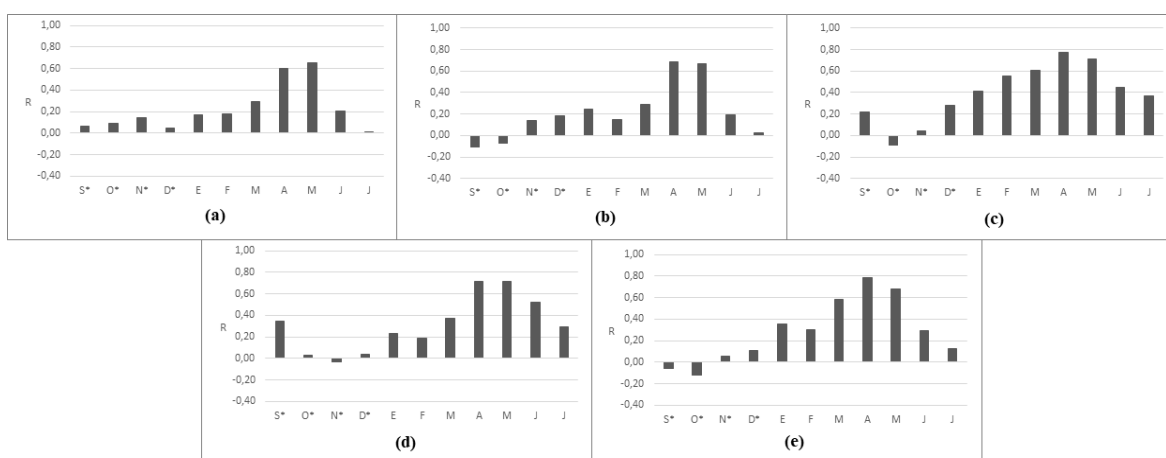
**Fig 6.** Valores mensuales medios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y Castilla-La Mancha y la humedad del suelo CCI, LF y ERA5 para la media móvil de 30 días en a) CyL CCI, b) CyL LF, c) CyL ERA5, d) CM CCI, e) CM LF y f) CM ERA5.

Si se analizan los resultados a escala mensual, se observa con mayor definición el patrón temporal tanto a escala regional (Fig. 6) como provincial (Figs. 7, 8 y 9). Además, tal y como se comentó anteriormente en referencia a la escala diaria, sucede lo mismo con los resultados obtenidos con los diferentes productos de

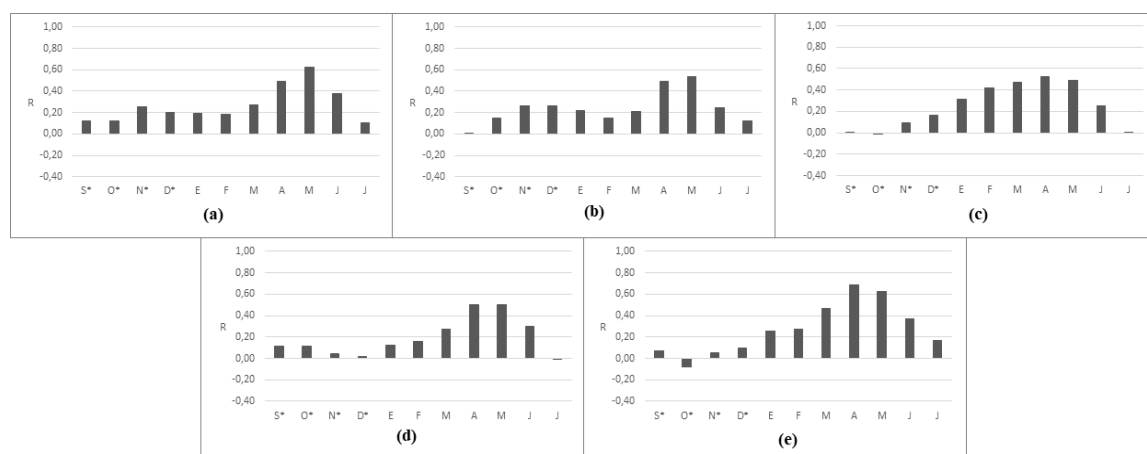
humedad a escala mensual, obteniéndose un resultado más definido con LF (Fig. 8) y ERA5 (Fig. 9), en comparación con CCI (Fig. 7).



**Fig 7.** Valores mensuales medios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla-La Mancha y la humedad del suelo CCI para la media móvil de 30 días en a) Albacete, b) Ciudad Real, c) Cuenca, d) Guadalajara y e) Toledo.



**Fig 8.** Valores mensuales medios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla-La Mancha y la humedad del suelo LF para la media móvil de 30 días en a) Albacete, b) Ciudad Real, c) Cuenca, d) Guadalajara y e) Toledo.



**Fig 9.** Valores mensuales medios de R entre el rendimiento del trigo en Castilla-La Mancha y la humedad del suelo ERA5 para la media móvil de 30 días en a) Albacete, b) Ciudad Real, c) Cuenca, d) Guadalajara y e) Toledo.

Como resultado de los análisis de correlación mensual (Tabla 1) entre ambas variables a escala provincial y regional, se observa la existencia de un pequeño desfase temporal en el papel de la humedad del suelo a lo largo del ciclo fenológico entre las dos regiones. En Castilla-La

Mancha, el coeficiente de correlación es predominante en el mes de abril, mientras que, en Castilla y León, lo es en el mes de mayo. Esto puede explicarse por la situación más meridional de Castilla-La Mancha, y la existencia del gradiente término latitudinal (Capel Molina, 1998). Dicha

situación unido a que cada fase de desarrollo del cultivo requiere de un mínimo de acumulación de temperatura para llegar a su término (Rawson y Gómez, 2001), explica que se llegue antes al fin del ciclo del cultivo en Castilla-La Mancha.

En el análisis (Tabla 1) de los resultados mensuales obtenidos en los análisis de correlación para cada uno de los productos de humedad, se observa una evidente diferencia entre ambas regiones, predominando en Castilla y León y sus provincias el mes de mayo como el mes con un valor promedio de R más alto en todos los casos. Páscoa et al. (2017) observaron que las condiciones del mes de mayo ejercían un gran control sobre la producción de trigo en la Península Ibérica. Por el contrario, en Castilla-La Mancha el mes predominante es abril, con un valor

promedio de R más alto, excepto en la provincia de Albacete.

El mes en el que sucede la máxima mensual de R entre el rendimiento del trigo y la humedad del suelo CCI, LF y ERA5 en las provincias y regiones de Castilla y León y Castilla-La Mancha, es similar para LF y ERA5 pero, difiere entre estas dos y CCI, como se ha constatado anteriormente a escala diaria. Cabe señalarse la provincia de Burgos que, en cada uno de los análisis realizados con cada uno de los productos de humedad del suelo, el mes con un coeficiente de correlación (R) máximo es diferente en cada uno de los tres resultados obtenidos, manifestándose el mes de abril en CCI, el mes de mayo en LF y el mes de junio en ERA5.

**Tabla 1.** Máxima media mensual de R entre el rendimiento del trigo y la humedad del suelo CCI, LF y ERA5 en las provincias y regiones de Castilla y León y Castilla-La Mancha.

Provincia y región	CCI		LF		ERA5	
	R Máx.	Mes	R Máx.	Mes	R Máx.	Mes
Ávila	0,84	Mayo	0,79	Mayo	0,66	Mayo
Burgos	0,63	Abril	0,55	Mayo	0,33	Junio
León	0,73	Mayo	0,58	Mayo	0,38	Mayo
Palencia	0,66	Mayo	0,73	Mayo	0,63	Mayo
Salamanca	0,75	Mayo	0,66	Mayo	0,56	Mayo
Segovia	0,85	Mayo	0,68	Mayo	0,63	Mayo
Soria	0,70	Abril	0,76	Mayo	0,58	Mayo
Valladolid	0,57	Abril	0,77	Mayo	0,72	Mayo
Zamora	0,67	Mayo	0,68	Mayo	0,69	Mayo
Toledo	0,59	Abril	0,78	Abril	0,68	Abril
Albacete	0,59	Mayo	0,65	Mayo	0,63	Mayo
Ciudad Real	0,31	Abril	0,69	Abril	0,54	Mayo
Cuenca	0,57	Abril	0,78	Abril	0,52	Abril
Guadalajara	0,83	Mayo	0,71	Abril/mayo	0,50	Abril/mayo
CyL	0,69	Mayo	0,74	Mayo	0,57	Mayo
CM	0,65	Abril	0,82	Abril	0,62	Mayo

#### 4.- Conclusiones

El uso de la humedad del suelo satelital y modelizada puede ser viable y útil para el estudio de la variabilidad de la producción agrícola. La humedad del suelo en la zona radicular es una variable determinante para el análisis del ciclo de los cultivos agrícolas. Sin embargo, la humedad del suelo no se utiliza habitualmente en el estudio de los ciclos de cultivos por la escasez de series adecuadas de larga duración.

En el presente estudio se demuestra que la humedad del suelo procedente de información satelital y modelizada es suficientemente sensible para determinar el patrón temporal de productividad del cultivo y delimitar los periodos críticos en las diferentes etapas del ciclo fenológico. Los análisis realizados en las principales regiones cerealistas de España, Castilla y León y Castilla-La Mancha, han reflejado la importancia del contenido de agua del suelo en las etapas de reproducción y maduración predominantemente, a la vista de los resultados obtenidos con significación estadística. Además, se ha visto que las bases de datos LF y ERA5, procedentes de modelización y reanálisis, respectivamente, reportan un resultado más definido del

patrón del cultivo en comparación con la serie de información satelital. Esto puede deberse a la resolución espacial de CCI, que puede resultar inadecuada en zonas donde la distribución de usos del suelo no es homogénea. Además, en el análisis de correlación, la base de datos LF muestra valores mayores de R, pudiéndose deber a la mejor resolución espacial (5x5 km) de las tres bases de datos estudiadas.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo, ponen de manifiesto la utilidad del uso de la humedad del suelo en el análisis de la relación entre la productividad agrícola y los factores ambientales, así como la necesidad de utilizar productos de humedad del suelo con mejor resolución espacial y temporal.

*Agradecimientos.* Este estudio fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España (Proyecto ESP2017-89463-C3-3-R), la Junta de Castilla y León (Proyecto SA112P20), el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) y el proyecto Unidad de Excelencia CLU-2018-04, cofinanciado por FEDER y la Junta de Castilla y León.

## 5.- Bibliografía

- Almendra-Martín, L., C.M. Herrero-Jiménez, J. Martínez-Fernández, Á. González-Zamora y N. Sánchez, 2019. Uso de la humedad del suelo satelital para el análisis de la variabilidad de la producción de trigo: el caso de Castilla y León. *Estudios en la zona no saturada del suelo*. 14, 43-48.
- Araus, J. L., D. Villegas, N. Aparicio, L. F. García del Moral, S. El Haini, Y. Rharrabti, J. P. Ferrio y C. Royo. 2003. Environmental factors determining carbon isotope discrimination and yield in durum wheat under Mediterranean conditions. *Crop Science*. 43, 170-180.
- Argente Martínez, L., J. Garatza Payán, M.M. Armendáriz Ontiveros, E.A. Yépez González, J.T. Arredondo Moreno, y J. González Aguilera, 2017. Estrés térmico en cultivo del trigo. Implicaciones fisiológicas, bioquímicas y agronómicas. *Cultivos Tropicales*. 38(1), 57-67.
- Asseng, S., F. X. Dunin, I. R. P. Fillery, D. Tennant y B. A. Keating, 2001a. Potential deep drainage under wheat crops in a Mediterranean climate: II. Management opportunities to control drainage. *Australian Journal of Agricultural Research*. 52, 57-66.
- Burek P, J. Van Der Knijff y A. De Roo, 2013. LISFLOOD, distributed water balance and flood simulation model. *JRC Technical reports*.
- Capel Molina, J.J., 1998. Ritmo anual de las temperaturas en España. *NIMBUS*, 1-2, 17-36.
- Dee, D.P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. Van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Herbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Mongue-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.N. Thépaut, F. Vitart, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation System. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 137, 553-597.
- Dorigo, W., W. Wagner, C. Albergel, F. Albrecht, G. Balsamo, L. Brocca, D. Chung, M. Ertl, M. Forkel, A. Gruber, E. Haas, P.D. Hamer, M. Hirschi, J. Ikonen, R.A.M. de Jeu, R. Kidd, W. Lahoz, Y.Y. Liu, D. Miralles, T. Mistelbauer, N. Nicolai-Shaw, R.M. Parinussa, C. Pratola, C. Reimer, R. van der Schalie, S. Seneviratne, T. Smolander, y P. Lecomte, 2017. ESA CCI Soil Moisture for improved Earth system understanding: State-of-the art and future directions. *Remote Sensing of Environment*. 203, 185-215.
- FAO, 2016. Save and grow in practice maize, rice, wheat. A guide to sustainable cereal production. *Food and Agriculture Organization of the United Nations*. Rome. 111 pp.
- Findell, K. L., P. Gentile, B.R. Lintner, y Guillodhip, B. P., 2015. Data length requirements for observational estimates of land-atmosphere coupling strength. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1615-1635.
- González-Zamora, A., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, y W. Wagner, 2016. Root-zone plant available water estimation using the SMOS derived Soil Water Index. *Advances in Water Resources*. 96, 339-353.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R.J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnav, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume y J.N. Thépaut (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 146, 1999-2049.
- Iglesias, A., y S. Quiroga, 2007. Measuring the risk of climate variability to cereal production at five sites in Spain. *Climate Research*. 34, 47-57.
- Iglesias, A., R. Mougou, M. Moneo y S. Quiroga, 2011. Towards adaptation of agriculture to climate change in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*. 11, 159-166.
- Loew, A., 2014. Terrestrial satellite records for climate studies: how long is long enough? A test case for the Sahel. *Theoretical and Applied Climatology*. 115, 427-440.
- López-Castañeda, C., 2006. Eficiencia en el uso de la precipitación en cereales en ambientes de secano. *Terra Latinoamericana*, 24(4), 477-487.
- López-Castañeda, C. y R.A. Richards, 1994. Variation in temperate cereals in rainfed environments. III. Water use and water-use efficiency. *Field Crops Res*. 39: 85-98.
- MAPA, 2020. Anuario de Estadística. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. <https://www.mapa.gob.es/es/estadistica/temas/publicaciones/anuario-de-estadistica/default.aspx>. [consulta: octubre 2020]
- Medrano, H., J. Bota, J. Cifre, Josep, J. Flexas, M. Ribas-Carbó y J. Gulías, 2007. Eficiencia en el uso del agua por las plantas. *Investigaciones Geográficas (Esp)*. 43, 63-84.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. <https://www.mapa.gob.es/es/agricultura/temas/producciones-agricolas/cultivos-herbaceos/cereales/>. [consulta: febrero 2021]
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Plan Nacional de Regadíos Horizonte 2008. Obtenido de <https://www.mapa.gob.es/es/desarrollo-rural/temas/gestion-sostenible-regadios/plan-nacional-regadios/texto-completo/>. [consulta: febrero 2021]
- Noriega, L. A.; R.E. Preciado, E. Andrio; A.D. Terrón y J.C., 2011. Prieto. Fenología, crecimiento y sincronía floral de los progenitores del híbrido de maíz QPM H-374C\*. *Mexicana de Ciencias Agrícolas*. 2 (4), 489-500.
- Pablos, M., A. González-Zamora, J. Martínez-Fernández, y N. Sánchez, 2018. Assessment of root zone soil moisture estimations from SMAP, SMOS and MODIS observations. *Remote Sensing*. 10, 981.
- Páscoa, P., C. M. Gouveia, A. Russo y R. M. Trigo, 2017. The role of drought on wheat yield interannual variability in the Iberian Peninsula from 1929 to 2012. *International Journal of Biometeorology*. 61, 439-451.
- Potopová, V., P. Stepánek, M. Mozný, L. Türkott, y J. Soukup, 2015. Performance of the standardised precipitation evapotranspiration index at various lags for agricultural drought risk assessment in the Czech Republic. *Agricultural and Forest Meteorology*. 202, 26-38.
- Ramírez Pérez, M., M. Menéndez García, P. Camus Braña y I. Losada Rodríguez, 2019. Elaboración de la metodología y bases de datos para la proyección de impactos de cambio climático a lo largo de la costa española. *Proyecciones de alta resolución de variables marinas en la costa española*. Ministerio para la transición ecológica.
- Rawson, H. M. y H. Gómez, 2001. Trigo regado. *Manejo del cultivo*. FAO. 61.
- Roberts, E.H., R.J. Summerfield, J.P. Cooper y R.H. Ellis, (1988). Environmental control of flowering in barley (*Hordeum vulgare* L.). I Photoperiod limits to long-day responses, photoperiod-insensitive phases and effects of low temperature and short-day vernalization. *Annals of Botany*. 62, 127-144.
- Rodríguez-Puebla, C., M. Ayuso, M. Frías, y L. García-Casado, 2007. Effects of climate variation on winter cereal production in Spain. *Climate Research*. 34, 223-232.
- Ruiz, F. H., P. Marrero, O. Cruz, B. Murillo, y J.L. García, 2008. Agroclimatic factor influences in the basil productivity (*Ocimum basilicum* L.) in anaridarea of Baja California Sur, Mexico. *Ciencias Técnicas Agropecuarias*. 17 (1), 44-47.
- Sadras, V., D. Roger y G. O'Leary, 2002. On-farm assessment of environmental and management constraints to wheat yield and efficiency in the use of rainfall in the Mallee. *Australian Journal of Agricultural Research*. 53, 587-598.
- Sharma, D.K.; S.B. Andersen, C.O. Ottosen y E. Rosenqvist, 2015. Wheat cultivars selected for high Fv/Fm under heat stress maintain high photosynthesis, total chlorophyll, stomatal conductance, transpiration and dry matter. *Physiologia Plantarum*. 153 (2), 284-298.
- Turner, N.C, 1997. Further progress in crop water relations. *Advances in Agronomy*. 58, 293-338
- Wang, X.; B.S. Dinler, M. Vignjevic, S. Jacobsen y B. Wollenweber, 2015. Physiological and proteome studies of responses to heat stress during grain filling in contrasting wheat cultivars. *Plant Science*. 230, 33-50.
- World Meteorological Organization (2010). *Guide to Agricultural Meteorological Practices*. WMO-No, 134

## INFILTRÓMETRO DE DISCO BASADO EN ANÁLISIS DE IMÁGENES REGISTRADAS CON UN TELÉFONO MÓVIL

B. Latorre y D. Moret-Fernández

Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei, CSIC., Avda. Montañana 1.005, 50059 Zaragoza.  
e-mail: david@eead.csic.es

**RESUMEN.** El infiltrómetro de disco es un método de campo ampliamente utilizado para medir las propiedades hidráulicas del suelo. Este trabajo presenta un nuevo diseño de infiltrómetro de disco de 10 cm de diámetro y altura, donde el nivel del agua se monitoriza con una cámara de teléfono móvil (Ca), sin cableado ni componentes electrónicos adicionales. El dispositivo se testó en laboratorio comparando medidas de nivel de agua visuales (V) con las registradas con Ca y transductor de presión (PT). Posteriormente, se validó en medidas de campo. Se observó un muy buen ajuste ( $R^2 = 0,99$ ) entre el nivel de agua medido en laboratorio con Ca y los obtenidos con V y PT. El método Ca resultó preciso, robusto e independiente de la posición relativa de la cámara. No se observaron diferencias significativas entre los valores de conductividad hidráulica y sorptividad estimadas en campo con PT y Ca.

**ABSTRACT.** The disc infiltrometer is a widely used field method for measuring the soil hydraulic properties. This work presents a new design of a disc infiltrometer with a 10 cm diameter and height, where the water level is monitored with a smartphone camera (Ca), without additional wiring or electronic components. The device was tested in laboratory by comparing visual water level measurements (V), with those recorded with Ca and pressure transducer (PT). Next, it was validated on field measurements. A very good fit ( $R^2 = 0.99$ ) was observed between the water level measured in the laboratory with Ca and those obtained with V and PT. The Ca method was accurate, robust and independent of the relative position of the camera. No significant differences were observed between the hydraulic conductivity and sorptivity values estimated with PT and Ca in the field measurements.

### 1.- Introducción

La caracterización de las propiedades hidráulicas de la superficie del suelo (sorptividad y conductividad hidráulica) es fundamental para el posterior modelado del transporte de agua la zona no saturada del suelo. El infiltrómetro de disco es un instrumento ampliamente utilizado para la estimación in situ de las propiedades hidráulicas del suelo. Este instrumento consta de una base circular unida a un depósito graduado de agua y una torre de burbujeo que impone una tensión en la base del infiltrómetro (Perroux y White, 1988). Si bien, por lo general, el diámetro del depósito de agua es más pequeño que la base del disco, existen los llamados infiltrómetros de mini-disco (Madsen y Chandler, 2007), donde la base y el depósito de agua tienen el mismo diámetro. La curva de infiltración acumulada se mide a

partir de la caída de nivel de agua del depósito. Originalmente, la curva infiltración acumulada se determinaba por notación visual del nivel del agua. Sin embargo, esta práctica que resulta tediosa y requiere una vigilancia constante, fue posteriormente reemplazada por sistemas automatizados basados en el uso de transductores de presión (Constantz y Murphy, 1987; Ankeny et al., 1988; Casey y Derby, 2002; Madsen y Chandler, 2007) o la técnica TDR (Moret et al., 2004). Recientemente, Klípa et al. (2015) desarrollaron un nuevo diseño donde la infiltración acumulada se medía a partir del grado de flotabilidad de una barra sólida vertical anclada en el depósito del infiltrómetro.

Aunque ha quedado demostrado que todas estas técnicas aplicadas en infiltrometría de disco permiten medidas precisas del nivel del agua, la dependencia de éstos sensores con la temperatura (Lord y Smith, 1983; Liu y Higgins, 2015; Pepin et al. al., 1995) puede afectar a la medida de la curva de infiltración en condiciones de campo, donde la temperatura cambia a lo largo del día. Sin embargo, aunque este problema podría resolverse introduciendo un factor corrector que tuviera en cuenta la temperatura, ello implicaría la incorporación de un nuevo sensor, que complicaría el método. Por otro lado, para el caso particular del transductor de presión, otra limitación asociada a esta técnica es la sensibilidad de este tipo de sensores al burbujeo dentro del depósito de agua, cuyos efectos tienden a aumentar al aumentar las tasas de infiltración (Spongrova et al., 2009). Este burbujeo introduce un ruido en la curva de infiltración que aumenta la incertidumbre en la estimación de las propiedades hidráulicas del suelo (Latorre et al., 2015).

El coste de los diferentes dispositivos para medir la caída del nivel de agua del infiltrómetro depende de la técnica empleada. Por ejemplo, el método más caro es el basado en la técnica TDR (Moret et al., 2004), cuyo instrumento puede llegar a costar varios miles de euros. Por otro lado, el aparato TDR, que necesita ser conectado a un ordenador portátil para la adquisición y análisis de las ondas TDR, utiliza sondas TDR largas, lo que limita su uso a depósitos de gran capacidad. Esta configuración, junto con los cables que conectan el instrumento TDR a la sonda correspondiente, hace que este método no sea muy manejable en condiciones de campo. Más económicos son los métodos basados en transductores de presión (Casey y Derby, 2002) o células de carga (Klípa et al., 2015), que solo requieren de un sensor (50-100 €) acoplado a un datalogger (200-700 €). Aunque esta configuración permite el uso de infiltrómetros más portátiles y manejables, el cable que conecta el datalogger al sensor puede dificultar su uso en áreas de difícil acceso. Para medidas de campo, es recomendable incorporar una

pantalla para verificar si los sensores están funcionando correctamente. Aunque este problema puede solucionarse utilizando dataloggers con pantalla digital, Campbell Scientific desarrolló una aplicación para teléfonos móviles (<https://www.campbellsci.es/loggernet>), que conectada vía bluetooth a un datalogger Campbell Scientific, permite verificar a tiempo real la curva de infiltración acumulada. Sin embargo, aunque este sistema permite eliminar cables, el uso de un adaptador bluetooth más teléfono móvil encarece el método.

Así pues, aunque todas técnicas descritas reemplazan a las medidas visuales, todas necesitan estar conectadas a un datalogger o PC, lo que aumenta el coste y complejidad del sistema. Además, el cable que conecta el sensor y el datalogger puede limitar su uso en áreas de difícil acceso. Por lo tanto, existe la necesidad de desarrollar un nuevo sistema de infiltrómetro de disco compacto e inalámbrico para facilitar las medidas de infiltración en condiciones de campo. Este trabajo presenta un nuevo diseño de infiltrómetro de disco compacto de 10 cm de diámetro y altura donde la caída del nivel del agua del depósito del infiltrómetro y la correspondiente curva de infiltración acumulada se miden tras previo análisis del video grabado con la cámara de un teléfono móvil. El dispositivo fue validado en el laboratorio, donde las medidas de nivel de agua realizadas con la cámara (Ca) se compararon con lecturas visuales (V) y las realizadas con transductor de presión (PT). El nuevo diseño fue validado en campo, donde la sorptividad y la conductividad hidráulica saturada del suelo estimadas a partir de la curva de infiltración acumulada medida con PT fueron compararon con la obtenidas a partir del video grabado con el teléfono móvil.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Infiltrómetro de disco de tensión

El sistema consta de un nuevo diseño infiltrómetro de disco compacto y un teléfono móvil con cámara (instalado en un trípode estándar) que permite registrar de forma continua el nivel de agua (Fig. 1). La descripción del sistema incluye: (i) diseño de infiltrómetro de disco, (ii) características de la cámara, (iii) análisis de las imágenes y (iv) medidas de laboratorio y campo.

#### 2.1.1. Diseño de infiltrómetro de disco

El nuevo diseño de infiltrómetro de disco se basa en los mismos principios físicos descritos por Perroux y White (1988), y consiste en una torre de burbujeo, un depósito de agua y una base circular (Fig. 2). La geometría externa, similar a la del infiltrómetro de minidisco (Madsen y Chandler, 2007), consiste en un tubo cilíndrico uniforme de metacrilato de 10 cm de longitud. El depósito de agua está cerrado por la parte superior y la cual está atravesada por dos tubos móviles de 6 mm de diámetro externo (Fig. 2). El primer tubo (tubo 1; Fig. 2), que está conectado a la torre de burbujeo, atraviesa longitudinalmente el cuerpo del infiltrómetro hasta una altura de 0,5 cm sobre la superficie

del suelo. La torre de burbujeo tiene un tubo móvil sumergido 0,5 cm en agua (tubo torre de burbujeo; Fig. 2) que permite compensar la sobrepresión producida por los 0,5 cm la altura entre el extremo del tubo 1 y la base del disco. Esto permite que la tensión en la base del infiltrómetro sea cero. El segundo tubo (tubo 2; Fig. 2), que queda insertado 2 cm dentro del infiltrómetro y tiene una válvula en su extremo, se utiliza para llenar, por succión el depósito del infiltrómetro.



Fig. 1. Infiltrómetro de disco.

El cuerpo del infiltrómetro tiene una pared de plástico que lo divide longitudinalmente en dos compartimentos (Fig. 2). Las dos secciones están conectadas por una ranura de 0,5 cm de altura realizada en la base y la parte superior de la pared, que permite la libre circulación de agua y el aire entre ambos compartimentos. Un lado del depósito alberga el tubo de burbujeo (extremo del tubo 1) y una boya cilíndrica de 2,5 cm de diámetro (Fig. 2). Esta boya, que está atornillada a la tapa del infiltrómetro, permite reducir el volumen de agua contenida en el depósito de agua. Dependiendo de la permeabilidad del suelo, se puede emplear una boya más delgada o más ancha y mejorar así la sensibilidad de medida de nivel de agua. El segundo compartimento del depósito de agua está vacío y tiene una cinta métrica adherida a la pared externa. Esta segunda cámara se utiliza para medir el nivel del agua con la cámara del teléfono móvil. La separación del depósito en dos compartimentos, minimiza el efecto de burbujeo (compartimento 1) sobre la lámina de agua a partir de la cual mide el nivel de agua (compartimento 2), evitando perturbaciones en la curva de infiltración. La base del infiltrómetro se cubre con una malla de acero de 5 mm de abertura, seguida de una malla de nailon de 44  $\mu\text{m}$  de luz (Fig. 2). Finalmente, se pegó un nivel de burbuja en la tapa superior del infiltrómetro para comprobar la nivelación del mismo cuando éste está infiltrando.



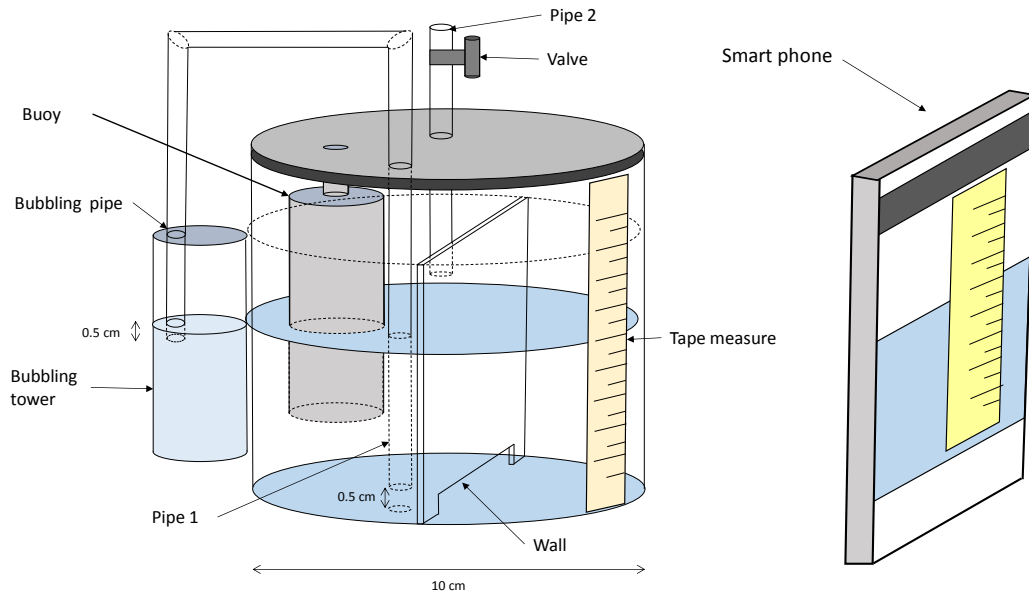


Fig. 2. Esquema del diseño del infiltrómetro de disco compacto.

### 2.1.2. Características de la cámara de video

Tras probar diferentes posibilidades (cámaras action, cámaras fotográficas estándar o endoscopio de enfoque automático), vimos que la cámara del teléfono móvil presentaba las mejores características, por varias razones. (i) permite grabar videos en HD, (ii) funciona con una APP de fotogramas gratuita, (iii) la pantalla necesaria para enmarcar y enfocar el depósito de agua está integrada en el mismo dispositivo, (iv) tiene un sistema sencillo para iniciar y detener la grabación de video en cada medida, (v) es un dispositivo compacto, portátil y manejable, donde la batería, cámara, pantalla e interruptores están integrados en un mismo dispositivo, y (vii) el coste es relativamente bajo, disponible desde 100 €.

En nuestro caso, se empleó un teléfono inteligente Android (modelo OPPO A9 2020). La cámara frontal tiene un sensor 48 megapíxeles (MP) de resolución y un tamaño de píxel de 0,8  $\mu\text{m}$ . Las lentes de la cámara tienen una apertura de  $f/1.8$ , un enfoque ajustable y un campo de visión (FoV) de 79 °. Las imágenes fueron grabadas con una APP de lapso de tiempo genérica y gratuita (Framelapse Pro 4.0) utilizando una resolución Full HD (1920  $\times$  1080 píxeles). El intervalo de adquisición de imágenes fue de 1 s. El teléfono, colocado verticalmente en un trípode flexible estándar, se dispuso frente al infiltrómetro a una distancia tal que todo el depósito quedara encuadrado en la pantalla, de modo que la cinta métrica quedaba centrada en la imagen (Fig. 1 y Fig. 3).

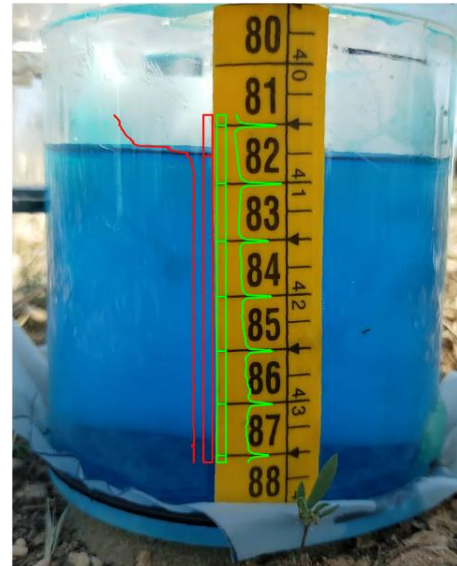


Fig. 3. Definición del nivel del agua y marcas en la cinta métrica.

### 2.1.3. Análisis de imagen

Se desarrolló un script en lenguaje R para el análisis automático de los fotogramas, utilizando para tal fin el paquete Imager CRAN y la herramienta 'FFmpeg' (Barthelme et al, 2015; Tomar, 2006). El análisis por separado de cada fotograma incluye los siguientes pasos:

- Tras extraer la secuencia de imágenes utilizando 'FFmpeg', se realizó un análisis manual para identificar la imagen en la que se posaba el infiltrómetro sobre el suelo. Este procedimiento consistió en comprobar los primeros fotogramas y seleccionar la imagen inicial correspondiente al momento en que se coloca y estabiliza el infiltrómetro de disco sobre la capa de arena.

- En esta imagen inicial, se identificaron manualmente dos puntos de cinta métrica con un espaciado conocido (6 cm en nuestros experimentos). Este análisis manual, que se realiza al principio de cada experimento de infiltración, permite calibrar los parámetros necesarios para el análisis secuencial de las imágenes de vídeo.

- Utilizando estos puntos de referencia, se rotaron las imágenes para alinear verticalmente el infiltrómetro. A continuación, se definieron dos ventanas rectangulares de análisis, una ubicada sobre la cinta métrica y la segunda en el agua teñida. A partir de los valores de color RGB, los cambios del canal rojo a lo largo de cada ventana permiten detectar de forma automática las marcas métricas en la cinta métrica y la posición del nivel del agua (Fig. 3). Las referencias de la cinta métrica se localizaron mediante un detector de picos. La posición del nivel del agua se identificó mediante un detector de pasos y un umbral basado en percentiles. La regresión lineal se calculó a partir de las posiciones de las marcas métricas para transformar las coordenadas de píxeles en unidades métricas sobre la cinta métrica:

$$H = ah + b \quad (1)$$

donde  $H$  representa el nivel del agua en unidades métricas,  $a$  y  $b$  son los coeficientes de la regresión lineal y  $h$  representa el nivel del agua en unidades de píxeles. La influencia de la distorsión de la lente se consideró despreciable, por lo que no se requirió corrección. Por ejemplo, los siete puntos de control de la cinta métrica visibles en la Fig. 3 presentan un ajuste lineal con un coeficiente de determinación  $R^2 = 0,9995$  y errores residuales de subpíxeles ( $< 0,1$  px).

- Dado que el nivel del agua observado por la cámara se ve afectado por la refracción de la luz a través de la pared de metacrilato provocando un desplazamiento variable, el nivel de agua real se calculó a partir del nivel de agua aparente o virtual, siguiendo una aproximación de óptica geométrica (Fig.4) (Apéndice I) para obtener la siguiente ecuación:

$$h' \cong h + \frac{T(h-w/2)}{n a w/2} \tan(FoV/2) \quad (2)$$

donde  $h'$  y  $h$  representan los niveles de agua real y aparente respectivamente, ambos en unidades de píxeles,  $FoV$  es el campo de visión de la lente,  $T$  es el espesor de la pared en metros y  $n$  su índice de refracción,  $a$  es el factor de escala de la regresión en la Ec. (1) y  $w$  es el ancho de la imagen en unidades de píxeles. Finalmente, el nivel de agua real se transformó en unidades métricas utilizando la Ec. 1.

El análisis secuencial de los fotogramas asume que el depósito y la cámara del teléfono permanecen estáticos durante el experimento. En el caso de producirse un desplazamiento del infiltrómetro durante la medida (i.e. el proceso de colapso del suelo), sería necesario realizar un análisis del video por partes. Para facilitar las medidas de infiltración obtenidas con la cámara de móvil, se desarrolló un script R específico para el análisis automático de los vídeos.

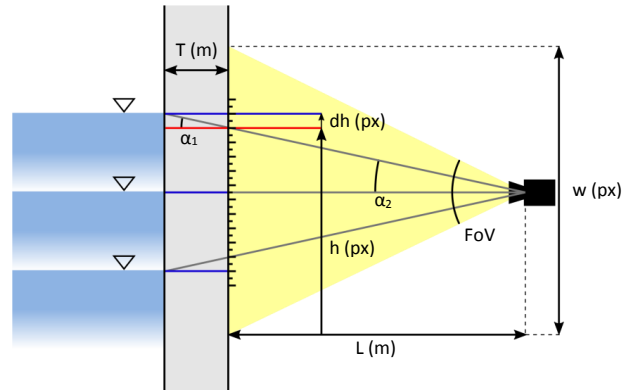


Fig. 4. Aproximación de la geometría óptica para calcular el nivel de agua real a partir del nivel de agua aparente o virtual visible a través de la pared de metacrilato.

#### 2.1.4. Montaje del infiltrómetro

Para aumentar el contraste del agua en el depósito y mejorara así la detección de la superficie de la lámina de agua, se agregó un tinte azul al agua de infiltración. En nuestro caso, se utilizó un colorante alimentario genérico, económico, biodegradable y no tóxico (Figs. 1 y 3). El tinte se disolvió previamente en la botella con el agua que luego se utilizará para llenar el infiltrómetro. En nuestro caso, agregamos 4 gotas de colorante alimentario por litro y medio de agua. Una vez emparejada la altura de la tubería 1 y tubería 2 (Fig. 2), se colocó el infiltrómetro sobre una bandeja que contenía el agua teñida y se procedió al llenado del infiltrómetro succionando a través de la tubería 2 (Fig. 2) hasta el llenado del depósito. Para mejorar las medidas del nivel del agua, la pared del depósito se limpió con un trapo húmedo antes de cada medida.

Para un mejor contacto entre la superficie del suelo y la base del infiltrómetro se colocó una fina capa de arena sobre la superficie del suelo (Perroux y White, 1988). La arena se niveló utilizando un tubo de metacrilato cerrado por la base y mismo diámetro y altura que el infiltrómetro, y que llamaremos tubo nivelador. La superficie de la arena se niveló tomando como referencia el nivel de burbuja fijado en la parte superior del nivelador (Fig. 1). El teléfono móvil, instalado boca abajo en el trípode, se colocó frente al nivelador a una distancia de aproximadamente 10 cm, para enfocar la imagen y cuadrar la distancia de la cámara de manera que todo el depósito fuera visible a través de la pantalla del teléfono móvil. Tras iniciar la grabación del video, se reemplazó el nivelador por el infiltrómetro de disco lleno de agua (Fig. 1), orientado de manera que la cinta métrica quedara centrada en la imagen, momento en el que se inició la infiltración.

#### 2.2. Calibración de laboratorio

La precisión del nuevo dispositivo fue evaluada en laboratorio con dos experimentos complementarios. El primero consistió en comparar los niveles de agua medidos con la cámara (Ca) en condiciones estáticas, con los obtenidos con un transductor de presión (PT) y medidas

visuales (V). Se construyeron curvas de caída de nivel de agua en forma de escalera, donde cada paso correspondía a cada cm de la cinta métrica (Fig. 3). Para comprobar la influencia de la posición de la cámara con respecto al infiltrómetro, este experimento se repitió dos veces, colocando la cámara a diferentes alturas con respecto al infiltrómetro. Se empleó un transductor de presión de  $\pm 35$  cm, PT, (Microswitch; Honeywell International Inc.) previamente calibrado. El PT, conectado a un datalogger (CR1000; Campbell Scientist, Inc., Logan, UT, EE. UU.), se instaló en el infiltrómetro de disco según procedimiento descrito por Casey y Dervy (2002).

El segundo experimento de calibración consistió en comparar niveles de agua en continuo (Ca y PT) con lecturas de V. Las lecturas visuales correspondieron a cada cm de la cinta métrica. El experimento consistió en una infiltración a tensión 0 cm sobre un paño húmedo, cuyo exceso de agua de dejaba drenar por gravedad, realizándose una única réplica.

### 2.3. Experimentos de campo

Los experimentos de campo consistieron en comparar la curva de infiltración acumulada medida con Ca y PT, utilizando para ello un transductor de presión de  $\pm 35$  cm conectado a un datalogger. Se realizaron cuatro infiltraciones. Las dos primeras medidas se realizaron en una parcela de césped (G1 y G2), de suelo franco ubicada en la Estación Experimental de Aula Dei (CSIC), Zaragoza, España. Previo a las mediciones de infiltración, se cortó la hierba a ras de suelo. Se realizaron dos infiltraciones adicionales en dos parcelas bajo tratamiento convencional (CT) y no laboreo (NT). El campo experimental, de suelo franco, correspondió a un experimento de laboreo de conservación de larga duración iniciado en 1991 (López y Arrúe, 1995). La medida bajo CT se realizó en suelo recién labrado tras unas lluvias copiosas.

La densidad aparente seca del suelo ( $\rho_b$ ) se determinó con el método del cilindro, utilizando cilindros de 50 mm de diámetro y altura. Este muestreo se utilizó a su vez para determinar el contenido volumétrico de agua inicial ( $\theta_i$ ). Se colocó una fina capa ( $<1$  cm de espesor) de arena (tamaño de grano 80-160  $\mu\text{m}$ ) entre la base del infiltrómetro y la superficie del suelo, y la tensión aplicada fue de 0 cm. Al final del experimento y tras retirar la capa de arena, se tomó una muestra de suelo saturado para medir la humedad a saturación,  $\theta_s$ , calculada como el producto entre el contenido de agua gravimétrica saturada y  $\rho_b$ .

### 2.4. Estimaciones de propiedades hidráulicas del suelo

Las propiedades hidráulicas del suelo se estimaron utilizando procedimiento de Latorre et al. (2015), que consiste en minimizar la función objetivo,  $Q$ , que representa la diferencia entre la infiltración acumulada,  $I_{3D}$ , modelada ( $S, K_s, t$ ) y experimental ( $I_{e3D}$ )

$$Q(S, K) = \sum_{i=1}^N [(I_{e3D} - I_{3D}(S, K_s, t_i)) \Delta t]^2 \quad (3)$$

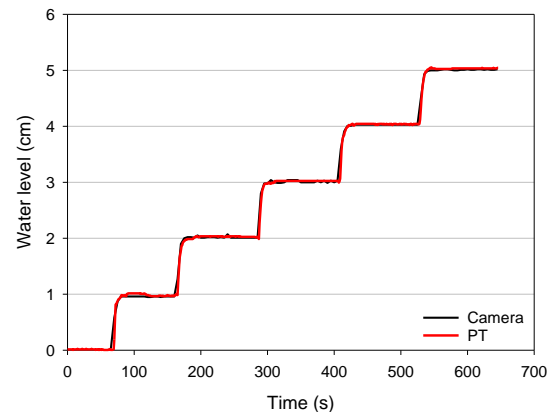
Las curvas  $I_{3D}$  fueron simuladas utilizando la solución de Haverkamp et al. (1994)

$$\frac{2(K_s - K_i)^2}{S^2} t = \frac{2}{1 - \beta} \frac{(K_s - K_i)}{S^2} \left\{ I_{3D} - K_i t - \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_s - \theta_i)} t \right\} - \frac{1}{1 - \beta} \ln \left[ \frac{1}{\beta} \exp(2\beta(K_s - K_i)(I_{3D} - K_i t)/S^2) + \frac{\beta - 1}{\beta} \right] \quad (4)$$

donde  $t$  es el tiempo (T),  $K_s$  y  $K_i$  ( $\text{LT}^{-1}$ ) son los valores de conductividad hidráulica correspondientes al contenido volumétrico de agua saturada,  $\theta_s$  e inicial,  $\theta_i$  ( $\text{L}^{-3}\text{L}^{-3}$ ), respectivamente,  $S$  ( $\text{LT}^{-0.5}$ ) es la sorptividad,  $r_d$  es el radio del disco (L),  $\beta$  y  $\gamma$  son constantes de infiltración con valores fijos de 0.6 y 0.75, respectivamente (Angulo - Jaramillo et al., 2000; Latorre et al., 2015). Todos los cálculos se realizaron a través de la dirección web <http://swi.csic.es/infiltration-map/>.

### 3.- Resultados y discusión

Se observó un buen ajuste entre el nivel del agua medido con el Ca en la curva en forma de escalera medida en laboratorio y los correspondientes valores obtenidos con V y PT (Fig. 5).

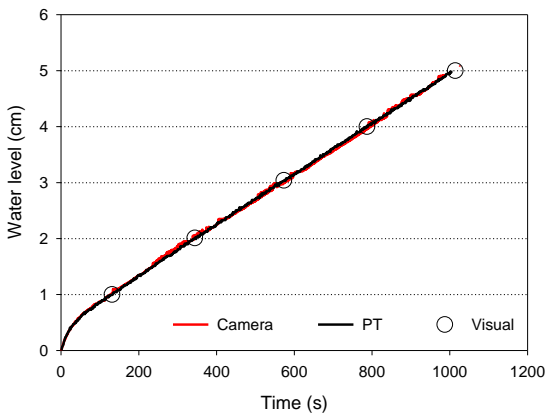


**Fig. 5.** Relación entre el nivel del agua medido en condiciones estáticas con cámara, transductores de presión (PT) y observación visual, correspondiéndose ésta última con las líneas horizontales de la figura.

La relación significativa entre V y Ca ( $y = 1.006x - 0.014$ ,  $R^2 = 0.999$ ,  $p < 0.0001$ ) y las obtenidas entre PT y Ca ( $y = 0.999x + 0.035$ ,  $R^2 = 0.999$ ,  $p < 0.0001$ ) indica que el método Ca permitió medidas precisas del nivel del agua en condiciones estáticas. La relación significativa entre las lecturas de V, PT y Ca cuando las medidas se realizaron colocando la cámara a diferente altura con respecto al infiltrómetro ( $y = 1.006x - 0.014$ ,  $R^2 = 0.999$ ;  $y = 1.0077x - 0.128$ ,  $R^2 = 0.999$ ) indica que el método es independiente de la posición relativa de la cámara. Este es un resultado relevante para experimentos de campo ya que las irregularidades de la superficie del suelo dificultan el

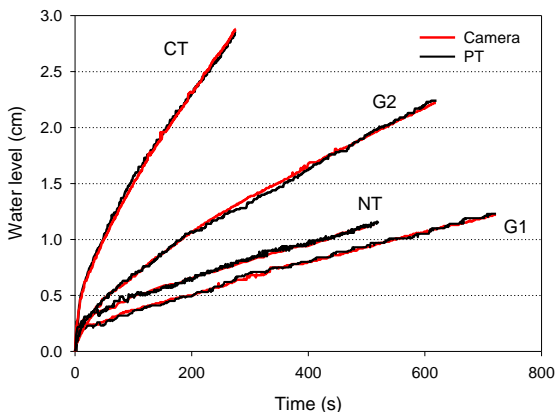
obtener una posición constante entre la cámara y el infiltrómetro de disco.

Se observó también un muy buen ajuste entre la curva de infiltración medida con Ca, PT y V sobre el paño humectado (Fig. 6). La excelente relación entre los niveles de agua medidos con Ca y PT ( $y = 1.018x + 0.009$ ,  $R^2 = 0.999$ ,  $p < 0.0001$ ) y los obtenidos al comparar las lecturas de Ca y V ( $y = 1.0105x - 0.0196$ ,  $R^2 = 0.999$ ,  $p < 0.0001$ ) indica que el método de cámara trabaja también correctamente en medidas en continuo. El examen visual de los videos mostró que el depósito compartimentado minimizó el efecto del burbujeo sobre las medidas del nivel del agua, lo que resultó en curvas de infiltración estables.



**Fig. 6.** Caída del nivel de agua medida en continuo con la cámara, transductores de presión (PT) y observación visual en un experimento de infiltración de laboratorio sobre un paño húmedo

Se observó también un buen ajuste entre las medidas de curva de infiltración obtenidas con Ca y PT en los experimentos de infiltración de campo (Fig. 7).



**Fig. 7.** Caída del nivel de agua medida con cámara y transductores de presión, PT, en los experimentos de campo. G1 y G2 son campos en zona de césped, y CT y NT tratamientos convencionales y no laboreo, respectivamente.

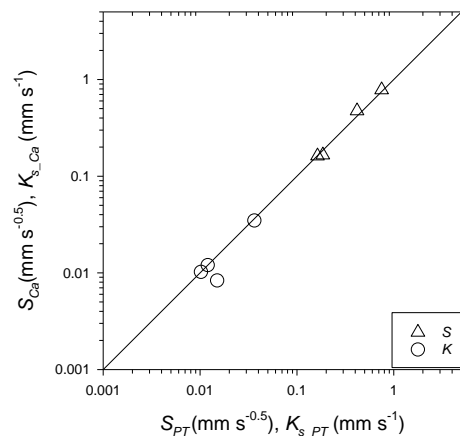
En comparación con el método Ca, PT produjo curvas de infiltración con pequeñas protuberancias en forma de sierra, probablemente debido a cambios discontinuos de

presión producidos por el burbujeo intermitente dentro del depósito (Spongrova et al., 2009). Otra explicación de estas irregularidades podría ser el posible efecto de la temperatura sobre las medidas de PT (Liu y Higgins, 2015). Este ruido prácticamente desapareció con el método Ca, donde las medidas de caída del nivel del agua son independientes de la presión dentro del depósito y la temperatura externa. Con respecto a la precisión de las medidas con Ca, la resolución espacial de los videos realizados fue de aproximadamente 0,008 cm (1,2 10<sup>-4</sup> psi) por píxel en el posicionamiento del nivel del agua. El análisis de los datos registrados con PT reveló una precisión efectiva similar de 0,009 cm (1,3 10<sup>-4</sup> psi), posiblemente determinada por la resolución del datalogger.

El análisis inverso de las curvas de infiltración muestra como los valores de  $Q$  obtenidos con PT (Ec. 3) fueron casi un 30% superiores a los obtenidos con Ca (Tabla 1), lo que significa que Ca dio curvas de infiltración más estables y menos ruidosas. Los valores similares de  $K_s$  y  $S$  obtenidos con ambos métodos (Tabla 1) indican que el método Ca es una técnica robusta para estimar las propiedades hidráulicas del suelo. Se obtuvieron relaciones altamente significativas, con pendientes cercanas a uno, entre  $S$  ( $y = 1.084x - 0.014$ ;  $R^2 = 0.99$ ;  $p < 0.0001$ ) y  $K_s$  ( $y = 0.986x - 0.0018$ ;  $R^2 = 0.94$ ;  $p < 0.0001$ ) estimadas a partir de las curvas de infiltración obtenidas con PT y el método Ca, respectivamente (Fig. 8).

**Tabla 1.** Densidad aparente del suelo,  $\rho_b$ , medida en los campos experimentales y sorptividad,  $S$ , conductividad hidráulica saturada,  $K_s$  y función objetivo,  $Q$  (Ec. 3) estimada a partir del análisis inverso de las curvas de infiltración acumulada medidas con transductores de presión, PT y el método de cámara (Ca) en las parcelas de césped (G1 y G2) y tratamiento de laboreo convencional, CT, y no laboreo, NT.

	$\rho_b$ g cm <sup>-3</sup>	$S$ mm s <sup>-0.5</sup>		$K_s$ mm s <sup>-1</sup>		$Q$ mm	
		PT	Ca	PT	Ca	PT	Ca
G1	1.52	0.18	0.17	1.02 10 <sup>-2</sup>	1.02 10 <sup>-2</sup>	9.74 10 <sup>-2</sup>	6.25 10 <sup>-2</sup>
G2	1.46	0.42	0.47	1.50 10 <sup>-2</sup>	8.32 10 <sup>-3</sup>	9.70 10 <sup>-2</sup>	7.07 10 <sup>-2</sup>
CT	1.17	0.75	0.78	3.63 10 <sup>-2</sup>	3.47 10 <sup>-2</sup>	1.39 10 <sup>-1</sup>	7.12 10 <sup>-2</sup>
NT	1.38	0.16	0.16	1.20 10 <sup>-2</sup>	1.12 10 <sup>-2</sup>	1.19 10 <sup>-1</sup>	6.43 10 <sup>-2</sup>



**Fig. 8.** Relación entre la sorptividad ( $S$ ) y la conductividad hidráulica ( $K_s$ ) estimada a partir de las curvas de infiltración medidas en campo medidas con los métodos PT y Ca.

#### 4. Conclusiones

Este artículo presenta un diseño alternativo de infiltrómetro de disco compacto de 10 cm de diámetro y altura, donde el nivel del agua se mide a partir del análisis de un video grabado con la cámara de un teléfono inteligente. Tanto los experimentos de calibración de laboratorio como los de infiltración de campo demostraron que la cámara permite estimaciones precisas del nivel del agua. El infiltrómetro de disco compacto es estable, fácil de manejar en condiciones de campo y permitió estimaciones satisfactorias de la sorptividad del suelo y la conductividad hidráulica. El uso omnipresente de los teléfonos inteligentes hace que esta técnica sea accesible para prácticamente todos los investigadores. El script R para analizar los videos fue escrito específicamente para este proyecto y se distribuye como software de código abierto (<http://swi.csic.es>), hace que esta técnica sea fácil de usar e implementar. En comparación con otros métodos, el nivel del agua medido con la cámara del teléfono inteligente no se ve afectado por la temperatura, un factor que puede variar en condiciones de campo, como en días soleados con nubes alternas. La inspección visual de los videos grabados permite verificar la validez de los niveles de agua calculados por el análisis automatizado de los videos. El diseño del infiltrómetro y la técnica de medida que se presenta en esta comunicación es inalámbrico, compacto, portátil, relativamente económico, preciso y fácil de manejar en el campo, lo que proporciona un avance importante para la medida de las propiedades hidráulicas del suelo.

*Agradecimientos.* Esta investigación fue apoyada por el proyecto MITECO ASBIO (PGC2018-094332-B-I00) y el programa de investigación e innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea bajo el acuerdo de subvención No [H2020-MSCA-RISE-777803].

#### 5.- Bibliografía

- Angulo-Jaramillo, R., J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet, y M. Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55, 1–29.
- Ankeny, M.D., T.C. Kaspar, y R. Horton. 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 893–896.
- Barthelme, S., D. Tschumperle, J. Wijffels, H.E. Assemblal, y S. Ochi. 2020. imager: Image Processing Library Based on 'CImg'. R package version 0.42.3.
- Casey, F.X.M., y N.E. Derby E. 2002. Improved design for an automated tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* 66, 64–67.
- Constantz, J., Murphy, F., 1987. An automated technique for flow measurements from Mariotte reservoirs. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 252–254.
- Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, y J.Y. Parlange. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 2931–2935.
- Klípa, V., M. Sněhota, y M. Dohnal. 2015. New automatic minidisc infiltrometer: design and testing. *J. Hydrol. Hydromech.* 63, 110–116. <https://doi.org/10.1029/2009WR007941>.
- Latorre, B., C. Peña, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández, D., 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. *J. Hydrol.* 57, 1–12.
- Liu, Z., y C.W. Higgins. 2015. Does temperature affect the accuracy of vented pressure transducer in fine-scale water level measurement?. *Geosci. Instr. Meth. Data Syst.* 4, 65–73
- López, M.V., y J.L. Arrúe., 1995. Efficiency of an incomplete block design based on geostatistics for tillage experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 1104–1111.
- Lord, M., y D.M. Smith M. 1983. Static response of a simple piezoelectric load cell. *J. Biomedical Eng.* 5, 162-164.
- Madsen, M.D., Chandler, D.G. 2007. Automation and use of mini disc infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71, 1469–1472.
- Masden, M., y D. Chandler. 2007. Automation and Use of Mini Disk Infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71, 1469-1472.
- Moret, D., M.V. López, y J.L. Arrúe. 2004. TDR application for automated water level measurement from Mariotte reservoirs in tension disc infiltrometers. *J. Hydrol.* 297, 229–235.
- Pepin, S., N.J. Livingston, y W.R. Hook. 1995. Temperature-dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 38–43.
- Perroux, K.M. y I. White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1205–1215.
- Spongrova, K., C. Kechavarzi, M. Dresser, S. Matula, y R.J. Godwin. 2009. Development of an automated tension Infiltrometer for field use. *Vadose Zone J.* 8, 810–817.
- Tomar, S. 2006. Converting video formats with FFmpeg. *Linux J.* 146, 10.

#### APÉNDICE I

La Ec. 2 presenta una descripción detallada de la derivación de la ecuación. El nivel del agua observado por la cámara se ve afectado por la refracción de la luz a través de la pared del tubo de metacrilato, provocando un desplazamiento variable como se muestra en la Fig. 4. El nivel real del agua se calculó a partir del nivel del agua aparente o virtual, siguiendo una aproximación de óptica geométrica. La tangente de los ángulos  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  se calcula primero de la siguiente manera:

$$\tan(\alpha_1) = \frac{dh}{T/a} = \frac{h'-h}{T/a} \quad (5)$$

$$\tan(\alpha_2) = \frac{h-w/2}{L/a} \quad (6)$$

donde  $h'$  y  $h$  representan los niveles de agua real y aparente respectivamente, ambos en unidades de píxeles,  $T$  y  $L$  son el grosor de la pared y la distancia de la cámara en metros,  $a$  representa el factor de escala de la regresión en la Ec. (1) y  $w$  es el ancho de la imagen en unidades de píxeles. Se utilizó la ley de Snell para describir la relación entre los ángulos de incidencia y refracción:

$$n_1 \sin(\alpha_1) = n_2 \sin(\alpha_2) \quad (7)$$

donde  $n_2$  representa el índice de refracción del aire ( $n_2 \cong 1$ ) y  $n_1$  es el índice de refracción correspondiente de la pared de metacrilato, que simplemente se indicará como  $n$ . Suponiendo el trazado de rayos paraxiales, las tangentes y el seno de los ángulos pueden considerarse iguales:

$$n \tan(\alpha_1) = \tan(\alpha_2) \quad (8)$$

La sustitución de Ec. 5 y Ec. 6 en la Ec. 7 proporciona la siguiente relación:

$$n \frac{dh}{T/a} = \frac{h-w/2}{L/a} \quad (9)$$

donde se conocen todos los parámetros excepto el  $dh$  requerido y la distancia de la cámara  $L$ . Para derivar esta variable ( $L$ ), se calcula la tangente del ángulo FOV representado en la Fig.4:

$$\tan(\text{FoV}/2) = \frac{w/2}{L/a} \quad (10)$$

La sustitución de Ec. 10 en la Ec. 9 proporciona la relación final equivalente a la ecuación. 2:

$$dh = h' - h = \frac{T(h-w/2)}{n a w/2} \tan(\text{FoV}/2) \quad (11)$$



## IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: DINÁMICA DE LA INFILTRACIÓN

L. Barbero<sup>1,2</sup>, V. Martínez-Hernández<sup>1\*</sup>, B. Huidobro López<sup>1,2</sup>, R. Meffe<sup>1</sup>, R. Pradana<sup>1,2,3</sup>, J.A. Hernández-Martín<sup>4</sup>, A. de Santiago-Martín<sup>1</sup> y I. de Bustamante<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>IMDEA Agua, Avda Punto Com 2, 28805, Alcalá de Henares, Spain. \*E-mail: virtudes.martinez@imdea.org

<sup>2</sup>Universidad de Alcalá, Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias, Campus externo. Ctra A-II km 33,6, 28871, Alcalá de Henares, Spain.

<sup>3</sup>Grupo Eulen (Madrid), Calle del Valle de Tobalina, 56. 28021 Madrid, Spain.

<sup>4</sup>Arcadis, Calle Orense nº4, p11, 28020 Madrid, Spain.

**RESUMEN.** Los filtros verdes (FVs) son tratamientos no convencionales de aguas residuales que aprovechan los procesos naturales que se dan en el sistema suelo-planta-microorganismos. Se ha evaluado el impacto de la incorporación de enmiendas y del manejo de riego en la dinámica de infiltración de un FV piloto mediante i) los contenidos de humedad del suelo y ii) los tiempos de paso del frente de riego en cada evento. Su variación ha sido estudiada según la frecuencia (semanal o diaria) y sistema de riego (inundación o goteo), la actividad de la vegetación y la incorporación (mezcla o lecho superficial) de enmiendas. Los contenidos de humedad se incrementan con la incorporación de la enmienda aumentando la porosidad y la aireación del sistema. Los tiempos de paso están condicionados por el volumen y número de riegos en cada evento y los estados de actividad del chopo.

**ABSTRACT.** Vegetation Filters (VFs) are a non-conventional wastewater treatment that takes advantage of natural attenuation processes in the soil-plant-microorganism system. The impact of amendment incorporation and irrigation management in the infiltration dynamics of a pilot VF is assessed by: i) volumetric water content in soil and ii) irrigation front drainage times in each study event. The variation of these parameters was studied in relation with the irrigation schedule (weekly or daily) and system (gravity or drip), vegetation activity, the amendment application and its incorporation mode (mix or surface layer). The amendment incorporation rise soil water contents increasing its porosity and aeration. Irrigation front drainage times are conditioned by volume and number of irrigation times in each event and the vegetation activity status.

residuales de pequeñas poblaciones. En los FVs el agua residual se somete a un pretratamiento, y se aplica al terreno para el riego de una masa forestal. El riego se realiza de forma periódica y principalmente mediante inundación de surcos o por sistemas de goteo, considerando los requerimientos hídricos de la planta. La depuración que se produce durante la infiltración del agua a través de la zona no saturada tiene lugar por la acción conjunta del suelo, los microorganismos y la vegetación superior mediante procesos de biodegradación, adsorción y absorción por las plantas (Martínez-Hernández et al., 2018).

La variabilidad ambiental de estos sistemas genera, en ocasiones, una lixiviación de contaminantes, especialmente de aquellos altamente móviles como el nitrato. Algunos autores han observado cómo la dinámica de infiltración del agua tiene un impacto en la capacidad de atenuación de los contaminantes a su paso a través del suelo (Vázquez et al., 2006; Duan et al., 2009; Dukes et al., 2010; Zotarelli et al., 2010; Lasa et al., 2011 y Diaz et al., 2019). La dinámica de infiltración es función, entre otras cosas, de la carga de riego, de la estructura del suelo y de la frecuencia y método de riego aplicado. Una mayor carga de riego aumenta las velocidades de infiltración y reduce los tiempos de residencia. La distribución del agua en el tiempo genera ciclos de humectación y secado, que afectan a la aireación del sistema y mejoran el tratamiento bajo condiciones aerobias. Así mismo, el riego con aguas residuales o regeneradas, ricas en nutrientes e iones, puede conllevar un aumento de sales, que pueden afectar negativamente al drenaje en el suelo (Stewart et al., 1990; Bagarello et al., 2006; Zalacaín et al., 2017).

Para paliar el problema de la lixiviación de nitrato, se ha demostrado, a escala laboratorio, que la incorporación de astillas de madera en el suelo mejora la atenuación de nitrógeno (Meffe et al., 2016; Martínez-Hernández et al., 2020). Sin embargo, cuando la incorporación de las enmiendas se realiza en forma de mezcla con el suelo la estructura de este último se ve alterada impactando en la dinámica de infiltración. Además, en el escalado a piloto dicha dinámica se ve afectada por la variabilidad de las condiciones climáticas, la presencia de horizontes subyacentes que condicionan el flujo del horizonte más superficial donde ocurre la mayor parte de los procesos de atenuación y, finalmente, la actividad de la planta está condicionada por su periodo vegetativo. Algunos autores

### 1.- Introducción

Las soluciones basadas en la naturaleza (SBN) son herramientas inspiradas y respaldadas por el medio ambiente, que son rentables, brindan beneficios ambientales, sociales y económicos y ayudan a desarrollar la resiliencia (CE, 2021).

Los Filtros Verdes (FVs) se incluyen dentro de las SBN, como una técnica de depuración de aguas

han demostrado que aplicar riegos de volumen similar, atendiendo a los requerimientos de la planta, pero en eventos de larga duración, genera diferentes volúmenes de infiltración (Al-Jamal et al., 2002; Bayer et al., 2014).

La caracterización de la dinámica de infiltración a escala piloto en distintos periodos vegetativos, bajo diferentes frecuencias y métodos de riego y con formas alternativas de incorporación de enmiendas puede servir como una herramienta de apoyo a la interpretación de la eficiencia de tratamiento. Este trabajo se centra en desarrollar una metodología de estudio que, identificando los parámetros que describen la dinámica de infiltración, permita comparar los distintos escenarios descritos y evaluar cómo influyen las variables riego, periodo vegetativo y enmiendas y, posteriormente, identificar si estas tienen un efecto en el tratamiento.

El presente trabajo se enmarca en el proyecto FILVER+ cuyo objetivo general es la mejora del tratamiento de un FV a través de la incorporación de enmiendas de bajo coste. Los objetivos específicos de este estudio son: i) determinar los parámetros principales que describen la dinámica de infiltración, ii) comparar esos parámetros entre los diferentes escenarios propuestos para la mejora del tratamiento.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Descripción del FV piloto y datos climáticos

El FV piloto está instalado en el Instituto IMDEA Agua (Alcalá de Henares, Madrid) y se riega diariamente con el agua residual generada en el propio edificio. Esta agua es sometida a un pretratamiento mediante un tanque *Imhoff* de 9 m<sup>3</sup>, desde el que se bombea en pulsos de aproximadamente 300 L hasta el FV. El piloto cuenta con una superficie de 56 m<sup>2</sup> distribuida en 6 caballones o hileras de 8 chopos (*Populus euroamericana*, clon I-214) con un marco de plantación de 1 m x 1 m, entre los que discurren 5 calles o surcos de riego. El análisis granulométrico mostró que el suelo del FV está compuesto por 42,5% de arena, 26% de limo y 31,5% de arcillas, por lo que se clasifica como suelo franco arcilloso (Soil Survey Staff, 1999).

El clima es mediterráneo continentalizado, con una temperatura (T<sup>a</sup>) media anual de 14,3°C, que oscila entre 0°C y 18°C en los meses de inactividad vegetativa del chopo (periodo inactivo, PI) y entre 5°C y 33°C en los meses de actividad (periodo activo, PA). Los valores medios de precipitación anual (PP) son de 489 mm (AEMET, 2021). La evapotranspiración de referencia (ET<sub>0</sub>) y la evapotranspiración potencial (ETP) del chopo y las herbáceas, que espontáneamente crecen en el FV, se utilizan para calcular los volúmenes de riego necesarios, que se estiman en base al balance hídrico diario,

atendiendo a los requerimientos de las plantas y a la cantidad de PP. No obstante, el volumen real aplicado está condicionado por la cantidad de agua residual producida en el edificio. Dado que el riego se realiza diariamente, los volúmenes de agua que se infiltran en forma de recarga neta del acuífero subyacente se estiman también diariamente con cada evento de riego.

### 2.2. Instrumentación

Todos los equipos instalados se localizan en la parte central del FV piloto para evitar los efectos de borde en la adquisición de datos. Los contenidos volumétricos de humedad del suelo ( $\theta$ ) del FV piloto se detectan mediante tres sondas de humedad ECH2O-5TE (Decagon Devices, Pullman, WA, USA) instaladas a 15, 30 y 45 cm de profundidad. Además, estas sondas miden periódicamente la conductividad eléctrica (CE) y la T<sup>a</sup> del suelo. También se ha instalado un tensiómetro T8 (UMS GmbH, München, Germany). La profundidad de la toma de datos del tensiómetro ha variado entre 15 y 30 cm hasta obtener un registro extenso del potencial matricial ( $\Psi_m$ ), que aporta información sobre las fuerzas de adsorción y capilaridad (Radcliffe, 2010), y complementa la información de la dinámica de la infiltración en el suelo durante y entre eventos de riego. Ambos equipos realizan mediciones cada 10 min y las lecturas se almacenan conjuntamente en un *datalogger* Em50G (Decagon Devices, Pullman, WA, USA).

### 2.3. Diseño experimental

El experimento consta de 3 periodos diferenciados por i) la frecuencia y sistema de riego, y ii) por la incorporación o no de enmiendas y el método utilizado. El periodo 1 (P1) abarca desde enero de 2018 hasta abril de 2019. Durante el P1 el suelo está inalterado, no se colocan enmiendas y cada calle se riega por inundación una vez por semana. El periodo 2 (P2), se extiende desde la colocación de enmienda mezclada con el suelo en abril de 2019 hasta julio de 2020. La aplicación de la enmienda en el P2 se llevó a cabo mezclando 3% (en peso) de astillas de madera con los primeros 15 cm de suelo del FV. Estas astillas se obtuvieron de la poda de la propia biomasa producida en el FV en diciembre de 2018 y se dejaron secar al aire hasta su incorporación en el suelo. Durante el P2 la frecuencia y sistema de riego se mantienen como en el P1.

Los últimos meses del P2 así como el Periodo 3 (P3) están marcados por una menor afluencia de gente en el edificio debido a la pandemia de la COVID 19, lo que condiciona la cantidad disponible y calidad del agua residual disponible para el riego. El P3 comienza en julio de 2020 con la incorporación de un lecho de 10 cm de espesor de astillas sobre el suelo de los surcos del FV. A su vez, se instala un sistema de riego por goteo con tuberías de 20 mm perforadas en las cinco calles del FV.



Las tuberías cuentan con goteros turbulentos con el paso de luz máximo permitido por el diseño (8 L/h) para evitar el depósito de sólidos en suspensión. Los goteros están espaciados en tramos de 25 cm para garantizar la uniformidad en la aplicación de riego. Además, se cambia la frecuencia de riego de semanal a diaria en todas las calles. Esto implica una reducción de la carga de riego diaria pero no del volumen total tratado semanalmente.

#### 2.4. Parámetros característicos de la dinámica de infiltración

El análisis de la dinámica de infiltración se ha llevado a cabo mediante la selección de múltiples eventos de riego en cada periodo de estudio utilizando las sondas de 15 y 45 cm. Cada periodo engloba un año completo, así podemos comparar tres ciclos de actividad (PA) o estivales, que incluyen los meses de abril a octubre en los que el coeficiente de cultivo o  $K_c$  del chopo es mayor a 0; y tres ciclos de estado de dormancia de los chopos o inactividad (PI) que engloban los meses de noviembre a marzo. Para cada evento de riego se han identificado parámetros que caracterizan la forma de la curva de humedad.

Estos parámetros son el contenido inicial de humedad previo al riego ( $H_0$ ), el tiempo de respuesta de la sonda ( $T_r$ ), o tiempo transcurrido desde que se inicia el riego hasta que el frente es detectado por las sondas y que marca la primera subida de humedad ( $H_1$ ), y el contenido máximo de humedad ( $H_{max}$ ). Tras el cese del riego, la humedad desciende bruscamente debido al drenaje del agua contenida en los macroporos. El contenido de humedad previo a ese descenso se ha definido como  $H_2$ . El tiempo transcurrido entre  $H_1$  y  $H_2$  se ha definido como tiempo de drenaje rápido (TDr). El tiempo transcurrido desde  $H_2$  hasta que se produce de nuevo un cambio en la pendiente de la curva de descenso de la humedad (considerado, en ausencia de evapotranspiración, como capacidad de campo – CC) se ha definido como tiempo de drenaje lento (TDI). De hecho, la CC dinámica supone un punto de inflexión en la curva de humedad (Zotarelli et al., 2010), y representa la humedad final que registra el paso del frente y a partir de la cual los valores son paulatinamente más bajos hasta alcanzar la  $H_0$  del siguiente evento de riego.

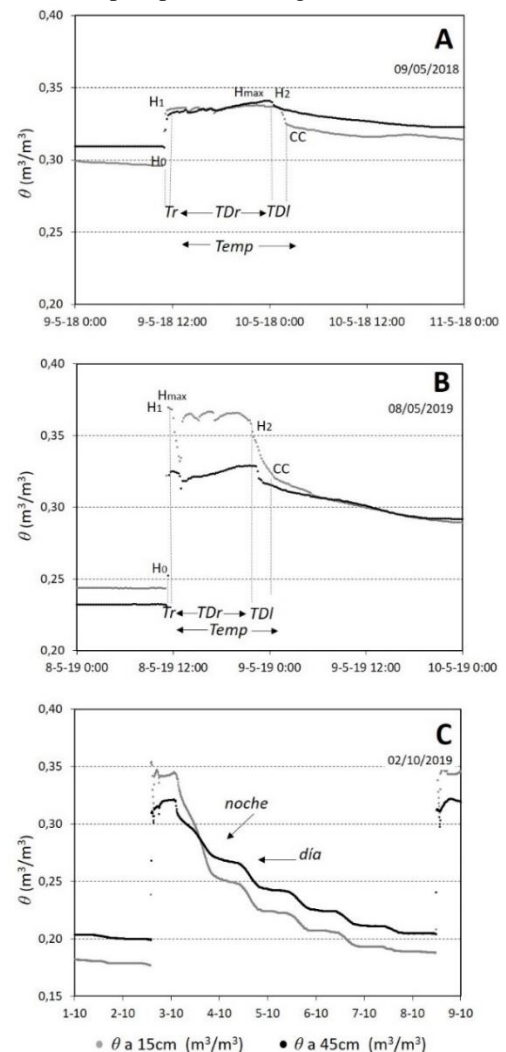
Finalmente, la suma de los tiempos de drenaje (TDr+TDI) permite estimar el Temp o tiempo durante el cual se registran valores de humedad superiores a la capacidad de campo del suelo, desde que el suelo se humecta ( $H_1$ ), alcanzando o no valores de saturación, hasta que finaliza el drenaje por gravedad en CC.

### 3.- Resultados y discusión

#### 3.1. Las curvas de humedad

Durante los tres periodos estudiados se han observado, en general, dos dinámicas diferentes del frente de humedad (Fig. 1) que definimos como curvas Tipo A y Tipo B. Las primeras muestran un aumento en el contenido de humedad del suelo al iniciarse el riego seguido por valores de humedad próximos a  $H_{max}$  durante éste, y un descenso final brusco tras el TDr. Por otro lado, las gráficas de tipo B, están caracterizadas por un pico inicial o valor máximo de  $H_{max}$  seguido de una meseta o ligero descenso de los valores de humedad y finalmente un descenso brusco.

Una vez iniciado el riego, la sonda detecta la llegada del frente y experimenta una subida notable hasta alcanzar la  $H_{max}$  registrada en dicho evento y producida por uno o múltiples pulsos de riegos.



**Fig. 1.** Curvas tipo de las modalidades de respuestas de las sondas a los eventos de riego. A) corresponde con ejemplo de respuesta Tipo A; B) corresponde con ejemplo de respuesta Tipo B y C) corresponde con ejemplo de respuesta de Tipo C o drenaje escalonado según ciclos de día/noche.

Si permanece constante formando una meseta implica la presencia de condiciones de saturación ( $H_{max}$ ) o contenido volumétrico de agua saturado ( $\theta_s$ ) que se corresponde con la porosidad total ( $\phi$ ) que, a su vez, depende de la estructura del suelo (Radcliffe, 2010).

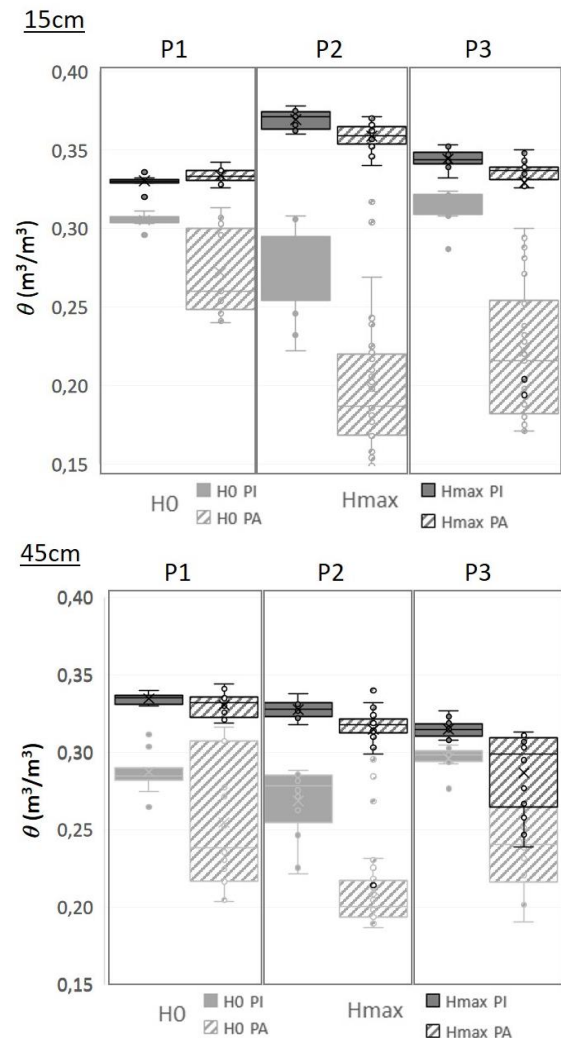
Dicha  $H_{max}$  puede darse al inicio del riego o  $H_1$  y descender ligeramente en el tiempo durante el cual el suelo drena (Fig. 1B), o al final del riego y coincidir con  $H_2$  (Fig. 1A). Durante el TDr, se registran los valores más elevados de  $\theta$  para ese evento o riego, siendo próximos a los de saturación ( $\theta_s$ ). Bajo estas condiciones, el flujo depende de la componente gravitacional ( $\Psi_g$ ) del potencial hidráulico. Durante el TDI, los valores de  $\theta$  descienden por debajo de saturación, los poros más grandes se vacían, continúa el drenaje por gravedad y la componente del potencial matricial ( $\Psi_m$ ) adquiere una mayor relevancia, implicando que el movimiento del agua se vea más afectado por fuerzas de capilaridad y de adsorción (Radcliffe, 2010 y Zotarelli et al., 2010).

Además de las dos tipologías generales de respuesta de las sondas hay un tercer tipo (Tipo C) que aparece en los PA, especialmente en el P2 (mayo – octubre 2019), característica por su morfología escalonada tras el drenaje de agua gravitacional o CC (Fig. 1C). Este patrón, que se observa durante los dos o tres días sucesivos al riego, se relaciona con los ciclos día-noche de actividad de las plantas. En el PA las horas de luz y las temperaturas son elevadas, de modo que las plantas absorben el agua disponible en el suelo, produciendo el descenso del  $\theta$ . Sin embargo, durante las noches esta absorción baja y la humedad se mantiene alrededor de un valor constante. La pendiente decae durante varios días consecutivos porque, aunque el contenido de humedad esté por debajo de la CC, tras drenar los macroporos del suelo, los microporos siguen estando saturados y sigue habiendo agua capilar o reserva hídrica disponible para las plantas (Zotarelli et al., 2010).

### 3.2. Dinámica de infiltración

En la Fig. 2 se muestran los valores de  $H_0$  y  $H_{max}$  para los tres periodos de estudio a ambas profundidades (15 y 45 cm) en función del estado de actividad del chopo. La  $H_0$  es el parámetro más influenciado por las fluctuaciones de las condiciones climáticas, así como por el estado de actividad o dormancia de los chopos del FV. Como cabe esperar, las  $H_0$  son mayores en los meses de otoño e invierno (PI) y descienden en los meses de primavera y verano (PA) en ambos horizontes. Especialmente en el PA del P2, que presenta menores  $H_0$  dado que el suelo removido es especialmente susceptible ante los cambios de  $T^a$  y  $ET_0$ . Este hecho afecta especialmente a la sonda de 15 cm, y está relacionado con la colocación de la enmienda y la mezcla con los primeros cm de suelo, que favorece procesos de aireación y evaporación.

Los valores de  $H_0$  más elevados y homogéneos se dan en el P3 en el estado de dormancia, ya que se riega diariamente, lo que permite que el suelo se mantenga húmedo durante toda la semana. En los meses de julio y agosto la curva de humedad con el riego por goteo del P3 no presenta una forma tan definida como con el riego por inundación del P2.



**Fig. 2.** Distribución de los valores de los parámetros de humedad ( $H_0$  abajo y  $H_{max}$  arriba) estudiados en los eventos de riego de los distintos periodos (P1, P2, P3), diferenciados por estado de dormancia o inactivo (PI) y estival o activo (PA). A la izquierda a 15 cm y a la derecha a 45 cm de profundidad.

En el P2, la aplicación de la enmienda conlleva un aumento de porosidad y tamaño de poros, y por ende de los valores medios de  $H_{max}$  a 15 cm ( $0,362 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ) respecto a P1 y P3 ( $0,333 \text{ m}^3/\text{m}^3$  y  $0,334 \text{ m}^3/\text{m}^3$  respectivamente) (Fig. 2 y Fig.3).

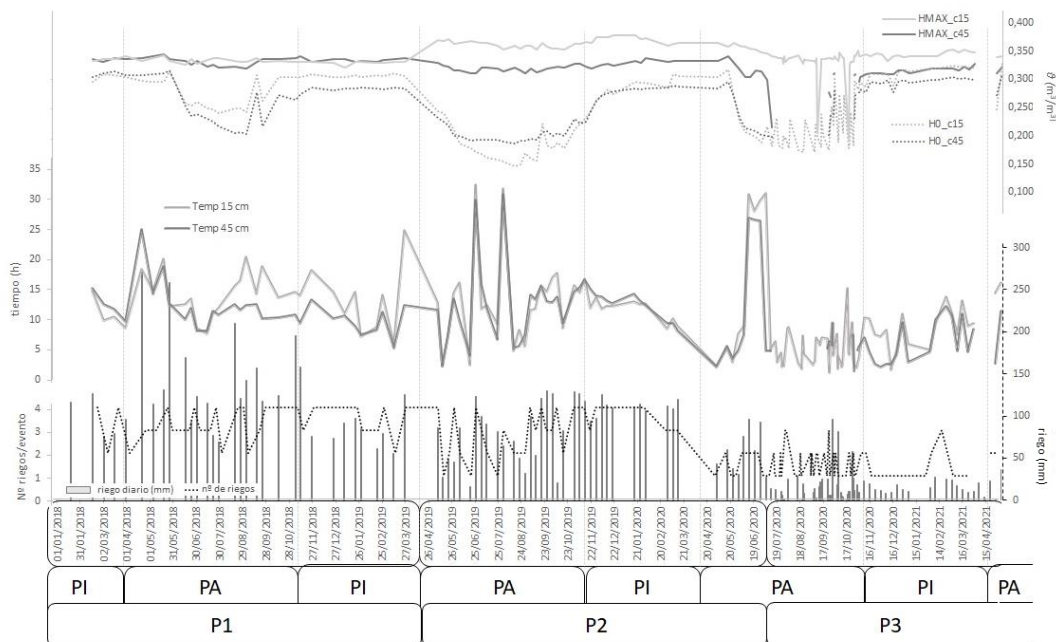
En el P3 los valores de  $H_{max}$  a 15 cm se aproximan al P1 ya que, por un lado, el suelo tiende a compactarse con el tiempo reduciendo su porosidad total. A 45 cm se observa un descenso de los valores de  $H_{max}$  debido a que aunque los volúmenes de riego total semanales son

similares en P2 y P3, las cargas diarias aplicadas en cada calle varían. Además, el descenso en los valores de  $H_{\max}$  a 45cm durante el estado activo del P2 y P3, así como la mayor dispersión de los datos en el P3, están asociados a los bajos volúmenes de riego disponibles durante los meses de verano de 2020 (Fig. 3) que en muchas ocasiones no permitían infiltración suficiente para alcanzar valores altos de  $H_{\max}$  ni de saturación a 45 cm. De esta manera, en el P3 son necesarios varios riegos en días consecutivos para que se detecte volumen de infiltración a 45 cm de profundidad (es decir, un aumento de  $H_0$ ) y existen eventos de riego que producen infiltración hasta 15cm, pero no se detectan a 45cm.

El análisis del paso del frente de humedad (Fig. 3) muestra valores más elevados de Temp en P1 ( $13,6 \pm 4,2$  h) debido a que la mayor variabilidad del volumen regado da lugar a eventos puntuales en los que se aplican mayores cargas de agua en un suelo con una estructura todavía inalterada. En el verano del P2 hay un incremento en la variabilidad del Temp ( $13,24 \pm 7,93$  h) por la incorporación de la enmienda. También se observa que los Temp a 15 y 45 cm se tornan semejantes ( $13,24 \pm 7,93$  h y  $12,21 \pm 6,93$  h, respectivamente) debido a que la infiltración del agua en los primeros cm de suelo removido está ahora condicionada por el horizonte inferior. Durante el P3 la disminución observada de los Temp con respecto a los periodos anteriores ( $5,90 \pm 3,40$  h y  $6,09 \pm 2,88$  h a 15 y 45 cm) se explica esencialmente por la reducción en las cargas de riego. Las fluctuaciones en los Temp (Fig. 3) dependen de la carga de riego, así como del modo de aplicación, existiendo una clara correlación entre ambos parámetros. En eventos de riego

similar, se observa que los mayores Temp corresponden con eventos en los que se regó 3 o 4 veces al día, separadas por intervalos de 2 h, y los menores Temp con eventos de riego único o 2 riegos separados 4 h o más. En la Fig. 3 podemos ver cómo la tendencia de los Temp a 15 cm está estrechamente relacionada con la carga de riego, no así a 45 cm que parece más influenciada por el número de riegos por evento. Este hecho concuerda con los resultados de otras investigaciones basadas en la modificación y adecuación de riegos para el tratamiento de aguas con elevadas cargas de N (Zotarelli et al., 2011). La aplicación de riegos por goteo, frecuentes y de corta duración favorece el aumento de  $\theta$  en la capa más superficial de suelo, disminuyen los volúmenes de drenaje y mantienen la humedad en los primeros cm de suelo, donde la rizosfera está más desarrollada y la absorción del agua por parte de la planta es mayor. El sistema de riego por goteo y la reducción de la carga de riego con un aumento en la frecuencia de aplicación han demostrado resultados similares en otros estudios (Dukes et al., 2010; Duan & Fedler, 2007) que describen bajas tasas de infiltración y mejor aprovechamiento del riego por parte de la planta.

Riegos muy prolongados como los del PA del P2 (mayo-octubre 2019) favorecen tasas de infiltración rápidas que además están estrechamente ligadas a lixiviación de nutrientes (datos mostrados en el artículo complementario de Barbero et al., 2021b (enviado)). Así, los riegos realizados en un único pulso provocan la llegada de un frente de gran volumen que satura los primeros cm y drena rápidamente (reducción de TDI) hasta el horizonte subyacente de estructura inalterada.



**Fig. 3.** Evolución temporal de riego (mm), los parámetros de humedad ( $H_0$ ,  $H_{\max}$  ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ )) y tiempos calculados en horas (Temp) en los tres periodos de estudio.

Sin embargo, durante ese mismo periodo, la aplicación de varios riegos de menor volumen provoca una humectación inicial sin drenaje de los poros de mayor tamaño (con el primer pulso), y un posterior mantenimiento de la saturación del suelo entre los horizontes 15 y 45 (con los pulsos sucesivos), lo que se traduce en mesetas o TDr mayores, y por ende Temps de mayor duración. En general, los valores de TDr tienen un impacto mayor en el Temp que los de TDI ya que representan la mayor parte del tiempo total (datos no presentados). Este hecho concuerda con el aumento de los Temp hacia PI del P2 y con la posible compactación o asentamiento del suelo en P3.

En el PA del P3 el riego por goteo con bajas cargas diarias se ve afectado por procesos de evaporación y evapotranspiración, lo que deriva en la ausencia de infiltración hasta 45 cm, limitando el desarrollo de raíces por encima de 40 cm y aumentando la superficie para la absorción de agua en los primeros cm de suelo. Esto puede provocar la concentración de iones presentes en el agua de riego durante días o semanas, que pueden lavarse con riegos elevados (aumento de  $\text{Na}^+$  en el agua de infiltración hasta valores entre 150 y 300 mg/L en julio y agosto de 2020). No obstante, no supone un problema a largo plazo ya que en los meses consiguientes o PI del P3 la salinidad del agua de infiltración vuelve a presentar valores normales y similares a periodos anteriores (50 mg/L).

#### 4.- Conclusiones

Las variaciones observadas en los parámetros característicos de la dinámica de infiltración se relacionan con la incorporación de la enmienda, el volumen y número de riegos en cada evento, las fluctuaciones estacionales de los parámetros climáticos y los estados de actividad del chopo.

La incorporación de la enmienda en forma de mezcla con el suelo ha supuesto un incremento en la porosidad total y en el tamaño de los poros, dando lugar a una mayor aireación y exposición a las fluctuaciones climáticas de los primeros 15 cm. Esto se ve reflejado en la dinámica de infiltración puesto que aumentan los valores de  $H_{\text{max}}$  y se exagera la dependencia de la  $H_0$  de los parámetros climáticos y de los periodos de actividad de chopo.

Cuando el riego se realiza por inundación una vez por semana (P1 y P2), los Temp están fuertemente condicionados por la carga de riego aplicada y el número de riegos. Cuando no se altera la estructura del suelo (P1) la respuesta de la sonda a 15 cm de profundidad está más influenciada por el volumen de riego aplicado mientras que la sonda a 45 cm es más susceptible al número de riegos.

Durante el P3 los riegos diarios mantienen los niveles de humedad impidiendo el desarrollo de ciclos de secado del suelo acusados. En este periodo, el parámetro Temp está condicionado por el riego del día anterior, dificultando la separación de los eventos de riego y la relación con los volúmenes y número de riegos.

#### 5.- Bibliografía

- AEMET, Información elaborada por la Agencia Estatal de Meteorología. 2021: [http://www.aemet.es/es/datos\\_abiertos/AEMET\\_OpenData](http://www.aemet.es/es/datos_abiertos/AEMET_OpenData)
- Al-Jamal, M.S., Sammis, T.W., Mexal, J.G., Picchioni, G.A. & W.H. Zachritz, 2002. A growth-irrigation scheduling model for wastewater use in forest production, *Agricultural Water Management*, 56(1), 57-79
- Bagarello, V., Iovino, M., Palazzolo, E., Panno, M. & W.D. Reynolds, 2006. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, 130(1-2), 1-13.
- CE, "Nature Based Solutions". 2021: [https://ec.europa.eu/info/research-and-innovation/research-area/environment/nature-based-solutions\\_es](https://ec.europa.eu/info/research-and-innovation/research-area/environment/nature-based-solutions_es)
- Díaz, R., Salazar, O., Quemada, M., Nario, A. & X. Videla, 2019. Determinación de la eficiencia de uso del nitrógeno en maíz (*Zea mays* L.) y de las pérdidas por lixiviación. *XIV de Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada (ZNS)*. Madrid (España).
- Duan, R., & C. B. Fedler, 2007. Quality and quantity of leachate inland application systems. *ASABE Annual Int. Meeting, Minneapolis Convention Center*, Minneapolis, Minnesota, 49085-9659
- Duan, R. & C.B. Fedler, 2009. Performance of a Combined Natural Wastewater Treatment System in West Texas. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 136. 204-209.
- Dukes, M. D., Zotarelli, L., & K. T. Morgan, 2010. Use of Irrigation Technologies for Vegetable Crops in Florida, *HortTechnology horte*, 20(1), 133-142.
- Lasa, B., Irañeta, I., Muro, J., Irigoyen I. & P.M. Aparicio 2011. Isotopic composition of maize as related to N-fertilization and irrigation in the Mediterranean Region. *Sicentia Agricola* 688(2), 182-190.
- Martínez-Hernández, V., Leal, M., Meffe, R., De Miguel, A., Alonso-Alonso, C., de Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I. & J.J. Salas, 2018. Removal of emerging organic contaminants in a poplar vegetation filter. *Journal of Hazardous Materials* 342, 482-491
- Martínez Hernández, V., Meffe R., Hernández Martín J., Alonso González A., de Santiago Martín A. & I. de Bustamante 2020. Sustainable soil amendments to improve nature-based solutions for wastewater treatment and resource recovery. *Journal of Environmental Management*, 261.
- Radcliffe, D.E. & J. Simunek, 2010. Soil physics with HYDRUS: Modeling and applications. *CRC Press, Taylor & Francis Group*. 388
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. *U.S. Department of Agriculture Handbook*. 436
- Stewart, H.T.L. Hopmans, P. Flinn, D.W. & T.J. Hillman, 1990. Nutrient accumulation in trees and soil following irrigation with municipal effluent in Australia. *Environmental Pollution*, 63(2), 155 - 177.
- Vázquez, N., Pardo, A. Suso M.L. & M. Quemada 2006. Drainage and nitrate leaching in processing tomato under drip irrigation and plastic mulching. *Agriculture Ecosystems & Environment*. 112. 313 - 323.
- Zalacáin, D., Sastre-Merlín, A., Martínez-Pérez, S., Álvarez-Guerra, R. & R. Bienes 2017. Efectos del riego de parques urbanos con agua

regenerada sobre la tasa de infiltración y la resistencia a la penetración del suelo. *XIII de Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada (ZNS)*. Zaragoza (España).

Zotarelli, L., Dukes, M., & K. Morgan, 2010. Interpretation of Soil Moisture Content to Determine Soil Field Capacity and Avoid Over-Irrigating Sandy Soils Using Soil Moisture Sensors. *Gainesville: University of Florida*. Institute of Food and Agricultural Sciences. *AE460*

Zotarelli, L., Dukes, M., Scholberg, J., Femminella, K. & R. Muñoz-Carpena, 2011. Irrigation Scheduling for Green Bell Peppers Using Capacitance Soil Moisture Sensors. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-asce*, 137. 73-81.



## EVALUACIÓN DE LA SIEMBRA DIRECTA COMO MANEJO ALTERNATIVO PARA LA MEJORA DE LA CONDICIÓN FÍSICA DE SUELOS AGRÍCOLAS A TRAVÉS DEL ANÁLISIS DE CURVAS DE RETENCIÓN DE AGUA

A. Aldaz-Lusarreta<sup>1,2\*</sup>, R. Giménez<sup>1,2</sup>, M.A. Campo-Bescós<sup>1,2</sup>, I. Virto<sup>1,3</sup>, L.M. Arregui<sup>1,4</sup> y M. Otazu<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Innovación y Sostenibilidad en la Cadena Agroalimentaria (IS-FOOD), Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

<sup>3</sup>Departamento de Ciencias, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

<sup>4</sup>Departamento de Agronomía, Biotecnología y Alimentación, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra (UPNA), Campus de Arrosadía, 31006 Pamplona, España.

\*A. Aldaz-Lusarreta. alaitz.aldaz@unavarra.es

**RESUMEN.** En este trabajo se evalúa la siembra directa como alternativa al laboreo convencional en un suelo típico de Navarra, a partir del análisis de curvas de retención de humedad (CRH).

Se seleccionaron dos parcelas idénticas en tipo y uso del suelo, pero contrastantes en su manejo: (i) siembra directa (18 años continuos) tras laboreo convencional y (ii) laboreo convencional. En ambos tratamientos se tomaron muestras inalteradas de suelo (0-5 cm). Y de éstas, se obtuvieron en laboratorio sendas CRH mediante el dispositivo Hyprop. Para cada CRH se determinó el índice S de Dexter.

El índice S no presentó diferencias significativas entre ambos tratamientos. Sin embargo, las CRH mostraron importantes diferencias entre los tratamientos en cuanto a la distribución del tamaño de poros. El suelo bajo laboreo presentó mayor macroporosidad (agua gravitante). Por tanto, el suelo (horizonte superficial) bajo siembra directa podría almacenar hasta un 10 % más de agua para el cultivo.

**ABSTRACT.** This work evaluates no-tillage as an alternative to conventional tillage in a typical soil of Navarre (Spain), based on the analysis of soil water retention curves (SWRC).

Two plots were selected, identical in soil type and use, but contrasting in their management: (i) no-tillage (18 continuous years) after conventional tillage and (ii) conventional tillage. In both treatments, undisturbed soil samples were taken (0-5 cm). From these, SWRCs were obtained in the laboratory using the Hyprop device. Dexter's S index was determined for each SWRC.

The S index did not show significant differences between the two treatments. However, the SWRCs present significant differences between treatments regarding pore size distribution. The tilled soil showed higher macroporosity (gravitational water). Therefore, the soil (surface horizon) under no-tillage could store ca. 10 % more water for the crop.

aireación y compactación (Hamza y Anderson, 2005; Pagliai et al., 2004). Todos estos síntomas tienen básicamente una causa común: el deterioro de la estructura natural del suelo que conlleva cambios en su porosidad y las propiedades hidráulicas (Pires et al., 2017; Kodešová et al., 2011).

Las prácticas de conservación, que implican reducir o suprimir el laboreo, como la siembra directa, preservan la estructura del suelo (Islam y Reeder, 2014; Triplett y Dick, 2008; Bescansa et al., 2006) y por tanto, la porosidad asociada a la misma.

Inferir los cambios en la estructura del suelo a través de la distribución del tamaño de poro es una estrategia ampliamente documentada. Entre los métodos más utilizados para la caracterización de los poros está el análisis de imagen (Pires et al., 2013; Taina et al., 2010; Pagliai et al., 2004). La principal limitación de esta técnica es que no es posible asegurar la *conectividad* entre los poros. Sin embargo, sí se puede estudiar adecuadamente dicha conectividad mediante el uso de las curvas de retención de humedad (CRH) ya que únicamente actúan con los poros funcionales.

Las CRH son funciones que relacionan el contenido de agua en el suelo y el grado de retención/succión de la misma por la matriz edáfica. El grado de retención está relacionado, en gran medida, con el sistema poroso (tamaño de poro) del suelo, por lo que las CRH constituyen una valiosa herramienta de diagnóstico del estado físico del suelo (Pires et al., 2017; Dexter, 2004a,b).

La CRH de la mayoría de los suelos presenta una *forma de J*, definida por la presencia de la denominada *zona de entrada de aire*, en la cual el contenido de humedad volumétrico se mantiene en valores de saturación aún en succiones ligeramente superiores a cero. Esto es debido a la presencia de poros ocluidos (no funcionales) (Dane y Clarke, 2002). En cambio, en ausencia de una (marcada) zona de entrada de aire la CRH adopta una forma que asemeja una S.

A partir de un suelo completamente saturado el valor de la succión en el que el suelo comienza a desaturarse se define como el *valor de entrada de aire*. A partir de este punto, el contenido de agua en el suelo, por tanto, disminuye a medida que aumentan los valores de succión; identificándose en la curva un punto de inflexión. En el caso de los suelos de textura fina y no alterados, las CRH

### 1.- Introducción

La degradación del suelo por el excesivo laboreo se manifiesta de diferentes maneras: decrecimiento de la tasa de infiltración y de almacenamiento de agua, pobre

presentan frecuentemente una *forma de S* (Dane y Clarke, 2002).

De acuerdo a lo establecido por Brooks y Corey (1964), en las CRH con *forma de J* el ajuste de la curva se realiza con una función exponencial. Sin embargo, para las curvas con *forma de S* las funciones exponenciales tienen un ajuste relativamente pobre (Milly, 1987; van Genuchten y Nielsen, 1985), siendo necesario el empleo de funciones de tipo sigmoidal, como por ejemplo la ecuación de van Genuchten (1980).

Dexter (2004) propuso un índice S de estimación del estado físico del suelo (cambios en la porosidad y por tanto en la estructura del suelo) obtenido a partir de las CRH (ver abajo). Este índice S hace referencia al valor de la pendiente en el punto de inflexión de la CRH (Dexter, 2004a,b). Según Dexter (2004), este punto de inflexión define el límite entre los poros estructurales (en el rango de baja succión) y los poros texturales (en el rango de alta succión).

Cuanto mayor sea el número de puntos de medición en una CRH (contenido de humedad vs succión) más preciso sería el ajuste de funciones matemáticas (ej., van Genuchten, 1980) a partir de las cuales se pueden determinar los correspondientes puntos de inflexión (=Índice S), también, con mayor certeza.

Es posible obtener en laboratorio CRH detalladas a partir de muestras de suelo mediante el uso del dispositivo Hyprop comercializado por METER (München, Alemania) (Schindler et al., 2010).

El objetivo del presente trabajo es evaluar la siembra directa como manejo alternativo para la mejora de la condición física del suelo respecto al manejo convencional en un suelo agrícola característico de la zona central de Navarra, a través, principalmente, del índice S (Dexter, 2004) obtenido a partir de curvas de retención de humedad.

Se evaluará el efecto a largo plazo (aproximadamente dos décadas) de la siembra directa en el suelo de estudio, con antecedentes de laboreo convencional durante décadas, a través del análisis de CRHs de muestras inalteradas de suelo obtenidas en laboratorio con el uso del dispositivo Hyprop. Los resultados serán contrastados con el mismo suelo bajo laboreo convencional. A continuación, se presentan los primeros resultados de esta investigación

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Sitio de estudio y tratamientos

Se seleccionaron dos parcelas agrícolas contiguas en el municipio de Garinoain (Navarra) idénticas en cuanto a tipo de suelo (*Typic Calcixerept*, textura franca, USDA, Tabla 1) y uso del mismo (cereal de secano), pero contrastantes en cuanto a manejo/laboreo: a) siembra directa (18 años continuos) tras laboreo convencional (de ahora en más siembra directa) y b) laboreo convencional continuo con chisel (parcela control).

Se recogieron al azar tres muestras inalteradas (n= 3) (en cilindros, diámetro: 8 cm, altura: 5 cm) de ambos tratamientos (siembra directa y laboreo convencional) de los primeros 5 cm de profundidad.

**Tabla 1.** Propiedades físico-químicas en los suelos (0-5 cm) de los dos tratamientos (siembra directa y laboreo convencional) utilizados en la experimentación.

	Siembra directa	Laboreo convencional
Arena (Gruesa) (%)	5,34	7,64
Arena (Fina) (%)	28,43	26,13
Limo (%)	50,64	52,25
Arcilla (%)	15,59	13,98
Textura (USDA)	<i>Franco limoso</i>	<i>Franco limoso</i>
Densidad (g·cm <sup>-3</sup> )	1,26	1,26
pH	8,20	8,20
CE (µS·cm <sup>-1</sup> )	483,00	795,00
C orgánico (%)	1,80	1,51
Carbonatos (%)	31,64	32,51
CIC (Cmol·Kg <sup>-1</sup> )	1,11	0,98

### 2.2. Experimentación

En el último mes del periodo húmedo en la zona (febrero), y aproximadamente 4 meses después de la última labor del suelo en manejo convencional, se extrajeron muestras inalteradas de suelo –mediante la utilización de cilindros de acero inoxidable de 8 cm y 5 cm de diámetro y altura, respectivamente–. A partir de estas muestras inalteradas de las parcelas de siembra directa y laboreo convencional, se obtuvieron sendas CRH mediante el equipo Hyprop.

Tras saturar las muestras de suelo, se prepararon según se indica a continuación.

El dispositivo Hyprop utiliza el método de evaporación simplificado de Peters y Durner (2008) y Schindler (1980). El procedimiento, se basa en la medida en continuo del potencial hídrico mediante la inserción en la muestra de suelo saturada de 2 micro-tensiómetros, mientras el contenido de humedad de la muestra se va reduciendo progresivamente por evaporación. Es decir, a medida que avanza la experimentación, la muestra va perdiendo agua por evaporación y los tensiómetros registran la variación de succión al mismo tiempo que una balanza mide la variación de peso. Los registros de succión y de peso se hacen de forma automática y continua. De esta manera, es posible obtener la relación entre el contenido gravimétrico y volumétrico de agua a partir de lecturas de peso y la densidad aparente de la muestra, y el contenido de humedad (Schindler et al., 2010).

Tras concluir las mediciones del ensayo con el Hyprop, se secaron las muestras en estufa a 105 °C durante 24 h, para determinar el peso seco y la densidad aparente del suelo, y poder realizar la evaluación de los resultados en el software Hyprop-Fit. El programa automáticamente calcula la curva de retención de humedad del suelo a partir del peso seco.

### 2.3. Determinación del índice S

El índice S se determinó según se describe en Dexter (2004 a). Este índice S representa el valor de la pendiente de la CRH en el punto de inflexión cuando la curva se expresa como logaritmo natural de la succión (en hPa)



frente al contenido de humedad gravimétrico,  $\theta_g$  ( $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) (Dexter, 2004a, b). A mayor valor de  $S$ , mayor presencia de poros estructurales y, por tanto, menor degradación (Dexter, 2004a).

Es posible determinar el valor de la pendiente manualmente a partir de la CRH, siempre que se disponga de varios puntos de medición, o bien a través del ajuste de la curva a una función matemática y calculando la pendiente en el punto de inflexión. La ecuación más extendida, utilizada por la mayoría de los modelos matemáticos en este ámbito, es la ecuación de van Genuchten (1980) (Dexter, 2004 a).

Así pues, teniendo en cuenta las recomendaciones de los diferentes autores (ver arriba), para el cálculo del “valor  $S$ ” se utilizaron los parámetros ajustados de la ecuación de van Genuchten (1980). Además, se calculó el valor de la pendiente ( $S$ ) a través de una segunda ecuación sigmoideal (Ec. (1)).

$$y = a / 1 + e^{-(x-x_0/b)} \quad (1)$$

donde

$y$  = Logaritmo de la succión (hPa)  
 $x$  = Humedad gravimétrica ( $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ )  
 $a, b, x_0$  = Parámetros de la ecuación

El dispositivo Hyprop, además de la CRH, proporciona la Curva de Conductividad Hidráulica No Saturada (CHNS), a partir de la cual es posible calcular el punto de capacidad de campo experimental. Cuando tras haberse saturado el suelo, el contenido de agua alcanza un valor relativamente estable, es decir, los macroporos dejan de drenar, el agua retenida corresponde a la que ocupa los poros con una succión suficiente para retener el agua disponible para las plantas. En ese momento, la conductividad hidráulica del suelo corresponde a la fase no saturada. Esto hace que la pendiente de la curva cambie bruscamente, formándose un punto de inflexión. La retención de agua en este punto de inflexión se conoce como punto de capacidad de campo experimental (Fontanet, 2014).

Finalmente, se estimó la distribución de tamaños de poro a partir de los valores de succión de las CRH utilizando la siguiente ecuación (Ec. (2)) (Brady y Weil, 2008):

$$h = 2 T \cos \theta / \rho g r \quad (2)$$

donde

$h$  = Elevación del líquido (m)  
 $T$  = Tensión superficial (N/m)  
 $\theta$  = Ángulo de contacto del líquido  
 $\rho$  = Densidad del líquido ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )  
 $g$  = Aceleración gravitacional ( $\text{m}/\text{s}^2$ )  
 $r$  = radio (m)

### 3.- Resultados y discusión

El análisis físico-químico de los suelos (Tabla 1) –junto a la inspección visual realizada in situ– corrobora la homogeneidad del suelo de estudio en las diferentes zonas,

en lo relativo a las propiedades físico-químicas relacionadas con la retención de agua, excepto el contenido de  $C$  orgánico, asociado al cambio de manejo. Esto permite considerar las diferencias que a continuación se destacan como asociadas, principalmente, al diferente manejo del suelo (siembra directa vs laboreo convencional).

#### 3.1. Curvas de retención de humedad

En la Fig. 1 se presentan las CRH obtenidas con el dispositivo Hyprop para cada una de las repeticiones de siembra directa y laboreo convencional.

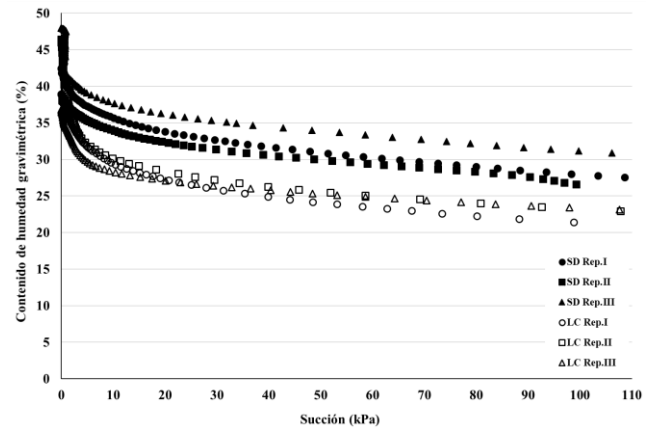


Fig. 1. Curvas de retención de humedad de cada repetición ( $n= 3$ ) de los dos suelos de estudio (siembra directa (SD) y laboreo convencional (LC)).

Se observa una clara diferencia entre las CRH de los dos tratamientos: la variabilidad entre tratamientos fue marcadamente superior a la existente entre las repeticiones (Fig. 1).

El contenido de humedad en saturación en ambos tratamientos fue similar (Fig. 1; ver valores de densidad aparente en Tabla 1), lo que indicaría que no hubo una compactación significativa –y por tanto, reducción del espacio poroso total– como consecuencia del laboreo. Por otro lado, no se infiere presencia significativa de poros ocluidos o no funcionales (la zona de entrada de aire es despreciable, Fig. 1) en ambos tratamientos; esto es, el contenido de humedad no se mantuvo constante dentro de rangos bajos de succión. Por tanto, ambas curvas de retención responderían al tipo “S” (Dane y Clarke, 2002).

La capacidad hídrica específica –*specific water capacity*: cambio del contenido de humedad por unidad de succión, Hillel (1998)– en el rango de succión comprendido entre saturación y capacidad de campo fue notoriamente mayor en laboreo convencional que en siembra directa. A succiones mayores, el valor de este parámetro tiende a igualarse en ambos tratamientos. En consecuencia, el suelo bajo siembra directa fue capaz de almacenar una mayor cantidad de agua (aproximadamente 10-15 %, hasta los 100 kPa) que bajo laboreo convencional (Fig. 1); ya que este último tratamiento presentó un mayor contenido de agua denominada gravitante, que drena a succiones bajas (10-15 kPa).

### 3.2. Índice S

**Tabla 2.** Valores de S y coordenadas del punto de inflexión obtenidos con van Genuchten.

	Ecuación van Genuchten		
	Índice S	Punto de inflexión	
		$\theta$ (%)	$\Psi$ (kPa)
SD Repetición I	-0,034	33,38	18,54
SD Repetición II	-0,036	29,30	46,19
SD Repetición III	-0,033	38,20	8,40
<i>Promedios</i>	-0,034	33,63	24,38
LC Repetición I	-0,039	29,27	10,51
LC Repetición II	-0,040	35,23	2,59
LC Repetición III	-0,027	29,00	8,31
<i>Promedios</i>	-0,035	31,17	7,14

**Tabla 3.** Valores de S y coordenadas del punto de inflexión obtenidos con ecuación sigmoideal.

	Ecuación sigmoideal		
	Índice S	Punto de inflexión	
		$\theta$ (%)	$\Psi$ (kPa)
SD Repetición I	-0,036	37,52	3,31
SD Repetición II	-0,026	35,56	2,91
SD Repetición III	-0,057	36,50	14,70
<i>Promedios</i>	-0,040	36,53	6,97
LC Repetición I	-0,063	30,15	7,55
LC Repetición II	-0,065	29,92	11,82
LC Repetición III	-0,044	28,65	9,22
<i>Promedios</i>	-0,057	29,57	9,53

Pese al comportamiento contrastante de los dos tratamientos (Fig. 1), el índice S de Dexter (2004a,b) no reflejó dichas diferencias. El “valor S” fue muy similar en ambos tratamientos y las repeticiones presentaron una baja dispersión (Tabla 2). Concretamente, el “índice S” para el tratamiento de siembra directa sobre laboreo convencional fue de 0,034 (desviación estándar= 0,002) y el del laboreo convencional fue de 0,035 (desviación estándar= 0,007). Cabe destacar que, el contenido de humedad correspondiente al punto de inflexión en ambos tratamientos se aproximó a la humedad a capacidad de campo (Tabla 2). Esto concuerda con los resultados de Dexter y Bird (2001) quienes indican que el contenido de humedad asociado al punto de inflexión es el óptimo para el laboreo.

En cambio, la ecuación sigmoideal propuesta en este estudio mostró una dispersión un orden de magnitud mayor entre las repeticiones de ambos tratamientos (0,016 y 0,012 para siembra directa y laboreo convencional, respectivamente) (Tabla 3) que la correspondiente a la registrada con la ecuación de van Genuchten.

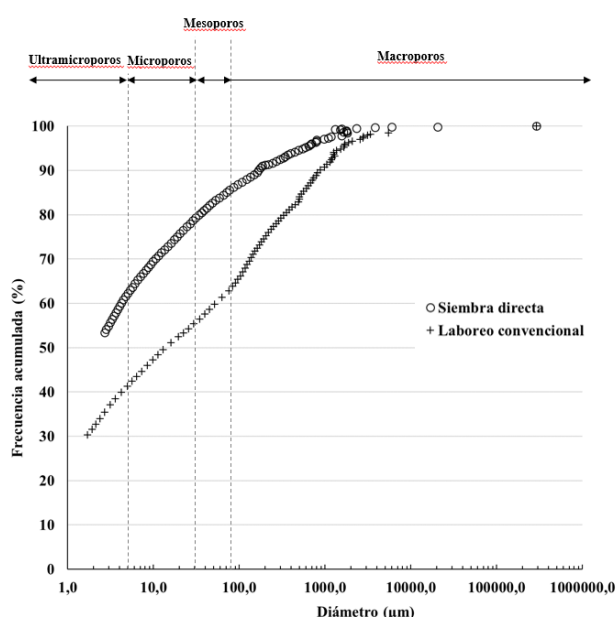
Así pues, esta ecuación sigmoideal alternativa a la de van Genuchten se descartó ya que muestra una alta dispersión entre las repeticiones, haciendo que el promedio no sea consistente.

Es así que, o bien el manejo continuo del suelo con siembra directa durante cerca de dos décadas no generó

una mejora significativa en la estructura del suelo —y por tanto, porosidad asociada—, o el índice S propuesto por Dexter (2004) no es lo suficientemente sensible para detectar dicha mejora. Para conocer esto, harían falta pruebas de laboratorio específicas para evaluar el grado de estructuración del suelo, y/o de estabilidad de sus agregados.

### 3.3. Análisis de la distribución del tamaño de poros en ambos tratamientos

La Fig. 2 muestra la frecuencia acumulada (%) del diámetro de poro ( $\mu\text{m}$ ) para una de las repeticiones de los dos suelos de estudio (siembra directa y laboreo convencional), así como la clasificación de tamaño de poro según lo establecido por *Soil Science Society of America* (2001) (Brady y Weil, 2008) (Fig.2).



**Fig. 2.** Representación de la frecuencia acumulada (%) del diámetro de poro ( $\mu\text{m}$ ) para una de las repeticiones de los suelos de estudio (siembra directa y laboreo convencional), así como la clasificación de tamaño de poro (Brady y Weil, 2008; Soil Science Society of America, 2001). Nota: abscisa en escala logarítmica.

Los mesoporos, con un diámetro equivalente comprendido entre 30 y 80  $\mu\text{m}$  (Fig. 2), son los poros asociados a la retención de agua después del drenaje libre, y con una succión que permite su extracción por parte de las plantas, transmitiendo el agua por capilaridad hasta la zona radicular (Brady y Weil, 2008; Soil Science Society of America, 2001). En ambos tratamientos el porcentaje de mesoporos fue muy similar (en torno al 6 %). Si por lo expuesto asumimos que esta población de poros (mesoporos) es la más representativa de la calidad física de un suelo agrícola, se infiere que la siembra directa no produjo una mejora significativa en la estructura.

Sin embargo, la proporción de poros de diámetro equivalente superior a 80  $\mu\text{m}$  (macroporos) fue muy diferente entre los tratamientos. En el laboreo convencional los macroporos representaron cerca del 40 %

de la porosidad total, mientras que en la siembra directa solamente el 15 %.

Al mismo tiempo, la población de poros de menor tamaño (microporos+ultramicroporos, con diámetro equivalente inferior a 30  $\mu\text{m}$ ) no presentó diferencias significativas entre ambos tratamientos (alrededor del 25 % de la población total de poros, Fig. 2), lo que confirma la homogeneidad textural del suelo en las dos zonas de estudio, ya que dicha porosidad está asociada a la textura del suelo más que a su estructura.

#### 4.- Conclusiones

A partir del análisis de detalladas CRHs fue posible realizar una exhaustiva caracterización del espacio poroso de un suelo (0-5 cm) agrícola típico de Navarra, tras 18 años de siembra directa y del mismo suelo bajo laboreo convencional, mediante el uso del dispositivo Hyprop.

La capacidad de almacenamiento de agua fácilmente utilizable por el cultivo –retenida en mesoporos– fue similar en ambos tratamientos. Sin embargo, la siembra directa redujo notoriamente la proporción de macroporos (agua gravitante) con respecto al laboreo convencional. Consecuentemente, el suelo sometido a siembra directa podría llegar a almacenar hasta un 10 % más de agua fácilmente utilizable por la planta (succiones inferiores a 100 kPa); esta diferencia podría ser relevante en agricultura de secano en una zona semiárida como la estudiada.

Por otro lado, esta investigación debería complementarse con la realización de un balance hídrico anual en ambos tratamientos; ya que, por ejemplo, la cubierta vegetal presente en la siembra directa se cree que reduciría la pérdida de agua por evaporación con respecto al laboreo convencional (superficie desnuda).

El índice S (Dexter, 2004) no mostró diferencias significativas entre ambos tratamientos. Esto se debería a que el punto de inflexión que define el valor de S se ubica aproximadamente dentro del rango de succiones/contenido de humedad donde el valor de la capacidad hídrica específica de ambos tratamientos fue similar. Sería recomendable evaluar otros índices matemáticos con un enfoque más integrador de la curva de retención de humedad.

Similares análisis deberían llevarse a cabo en horizontes subsuperficiales del perfil del suelo. Esto resulta particularmente relevante considerando que una de las diferencias comúnmente asociadas al uso de siembra directa frente al laboreo convencional es la estratificación de las propiedades del suelo, y la descompactación progresiva de la suela de labor.

Estos estudios deberían complementarse con análisis de laboratorio tendientes a evaluar el grado de estructuración del suelo y propiedades físico-químicas relacionadas.

*Agradecimientos.* La presente investigación se ha llevado a cabo en el marco del proyecto 011-1365-2020-000075 CropStick: sentinel de sales, pH, Nitrógeno y nutrientes y la percolación de agua en profundidad, financiado por el Gobierno de Navarra.

#### 5.- Bibliografía

- Brady, N.C., y R.R. Weil, 2008. *The nature and properties of soils* (Vol. 13, pp. 662-710). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Bescansa, P., M.J. Imaz, I. Virto, A. Enrique, y W.B. Hoogmoed, 2006. Soil water retention as affected by tillage and residue management in semiarid Spain. *Soil and Tillage Research*, 87(1), 19-27.
- Camprubi A., I.A. Zárate, A. Adholeya, P.E. Lovato, y C. Calvet, 2015. Field Performance and Essential Oil Production of Mycorrhizal Rosemary in Restoration Low-Nutrient Soils. *Land Degradation and Development* 26(8): 793–99. DOI=10.1002/ldr.2229.
- Brooks, R.H., y A.T. Corey, 1964. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. *Transactions of the ASAE*, 7(1), 26-0028.
- Dane, J.H., y T. Clarke, 2002. *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods* (No. 631.43/D179).
- Dexter, A.R., 2004a. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120(3-4), 201-214.
- Dexter, A.R., 2004b. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tith and hard-setting. *Geoderma*, 120(3-4), 215-225.
- Dexter, A.R., y N.R.A. Bird, 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil and Tillage Research*, 57(4), 203-212.
- Fontanet, M., 2014. Métodos avanzados para determinar la Capacidad de Campo del suelo [Archivo de video]. Recuperado de <https://www.youtube.com/watch?v=o4XLmxIjJQ>
- Hamza, M.A., y W.K. Anderson, 2005. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil and Tillage Research*, 82(2), 121–145.
- Hillel, D., 1998. *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego., CA.
- Islam, R., y R. Reeder, 2014. No-till and conservation agriculture in the United States: An example from the David Brandt farm, Carroll, Ohio. *International Soil and Water Conservation Research*, 2(1), 97–107. [https://doi.org/10.1016/S2095-6339\(15\)30017-4](https://doi.org/10.1016/S2095-6339(15)30017-4)
- Kodešová, R., V. Jirků, V. Kodeš, M. Múhlhanslová, A. Nikodem, y A. Žigová, 2011. Soil structure and soil hydraulic properties of Haplic Luvisol used as arable land and grassland. *Soil and Tillage Research*, 111(2), 154-161.
- Milly, P.C.D., 1987. Estimation of Brooks-Corey parameters from water retention data. *Water Resources Research*, 23(6), 1085-1089.
- Pagliai, M., N. Vignozzi, y S. Pellegrini, 2004. Soil structure and the effect of management practices. *Soil and Tillage Research*, 79(2), 131-143.
- Peters, A., y W. Durner, 2008: Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 356, 147-162.
- Pires, L.F., J.A. Borges, J.A. Rosa, M. Cooper, R.J. Heck, S. Passoni, y W.L. Roque, 2017. Soil structure changes induced by tillage systems. *Soil and Tillage Research*, 165, 66-79.
- Pires, L.F., F.S. Borges, S. Passoni, y A.B. Pereira, 2013. Soil pore characterization using free software and a portable optical microscope. *Pedosphere*, 23(4), 503-510.
- Schindler, U., 1980. Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit im teilgesättigten Boden an Stechzylinderproben. *Arch. Acker- Pflanzenbau Bodenkd* 24, 1–7.
- Schindler, U., W. Durner, G. Von Unold, L. Mueller, y R. Wieland, 2010. The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup. *Journal of plant nutrition and soil science*, 173(4), 563-572.
- Soil Science Society of America, 2001. *Glossary of Soil Science Terms 1996* (Madison, Wisc.: Soil Sci. Soc. Amer.).
- Taina, I.A., R.J. Heck, W. Deen, y E.Y. Ma, 2013. Quantification of freeze–thaw related structure in cultivated topsoils using X-ray computer tomography. *Canadian Journal of Soil Science*, 93(4), 533-553.
- Triplett, G.B., y W.A. Dick, 2008. No-Tillage Crop Production: A Revolution in Agriculture! *Agronomy Journal*, 100(53). <https://doi.org/10.2134/agronj2007.0005c>
- van Genuchten, M.T., y D.R. Nielsen, 1985. On describing and predicting the hydraulic properties. In *Annales Geophysicae* (Vol. 3, No. 5, pp. 615-628).
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.



## RESPUESTA HIDROLÓGICA EN MONOCULTIVOS DE MAÍZ Y SOJA DETERMINADA EN PARCELAS DE ESCURRIMIENTO

M. Castiglioni<sup>1\*</sup>, E. Gabioud<sup>2</sup>, M. Wilson<sup>2</sup>, C. Sasal<sup>2</sup>, J. Oszust<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Manejo y Conservación de Suelos. Facultad de Agronomía. Universidad de Buenos Aires. Av. San Martín 4453. C.A.B.A. Argentina. e-mail: castigli@agro.ub.ar

<sup>2</sup>Grupo Recursos Naturales y Factores abióticos-INTA-EEA Paraná. Ruta 11. Km 12.5. (3100). Oro Verde. Entre Ríos. Argentina. e-mail: gabioud.emmanuel@inta.gob.ar

<sup>3</sup>Facultad de Ciencias Agropecuarias (UNER). Ruta 11. Km 10. (3100). Oro Verde. E. Ríos. Argentina. e-mail: josedanieloszust@hotmail.com

**RESUMEN.** Los monocultivos de soja y maíz difieren en la cantidad de material vegetal aportado al suelo. Sin embargo, estudios realizados previamente no han mostrado diferencias en el coeficiente de escurrimiento generado en ambos sistemas productivos. El objetivo del presente trabajo fue caracterizar a escala de parcela y en dos años distintos, el comportamiento hidrológico de los monocultivos de maíz y soja. Se analizaron parámetros meteorológicos, de infiltración y de escurrimiento, provenientes de parcelas instaladas en la EEA INTA Paraná (Entre Ríos, Argentina). Se observó un menor valor en la curva número y en el coeficiente y duración del escurrimiento en maíz, pero solo durante el período primavera-estival. Estos resultados se deberían a una condición más seca del suelo en el año que se hicieron las mediciones en dicho monocultivo. Las restantes variables hidrológicas no mostraron diferencias entre ambos sistemas productivos.

**ABSTRACT.** Soybean and corn monocultures differ in the amount of plant residues left on the soil. However, previous studies did not show differences in the runoff coefficient generated by both production systems. The objective of this work was to characterize at the plot scale and in two different years, the hydrological behavior of corn and soybean monocultures. Meteorological, infiltration and runoff parameters from plots installed in the EEA INTA Paraná (Entre Ríos, Argentina) were analyzed. A lower value was observed in the curve number and in the coefficient and duration of runoff in corn, but only during the spring-summer period. These results are due to a drier soil condition in the year that measurements were made on corn monoculture. The remaining hydrological variables did not show differences between both production systems.

Por motivos económicos, ha existido en grandes áreas de Argentina bajo producción agrícola, una tendencia al cultivo de solo especies de verano (soja y maíz), sin un aprovechamiento de los recursos (agua y energía) durante el invierno. Por su parte, y dadas las características diferenciales que presentan ambos cultivos, los efectos generados sobre el suelo podrían ser distintos. Chagas et al. (1995) mostraron en el estrato superficial de un Argiudol bajo siembra directa de Argentina, mejor estabilidad estructural y mayor contenido de carbono en el monocultivo de maíz respecto al de soja. Sin embargo, al contrastar resultados de distintas propiedades físicas entre ambos sistemas productivos, Sasal et al. (2010) no observaron en la capa superficial de un Argiudol ácuico de Entre Ríos (Argentina), diferencias en la conductividad hidráulica saturada, densidad aparente y la distribución de poros. Estos autores comprobaron también, que a pesar de la diferente producción de materia seca aportada por el maíz y la soja (21 Tn ha<sup>-1</sup> y 6 Tn ha<sup>-1</sup>, respectivamente), no había diferencias entre ambos monocultivos en el coeficiente de escurrimiento generado.

Los distintos períodos del año también pueden generar cambios en la respuesta hidrológica de un mismo sistema productivo, como consecuencia de las modificaciones que se producen en las condiciones climáticas, edáficas y en la estructura del cultivo. En este sentido, Castiglioni y Zimmermann (2013) y Castiglioni et al. (2014), trabajando en parcelas de escurrimiento con maíz, pudieron observar que durante el período de desarrollo y crecimiento de este cultivo, había una disminución en la duración del escurrimiento y en el número de curva, en comparación a lo sucedido durante la etapa de barbecho.

El objetivo del presente trabajo fue caracterizar y analizar a escala de parcela y en dos años distintos, el comportamiento hidrológico de los monocultivos de maíz y soja.

### 1.- Introducción

En la producción agropecuaria es necesario conocer el comportamiento del movimiento superficial y en profundidad del agua. Este es un recurso fundamental para el rendimiento de los cultivos, incidiendo su pérdida por escorrentía en la erosión y en el transporte de pesticidas, nutrientes y otros solutos (Tebrugge y During, 1999).

### 2.- Material y métodos

Se trabajó con información meteorológica, de infiltración y de escurrimiento generada en dos períodos distintos: diciembre de 2011 a setiembre de 2012 para el monocultivo de maíz (Ma) y febrero a noviembre de 2016 para el monocultivo de soja (Sj). En ambos casos se estimó el caudal de los escurrimientos con un limnógrafo-freatógrafo, dispuesto a la salida de parcelas de escorrentía

ubicadas en la EEA INTA Paraná (Entre Ríos, Argentina). Estas poseen una superficie de 100 m<sup>2</sup>, 3,5% de pendiente y los cultivos son implantados en siembra directa desde el año 2000. La región presenta una precipitación y una temperatura media anual de 1000 mm y de 18.3 °C, respectivamente. El suelo presente es un Argiudol ácuico (Serie Tezanos Pinto), que presenta una textura superficial franco limosa (27 % de arcilla y 66 % de limo) (Plan Mapa de Suelos, 1998). Los registros meteorológicos fueron obtenidos del Observatorio Agrometeorológico situado a 200 m de las parcelas, mientras que los de caudal se estimaron a partir de la medición de la altura de agua, realizada cada diez minutos, por un sensor dispuesto antes de la descarga de las parcelas. Para transformar los valores de altura de agua en velocidad de flujo de agua, se usó la fórmula de Manning (Schwab et al., 1966), utilizando para su ajuste la información del volumen total de escurrimiento registrado en las piletas de descarga de las parcelas. Las variables meteorológicas utilizadas fueron: lámina de lluvia (LL), intensidad de la lluvia (ILL), lluvia caída los 5, 10 y 30 días previos a cada evento de escurrimiento (LL5, LL10, LL30, respectivamente), evapotranspiración potencial (ETP), evapotranspiración potencial de los 5, 10 y 30 días previos a cada evento de escurrimiento (ETP5, ETP10, ETP30, respectivamente) y la relación lluvia/ETP para iguales intervalos de tiempo previos (LL/ETP5; LL/ETP10; LLET30, respectivamente). Los parámetros asociados a la infiltración fueron: infiltración total para cada evento de lluvia con escurrimiento (I), infiltración previa al inicio del escurrimiento (IP), infiltración ocurrida durante el escurrimiento (ID), tasa de infiltración media antes del inicio del escurrimiento (TIP) y tasa de infiltración media durante el escurrimiento (TID). Del escurrimiento se consideró: caudal pico (CP), tiempo desde el inicio de la lluvia hasta el pico de escurrimiento (TP), duración del escurrimiento (DE), duración desde el inicio hasta el pico del escurrimiento (DP), duración desde el pico de la crecida hasta el fin del escurrimiento (DD), coeficiente de escurrimiento (CE), número de curva (CN) y antecedente de humedad previo a la lluvia (AMC) (USDA SCS, 1985).

El valor de CN se estimó a partir de los datos de lámina de lluvia y de escurrimiento, aplicando primeramente la ecuación (1) para determinar S (retención potencial máxima al comienzo de la tormenta) (Yoo et al., 1993).

$$S = 5P + 10Q - 10(Q^2 + 1.25PQ)^{1/2} \quad (1)$$

Posteriormente, los valores de S fueron transformados a CN mediante la ecuación (2) (USDA SCS, 1985).

$$CN = \frac{1000}{(10 + S)} \quad (2)$$

El coeficiente de escurrimiento se determinó como la relación porcentual entre la lámina de agua escurrida y la proveniente de las lluvias. Para estimar AMC se utilizaron los criterios propuestos por USDA SCS (1985), considerando por un lado los milímetros de lluvia

precipitados los cinco días previos a cada evento de escurrimiento y también si el período del año analizado correspondía a una etapa de activo crecimiento vegetal o de reposo. De esta manera se caracterizaron tres AMC: I (suelo seco), II (humedad de suelo normal) y III (suelo húmedo).

Se realizó un análisis de varianza de los resultados de los parámetros meteorológicos, de escurrimiento e infiltración, según el monocultivo presente: soja (Sj) o maíz (Ma) y de acuerdo al período del año considerado: otoño-invierno (OI) o primavera-verano (PV). De las variables analizadas, solo CN, ETP5 y ETP10 presentaron distribución normal, por lo que las restantes debieron ser transformadas a logaritmo natural (Ln), mientras que DE a raíz cuadrada. Los resultados de ET30, LL5, LL10, LL30, LL/ETP30, ID, CP y DP no presentaron distribución normal pese a las distintas transformaciones realizadas, habiéndose realizado el análisis de varianza por un método no paramétrico (Kruskal y Wallis, 1952) que no asume normalidad en los datos (Di Rienzo et al., 2009). También se hicieron análisis de correlación y regresión lineal entre las variables meteorológicas con las de escurrimiento e infiltración. Estos estudios se realizaron utilizando el software InfoStat versión 2015 (Di Rienzo et al., 2015).

### 3.- Resultados y discusión

Las lluvias y la evapotranspiración potencial ocurridas durante el registro de escurrimiento realizado en Ma (738 mm y 988 mm, respectivamente), fueron similares al promedio histórico (1967-2014) correspondiente a un mismo período (756 mm y 913 mm, respectivamente). Por su parte, LL y ETP registradas en Sj fueron: 919 mm y 725 mm, respectivamente, mientras que el promedio histórico (1967-2014) para dichas variables durante similar período fue: 683 mm y 783 mm, respectivamente. De acuerdo con estos resultados, los registros de escurrimiento en Sj ocurrieron en una etapa más húmeda que lo normal (mayor volumen de lluvias y menor ETP), mientras que durante Ma el ciclo fue ligeramente más seco que lo normal (menor volumen de lluvias y mayor ETP). Del total de tormentas ocurridas en Ma (n=49), el 47 % generó escurrimiento (n=23), siendo la lámina escurrida de 41,4 mm, lo que resulta en un coeficiente de escurrimiento del 5,5 %. La mayoría de estas lluvias (43%) fue bajo AMC I, un 39 % lo hizo bajo AMC III y el 17 % restante lo hizo con una AMC II. En Sj hubo 74 tormentas, de las cuales el 35 % (n=26) generaron escurrimiento, con una lámina escurrida de 156 mm, obteniendo un coeficiente de escurrimiento de 16,1 %. A su vez, el 50 % de las lluvias con escorrentía ocurridas en Sj fueron sobre AMC III, el 42 % lo hizo sobre AMC I y el restante 8 % lo hizo sobre AMC II. De acuerdo con estos resultados, si bien durante Sj se generó un mayor CE respecto a Ma, se considera que fue como resultado de las condiciones meteorológicas distintas entre ambos cultivos, las que generaron una superior humedad del suelo en Sj, quedando esto de manifiesto en el mayor porcentaje de tormentas bajo AMC III durante dicho cultivo.

En la Tabla 1 se observa que tanto en OI como en PV, no hubo diferencias significativas en la lámina e intensidad media de las lluvias que originaron escurrimiento en cada cultivo. A su vez, ETP5 y ETP10 fueron similares durante OI para ambos sistemas productivos, mientras que en PV este parámetro fue mayor en Ma, aunque ampliando el período previo considerado, no existieron diferencias entre parcelas en la ETP30 para ambos períodos del año. La lámina de lluvia de los 5 días anteriores a cada escurrimiento

no fue diferente entre cultivos, mientras que la de los 10 y 30 días previos fue superior en Sj durante OI e igual entre ambas producciones en PV. Similar comportamiento al recién señalado resultó en las relaciones LL/ETP5, LL/ETP10 y LL/ETP30 (Tabla 1). Por lo expuesto, las diferencias en las condiciones meteorológicas previas a los escurrimientos entre ambos cultivos, generaron en Sj un suelo más húmedo durante OI y uno más seco en Ma en el transcurso de PV.

**Tabla 1.** Características meteorológicas previas a cada evento de escurrimiento según cultivo y período del año.

	LL (mm)	ILL (mm h <sup>-1</sup> )	ETP5 (mm)	ETP10 (mm)	ETP30 (mm)	LL5 (mm)	LL10 (mm)	LL30 (mm)	LL/ETP5 (mm mm <sup>-1</sup> )	LL/ETP10 (mm mm <sup>-1</sup> )	LL/ETP30 (mm mm <sup>-1</sup> )
SjOI	20 a	5,4 a	11 a	25 a	88 a	74 b	103 b	197 b	9,33 b	5,26 b	0,68 b
SjPV	38 b	14,9 b	21 b	41 b	133 b	21 a	62 ab	162 b	1,12 a	1,53 a	-0,07 ab
MaOI	21 a	5,0 a	11 a	24 a	72 a	32 ab	38 a	67 a	3,56 ab	1,56 a	-0,47 a
MaPV	35 b	7,1 ab	27 c	54 c	163 b	24 a	35 a	113 ab	0,98 a	0,75 a	-0,49 a

LL: lámina de lluvia, ILL: intensidad de lluvia, ETP5, ETP10, ETP30: evapotranspiración potencial de los 5, 10 y 30 días previos a cada evento de escurrimiento, LL5, LL10, LL30: lámina de lluvia correspondiente a los 5, 10 y 30 días previos a cada evento de escurrimiento. Sj: monocultivo de soja, Ma: monocultivo de maíz, OI: período otoño-invierno, PV: período primavera-verano. Letras minúsculas distintas: diferencias significativas entre cultivos y períodos del año ( $p < 0,05$ ).

A pesar de estos resultados, no se detectaron diferencias entre ambos monocultivos para cada período analizado, en la lámina total de agua infiltrada (I) ni en la absorbida por el suelo en forma previa (IP) y posterior (ID) al inicio del escurrimiento. Tampoco se observaron diferencias entre Sj y Ma en TIP, TID, CP, TP y DP, independientemente del período del año considerado. Sin embargo, CE, CN, DE y DD fueron menores en Ma durante PV, pero iguales entre ambos monocultivos en OI. Por lo tanto, a pesar de la mayor lluvia antecedente (10 y 30 días previos) ocurrida en Sj durante OI y de la superior ETP previa (5 y 10 días anteriores) generada en Ma durante PV, solo hubo una

respuesta significativa en este último caso, generándose una menor cantidad de agua escurrida respecto a los milímetros llovidos (CN y CE) y una inferior duración del escurrimiento, fundamentalmente durante la fase de decaimiento del caudal. De esta manera, si bien sería adecuado abarcar una superior variabilidad meteorológica para cada uno de los períodos y cultivos analizados, las diferencias encontradas entre ambos monocultivos en su comportamiento hidrológico, se deberían fundamentalmente a las distintas condiciones de humedad de suelo previas, en lugar de responder a un efecto diferencial generado por Sj o Ma.

**Tabla 2.** Resultados de los parámetros de infiltración y escurrimiento según cultivo y período del año.

	I (mm)	IP (mm)	ID (mm)	TIP (mm h <sup>-1</sup> )	TID (mm h <sup>-1</sup> )	CP (m <sup>3</sup> seg <sup>-1</sup> )	CE (%)	CN	TP (minutos)	DE (minutos)	DP (minutos)	DD (minutos)
SjOI	18 a	3 ab	15 a	3,5 a	2,5 a	0,02 a	8 b	84 b	143 a	495 b	62 a	433 b
SjPV	26 ab	4 bc	22 a	5,1 ab	3,1 ab	0,14 a	21 b	80 b	235 a	575 b	180 a	395 b
MaOI	18 a	2 a	16 a	3,4 a	2,4 a	0,04 a	14 b	84 b	201 a	462 b	201 a	261 b
MaPV	34 b	11 c	22 a	8,4 b	5,9 b	0,03 a	4 a	70 a	139 a	242 a	108 a	134 a

I: lámina de agua infiltrada, IP: lámina de agua infiltrada previa al comienzo del escurrimiento, ID: lámina de agua infiltrada durante el escurrimiento, TIP: tasa de infiltración media previa al inicio del escurrimiento, TID: tasa de infiltración media durante el escurrimiento, CP: caudal pico, CE: coeficiente de escurrimiento, CN: número de curva, TP: tiempo desde el inicio de la lluvia hasta el caudal pico, DE: Duración del escurrimiento. DP: duración desde el inicio hasta el pico del escurrimiento, DD: duración desde el pico de escurrimiento hasta su fin, Sj: monocultivo de soja, Ma: monocultivo de maíz, OI: período otoño-invierno, PV: período primavera-verano. Letras minúsculas distintas: diferencias significativas entre cultivos y períodos del año ( $p < 0,05$ ).

Con la finalidad de estudiar la posibilidad de predicción y si las relaciones obtenidas variaban de acuerdo al tipo de cultivo, se hizo un análisis de regresión lineal entre CN, CE, TP, DE y CP y aquellos parámetros meteorológicos que resultaron significativos en el correspondiente análisis de correlación. Para ello, el criterio utilizado fue tomar todos los resultados sin discriminarlos, separarlos solo por período del año (OI o PV), por tipo de cultivo (Ma o Sj), o de acuerdo a las distintas combinaciones período del año-cultivo (SjOI, SjPV, MaOI, MaPV). Los mejores ajustes obtenidos ( $> R^2$ ) fueron para DE ( $R^2$  promedio: 0,76; rango entre 0,61 y 0,92) y para CN ( $R^2$  promedio: 0,75; rango entre 0,45 y 0,98), obteniendo valores de  $R^2$  superiores a 0,70 en OI,

PV, Sj, Ma, SjOI, MaOI y MaPV en DE, mientras que dicho comportamiento lo obtuvieron OI, Ma, SjOI, MaOI y MaPV en CN. Las regresiones lineales generadas para CP y TP tuvieron un grado de ajuste intermedio ( $R^2$  promedio: 0,51 y 0,62, respectivamente), mientras que la capacidad de predicción para CE fue la menor ( $R^2$  promedio: 0,42). Considerando todas las ecuaciones desarrolladas para predecir CN, CE, TP, DE y CP según los criterios antes mencionados ( $n = 99$ ), la lámina de agua correspondiente a la lluvia que provocó escurrimiento, fue la variable meteorológica que apareció en una mayor cantidad de veces ( $n = 26$ ), mientras que la intensidad de la lluvia fue seleccionada en 18 oportunidades. A su vez, los parámetros que influyeron

sobre el estado de humedad del suelo previo a las tormentas (LL, ETP y LL/ETP), fueron seleccionados en 13, 20 y 22 ecuaciones, respectivamente. No obstante, no hubo un único intervalo de tiempo para las condiciones meteorológicas previas, que incidiera fundamentalmente en el comportamiento de las variables hidrológicas estudiadas. Sin embargo, el período previo de 30 días fue seleccionado en un mayor número de oportunidades para LL y ETP, mientras que el de 10 días fue más utilizado en LL/ETP. Los peores ajustes entre las variables hidrológicas y los factores meteorológicos se obtuvieron cuando los resultados no fueron discriminados por período del año y tipo de cultivo. Contrariamente, pero dependiendo también de la propiedad analizada, los mayores  $R^2$  se generaron cuando se separó en forma conjunta los efectos del período del año y tipo de cultivo. En la Fig. 1 y Fig. 2 se muestran para ambos monocultivos, las relaciones entre el Ln de la lluvia (Lnlluvia) con CN y con el Ln de la lámina de agua infiltrada (Lninfiltración), siendo estas las que obtuvieron los coeficientes de correlación más altos.

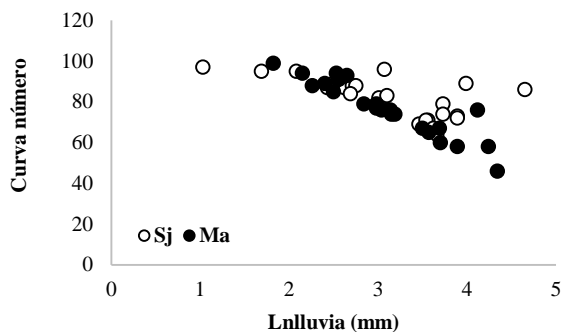


Fig. 1. Relación Lnlluvia con curva número para los monocultivos de soja y maíz

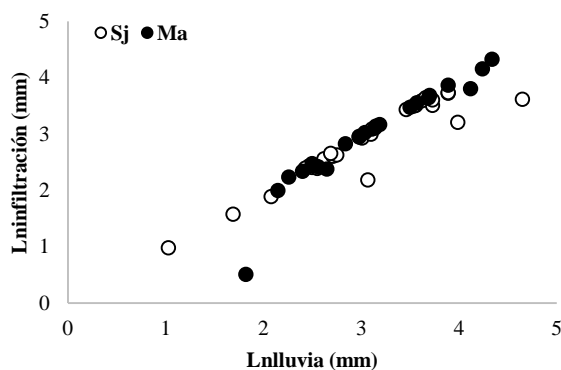


Fig. 2. Relación Lnlluvia con Lninfiltración para los monocultivos de soja y maíz.

De acuerdo a lo observado en las mismas, hubo un comportamiento bastante similar para ambos monocultivos, con la excepción de lo ocurrido en Sj para los valores altos de Lnlluvia en la relación Lnlluvia/CN.

En este caso, la mayoría de los puntos que se ubicaron por fuera de la tendencia general, corresponden a lo ocurrido en el monocultivo de soja durante el período PV, situación que no obtuvo un coeficiente de correlación significativo entre Lnlluvia y CN.

#### 4.- Conclusiones

Si bien el tiempo de análisis fue reducido y algunas condiciones meteorológicas antecedentes fueron distintas entre años, no existieron evidencias relevantes para afirmar que los monocultivos de maíz y soja generan a esta escala de trabajo una respuesta hidrológica diferente.

*Agradecimientos.* El presente trabajo se ha realizado a partir de fondos otorgados por el proyecto UBACyT 20020170100460BA, proyecto PEI052 – Desarrollo y aplicación de tecnologías para el control de la erosión y degradación de suelos. PDI039 - Remediación de suelos y aguas y restauración ecológica de sistemas degradados por uso agropecuario, agroindustrial y actividades extractivas.

#### 5.- Bibliografía

- Castiglioni, M., y E. Zimmermann, 2015. Escurrimiento en sistema de siembra directa: efecto de algunos factores meteorológicos. *Ciencia del Suelo* 33(1): 107-117.
- Castiglioni, M., C. Sasal, M. Wilson, J. Oszust, y E. Gabioud, 2014. Análisis de los escurrimientos provenientes de una parcela con monocultivo de maíz en dos períodos del año diferentes. *2do. Congreso Internacional de Hidrología de llanuras*. 23 al 26 de setiembre de 2014. Santa Fé.
- Chagas, C.I., O.J.Santanatoglia, M.G. Castiglioni, y H.J.Marelli, 1995. Tillage and cropping effects on selected properties of an Argiudoll in Argentina. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 26(5&6): 643-655.
- Di Rienzo, J. A., F. Casanoves, L. Gonzalez, M. Tablada, M. del P. Díaz, C.W. Robledo, y M.G. Balzarini, 2009. *Estadística para las ciencias agropecuarias*. 7ma ed. 372 pp.
- Di Rienzo, J.A., F. Casanoves, M.G. Balzarini, L. Gonzalez, M. Tablada, y C.W. Robledo, *InfoStat versión 2015*. Centro de Transferencia InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. URL <http://www.infostat.com.ar>
- Kruskal, W.H., y W. A. Wallis, 1952. Use of ranks on one-criterion variance analysis. *J Am. Stat. Assoc.* 47: 583-621.
- Plan Mapa De Suelos, 1998. Carta de Suelos de la República Argentina. Departamento Paraná Provincia de Entre Ríos, Serie Relevamiento de Recursos Naturales N 8 17, 114 pp.
- Sasal, M.C., M.G. Castiglioni, y M.G. Wilson, 2010. Effect of crop sequences on soil properties and runoff on natural rainfall erosion plots under no tillage. *Soil & Tillage Research*. 108: 24-29. ISSN 0167-1987
- Schwab, G., R. Frevert, T. Edminster, y K. Barnes, 1966. *Soil and Water Conservation Engineering*. Ed. J. Wiley Inc. N Y, 683 pp.
- Tebbrugge, F., y R.A. During, 1999. Reducing tillage intensity—a review of results from a long-term study in Germany. *Soil & Till. Res.* 53: 15–28.
- USDA. Soil Conservation Service, 1985. *SCS national engineering handbook*. Section 4 Hydrology. USDA Soil Conservation Service. Washington, DC.
- Yoo, K.H., K.S. Yoon, y J.M.Soileau, 1993. Runoff Curve Numbers Determined by Three Methods Under Conventional and Conservation Tillages. *Transactions of the ASAE* 36(1): 57-63.



## EXPLORACIÓN DEL IMPACTO DEL CLIMA, USO Y CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SUELO EN LA PROPAGACIÓN DE LA SEQUÍA EN EL SISTEMA SUELO-ATMÓSFERA

J. Gaona<sup>1,2\*</sup>, P. Quintana-Seguí<sup>1</sup>, J. Martínez-Fernández, P. Benito Verdugo<sup>2</sup>, L. Almendra-Martín<sup>2</sup>,  
Á. González-Zamora<sup>2</sup>, C.M. Herrero-Jiménez<sup>2</sup>, M.J. Escorihuela<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Observatori de l'Ebre (OE), Universidad Ramón Llull - CSIC, C/Horta alta 38, 43520. Roquetes, Tarragona. e-mail: jgaona@obsebre.es / jaimegaona@usal.es, web: <http://www.obsebre.url.edu/es/proyectos-hidrologia-y-cambio-climatico/930-humid>  
<sup>2</sup>Grupo de Investigación en Recursos Hídricos (HIDRUS), Centro Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE) - Universidad de Salamanca-Parque científico, Campus de Villamayor, C/ Del Duero, 12. 37185 Villamayor, Salamanca. e-mail: jaimegaona@usal.es, web: <http://campus.usal.es/~hidrus>

<sup>3</sup>isardSAT, Parc Tecnològic - Barcelona Activa, Barcelona. <https://www.isardsat.cat/ca>

**RESUMEN.** El estudio analiza la influencia de las propiedades del suelo de la base de datos ECOCLIMAP en la propagación de sequías que determinan los desfases temporales entre anomalías de lluvia, evapotranspiración y humedad del suelo. Los índices de sequía *Standardized Precipitation Index* (SPI), *Evapotranspiration Deficit Index* (ETDI), y *Soil Moisture Deficit Index* (SMDI) estimados con el modelo físico SURFEX-ISBA y con los productos de teledetección MOD16A2ET y SMOS1km identifican tales anomalías. Las diferencias en la correlación temporal entre los índices de sequía de áreas con distintas propiedades y/o cobertura del suelo revelan el efecto individual de varias propiedades de suelo en los desfases entre índices y se interpretan en clave de la propagación de la sequía desde la atmósfera hasta la zona no saturada. Los resultados además resaltan la capacidad de la teledetección y los modelos físicos para simular procesos sin observaciones directas o de difícil estimación.

**ABSTRACT.** This study evaluates the influence of soil properties and cover from the database ECOCLIMAP in the propagation of drought determined by temporal lags of rainfall, evapotranspiration and soil moisture anomalies. The *Standardized Standardized Precipitation Index* (SPI), the *Evapotranspiration Deficit Index* (ETDI), and the *Soil Moisture Deficit Index* (SMDI) as indicators of the anomalies are estimated with the land-surface model SURFEX-ISBA and the remote sensing products MOD16A2ET and SMOS1km. The differences in the temporal correlation between the drought indices in areas of unequal soil properties and land cover reveal the main effect of some of the soil characteristics on the lags between indices, which is useful for the interpretation of drought propagation from the atmospheric to the vadose zone level.

### 1.- Introducción

El análisis de las sequías en la Península Ibérica ha dedicado tradicionalmente atención a los procesos de sequía en niveles concretos del sistema suelo-atmósfera como el atmosférico (lluvia, temperatura-olas de calor) y el de la zona no saturada (p.ej. humedad del suelo).

Sin embargo, la interacción entre las anomalías causantes de sequía en los diferentes niveles apenas ha sido explorada, pese a ser de gran relevancia para comprender los mecanismos de propagación de la sequía. Más allá de la identificación de los periodos de sequía y sus características, el análisis de los periodos de interacción y la magnitud entre las anomalías a diferentes niveles, atmosférico (lluvia), superficial (evapotranspiración) y de la zona no saturada (humedad del suelo), puede revelar secuencias de interacción entre anomalías que determinan la evolución de la sequía.

Las características físicas del suelo constituyen factores de impacto en las interacciones que han sido poco explorados. El paulatino incremento y mejora de las bases de datos de características físicas del suelo permite, junto con las crecientes capacidades de los modelos físicos y los productos de teledetección, explorar la influencia de la textura, profundidad de suelo y de cubierta vegetal (o uso de suelo) en las interacciones.

Este trabajo busca analizar las diferencias en las interacciones temporales entre anomalías de lluvia, evapotranspiración y humedad de suelo en el periodo 2010-2017 que experimentan regiones de la Cuenca del Ebro con distintas propiedades del suelo, como la textura, profundidad y uso del suelo, según las bases de datos ECOCLIMAP (Faroux et al., 2013). El estudio compara zonas con todas las variables comunes (clima, características y uso del suelo) con zonas que comparten todas menos una de las variables físicas, lo que permite observar el impacto individual de cada variable en las interacciones temporales entre anomalías. Un ejemplo sería el cambio en el desfase entre la anomalía de lluvia y la de humedad del suelo.

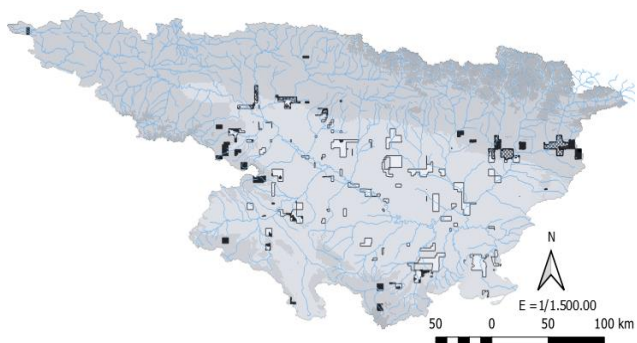
Las anomalías se identifican por medio de índices de sequía específicos para las variables representativas de cada nivel del sistema suelo-atmósfera como el *Standardized Precipitation Index* (SPI) (McKee et al., 1993) para la lluvia, el *Evapotranspiration Deficit Index* (ETDI) (Narasimhan and Srinivasan, 2005) para la evapotranspiración, y el *Soil Moisture Deficit Index* (SMDI) (Narasimhan and Srinivasan, 2005) para la humedad del suelo. El uso del índice ETDI en España es inédito, mientras que el SMDI ya ha sido aplicado en

monitorización de sequías (Martínez-Fernández et al., 2016). Las series de lluvia, utilizadas para calcular el índice SPI de sequía se toman de las simulaciones de SURFEX-ISBA (Masson et al., 2013; Noilhan and Platon, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996) validadas para la Península Ibérica (Quintana-Seguí et al., 2016, 2017).

El estudio busca (a) identificar características de la cuenca influyentes en la sincronía entre anomalías que determina la propagación de la sequía desde el medio atmosférico hacia el terrestre y viceversa, y (b) mostrar la utilidad de los datos de teledetección para generar series temporales de variables relevantes para la zona no saturada, como evapotranspiración y humedad del suelo, raramente disponibles.

## 2.- Caso de estudio, datos y metodología

La zona de estudio es la Cuenca del Ebro, cuenca hidrológica de interesantes contrastes en altitud, geología y usos del suelo, así como diversas influencias climáticas. Gracias al amplio rango de características físicas de la cuenca es posible encontrar múltiples zonas con características físicas comunes, y con todas ellas menos una comunes, donde evaluar el impacto del factor no común en la propagación de las sequías.



**Fig. 1.** Ejemplo de áreas seleccionadas en la Cuenca del Ebro para la evaluación del impacto de una característica física en la propagación de la sequía. Los polígonos seleccionados son áreas que teniendo distinto clima Cfb (negro), Cfa (rayado) y BSk (blanco) comparten todas menos una de las variables físicas evaluadas: misma textura (L) y uso del suelo (7MS). El fondo de colores de la cuenca ilustra de claro a oscuro el gradiente climático de la cuenca desde el centro hacia su borde montañoso.

Las tres variables evaluadas (tipo climático, textura de suelo y uso del suelo) provienen de distintas bases de datos. Los tipos climáticos (según clasificación de Köppen-Geiger a escala 1x1 km) provienen de la base de datos global a escala 1x1 km (Beck et al., 2018). El estudio se centra en los tres tipos climáticos dominantes de la región que son BSk en la parte esteparia de la cuenca, Cfb en el noroeste subhúmedo y Cfa en el noreste continental de la cuenca. La B de BSk define clima seco, las C de Cfb y Cfa, clima templado. Se considera el tipo de clima BSk como de tipo oceánico al estar mayormente definido por las advecciones oceánicas en contraste con el Cfa, más influidos por la recirculación de humedad continental. La base de datos

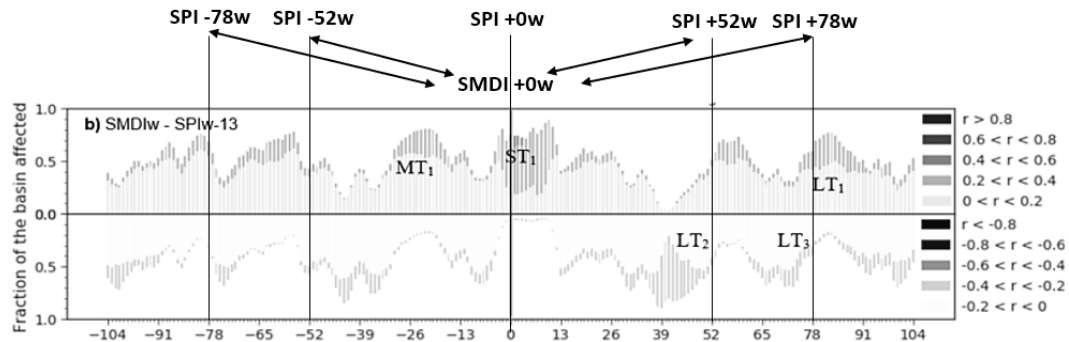
ECOCLIMAP (Faroux et al., 2013) que alimenta el modelo físico SURFEX provee datos de la textura, profundidad y uso del suelo a escala global con resolución 1x1 km (Tabla 1). En este estudio se adopta los datos de textura de suelo de ECOCLIMAP (expresados en ternas: %arena, %limo, % arcilla) en suelo tipo según la clasificación del U.S. Department of Agriculture (USDA). Los tipos USDA contemplados son el de arcilla (C), arcilla-limo (CL) y limo (L).

**Tabla 1.** Tabla de bases de datos y características físicas analizadas.

GloH2O	ECOCLIMAP		
Clima (Köppen-Geiger)	Uso del suelo (tipo)	Profundidad del suelo (m)	Textura del suelo (USDA)
Bsk	Desarbolado mediterráneo	1.25 (más extendida)	Arcilla
Cfa	Cultivo mediterráneo		Arcilla-Limo
Cfb	Cultivo templado		Limo

**Tabla 2.** Combinaciones de factores analizadas en el estudio.

	Clima (Köppen)	Textura de suelo (ECOCLIMAP s/ tipos USDA)	Uso de suelo (ECOCLIMAP)
1	BSk	CL	7MS desarbolado mediterráneo
2	BSk	CL	8TC cultivos templados
3	BSk	CL	9MC cultivos mediterráneos
4	BSk	L	7MS desarbolado mediterráneo
5	BSk	L	8TC cultivos templados
6	BSk	L	9MC cultivos mediterráneos
7	BSk	C	7MS desarbolado mediterráneo
8	BSk	C	8TC cultivos templados
9	BSk	C	9MC cultivos mediterráneos
10	Cfb	CL	7MS desarbolado mediterráneo
11	Cfb	CL	8TC cultivos templados
12	Cfb	CL	9MC cultivos mediterráneos
13	Cfb	L	7MS desarbolado mediterráneo
14	Cfb	L	8TC cultivos templados
15	Cfb	L	9MC cultivos mediterráneos
16	Cfb	C	7MS desarbolado mediterráneo
17	Cfb	C	8TC cultivos templados
18	Cfb	C	9MC cultivos mediterráneos
19	Cfa	CL	7MS desarbolado mediterráneo
20	Cfa	CL	8TC cultivos templados
21	Cfa	CL	9MC cultivos mediterráneos
22	Cfa	L	7MS desarbolado mediterráneo
23	Cfa	L	8TC cultivos templados
24	Cfa	L	9MC cultivos mediterráneos
25	Cfa	C	7MS desarbolado mediterráneo
26	Cfa	C	8TC cultivos templados
27	Cfa	C	9MC cultivos mediterráneos



**Fig. 2.** Ejemplo de análisis de la correlación temporal de ventana móvil (24 meses) entre índices de sequía. El ejemplo ilustra las correlaciones positivas y negativas entre el índice SPI y el SMDI para un rango de desfases temporales desde -52 a +52 semanas. Las correlaciones de los desfases entre índices se obtienen desfasando el SMDI  $i$  semanas en relación al SPI. La escala de grises representa el nivel de correlación desde menos correlación (más claro) hasta más correlación (más oscuro). Las correlaciones son positivas en la mitad superior del eje de abscisas (correlación  $r$  Pearson) y negativas para la mitad inferior. Correlaciones positivas indican sincronismo entre índices. ST<sub>1</sub>, MT<sub>1</sub> y LT<sub>1</sub> identifican periodos de alta correlación positiva entre los índices a corto plazo, medio y largo plazo respectivamente, mientras MT<sub>2</sub> y LT<sub>3</sub> identifican los correspondientes periodos de largo plazo para las correlaciones negativas.

Entre las texturas de suelo, arcilla-limo y limo son las clases más extendidas en el área de estudio. La clase arcilla es la menos común y tanto limo-arena y arena apenas ocupan superficie en la cuenca. Se adopta para el estudio la profundidad de suelo más extendida, que es de 1.25 m, y se asume invariante para el resto de análisis comparativos.

Las coberturas de suelo forestales limitan mucho las áreas disponibles para la comparación de factores por lo que se han seleccionado las correspondientes a vegetación dispersa en ambiente mediterráneo (7MS) y cultivos de secano templados (9MC) y mediterráneos (8TC), como usos de suelo mayoritarios en la cuenca.

Para analizar el impacto de los cambios de los factores expresados en la Tabla 2 se analizan los cambios en las correlaciones temporales entre las series de índices de sequía mencionados. Los productos de teledetección MOD16A2ET (Mu et al., 2013, Running et al., 2017) y SMOS1km (Merlin et al., 2013) proporcionan, respectivamente, las series de evapotranspiración y humedad del suelo necesarias para calcular las series de los índices ETDI y SMDI. Las correlaciones entre índices han sido calculadas a escala semanal, para el periodo 2010-2017, para el rango temporal de entre -52 (precedencia) y 52 semanas (o desfases en la influencia de un índice sobre otro). El coeficiente de correlación de Pearson define la magnitud de la correlación y el signo. Correlación positiva (negativa) indica sincronía (asincronía) de los signos de las anomalías de lluvia, evapotranspiración y humedad de suelo.

### 3.- Resultados

Los resultados se describen en torno a las dos principales interacciones entre índices de sequía: SPI-ETDI, SPI-SMDI. Estas dos interacciones cubren el rango completo de interacciones entre el nivel atmosférico y el de la zona no saturada. En todas las interacciones en que interviene el SPI se usa el SPI-3 como referencia (indicado en semanas como SPIw13).

Los resultados de las correlaciones SPIw13-ETDI para el conjunto de la cuenca muestran la esperable respuesta de la evapotranspiración retrasada respecto a las lluvias a corto y muy corto plazo (primeras semanas hasta varios meses tras las anomalías de lluvia). Estas correlaciones positivas entre SPIw13 y ETDI en el corto plazo ocurren en todos los tipos de uso y textura de suelo, si bien más concentrados en el muy corto plazo (0-9 semanas) para los climas continentales (Cfa) que para los oceánicos (Cfb, BSk).

Los resultados de las ventanas de correlación de la Fig. 3 muestran un segundo pico de correlaciones que define una precedencia de las anomalías de evapotranspiración sobre las de lluvia en los seis meses anteriores a las anomalías de lluvia. Esta precedencia muestra diferencias entre el tipo de clima. Los climas oceánicos (BSk y Cfb) muestran un doble pico de correlaciones positivas: el, de retraso (0 a +13 semanas) y el de precedencia (-26 a 0 semanas), mientras el más continental (Cfa) muestra un solo pico de correlación centrado en el pico de retraso, invariable a los cambios en el uso y textura del suelo (Fig. 3, series de correlación de climas BSk y Cfb frente a los de Cfa).

La comparación de las series de correlaciones de distintos usos de suelo (7 Mediterráneo desarbolado, 8 Cultivos templados, 9 Cultivos mediterráneos) muestra que tipos de uso de suelo similares (desarbolado frente a cultivos) registran sólo ligeras diferencias en la distribución de las correlaciones. Los resultados de las ventanas de correlación de la Fig. 3 indican que los usos de suelo no tienen tanta influencia en la distribución de correlaciones positivas SPIw13-ETDI como en las negativas. La distribución de las correlaciones negativas cambia más de rango temporal y en magnitud de la correlación entre los tipos de textura de suelo (especialmente cuanto más gruesa es la textura) y tipo climático (más cuanto más templado es el clima) que en relación con cambios de uso de suelo.

Los resultados del análisis de correlaciones entre los índices SPIw13-SMDI muestran predominantemente un

sólo pico de correlación relevante, el de retraso de las anomalías de humedad del suelo respecto a las de lluvia en el corto plazo, en vez de mostrar el pico doble de correlaciones positivas visible en la Fig. 3 para los climas BSk y Cfb del caso del análisis SPIw13-ETDI. Los resultados del análisis de correlaciones SPIw13-SMDI muestran mayor grado de variabilidad que en el caso del de SPIw13-ETDI debido a la interacción entre los factores de influencia uso de suelo y textura de suelo. Este resultado es coherente con el hecho de que tanto el uso del suelo como la textura del mismo tienen una relación más estrecha con los procesos que ocurren en el nivel de la zona no saturada (como la interacción SPIw13-SMDI) que con el nivel atmosférico (interacción SPIw13-ETDI).

El tipo de clima muestra de nuevo gran influencia en la distribución de las correlaciones positivas a lo largo de la

ventana de análisis de los desfases (de -104 a +104 semanas, equivalentemente a de -24 a 24 meses). De entre los tres tipos de climas, Cfb es el que muestra la distribución más dispersa de correlaciones positivas SPIw13-SMDI a lo largo de la ventana de análisis. Los climas BSk y Cfb muestran una distribución de correlaciones positivas menos concentradas que en el caso del análisis SPIw13-ETDI, tanto en el rango del desfase con corto plazo (+0 a +13 semanas) como en el rango de precedencia (0 a -26 semanas). El clima continental Cfa muestra, por contra, la distribución de correlaciones más concentrada en el muy corto plazo (0 a 9 semanas), pero esta vez bastante influenciado por la textura del suelo, en contraste con lo mostrado por los resultados del análisis SPIw13-ETDI.

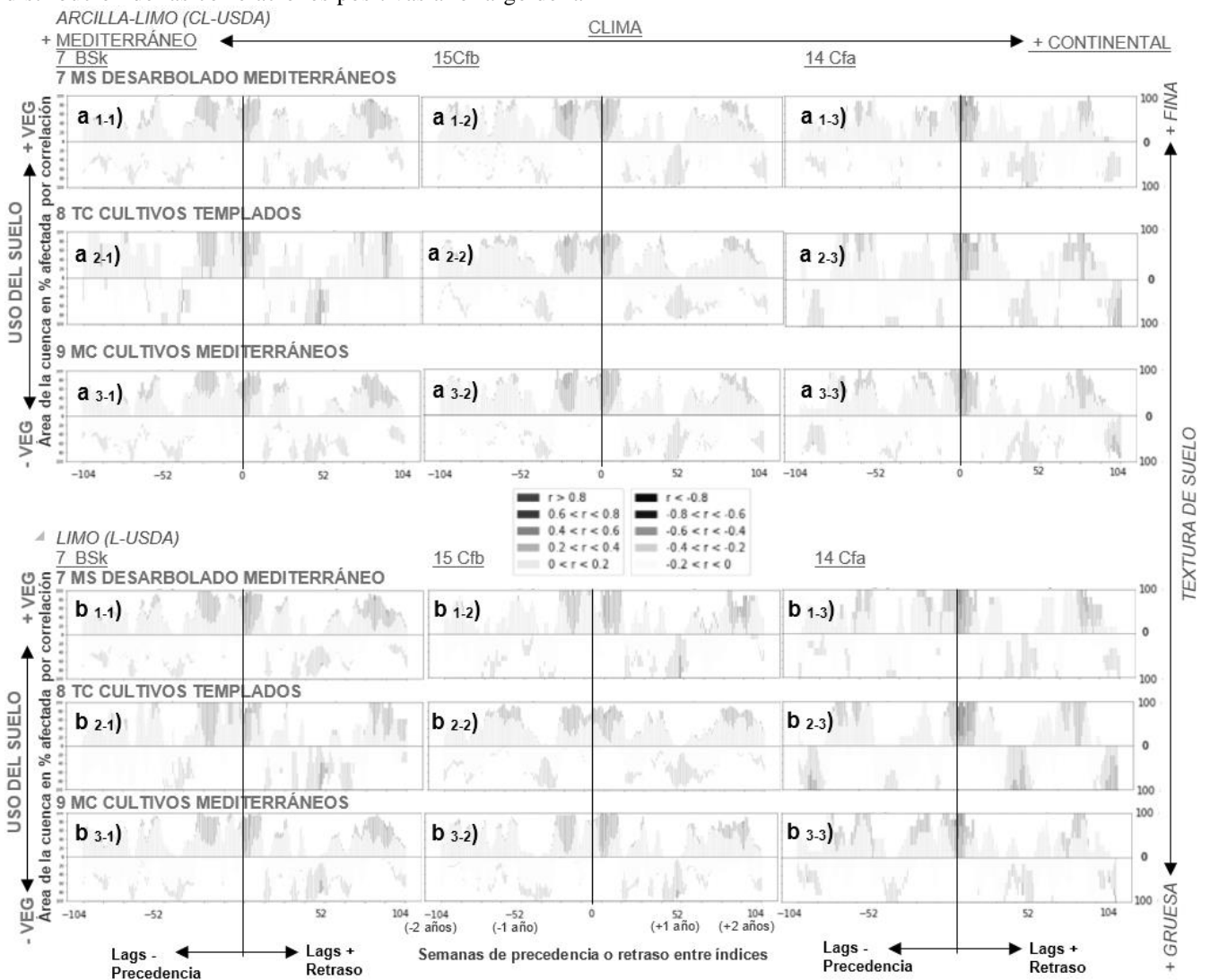
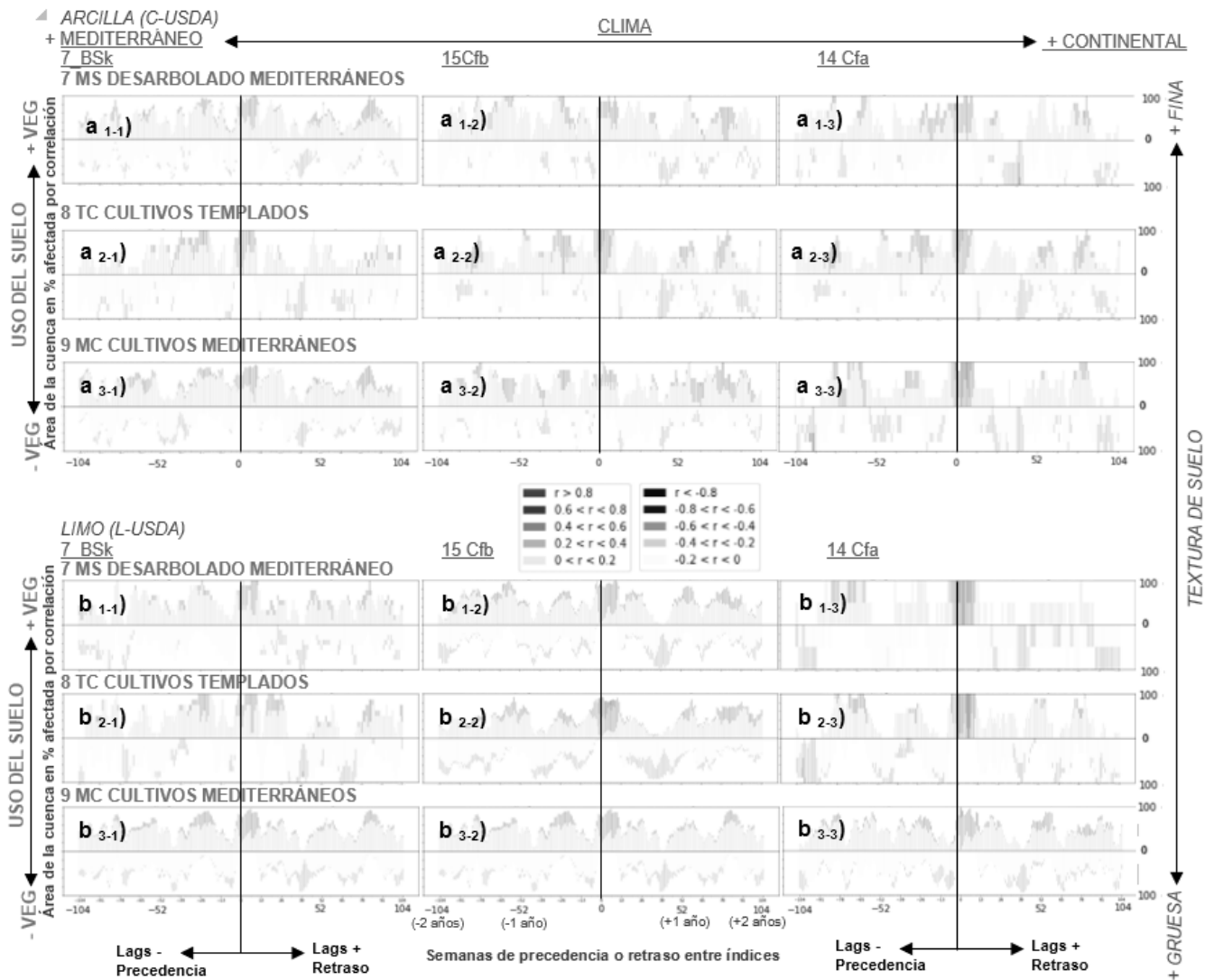


Fig. 3. Matriz de series de correlación entre el índice de anomalía de lluvia SPI y el índice de anomalía de evapotranspiración ETDI en función de los siguientes factores físicos influyentes: 3 grupos de climas (BSk, Cfb y Cfa, en estilo subrayado) y 3 grupos de uso de suelo (7MS Desarbolado mediterráneo, 8 Cultivos templados, 9MC Cultivos mediterráneos, en estilo negrita) en dos tipos distintos de texturas de la clasificación USDA (Arcilloso-limosa (CL) y limosa (L), en estilo cursiva). El rango de correlaciones para cada combinación cubre entre -104 y +104 semanas de desfase (-2 a +2 años).



**Fig. 4.** Matriz de series de correlación entre el índice de anomalía de lluvia SPI y el índice de anomalía de humedad del suelo SMDI en función de los siguientes factores físicos influyentes: 3 grupos de climas (BSk, Cfb y Cfa, en estilo subrayado) y 3 grupos de uso de suelo (7MS Desarbolado mediterráneo, 8 Cultivos templados, 9MC Cultivos mediterráneos, en estilo negrita) en dos tipos distintos de texturas de la clasificación USDA (Arcillosa (C) y limosa (L), en estilo cursiva). El rango de correlaciones para cada combinación cubre entre -104 y +104 semanas de desfase (-2 a +2 años) entre los índices SPI13 y SMDI.

A diferencia de lo ocurrido en el análisis del SPIw13-ETDI, en que era el clima lo que gobernaba las variaciones en la concentración de las correlaciones positivas en el corto plazo (el de retraso de las anomalías de humedad de suelo), en este análisis SPIw13-SMDI, la textura de suelo es un segundo factor muy influyente. La diferencia en la concentración de las correlaciones positivas en el corto plazo es notable entre los suelos de clase textural arcilla (C) y los de clase limosa (L) más gruesa (Fig. 4, a2 vs b2), especialmente en el caso del clima Cfa, más que en los climas Cfb o BSk. La textura de suelo más fina parece amortiguar los efectos climáticos y de uso del suelo, y/o sus interacciones, en comparación con la textura de suelo más gruesa.

Se aprecia interacción entre el clima y la textura del suelo al comparar las series de correlación entre SPI13w y SMDI ilustradas en la Fig. 4. La textura de suelo no

introduce cambios notables en la distribución de las correlaciones para la interacción SPI13w-ETDI.

Los climas con mayor sincronía entre las anomalías de lluvia y de humedad del suelo (correlación más concentrada en el corto plazo), como el Cfa, experimentan mayores cambios en la distribución de las correlaciones al cambiar la textura de más fina a más gruesa.

Al igual que en el caso del análisis SPIw13-ETDI, existen clústeres de correlaciones positivas entre SPIw13 y SMDI hasta el rango interanual (+39 a +104 semanas), especialmente en la textura de suelo más fina, que son coherentes con la gran variabilidad climática interanual de la zona de estudio. De manera similar, las correlaciones negativas abundan en el rango supra-estacional (+39 semanas), indicando un umbral de cambio de las correlaciones entre índices en torno a los nueve meses.

Por otra parte, los resultados muestran una influencia del tipo de uso del suelo en las correlaciones SPIw13-SMDI, que a vista de la Fig.4 (y otras no mostradas), es menor de la esperada para la relevancia de este factor. Su impacto se concentra en la distribución de las correlaciones negativas más que en el de las positivas. La similitud de resultados entre los usos de suelo es particularmente notoria entre el uso de suelo desarbolados y el de cultivos, entre los que cabría esperar más diferencia.

## 4.- Discusión

### 4.1. Clima

Los resultados indican un notable papel del clima en la modulación de las correlaciones entre SPIw13 y ETDI. Se evidencia la existencia de interacciones que van más allá del esperable retraso de la respuesta de las anomalías de evapotranspiración respecto a las de lluvia. En concreto, la mayor parte de la Cuenca del Ebro, representada por los climas en ella mayoritarios BSk y Cfb, muestra un notable clúster de influencia de las anomalías de evapotranspiración precedente en las anomalías de lluvia. Este resultado permite discutir dos aspectos relevantes en las correlaciones de doble clúster observadas.

El primero es que la propagación de la sequía no sólo se transmite de la atmósfera a la superficie, sino que existe retroalimentación de las anomalías entre la superficie y la atmósfera con magnitud variable que puede llegar a tener escala temporal estacional (Tuttle y Salvucci, 2016). La limitada persistencia de anomalías positivas de evapotranspiración en el clima semiárido de la Península Ibérica dificulta que este aspecto genere una respuesta tan duradera como la estacional, al menos a escala regional. Ni siquiera áreas de la cuenca donde el reciclaje de la precipitación es más importante como las del Pirineo Oriental (Bisselink et al., 2008; Keune y Miralles, 2019), donde se localiza precisamente el clima Cfa, podrían experimentar una retroalimentación tan duradera.

El segundo aspecto está relacionado con las anomalías oceánicas. Éstas sí son capaces de generar anomalías estacionales en variables con impacto en la interacción lluvia-evapotranspiración a escala de la Península Ibérica, mucho más teniendo en cuenta que es bien conocida su influencia en las sequías de la Península Ibérica (Vicente-Serrano et al., 2011). El hecho de que la distinción entre los climas con influencia estacional precedente de la evapotranspiración sobre la lluvia (BSk y Cfa) frente a los que no la sufren (Cfb) se corresponda con climas afectados por las anomalías atlánticas frente a los de influencia mediterránea menos sensibles a ellas (Martin-Vide y López-Bustins, 2006) da credibilidad al segundo aspecto basado en teleconexiones climáticas. El clima Cfa está más expuesto a la dinámica del mar Mediterráneo, donde las anomalías tienden a ser de mayor escala temporal que las del Atlántico (Martin-Vide y López-Bustins, 2006).

Todo ello explica por qué los resultados muestran un impacto dominante del clima sobre los otros dos factores

analizados (uso y textura del suelo) en la interacción SPIw13-ETDI, cuya naturaleza es eminentemente atmosférica. La existencia de clústeres de correlación positiva moderada entre el SPIw13 y el ETDI más allá de la escala temporal estacional puede atribuirse a las anomalías oceánicas mencionadas anteriormente cuando su influencia alcanza la escala temporal interanual, lo que está reportado por múltiples estudios en la Península Ibérica (Gimeno et al., 2002; Sánchez-Gómez et al., 2016).

La influencia dominante del clima permanece en el caso de la interacción entre anomalías de lluvia y de humedad de suelo (SPIw13-SMDI), pero con más participación de los otros factores, uso y textura del suelo, en los cambios en las correlaciones observadas en los resultados.

### 4.2. Textura del suelo

La textura de suelo se erige como el segundo factor más influyente en la interacción entre índices de sequía, pero restringida a la interacción del SPIw13 con el SMDI, pues, como se ha visto anteriormente, en la interacción SPIw13-ETDI apenas intervienen los factores de suelo.

Los resultados muestran que las texturas más gruesas favorecen la sincronía de las anomalías de lluvia y humedad del suelo, especialmente en climas como el Cfa tendentes a experimentar lluvias concentradas en cortos periodos de tiempo (Casas-Castillo et al., 2007). La influencia de la textura observada en los resultados es por tanto una influencia que se manifiesta acoplada a la del clima. Muestra de ello es que la influencia de la textura se muestra más amortiguada en el caso de los tipos de climas BSk y Cfb en comparación con el tipo de clima Cfa. El mayor reparto de los clústeres de correlación positiva a lo largo de la ventana de análisis (de -104 a 104 semanas) en los climas BSk y Cfb es una causa razonable. Este reparto más distribuido de las correlaciones puede deberse a que suelos predominantemente no muy vegetados bajo esos tipos de clima pueden presentar ciclos de memoria de la capacidad de retención de humedad más largos, incluso a escala interanual (Orth y Seneviratne et al., 2012).

Dentro de cada tipo de clima (Fig. 4), la concentración de las correlaciones entre SPIw13 y SMDI para limos evidencia el importante impacto de la textura en los aspectos de sincronía de la propagación de las anomalías. La textura de suelo más fina muestra más capacidad de amortiguación de las anomalías debido a su ciclo de humectación y desecado más prolongado (Martínez-Fernández et al. 2021). Las texturas más gruesas pueden seguir con más fidelidad las anomalías de lluvia, tal y como ha sido ya reportado en otras áreas de la Península Ibérica (Martínez-Fernández et al., 2021).

Desafortunadamente la escasez de áreas con texturas más gruesas dificulta comprobar este aspecto fuera del rango arcilla-limo y complican la generalización de esta apreciación. Se hace necesario formular futuros estudios para determinar con precisión la contribución real de las texturas más gruesas de suelo en las diferencias en las

correlaciones temporales entre índices. Más allá de estas incertidumbres, y de que la respuesta puede distar de ser lineal, la textura del suelo tiene un papel relevante, pero aún por explorar en la transmisión más o menos amortiguada de las anomalías atmosféricas a la zona no saturada.

#### 4.3. Uso del suelo

Los tipos de uso de suelo investigados resultan bastante similares entre sí debido a la dificultad de encontrar áreas con uso de suelo contrastado en las zonas de transición donde se superponen clima, usos y texturas de suelo. Teniendo en cuenta estas limitaciones, es coherente que los resultados muestren más similitudes entre los usos de suelo dedicados a cultivos que entre éstos y los de terrenos desarbolados. Sin embargo, el terreno desarbolado muestra en realidad sólo ligeras diferencias con los anteriores dada su similitud con uso del tipo cultivos de secano tal y como se observa en otros estudios en la zona (Dari et al., 2021). Este resultado es coherente con la naturaleza de este tipo de suelos en ambiente mediterráneo, que se caracterizan por vegetación de escaso desarrollo y de ciclo fenológico muy similar al de cultivos de secano, donde la interacción entre humedad de suelo y evapotranspiración para cereales y pastos muestran respuestas ligeramente diferentes en el tiempo, pero análogos (Sánchez et al., 2012).

Sería interesante extender el análisis a otros tipos de usos de suelo más vegetados (no tan comunes en la Depresión del Ebro) que los desarbolados y de cultivos, para discutir si experimentan diferencias más marcadas que las observadas en éstos. Este aspecto es de interés para identificar si las diferencias de vegetación determinan cambios relevantes en la modulación de las anomalías de humedad de suelo y su interacción con las atmosféricas en la cuenca.

No obstante, las diferencias en la distribución de las correlaciones negativas para la interacción SPIw13-SMDI (Fig.4) en comparación con la SPIw13-ETDI (Fig. 3) sí sugieren una cierta influencia del tipo de uso de suelo durante los periodos de transición de las anomalías de humedad del suelo. Es necesario comprobar su efecto sobre tipos de suelo más contrastados, como las analizadas por Orth y Seneviratne (2012), para poder formular apreciaciones más esclarecedoras sobre el rol de este factor en la propagación de las anomalías climáticas a las de suelo, especialmente cuando se toman datos de teledetección con incertidumbres en la medida de humedad de suelo asociadas, precisamente, al uso del suelo (Escorihuela y Quintana-Seguí, 2016).

Además, pese a no mostrar claros indicios de experimentar interacción con la textura de suelo, cabe suponer que la evolución del uso del suelo en zonas no cultivadas se ve influenciado en cierta medida por su textura que determina la vegetación potencial (Dodd et al., 2002). Esta interacción puede ser un aspecto relevante a tratar en el caso de cuencas con cambio de uso de suelo reciente como la del Ebro.

## 5.- Conclusiones

Diversos factores físicos del sistema suelo-atmósfera condicionan las características de la propagación de la sequía desde el nivel atmosférico al nivel de la zona no saturada. Entre ellos, las múltiples variables climáticas y sus anomalías se muestran dominantes en la determinación del modo de interacción de las anomalías de lluvia con las de evapotranspiración. Los tipos de climas representativos de la fachada oceánica y el interior peninsular (Cfb y BSk) inducen una distintiva señal de dependencia de las anomalías de lluvia en función de las precedentes de evaporación que no se observa en climas continentales (Cfa). El clima continental Cfa, por el contrario, muestra una concentración de la dependencia de la anomalía de humedad del suelo en la de lluvia que no es tan marcada en los climas BSk y Cfb. El tipo de clima define así marcadas diferencias en las interacciones entre las anomalías atmosféricas y entre éstas y las de suelo, de notable repercusión en la propagación de la sequía.

De entre los factores físicos del suelo, las texturas del suelo más gruesas concentran la dependencia de la humedad de suelo en los momentos posteriores a la aparición de las de la lluvia, mientras las más finas tienen a amortiguar y retrasar los cambios en la interacción entre las anomalías. El impacto de la textura de suelo afecta eminentemente a la interacción entre anomalías de lluvia y las de humedad de suelo y no a las de evapotranspiración con las de lluvia.

El uso de suelo o cobertura del suelo, dentro del rango entre cultivos y terrenos escasamente vegetados, se muestra de limitada influencia en las interacciones entre la anomalía de lluvia y la de humedad del suelo. No se observa la esperable influencia del tipo de uso de suelo en la interacción entre las anomalías de lluvia y las de evapotranspiración a causa del restringido grupo de tipos de uso analizados.

El estudio muestra el interés en la investigación del papel de las características físicas del territorio en la evolución de la sequía, muy relacionadas con los procesos de la zona no saturada. Este análisis tiene relevancia para mejorar la monitorización de sequías en regiones, como la Península Ibérica, abocadas a sufrir el recurrente impacto de este riesgo natural.

*Agradecimientos.* Este estudio es parte del proyecto HUMID [CGL2017-85687-R] financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI), en el marco de las ayudas AEI/FEDER-EU. Este estudio fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España (Proyecto ESP2017-89463-C3-3-R), la Junta de Castilla y León (Proyecto SA112P20), el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) y el proyecto Unidad de Excelencia CLU-2018-04, cofinanciado por FEDER y la Junta de Castilla y León.

## 6.- Bibliografía

- Beck, H.E., N.E. Zimmermann, T.R. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, y E.F. Wood, 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Sci. Data* 5:180214.
- Bisselink, B., y A. J. Dolman, 2008. Precipitation Recycling: Moisture

- Sources over Europe using ERA-40 Data. *J Hydrometeorol*, 9(5), 1073–1083.
- Casas-Castillo, M., M. Herrero, M. Ninyerola, X. Pons, R. Rodríguez, A. Rius, y A. Redaño, 2007. Analysis and objective mapping of extreme daily rainfall in Catalonia. *Int J Climatol*, 27(3), 399–409.
- Dari, J., P. Quintana-Seguí, M.J. Escorihuela, V. Stefan, L. Brocca, y R. Morbidelli, 2021. Detecting and mapping irrigated areas in a Mediterranean environment by using remote sensing soil moisture and a land surface model. *J. Hydrol.*, 596, 126129.
- Dodd, M.B., W.K. Lauenroth, I.C. Burke, y P.L. Chapman, 2002. Associations between vegetation patterns and soil texture in the shortgrass steppe. *Plant Ecol*, 158(2), 127-137.
- Escorihuela, M.J., y P. Quintana-Seguí, 2016. Comparison of remote sensing and simulated soil moisture datasets in Mediterranean landscapes. *Remote Sens Environ*, 180, 99–114.
- Faroux, S., A.T. Kaptué Tchuenté, J.L. Roujean, V. Masson, E. Martin, y P.L. Moigne, 2013. ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci Model Dev*, 6(2), 563-582.
- Gimeno, L., P. Ribera, R. Iglesias, L. de la Torre, R. García, y E. Hernández, 2002. Identification of empirical relationships between indices of ENSO and NAO and agricultural yields in Spain. *Clim. Res.*, 21(2), 165-172.
- Keune, J., y D.G. Miralles, 2019. A precipitation recycling network to assess freshwater vulnerability: Challenging the watershed convention. *Water Resour. Res.*, 55(11), 9947-9961.
- Martin-Vide, J., y J.A. Lopez-Bustins, 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *Int J Climatol*, 26(11), 1455–1475.
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, A. Gumuzzio y C.M. Herrero-Jiménez, 2016. Satellite soil moisture for agricultural drought monitoring: Assessment of the SMOS derived Soil Water Deficit Index. *Remote Sens Environ*, 177, 277-286.
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, y L. Almendra-Martín, 2021. Soil moisture memory and soil properties: An analysis with the stored precipitation fraction. *J. Hydrol.*, 593, 125622.
- Masson, V., P. L. Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, y A. Voldoire, 2013. The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci Model Dev*, 6(4), 929-960.
- McKee, T.B., N.J. Doesken, y J. Kleist, 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology (Vol. 17, No. 22, pp. 179-183)*.
- Merlin, O., C. Rudiger, A. Al Bitar, P. Richaume, J.P Walker, y Y. Kerr, 2012. Disaggregation of SMOS soil moisture 907 in Southeastern Australia. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 50(5), 1556-1571.
- Mu, Q., M. Zhao, y S.W. Running, 2013. MODIS global terrestrial evapotranspiration (ET) product (NASA 931 MOD16A2/A3). *Algorithm Theoretical Basis Document, Collection, 5*.
- Narasimhan, B., y R. Srinivasan, 2005. Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agric For Meteorol*, 133(1-4), 69-88.
- Noilhan, J., y S. Planton, 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly 942 weather review*, 117(3), 536-549.
- Noilhan, J., y J.F. Mahfouf, 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Glob Planet Change*, 13(1-4), 945 145-159.
- Orth, R., y Seneviratne, S. I., 2012. Analysis of soil moisture memory from observations in Europe. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 117(D15).
- Sánchez-López, G., A. Hernández, S. Pla-Rabès, R. Trigo, M. Toro, M.I. Granados, y S. Giralt, 2016. Climate reconstruction for the last two millennia in central Iberia: The role of East Atlantic (EA), North Atlantic Oscillation (NAO) and their interplay over the Iberian Peninsula. *Quat Sci Rev*, 149, 135-150.
- Quintana-Seguí, P., M.C. Peral, M. Turco, M.C. Llasat, y E. Martin, 2016. Meteorological Analysis Systems in North-995 East Spain: Validation of SAFRAN and SPAN. *J. Environ. Inform.* 27(2):116–130, 996.
- Quintana-Seguí, P., M. Turco, S. Herrera., y G. Miguez-Macho, 2017. Validation of a new SAFRAN-based gridded 999 precipitation product for Spain 25 and comparisons to Spain02 and ERA-Interim. *Hydrol Earth Syst Sci*, 1000 21(4):2187–2201.
- Running, S. W., Q. Mu, M. Zhao, y A. Moreno, 2017. MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA 1023 MOD16A2/A3) *NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm*. NASA: Washington, DC, USA.
- Sánchez, N., J. Martínez-Fernández, J. González-Piqueras, M.P. González-Dugo, G. Baroncini-Turricchia, E. Torres, A. Calera y C. Pérez-Gutiérrez, 2012. Water balance at plot scale for soil moisture estimation using vegetation parameters. *Agric For Meteorol*, 166, 1-9.
- Tuttle, S., y G. Salvucci, 2016. Empirical evidence of contrasting soil moisture–precipitation feedbacks across the United States. *Science*, 352(6287), 825-828.
- Vicente-Serrano, S. M., J.I. López-Moreno, J. Lorenzo-Lacruz, A. El Kenawy, C. Azorín-Molina, E. Morán-Tejeda, y M. Angulo-Martínez, 2011. The NAO impact on droughts in the Mediterranean region. In *Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the north Atlantic oscillation in the mediterranean region* (pp. 23-40). Springer, Dordrecht.



## **Área temática III**

**Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero**



## MODELOS DE FLUJO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS EN LAS GRAVAS DEL ALUVIAL DEL RÍO GÁLLEGO EN EL ENTORNO DEL VERTEDERO DE SARDAS (SABIÑÁNIGO, HUESCA)

J. Samper<sup>1</sup>, B. Sobral<sup>1</sup>, A. Mon<sup>1</sup>, B. Pisani<sup>1</sup>, L. Montenegro<sup>1</sup>, J. Guadaño<sup>2</sup> y J. Gómez<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), ETS de Ingenieros de Caminos, Universidade da Coruña, España, correo electrónico: j.samper@udc.es; bruno.pisani@udc.es; acacia.naves@udc.es; brais.sobral@udc.es; web: <https://cica.udc.es/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

<sup>2</sup>Empresa para la Gestión de Residuos Industriales, S.A., S.M.E., M.P. (EMGRISA). C/ Santiago Rusiñol, 12, 28040 Madrid. e-mail: jguadano@emgrisa.es, jgperez@emgrisa.es, web: <http://www.emgrisa.es>

**RESUMEN.** Se ha elaborado un modelo 2D en planta de flujo subterráneo en el aluvial del río Gállego desde la presa de Sabiñánigo hasta la confluencia con el río Aurín 2 km aguas arriba. El dominio se ha discretizado con una malla 2D de elementos finitos triangulares. Se han calibrado las entradas de agua procedentes de la terraza fluvio-glacial en la margen derecha y los coeficientes de goteo de las descargas al embalse de Sabiñánigo y por debajo de la presa. Los resultados del modelo confirman que el caudal de agua procedente del vertedero fluye por las gravas del aluvial y descarga al embalse a través de los sedimentos de colmatación depositados en el fondo del embalse, especialmente en el antiguo cauce del río Gállego. Por otro lado, se ha realizado un modelo de flujo y transporte del hexaclorociclohexano (HCH) disuelto total. El modelo se basa en la hipótesis de que el producto disuelto está en equilibrio con el presente en la fase densa o sorbido en las fases sólidas del acuífero. La relación de equilibrio entre las concentraciones del HCH disuelto total y el HCH en la fase sólida se ha simulado mediante un coeficiente de distribución,  $K_d$ , constante. Los resultados de la simulación indican que la conductividad hidráulica vertical y el coeficiente de distribución del HCH en los sedimentos de colmatación son los parámetros que más influyen en la descarga de este producto desde el aluvial hacia el embalse a través de los sedimentos y los limos del aluvial.

**ABSTRACT.** We present a 2D groundwater flow model of the Gállego alluvial aquifer, which extends from the Sabiñánigo dam to the mouth of the Aurín river located 2 km upstream. The domain has been discretized with a 2D triangular finite element mesh. The water inflows from the fluvio-glacial terrace on the right bank and the leakage coefficients of the discharges to the Sabiñánigo reservoir and underneath the dam were calibrated. The results of the model confirm that the water coming the Sardas landfill discharges into the reservoir through the silting sediments deposited at its bottom, especially along the bed of the Gállego river prior to the construction of the dam. The solute transport model is based on the hypothesis that total dissolved hexachlorocyclohexane (HCH) is in equilibrium with the HCH in the nonaqueous phase (DNAPL) and the contaminants sorbed in the solid materials of the aquifer. The equilibrium relationship between the concentrations of dissolved and sorbed concentrations has been simulated by using a constant distribution coefficient,  $K_d$ . The

simulation results indicate that the vertical hydraulic conductivity and the distribution coefficient of HCH in the silting sediments are the parameters that most influence the discharge of HCH from the alluvial aquifer towards the reservoir through the silting sediments.

### 1.- Introducción

Los pesticidas organoclorados se utilizaron para el control de plagas en la producción agrícola en las décadas de los 50 y 60 del siglo XX debido a su bajo coste y a su alta efectividad (Grung et al., 2015). Entre ellos, el hexaclorociclohexano (HCH) se utilizó en Europa hasta que se descubrió que su aplicación era perjudicial para los seres humanos (Vijgen et al. 2019). Numerosas empresas comenzaron a trabajar en el aislamiento del isómero  $\gamma$ , conocido como lindano (Vijgen et al., 2019).

El lindano se prohibió en la Unión Europea en 2008 debido a sus propiedades carcinógenas, persistentes, bioacumulativas y de perturbación del sistema endocrino (Schonard, 2016). Su uso está prohibido en la actualidad en al menos 52 países. El lindano ( $\gamma$  - HCH) y otros isómeros de HCH ( $\alpha$  - HCH y  $\beta$  - HCH) se incluyeron en 2009 en la lista de Contaminantes Orgánicos Persistentes (COP) del Convenio de Estocolmo (Schonard, 2016).

Se estima que pueden existir entre 4.2 y 7.2 millones de toneladas de residuos de HCH/COPs en todo el mundo. Estos residuos contaminan los suelos y las aguas superficiales y subterráneas (Schonard, 2016). Los COPs son muy tóxicos, resistentes a la degradación, bioacumulables y muestran una elevada persistencia tanto en la atmósfera como en el subsuelo (Ma et al., 2003, 2020). En España existen varios emplazamientos afectados por la producción de lindano: en Huesca, la fábrica de INQUINOSA (Fernández et al., 2013), en Pontevedra y en Vizcaya. Recientemente se ha puesto en marcha en Europa el Proyecto Interreg LINDANET para crear una red europea de regiones afectadas por el lindano (<https://www.interregeurope.eu/lindanet/>).

La fábrica de lindano de INQUINOSA en Sabiñánigo (Huesca) funcionó desde 1975 hasta 1992 (Fernández et al., 2013). Los residuos de polvo y líquidos de la producción de lindano se depositaron en el vertedero de Sardas (Fernández et al., 2013). El vertedero de Sardas se encuentra sobre las margas de Larrés sin impermeabilizar (DGA, 1997). Ocupa una superficie de 4 ha y está situado a

menos de 500 m al este del embalse de Sabiñánigo construido para suministrar energía hidroeléctrica a las poblaciones cercanas. El agua del río Gállego abastece a las poblaciones aguas abajo por lo que la presencia de HCH supone un riesgo para la salud humana y los ecosistemas.

El vertedero de Sardas situado en una cárcava existente aguas arriba del aluvial del río Gállego estuvo en funcionamiento desde la década de los 60. En la década de los 80 el vertedero estaba completamente colmatado por más de 400 Dm<sup>3</sup> de residuos sólidos urbanos, de construcción, e industriales, incluyendo los de la producción de lindano en la fábrica de INQUINOSA. Se estima que entre 30 y 80 Gg de los residuos son isómeros de HCH (Fernández et al., 2013).

En 1992 se realizó un sellado superficial y lateral del vertedero. En 2009, se detectó un DNAPL en la superficie (Fernández et al., 2013). A partir de entonces, se inició un estudio de medición continua en el vertedero, así como el estudio del comportamiento hidrogeológico del vertedero y el aluvial del río Gállego.

Samper et al. (2019) presentaron unos modelos de flujo subterráneo de agua y solutos en el emplazamiento realizados a lo largo de un perfil vertical en dirección E-W que discurre a lo largo del thalweg de la antigua cárcava.

En este trabajo se presenta el modelo en planta de flujo subterráneo de agua y solutos en las gravas del aluvial del río Gállego desde la desembocadura del río Aurín en el mismo hasta la presa de Sabiñánigo. El modelo se ha realizado con el código CORE<sup>2D</sup> V5 (Samper et al., 2003; 2009; 2011).

El emplazamiento de Sardas incluye el vertedero y la parcela situada al pie del mismo (Fig. 1). Los materiales del vertedero fueron extraídos y esparcidos sobre el aluvial del río Gállego en los años 90 durante la construcción de la carretera N-330. Estos depósitos se encuentran sobre los limos del aluvial (IDOM-EMGRISA, 2011). Los lixiviados procedentes del vertedero fluyen por debajo de la pantalla frontal de bentonita que lo cierra continuando a través del relleno del terraplén de la N-330 hasta las gravas del aluvial. La conexión entre las gravas y el embalse de Sabiñánigo se produce a través de los limos del aluvial y de los sedimentos que colmatan el embalse.



Fig. 1. Situación del vertedero de Sardas (Sabiñánigo) en la cuenca del río Gállego, afluente del río Ebro. Se presenta la traza del modelo en el perfil del vertedero de Sardas (Samper et al., 2019).

## 2.- Materiales y métodos

### 2.1. Modelo conceptual

El aluvial del río Gállego está compuesto por una capa superficial de limos, debajo de la cual sitúan las arenas y las gravas (Fig. 2). El modelo analiza el flujo que tiene lugar a través de las gravas y las arenas ya que su conductividad hidráulica es varios órdenes de magnitud mayor que la del resto de los materiales del aluvial.

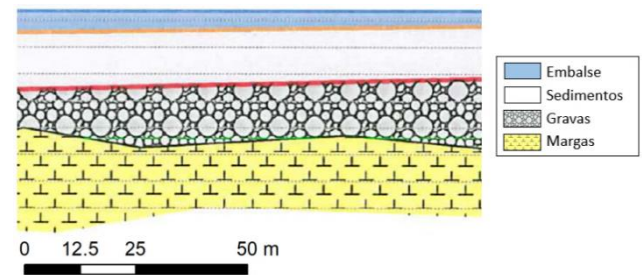


Fig. 2. Corte geológico esquemático del aluvial del río Gállego (CHE, 2010).

El dominio en el que se aplica el modelo limita por el sur con la presa y por el norte con la desembocadura del río Aurín. El contorno del modelo en la margen derecha en la que está situada INQUINOSA, donde la llanura aluvial está en contacto con la terraza fluvio-glaciaria, se ha definido teniendo en cuenta el mapa de sombras calculado a partir del MDT, con los datos de los sondeos situados perforados en el aluvial.

Los principales objetivos del modelo son: 1) Cuantificar el efecto marea que producen las fluctuaciones diarias del nivel del embalse de Sabiñánigo sobre el nivel piezométrico del acuífero; 2) Estimar la conductividad hidráulica de los sedimentos del fondo del embalse; y 3) de las gravas.

El modelo conceptual se basa en las siguientes hipótesis: 1) El flujo se produce a través de las arenas y las gravas; y 2) Existen entradas de agua subterráneas por los contornos procedentes de las terrazas fluvio-glaciarias en la margen derecha y de las margas de Larrés en la margen izquierda.

El espesor del aluvial se ha interpolado a partir de los datos disponibles de depósitos de gravas y arenas medidos en los sondeos perforados en la zona del embalse (CHE, 2010), en las proximidades de la fábrica de INQUINOSA (NOTIO, 2017) y en el emplazamiento de Sardas aguas abajo del vertedero (EMGRISA, 2011; 2013; 2014; 2015; 2016; 2017; 2018). Aguas arriba del puente de la N-330 se ha supuesto un espesor de aluvial constante e igual a 2.5 m.

### 2.2. Modelo bidimensional en planta de flujo en el aluvial del río Gállego

En la Fig. 3 se muestra el dominio del modelo y la extensión del embalse de Sabiñánigo sobre una ortofoto de la zona.

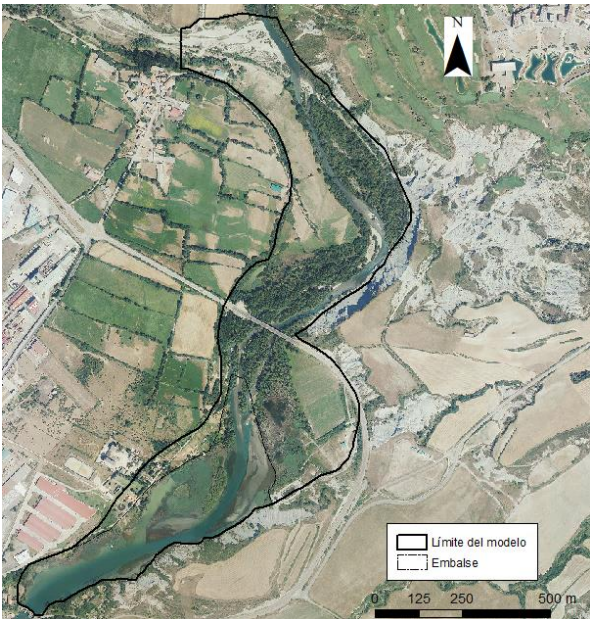


Fig. 3. Localización del límite del dominio del modelo y del embalse de Sabiñánigo sobre una ortofoto de la zona de estudio.

El dominio del modelo se ha discretizado con una malla 2D de elementos finitos triangulares. La malla se compone de 2348 nudos y 4475 elementos. El tamaño de los elementos es mayor en la zona de aguas arriba del vertedero donde afloran las gravas y en las terrazas de cultivo aguas arriba del puente de la N-330. Se ha adoptado un tamaño intermedio en la zona del embalse y en el cauce del río Gállego. La malla se ha refinado especialmente aguas abajo de la pantalla frontal de bentonita en la zona del vertedero de Sardas donde se encuentran la mayor parte de los sondeos de los que se dispone de datos piezométricos.

### 2.2.1. Estructura del modelo

Una zona de material es un conjunto de elementos que comparten las mismas propiedades hidrodinámicas: la conductividad hidráulica en saturación,  $K$  y el coeficiente de almacenamiento específico,  $S_s$ . Se han definido dos zonas de materiales con diferentes conductividades hidráulicas. Se ha partido de los valores de  $K$  estimados en los ensayos de bombeo que se han modificado posteriormente para ajustar los niveles de los sondeos. Se ha definido una zona de material menos permeable en la margen derecha cerca de la fábrica de INQUINOSA ya que en esta zona los niveles piezométricos son algo más elevados que en los sondeos próximos (Fig. 4). Algunos de estos sondeos podrían estar perforados en el coluvial de la terraza fluvio-glaciaria. La conductividad hidráulica de las gravas se ha estimado en 400 m/d, mientras que  $K = 1.7$  m/d en la formación de la margen próxima a INQUINOSA. El coeficiente de almacenamiento específico de las gravas se ha estimado en  $2 \cdot 10^{-4}$  y el de la formación de la margen próxima a INQUINOSA es igual a  $10^{-5}$ .

### 2.2.2. Condiciones de contorno

Se han considerado entradas de agua al modelo procedentes de la recarga por infiltración de la precipitación y a través de los contornos en las dos márgenes del aluvial.

La recarga por infiltración del agua de lluvia en las zonas en las que las gravas están confinadas por los limos es igual a 131 mm/año. La recarga es algo mayor (170 mm/año) en las zonas en las que afloran las gravas. Se ha supuesto que las zonas agrícolas se encuentran sobre los limos del aluvial mientras que las zonas forestales coinciden con las zonas de afloramiento de las gravas. La Fig. 4 muestra las zonas del modelo en las que las gravas están confinadas por los limos del aluvial, las zonas en las que las gravas se encuentran debajo del embalse (confinadas por los sedimentos de colmatación y los limos del aluvial), y las zonas en las que las gravas afloran en superficie. También, se muestra la zona de baja permeabilidad próxima a la fábrica de INQUINOSA.

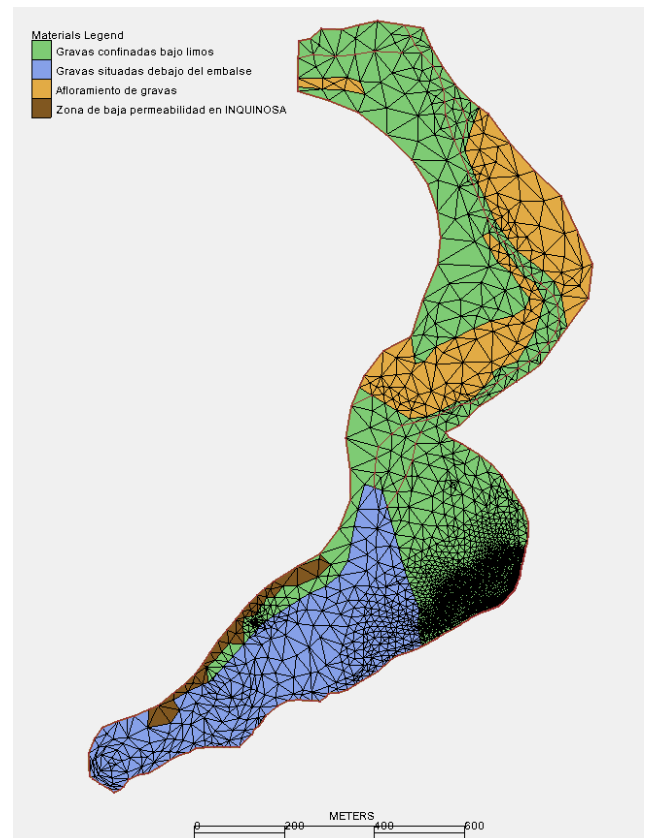


Fig. 4. Zonas de materiales utilizadas en el modelo 2D en planta, que incluyen: las gravas confinadas por los limos del aluvial, las gravas que se encuentran debajo del embalse (confinadas por los sedimentos de colmatación y los limos del aluvial), y las gravas que afloran en superficie. También, se muestra la zona de baja permeabilidad próxima a la fábrica de INQUINOSA.

Los contornos a lo largo de las dos márgenes del aluvial se simulan con una condición de tipo Neuman suponiendo que el caudal es uniforme por tramos. El caudal total del flujo procedente del vertedero de Sardas se ha supuesto

igual a 21,86 m<sup>3</sup>/d, similar al caudal que pasa debajo de la pantalla frontal de bentonita estimado por Samper et al. (2019). El resto de los caudales se han deducido ajustando los niveles piezométricos medidos en los sondeos durante la calibración.

Los cauces de los ríos Gállego y Aurín se han simulado con una condición de tipo mixto (Cauchy), en la que el caudal a través del contorno,  $Q$  (m<sup>3</sup>/d), se calcula mediante:  $Q = \alpha (H-h)$ ; donde  $\alpha$  es el coeficiente de goteo (m<sup>2</sup>/d),  $h$  es el nivel piezométrico en el contorno y  $H$  es el nivel externo. El nivel externo a lo largo de los cauces de los ríos se ha calculado a partir de las pendientes de los ríos. El coeficiente de goteo de los ríos Gállego y Aurín se ha tomado igual a 500 m<sup>2</sup>/d.

La condición de contorno o término fuente/sumidero de transferencia de agua desde el acuífero aluvial al embalse de Sabiñánigo se ha simulado con una condición de tipo Cauchy. El nivel externo,  $H$ , se ha considerado igual al nivel medido en el embalse por EMGRISA mediante medidas semihorarias. El coeficiente de goteo,  $\alpha$ , calibrado para cada nudo (m<sup>2</sup>/d), se ha calculado mediante:

$$\alpha = \frac{K_l V_n}{e_l b_a} \quad (1)$$

donde:

- $K_l$  es la conductividad hidráulica vertical de los sedimentos existentes entre las gravas y el embalse (m/d) que se ha estimado igual a 0,1 m/d en los limos del aluvial y 0,4 m/d en los sedimentos de colmatación
- $V_n$  es el volumen de acuífero asociado al nudo (m<sup>3</sup>)
- $e_l$  es el espesor medio de los sedimentos que se ha supuesto igual a 2,5 m
- $b_a$  es el espesor del acuífero calculado como el espesor medio de los elementos que rodean al nudo (m)

A partir de la ortofoto histórica del vuelo americano de 1956 se ha situado el cauce del río Gállego en la fecha de la construcción de la presa (Fig. 5). También se han delimitado las zonas agrícolas existentes antes de la construcción de la presa. En estos campos de cultivo se ha supuesto que las gravas estaban confinadas por los limos cuaternarios. CHE (2009) describe el pronunciado proceso de aterramiento que ha sufrido el embalse de Sabiñánigo tras la construcción de la presa. Es de esperar que en el cauce del río se hayan acumulado sedimentos de colmatación que, por su menor grado de compactación, posiblemente son más permeables que los limos del aluvial. No obstante, será necesario corroborar esta hipótesis mediante ensayos de campo.

El flujo por debajo de la presa del embalse de Sabiñánigo tiene lugar a través de las areniscas sobre las que se construyó la presa. El flujo subterráneo por debajo de la presa se ha simulado con una condición de tipo Cauchy.

Se han realizado modelos de flujo en régimen estacionario, transitorio plurianual y transitorio trimestral.

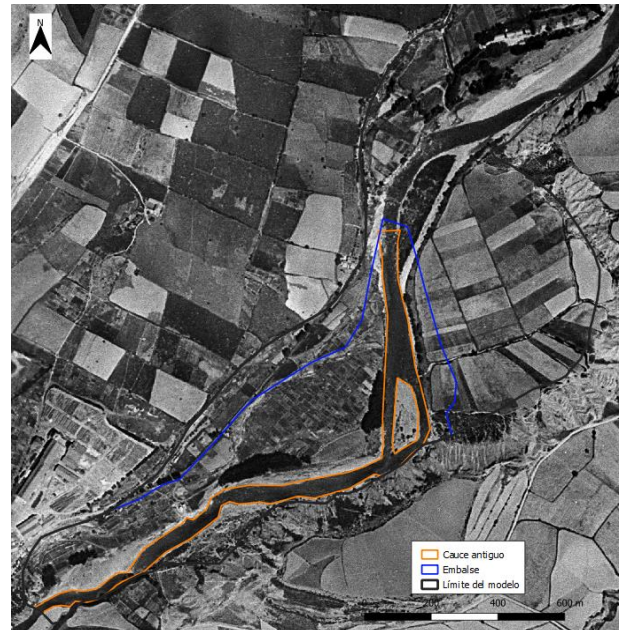


Fig. 5. Cauce del río Gállego antes de la construcción de la presa de Sabiñánigo (cauce antiguo). En el modelo se ha supuesto que el antiguo cauce se ha rellenado con los sedimentos de colmatación.

### 2.3. Modelo bidimensional en planta de transporte de HCH total en el aluvial del río Gállego

Se ha realizado un modelo transitorio de transporte del HCH disuelto total suponiendo flujo estacionario. El modelo se basa en la hipótesis de que el HCH disuelto está en equilibrio con el HCH de la fase densa y el HCH sorbido en las fases sólidas del acuífero. Se considera régimen estacionario de flujo con valores medios del nivel del embalse, de las recargas por infiltración y de los caudales de entrada y salida por los contornos. El tiempo de simulación del modelo de transporte de HCH es igual a 50 años. El incremento de tiempo de cálculo es igual a 3.04 días.

La zona de entrada de HCH disuelto procedente del vertedero se ha determinado a partir de la aureola de la concentración de HCH disuelto total medida en septiembre 2018. La concentración inicial de HCH se ha estimado a partir de los mapas de presencia de fase densa elaborados por EMGRISA. La concentración inicial y la concentración de HCH disuelto total agua procedente del vertedero es igual a 4000 µg/L.

Los parámetros de transporte de las dos zonas de materiales son iguales. La porosidad considerada es igual a 0.135. Las dispersividades longitudinal y transversal son iguales a 1 m. La densidad seca es igual a 2.65 g/L y la densidad aparente es igual a 2.29 g/L. El coeficiente de difusión en agua ( $D_0$ ) es igual a 10<sup>-10</sup> m<sup>2</sup>/s en todo el dominio.

La relación de equilibrio entre las concentraciones de HCH disuelto total y la de HCH en la fase sólida y en la fase densa se ha simulado utilizando un coeficiente de

distribución,  $K_d$ . El coeficiente de distribución del HCH se ha estimado a partir del producto del coeficiente de distribución agua-carbono orgánico,  $K_{oc}$ , y la fracción de carbono orgánico en el suelo,  $f_{oc}$ . Se ha calculado el rango de valores de  $K_d$  a partir de los datos de  $K_{oc}$  de la EPA (1996) y a partir de los valores calculados en función de la relación  $K_{oc}$  y el coeficiente de reparto octanol-agua,  $K_{ow}$  (Suntio *et al.*, 1988; Prager, 1995; EPA, 1996). No se dispone de datos de  $f_{oc}$  en el emplazamiento de Sardas. Por ello, se ha considerado un intervalo de valores de  $f_{oc}$  entre 0.001 y 0.002. Los intervalos de valores de  $K_d$  esperados en función de los estimados de  $K_{oc}$  y del de  $f_{oc}$  se presentan en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Intervalos de valores de  $K_d$  del HCH disuelto total estimados en el aluvial de Sardas del coeficiente de distribución agua-carbono orgánico,  $K_{oc}$ , y la fracción de carbono orgánico en el suelo,  $f_{oc}$ .

$f_{oc}$	Intervalo de $K_{oc}$ (L/kg)	Intervalo de $K_d$ (L/kg)
0,001	731 – 3249	0,73 – 974,7
0,002	731 – 3249	1,46 – 97,47

### 3.- Resultados y discusión

#### 3.1. Modelo bidimensional en planta de flujo en el aluvial del río Gállego

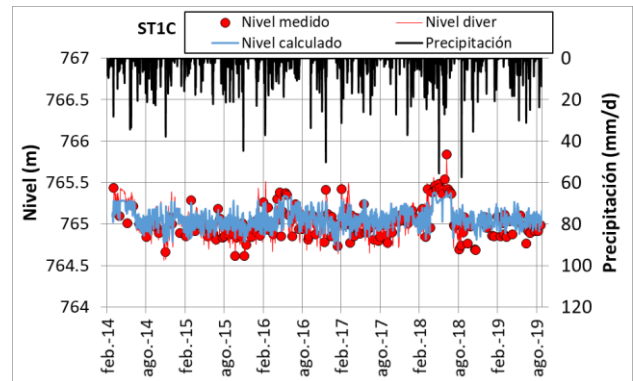
##### 3.1.1. Niveles

El ajuste de los niveles calculados a los medidos en el modelo de flujo en régimen estacionario en planta es bueno. Solo un sondeo tiene un residuo de más de 0.5 m y ningún residuo es mayor de 1 m. Las mayores discrepancias se encuentran en los sondeos en la zona de INQUINOSA debido a que los gradientes de nivel en esa zona son mucho mayores que en el resto del dominio. El índice de Nash-Sutcliffe (Kraus *et al.*, 2005) es igual a 0.71 que se corresponde con un valor aceptable del ajuste.

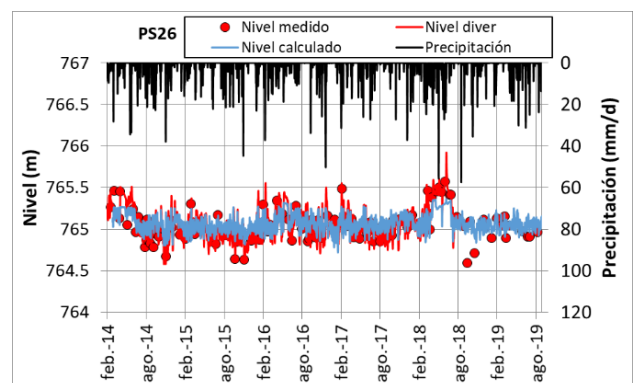
El ajuste de los niveles calculados con el modelo de flujo en régimen transitorio plurianual es muy bueno. Los hidrogramas de los niveles calculados reproducen en general los de los niveles medidos. Las oscilaciones del nivel del embalse provocan oscilaciones periódicas en los niveles de los sondeos y por ello la condición de contorno del embalse juega un papel preponderante en la dinámica el acuífero aluvial del río Gállego.

Las Figuras 6 y 7 presentan los hidrogramas de los sondeos ST1C y PS26 en régimen plurianual junto a las precipitaciones diarias medidas en la estación meteorológica del vertedero de Sardas. Por otro lado, las Figuras 8 y 9 muestran los hidrogramas medidos y calculados en los sondeos ST1C y PS26 entre entre el 1 de junio y el 30 de septiembre de 2017.

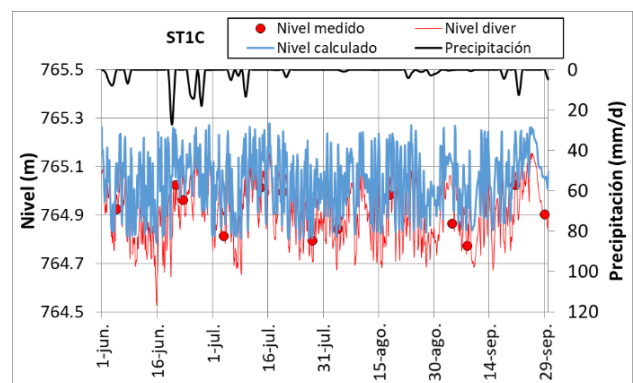
Las oscilaciones piezométricas medidas no guardan relación con las precipitaciones. Los niveles piezométricos calculados en las gravas son muy sensibles a las variaciones del nivel del embalse y del nivel del río Gállego aguas arriba del embalse y al aumento de la conductividad hidráulica vertical de los limos desde 0,04 m/d hasta 0,2 m/d.



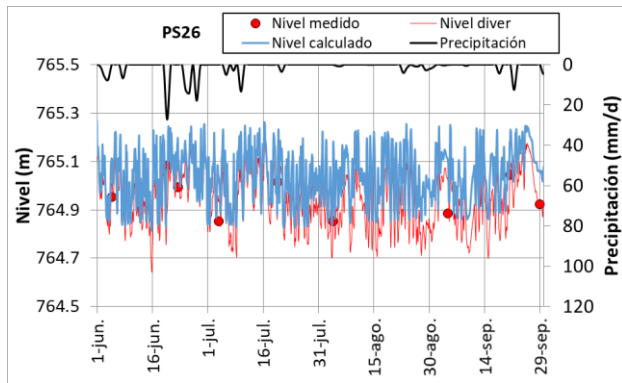
**Fig. 6.** Hidrogramas de niveles medidos manualmente (símbolos), niveles medidos con *diver* (línea roja) y niveles calculados (línea azul) para el sondeo ST1C en régimen transitorio plurianual. En el eje vertical secundario se presentan las precipitaciones diarias medidas en la estación meteorológica del vertedero de Sardas (línea negra).



**Fig. 7.** Hidrogramas de niveles medidos manualmente (símbolos), niveles medidos con el *diver* (línea roja) y niveles calculados (línea azul) para el sondeo PS26 en régimen transitorio plurianual. En el eje vertical secundario se presentan las precipitaciones diarias medidas en la estación meteorológica del vertedero de Sardas (línea negra).



**Fig. 8.** Hidrogramas de niveles medidos manualmente (símbolos), niveles medidos con el *diver* (línea roja) y niveles calculados (línea azul) para el sondeo ST1C en régimen transitorio trimestral. En el eje vertical secundario se presentan las precipitaciones diarias medidas en la estación meteorológica del vertedero de Sardas entre el 1 de junio y el 30 de septiembre de 2017 (línea negra).



**Fig. 9.** Hidrogramas de niveles medidos manualmente (símbolos), niveles medidos con el *diver* (línea roja) y niveles calculados (línea azul) para el sondeo PS26 en régimen transitorio trimestral.

A pesar de las incertidumbres adicionales que conlleva extender el modelo de flujo del aluvial hasta la confluencia con el río Aurín, ya que se carece de datos aguas arriba del puente de la nacional N-330, el resultado ha permitido identificar que las fluctuaciones del nivel del embalse se propagan hasta varios centenares de metros aguas arriba del puente de la N-330.

### 3.1.2. Balance hidrológico en el acuífero

Se ha calculado el balance de agua en el dominio del modelo. Las entradas de agua al modelo se presentan en la Tabla 2. Hay que destacar que la principal entrada se produce desde el aluvial del río Aurín. Le siguen en importancia las entradas por el contorno de la margen derecha. Se han calculado los valores de la desviación típica,  $\sigma$ , de los caudales diarios de entrada durante el periodo de simulación. El valor de  $\sigma$  es nulo en los contornos en los que el caudal es constante. Las entradas desde el río Aurín y las debidas a la recarga muestran valores muy bajos de  $\sigma$ .

Las salidas calculadas con el modelo de flujo se presentan en la Tabla 3. Hay que destacar el elevado valor de  $\sigma$  en los caudales de salida hacia el embalse debido a las fluctuaciones periódicas del nivel del embalse. Mientras que el caudal medio es igual a 26.8 m<sup>3</sup>/día, su desviación típica es igual a 230.9 m<sup>3</sup>/día. La diferencia entre las entradas y las salidas es igual a 89.80 m<sup>3</sup>/día. El error del cierre de balance es igual a 2.1 %.

**Tabla 2.** Caudales medios diarios (m<sup>3</sup>/d) de entrada en el modelo en régimen transitorio plurianual.  $\sigma$  es la desviación típica de los caudales diarios de entrada durante el periodo de simulación.  $\sigma = 0$  en los contornos en los que el caudal es constante.

Zona de entrada	Caudal		
	(m <sup>3</sup> /d)	(%)	$\sigma$ (m <sup>3</sup> /d)
Contorno margen izquierda (margas)	278.8	6.6	0
Contorno margen derecha (terrazas)	1229.0	29.3	0
Recarga en los afloramientos de limos	100.8	2.4	0.5
Recarga en los afloramientos de gravas	67.4	1.6	0.5
Entrada desde el río Aurín	2537.8	60.2	0.3
TOTAL	4213.8	100	-

**Tabla 3.** Caudales medios diarios (m<sup>3</sup>/d) de salida en el modelo en régimen transitorio plurianual.  $\sigma$  es la desviación típica de los caudales diarios de salida durante el periodo de simulación.

Zona de descarga	Caudal		
	(m <sup>3</sup> /d)	(%)	$\sigma$ (m <sup>3</sup> /d)
Embalse de Sabiñánigo	26,8	0,6	230,9
Por debajo de la presa	1008,5	23,4	14,3
Cauce principal del río Gállego	3007,2	69,9	128,5
Brazo noroeste del río Gállego	83,1	1,9	0,1
Brazo sureste del río Gállego	178,1	4,1	99,4
TOTAL	4303,6	100	-

### 3.2. Cálculo de las fracciones de mezcla

Se ha utilizado el método de las fracciones de mezcla para determinar las zonas de descarga del flujo de agua procedente del vertedero de Sardas.

El concepto de fracciones de mezcla se basa en la hipótesis de que una muestra de agua en un determinado punto,  $P_i$ , de un acuífero se puede considerar como la mezcla de  $N$  aguas con fracciones  $f_i(x)$ . Las fracciones de mezcla se pueden calcular con un modelo de flujo de agua de transporte de solutos. Se utilizan varios trazadores conservativos. Cada uno de ellos se corresponde con un tipo de agua. En este modelo se han considerado dos tipos de agua: la que proviene del vertedero de Sardas y el resto. Las entradas procedentes del vertedero de Sardas suponen un 1.35 % del flujo total de entrada al modelo.

La fracción de mezcla,  $f$ , es el cociente entre la concentración del trazador calculada en dicho punto y la concentración inicial del trazador (1 mol/L),  $C_{io}$ :

$$f_i = \frac{c_i}{C_{io}} \quad i = A, B \quad (2)$$

donde  $f_i$  y  $c_i$  son las fracciones de mezcla y las concentraciones de los trazadores, respectivamente. La suma de las fracciones de mezcla es igual a 1:

$$1 = f_A + f_B \quad (3)$$

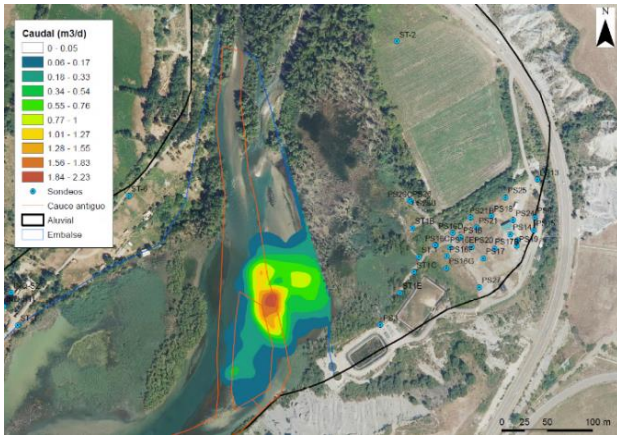
Para el cálculo de las fracciones de mezcla de las aguas se ha utilizado un periodo de simulación de 50 años con condiciones de contorno de flujo y transporte estacionarias.

La Fig. 10 muestra el mapa de los valores nodales de los caudales de descarga al embalse del agua procedente del vertedero de Sardas al cabo de 50 años.

El caudal de agua procedente del vertedero (21.86 m<sup>3</sup>/d) sale al embalse en parte a través de los sedimentos que rellenan el antiguo cauce del río Gállego (13.54 m<sup>3</sup>/d). El resto descarga al embalse a través de los limos del aluvial.

La Fig. 11 muestra la zona en la que el acuífero descarga al embalse (azul) y la zona próxima a la presa en la que existe flujo desde el embalse hacia el acuífero aluvial (verde).





**Fig. 10.** Caudales nodales de descarga ( $\text{m}^3/\text{d}$ ) al embalse del agua procedente del vertedero de Sardas al cabo de cincuenta años de simulación.

Los resultados del modelo confirman que las aguas subterráneas de las gravas del aluvial descargan al embalse excepto cerca de la presa donde existe un flujo subterráneo vertical descendente desde el embalse hacia las gravas. Este flujo vertical descendente percola por debajo de la presa a través de las areniscas de la cimentación de la presa.

Los resultados de las pasadas de sensibilidad del modelo indican que el caudal de descarga subterránea desde las gravas hacia el embalse es muy sensible a las variaciones de las conductividades hidráulicas verticales de los limos del aluvial y de los sedimentos de colmatación del vaso del embalse.



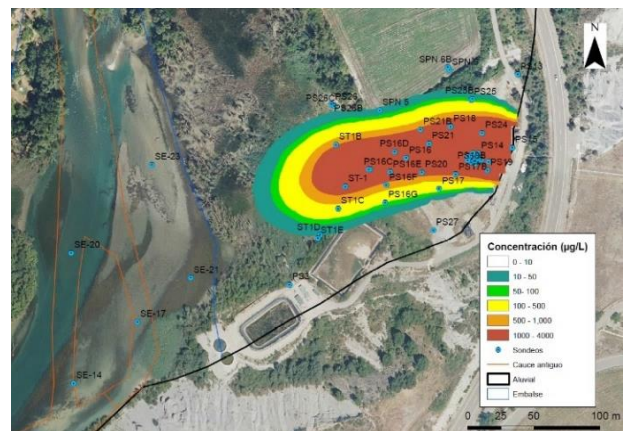
**Fig. 11.** Mapa de la zona en la que el acuífero descarga al embalse (azul) y la zona próxima a la presa en la que existe flujo desde el embalse hacia el acuífero aluvial (verde).

### 3.3. Modelo bidimensional en planta de transporte de HCH total en el aluvial del río Gállego

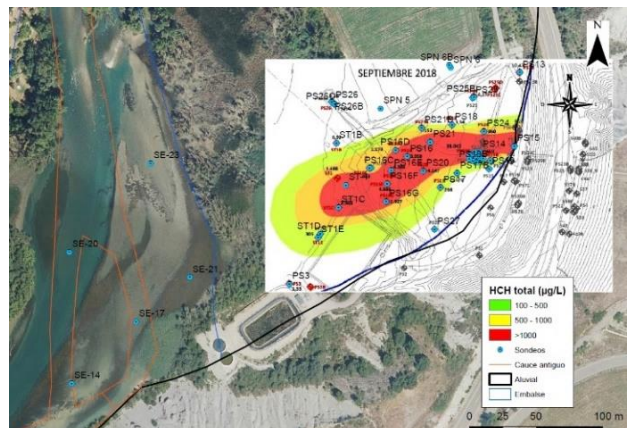
El coeficiente de distribución del HCH se ha estimado por tanteos sucesivos dentro del intervalo de valores obtenido a partir de la bibliografía. El mejor ajuste a la aureola medida de HCH total se ha obtenido con un coeficiente de distribución igual a 8.55 L/kg.

La Fig. 12 muestra la aureola de la concentración de HCH disuelto total calculada al cabo de 50 años. La Fig. 13 muestra la aureola de concentración de HCH disuelto en septiembre de 2018 elaborada por EMGRISA a partir de los valores medidos en los sondeos.

Se puede observar que la aureola calculada de HCH disuelto total al cabo 50 años es similar a la elaborada por EMGRISA. Algunos sondeos presentan concentraciones medidas medias mayores que las calculadas (ST1B, PS21B, PS19, PS19B). La concentración de HCH calculada en las gravas situadas debajo del embalse es menor de  $10 \mu\text{g}/\text{L}$ . En los sondeos perforados en el embalse (SE-17 y SE-21) se dispone de los datos de la concentración total (en las fases líquida y sólida). Con los valores adoptados del coeficiente de distribución, se estima que la concentración de HCH total en las gravas puede oscilar entre 4 y  $17 \mu\text{g}/\text{L}$ .



**Fig. 12.** Aureola de HCH disuelto total calculada en  $t = 50$  años con un coeficiente de distribución igual a 8.55 L/kg.



**Fig. 13.** Aureola de HCH disuelto total aguas abajo del vertedero de Sardas determinada a partir de datos medidos en los sondeos en septiembre de 2018 (EMGRISA, 2018).

Se han realizado varias pasadas de sensibilidad del modelo considerando los siguientes valores del coeficiente de distribución: 1.4, 2.3, 3.89 y 5.83 L/kg. Los resultados del modelo confirman que la aureola de HCH disuelto total es muy sensible a la variación del coeficiente de distribución.

#### 4.- Conclusiones y trabajos futuros

Se han presentado los modelos numéricos de flujo subterráneo y de transporte de HCH disuelto total en planta del aluvial del río Gállego aguas abajo del vertedero de Sardas. El modelo de flujo confirma que el acuífero descarga al embalse excepto cerca de la presa donde existe un flujo subterráneo vertical descendente desde el embalse hacia las gravas. Este flujo vertical descendente percola por debajo de la presa a través de las areniscas de la cimentación de la presa. El caudal procedente del vertedero de Sardas descarga al embalse a través de los sedimentos de colmatación y de los limos del aluvial.

Las oscilaciones del nivel del embalse provocan oscilaciones periódicas en los niveles de los sondeos. El modelo de flujo en régimen estacionario confirma que la condición de contorno del embalse juega un papel preponderante en la dinámica del acuífero aluvial del río Gállego.

Las aureolas de HCH total calculadas son muy parecidas a las aureolas de HCH total estimadas a partir de las medidas realizadas en los sondeos en septiembre de 2018. La extensión superficial de las aureolas calculadas es muy sensible al coeficiente de distribución.

Se están realizando las siguientes mejoras en los modelos de flujo y transporte de masa: 1) Actualizar las condiciones de contorno del modelo en la margen derecha del río Gállego; 2) Considerar en el modelo la variación temporal de la extensión superficial de la zona inundada por el embalse; 3) Realizar una calibración detallada del modelo calculando los índices de Nash-Sutcliffe; 4) Considerar la totalidad de los COC disueltos; y 4) Actualizar los valores del coeficiente de distribución,  $K_d$ , incorporando las medidas de  $K_d$  realizadas recientemente por Lorenzo et al. (2020) a partir de ensayos de solubilidad en muestras de dos tamaños de grano diferentes cuyos valores de  $K_d$  varían entre 72.0 L/kg para el tamaño grueso y 239.2 L/kg para el tamaño más fino.

Hay que señalar que se hace un seguimiento diario de la calidad química del agua del río Gállego. Gracias a las intensas labores de contención realizadas por el Gobierno de Aragón, las analíticas de las aguas del río Gállego se encuentran dentro de los límites de potabilidad. Los datos están disponibles en [www.stopindano.es](http://www.stopindano.es).

*Agradecimientos.* El trabajo de la UDC presentado en esta contribución se ha realizado en el marco de contratos de investigación suscritos entre EMGRISA y la Fundación de la Universidad de A Coruña. Los trabajos de EMGRISA han sido financiados por el Gobierno de Aragón. También se ha contado con el apoyo del proyecto PID2019-109544RB-I00 del Programa Estatal de Generación del Conocimiento y Fortalecimiento Científico y Tecnológico del Sistema de I+D+i y de I+D+i Orientada a los Retos de la Sociedad y del Proyecto de la Xunta de Galicia del Programa de “Consolidación y Estructuración de Unidades de Investigación Competitivas (Ref. ED431C2021/54). Se agradece especialmente el apoyo recibido por los técnicos de EMGRISA y del Gobierno de Aragón. Se agradece también la documentación e información facilitada por la Confederación Hidrográfica del Ebro a través de Javier San Román y Felipe Delgado. Por último, expresamos nuestro agradecimiento a los revisores del trabajo por sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar la versión final del trabajo.

#### 5.- Bibliografía

- CHE, Confederación Hidrográfica del Ebro (2009). Estudio batimétrico y de caracterización de sedimentos del embalse de Sabiñánigo. Informe técnico de la Confederación Hidrográfica del Ebro (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino).
- CHE, Confederación Hidrográfica del Ebro (2010). Análisis ambiental de los sedimentos y del entorno del embalse de Sabiñánigo (Huesca) y evaluación de riesgos. Informe técnico de la Confederación Hidrográfica del Ebro (Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino).
- DGA (Diputación General de Aragón) (1997). Proyecto de Impermeabilización del vertedero de Sardas. Sabiñánigo (Huesca). Liquidación Provisional.
- EMGRISA (2011). Ejecución de sondeos para el control de la extensión de la pluma de HCH en el pie del vertedero de Sardas (Sabiñánigo, Huesca). Informe de trabajos realizados. Mayo de 2011.
- EMGRISA (2013). Servicio de seguimiento hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (HUESCA) 2012-2013. Informe final de ejecución de sondeos y trabajos complementarios.
- EMGRISA (2014). Servicio de seguimiento hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (HUESCA) 2013-2014. Informe de elaboración de modelo de simulación de flujo de la parcela al pie de vertedero y zonas aledañas. PD 513004-134.
- EMGRISA (2015). Servicio de seguimiento hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (Huesca). Memoria anual 2015. PD 513007-222.
- EMGRISA (2016). Servicio de seguimiento hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (Huesca) -2015 exp.: 1407-4422-2015/01. Memoria anual 2015.
- EMGRISA (2017). Servicio de seguimiento hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (Huesca) -2015, prórroga 2016 y emergencia oct-dic 2016. Expedientes 1407-4422-2015/01 y 1404-4422-2016/12. Memoria anual 2016.
- EMGRISA 2018. Servicio de seguimiento Hidrogeológico de Sardas, Sabiñánigo (Huesca) 2017-2018. Expediente: 1470-4422-2016/02. Memoria anual 2018. Febrero de 2019
- EPA (1996). Soil Screening Guidance: User's Guide. EPA/540/R-96/018, April 1996.
- Fernández J., Arjol M.A. y Cacho C. (2013) POP-contaminated sites from HCH production in Sabiñánigo, Spain. *Environ Sci Pollut Res* (2013) 20:1937–1950. DOI 10.1007/s11356-012-1433-8.
- Grung, M., Lin, Y., Zhang, H., Steen, A.O., Huang, J., Zhang, G. and Larssen, T. (2015). Pesticide levels and environmental risk in aquatic environments in China--A review. *Environ. Int.*, 81, 87-97.
- IDOM-EMGRISA (2011). Diagnóstico ambiental. Campaña de investigación y estudio hidrogeológico y geotécnico de detalle para la mitigación de la contaminación en el área afectada del vertedero de Sardas, Sabiñánigo (Huesca) en el año 2009. Planteamiento de alternativas y trabajos complementarios para una solución definitiva. Julio de 2011.
- Krause, P., Boyle, D.P., Base, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.*, 5, 89-97.
- Lorenzo, D., R. García-Cervilla, A. Romero, A. Santos (2020). Partitioning of chlorinated organic compounds from dense nonaqueous phase liquids and contaminated soils from lindane production wastes to the aqueous phase. *Chemosphere* 239, 124798
- Ma, J.M., Daggupati, S., Harner, T. and Li, Y.F. (2003). Impacts of lindane usage in the Canadian prairies on the Great Lakes ecosystem. 1. Coupled atmospheric transport model and modeled concentrations in air and soil. *Environ. Sci. Technol.*, 37, 3774-3781.
- Ma, Y., Yun, X., Ruan, Z., Lu, C., Shi, Y., Qin, Q., Men, Z., Zou, D., Du, X., Xing, B. and Xie, Y. (2020). Review of hexachlorocyclohexane (HCH) and dichlorodiphenyltrichloroethane (DDT) contamination in Chinese soils. *Sci. Total., Environ.*, 749, 141212.
- NOTIO (2017). Ensayos de bombeo dentro de las labores de investigación complementaria del emplazamiento de la antigua fábrica de Inquinosa afectada por contaminación de HCH. CD: SARGA-NOTIO-17-NT-01.
- Prager J. C. (1995). Environmental Contaminant Reference Databook. Volume 1. Van Nostrand Reinhold. New York
- Samper J, Yang C, Montenegro L (2003). CORE<sup>2D</sup> Version 4: A code for non-isothermal water flow and reactive solute transport. User's Manual. Universidade de A Coruña.

- Samper J, Pisani B, Lu C, Bonilla M, Galíndez JM (2009). Evaluación del impacto de las obras del Eje Atlántico de Alta Velocidad en el tramo Meirama-Bregua sobre las captaciones de agua y propuestas de alternativas. Informe final del proyecto. Universidade da Coruña, A Coruña. 137 pp.
- Samper J, Yang C, Zheng L, Montenegro L, Xu T, Dai Z, Zhang G, Lu C y Moreira S (2011). CORE<sup>2D</sup> V4: A code for water flow, heat and solute transport, geochemical reactions, and microbial processes, Chapter 7 of the Electronic book Groundwater Reactive Transport Models, F Zhang, G-T Yeh, C Parker & X Shi (Ed), Bentham Science Publishers, pp 161-186, ISBN 978-1-60805-029-1.
- Samper J., Sobral B., Mon A., Pisani B., Naves A., Guadaño J., Motenegro L., y Fernández J. (2019). Modelo de flujo y transporte de solutos del emplazamiento de sardas en Sabiñánigo (Huesca). En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIV, Madrid, 28-30 octubre. 978-84-948550-8-5.
- Schonard (2016). Directorate General for Internal Policies Policy Department C: Citizens' Rights and Constitutional Affairs. Lindane (persistent organic pollutant) in the EU.
- Suntio L.R., Shiu W.Y., Mackay D., Seiber J.N. and Glotfelty D. (1988) Critical review of Henry's law constants for pesticides. *Rev Environ Contam Toxicol* 103: 1-59.
- Vijgen, J., de Borst, B., Weber, R., Stobiecki, T. and Forter, M. (2019). HCH and lindane contaminated sites: European and global need for a permanent solution for a long-time neglected issue. *Environ. Pollut.*, 248, 696-705.



## USO DEL NDVI COMO TRAZADOR DEL IMPACTO HIDROLÓGICO LOCAL DE LAS ACEQUIAS HISTÓRICAS DE SIERRA NEVADA Y DE ESTADOS CRÍTICOS EN LA CONTRIBUCIÓN HIDROLÓGICA DE LA NIEVE

J. Aparicio<sup>1,2</sup>, R. Pimentel<sup>1,2</sup>, P. Torralbo<sup>1,2</sup> y M.J. Polo<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Grupo Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA). Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, Área de Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba. g22apibj@uco.es, rpimentel@uco.es, p12tomup@uco.es, mjpolo@uco.es

<sup>2</sup>Departamento de Agronomía, Unidad de Excelencia María de Maeztu (DAUCO). Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, Área de Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba.

**RESUMEN.** La extensa red de acequias existente a lo largo de toda Sierra Nevada divididas entre las de careo y las de riego conforman un entramado trazado de más de 750 km. El aumento de la humedad en las zonas de influencia de las acequias provoca, además, un desarrollo diferencial de la vegetación que permite utilizar esta como trazador indirecto de los gradientes locales de disponibilidad de agua en el suelo. El objetivo de este trabajo es evaluar el rol hidrológico de las acequias en la humedad del suelo colindante a las acequias. Para ello, se utiliza el NDVI obtenido de una colección de imágenes Landsat durante el periodo 1984-2017. Los resultados mostraron la capacidad del NDVI para identificar las zonas de influencia de las acequias y la diferente respuesta del NDVI dependiendo las características morfológicas y de uso de la zona colindante a las acequias.

**ABSTRACT.** The extensive network of irrigation ditches throughout the Sierra Nevada, divided into careos ditches and irrigation ditches, make up a network of more than 750 km. The increase in humidity in the areas of influence of the irrigation ditches also causes a differential development of vegetation that allows the vegetation to be used as an indirect tracer of the local gradients of water availability in the soil. The aim of this work is to evaluate the hydrological role of irrigation ditches on soil moisture adjacent to these ditches. For this purpose, NDVI obtained from a collection of Landsat images during the period 1984-2017 is used. The results showed the capacity of the NDVI to identify the zones of influence of the irrigation ditches and the different response of the NDVI depending on the morphological and use characteristics of the area surrounding the irrigation ditches.

### 1.- Introducción

En regiones montañosas del mediterráneo, los sistemas tradicionales de riego aún persisten en áreas donde la modernización no ha llegado, bien sea, por el alto coste económico de su implantación, o bien, por no lograr ser del todo operativos. Motivos como la compleja orografía

de los sistemas montañosos o la baja productividad de sus explotaciones agrícolas hacen imposible la modernización de los sistemas de regadío con sistemas de presión (Ron 1985, Crook & Jones, 1999, Molle & Sanchís-Ibor, 2019). Este es el caso de la extensa red de acequias del Parque Nacional y Natural de Sierra Nevada, en el sureste de España. Este antiguo sistema de recarga y distribución de agua, cuyos orígenes algunas fuentes datan de la época romana, alcanzó su máximo apogeo durante la ocupación musulmana (Delaigue, 1995).

Este sistema de gestión hídrica, que utiliza soluciones basadas en fundamentos naturales, ha demostrado su utilidad a lo largo de siglos y por tanto cabría pensar en su resiliencia ante escenarios futuros de cambio asociados al calentamiento global (Beckers et al. 2013, Martín Civantos, 2006). El sistema está formado por una red de más de 750 km (Cano-Manuel y Ortiz, 2010) de acequias divididas en 2 tipos, las de careo y las de regadío.

Las primeras, las de careo, recogen el agua de fusión de la nieve y, la infiltran a lo largo de su recorrido o la redirigen a zonas de capacidad de infiltración alta llamadas simas o chorreras, generalmente zonas de roca metamórfica muy alterada.

El otro tipo importante de acequia existente en la red son las llamadas acequias de riego. Estas acequias son aquellas se encuentran generalmente en cotas más bajas que las de careo y, permiten el riego de las parcelas agrícolas, bien sea reconduciendo el agua directamente de la fusión de la nieve o bien comunicando las surgencias naturales hacia las zonas de interés.

Desde 2014, como parte de una de las actividades promovidas por el proyecto MEMOLA, *Mediterranean Mountainous Landscapes*, muchas de las acequias de la zona han sido restauradas o recuperadas.

Este sistema de acequias altera la distribución natural del agua en la cuenca, no sólo derivando agua de su curso natural sino favoreciendo condiciones más húmedas del suelo en sus zonas aledañas y consecuentemente dando lugar a la aparición de ecosistemas asociados. La vegetación juega un papel clave en estos ecosistemas siendo el balance de agua el factor más condicionante en su estado a diferencia de lo observado en otras latitudes más boreales donde factores como la radiación o la insolación toman mayor

importancia. Por tanto, conocer el contenido de agua en estas zonas es clave desde el punto de vista ecosistémico.

Si bien la caracterización del contenido de agua de un suelo es asequible a escala reducida mediante campañas continuas de monitoreo o instalación de sensores automáticos, las extensiones mayores y la gran heterogeneidad del suelo en los sistemas de alta montaña tanto en estructura como composición, hacen ineficiente la monitorización in situ o la extrapolación de valores obtenidos en puntos de control para toda el área. En la actualidad el desarrollo de nuevas tecnologías satelitales ha permitido el uso de información obtenida mediante teledetección con una mayor resolución espaciotemporal. Si bien el uso de información satelital en la región de las microondas en la más extendida, ésta posee grandes limitaciones al estudiar áreas de topografía complejas. Se hace necesario en estos casos tratar de buscar un factor estrechamente ligado con la humedad del suelo para inferir su valor. Este es el caso del uso del estado de la vegetación a final del año hidrológico como indicador indirecto del contenido de agua en el suelo y a su vez de cuáles han sido las condiciones hidrológicas del año hidrológico que termina (Ellis et al., 2009; Gómez-Giráldez et al., 2014). Además, la comparación de estos estados finales entre diferentes años nos permite observar tendencias y/o umbrales de las relaciones entre precipitación, y el estado de la cubierta vegetal y contenido de agua en el suelo.

En la literatura científica pueden encontrarse múltiples estudios sobre el uso de aplicaciones basadas en índices espectrales para el seguimiento de indicadores eco-hidrológicos (Courault et al., 2005, Glenn et al., 2009, González-Dugo et al. 2013). Para medir la vigorosidad de la vegetación y sus cambios temporales se suele utilizar el Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), (Tucker, 1979), un índice adimensional basado en una operación entre valores de reflectancias en distintas bandas del espectro electromagnético. Por un lado, la reflectancia en la región del rojo (aprox. 680 nm) debido a los pigmentos fotosintéticos, y, en segundo lugar, la reflectancia en el infrarrojo cercano (aprox. 750 nm) debido a la estructura celular de las hojas. Valores en el NDVI positivos y cercanos a 0 indican vegetación débil o incipiente y los cercanos a 0.6 vigorosidad y alta producción de biomasa.

Existen muchas constelaciones de satélites midiendo en el óptico con diferentes resoluciones espaciotemporales. Si bien, desde 2015 están disponibles series con mejores resoluciones temporales y espaciales para el seguimiento de áreas heterogéneas (como es Sierra Nevada), como es la constelación Sentinel, para el análisis a medio plazo histórico, Landsat, de resolución 30x30m, cuyos primeros satélites fueron lanzados en la década de los 70 ofrece la mejor resolución espacial para zonas heterogéneas con una frecuencia temporal apropiada para este tipo de estudios.

Con todo lo comentado anteriormente, el objetivo principal de este estudio es evaluar el rol hidrológico de las acequias en zonas de alta montaña, concretamente en el área de Sierra Nevada. Para ello, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Estudiar la evolución temporal de la vegetación a través de su vigorosidad en las zonas de influencia de las acequias en toda el área de Sierra Nevada., determinando si las características de las acequias influyen de distinta manera en la vegetación colindante y consecuentemente en el estado de humedad del suelo en toda el área de Sierra Nevada.
- Analizar los beneficios medioambientales de la restauración de las acequias que se están llevando a cabo. Se analizará este efecto en la acequia de Barjas en el término municipal de Cáñar.

## 2.- Zona de estudio

Este trabajo aborda dos escalas espaciales de estudio. Una primera escala, en la que los resultados van a estar centrados en el área de Sierra Nevada determinada por sus cinco cuencas de cabecera (escala global) y, una segunda a escala más reducida, utilizando como zona piloto la acequia de Barjas (escala local o de acequia).

### 2.1. Escala Global: Sierra Nevada

Sierra Nevada es el sistema montañoso más meridional en el continente europeo a tan solo 30 km de distancia del Mar Mediterráneo con una longitud aproximada de 80 km en la dirección Este - Oeste y de entre 15-20 km, según zonas, en la dirección Norte - Sur con un área de más de 2000 km<sup>2</sup> (Fig. 1). El rango de altitud se encuentra entre los 950 y 3479 m s.n.m. En cuanto al clima, se trata de una combinación de clima alpino, en cotas altas, con clima mediterráneo, en cotas bajas. Para el periodo desde 1961 hasta 2015, el régimen pluviométrico es bastante oscilante, llegando a alcanzar valores anuales de precipitaciones en años húmedos de más de 1000 mm y de apenas 200 mm en años secos, con una precipitación media anual en el periodo completo de 526.20 mm al año (Pérez-Palazón, 2019). En relación con las temperaturas, los valores medios anuales de máximas, medias y mínimas diarias en el mismo periodo de tiempo han sido de 20.60, 13.39 y 7.94 °C respectivamente (Pérez-Palazón et al. 2015). La precipitación anual en forma de nieve alcanza valores medios de 76.6 mm para el periodo comentado anteriormente. Los eventos se hacen frecuentes año tras año por encima de la cota 1000 m.s.n.m., encontrándose a partir de los 2000 m.s.n.m. una capa de nieve persistente entre los meses de noviembre y mayo (Pimentel *et al.*, 2017b).

Debido a la gran riqueza de ecosistemas y biodiversidad que podemos encontrar en Sierra Nevada, no propias de las latitudes a la que se encuentra (37° N), son varias las figuras de protección que repercuten en Sierra Nevada. Desde 1986, 172 238 ha de Sierra Nevada fueron

declaradas Reserva de la Biosfera, la máxima figura protección jurídico ambiental existente. En 1989, se declaró Parque Natural y en 1999 se protegió 86.208 ha con la máxima protección estatal existente declarándose Parque Nacional.

## 2.2. Escala Local: Acequia de Barjas

La Acequia de Barjas está situada en el término municipal de Cañar, municipio de poco más 350 habitantes al oeste de la Alpujarra granadina y a 32 km en línea recta de Granada.

Aproximadamente la mitad del municipio se encuentra dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada, y la totalidad dentro del Parque Natural. Cañar tiene 4 acequias registradas en el Inventario de Acequias de Sierra Nevada, 3 que parten del Río Chico, afluente del río Guadalfeo en su margen derecha, entre ellas la acequia de Barjas, y una cuarta en la ladera izquierda de la cuenca del río Chico.

## 3.- Datos disponibles

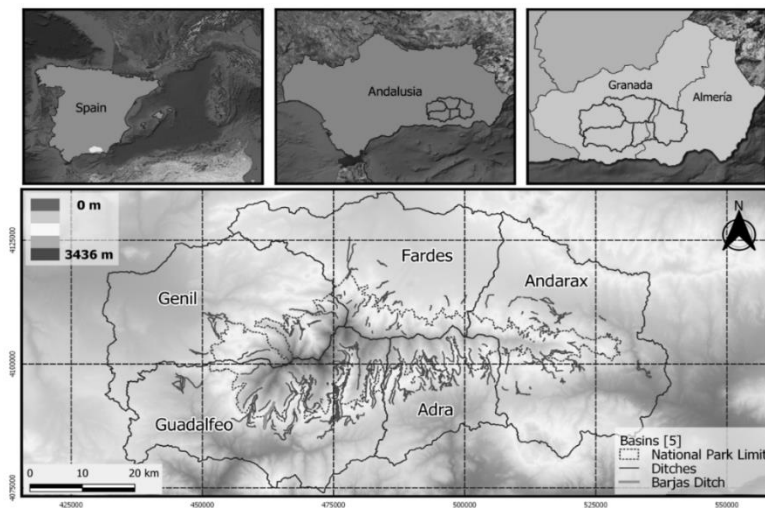
Tres han sido las fuentes de datos utilizadas en este estudio.

### 3.1. Inventario de Acequias de Sierra Nevada

El Inventario de Acequias elaborado por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía en el año 2010 a partir del Proyecto de Actualización, digitalización y georreferenciación de la red de acequias de careo en el EENNPP de Sierra Nevada ha sido utilizado como punto de partida en el análisis a escala global de las acequias de Sierra Nevada.

Un proceso de filtrado de acequias fue necesario para reducir las más de 440 acequias y más de 750 km.

El criterio que se utiliza para el filtrado es el percentil 90 de la distribución de las longitudes (4760m), escogiendo aquellas por encima de este umbral lo cual permitió reducir el número de acequias a 45 (Fig. 2).

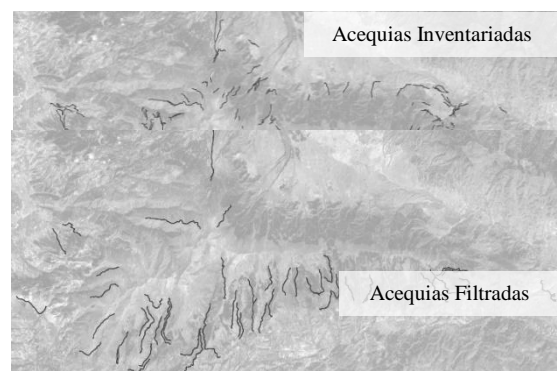


**Fig. 1.** Localización de Sierra Nevada junto con el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de Andalucía de 10m, las principales cuencas hidrográficas y las extensiones del Parque Nacional y de las acequias.

A 8 km del pueblo de Cañar, es una acequia principalmente de riego que redirige el flujo de agua que capta del río Chico a 1573 m.s.n.m. de altitud. Se trata de una acequia de poco más de 3 km, un coeficiente de sinuosidad de 1,12 (de los más bajos de Sierra Nevada) y una pendiente 0.0025 m/m.

La Acequia de Barjas que llevaba abandonada más de 20 años y fue elegida para su restauración como caso piloto por el proyecto MEMOLA. Estas labores de restauración se sucedieron entre febrero y marzo del 2014, mediante el uso y técnicas tradicionales y la ayuda de más de 180 voluntarios, alguno de los cuales sigue participando anualmente en labores de limpieza.

A día de hoy, el agua que fluye por la acequia alimenta a la comunidad de regantes, a las fuentes naturales del pueblo de Cañar, a la vegetación colindante destacando un fantástico robleal.



**Fig. 2.** Acequias inventariadas en Sierra Nevada por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (arriba). Acequias resultantes del proceso de filtración (abajo).

### 3.2. Información satelital

El conjunto de imágenes utilizado para este estudio pertenece a la colección del Proyecto ECOPOTENTIAL (<http://www.ecopotential-project.eu/>). Se trata de un proyecto europeo que trata de mejorar el estado de distintos ecosistemas europeos en el futuro a partir de las observaciones terrestres.

Esta colección está compuesta por información satelital proveniente de las misiones Landsat 5,7 y 8, que trabaja con las reflectancias en el óptico y operadas por la NASA. La colección está formada por 159 imágenes con 30 x 30 m de resolución espacial de NDVI ya calculado desde julio de 1984 a marzo de 2017 con una distribución temporal no homogénea debido a varios factores limitantes como la existencia de nubes o el fallo en la transmisión de la información.

### 3.3. Mapa de usos de suelo

Se ha utilizado el mapa de usos de suelo de Andalucía del año 2007 de Andalucía obtenido de la Red de Información Ambiental, REDIAM, para la obtención de los usos predominantes en el área colindante de las acequias. El mapa de usos de suelo tiene una resolución espacial de 250x250 m y contempla 161 usos distintos que finalmente, debido al elevado número de usos de suelo con características similares, se ha simplificado los usos a 8 clases generales: quercíneas, coníferas, uso agrícola, arbusto denso arbolado, arbusto disperso arbolado, matorral, pasto sin árboles, pasto sin árboles y resto.

## 4.- Metodología

### 4.1. Escala Global: Sierra Nevada

#### 4.1.1. Evolución histórica de la vigorosidad de la vegetación en la zona de influencia de las acequias

La evolución histórica de la vigorosidad de la vegetación en el área de influencia de acequia se realiza a través del análisis del valor del índice NDVI. Para cada imagen se analizan las distribuciones estadísticas de todos los píxeles dentro de las áreas de influencia de las acequias seleccionadas, calculando los estadísticos: máximo, cuartil 3 (Q3), mediana o cuartil 2, cuartil 1 (Q1) y mínimo del conjunto total de píxeles que se encuentra en el área de influencia de las acequias. Por ejemplo, para una imagen determinada, se obtendría los 5 estadísticos comentados para aproximadamente 35.377 píxeles que corresponderían al total de píxeles que se encuentran dentro del total de áreas de influencias

#### 4.1.2. Caracterización de la distribución histórica de la vigorosidad de la vegetación en cada acequia, según uso de suelo

Tras el análisis promediado de la evolución temporal de la vegetación en el área de influencia de todas las acequias,

se realiza un análisis individual de cada una de ellas. Para ello en cada acequia se calcula la distribución histórica de los valores de NDVI y se analizan las posibles relaciones entre dichos valores y algunos de los indicadores fisiográficos que pudieran condicionarlos.

#### 4.1.3. Influencia de la proximidad de la acequia en la vigorosidad de la vegetación

Para analizar si realmente la proximidad de las acequias a la vegetación colindante tiene una influencia en la vigorosidad de ésta, se seleccionan dos nuevas áreas de influencia aledañas a la anterior, quedando definidas así las 3 áreas de influencia:

- AI - 1: área de influencia definida por los puntos que distan 50 m ambos lados del eje de la acequia (área inicial).
- AI - 2: área de influencia definida por los puntos que distan más de 50 m ambos lados del eje de la acequia, pero menos de 200 m a ambos lados de dicho eje.
- AI - 3: área de influencia definida por los puntos que distan más de 200 m ambos lados del eje de la acequia.

### 4.2. Escala Local: Acequia de Barjas

A esta escala se analiza la influencia de la restauración de la acequia en la vegetación colindante. En este caso utilizaremos la premisa de que el estado de la vegetación a final del año hidrológico puede tomarse como indicador indirecto del contenido de agua en el suelo (Gómez-Giráldez et al. 2014) y por lo tanto nos ofrece una aproximación de cómo han sido las condiciones hidrológicas a lo largo del año que termina.

#### 4.2.1. Influencia de la restauración en la vigorosidad de la vegetación en el área de influencia de la acequia

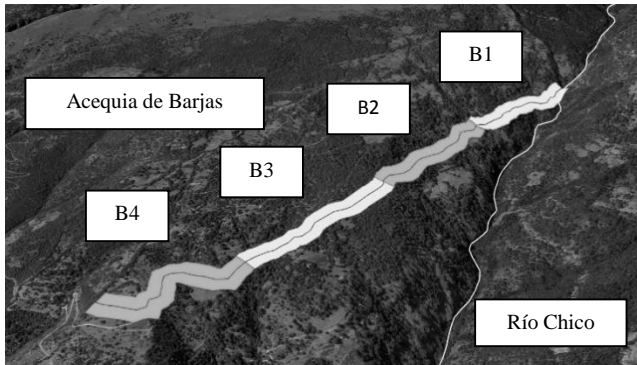
En este primer análisis a escala local se analizan las distribuciones de los valores de NDVI de la imagen representativa del final del año hidrológico, antes y después de la restauración. Para asegurar que los cambios son debidos a la restauración y no a la variabilidad natural del clima, se realiza un análisis comparativo con la precipitación total de cada año, ya que se trata ésta de la variable climática más influyente en la vigorosidad de la vegetación.

#### 4.2.2. Evolución de la vigorosidad de la vegetación a lo largo del perfil de la acequia

Por último, se analiza la evolución longitudinal de los valores del NDVI en el área de influencia (AI - 1) a lo largo del cauce con el objetivo de determinar si existen diferencias en la vegetación adyacente entre las partes altas, más cercanas a la derivación desde el río Chico y por tanto con mayor probabilidad de un número de días con agua circulante, y las partes más bajas, más alejadas de las zonas de aporte, y con una probabilidad menor de días con



agua circulando. Para ello se ha dividido el área de influencia en 4 zonas (B1, B2, B3 y B4) en dirección aguas abajo y de igual superficie (Fig. 3). En cada zona se han analizado las distribuciones del valor del NDVI en las imágenes seleccionadas antes y después de la restauración.



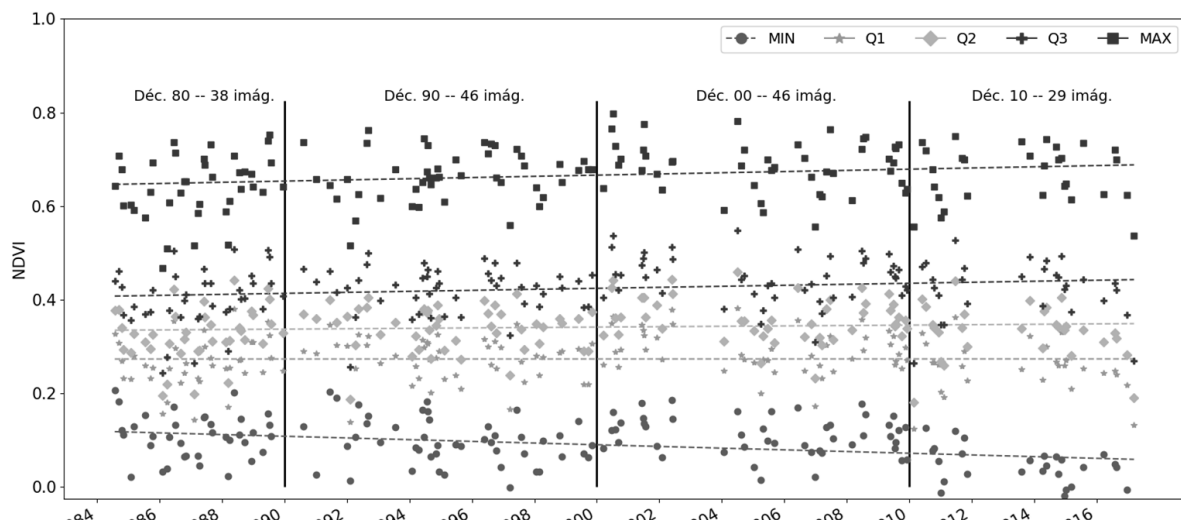
**Fig. 3.** Representación del río Chico, de la acequia de Barjas y la zonificación realizada a partir del área de influencia.

## 5.- Resultados y discusión

### 5.1. Escala Global: Sierra Nevada

#### 5.1.1. Evolución histórica de la vigorosidad de la vegetación en la zona de influencia de las acequias

Con el objetivo de observar la evolución en el tiempo de la vigorosidad de la vegetación a partir del NDVI, se muestra en la fig. 4 la representación de los estadísticos (máximo, Q3, mediana, Q1 y mínimo) para el total de las 159 imágenes. Puede observarse una gran variabilidad en la evolución de los valores de los estadísticos seleccionados para representar la distribución del NDVI a lo largo de todo el periodo.



**Fig. 4.** Representación del máximo, cuartil 3, cuartil 2 o mediana, cuartil 1 y mínimo para el total de píxeles que se encuentran dentro del área de influencia de todas las acequias analizadas (aprox. 3184 ha).

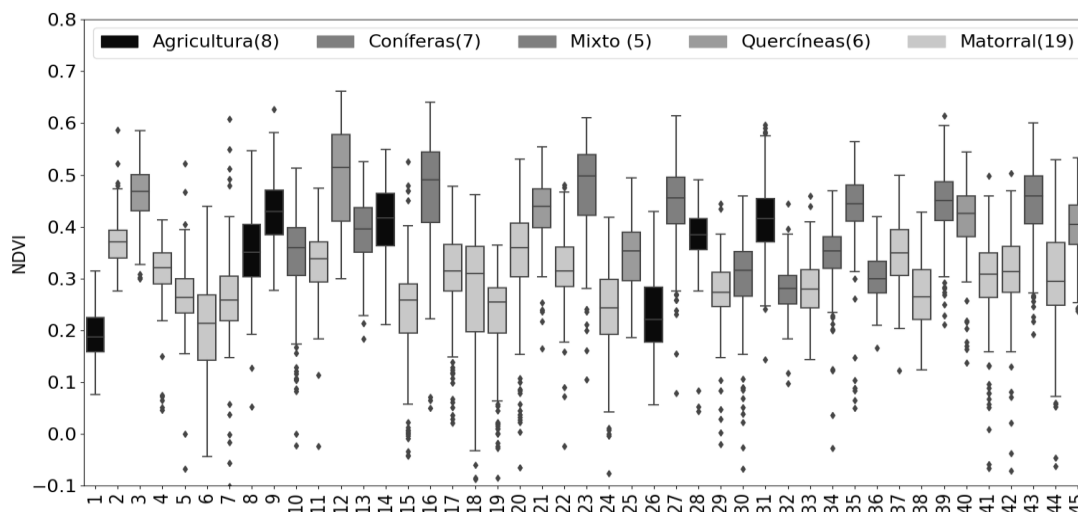
Sin embargo, la no homogeneidad entre las fechas disponibles para el análisis hace a las variaciones estacionales de la vegetación parcialmente responsables de este hecho. Al analizar la evolución de los estadísticos manera promediada, los resultados muestran una evolución ascendente del valor máximo de NDVI en la zona de influencia de las acequias, con valores que oscilan entre 0.641 en la primera década analizada y los 0.668 en la última. Por el contrario, puede observarse una evolución descendente de los valores mínimos del NDVI, con valores que oscilan entre los 0.101 y 0.035, para la primera y última década respectivamente.

#### 5.1.2. Caracterización de la distribución histórica de la vigorosidad de la vegetación en cada acequia, según uso de suelo

En la Fig. 5, las acequias que muestran los valores de NDVI más bajo son aquellas que tienen el matorral como uso de suelo predominante por ser este tipo de cubierta vegetal la que menor vigorosidad puede alcanzar (Baghzouz et al., 2010, Huemrich & Goward, 1997). Por otro lado, son las acequias con un uso de suelo predominantemente de quercíneas, alguna de ellas de comportamiento caduco, las que se obtienen los valores de NDVI más alto por encima incluso de aquellas dedicadas al uso agrícola. En la Tabla 1 podemos observar los valores de los estadísticos media y mediana del NDVI que hemos comentado anteriormente.

**Tabla 1.** Mediana y Media de los valores de NDVI para cada acequia en toda la colección de imágenes categorizado por uso de suelo.

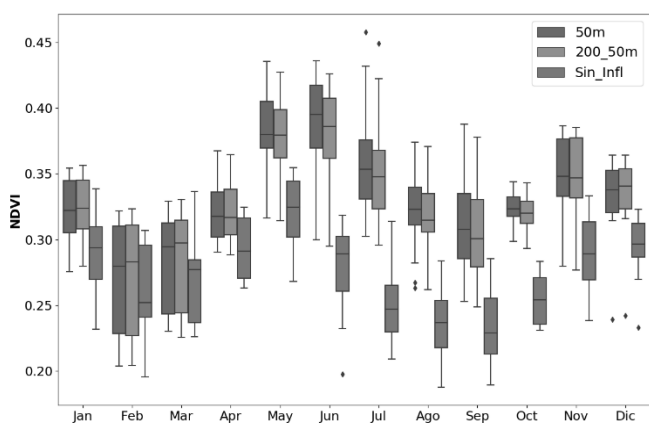
Estadístico	Usos de suelo				
	Agricultura	Coníferas	Mixto	Quercíneas	Matorral
Media	0.413	0.392	0.383	0.424	0.289
Mediana	0.416	0.409	0.389	0.434	0.297



**Fig. 5.** Boxplots con las medianas de las 159 imágenes de las 45 acequias categorizado por el uso de suelo mayoritario en el área de influencia. La caja muestra el 50% de los datos (rango intercuartílico, RIC), la línea sólida representa la mediana, los bigotes muestra valores máximos y mínimo de la serie hasta el 1,5 de RIC y los puntos fuera de los bigotes se consideran puntos atípicos o extremos.

### 5.1.3. Influencia de la proximidad de la acequia en la vigorosidad de la vegetación

En la Fig. 6 es palpable la influencia que las acequias ejercen en la vigorosidad de la vegetación adyacente. Se observa como los valores de NDVI, son muchos mayores en las zonas de influencia AI-1 y AI-2 que en la zona AI-3. Puede observarse además la influencia de los ciclos estacionales anteriormente descrita, siendo claro el impacto de la presencia de nieve durante los meses invierno y como a medida que se va fundiendo la nieve aumenta la diferencia entre los diagramas de cajas de las distintas áreas.

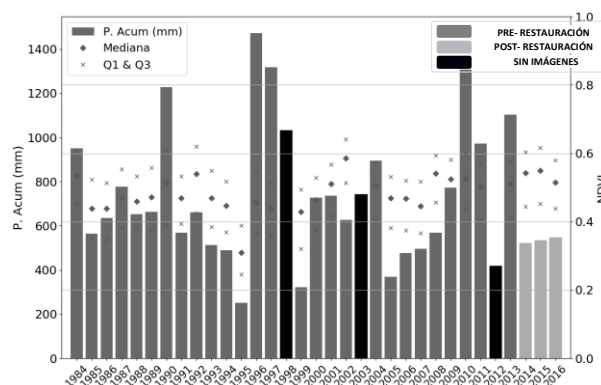


**Fig. 6.** Boxplots a escala mensual de los datos de NDVI categorizado por zona de influencia y cuenca hidrográfica. La caja muestra el 50% de los datos (rango intercuartílico, RIC), la línea sólida representa la mediana, los bigotes muestra valores máximos y mínimo de la serie hasta el 1,5 de RIC y los puntos fuera de los bigotes se consideran puntos atípicos o extremos.

## 5.2. Escala local: Acequia de Barjas

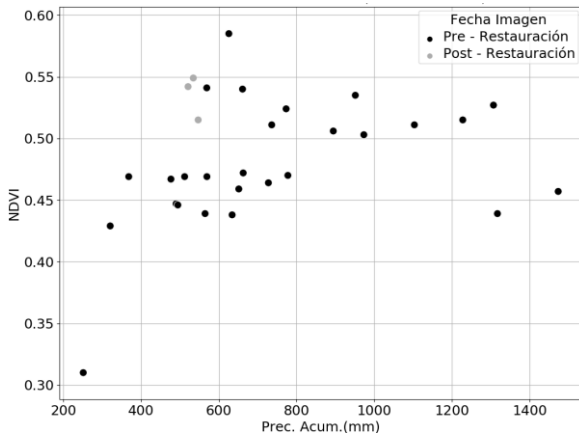
### 5.2.1. Influencia de la restauración en la vigorosidad de la vegetación en el área de influencia de la acequia

En los años posteriores a la restauración, los estadísticos obtenidos alcanzan valores de NDVI mayores que los medios en el periodo anterior, 0.445 en los tres posteriores a la restauración frente a 0.388 de los años anteriores. Sin embargo, la precipitación durante estos mismos años se corresponde con un valor muy cercano al medio, pudiendo por tanto descartar la correlación entre NDVI y precipitación y explicar este incremento gracias a la restauración de la acequia. Comparando los años post-restauración, con años anteriores de similar precipitación como puede ser el trienio formado por los años 2006, 2007 y 2008, se observa claramente que con una precipitación similar la respuesta del NDVI es superior en la última etapa (Fig. 7).



**Fig. 7.** Precipitación acumulada en mm y los estadísticos centrales de la distribución de los valores de NDVI para la imagen más cercana a final del año hidrológico (31 de agosto). En color más oscuro están representados los años en los que no hay imagen o la diferencia de fechas es muy amplia. El color más claro corresponde a los años posteriores a la restauración.

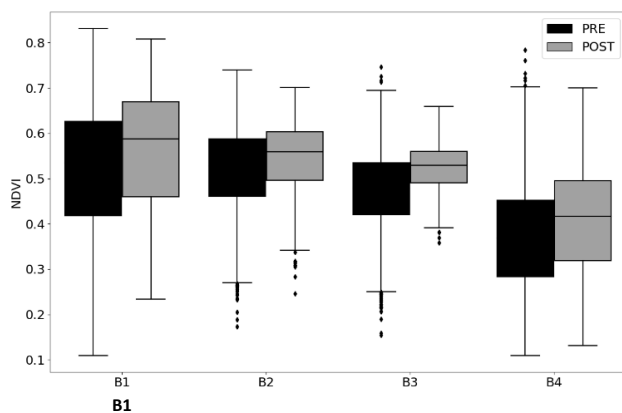
Si correlacionamos ambas variables (Fig. 8) podemos observar cómo los tres años posteriores a la restauración son aquellos que presentan valores más altos de NDVI al final del año para una precipitación anual baja. La Fig. 8 parece indicar también que existe un máximo valor de NDVI medio alcanzable en la zona de influencia al final del verano independiente al valor de la precipitación.



**Fig. 8.** Gráfico de dispersión entre la precipitación acumulada (mm) y la mediana del dataset de valores para la imagen más cercana al final del año hidrológico (31 de agosto) y diferenciando por colores los años anteriores y posteriores a la restauración.

### 5.2.2. Evolución longitudinal de la humedad del suelo

De nuevo se prueba con este estudio el efecto positivo de la restauración del cauce de la acequia. En las 4 zonas de la división se aprecia el aumento de los estadísticos del NDVI tras la restauración, a pesar de que la precipitación media de los años anteriores a la restauración es de 750 mm frente a los 530 mm de los 3 años posteriores (Fig. 9). Los incrementos porcentuales del valor de la mediana en las 4 zonas de la división son de 9,93 %, 5,74%, 10,78% y 13,40% respectivamente. Lo que pone de manifiesto un mayor aumento en la zona más baja y, por lo tanto, más alejada de la derivación, zona en la que tras la restauración se ha visto más favorecida probablemente por un mayor número de días con caudal circulante tras la restauración.



**Fig. 9.** Boxplots de los valores de NDVI para las 4 zonas originadas en la división del área de la acequia de Barjas y para la última imagen del año hidrológico y distinguiendo entre años previos y posteriores a la restauración.

## 6.- Conclusiones

El presente trabajo ha analizado la importancia eco-hidrológica de la red de acequias en Sierra Nevada, analizando para ello las 45 acequias de mayor longitud de las más de 442 acequias inventariadas que componen la red. Se utilizaron un total de 159 imágenes Landsat en el periodo 1984-2017 en las que se analizó la vigorosidad de la vegetación, a través del índice NDVI, en el área adyacente a las acequias.

La evolución en el periodo de estudio del índice de vigorosidad mostró una mayor amplitud en los valores máximos y mínimos a lo largo de los años, con valores relativamente estables en los valores medios y medianos. La amplia diferencia de días entre imágenes, en algunos casos de más de un año (los años 2003 y 2012 no tienen imagen) limitan la posibilidad de realizar análisis estadísticos tradicionales sobre esta evolución para determinar si estos patrones son realmente tendencias temporales.

A la vista de los resultados en las comparaciones del NDVI según áreas de influencias, se comprueba que existe un área de influencia en las proximidades de las acequias en la que la vigorosidad de la vegetación es más alta. La distancia entre el eje de las acequias y esa área de influencia parece diferir entre regiones. Mientras que en las acequias en la región de Guadalfeo esa distancia parece extenderse hasta los 50 m, en las acequias de Adra, dicha distancia es mayor, aumentando los valores de NDVI en el área definida entre 50 y 200 m desde el eje de la acequia. Esta diferencia podría estar marcada por el tipo de vegetación predominante en las acequias de cada región, matorral y quercíneas para Guadalfeo y Adra, respectivamente.

En cuanto a la acequia de Barjas queda demostrado el efecto positivo de la restauración de la acequia en 2014, con un aumento en los valores de NDVI en la zona colindante. Se ha demostrado que dicho impacto es debido a la restauración y no a patrones climáticos. Los tres años posteriores a la restauración, en los que la precipitación acumulada se situó incluso por debajo de la media anual, mostraron valores de NDVI que alcanzaron registros similares a los de años anteriores con el doble de precipitación acumulada. Habría sido interesante el análisis de un año con valores altos de precipitación para observar si realmente existe un aumento significativo del NDVI en este tipo de años o bien si existe un umbral máximo de NDVI en el ecosistema. Sin embargo, ninguno de los años posteriores ha arrojado tales valores. Hay que destacar también la heterogeneidad en las fechas de las imágenes seleccionadas como últimas del año hidrológico. Este obstáculo se podría solucionarse ampliando los huecos temporales de la colección de imágenes con información proveniente de otros sensores de mayor resolución espacial como es el de las misiones Sentinel. Por último, destacar que el impacto de la restauración queda reflejado a lo largo del eje longitudinal de la acequia, con aumentos en la vigorosidad a lo largo de todo el recorrido, pero con especial relevancia en los tramos más bajos, más alejados

de los puntos de derivación y con menor presencia de caudal circulante antes de la derivación

*Agradecimientos.* Este trabajo ha sido financiado por el Programa de Investigación e Innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea en el marco del acuerdo de subvención N° 641762 con nombre “Ecopotential-Improving Future Ecosystem Benefits Through Earth Observations” H2020-SC5-16-2014-641762. Además del Proyecto OPERA (Operability in hydrological management under snow torrentiality/drought conditions in high mountain in semiarid watersheds) financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y Universidades, MICINN [Research Project RTI2018-099043-B-I00]. J. Aparicio agradece la financiación al Programa de Ayudas para contratos predoctorales para la formación de doctores del Ministerio de Ciencia e Innovación (PRE2019-090493). R. Pimentel agradece la financiación del Programa Juan de la Cierva-Incorporación del Ministerio de Ciencia e Innovación (IJC 2018-038093-I). P. Torralbo agradece la financiación al Programa de Doctorado del Ministerio de Educación y Formación Profesional (MEC-FPU 2018). J. Aparicio, R. Pimentel, P. Torralbo y M.J. Polo son miembros del DAUCO, unidad de Excelencia con referencias CEX 2019-000968-M, con financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación, Agencia Estatal de Investigación, a través del Programa Severo Ochoa y María de Maeztu para Centros y Unidades de Excelencia en I+D.

## 7.- Bibliografía

- Baghzouz, M., D.A. Devitt, L.F. Fenstermaker y M.H. Young, 2010. Monitoring Vegetation Phenological Cycles in Two Different Semi-Arid Environmental Settings Using a Ground-Based NDVI System: A Potential Approach to Improve Satellite Data Interpretation. *Remote Sens.* 2, 990-1013.
- Beckers, B., J. Berking, y B. Schütt, 2013. Ancient water harvesting methods in the drylands of the Mediterranean and Western Asia. *Journal for Ancient Studies*, 2, 145-146
- Cano-Manuel, J., y E. Ortiz, 2010. El inventario de las Acequia de Sierra Nevada. *El Agua Domesticada: los paisajes de los regadíos de montaña en Andalucía*, 520-525.
- Courault, D., B. Seguin, y A. Olioso, 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. *Irrigat Drain Syst.* 19, 223-249
- Crook, D., y A. Jones, 1999. Design Principles from Traditional Mountain Irrigation Systems (Bisses) in the Valais, Switzerland. *Mt Res Dev*, 19(2), 79-99.
- Delaigue, M.C., 1995. La red de acequias de la Alpujarra Alta. *El agua en la agricultura de Al-Andalus*. 143-150.
- Glenn, E., A. Huete, P. Nagler y S. Nelson, 2008. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: what vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, 8(4), 2136-2160
- Gómez-Giráldez, Pedro J., C. Aguilar y M.J. Polo, 2014. Natural vegetation covers as indicators of the soil water content in a semiarid mountainous watershed. *Ecol. Indic.* 46, 524 - 535.
- González-Dugo, M.P., S. Escuin, F. Cano, V. Cifuentes, F.L.M. Padilla, J.L. Tirado, N. Oyonarte, P. Fernández y L. Mateos, 2013. Monitoring evapotranspiration of irrigated crops using crop coefficients derived from time series of satellite images. II. Application on basin scale. *Agric. Water Manage.*, 125, 92 – 104
- Huemmerich, K.F. y S.N.Goward, 1994. Vegetation canopy PAR absorptance and NDVI: an assessment for ten tree species with the SAIL model. *Remote Sens. Environ.*, 61, 254-269
- Martín Civantos, J.M., 2006. Las aguas de Jérez del Marquesado (Granada). *I Congreso andaluz de Desarrollo Sostenible-V Congreso Andaluz de Ciencias Ambientales*. Granada, 221-226
- Molle, F. y C. Sanchis-Ibor, 2019. Irrigation Policies in the Mediterranean: Trends and Challenges. *Global Issues in Water Policy*, 279-313.
- Pérez-Palazón, M.J., R. Pimentel, J. Herrero, C. Aguilar, J.M. Perales y M.J. Polo, 2015. Extreme values of snow-related variables in Mediterranean regions: trends and long-term forecasting in Sierra Nevada (Spain). *Hydrol. Sci.*, 369, 157-162.
- Pérez-Palazón, M.J., 2019. Análisis de tendencias en los flujos de agua y energía de la capa de nieve a diversas escalas en Sierra Nevada. <https://helvia.uco.es/xmlui/handle/10396/19159>
- Pimentel, R., J.Herrero, J. y M.J. Polo, 2017. Subgrid parameterization of snow distribution at a Mediterranean site using terrestrial photography, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21(2), 805-820,
- Tucker, C.J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sens. Environ.*, 8 (2), 127-150
- Zvi Y. D. Ron, 1985. Development and Management of Irrigation Systems in Mountain Regions of the Holy Land. *Trans. Inst. Br. Geogr.* 10(2), 149-169.

## IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA CONTRIBUCIÓN DE LA COMPONENTE HIPODÉRMICA DE LA ESCORRENTÍA EN EXPERIENCIAS DE SIMULACIÓN HIDROLÓGICA EN CUENCAS MEDITERRÁNEAS

E. Molina-Navarro, A. Sastre-Merlín, A. Sánchez Gómez y S. Martínez-Pérez

Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid)  
 david.zalacain@uah.es, antonio.sastre@uah.es, silvia.martinez@uah.es, raquelalvz@gmail.com

**RESUMEN.** El cambio climático se configura como una de las principales amenazas para la gestión sostenible de los recursos hídricos en un futuro próximo. En los últimos años, los modelos de simulación hidrológica se han convertido en una herramienta esencial para simular los posibles impactos de este fenómeno sobre la disponibilidad de recursos hídricos, siendo numerosos los estudios que evalúan la disponibilidad de agua futura.

La mayoría de estos estudios se centran, sin embargo, en el análisis los componentes globales del balance hidrológico (precipitación, evapotranspiración, escorrentía total), en el régimen de caudales o en la afección a la recarga de los acuíferos, siendo pocos los que analizan la influencia del cambio climático en los diferentes componentes de la escorrentía y, particularmente, en la escorrentía hipodérmica. Por otro lado, las características de la zona no saturada condicionan la magnitud y distribución espacio-temporal de la escorrentía hipodérmica.

En este trabajo se han recopilado los resultados de experiencias de simulación de escenarios de cambio climático realizadas con el modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) en tres cuencas de clima mediterráneo (las cuencas de los ríos Ompólveda y Salado, en la provincia de Guadalajara –España– y la cuenca del arroyo de Guadalupe –Baja California, México–) para evaluar el impacto de este fenómeno sobre la componente hipodérmica de la escorrentía.

En las cuencas españolas, donde en el escenario base la escorrentía hipodérmica representa en torno a un 30% de la total, las simulaciones predicen que su contribución disminuirá ligeramente en términos absolutos incluso en el escenario más pesimista (1.4 y 3.9 mm en las cuencas de los ríos Ompólveda y Salado, respectivamente). Sin embargo, debido a la notable disminución de la escorrentía subterránea, la hipodérmica pasará a ser la componente mayoritaria, llegando a suponer hasta un 62% de la escorrentía total a finales del presente siglo.

En la cuenca del arroyo Guadalupe, más árida y con una menor contribución de la escorrentía subterránea, la escorrentía hipodérmica ya representa en el escenario base un 52% de la total. En este caso, la disminución en términos absolutos en un futuro de cambio climático sería mucho más notable, de hasta 26 mm (un 49% menos que en el escenario base), reflejando cómo en aquellos lugares donde la componente subterránea ya es minoritaria, la escorrentía hipodérmica sufre un descenso notablemente más acusado.

**ABSTRACT.** Climate change is one of the main threats to the sustainable management of water resources in the near future. In recent years, hydrological simulation models have become an essential tool for simulating the possible impacts of this phenomenon on the availability of water resources, with numerous studies assessing future water availability.

Most of these studies focus, however, on the analysis of the global components of the hydrological balance (precipitation, evapotranspiration, total runoff), on the flow regime or on the effect on aquifer recharge, with few studies analysing the influence of climate change on the different streamflow components and, in particular, on subsurface lateral flow. Likewise, the characteristics of the unsaturated zone condition the magnitude and spatio-temporal distribution of this streamflow component.

In this work we have compiled the results of climate change simulation scenarios carried out with the SWAT (Soil and Water Assessment Tool) model in three Mediterranean climate basins (the Ompólveda and Salado river basins in the province of Guadalajara, Spain, and the Guadalupe stream basin in Baja California, Mexico), to assess the impact of this phenomenon on the subsurface lateral component of streamflow.

In the Spanish catchments, where in the baseline scenario the subsurface lateral flow represents about 30% of total streamflow, the simulations predict that its contribution will slightly decrease in absolute terms even in the most pessimistic scenario (1.4 and 3.9 mm in the catchments of the Ompólveda and Salado rivers, respectively). However, due to the significant decrease in groundwater flow, subsurface lateral flow would become the major component, accounting for up to 62% of total streamflow by the end of the present century.

In the Guadalupe stream basin, which is more arid and with a lower contribution from groundwater flow, subsurface lateral flow already represents 52% of the total in the base scenario. In this case, the decrease in absolute terms in a future climate change scenario would be much more noticeable, up to 26 mm (49% less than in the baseline scenario), reflecting how in those places where the groundwater component is already minor, subsurface lateral flow suffers a significantly more pronounced decrease.

## 1.- Introducción

Uno de los principales retos medioambientales a los que se enfrenta la sociedad es la capacidad de gestionar adecuadamente los recursos hídricos, asegurando la disponibilidad de agua para los diferentes usos antrópicos y para los requerimientos medioambientales. El aumento global de la población y de la actividad económica e industrial ha incrementado la demanda de agua (Eliasson, 2015), que en ocasiones supera la oferta en algunas regiones, generando estrés hídrico. En la actualidad, este problema afecta a dos tercios de la población mundial al menos una vez al año (Mekonnen et al., 2016), lo que resulta especialmente preocupante si se tiene en cuenta que el agua es un recurso necesario para los seres vivos. Las administraciones han tratado de mitigar esta situación. Un ejemplo es la Directiva Marco del Agua europea (European Parliament and Council, 2000), promulgada en 2000 y transpuesta al ordenamiento jurídico español en 2003 con el objetivo de garantizar el buen estado ecológico de las masas de agua continentales. Sin embargo, ninguno de los países miembros ha conseguido cumplir los objetivos fijados para 2015 en todas sus masas de agua, lo que indica que estos objetivos eran demasiado ambiciosos a corto plazo (Jager et al., 2016).

El cambio climático supone un reto adicional a esta situación, ya que se prevé que tenga un impacto en la disponibilidad de los recursos hídricos de una dimensión difícil de estimar ya que las graves consecuencias de este fenómeno apenas están empezando a manifestarse. Una revisión bibliográfica, llevada a cabo por el Instituto de Potsdam para la Investigación del Impacto Climático, en la que se comparan los resultados de diferentes estudios sobre la influencia del cambio climático en la escasez de agua a nivel mundial utilizando 11 modelos hidrológicos diferentes y 5 modelos climáticos, concluyó que, en términos generales, el problema de la escasez de agua se agravaría, siendo el cambio climático la causa principal y, en menor medida, el crecimiento de la población humana (Parish et al, 2012).

Se espera que los impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos sean más graves en determinadas regiones, especialmente en aquellas con un clima ya árido, como las regiones mediterráneas. El quinto informe del IPCC (Schewe et al, 2014) prevé un calentamiento global que será especialmente relevante durante el verano en el sur de Europa, siendo la reducción de los recursos hídricos disponibles uno de sus efectos desfavorables más preocupantes. Se espera, por tanto, que regiones como la Península Ibérica vean afectado de forma significativa su régimen climático y, en consecuencia, su régimen hidrológico, con proyecciones que indican que, a finales de siglo a) la disponibilidad de recursos hídricos se reducirá entre un

10 y un 50%, con una importante disminución de la infiltración de agua y, en consecuencia, de la recarga de los acuíferos y de la escorrentía hipodérmica, b) la calidad del agua se verá afectada principalmente por un aumento de la temperatura del agua, y c) los riesgos relacionados con el agua se modificarán, aumentando la frecuencia de sequías e inundaciones (IPCC, 2014).

A pesar de este impacto potencial en las cuencas hidrográficas, los efectos del cambio climático no se consideraron adecuadamente en la primera versión de los planes de cuenca europeos (2009-2015) de los Estados miembros. Por ello, la UE ha instado a hacerlo en el actual ciclo de planificación (2016-2021) y en los siguientes, algo que, en el caso de España, ya se está aplicando, situándose el cambio climático como primer problema (Kovats et al., 2014).

La aplicación de la modelización hidrológica para la gestión de los recursos hídricos es cada vez más común debido a la capacidad de estas herramientas para simular diferentes escenarios y evaluar desde un enfoque holístico cómo afectan a los recursos hídricos MITECO, 2021). Ello tiene un gran potencial en el contexto actual del cambio global, ya que permite la adopción de medidas prediciendo de antemano sus posibles efectos. Numerosos estudios han utilizado estas herramientas para evaluar la amenaza del cambio climático sobre los recursos hídricos y, en países como España, se han utilizado como herramientas de gestión desde finales del siglo pasado (Fu et al, 2019). A pesar de las numerosas aplicaciones de la modelización hidrológica para evaluar el impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos, la mayoría se centran en la variabilidad de los componentes del balance hidrológico, como el caudal total o la recarga, sin evaluar cómo se verán afectados los distintos componentes del caudal (Monreal et al, 1996). Este análisis es especialmente importante en las regiones en las que las aguas subterráneas son el principal recurso hídrico, como es el caso de algunas regiones mediterráneas durante la temporada de verano.

En este trabajo se han recopilado los resultados de tres estudios previos en los que se ha utilizado la modelización hidrológica para evaluar el impacto del cambio climático en las cuencas mediterráneas, estimándose la variación de los diferentes componentes del caudal a medio y largo plazo en un escenario de bajas emisiones y otro de altas emisiones, para estudiar el impacto del cambio climático sobre la escorrentía hipodérmica. Los tres estudios fueron realizados en dos subcuencas de la cuenca hidrográfica del Tajo: la del río Ompólveda y la del río Salado; y en la cuenca del río Guadalupe (Baja California, México).

Los modelos hidrológicos a escala de cuenca permiten estimar tanto el balance hidrológico de éstas como sus componentes. Entre estos modelos, el Soil and Water Assessment Tool (SWAT), el modelo empleado en los

tres estudios, es el más utilizado (MITECO, 2021), debido a su eficiencia computacional y acceso abierto. SWAT es un modelo de base física, semidistribuido y continuo que simula el volumen y la calidad del agua a escala de cuenca hidrográfica y puede utilizarse para predecir los impactos ecohidrológicos producidos por los cambios del uso del suelo, las prácticas agrícolas o el clima (Praskievicz et al., 2009). SWAT desagrega las cuencas hidrográficas en dos niveles: en subcuencas, creando una nueva subcuenca cuando dos tramos se fusionan, y en unidades de respuesta hidrológica (HRU), porciones de cada subcuenca con pendiente, tipo de suelo y uso del suelo similares y, en consecuencia, con un comportamiento hidrológico común.

El objetivo de este trabajo es, por tanto, evaluar, mediante la recopilación de los resultados de tres trabajos anteriores publicados, cómo afectará el cambio climático a la distribución de las componentes de la escorrentía en las tres cuencas mediterráneas y, especialmente, cómo afectará a la escorrentía hipodérmica.

## 2.- Material y métodos

Para la elaboración de este trabajo se han utilizado cuatro publicaciones anteriores. Más información de cada publicación se puede encontrar en (Arnold et al, 1998; Molina-Navarro et al.; 2014a) para la cuenca del río Ompólveda (Molina-Navarro et al.; 2014b) para la cuenca del río Salado y Molina-Navarro et al.; 2021) para la cuenca del río Guadalupe.

### 2.1. Áreas de estudio

#### Cuenca del río Ompólveda

La cuenca del río Ompólveda (Fig. 1) tiene una superficie de 87,8 km<sup>2</sup>. Está situada en el sur de la provincia de Guadalajara, en la cabecera de la cuenca del Tajo. El clima es mediterráneo continental, con una temperatura media anual de 12,5°C y una precipitación media anual de 600 mm, aunque presenta una alta variabilidad intra e interanual (Molina-Navarro et al.; 2016, Molina-Navarro et al.; 2010).

La descarga media anual en la estación de aforo de Pareja (AEMET, 2021) se sitúa en torno al 10% de las precipitaciones de la cuenca. En cuanto a los componentes de la escorrentía circulante por el río, se ha estimado que un 70% del caudal medio es escorrentía subterránea (Molina-Navarro et al.; 2016), poniendo de manifiesto la importancia del acuífero calcáreo en la escorrentía. En el 30% restante, se espera una alta contribución de la escorrentía hipodérmica (o flujo lateral), ya que más del 70% del área de la cuenca tiene pendientes superiores al 8%, aumentando aquélla con la pendiente (MITECO, 2019).

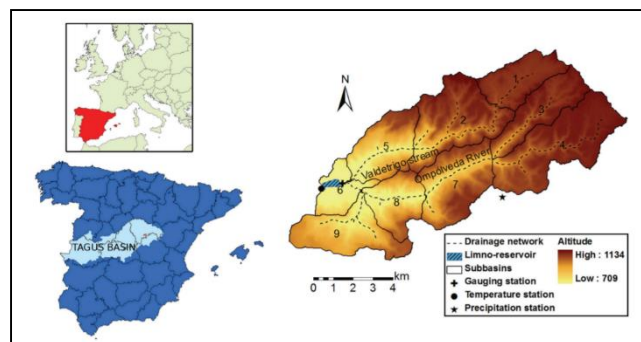


Fig. 1. Localización de la cuenca del río Ompólveda y Modelo Digital de Elevaciones.

La altitud de la cuenca oscila entre 709 y 1134 m.s.n.m. La cuenca alta está dominada por una meseta caliza del Mioceno medio que es permeable y actúa como un importante acuífero libre. La litología sedimentaria más antigua (Cretácico Superior) aflora en las laderas del río Ompólveda y sus afluentes, y está compuesta principalmente por arcillas, con intercalaciones de margas, limo, arena, caliza y yeso. Los sedimentos cuaternarios se localizan exclusivamente en los fondos de los valles de los arroyos principales.

La cuenca se ubica en su totalidad en el medio rural y la vegetación natural es la principal cobertura del terreno. Así, el 37% de la cuenca está cubierta por bosques (pinos y encinas) y el 36% por matorrales, ocasionalmente combinados con pastos. El 25% de la cuenca está cultivada, principalmente con cereales de secano (17%) y olivares (7%, muchos de ellos abandonados). El uso urbano es minoritario, con unos 300 habitantes en la cuenca.

#### Cuenca del río Salado

La cuenca del río Salado se localiza en el norte de la provincia de Guadalajara, en la cabecera de la cuenca del río Tajo (Fig. 2). Tiene una superficie de 485 km<sup>2</sup>, con altitudes que oscilan entre los 838 y los 1404 m.s.n.m. Presenta un clima típico mediterráneo-continental. Los valores medios anuales de temperatura y precipitación son de 11,6°C y 526 mm, respectivamente (Molina-Navarro et al.; 2010), y las precipitaciones más intensas se producen a finales de otoño y principios de invierno.

La escorrentía superficial está regulada por el embalse de El Atance (Fig. 3), construido en 1997 y con una capacidad máxima de 37 hm<sup>3</sup>. La cuenca está dotada de una estación de aforo, operativa desde 1972, lo que permite calibrar el modelo SWAT con los caudales observados. El caudal medio anual registrado en esta estación es de 20,8 hm<sup>3</sup>, aunque existe una gran variabilidad interanual, con valores que van desde apenas 4 hm<sup>3</sup> hasta más de 73 hm<sup>3</sup>, y con un pronunciado estiaje en los meses de verano (MITECO, 2021).

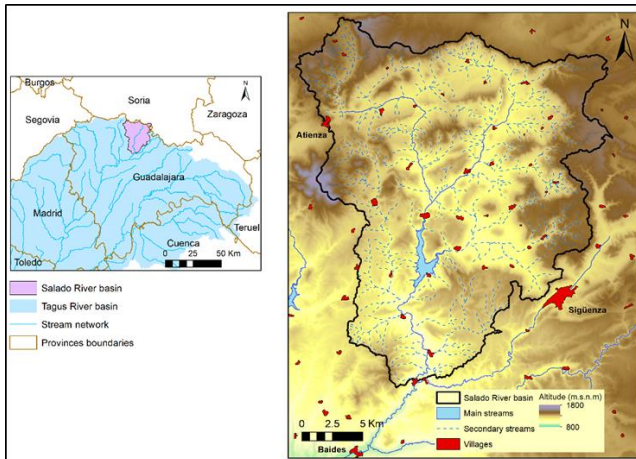


Fig. 2. Localización de la cuenca del río Salado y Modelo Digital de Elevaciones.

Geológicamente, esta cuenca fluvial presenta una superposición de estructuras de plegamiento. El encajamiento paulatino del río ha provocado el afloramiento de rocas de muy diversa edad y litología. La cuenca se asienta sobre materiales de edad precámbrica, paleozoica, mesozoica y cenozoica, así como formaciones aluviales y coluviales de edad cuaternaria. Los materiales triásicos están ampliamente representados, especialmente en la mitad norte de la cuenca. Los materiales de la facies Keuper están constituidos por las clásicas arcillas versicolores, con niveles de yeso intercalado, responsables del alto contenido de sales disueltas en las aguas del río Salado. Las rocas jurásicas afloran en el tramo superior de la cuenca en forma de dolomías tableadas, sobre las que se asienta un conjunto de calizas y dolomías de más de cien metros de espesor, dando lugar a formaciones acuíferas de relevancia local. Por último, en la mitad sur de la cuenca afloran sedimentos cretácicos (Samper et al, 2011; IGME, 1982).

En cuanto al uso del suelo, gran parte del territorio no es apto para las actividades agrícolas y ganaderas, tanto por las características del sustrato geológico y edáfico como por la escasa disponibilidad de agua de buena calidad en determinados sectores de la cuenca. Aun así, la agricultura es la principal actividad económica. La cobertura predominante en la cuenca es la forestal, ocupando el 32% de la superficie. Le siguen el uso agrícola (22%), los pastizales (18%), la combinación de pastizales y matorrales (10%), la combinación de cultivos y pastizales (9%) y los matorrales (6%). Los demás usos del suelo son minoritarios. Por último, cabe destacar la escasa población del territorio, con apenas 1100 habitantes en toda la cuenca. Sin embargo, el número de habitantes se multiplica en verano, como suele ocurrir en la España rural.

### Cuenca del río Guadalupe

La cuenca del río Guadalupe (2380 km<sup>2</sup>) se encuentra en el noroeste de México, en el estado de Baja California (Fig. 3). En ella se localiza una de las zonas agrícolas más productivas de la región (uva y aceituna, principalmente) e incluye tres valles: Ojos Negros, Guadalupe y La Misión (Fig. 3). El área de estudio (1577 km<sup>2</sup>) se corresponde exclusivamente con la cuenca alta, ya que esta sección desemboca en la estación de aforo Agua Caliente, lo que permite su modelización hidrológica. Este sector de la cuenca se continúa con el denominado Valle de Guadalupe, donde las aguas del arroyo del mismo nombre se utilizan para el riego de viñedos.

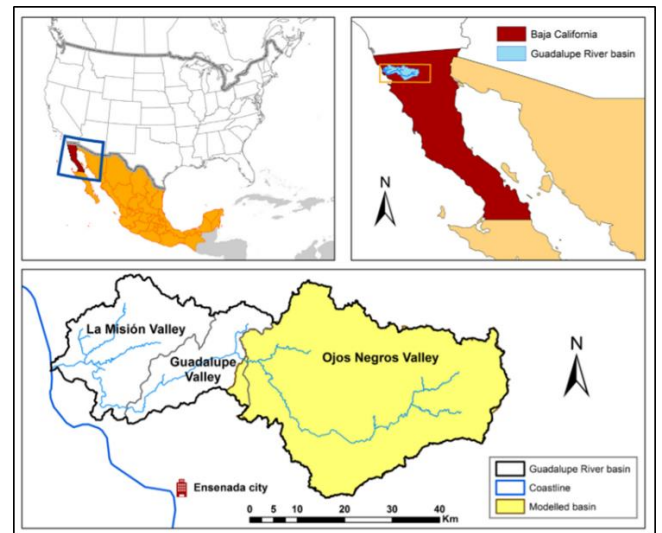


Fig. 3. Cuenca del río Guadalupe y localización esquemática de la cuenca alta del citado río.

En esta cuenca impera el clima mediterráneo con una gran variabilidad estacional y anual de la temperatura y la precipitación, así como períodos secos persistentes. Los eventos de lluvia son generalmente intensos y la precipitación media anual puede variar desde 12 mm hasta más de 750 mm, con un valor medio de 280 mm para toda la cuenca de Guadalupe (Sastre et al., 2003). Las temperaturas medias mensuales varían entre 0,6 °C y 30 °C. Como resultado, el flujo del arroyo es altamente estacional, con la mayor parte de la precipitación invernal, lo que se traduce caudales circulantes por el arroyo durante los meses de noviembre a marzo. De hecho, la estación de aforo de Agua Caliente (Fig. 3), ha registrado caudales medios anuales que van desde 0,008 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (1971) hasta 9,17 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> en 1980 (Hallack-Alegria et al., 2012), con un pico máximo de 370,8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> en febrero. Las precipitaciones en la zona son insuficientes para satisfacer las necesidades de agua de los cultivos, aunque que la agricultura de regadío es esencial en la cuenca.



La altitud en la cuenca alta del Guadalupe oscila entre 388 y 1865 m.s.n.m. La cuenca está dominada por rocas ígneas intrusivas, principalmente granodiorita del Cretácico. También afloran en la cuenca algunas formaciones metamórficas del Triásico superior al Jurásico medio compuestas por gneis, esquistos y pizarras. Los sedimentos cuaternarios se encuentran principalmente en la llanura aluvial del valle de Ojos Negros, en el sur de la cuenca alta del río Guadalupe. Estos sedimentos configuran los acuíferos de Ojos Negros y Real del Castillo, que son importantes para la agricultura local. El acuífero principal se encuentra justo a la salida de la cuenca alta modelada. Tiene una recarga total anual de 26,4 hm<sup>3</sup> (CONAGUA, 2014) de los cuales 12,6 hm<sup>3</sup> se envían por transferencia entre cuencas a la ciudad de Ensenada (CONAGUA, 2013). Alrededor del 30% del suministro de agua de la ciudad proviene de este acuífero (Ramírez-Hernández et al., 2007).

## 2.2. Elaboración de los modelos

Los tres estudios se han realizado en diferentes años entre 2011 y 2021, utilizando en cada caso el software más reciente y los datos disponibles en cada caso. Por ello, la metodología no es estrictamente la misma. Así, el objetivo del estudio no es comparar las diferentes métricas obtenidas, las cuencas o los materiales o modelos utilizados, sino valorar los efectos obtenidos sobre las componentes del caudal, y, especialmente, sobre la escorrentía hipodérmica.

El criterio intervalos de pendiente es el mismo para las tres cuencas, según las recomendaciones de la FAO (CONABIO, 2015), con tres intervalos de pendiente (<8%, 8-30%, >30%). Para simplificar la generación de HRUs, en los modelos de Ompólveda y Guadalupe, se establecieron niveles de umbral para eliminar las pendientes, los usos del suelo y los tipos de suelos minoritarios en cada subcuenca (15% para el uso del suelo y 10% para los tipos de suelos y la pendiente en la cuenca del río Ompólveda; 10% para cada factor en la cuenca del río Guadalupe). Esta simplificación no se ha realizado en la cuenca del Río Salado, ya que se pretende adicionar un módulo específico de aguas subterráneas en estudios posteriores.

El modelo del río Ompólveda fue desarrollado con ArcSWAT, al igual que el modelo del río Guadalupe, en las versiones 2005 y 2009, respectivamente (Campos-Gaytan et al., 2014, Winchell et al., 2007). El modelo del río Salado fue construido con QSWAT (Winchell et al., 2010). La Tabla 1, presenta las características y fuentes de datos de entrada utilizados en cada caso, y los resultados de la delineación de cada modelo.

La información meteorológica (precipitación y temperatura máxima y mínima) se obtuvo de estaciones meteorológicas con datos suficientes en cada una de las cuencas. Para la cuenca del río Ompólveda, la precipitación se obtuvo de la estación de Escamilla, y la

temperatura máxima y mínima diaria de la estación de Guadalajara. Como la superficie de esta cuenca es pequeña, se considera suficiente una estación para cada variable para toda la cuenca.

**Tabla 1.** Datos de entrada y resultados de delineación de los modelos.

		Ompólveda	Salado	Guadalupe
Resolución MDE		5x5 m (Dile et al., 2019)	25x25 m (IDR, 2008)	15x15 m (Ministerio de Fomento, 2018a)
Usos de suelo	Escala	1:50.000 (INEGI, 2014)	1:25.000 (MAPA, 2009)	1:250.000 (Ministerio de Fomento, 2018b)
	Usos	10	10	8
Tipos de suelo	Escala	1:50.000 (INEGI, 2015, Arévalo et al, 2016)	1 km (Hernández et al, 1998)	1:1.000.000 (Nachtergaele et al, 2012)
	Tipos	5	4	5
Sub cuencas		9	53	17
HRUs		252	1157	136

Para la cuenca del río Salado se utilizaron seis estaciones meteorológicas, tres termo-pluviométricas, una termométrica y una pluviométrica. Para las dos cuencas españolas, los datos meteorológicos se obtuvieron de la Agencia Española de Meteorología (AEMET) (Molina-Navarro et al., 2010). Para la cuenca del río Guadalupe, los datos meteorológicos se extrajeron de 4 estaciones con datos suficientes y coincidentes en el tiempo del Estudio de Datos Meteorológicos (FAO, 1980).

## 2.3. Calibración de los modelos

Los tres modelos se calibraron utilizando el algoritmo Sequential Uncertainties Fitting Ver2 (SUFI2) del software SWAT Calibration and Uncertainty Programs (SWAT-CUP), con la Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) como función objetivo. Para los modelos de los ríos Ompólveda y Guadalupe, se utilizó la versión de 2008 (Gobierno de México, 2021), mientras que para la cuenca del río Salado, la versión de 2015 (Abbaspour, 2015). Se realizaron tres iteraciones de 500 simulaciones para la calibración de los modelos de los ríos Ompólveda y Salado, y cinco iteraciones de 500 simulaciones para el río Guadalupe. Después de cada iteración, los rangos de los parámetros se actualizaron a los valores sugeridos por el programa excepto si excedían los rangos realistas inicialmente definidos. Para la selección de parámetros, en las cuencas de los ríos Ompólveda y Guadalupe se realizó un análisis de sensibilidad, mientras que para la cuenca del Salado los parámetros se seleccionaron según la experiencia del equipo investigador. Finalmente, se calibraron quince parámetros para la cuenca del Ompólveda, dieciocho para la del Salado y diez para la del Guadalupe.

Los períodos de tiempo fueron diferentes para cada

modelo. El modelo de la cuenca del río Ompólveda se calibró entre los años 1989 y 1996, tras un periodo de calentamiento de tres años (1986-1988) y se validó entre 1997 y 2003. El modelo del río Salado tuvo un periodo de calentamiento de cinco años, entre 1985 y 1990, y fue calibrado entre 1990 y 1993 y validado entre 1994 y 1996. El modelo del río Guadalupe tuvo un periodo de calibración de dos años (1973-1974), seguido de un periodo de calibración entre 1975 y 1981 y un periodo de validación entre 1982 y 1986. Todos los modelos obtuvieron resultados entre satisfactorios y buenos para las métricas evaluadas: Coeficiente de determinación ( $R^2$ ), Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y ratio de desviación estándar de las observaciones del error medio cuadrático (RMSE). El uso simultáneo de estos tres índices estadísticos es conveniente, ya que pertenecen a diferentes categorías (regresión, adimensional y error) y conseguir un buen valor en todos ellos garantiza la robustez del modelo, cubriendo todos los aspectos del hidrograma (patrón temporal, valores extremos y valor medio, respectivamente) (Abbaspour, 2008). La tabla 2 es un resumen de las métricas obtenidas; los resultados ampliados se pueden encontrar en las respectivas publicaciones.

#### 2.4. Escenarios de cambio climático

Las proyecciones de cambio climático tampoco fueron las mismas para los diferentes modelos, ya que se utilizaron los datos de los últimos informes del IPCC disponibles en cada caso. Sin embargo, los escenarios evaluados de los dos informes utilizados (AR4 y AR5) (Moriassi et al., 2015, IPCC, 2007) son comparables entre sí, pudiéndose definir un escenario de bajas emisiones para los escenarios SRES B1 y RCP 4.5, y un escenario de altas emisiones para los escenarios SRES A2 y RCP 8.5.

**Tabla 2.** Rendimiento obtenido en la calibración (C) y en la validación (V).

Parámetro	$R^2$		NSE		RSR	
	C	V	C	V	C	V
Ompólveda	0.78	0.77	0.67	0.70	0.57	0.55
Salado	0.69	0.64	0.69	0.64	0.56	0.60
Guadalupe	0.88	0.82	0.86	0.76	0.38	0.49

Para las cuencas españolas, los datos se extrajeron en ambos casos de la AEMET. En la cuenca del Ompólveda se utilizó la media de las proyecciones diarias predichas por un conjunto de 11 modelos para las estaciones de Escamilla y Guadalajara (para la precipitación y la temperatura máxima y mínima, respectivamente) (IPCC, 2014), extrayendo posteriormente las variaciones mensuales. Para la cuenca del Salado se utilizaron las proyecciones medias trimestrales predichas por 10 modelos para la provincia de Guadalajara (AEMET,

2021a). Para el largo plazo sólo 7 de estos 10 modelos tenían datos. En el caso de la cuenca del río Guadalupe, los datos de precipitaciones mensuales futuras se obtuvieron a partir de proyecciones regionales utilizando un conjunto de 12 realizaciones de seis modelos para los escenarios B1 y A2 (AEMET, 2021b). Sin embargo, las temperaturas máximas y mínimas, requeridas por SWAT no estaban disponibles en esta base de datos, por lo que las variaciones trimestrales de la temperatura futura se obtuvieron de una proyección local realizada para la ciudad de Ensenada con el modelo HadCM3 para los escenarios B2/A2 (PACC, 2012). Más información sobre los escenarios y periodos simulados en cada cuenca y sobre las fuentes utilizadas se puede encontrar en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Períodos de tiempo simulados e información para escenarios de cambio climático utilizados (B: escenario base; MP: medio plazo; LP: largo plazo).

Cuenca	Ompólveda	Salado	Guadalupe
Escenario	SRES B1/A2	RCP 4.5/8.5	SRES B1-B2/A2
IPCC	AR4	AR5	AR4
Fuente	AEMET	AEMET	PEACC
B	1989-2011	1961-1990	1961-1990
MP	2046-2065	2046-2065	2010-2040
LP	2081-2100	2081-2101	2070-2099

#### 2.5. Interpretación de resultados

Se han obtenido las precipitaciones, caudales y componentes de los caudales de cada modelo para los escenarios base, de bajas emisiones y de altas emisiones para el medio y largo plazo, calculando también para los caudales y sus componentes la variación porcentual estimada en cada escenario respecto al escenario base. Particularmente, en este trabajo se expondrán los resultados relativos a la escorrentía hipodérmica.

### 3.- Resultados y discusión

#### 3.1. Variación de la precipitación y de la escorrentía

En la Tabla 4 se muestran los valores absolutos de la precipitación y el caudal estimados para cada cuenca y para los diferentes escenarios, así como la variación porcentual de la escorrentía con respecto al escenario base.

Los resultados estimados para las dos cuencas españolas predicen una disminución de la precipitación más severa en los escenarios más pesimistas y en el largo plazo. La cuenca del Salado, en el peor escenario, experimentaría una disminución de unos de 100 mm respecto al escenario base, más del 18% de la precipitación. El impacto sobre la precipitación en la cuenca de Ompólveda no es tan severo, siendo la disminución del

12% en el peor escenario. Esta reducción de la precipitación lleva implícita una disminución aún más acusada del caudal, que podría ser debida a la previsible mayor tasa de evapotranspiración. A medio plazo, la disminución prevista del caudal del río Ompólveda es inferior al 10%, llegando a un 35% a largo plazo en el escenario de bajas emisiones y a un 49% en el escenario de altas emisiones. En la cuenca del Salado, los descensos estimados son similares, de entre el 28% y el 46% a medio plazo y de entre el 34% y el 57% a largo plazo. Estos resultados obligan a tomar medidas de cara al futuro ya que, si las previsiones de cambio climático se materializan, resultará altamente difícil garantizar la disponibilidad de agua en estas cuencas a finales de siglo.

**Tabla 4.** Variación de la precipitación (P) y del caudal (Q) para cada cuenca a medio (M) y largo (L) plazo para los escenarios de bajas emisiones (BE) y altas emisiones (AE).

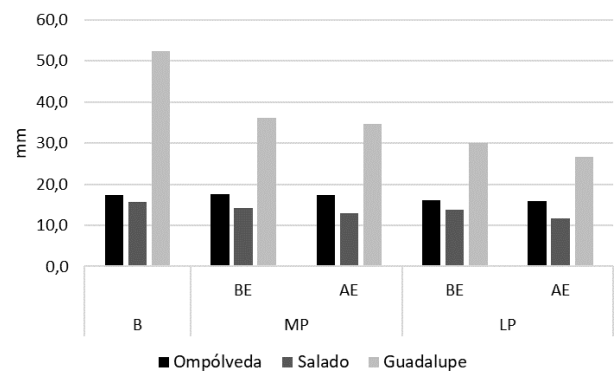
<b>Ompólveda</b>				
Escenario	Periodo	P (mm)	Q (mm)	$\Delta Q$ (%)
	Base	589,4	50,26	-
BE	M	573,9	52,01	3,48
	L	538	32,87	-34,6
AE	M	569,7	45,96	-8,56
	L	523,3	25,8	-48,67
<b>Salado</b>				
Escenario	Periodo	P (mm)	Q (mm)	$\Delta Q$ (%)
	Base	542,9	49,4	-
BE	M	502	35,54	-28,06
	L	496,8	32,66	-33,89
AE	M	479,3	26,69	-45,97
	L	442	21,43	-56,62
<b>Guadalupe</b>				
Escenario	Periodo	P (mm)	Q (mm)	$\Delta Q$ (%)
	Base	462,4	76,24	-
BE	M	359,9	42,73	-43,95
	L	316,8	34,52	-54,72
AE	M	346,1	41,39	-45,71
	L	290,8	30,63	-59,82

En la cuenca del río Guadalupe, estos resultados predicen una pronunciada disminución de las precipitaciones, de entre un 24% y un 37% para los escenarios menos y más pesimistas, respectivamente. La disminución de la precipitación también tiene un impacto negativo en los caudales circulantes por el río, estimándose una reducción de entre el 43% y el 60% con respecto al escenario de base. La menor disponibilidad de recursos hídricos prevista incrementará, sin duda, la dificultad de gestionar los recursos hídricos en una cuenca en la que actualmente es ya un reto.

### 3.2. Variación estimada de la escorrentía hipodérmica

La Fig. 4 muestra los valores estimados para la escorrentía hipodérmica en las tres cuencas objeto de estudio, a medio y largo plazo para los escenarios de bajas e y altas emisiones.

En la cuenca del río Ompólveda la componente hipodérmica de la escorrentía no experimentaría cambios significativos a medio plazo, ni en un escenario de bajas emisiones ni en uno de altas. A largo plazo el modelo predice una disminución del 8% (Tabla 5) (apenas un mm), en la escorrentía hipodérmica, valor relativamente bajo con respecto a la disminución esperada para la escorrentía total, de casi un 50%.



**Fig. 4.** Escorrentía hipodérmica en las cuencas estudiadas para los escenarios analizados.

**Tabla 5.** Variación estimada de la escorrentía hipodérmica ( $Q_h$ ) (%) para los escenarios BE y AE a medio (M) y largo (L) plazo con respecto al escenario base.

Cuenca	Escenario	Plazo tiempo	Variación (%)
Ompólveda	Bajo	Medio	1
		Largo	-8
	Alto	Medio	0
		Largo	-8
Salado	Bajo	Medio	-10
		Largo	-12
	Alto	Medio	-17
		Largo	-25
Guadalupe	Bajo	M	-31
		L	-43
	Alto	M	-34
		L	-49

Los efectos del cambio climático en los escenarios barajados sobre la escorrentía hipodérmica previsiblemente serán algo más severos en la cuenca del Salado, prediciendo el modelo elaborado descensos de entre el 10 y el 17% a medio plazo en el escenario de

altas emisiones (Tabla 5). No obstante, ese descenso porcentual apenas representa cuatro mm en valores absolutos (Fig. 4).

En el caso de la cuenca del río Guadalupe, donde se han estimado las mayores disminuciones absolutas tanto de los caudales como de las precipitaciones, la escorrentía hipodérmica se verá notablemente afectada, con descensos porcentuales de entre un 30 y un 50%, aproximadamente, en función del escenario que se considere. En este caso, el valor absoluto de la escorrentía hipodérmica disminuirá casi a la mitad en el peor de los casos analizados, quedando reducida a tan solo 27 mm al final de este siglo frente a los más de 50 que supone en el escenario base.

Esta diferencia tan significativa entre la elevada disminución de la escorrentía hipodérmica predicha por el modelo para la cuenca del Guadalupe y la escasa –casi nula– variación que se prevé en las cuencas españolas para esta componente del caudal total circulante guarda estrecha relación con la contribución relativa a la escorrentía total que representa actualmente. Si en las cuencas españolas la componente mayoritaria es la subterránea, en la del Guadalupe, más árida que las cuencas españolas, lo es la hipodérmica, lo que podría estar condicionado por el carácter impermeable de los sustratos que afloran en la misa y el carácter mayormente torrencial de las precipitaciones, que favorecería la generación de escorrentía directa (superficial e hipodérmica) en detrimento de la subterránea.

En efecto, mientras que de los 76 mm de escorrentía media anual registrados en la cuenca del Guadalupe la escorrentía hipodérmica se estima en unos 52 mm –un 69% de aquella–, en las cuencas de los ríos Ompólveda y Salado se estima en apenas 17 mm y 15 mm de los 50 mm y 49 mm que supone la escorrentía total, respectivamente. Es decir, en ambas cuencas, actualmente la escorrentía hipodérmica representa tan sólo entre un 32% y un 34% (Ompólveda y Salado, respectivamente) de la escorrentía total.

Los modelos de cambio climático establecidos para estas tres cuencas predicen un marcado descenso de la escorrentía total que (un 50% en el escenario más pesimista, aproximadamente), en las dos cuencas españolas, se deberá específicamente a la disminución de la escorrentía subterránea –jugando un papel casi despreciable la variación en la hipodérmica–; Por el contrario, en la cuenca alta del río Guadalupe, la disminución de la escorrentía, que el modelo cifra en hasta un 60%, se deberá fundamentalmente el descenso de la escorrentía hipodérmica, por jugar un papel muy poco relevante la escorrentía subterránea ya en el escenario de base. Paradójicamente, en la cuenca del río Ompólveda, el modelo predice que la escorrentía superficial se verá ligeramente incrementada, previsiblemente merced a la mayor torrencialidad de las exiguas precipitaciones caídas.

#### 4.- Conclusiones

En este trabajo se ha analizado el impacto dos escenarios de cambio climático (bajas y altas emisiones) y en dos horizontes temporales (medio y largo plazo) sobre la distribución de las componentes de la escorrentía en tres cuencas de clima mediterráneo, dos cuencas españolas (ríos Ompólveda y Salado) y una cuenca mexicana (arroyo de Guadalupe).

Los resultados muestran que en las cuencas españolas, donde en el escenario base la escorrentía hipodérmica representa en torno a un 30% de la total, la contribución de esta componente disminuirá solo ligeramente incluso en el escenario más pesimista, aunque adquirirá un mayor peso porcentual en el cómputo de la escorrentía total debido a la notable disminución de la escorrentía subterránea.

En la cuenca del arroyo Guadalupe, más árida y con una menor contribución de la escorrentía subterránea, la escorrentía hipodérmica ya es la componente mayoritaria en el escenario base. En este caso, la acusada disminución del caudal esperada en un futuro de cambio climático se deberá fundamentalmente al descenso de esta componente, que será hasta un 49% inferior que en el escenario base.

Los resultados expuestos en este trabajo ponen de manifiesto la necesidad de tomar medidas de cara al futuro ya que, si las previsiones de cambio climático se materializan, resultará difícil garantizar la disponibilidad de agua en estas cuencas a finales de siglo, previéndose una situación particularmente grave en la cuenca del arroyo Guadalupe.

#### 5.- Bibliografía

- Abbaspour, K.C. 2008. SWAT-CUP2: SWAT calibration and uncertainty programs: A user manual. Department of System Analysis, Integrated Assessment and Modelling (SIAM), Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Dübendorf, Switzerland.
- Abbaspour, K.C. 2015. SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual. Eawag, Dübendorf, Suiza. 100 pp.
- AEMET: Proyecciones climáticas para el siglo XXI. Datos diarios. Disponible en: [http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio\\_climat/datos\\_dia\\_rios](http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat/datos_dia_rios)
- AEMET: Proyecciones climáticas para el siglo XXI. Resultados gráficos. Disponible en: [http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio\\_climat/result\\_graficos?opc4=0&opc6=0](http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat/result_graficos?opc4=0&opc6=0)
- Arévalo Illana, D., Bienes Allas, R., Martínez Pérez, S.; Sastre Merlín, A. 2016. Nueva ampliación paramétrica de la USLE y aplicación a nivel de cuenca. Editorial Académica Española, Saarbrücken, Alemania. 75 pp.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 34(1), 73-89.
- Campos-Gaytan, J.R., Kretzschmar, T., Herrera-Oliva, C.S., 2014. Future groundwater extraction scenarios for an aquifer in a semiarid

- environment: case study of Guadalupe Valley Aquifer, Baja California, Northwest Mexico. *Environ. Monit. Assess.* 186, 7961–7985.
- CONABIO, 2015. Portal de Geoinformación. Sistema Nacional de Información sobre Biodiversidad. En: <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- CONAGUA, 2013. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero de Guadalupe (0207), Baja California, Comisión Nacional del Agua, México D.F.
- CONAGUA, 2014. Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS). Available at: <http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Contenido/Documentos/Portada%20BANDAS.htm>
- Dile, Y., Srinivasan, R., George, C. 2019. QGIS Interface for SWAT (QSWAT). Disponible en: [https://swat.tamu.edu/media/116301/qswat-manual\\_v18.pdf](https://swat.tamu.edu/media/116301/qswat-manual_v18.pdf).
- Eliasson, J., 2015. The rising pressure of global water shortages. *Nature*, 517(7532), 6–6.
- European Parliament and Council, 2000. Directive 2000/60/EC of 23/10/2000 establishing a framework for the Community action in the field of water policy. 327, Official Journal of the European Union.
- FAO, 1980. Land evaluation for development, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.
- Fu, B., Merritt, W. S., Croke, B. F., Weber, T. R., & Jakeman, A. J. 2019. A review of catchment-scale water quality and erosion models and a synthesis of future prospects. *Environmental modelling & software*, 114, 75–97.
- Gobierno de México: Servicio Meteorológico Nacional. Weather Stations Information. 2021. Disponible en: <https://smn.conagua.gob.mx/es/>
- Hallack-Alegria, M., Ramírez-Hernández, J., Watkins Jr., D. W., 2012. ENSO-conditioned rainfall drought frequency analysis in northwest Baja California, Mexico. *Int. J. Clim.* 32, 831–842.
- Hernaiz Huerta, P. P., Cabra Gil, P., Solé Pont, J., Portero, J. and del Olmo, P. 1998. Mapa Geológico de España Escala 1:50000 - Auñón. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid. 122 pp.
- IGME, 1982. Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Madrid. Servicio de Publicaciones.
- INEGI, 2014. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Disponible en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geografia/default.aspx>
- INEGI, 2015. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Banco de Información Económica; En: <http://www.inegi.org.mx/sistemas/bie/default.aspx>
- Instituto de Desarrollo Regional. 2008. Infraestructura de datos espaciales de Castilla-La Mancha- Zona de Descarga. <http://ide.jccm.es/descargapnoa/>
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report, in: Core Writing Team, Pachauri, R.K., Reisinger, A. (Eds.), Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. Geneva, Switzerland, 151 pp. Jager, N. W., Challies, E., Kochskämper, E., Newig, J., Benson, D., Blackstock, K., ... & Von Korff, Y. (2016). Transforming European water governance?
- Kovats, R.S., R. Valentini, L.M. Bouwer, E. Georgopoulou, D. Jacob, E. Martin, M. Rounsevell, and J.-F. Soussana, 2014: Europe. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1267–1326.
- Mekonnen, M. M., & Hoekstra, A. Y. (2016). Four billion people facing severe water scarcity. *Science Advances*, 2(2), e1500323.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (2009). Mapa de Cultivos y Aprovechamientos (1:50.000). Disponible en: [https://www.mapa.gob.es/es/cartografia-y-sig/publicaciones/agricultura/mac\\_2000\\_2009.aspx](https://www.mapa.gob.es/es/cartografia-y-sig/publicaciones/agricultura/mac_2000_2009.aspx)
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). 2021: <https://opendata.aemet.es/centrodedescargas/inicio>
- Ministerio de Fomento. 2018a. Modelos Digitales de Elevaciones. Modelo Digital de Terreno – MDT25. Centro de Descargas del Centro Nacional de Información Geográfica. Disponible en: <http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/catalogo.do?Serie=LIDAR>.
- Ministerio de Fomento. 2018b. Documento Técnico SIOSE 2014. Versión 1. Equipo Técnico Nacional SIOSE. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 16 pp.
- Ministerio para la transición ecológica y el reto demográfico (MITECO). 2021. Síntesis de los borradores de planes hidrológicos de las demarcaciones hidrográficas intercomunitarias. Madrid, España. Disponible en: [https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/sintesisborradoresplanes\\_tcm30-528453.pdf](https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/sintesisborradoresplanes_tcm30-528453.pdf)
- Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. 2019. Anuario de Aforos. Dirección General del Agua. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX): <https://ceh.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>
- Molina-Navarro, E., S. Martínez Pérez, and A. Sastre Merlín. 2010. El limnoembalse de Cola de Pareja (Guadalajara): Aspectos medioambientales e hidrológicos. *Bol. Geol. Min.* 121:69–80.
- Molina-Navarro, E., Martínez-Pérez, S., Sastre-Merlín, A., & Bienes-Allas, R. (2014a). Hydrologic modeling in a small Mediterranean basin as a tool to assess the feasibility of a limno-reservoir. *Journal of environmental quality*, 43(1), 121–131.
- Molina-Navarro, E., Trolle, D., Martínez-Pérez, S., Sastre-Merlín, A., & Jeppesen, E. (2014b). Hydrological and water quality impact assessment of a Mediterranean limno-reservoir under climate change and land use management scenarios. *J. of Hydrology*, 509, 354–366.
- Molina-Navarro, E., Hallack-Alegria, M., Martínez-Pérez, S., Ramírez-Hernández, J., Mungaray-Moctezuma, A., & Sastre-Merlín, A. (2016). Hydrological modeling and climate change impacts in an agricultural semiarid region. Case study: Guadalupe River basin, Mexico. *Agric. Water Manag.*, 175, 29–42.
- Molina-Navarro, E.; Sastre-Merlín, A.; Martín-Loeches, M.; Vicente, R.; Sánchez-Gómez, A.; Martínez-Pérez, S. (2021). Impacto del cambio climático en la España rural: modelizando la afección a los recursos hídricos en una cuenca del centro peninsular. *Recopilación de Publicaciones Científico Técnicas y de Difusión de Proyectos aceptadas en el Marco del Congreso Nacional del Medio Ambiente (CONAMA)*. Available at: <http://www.conama11.vsf.es/conama10/download/files/conama2020/CT%202020/5247.pdf>
- Monreal, T. E., & Ripoll, L. Q. (1996). El sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA. *Revista Digital del CEDEX*, (104), 43–43.
- Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763–1785.
- Nachtergaele, F., van Velthuisen, H., Verelst, L., Wiberg, D. 2012. Harmonized World Soil Database. Version 1.2. FAO, Roma, Italia. 50 pp.
- Parish, E. S., Kodra, E., Steinhäuser, K., & Ganguly, A. R. (2012). Estimating future global per capita water availability based on changes in climate and population. *Computers & Geosciences*, 42, 79–86.
- PEACC, 2012. Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático de Baja California, Secretaría de Protección al Ambiente, Ensenada, Mexico.

- PEACC, 2015. Documentación de Escenarios Climáticos Regionales. Disponible en: <http://peac-bc.cicese.mx/escenariosdoc.htm>
- Praskievicz, S., & Chang, H. 2009. A review of hydrological modelling of basin-scale climate change and urban development impacts. *Progress in Physical Geography*, 33(5), 650-671.
- Ramírez-Hernández, J. et al. 2007. Informe Final. Plan de Manejo Integrado de las Aguas Subterráneas en el Acuífero de Guadalupe, Estado de Baja California. Tomo I, Comisión Nacional del Agua. Organismo de Cuenca Península de Baja California, Dirección Técnica, Mexicali, México.
- Samper, J., B. Pisani, and J.E. Marques. 2011. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. In: J. Martínez Fernández and N. Sánchez Martín, editors, *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo* vol. X-ZNS'11. 19-21 Oct. 2011. Universidad de Salamanca, España. p. 365-370.
- Sastre Merlín, A., Moya, M.E., Acaso, E., Centeno, J.D. y Barea, J. 2003. Paisajes Geológicos de Guadalajara. En: *Nuche del Rivero, R.* (ed.): *Patrimonio Geológico de Castilla-La Mancha*, 258-333. ENRESA, Madrid.
- Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N. W., Clark, D. B., ... & Gosling, S. N. 2014. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3245-3250.
- Winchell, M., R. Srinivasan, M. Di Luzio, and J.G. Arnold. 2007. ArcSWAT interface for SWAT. User's guide. Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station and USDA Agricultural Research Service, Temple, TX.
- Winchell, M., Srinivasan, R., Di Luzio, M., Arnold, J., 2010. ArcSWAT Interface For SWAT 2009: User's Guide. Texas Agricultural Experiment Station and USDA agricultural Research Service, Temple, Texas.

## ESTUDIOS HIDROLÓGICOS Y MODELOS DE MEZCLA DE AGUAS PARA EL ESTUDIO DEL DRENAJE ÁCIDO DEL TERRAPLÉN DEL APARRAL EN LA AUTOVÍA AG-64

J. Samper<sup>1</sup>, A. Naves<sup>1</sup>, L. Montenegro<sup>1</sup>, B. Pisani<sup>1</sup>, H. Dopico<sup>2</sup>, M. Arias<sup>2</sup> y J. Dafonte<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Escuela de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña, Campus de Elviña s/n 15071 A Coruña. e-mail: j.samper@udc.es

<sup>2</sup>Intacta Gestión Ambiental. Edif SEARA. P.I. Penapurreira. 15320 As Pontes A Coruña. e-mail: h.dopico@intacta.es

<sup>3</sup>Universidad de Santiago de Compostela. Departamento de Ingeniería Agroforestal. Escuela Politécnica Superior de Ingeniería. Benigno Ledo s/n. 27002 Lugo. e-mail: jorge.dafonte@usc.es

**RESUMEN.** Las aguas de los ríos Eume y Chamoselo, a su paso por As Pontes (A Coruña), se vieron muy acidificadas a partir de 2008 debido a los aportes de aguas ácidas que estuvieron en contacto con los estériles sulfurosos de la construcción de la autovía AG-64. Estos estériles se utilizaron como material competente y de relleno en toda la autovía. En el terraplén del arroyo del Aparral el pH natural de las aguas del arroyo se redujo desde el valor natural (6.5) hasta 2.3. Desde entonces el pH del río Chamoselo se viene corrigiendo mediante la adición de hidróxido cálcico en varios puntos de la cuenca. Esta comunicación presenta los trabajos realizados para: (1) Definir la red de drenaje actual en el entorno del terraplén del Aparral; (2) Identificar las posibles fuentes y los flujos de aguas ácidas superficiales y subterráneas y (3) Formular un modelo conceptual para la generación de las aguas ácidas y de mezcla de aguas en la zona de estudio. El objetivo final es reducir los flujos de agua a través del relleno para reducir al máximo los caudales de agua a tratar.

**ABSTRACT.** Surface waters of the Eume and Chamoselo rivers at As Pontes (A Coruña) have been severely affected by acidity episodes since 2008 due to water leaching through the sulfidic materials used for the construction of AG-64 highway. The sulfidic materials were disposed at several sites as landfills and embankments. The construction of the Aparral embankment led to a decrease of the pH of the Aparral creek from 6.5 (natural) to 2.3. Remediation measures have been implemented since then by adding calcium hydroxide in surface waters at several locations in the Chamoselo basin. Here we present the work done so far: (1) To define the drainage network in the Aparral embankment; (2) To identify and quantify the acidity sources and the water flows causing the acidity of the surface water and groundwater and (3) Formulate a conceptual model for the generation of acid and a mixing-cell model for the study area. The ultimate objective is to reduce the water flows through the embankment in order to minimise the water treatment.

### 1.- Introducción

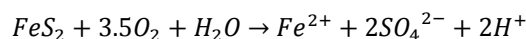
El drenaje ácido de rocas en la construcción de infraestructuras constituye un problema técnico y ambiental

de primera magnitud. Los problemas técnicos más importantes son la corrosión de los metales y del hormigón, y la erosión de taludes debido a la ausencia de vegetación.

El drenaje ácido de rocas deteriora la calidad del agua debido a la oxidación de los sulfuros metálicos. El pH del drenaje ácido de las rocas normalmente varía entre 2 y 4 (Nordstrom y Alpers, 1999). Muchos metales se convierten en solubles en condiciones ácidas. Los minerales piríticos se oxidan cuando son expuestos al aire y provocan el drenaje ácido de rocas. Los principales metales causantes del drenaje ácido de rocas son la piritita ( $\text{FeS}_2$ ), la marcasita (otra forma de  $\text{FeS}_2$ ), y la pirrotita ( $\text{Fe}_x\text{S}$ ).

La meteorización de la piritita empieza con la exposición de la piritita al oxígeno y al agua. La piritita es menos reactiva si está sumergida en agua. En general, el drenaje ácido es producido por la exposición de las rocas piríticas a ciclos repetidos de humectación/desecación y a la acción de las bacterias presentes en la superficie de la tierra. (Hammastron et al., 2005).

La reacción inicial de oxidación de la piritita es:



Posteriormente, el hierro ferroso se oxida a hierro férrico por acción de las bacterias. Este hierro férrico es un potente oxidante que ataca a la piritita y a otros minerales, liberando notables cantidades de hierro ferroso (Hammastron et al., 2005).

Los efectos ambientales de los drenajes ácidos son muy negativos sobre la calidad del agua y los organismos acuáticos (Orndorff y Daniels, 2004). Para abordar estos problemas, se han elaborado guías para la gestión de terrenos sulfurosos en Estados Unidos, Australia y Canadá (Orndorff y Daniels, 2004; NSW, 2005).

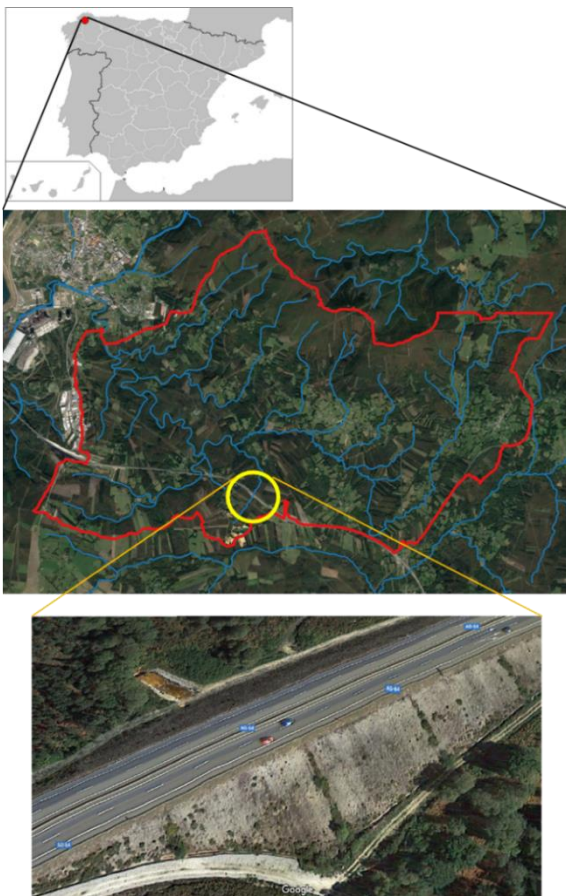
En el año 2008 se inauguró el tramo As Pontes de García Rodríguez-Cabreiros de la autovía AG-64 (Ferro-Villalba). Durante la construcción de este tramo se excavó en la zona de "Os Airios" una trinchera de dimensiones considerables con una profundidad máxima de 50 m. De esta trinchera se extrajo un volumen de 1.8 hm<sup>3</sup> de pizarras con contenidos variables de minerales piríticos. Una parte de este material se utilizó como relleno en un vertedero y en el polígono de "Os Airios" situados en As Pontes. El resto de este material se utilizó como relleno y como material competente en la base de todo el trazado de este tramo de 9.7 km de autovía.

Las aguas de los ríos Eume y Chamoselo se vieron muy

acidificadas a partir de entonces debido a la escorrentía superficial y subterránea procedente de los materiales de relleno y saneo utilizados en la construcción de la autovía. Estos vertidos ácidos, procedentes del drenaje ácido de rocas, afectan a la cuenca del río Chamoselo principalmente a través de dos de sus afluentes: el arroyo del Aparral y el arroyo Lavadoiro. El río Chamoselo es a su vez afluente del río Eume. Para neutralizar la acidez del río Chamoselo se controla en continuo el pH en la cuenca en 35 puntos y se vierten 400 t/año de hidróxido cálcico en 7 puntos de dosificación.

En la Fig. 1 se muestra la situación de la cuenca del río Chamoselo y del terraplén del Aparral, en el citado tramo de la autovía.

En la construcción del terraplén del Aparral se utilizó como material de relleno el material excavado de la trinchera de “Os Airios”. Una vez finalizada la obra del terraplén sus taludes fueron impermeabilizados. Sin embargo, el nivel freático en la zona está muy próximo a la superficie por lo que los materiales del relleno pueden ser lavados por el flujo de aguas subterráneas. La construcción del terraplén del Aparral provocó que el pH natural del arroyo del Aparral (en torno a 6.5) bajara a un pH de alrededor de 2.3. Dafonte et al. (2019) presentaron un primer análisis de las fuentes de acidez y de los flujos de agua causantes de las aguas ácidas.



**Fig. 1.** Situación de la cuenca del río Chamoselo y del terraplén del Aparral.

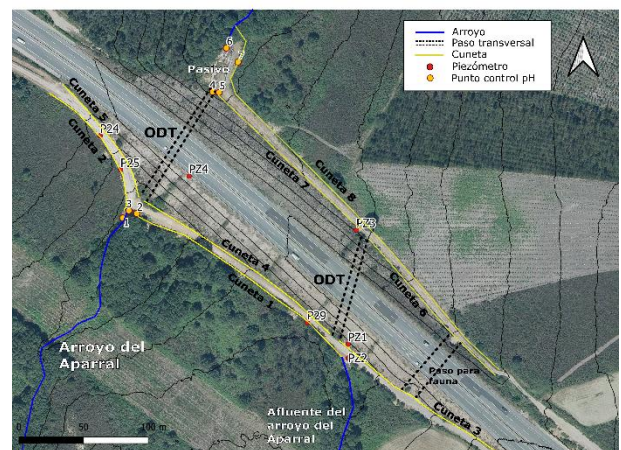
En esta comunicación se presentan los trabajos realizados más recientemente para: (1) Definir la red de drenaje actual en el entorno del terraplén del Aparral; (2) Identificar de forma más precisa las fuentes de acidez y los flujos de aguas ácidas superficiales y subterráneas y (3) Formular un modelo conceptual para la generación de las aguas ácidas y un modelo de mezcla de aguas en la zona de estudio. El objetivo final es reducir los flujos de agua a través de zonas con rellenos piríticos para minimizar los caudales de agua a tratar.

## 2.- Descripción de la zona de estudio

El terraplén del Aparral tiene ~0,5 km de longitud, un ancho de ~30 m en coronación y una altura máxima de ~30 m en su parte central. El tramo cuenta con dos vías de servicio situadas los pies de los dos taludes. Las cunetas de las vías de servicio recogen la escorrentía de los taludes y del terreno adyacente.

La red de drenaje de la zona de estudio se ha obtenido a partir del modelo digital del terreno (MDT) de 5x5 m<sup>2</sup> de resolución, disponible en la web del Instituto Geográfico Nacional, y de observaciones de campo. El terraplén se sitúa sobre la traza del arroyo del Aparral y la de su afluente. Se construyeron dos obras de drenaje transversal (ODT) mediante conducciones de hormigón para facilitar el tránsito de la escorrentía superficial de ambas corrientes de agua. No obstante, la construcción del terraplén alteró las condiciones de flujo de agua, la escorrentía superficial y los flujos subsuperficial y subterráneo.

La Fig. 2 muestra un esquema de la red de drenaje actual sobre una foto aérea de la zona de estudio. El arroyo del Aparral está entubado aguas arriba del terraplén, atraviesa la vía de servicio, recorre por dentro de la entubación la obra de drenaje transversal (ODT) y una zona en la que existe un tratamiento pasivo y, fuera de la entubación, continúa su curso aguas abajo.



**Fig. 2.** Esquema de la red de drenaje actual sobre fotografía aérea de la zona de estudio en la que se muestran las curvas de nivel cada 5 m. Incluye los arroyos, las cunetas de las vías de servicio, las obras de drenaje transversal (ODT) y la posición de los piezómetros de control y los puntos de control de pH en aguas superficiales.



La adición de cal al arroyo se realiza en la entubación aguas arriba del terraplén. El afluente del arroyo del Aparral debería cruzar la vía de servicio por una entubación y atravesar el terraplén a través de la ODT. Sin embargo, la entubación no funciona correctamente y el agua se acumula en el margen de la vía de servicio, discurre por la cuneta 1 y desagua en el arroyo del Aparral.

Las cunetas 3, 4 y 5, situadas aguas arriba del terraplén, y las cunetas 6 y 7, situadas aguas abajo del terraplén, recogen la escorrentía de los taludes y los rezumes observados en el pie de los taludes después de los episodios de precipitaciones (Fig. 2). El agua recogida por las cunetas 4 y 5 atraviesa el terraplén a través de la ODT del arroyo del Aparral (por fuera de la entubación del arroyo) y desagua en el tratamiento pasivo existente. El agua recogida por la cuneta 3 atraviesa el terraplén a través de la ODT del afluente del arroyo del Aparral y, junto con el agua recogida en la cuneta 6, discurre por la cuneta 7 hasta el tratamiento pasivo. El caudal que atraviesa el tratamiento pasivo desagua en el arroyo del Aparral. La escorrentía superficial de la vía de servicio y de del terreno adyacente que se recoge en la cuneta 8 desagua directamente en el arroyo del Aparral aguas abajo del tratamiento pasivo.

### 3.- Trabajos de campo y datos disponibles

#### 3.1. Aforos

Se instalaron dos aforadores de tipo RBC (Clemmens et al., 1984) para la medida del caudal del arroyo del Aparral. El aforador situado aguas arriba del terraplén mide el caudal del arroyo antes de su entubación. El régimen de caudales del arroyo está muy modificado por los trabajos de explotación de varias graveras excavadas en la cabecera del arroyo. El aforador situado aguas abajo del terraplén (Fig. 3) mide los caudales de escorrentía procedentes del terraplén y de las cunetas del pie de los taludes del terraplén.

Se dispone de datos de aforo desde mayo de 2019 hasta mayo de 2020. La serie de datos es reducida y presenta lagunas ya que en algunas fechas los caudales del arroyo excedieron los rangos de medida de los aforadores ( $85 < Q < 0.71 \text{ L/s}$ ).



Fig. 3. Aforador tipo RBC instalado aguas abajo del terraplén.

#### 3.2. Construcción de piezómetros

En octubre de 2019 se perforaron 4 nuevos piezómetros (PZ1 a PZ4) que complementan la red existente en la zona de estudio. La situación de dichos piezómetros se muestra en la Fig. 2. El piezómetro PZ1, de 5 m de profundidad, está situado aguas arriba del terraplén, en el pie del talud cerca del afluente del arroyo del Aparral. El piezómetro PZ2, de 10 m de profundidad, está situado también aguas arriba del terraplén, en la cuneta exterior de la pista de acceso a la autovía y cerca del afluente del arroyo. El piezómetro PZ3, de 5 m de profundidad, está situado aguas abajo del terraplén cerca de la salida de la ODT del afluente. Por último, el piezómetro PZ4, de 30 m de profundidad, se perforó en la plataforma de la autovía AG-64 coincidiendo aproximadamente con la vertical del arroyo del Aparral.

La perforación de los piezómetros se realizó con recuperación de testigo. La información litológica de las columnas de los piezómetros permitió definir la litología del sustrato geológico y mejorar la definición del modelo conceptual del terraplén.

#### 3.3. Datos piezométricos

Se dispone de una red de control de 18 piezómetros en el entorno de la zona, de los cuales los piezómetros P24, P25 y P29 se encuentran en el terraplén del Aparral (Fig. 2) y los piezómetros P30, P32 y P33 se encuentran en un área de descanso próxima. Se cuenta con datos de niveles medidos en estos piezómetros mensualmente entre abril de 2016 y noviembre de 2018, entre junio y octubre de 2019 y entre diciembre de 2019 y noviembre de 2020. En este último periodo se incorporaron a la red de control los piezómetros PZ1, PZ2 y PZ3. Se dispone además de datos recogidos durante los trabajos de campo en el entorno del terraplén (piezómetros P24, P25, P29, PZ1, PZ2 y PZ3) en octubre de 2019 y entre septiembre y noviembre de 2020. Las restricciones de acceso a la plataforma de la autovía no permiten de momento el seguimiento de niveles en el piezómetro PZ4.

#### 3.4. Datos de pH y calidad química de las aguas

Se dispone de datos de pH medidos in situ en muestras de aguas subterráneas tomadas de los piezómetros de la red de control mensualmente entre abril de 2016 y noviembre de 2018, entre junio y octubre de 2019 y entre diciembre de 2019 y noviembre de 2020. Los piezómetros perforados en octubre de 2019 (PZ1 a PZ3) se incorporaron a la red a partir de 2019.

Se dispone de datos de pH de las aguas superficiales en 7 puntos de control que incluyen (Fig. 2): (1) El arroyo del Aparral aguas arriba de la zona de estudio; (2) La cuneta 1 antes del punto de vertido al arroyo; (3) El arroyo del Aparral antes de entrar en la entubación y una vez ha recibido el flujo de la cuneta 1; (4) La ODT del arroyo del Aparral; (5) La cuneta 7 a su llegada a la zona de pasivación; (6) El aforador situado aguas abajo del terraplén en la zona de pasivación; y (7) La cuneta externa de la pista de acceso aguas abajo del terraplén. Se dispone de datos semanales en estos puntos entre febrero y

diciembre de 2020 y mensuales entre octubre de 2019 y febrero de 2020.

Para la diferenciación y la caracterización de los diferentes flujos de agua superficiales se han realizado 3 campañas de medidas in situ del pH, la temperatura y la conductividad eléctrica del agua en puntos situados en la zona de estudio. La primera campaña se realizó en octubre de 2019 y se realizaron medidas en 13 muestras de agua superficial tomadas en las cunetas aguas arriba del terraplén, en ambos arroyos y en muestras de aguas subterránea tomadas en los piezómetros P24, P25, P29 y PZ1 a PZ4. En septiembre de 2020 se realizó la una segunda campaña con medidas en muestras de agua superficial tomadas en 16 puntos situados aguas abajo del terraplén, incluyendo cunetas, la zona de pasivación y el arroyo del Aparral. Por último, se realizó una tercera campaña en octubre de 2020 con medidas en 25 puntos de agua superficial aguas arriba y aguas abajo del terraplén y en muestras de aguas subterránea de los 7 piezómetros.

En septiembre de 2020 se realizó una campaña de toma de muestras de agua para la realización de análisis químicos completos en los piezómetros P24, P25, P29 y PZ1 a PZ4, situados en el terraplén del Aparral, en los piezómetros P30 y P32, situados en el área de descanso cercana de la AG-64, y en los 7 puntos de control de pH de aguas superficiales. En noviembre de 2020 se repitieron los análisis en los 7 puntos de seguimiento de pH y en 4 de los 10 piezómetros (P24, PZ1, PZ2 y PZ3) y se tomó una muestra adicional en el arroyo del Aparral aguas abajo de la zona de estudio.

## 4.- Resultados

### 4.1. Aforos

La Fig. 4 muestra los caudales medidos en los aforadores instalados aguas arriba y aguas abajo del terraplén. Los periodos sin datos (como el estiaje de 2019) corresponden a registros fuera del rango de medida (entre 0.71 y 85 L/s).

En el aforador de aguas arriba el caudal medio en el periodo de medidas es igual a 17 L/s. La recta de regresión entre los caudales medidos en ambos aforadores muestra que el caudal del aforador instalado aguas arriba del terraplén es 2.36 veces el caudal medido en el aforador instalado aguas abajo.

### 4.2. Piezometría

La evolución temporal de los niveles medidos en los piezómetros muestra que los niveles varían a lo largo del año siendo mínimos en verano y al comienzo del otoño y máximos en invierno. Los rangos de variación del nivel son menores de 5 m.

Se ha elaborado el mapa de isopiezas en régimen estacionario de la zona de estudio en su situación actual a partir de los datos piezométricos disponibles y teniendo en cuenta los dos cauces existentes y la topografía (Fig. 5). Existen flujos subterráneos desde el terreno natural situado aguas arriba del terraplén y en la margen derecha del arroyo del Aparral hacia el terraplén. No se puede definir

con precisión la dirección del flujo subterráneo en los rellenos situados aguas arriba del terraplén y en la margen izquierda del arroyo. El flujo en esta zona que podría dirigirse en parte al terraplén y en parte hacia el arroyo del Aparral. Existen también flujos subterráneos desde el terreno natural aguas abajo del terraplén hacia el terraplén. El flujo subterráneo entra en el terraplén por su base y posiblemente circula hacia el arroyo en dirección aproximadamente perpendicular a la traza del arroyo.

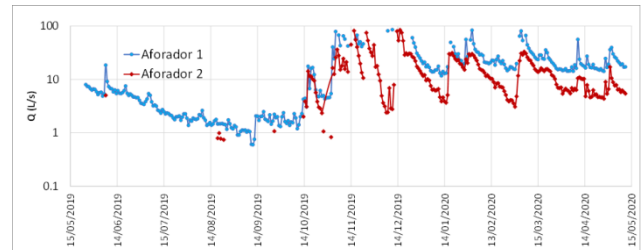


Fig. 4. Caudales medidos en el aforador situado aguas arriba del terraplén (aforador 1) y aguas abajo del terraplén (aforador 2). Los periodos sin datos corresponden a datos fuera del rango de medida.

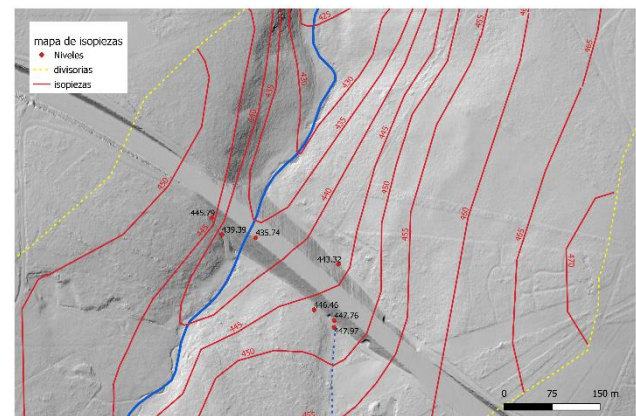


Fig. 5. Mapa de isopiezas en régimen estacionario de la zona de estudio.

Los posibles flujos subterráneos incluyen, además del flujo a través del material existente por debajo del terraplén, el drenaje del propio terraplén y los flujos desde el medio subterráneo subyacente hacia el relleno del terraplén y desde el relleno del terraplén hacia el medio subterráneo subyacente.

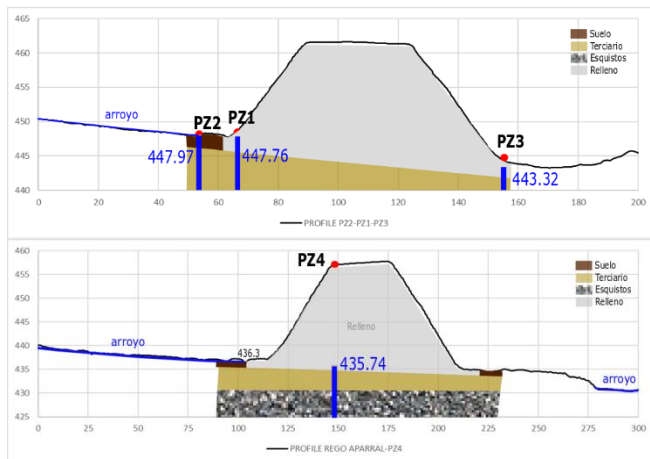
La Fig. 6 muestra los niveles piezométricos medios a lo largo de dos perfiles transversales del terraplén. Uno de los perfiles va desde el afluente del arroyo del Aparral hasta el otro extremo del terraplén y discurre a lo largo de los piezómetros PZ2, PZ1 y PZ3. El otro perfil discurre aproximadamente a lo largo del cauce del arroyo del Aparral, atraviesa el terraplén en la zona de mayor altura, pasa por el piezómetro PZ4 y continúa a lo largo del arroyo aguas abajo del terraplén.

La composición litológica del terraplén se ha estimado a partir de las columnas estratigráficas de los piezómetros. Debajo del relleno del terraplén se encuentra una capa de depósitos terciarios y, por debajo de esta capa, se encuentran los esquistos, muy alterados en los primeros 3-5 m y progresivamente menos

alterados y fracturados con la profundidad.

El nivel piezométrico medido en el piezómetro PZ2 es mayor que el medido en el PZ1 y ambos son significativamente mayores que el nivel medido en el PZ3. En la zona de los piezómetros PZ1 y PZ2, el flujo subterráneo en el contacto del terraplén con el terreno natural se dirige desde el terreno natural hacia el terraplén. El mapa de isopiezas elaborado confirma esta dirección de flujo en toda la margen derecha del arroyo del Aparral.

Los niveles piezométricos medidos en los piezómetros perforados en el relleno del terraplén (PZ1, PZ3 y PZ4) se encuentran muy próximos a la base del terraplén. Estos datos son posiblemente indicativos de que la infiltración de agua en el terraplén por la cumbre o por los taludes es de pequeña magnitud. No obstante, esta conclusión debe ser confirmada mediante el seguimiento en continuo de los niveles piezométricos en el sondeo PZ4 y el análisis de la evolución del nivel piezométrico en el relleno durante y después de los episodios de precipitaciones.



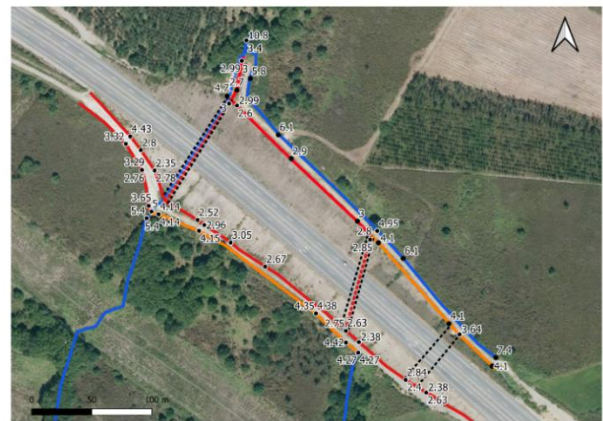
**Fig. 6.** Perfiles transversales del terraplén en los que se indican: (1) la posición de los piezómetros, (2) las litologías en el terraplén, (3) los arroyos que discurren paralelos al perfil y (3) los niveles piezométricos medios medidos. El perfil superior parte del afluente del arroyo del Aparral y atraviesa el terraplén pasando por los piezómetros PZ2, PZ1 y PZ3. El perfil inferior discurre aproximadamente a lo largo del cauce del arroyo del Aparral, atraviesa el terraplén en la zona de mayor altura, pasa por el piezómetro PZ4 y continúa a lo largo del arroyo aguas abajo del terraplén.

#### 4.3. pH

Los datos de pH medidos in situ en muestras de agua superficiales de la zona de estudio han permitido clasificar los diferentes flujos identificados en función de su grado de acidez en: aguas ácidas, aguas ligeramente ácidas y aguas neutras o muy ligeramente ácidas (Fig. 7).

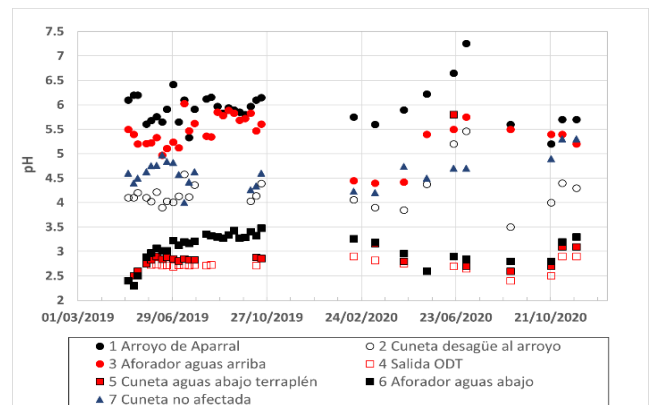
Las aguas del afluente del arroyo del Aparral tienen un pH de 4.3 y al llegar a la pista de servicio situada aguas arriba del terraplén circula por su cuneta (cuneta 1), en la que el pH varía entre 4,1 y 4,4. Se trata de aguas ligeramente ácidas. En el arroyo del Aparral el pH es 5.4 aguas arriba de la zona de estudio y 5 en el aforador situado aguas arriba del terraplén (después del punto de

confluencia del arroyo con el agua proveniente de su afluente a través de la cuneta 1). Se trata de aguas muy ligeramente ácidas. Las cunetas interiores de la pista de servicio situada aguas arriba del terraplén (cunetas 3, 4 y 5) recogen la escorrentía del terraplén y también un flujo de agua muy ácida (pH = 2,4) que rezuma en el pie del talud del terraplén. A lo largo de estas cunetas el pH varía entre 2,4 y 3 (aguas ácidas). Por la cuneta 2 también circulan aguas ácidas con pH entre 2,8 y 3,7. El agua que circula por la cuneta del pie del talud de la pista de servicio situada aguas abajo del terraplén (cunetas 6 y 7) es ligeramente ácida hasta la ODT afluente (pH entre 3,6 y 4,1) y ácida (pH entre 2,6 y 3) una vez que recibe el flujo ácido que pasa por dicha ODT. Los flujos ácidos pasan por el tratamiento pasivo que no funciona correctamente. El pH medido en el aforador instalado aguas abajo del terraplén es ~3. Aguas abajo de la zona de estudio el pH es igual a 3,4 en periodos en los que no se añade cal y es igual a 10,8 cuando se está añadiendo cal.



**Fig. 7.** Valores de pH medidos en aguas superficiales en las campañas de campo de 2019 y 2020. Se han identificado los diferentes flujos clasificándolos según su grado de acidez: rojo para las aguas más ácidas, naranja para las aguas ligeramente ácidas y azul para las aguas neutras o muy ligeramente ácidas.

Se dispone de datos de la evolución temporal del pH en 7 puntos de control de la calidad de las aguas superficiales (Fig. 8) y en los piezómetros P24, P25, P29, PZ1, PZ2 y PZ3.



**Fig. 8.** Evolución temporal del pH medido in situ en 7 puntos de control de la calidad de las aguas superficiales (Fig. 2).

Las aguas subterráneas en los piezómetros P24 y P25 son ácidas con valores de pH entre 2,4 y 3,2. En el PZ29 las aguas son ligeramente ácidas con un pH en torno a 4. Los valores medidos del pH en los piezómetros PZ1 a PZ4 varían generalmente entre 2,8 y 3,9.

#### 4.4. Identificación de los tipos de aguas

Se han analizado los datos hidroquímicos y de pH medidos en los piezómetros, en los puntos de control periódico de calidad de las aguas superficiales y en las campañas de campo en el arroyo del Aparral, en su afluente, en las cunetas, las ODT y las corrientes de aguas. El análisis de estos datos ha permitido: 1) Identificar dos tipos de aguas (las aguas naturales y las aguas de drenaje de rocas ácidas o agua ácidas); 2) Definir las características químicas y la composición química de las aguas naturales y de las aguas ácidas y 3) Identificar de forma preliminar las partes del terraplén que contienen aguas ácidas.

Los dos tipos de aguas se han obtenido del análisis de los valores medidos de pH en los puntos de control periódico de calidad de las aguas superficiales durante los años 2019 y 2020. El agua natural se corresponde con el agua del arroyo del Aparral (punto 1 en Fig. 2). El agua ácida se corresponde con el agua que sale por la ODT principal (punto 4 en Fig. 2).

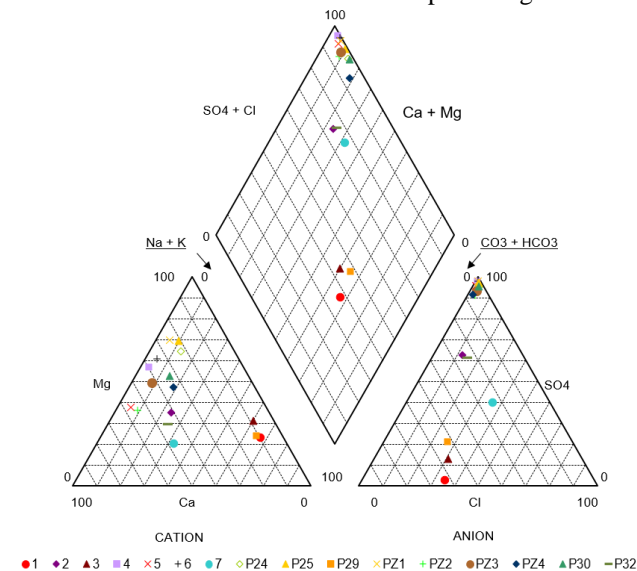
Las composiciones químicas de los dos tipos de aguas se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Comparación de la composición química del agua natural y ácida en las muestras de agua superficial tomadas en septiembre y noviembre de 2020.

Parámetros	Agua natural	Agua ácida	Parámetros	Agua natural	Agua ácida
pH	5.4-4.7	2.8-2.6	COT (mg/L)	1.8	7
CE (µS/cm)	38-49	1914-2710	Fe <sub>dis</sub> (mg/L)	0,048	286.1
T (°C)	14.8-8.4	15.4-9.4	Al <sub>dis</sub> (mg/L)	0.070	121.0
Na <sup>+</sup> (mg/L)	4.0	5.7	Mn <sub>dis</sub> (mg/L)	0.010-0.020	8.3-8.9
K <sup>+</sup> (mg/L)	<1.0	3.0	As <sub>dis</sub> (µg/L)	<0.5	2.8
Ca <sup>2+</sup> (mg/L)	<0.5	54	Cd <sub>dis</sub> (µg/L)	<0.024	2.1
Mg <sup>2+</sup> (mg/L)	0.74	47	Cr <sub>dis</sub> (µg/L)	<5.0	11
Li <sup>+</sup> (mg/L)	<10	110	Cu <sub>dis</sub> (µg/L)	<1.0	49
Cl <sup>-</sup> (mg/L)	8	8	Hg <sub>dis</sub> (µg/L)	<0.015	<0.015
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	0.9	1596	Ni <sub>dis</sub> (µg/L)	<1.2	573
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	<25	<25	Pb <sub>dis</sub> (µg/L)	<0.36	1.4
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	0.8	1.8	Se <sub>dis</sub> (µg/L)	<0.3	8
PO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	<0.05	<0.05	Sr <sub>dis</sub> (µg/L)	<10	191
Amonio (mg/L)	1.8	7	Zn <sub>dis</sub> (µg/L)	<9	992

El análisis de estos datos indica que las principales diferencias se encuentran en el pH, la conductividad eléctrica y las concentraciones de calcio, magnesio, litio, sulfato, hierro disuelto, aluminio disuelto, manganeso disuelto y en los metales disueltos (As, Cd, Cr, Cu, Ni, Se, Sr y Zn). Las aguas ácidas del terraplén del Aparral se caracterizan por presentar valores bajos de pH (2.6-2.8), valores altos de conductividad eléctrica (1914-2710 µS/cm), elevadas concentraciones de sulfato, calcio, magnesio, litio, Fe<sub>dis</sub>, Al<sub>dis</sub> y Mn<sub>dis</sub>, así como de los metales disueltos. Hay que indicar que las concentraciones medidas de metales disueltos en el agua

natural están siempre por debajo del límite de detección de la técnica analítica utilizada. Se han representado en un diagrama de Piper (Fig. 9) los valores medidos de las concentraciones de aniones y cationes mayoritarios obtenidos en las analíticas completas de las muestras de los puntos de control de calidad de las aguas superficiales y de 9 muestras de agua subterránea de los piezómetros. En el diagrama de Piper se aprecia que todos los puntos están situados a lo largo de una línea recta entre el agua ácida (4) y el agua natural (1). Por tanto, se confirma que las muestras de agua del terraplén son el resultado de la mezcla de los tipos de aguas.



**Fig. 9.** Diagrama de Piper de las muestras tomadas en septiembre de 2020 en los 7 puntos de seguimiento de la calidad del agua superficial (ver Fig.2) y las muestras de los piezómetros de la red de control.

Las principales zonas del terraplén y sus alrededores en las que se han detectado aguas ácidas incluyen: 1) Una zona de rellenos situada aguas arriba del terraplén en la margen izquierda del arroyo del Aparral. Esta zona ha sido atravesada por los piezómetros P24 y P25 que presentan aguas muy ácidas; 2) Los pies y las cunetas de los taludes norte y sur del terraplén; 3) La base del terraplén que aporta aguas ácidas como las que se recogen en la ODT del arroyo del Aparral que atraviesa el terraplén a lo largo del antiguo cauce del arroyo y las que se han registrado en los piezómetros PZ1 y PZ3. Además, pueden existir otras zonas de aporte de aguas ácidas de menor entidad asociadas a los rellenos exteriores situados en los alrededores del terraplén. Estas zonas se han detectado en los piezómetros P29 y PZ2. Hay que tener en cuenta que los caminos de servicio de la autovía situados aguas arriba y aguas abajo del terraplén se construyeron sobre rellenos que pueden contener estériles sulfurosos. Existen incertidumbres considerables sobre la extensión superficial y la cantidad de estériles sulfurosos en los rellenos del terraplén del Aparral.

También, existen incertidumbres sobre la procedencia del agua ácida que brota en el pie del talud y que

discurre por las cunetas. Este flujo de agua podría provenir de la infiltración del agua de lluvia en el terraplén ya sea en su coronación o en los taludes. Aunque los taludes están dotados de estructuras de impermeabilización, no se puede descartar que el agua drenada por el material impermeabilizante se acumule en el pie del talud y penetre en los rellenos del terraplén a través del terreno natural. Tampoco se puede descartar que exista una entrada de flujo subterráneo en los rellenos del terraplén.

### 5.- Modelo de generación de las aguas ácidas y de mezcla de aguas en el terraplén

Se ha formulado un modelo conceptual para la generación de las aguas ácidas en el terraplén del Aparral basado en las siguientes hipótesis:

- 1) La existencia de dos tipos básicos de aguas ("end members"): las aguas naturales y las aguas drenaje ácido de rocas con sulfuros. Se supone que la composición química de una determinada muestra de agua del terraplén es el resultado de la mezcla de los dos anteriores tipos de agua. Cuanto mayor es la fracción de agua ácida de una muestra,  $\alpha$ , mayor es el deterioro de su calidad química.
- 2) La existencia de reacciones químicas debidas a las interacciones de las aguas con las fases minerales de los rellenos que pueden dar lugar a cambios de pH y a la disolución/precipitación de fases minerales.
- 3) Las aguas que circulan a través de los estériles sulfurosos alcanzan condiciones de acidez con valores de pH comprendidos entre 2,4 y 2,8

En una determinada sección de una corriente de agua por la que circula un caudal total  $Q_t$  se supone que dicha corriente es la mezcla de: (1) Un caudal  $Q_n$  de agua natural con una concentración  $C_n$ ; y (2) Un caudal  $Q_a$  de agua de drenaje ácido con una concentración  $C_a$ . La aplicación del principio de conservación de la masa de agua y de solutos establece que:

$$\begin{aligned} Q_n + Q_a &= Q_t & (1) \\ Q_n C_n + Q_a C_a &= Q_t C_m & (2) \end{aligned}$$

donde  $C_m$  es la concentración del agua de mezcla. Dividiendo la Ec. 2 por  $Q_t$  se obtiene:

$$C_m = (1 - \alpha) C_n + \alpha C_a \quad (3)$$

donde  $\alpha$  es la fracción de mezcla del agua ácida y  $(1 - \alpha)$  es la fracción de mezcla de agua natural.

$$\begin{aligned} \alpha &= Q_a / Q_t & (4) \\ 1 - \alpha &= Q_n / Q_t & (5) \end{aligned}$$

La Ec. 3 permite calcular la concentración de la mezcla,  $C_m$ , a partir de la fracción de mezcla  $\alpha$  y de las concentraciones del agua natural,  $C_n$ , y del agua ácida,  $C_a$ .

Si se dispone de datos químicos de varias muestras de

agua, por ejemplo, 3, para cada una de ellas se puede plantear una ecuación similar a la Ec. 3:

$$C_{m1} = (1 - \alpha_1) C_n + \alpha_1 C_a \quad (6.1)$$

$$C_{m2} = (1 - \alpha_2) C_n + \alpha_2 C_a \quad (6.2)$$

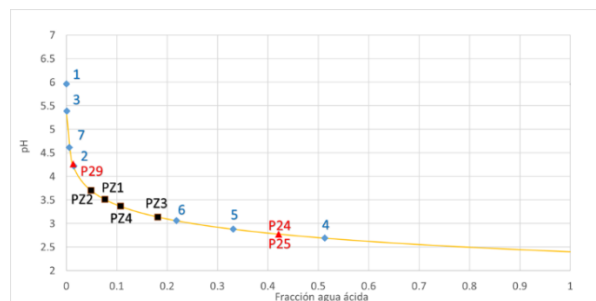
$$C_{m3} = (1 - \alpha_3) C_n + \alpha_3 C_a \quad (6.3)$$

El pH se puede calcular a partir de la concentración de protones, suponiendo que la actividad del protón coincide con su concentración:

$$\text{pH} = -\log(C_m) \quad (7)$$

A partir de las Ecuaciones 3 y 7 se puede establecer una línea de mezcla que relaciona la fracción de agua ácida con el pH de la mezcla, conocidos los valores del pH del agua natural y del agua ácida. La Fig. 10 presenta la línea de mezcla de un agua natural de pH = 5,4 (igual al pH del arroyo del Aparral aguas arriba de la zona de estudio) con un agua ácida de pH = 2,4 (igual al mínimo pH medido en campo) que relaciona la fracción de agua ácida,  $\alpha$ , con el pH de la mezcla. La línea de mezcla indica que la mezcla del agua natural con una pequeña fracción de agua ácida conduce a una disminución notable de su pH. Por ejemplo, el pH desciende de 5,4 a 4 sólo con un 2% de aporte de agua ácida. Esta línea de mezcla apenas es sensible al pH del agua natural, pero es muy sensible al pH del agua ácida.

Se han calculado las fracciones de mezcla de agua ácida,  $\alpha$ , a partir de los valores medios del pH medidos en los 7 puntos de seguimiento de la calidad del agua en aguas superficiales y en los 7 piezómetros situados en el terraplén. El agua muestreada en el aforador de aguas arriba del terraplén (punto 3) es el resultado de la mezcla del agua natural del arroyo del Aparral (punto 1) y de un agua ligeramente ácida que llega al arroyo por la cuneta 1 (punto 2). El agua que sale por la ODT del arroyo del Aparral, que recoge el flujo procedente del interior del terraplén y el agua de las cunetas 4 y 5, es muy ácida ( $\alpha = 51,3\%$ ). La muestra de agua recogida en la cuneta del pie del talud norte del terraplén (punto 5) es también significativamente ácida ( $\alpha = 33,1\%$ ). La elevada fracción de agua ácida de las aguas subterráneas de los piezómetros P24 y P25 pone de manifiesto la existencia de rellenos sulfurosos en su entorno.



**Fig. 10.** Fracción de agua ácida y valor medio del pH medido en los 7 puntos de seguimiento de la calidad del agua en aguas superficiales y en los 7 piezómetros situados en el terraplén del Aparral (ver Fig. 2), presentado sobre la línea de mezcla de un agua ácida con un pH 2,4 y un agua natural con un pH de 5,4.

La evolución temporal de la fracción de agua ácida en un determinado punto se puede calcular a partir de la evolución temporal del pH en dicho punto. La variación de la fracción de agua ácida en el tiempo es pequeña en las aguas no afectadas por problemas de acidez. Sin embargo, la variación es importante en los puntos con aguas ácidas.

La evolución del caudal de agua ácida en un punto se calcula como el producto de la fracción de agua ácida por el caudal total en cada tiempo. Los datos disponibles muestran que la fracción de agua ácida y el caudal de agua ácida aumentan de forma simultánea, confirmando por tanto la existencia de una correlación positiva entre ellos.

## 6.- Estimación de la carga de acidez

La carga de acidez en un determinado periodo de tiempo se obtiene integrando el producto del caudal de agua ácida y la concentración del agua ácida a lo largo de dicho periodo.

Dado que la serie de datos de caudales fiables en el aforador situado aguas arriba del terraplén (aforador 1) es más larga que la del aforador situado aguas abajo del terraplén (aforador 2), se han estimado los caudales en el aforador 2 a partir de los caudales medidos en los años 2019 y 2020 en el aforador 1, suponiendo que el caudal del aforador 2 es 2,36 veces menor que el del aforador 1. El caudal medio en el aforador 2 es igual a 7,2 L/s. Este caudal puede anularse en épocas de estiaje y puede llegar hasta 84,2 L/s en días muy lluviosos. El caudal de aguas ácidas en el aforador 2 es una fracción del caudal de dicha sección de aforo.

Se ha estimado la carga de acidez media que aportan las aguas ácidas generadas por los rellenos del terraplén al arroyo del Aparral. Los cálculos realizados indican que, para las condiciones hidrológicas medias, la cantidad diaria de cal necesaria para neutralizar las aguas ácidas generadas por el terraplén del Aparral varía entre 8,28 kg de cal para un pH del agua ácida de 2,8 y 20,8 kg de cal para un pH del agua ácida de 2,4. Hay que tener en cuenta que la carga de acidez del terraplén es variable en el tiempo ya que el caudal de aguas ácidas es también variable en el tiempo.

## 7.- Conclusiones

Se han presentado los trabajos realizados para: (1) Definir la red de drenaje actual en el entorno del terraplén del Aparral; (2) Identificar las fuentes de acidez y los flujos de aguas ácidas superficiales y subterráneos y (3) Formular un modelo conceptual para la generación de las aguas ácidas y un modelo de mezcla de aguas en la zona de estudio. Se confirma la existencia de un flujo subterráneo hacia el terraplén desde el terreno natural aguas arriba y que la infiltración en el terraplén, desde la superficie de

la autovía o desde los taludes, es poco significativa. El análisis de los datos hidroquímicos y de pH medidos in situ ha permitido: 1) Identificar los dos principales tipos de aguas superficial y subterránea (las aguas naturales y las aguas de drenaje de rocas ácidas o agua ácidas); 2) Definir las características químicas y la composición química de las aguas naturales y de las aguas ácidas y 3) Identificar de forma preliminar las partes del terraplén que contienen aguas ácidas. Las principales zonas del terraplén y sus alrededores en las que se han detectado aguas ácidas incluyen: 1) Una zona de rellenos situada aguas arriba del terraplén en la margen izquierda del arroyo del Aparral; 2) Los pies y las cunetas de los taludes norte y sur del terraplén; 3) La base del terraplén que aporta aguas ácidas que se recogen en las ODT. Además, pueden existir otras zonas de aporte de aguas ácidas de menor entidad asociadas a los rellenos exteriores situados en los alrededores del terraplén.

Se ha formulado un modelo conceptual para la generación de las aguas ácidas y un modelo de mezcla de aguas en el terraplén. El modelo se ha utilizado para definir las fracciones de mezcla de agua ácida de los diferentes flujos y estimar la carga de acidez media que aportan las aguas ácidas al arroyo del Aparral.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado en el marco de un Contrato de investigación suscrito entre INTACTA y la Fundación de la Universidad de A Coruña. Los trabajos de INTACTA han sido financiados por la Agencia Gallega de Infraestructuras. Se ha contado además con fondos de la Universidad de A Coruña y del proyecto PID2019-109544RB-I00 del Programa Estatal de Generación del Conocimiento y Fortalecimiento Científico y Tecnológico del Sistema de I+D+i y de I+D+i Orientada a los Retos de la Sociedad y del Proyecto de la Xunta de Galicia del Programa de “Consolidación y Estructuración de Unidades de Investigación Competitivas (Ref. ED431C2021/54).

## 8.- Bibliografía

- Clemmens, A., Bos, M.G., Replogle, J. 1984. Portable RBC Flumes for Furrows and Earthen Channels. *Trans. ASAE* 27, 1016-1021.
- Dafonte J, H Dopico, J Samper, L Montenegro, B Pisani, A Mon y A Naves, 2019. Drenaje ácido de aguas lixiviadas desde el terraplén de Aparral de la Autovía AG-64: estudio hidrológico y de la contaminación del río Chamoselo (As Pontes-A Coruña). En: *Estudios de la Zona no Saturada Vol XIV*, J Gabriel Pérez, D Martín-Lammerding y M Quemada Sáenz-Badillos, Ed. Madrid, 28-30 octubre, 154-160.
- Hammarstrom, J., Brady, K., Cravotta, C. 2005. *Acid-rock drainage at Skytop, Centre County, Pennsylvania, 2004*. USGS Open-File Report 2005-1148.
- Nordstrom D.K., Alpers, C.N. 1999. Geochemistry of acid mine waters. In Plumlee GS, Logsdon MJ, editors. *The environmental geochemistry of mineral deposits. Reviews in Economic Geology*. Littleton, CO. USA. 133-156.
- Orndorff, Z y Daniels, W. 2004. Evaluation of acid-producing sulfidic materials in Virginia highway corridors. *Environ. Geol.* 46, 209-216.
- NSW (Roads and Traffic Authority). 2005. *Guidelines for the Management of Acid Sulfate Materials: Acid Sulfate Soils, Acid Sulfate Rock and Monosulfidic Black Ooze*. Environment Branch. Road and Traffic Authority. New South Wales. Australia.

**Área temática IV**  
**Contaminación y métodos de remediación**





## MOVILIDAD DE HERBICIDAS EN SUELOS AGRÍCOLAS BAJO PRÁCTICAS DE LABOREO DEL SUELO TRADICIONALES Y DE CONSERVACIÓN

M.J. Carpio, M. Douibi, M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín y J.M. Marín-Benito\*

Procesos de Degradación del Medioambiente y su Recuperación, Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNASA-CSIC), C/Cordel de Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España. E-mail: [jesusm.marin@irnasa.csic.es](mailto:jesusm.marin@irnasa.csic.es), web: <http://www.irnasa.csic.es>

**RESUMEN.** La interceptación parcial o total de herbicidas por residuos de cultivo de cobertura (acolchado) en prácticas de laboreo de conservación puede modificar su destino medioambiental. En este trabajo se ha llevado a cabo un ensayo de campo en parcelas experimentales para estudiar la movilidad (0-50 cm) de los herbicidas S-metolachlor, tiencarbazona-metil y foramsulfuron en un suelo agrícola con dos contenidos en carbono orgánico (CO) superficial diferentes (S1 y S2) implementados con un sistema monocultivo de maíz bajo laboreo tradicional (LT) y de no laboreo (NL). La tiencarbazona-metil fue el herbicida que presentó mayor movilidad. La movilidad de los tres herbicidas fue mayor en el suelo S1, con menor contenido en CO, que en el S2 independientemente del tipo de laboreo del suelo. En general, la interceptación parcial de los herbicidas por el acolchado en los tratamientos NL retrasó y/o disminuyó su movilidad respecto a la observada en los suelos bajo LT. El inicio del riego una semana después de la aplicación de los herbicidas fue el factor principal que condicionó su movilidad a lo largo del perfil de todos los suelos.

**ABSTRACT.** The partial or total interception of herbicides by mulch crop residues in conservation tillage practices can modify their environmental fate. In this work, a field trial has been carried out in experimental plots to study the mobility (0-50 cm) of the herbicides S-metolachlor, thien carbazon-methyl and foramsulfuron in an agricultural soil with two different surface organic carbon (CO) contents (S1 and S2) implemented with a maize monoculture system under traditional tillage (LT) and no tillage (NL). Thien carbazon-methyl was the herbicide with the highest mobility. The mobility of the three herbicides was higher in S1, with lower CO content, than in S2 regardless of the type of soil tillage. In general, the partial interception of herbicides by the mulch in the NL treatments delayed and / or decreased their mobility with respect to that observed in the soils under LT. The start of irrigation one week after the application of the herbicides controlled their mobility along the profile of all soils.

### 1.- Introducción

Las prácticas de laboreo de conservación se caracterizan principalmente por la implantación de cultivos de cobertura durante el período de barbecho seguido por el no laboreo del suelo con acumulación de residuos de cultivos de cosecha en la superficie del suelo y la siembra directa sobre

estos restos vegetales. Estos restos vegetales conforman el conocido mantillo o acolchado que debe ocupar como mínimo un 30% de la superficie del suelo para protegerlo de un modo efectivo frente a la erosión (FAO, 2016; Gil Ribes et al., 2017). La acumulación de residuos de cultivos en la superficie del suelo permite interceptar el agua de lluvia, reducir la escorrentía y la erosión superficial del suelo. Además, contribuye a aumentar el contenido en materia orgánica superficial del suelo, a regular la temperatura de esta capa del suelo reduciendo la evaporación e incrementando su contenido en agua, así como a controlar las malas hierbas. Todo esto influye positivamente en la fertilidad del suelo y en la productividad de los cultivos (Gabriel et al., 2019; Gil Ribes et al., 2017). Por otro lado, el uso de cultivos de cobertura permite reducir la lixiviación de nitratos y aumentar el secuestro de carbono (Alonso-Ayuso et al., 2020; García-González et al., 2018). Por lo tanto, los numerosos beneficios medioambientales, económicos y sociales hacen que estos sistemas de cultivo sean alternativas a tener muy en cuenta frente a los sistemas tradicionales (Gil Ribes et al., 2017; Thierfelder et al., 2013; Trail et al., 2016). Sin embargo, el no laboreo del suelo hace frecuente la aplicación de herbicidas para el control de las malas hierbas en los sistemas de laboreo de conservación que pueden ser parcial o totalmente interceptados por el acolchado. En estos sistemas agrícolas, el comportamiento de los herbicidas que alcanzan el suelo puede verse directa o indirectamente modificado como resultado de los fuertes cambios inducidos por esta práctica agrícola en las propiedades fisicoquímicas e hidráulicas del suelo, la temperatura y humedad del suelo, la abundancia de fauna y población microbiana, la actividad biológica, etc. (Abdollahi y Munkholm, 2014; Alletto et al., 2010, 2013; Sampaio de Almeida et al., 2018; Gil Ribes et al., 2017; Soto-Gómez et al., 2019). En general, los sistemas de laboreo de conservación mejoran la conectividad de los macroporos. Esto aumenta la lixiviación de los herbicidas que alcanzan la superficie del suelo siendo éste el principal inconveniente directo de estas prácticas de agricultura de conservación (Alletto et al., 2010; Soto-Gómez et al., 2019). Por otro lado, el acolchado es un material lignocelulósico y puede modificar la lixiviación de herbicidas en los suelos por adsorción-desorción y degradación de estos compuestos interceptados parcial o totalmente por la capa de acolchado antes de alcanzar la superficie del suelo (Aslam et al., 2013; Cassigneul et al., 2018). Desde el punto de vista del riesgo medioambiental, la bibliografía recoge efectos positivos, negativos o

neutros de las prácticas de laboreo de conservación en el destino de los pesticidas en el suelo (Alletto et al., 2010, 2012, 2013; Aslam et al., 2015; Cueff et al., 2021; Okada et al., 2016; Soracco et al., 2018). De tal modo que el conocimiento de la movilidad vertical de los herbicidas en el suelo aplicados bajo estas prácticas agrícolas de conservación del suelo es particularmente importante y necesita ser cuidadosamente estudiado para evaluar y minimizar su potencial riesgo medioambiental en la calidad del suelo y el agua. En este sentido, la mayoría de los estudios de movilidad de pesticidas incluyendo cultivos de cobertura y acolchado han sido realizados a escala de laboratorio (Aslam et al., 2015; Cueff et al., 2020; Porfiri et al., 2015; Okada et al., 2016;) mientras que a escala de campo los estudios han sido escasos y simplemente han evaluado el impacto del laboreo o no laboreo del suelo en este proceso (Soracco et al., 2018, Villarreal et al., 2020).

Por tanto, el objetivo de este trabajo fue estudiar la distribución de los herbicidas S-metolacloro, tiencarbazona-metil y foramsulfuron a lo largo del perfil de un suelo agrícola (0-50 cm) bajo prácticas de laboreo del suelo tradicionales (LT laboreo, suelo desnudo y monocultivo de maíz) y de conservación (NL, no laboreo, cultivo de cobertura, acolchado y monocultivo de maíz) durante un ciclo de maíz.

## 2.- Materiales y métodos

### 2.1. Suelo

Para realizar el experimento de campo, se seleccionó un suelo franco arenoso (14,9% arcilla, 4,7% limo y 80,4% arena) dedicado habitualmente al cultivo de cereal. El perfil de suelo de 50 cm de profundidad dividido en 4 horizontes (0-10, 10-20, 20-30 y 30-50 cm) correspondiente a un único suelo agrícola, pero con distinto contenido en carbono orgánico (CO) en el horizonte 0-30 cm (S1 y S2) fue fisicoquímica e hidráulicamente caracterizado. Las principales características de los suelos correspondientes a los 30 cm superficiales al inicio del experimento se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Características de los suelos S1 y S2 (0-30 cm) a tiempo 0 días.

Suelo/ Profundidad (cm)	Densidad suelo (g cm <sup>-3</sup> )	pH	CO (%)	N (%)	C/N	$\theta_{cc}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
S1						
0-10	1,50	6,81	0,69	0,09	7,93	0,219
10-20	1,50	6,77	0,69	0,08	8,27	0,228
20-30	1,49	6,82	0,73	0,09	8,21	0,229
S2						
0-10	1,44	7,67	1,01	0,12	8,72	0,252
10-20	1,40	7,83	1,24	0,14	9,11	0,247
20-30	1,40	7,67	1,26	0,14	8,97	0,248

La caracterización fisicoquímica se realizó por los métodos habituales de análisis de suelos (Carpio et al. 2020; Sparks 1996). El contenido en agua del suelo a capacidad de

campo ( $\theta_{cc}$ ,  $pF=2$ ) para cada horizonte del suelo fue estimada a partir de la textura y densidad del suelo utilizando el código RETC (RETention Curve (van Genuchten et al. 1991).

### 2.2. Herbicidas

Los herbicidas estudiados fueron el S-metolacloro, tiencarbazona-metil y foramsulfuron que se aplican para controlar las gramíneas y malas hierbas de hoja ancha en maíz. El S-metolacloro ((*aRS,1RS*)-2-cloro-6,-etil-*N*-(2-metoxi-1-metiletil) aceto-*o*-toluidida) es una cloroacetanilida con actividad herbicida de pre-emergencia selectiva con una moderada solubilidad en agua (480 mg L<sup>-1</sup>, 20°C), alta hidrofobicidad (log  $K_{ow}$ = 3,05), intermedia capacidad de lixiviación (índice GUS= 2,32), y no persistente en el suelo bajo condiciones de campo ( $DT_{50, \text{campo}}=23,2$  días). La tiencarbazona-metil (4-[(4,5-dihidro-3-metoxi-4-metil-5-oxo-1H-1,2,4-triazol-1-il) carboxamidosulfonil]-5-metiltiofeno-3-carboxilato de metilo) es un herbicida sistémico de pre-emergencia perteneciente a la familia de las triazolonas. Es un ácido débil ( $pK_a=3,0$ , 25°C) caracterizado por una moderada solubilidad en agua (436 mg L<sup>-1</sup>, 20°C), una baja hidrofobicidad (log  $K_{ow}$ = -1.98), intermedia capacidad de lixiviación (índice GUS= 2.46) y no persistente en el suelo ( $DT_{50, \text{campo}}=17$  días). El foramsulfuron (1(4,6-dimetoxipirimidin-2-il)-3-(2-dimetilcarbamoil-5-formamidofenil sulfonil) urea) es una sulfonilurea con actividad herbicida sistémica de post-emergencia. Este ácido débil ( $pK_a=4,6$ , 25°C) presenta una alta solubilidad en agua (3293 mg L<sup>-1</sup>, 20°C), una baja hidrofobicidad (log  $K_{ow}$ = -0,78) y alto potencial de lixiviación (índice GUS= 2,95), y es considerado como no persistente en el suelo (PPDB, 2021).

Los tres herbicidas fueron utilizados bajo las formulaciones comerciales Efica 960EC® (S-metolacloro 96% p/v ADAMA Agriculture España, S.A., Madrid) y Monsoon Active® (tiencarbazona-metil 1% p/v y foramsulfuron 3,15% p/v, Bayer CropScience S.L., Valencia). Los patrones analíticos de los herbicidas (>98,5% pureza) fueron suministrados por Sigma Aldrich Química S.A. (Madrid).

### 2.3. Experimento de campo

El estudio de campo se llevó a cabo en parcelas experimentales de 81 m<sup>2</sup> ubicadas en la finca experimental Muñovela del IRNASA-CSIC (Salamanca, España). El diseño consistió en un total de 8 parcelas experimentales distribuidas al azar entre 4 tratamientos, resultantes de la combinación de 2 sistemas de laboreo y 2 suelos diferentes, y cada una de ellas con dos repeticiones. Los sistemas de laboreo corresponden a un laboreo tradicional con cultivador (25-28 cm) (S1+LT y S2+LT) y al no laboreo del suelo (S1+NL y S2+NL) en un sistema de monocultivo de maíz. El suelo se mantiene desnudo después de la cosecha del maíz en las parcelas S1+LT y S2+LT mientras que se utiliza trigo de invierno como cultivo de cobertura en las parcelas S1+NL y S2+NL durante el período de barbecho. El trigo se siembra

mediante siembra directa sobre los restos vegetales de la cosecha del maíz, se destruye mediante glifosato, se corta y deposita sobre la superficie del suelo cubriendo el 65-75% de ésta antes de la siembra directa del nuevo ciclo de maíz. Las parcelas fueron equipadas antes de la siembra del cultivo de cobertura (octubre 2019) con un tubo de PVC de 120 cm (largo) × 5.2 cm (diámetro interno) para medir periódicamente el contenido volumétrico en agua del suelo en el perfil de suelo y evaluar su evolución temporal cada 20 cm desde 20 hasta 100 cm de profundidad usando una sonda eléctrica Troxler Sentry 200-AP (Troxler International Ltd., NC, USA). Los herbicidas se aplicaron con un tractor en pre-emergencia del maíz en junio de 2020 a las dosis de 0.621 (S-metolacloro), 0.147 (tiencarbazona-metil) y 0.463 (foramsulfuron) kg i.a. ha<sup>-1</sup>. La aplicación se realizó sobre el suelo desnudo en los tratamientos S1+LT y S2+LT, mientras que los herbicidas fueron interceptados parcialmente por el acolchado de trigo en los tratamientos S1+NL y S2+NL. Todas las parcelas experimentales se regaron semanalmente (~26 mm/semana) por aspersión entre junio y septiembre de 2020 (333 mm de irrigación total). El primer riego se realizó 7 días después de la aplicación de los herbicidas (d.d.a.). Los datos meteorológicos (temperatura, humedad, velocidad del viento y precipitación) se registraron diariamente a lo largo del experimento en una estación meteorológica automática de la AEMET ubicada en el lugar del experimento. Las temperaturas variaron entre -3,4°C y 37,4°C (16,6°C temperatura media) durante el ciclo de cultivo del maíz (siembra en junio 2020, y cosecha en diciembre 2020) y la precipitación acumulada correspondiente a este período fue de 128,6 mm.

#### 2.4. Extracción y análisis de herbicidas

Cinco perfiles de suelo (0-50 cm) fueron muestreados a 1, 13, 27, 41, 62, 76 y 139 d.d.a. en cada una de las parcelas experimentales. Cada uno de ellos fue dividido en 5 segmentos de 10 cm cada uno. Las cinco sub-muestras de suelo contenidas en cada segmento correspondiente a la misma profundidad fueron homogéneamente mezcladas, tamizadas (<2 mm) y determinada su humedad. Se tomaron 2 muestras de suelo húmedo (40 g) de cada segmento de suelo y parcela, se sonicaron (1 h, 20°C) y se agitaron intermitentemente (24 h, 20°C) con 80 mL de metanol: agua ultrapura Milli-Q (Millipore) 50:50. A continuación se centrifugaron a 10000 rpm (30 min) y se filtraron con filtros Minisart NY 25 (<0.45 µm, Sartorius Stedim Biotech, Alemania). Posteriormente, se concentraron los herbicidas contenidos en el extracto mediante extracción en fase sólida. Para ello se mezclaron 50 mL de extracto con 445 mL agua ultrapura Milli-Q (Millipore) y 5 mL de ácido fórmico. La mezcla se hizo pasar a través de cartuchos poliméricos Bond Elut Plexa (60 mg, Agilent) mediante una bomba peristáltica Gilson MINIPULS 3 (Gilson, Inc., Middleton, WI, USA) a un flujo constante de 1 mL min<sup>-1</sup>. Los herbicidas retenidos en los cartuchos se eluyeron con 5 mL de metanol que se evaporó hasta sequedad bajo corriente de nitrógeno usando un evaporador EVA-EC2-L (VLM GmbH, Bielefeld, Alemania). Finalmente, el residuo se redisolvió en 0,75 mL de metanol. En los extractos de suelo,

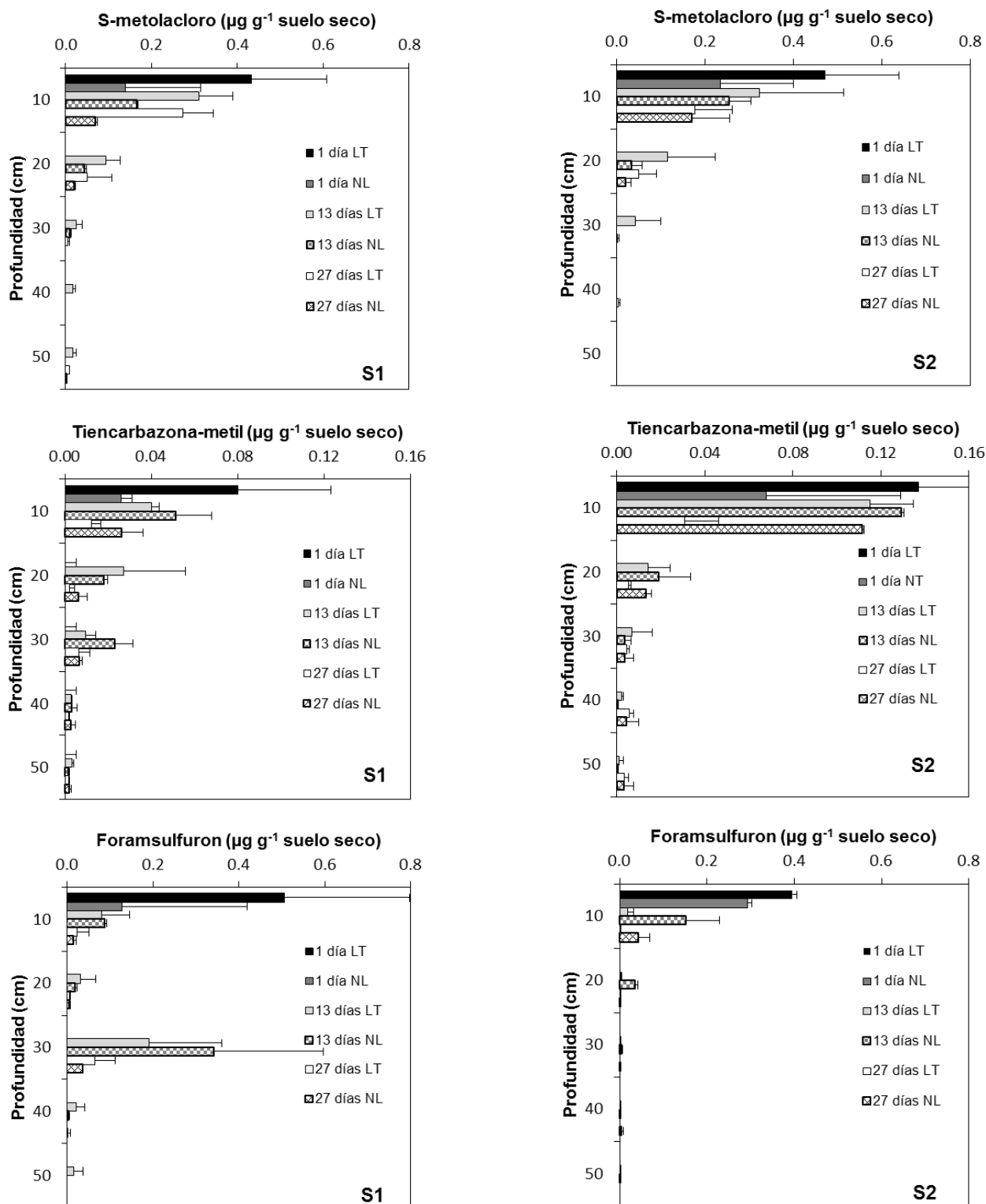
los herbicidas se cuantificaron mediante cromatografía líquida de alta eficacia acoplado a detector de masas (HPLC- MS) (Waters Assoc., Milford, USA). La columna de separación utilizada fue una Phenomenex Luna PFP2 de 150 mm × 4.6 mm d.i., y 3µm de tamaño de partícula. La fase móvil empleada para la separación y cuantificación óptima de los tres herbicidas fue metanol: agua ultrapura Milli-Q (Millipore) + 5mM de formiato amónico (80:20). La velocidad de flujo de la fase móvil fue 0.4 mL min<sup>-1</sup>, el voltaje de cono fueron 20V para los tres herbicidas y el volumen de inyección 20 µL. La determinación de los herbicidas se realizó por monitorización del ion molecular positivo [m/z] [M]<sup>+</sup> 284,79 (S-metolacloro), 391,39 (tiencarbazona-metil), y 453,44 (foramsulfuron). Bajo estas condiciones de medida, los tiempos de retención de foramsulfuron, tiencarbazona-metil y S-metolacloro fueron 3,8, 5,6 y 11,3 min, respectivamente.

### 3.- Resultados y discusión

La evolución temporal de la humedad del suelo mostró la capacidad del acolchado para incrementar, o al menos mantener, la humedad superficial del suelo aunque este efecto sólo se observó en el S2 al comparar el S2+LT con el S2+NL (datos no mostrados).

La distribución del S-metolacloro, tiencarbazona-metil y foramsulfuron a través del perfil de los suelos S1 y S2 en las parcelas bajo laboreo tradicional y de conservación a tres tiempos seleccionados como representativos del comportamiento de movilidad observado (1, 13 y 27 días después de la aplicación (d.d.a.)) se muestra en la Fig. 1. Los perfiles de concentración mostraron el siguiente orden de movilidad para los 3 herbicidas: S1+LT > S1+NL > S2+LT > S2+NL. La interceptación parcial de los herbicidas por el acolchado durante su aplicación redujo el porcentaje de cada uno de los compuestos que alcanzó inicialmente la superficie del suelo hasta el 25.3% - 32.4% en el S1+NL y hasta el 49.6% - 74.1% en el S2+NL. Esto hizo que la movilidad de los herbicidas a lo largo del perfil de los suelos bajo laboreo de conservación se retrasase con respecto a la de los respectivos suelos con laboreo tradicional. La irrigación aplicada antes de los 13 d.d.a. (52 mm) lavó los herbicidas retenidos por el acolchado hacia el suelo incrementando a este tiempo de muestreo el balance total de cada uno de los herbicidas en el perfil de suelo hasta el 50.2% - 100% en el S1+NL y hasta el 48.3% - 100% en el S2+NL. La tiencarbazona-metil fue el único de los 3 herbicidas que se lavó totalmente del acolchado al suelo alcanzando un balance total del 100% a este tiempo de muestreo en ambos suelos.

El herbicida más hidrofóbico, S-metolacloro, fue determinado 13 d.d.a. en todo el perfil del S1+LT (3.9% de la dosis aplicada se movilizó hasta 40-50 cm) mientras que en el S1+NL no alcanzó esta profundidad hasta 139 d.d.a. (0.9%). Sin embargo, sólo se movilizó hasta 40 cm en el S2+LT (27 d.d.a., 0.6%) viéndose reducida dicha profundidad hasta los 20 cm en el S2+NL (máximo a 13 d.d.a., 8.8%) durante todo el experimento.



**Fig. 1.** Distribución en el perfil de los suelos S1 y S2 del S-metolachloro, tiencarbazona-metil y foramsulfuron en parcelas bajo laboreo tradicional (LT) y no laboreo (NL) a 1, 13 y 27 días después de la aplicación. Las barras de error representan la desviación estándar del valor medio (n=4).

La tiencarbazona-metil fue determinada en todo el perfil de suelo de todos los tratamientos entre 13 y 139 d.d.a. Mientras que la máxima profundidad a la que se determinó la presencia de foramsulfuron fue de 30 cm en el S2+LT (13 d.d.a., 0,4%), 40 cm en el S1+NL (máximo a 13 d.d.a., 0,9%) y S2+NL (máximo a 27 d.d.a., 0,9%), y 50 cm en el S1+LT (13 d.d.a., 3,1%). La rápida movilidad de los 3 herbicidas a lo largo del perfil del suelo, especialmente en el S1+LT, podría ser resultado del inicio del riego tan sólo 7 d.d.a. La movilidad de otros herbicidas altamente hidrofóbicos también se vio favorecida por el efecto de la lluvia registrada poco después de su aplicación en el suelo (Carpio et al., 2020; Willkommen et al., 2019).

Los porcentajes acumulados de cada uno de los herbicidas que alcanzaron la profundidad de 40-50 cm durante los diferentes tiempos de muestreo en los cuatro tratamientos ensayados se muestran en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Porcentaje acumulado de los herbicidas lixiviados hasta 40-50 cm del perfil de suelo durante los diferentes tiempos de muestreo a lo largo de los 139 días en los tratamientos de laboreo tradicional (S1+LT y S2+LT) y de no laboreo del suelo (S1+NL y S2+NL).

Herbicida/Tratamiento	S1+LT	S1+NL	S2+LT	S2+NL
S-metolacloro	6,4	0,9	0	0
Tiencarbazona-metil	9,4	11,3	4,3	5,4
Foramsulfuron	3,1	0	0	0

La movilidad de los 3 herbicidas fue siempre mayor en el S1 que en el S2 independientemente del tipo de laboreo del suelo. El mayor contenido en CO superficial del S2 en comparación con el S1 contribuyó a una mayor adsorción de los herbicidas determinada en el laboratorio (técnica batch en equilibrio), especialmente para el herbicida altamente hidrofóbico, S-metolacloro, en el S2 ( $K_d=2,0 \text{ mL g}^{-1}$ ) que en el S1 ( $K_d=1,3 \text{ mL g}^{-1}$ ) que podría explicar su menor movilidad a lo largo del perfil del S2 (Alletto et al., 2013). Este efecto fue menos acusado para la tiencarbazona-metil que con una solubilidad en agua similar a la del S-metolacloro se movilizó mucho más que este herbicida debido a su baja hidrofobicidad que hizo que presentase una ligera adsorción en el S2 ( $K_d=0,4 \text{ mL g}^{-1}$ ) y no adsorción en el S1 ( $K_d=0 \text{ mL g}^{-1}$ ). Respecto al foramsulfuron lixiviado hasta 50 cm de profundidad, los bajos porcentajes de este herbicida acumulados a esta profundidad en todos los tratamientos no están teóricamente de acuerdo con su elevada solubilidad en agua y baja adsorción determinada en ambos suelos ( $K_d=0$  y  $0,1 \text{ mL g}^{-1}$  en el S1 y S2, respectivamente) excepto si una cantidad importante de foramsulfuron fue movilizado a capas de suelo por debajo de 50 cm de profundidad entre los distintos tiempos de muestreo o fue rápidamente degradado antes de alcanzar esta profundidad. La detección de trazas del metabolito 2-amino-4,6-dimetoxipirimidina del foramsulfuron en muestras del perfil de suelo bajo los diferentes tratamientos ensayados a distintos tiempos de muestreo (datos no mostrados) apoya esta hipótesis. La baja adsorción de este herbicida en el suelo podría

predisponerlo para ser rápidamente biodegradado en el suelo como ha sido indicado en la bibliografía (EFSA, 2016; PPDB, 2021; Terralia, 2021). Por otra parte, teniendo en cuenta que el balance total de herbicida en todo el perfil de suelo de los tratamientos S1+NL y S2+NL 13 d.d.a. fue del 90,2% y 48,3% respectivamente, la degradación fotoquímica del foramsulfuron sobre el acolchado previo a su lavado con el riego hacia el suelo sería una ruta de disipación potencial, aunque no se han encontrado estudios que abordasen y corroborasen este proceso más allá de la existente fotodegradación del herbicida en agua (EFSA, 2016). Análogamente, el bajo balance total de S-metolacloro en todo el perfil de suelo de los tratamientos S1+NL (50,2%) y S2+NL (60,7%) 13 d.d.a. pone de manifiesto la existencia de otras posibles rutas de disipación de este herbicida diferentes a la movilidad por debajo de 50 cm del suelo. La disipación del S-metolacloro vía degradación microbiana en el suelo y/o acolchado fue corroborada por la presencia de trazas de los metabolitos metolacloro ácido etanosulfónico y metolacloro ácido oxanílico en muestras del perfil de suelo bajo los diferentes tratamientos ensayados a distintos tiempos de muestreo (datos no mostrados). Estos metabolitos han sido frecuentemente detectados tanto en suelo como en restos de cultivos de cobertura (Cassigneul et al., 2018; Marín-Benito et al., 2021; Schuhmann et al., 2019). La degradación fotoquímica de este herbicida también ha sido citada en la bibliografía como una potencial y rápida vía de disipación desde el suelo ( $DT_{50}=22$  días en verano, Terralia, 2021) y desde el cultivo (acolchado en nuestro caso) ( $DT_{50}=11,6$  días; PPDB, 2021).

Las cantidades remanentes de los 3 herbicidas a lo largo del perfil de suelo en cada uno de los tratamientos ensayados fueron inferiores al 8% al final del experimento (139 d.d.a.), no siendo posible diferenciar qué porcentaje de pérdida de los 3 herbicidas tuvo lugar vía degradación o vía lixiviación (entre otras).

#### 4.- Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran que el contenido en CO del suelo y las características del herbicida tuvieron una mayor influencia en la movilidad de los compuestos que el tipo de laboreo. Además, el inicio del riego 7 d.d.a. de los herbicidas controló fuertemente su movilidad.

Hay que destacar que el experimento realizado muestra los resultados de un único año con el suelo bajo prácticas de laboreo de conservación siendo posiblemente un periodo limitado para observar el impacto que este tipo de prácticas agrícolas presentan en las propiedades del suelo a largo plazo y consecuentemente sobre su influencia en la movilidad de los herbicidas. En este sentido, un segundo año de estudio se encuentra actualmente en progreso. Además, los estudios complementarios de adsorción-desorción de los herbicidas sobre el acolchado, de degradación sobre los suelos y el acolchado, y de evolución de las comunidades microbianas del suelo bajo

los diferentes tratamientos, que se encuentran en curso, ayudarán a entender y explicar mejor este comportamiento de movilidad de los herbicidas.

*Agradecimientos.* Este trabajo fue financiado por MCIU/AEI/FEDER, UE (Proyecto RTI2018-101587-J-I00) y el proyecto “CLU-2019-05 – Unidad de Excelencia IRNASA-CSIC”, financiado por la Junta de Castilla y León y cofinanciado por la Unión Europea (FEDER “Europa impulsa nuestro crecimiento”). María José Carpio agradece a la Junta de Castilla y León por su contrato predoctoral cofinanciado por el Fondo Social Europeo. Marwa Douibi agradece al Ministerio de Educación Superior del Gobierno de Argelia por su beca predoctoral.

## 5.- Bibliografía

- Abdollahi, L., y L.J. Munkholm, 2014. Tillage system and cover crop effects on soil quality: I. Chemical, mechanical, and biological properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78, 262–270.
- Alletto, L., P. Benoit, B. Bolognesi, M. Couffignal, V. Bergheaud, V. Dumény, C. Longueval, y E. Barriuso, 2013. Sorption and mineralisation of S-metolachlor in soils from fields cultivated with different conservation tillage systems. *Soil Till. Res.* 128, 97–103.
- Alletto, L., P. Benoit, B. Bolognesi, M. Couffignal, V. Bergheaud, V. Dumény, C. Longueval, y E. Barriuso, 2013. Sorption and mineralisation of S-metolachlor in soils from fields cultivated with different conservation tillage systems. *Soil Till. Res.* 128, 97–103.
- Alletto, L., P. Benoit, E. Justes, y Y. Coquet, 2012. Tillage and fallow period management effects on the fate of the herbicide isoxaflutole in an irrigated continuous-maize field. *Agric. Ecosyst. Environ.* 153, 40–49.
- Alletto, L., Y. Coquet, P. Benoit, D. Heddadj, y E. Barriuso, 2010. Tillage management effects on pesticide fate in soils. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 30, 367–400.
- Alonso-Ayuso, M., J.L. Gabriel, J.L. Pancorbo, y M. Quemada, 2020. Interseeding cover crops into maize: Characterization of species performance under Mediterranean conditions. *Field Crops Res.* 249, 107762.
- Aslam, S., A. Iqbal, M. Deschamps, S. Recous, P. Garnier, y P. Benoit, 2015. Effect of rainfall regimes and mulch decomposition on the dissipation and leaching of S-metolachlor and glyphosate: a soil column experiment. *Pest. Manage. Sci.* 71, 278–291.
- Aslam, S., P. Garnier, C. Rumpel, S.E. Parent, y P. Benoit, 2013. Adsorption and desorption behavior of selected pesticides as influenced by decomposition of maize mulch. *Chemosphere* 91, 1447–1455.
- Carpio, M.J., M.S. Rodríguez-Cruz, C. García-Delgado, M.J. Sánchez-Martín, y J.M. Marín-Benito, 2020. Mobility monitoring of two herbicides in amended soils: A field study for modeling Applications. *J. Environ.Manage.* 260, 110161.
- Cassigneul, A., P. Benoit, C. Nobile, V. Bergheaud, V. Dumény, V. Etiévant, A. Maylin, E. Justes, y L. Alletto, 2018. Behaviour of S-metolachlor and its oxanilic and ethanesulfonic acids metabolites under fresh vs. partially decomposed cover crop mulches: A laboratory study. *Sci. Total Environ.* 631–632, 1515–1524.
- Cassigneul, A., P. Benoit, C. Nobile, V. Bergheaud, V. Dumény, V. Etiévant, A. Maylin, E. Justes, y L. Alletto, 2018. Behaviour of S-metolachlor and its oxanilic and ethanesulfonic acids metabolites under fresh vs. partially decomposed cover crop mulches: a laboratory study. *Sci. Total Environ.* 631–632, 1515–1524.
- Cueff, S., L. Alletto, M. Bourdat-Deschamps, P. Benoit, y V. Pot, 2020. Water and pesticide transfers in undisturbed soil columns sampled from a Stagnic Luvisol and a Vermic Umbrisol both cultivated under conventional and conservation agriculture. *Geoderma* 377, 114590.
- Cueff, S., L. Alletto, V. Dumény, P. Benoit, y V. Pot, 2021. Adsorption and degradation of the herbicide nicosulfuron in a stagnic Luvisol and Vermic Umbrisol cultivated under conventional or conservation agriculture. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 28, 15934–15946.
- EFSA (European Food Safety Authority), 2016. Conclusion on the peer review of the pesticide risk assessment of the active substance foramsulfuron. *EFSA J.* 14, 4421 (119 pp).
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 2016. Conservation Agriculture, en: *Save and grow in practice: maize, rice and wheat. A guide to sustainable cereal production.* Roma (Italia). ISBN 978-92-5-108519-6 (124 pp.).
- Gabriel, J.L., M. Quemada, D. Martín-Lammerding, y M. Vanclouster, 2019. Assessing the cover crop effect on soil hydraulic properties by inverse modelling in a 10-year field trial. *Agric. Water Manage.* 222, 62–71.
- García-González, I., C. Hontoria, J.L. Gabriel, M. Alonso-Ayuso, y M. Quemada, 2018. Cover crops to mitigate soil degradation and enhance soil functionality in irrigated land. *Geoderma* 322, 81–88.
- Gil Ribes, J.A., R. Ordóñez Fernández, E.J. González Sánchez, O. Veroz González, M. Gómez Ariza, y F. Sánchez Ruiz, 2017. Ed. Asociación Española Agricultura de Conservación Suelos Vivos (AEACSV). IFAPA Centro “Alameda del Obispo”. Edificio de Olivicultura. Avda. Menéndez Pidal, s/n. E-14004 Córdoba (España). ISBN: 978-84-617-9450-8. (136 pp.).
- Marín-Benito, J.M., E. Herrero-Hernández, J.M. Ordax, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2021. The role of two organic amendments to modify the environmental fate of S-metolachlor in agricultural soils. *Environ. Res.* 195, 110871.
- Okada, E., J.L. Costa, y F. Bedmar, 2016. Adsorption and mobility of glyphosate in different soils under no-till and conventional tillage. *Geoderma* 263, 78–85.
- Porfiri, C., J.C. Montoya, W.C. Koskinen, y M.P. Azcarate, 2015. Adsorption and transport of imazapyr through intact soil columns taken from two soils under two tillage systems. *Geoderma* 251–252, 1–9.
- PPDB, 2021. *Pesticide Properties Data Base.* University of Hertfordshire. <http://sitem.herts.ac.uk/aeru/ppdb/en/index.htm>. [consulta: 10 junio 2021].
- Sampaio de Almeida, W., E. Panachuki, P.T. Sanches de Oliveira, R. da Silva Menezes, T. Alves Sobrinho, y D. Fonseca de Carvalho, 2018. Effect of soil tillage and vegetal cover on soil water infiltration. *Soil Till. Res.* 175, 130–138.
- Schuhmann, A., G. Klammler, S. Weiss, O. Gans, J. Fank, G. Haberhauer, y M.H. Gerzabek, 2019. Degradation and leaching of bentazone, terbutylazine and S-metolachlor and some of their metabolites: A long-term lysimeter experiment. *Plant Soil Environ.* 65, 273–281.
- Soracco, C.G., R. Villarreal, L.A. Lozano, S. Vittori, E.M. Melani, y D.J.G. Marino, 2018. Glyphosate dynamics in a soil under conventional and no-till systems during a soybean growing season. *Geoderma* 323, 13–21.
- Soto-Gómez, D., P. Pérez-Rodríguez, L. Vázquez Juiz, J.E. López-Periago, y M. Paradelo, 2019. A new method to trace colloid transport pathways in macroporous soils using X-ray computed tomography and fluorescence macrophotography. *Eur. J. Soil Sci.* 70, 431–442.
- Sparks, D.L., 1996. *Methods of Soil Analysis. Part 3-Chemical Methods.* Soil Science Society of America, Inc., Madison, WI.
- Terralia, 2021. *Vademécum de productos fitosanitarios y nutricionales* (online). Ediciones Agrotécnicas S.L., Madrid. [https://www.terralia.com/vademecum\\_de\\_productos\\_fitosanitarios\\_y\\_nutricionales/view\\_composition?composition\\_id=885](https://www.terralia.com/vademecum_de_productos_fitosanitarios_y_nutricionales/view_composition?composition_id=885). [consulta: 12 junio 2021].
- Thierfelder, C., M. Mwila, y L. Rusinamhodzi, 2013. Conservation agriculture in eastern and southern provinces of Zambia: long-term effects on soil quality and maize productivity. *Soil Till. Res.* 126, 246–258.
- Trail, P., O. Abaye, W.E. Thomason, T.L. Thompson, F. Gueye, I. Diedhiou, M.B. Diatta, y A. Faye, 2016. Evaluating intercropping (living cover) and mulching (desiccated cover) practices for increasing millet yields in Senegal. *Agron. J.* 108, 1742–1752.
- van Genuchten, M.T., F. Leij, y S.R. Yates, 1991. The RETC code for quantifying hydraulic functions of unsaturated soils. Technical Report IAG-DW 12933934, US Salinity Laboratory, US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Riverside, CA.
- Villarreal, R., L.A. Lozano, N.G. Policha, M.P. Salazara, G.L. Bellora, M.J. Turinetti, y C.G. Soracco, 2020. Influence of soil water holding and transport capacity on glyphosate dynamics in two agricultural soils from Pampas Region. *Geoderma* 376, 114566.
- Willkommen, S., M. Pfannerstill, U. Ulrich, B. Guse, y N. Fohrer, 2019. How weather conditions and physico-chemical properties control the leaching of flufenacet, diflufenican, and pendimethalin in a tile-drained landscape. *Agric. Ecosyst. Environ.* 278, 107–116.

## SHOULD WE BE CONCERNED ABOUT THE PRESENCE OF PHARMACEUTICALS DURING UNPLANNED WATER REUSE FOR CROP IRRIGATION?

R. Meffe<sup>1\*</sup>, A. de Santiago-Martín<sup>1</sup>, G. Teijón, M.V. Martínez-Hernández<sup>1</sup>, I. López Heras<sup>1</sup>, L. Nozal<sup>2</sup> e I. de Bustamante<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>IMDEA Water Institute, Avda. Punto Com 2, 28805 Alcalá de Henares, Madrid, España. \*Email: raffaella.meffe@imdea.org, <https://www.soilwaterquality.es/>

<sup>2</sup>Center of Applied Chemistry and Biotechnology (CQAB). FGUA and University of Alcalá, A-II km 33,6, 28871, Alcalá de Henares, Spain.

<sup>3</sup>Geology, Geography and Environment Department, Faculty of Sciences, External Campus of the University of Alcalá, Ctra. A-II km 33,6, 28871, Alcalá de Henares, Spain.

**RESUMEN.** El uso de agua superficial afectada por efluentes de depuradoras en agricultura puede implicar la exposición de cultivos a contaminantes de preocupación emergente. Este trabajo tiene como objetivo evaluar si los procesos de atenuación natural mitigan la concentración de 25 fármacos y productos de transformación (PTs) o si son absorbidos por el cultivo, en este caso maíz, induciendo un riesgo potencial para la salud humana. El método del umbral de preocupación toxicológica se ha utilizado para evaluar el posible riesgo para la salud humana. Para ello, se recolectaron muestras de diferentes matrices (agua de riego, de infiltración, suelo agrícola, maíz) donde se analizó el contenido en fármacos y PTs. Los resultados demuestran la atenuación de la mayoría de los contaminantes investigados. El consumo de maíz no representa ninguna amenaza para la salud humana; sin embargo, se requeriría realizar más pruebas para determinar la toxicidad del 4AAA y del analgésico acetaminofén.

**ABSTRACT.** The use of surface water impacted by wastewater treatment plant effluents for crop irrigation may imply the exposure of crops to contaminants of emerging concern. This research aims to evaluate under real field conditions if natural attenuation processes mitigate the concentration of 25 pharmaceuticals and transformation products (TPs) or if they are taken up by the crop (i.e. maize) inducing a potential risk to human health. The threshold of toxicological concern approach (TTC) has been used as a first screening for assessing possible risk to human health. Samples from different matrices (irrigation water, infiltrating water, agricultural soil, maize) were collected and analysed for pharmaceutical and TP content. Results demonstrate the attenuation of the majority of target contaminants. Consumption of maize does not pose any threat to human health; however additional toxicity test would be required for the metamizole TP 4AAA and the analgesic acetaminophen.

### 1.- Introduction

The unintentional use of surface water highly impacted by wastewater treatment plant (WWTP) effluents is defined as unplanned water reuse (Drewes et al., 2017). When these impacted waters are used for crop irrigation, there is a potential risk linked to the introduction of undesirable compounds into the food chain (de Santiago-Martín et al., 2020). Among these compounds, pharmaceuticals, a broad class of contaminants of emerging concern, are more than frequently found in surface waters receiving urban effluents (Meffe and de Bustamante et al., 2014). Similarly to other types of contaminants, pharmaceuticals undergo natural attenuation processes in soil that can mitigate their propagation to other environmental compartments or they can be taken up by the crop (Carter et al., 2019). The efficiency of the attenuation and the magnitude of crop uptake depends on several factors such as pharmaceutical specific properties, soil characteristics and the bioaccumulation potential of the crop itself (Fu et al., 2018; Cristou et al., 2019; Li et al., 2019).

Many studies available in the literature tackle natural attenuation and plant uptake processes using laboratory scale investigation under simplified conditions (Bhalsod et al., 2018; Klement et al., 2020; Kodešová et al., 2019). However, assessing contaminant natural attenuation and uptake by crop plants under actual farming conditions are essential to provide solid data about the real magnitude of the processes (Malchi et al., 2014; Christou et al., 2019).

In this perspective, the present research aims to investigate the extent of pharmaceutical attenuation processes and the capacity of maize, the cereal with the world largest production (FAOSTAT, 2018), to bioaccumulate them in subaerial and aerial vegetative tissues. To mirror the broad range of pharmaceuticals that every day are discharged into the environment, we selected a set of compounds (including transformation products - TPs) belonging to different therapeutic classes: analgesics, anti-inflammatories, antibiotics, cardiovasculars, lipid regulators, antidiabetics, antiulcer, psychiatric drugs and lifestyle compounds.

## 2.- Materials and methods

### 2.1 Study area and sampling strategy

This research has been carried out in an agricultural parcel located south of the city of Madrid (Spain), in an area where 10,000 ha are cultivated to produce mainly maize. The agricultural field is irrigated by gravity-fed surface system supplied by the Jarama river. The river is strongly impacted by the effluents of the capital largest WWTPs whose contribution can locally constitute up to 83% of the river flow (MAPAMA, 2015; CHT, 2019). During summer 2019, sampling campaigns were carried out to collect samples of irrigation water and water infiltrating through the vadose zone at 30 cm soil depth (in all irrigation events), agricultural soil (before and after the irrigation campaign) and maize differentiating among roots, stem-leaves and fruit (after the irrigation campaign, few days before harvesting).

The irrigation water (Ir) was sampled from the nearby channel that distributes water to the agricultural field. The infiltration water was collected at two different times: 1) approximately 4 hours before the shutdown of the irrigation during high hydraulic loads and, hence, rapid infiltration fluxes and 2) approximately 2 hours after the shutdown, when the lower hydraulic loads cause slower infiltration. To collect the infiltration water three stainless steel suction cups installed at a distance between them of approximately 30 m were used. When analyses of water samples could not be performed immediately after retrieval, they were stored at  $-20^{\circ}\text{C}$ .

About 2 kg of soil were collected using a manual auger in the proximity of each suction device and each sample was considered individually. Prior to analysis, samples were air-dried, gently crushed and passed through a 2-mm sieve. A representative sample for the analyses was obtained by quartering the pre-processed soil samples and stored in high density polyethylene (HDPE) bottles. A portion of the soil sample was successively frozen and lyophilized for pharmaceutical and TP analyses.

A total of 9 specimens of maize, 3 nearby each soil sampling point, were collected. In the laboratory, each plant was cut separating the roots, the stem/leave system and the fruit. The roots were rinsed first with tap water to remove the major part of the soil residues, and then with ultrapure water. Leaves and stems were washed with ultrapure water to remove dust and insects. The corn fruits were shelled and also washed with ultrapure water. Roots, leaves, stems and grains were dried in an oven at  $50^{\circ}\text{C}$ . Plant tissue samples were frozen and lyophilized for analysis of pharmaceuticals and TPs.

### 2.2 Analytical methods

Liquid and solid samples were subjected to different treatments based on organic solvent extractions and pre-concentration procedures. The quantification of pharmaceuticals and TPs in the obtained extracts was carried out using a liquid chromatograph (1200 series,

Agilent Technologies, USA) coupled to a triple quadrupole (QQQ) mass spectrometer (6495A, Agilent Technologies), equipped with an electrospray ionization (ESI) interface, in positive and negative mode.

### 2.3 Crop uptake and health risk assessment

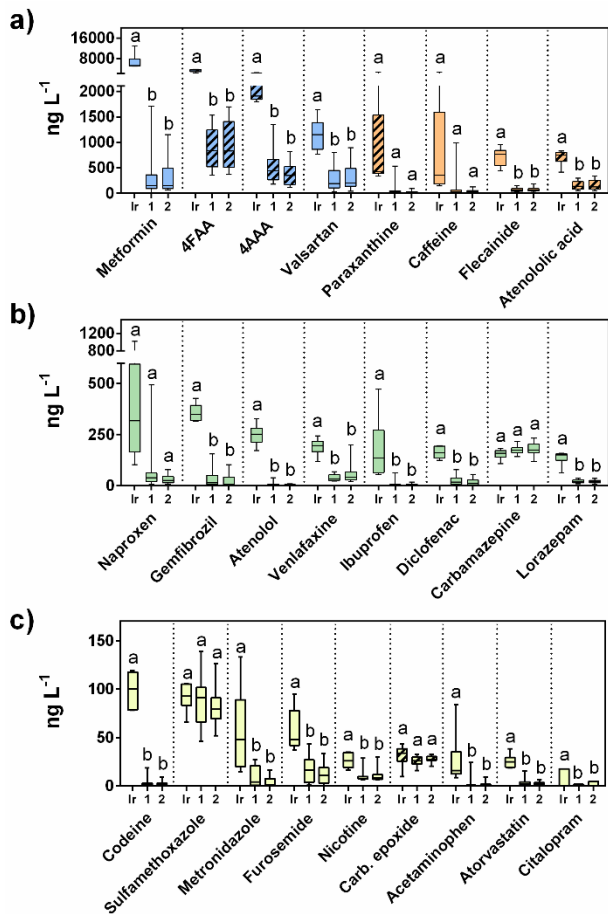
To evaluate potential health risk for consumption of maize containing target contaminants, we applied the threshold of toxicological concern approach (TTC). Recently, the EFSA carried out a public consultation to receive input from the scientific community and interested parties on the draft prepared in 2018 about the guidance on the use of the TTC approach in food safety assessment (EFSA, 2019a). This resulted in a final updated version of the guidance in 2019 (EFSA, 2019b). EFSA corroborates that the TTC approach is a “*pragmatic screening and prioritization tool for use in food safety assessment*”. The approach can be used when there are limited toxicity data (EFSA, 2019b; Evans et al., 2015; Kroes et al., 2000) as a tier 0 assessment to highlight the necessity for specific toxicity analysis when the consumption of substances, in this case pharmaceuticals, is higher than the TTC value. The approach is based on the comparison of substance molecular structure with structural alerts to assign each pharmaceutical to the corresponding category (Class I, II, III) through the Cramer classes decision tree implemented in the software Toxtree (Patlewicz et al., 2008, v. 3.1.0). The TTC values of 30.0, 9.0 and  $1.5 \mu\text{g kg}^{-1} \text{day}^{-1}$  were defined for Class I, II and III, respectively (Munro et al., 1996). According to Kroes et al. (2004), a TTC value of  $0.0025 \mu\text{g kg}^{-1} \text{day}^{-1}$  was used for potential genotoxic substances. Consumption of pharmaceuticals higher than the TTC value indicates a possible risk of exposure and the necessity for specific toxicity analysis along with implementation of an additional risk assessment method. On the other hand, pharmaceuticals with exposure below the TTC threshold have an unlikely probability to cause adverse effects on humans.

## 3.- Results and discussion

### 3.1. Pharmaceuticals occurrence and attenuation

The 25 pharmaceuticals and TPs have been detected in each irrigation sample with concentration ranging from  $8.94 \text{ ng L}^{-1}$  for the antidepressant citalopram to  $12,867 \text{ ng L}^{-1}$  for the antidiabetic metformin. The drugs with the highest levels of concentration ( $> 1,000 \text{ ng L}^{-1}$ ) were, beside the aforementioned metformin (average  $5,825 \text{ ng/L}$ ), the metamizole TP 4FAA (average  $2,966 \text{ ng L}^{-1}$ ) and the antihypertensive valsartan (average  $1,036 \text{ ng L}^{-1}$ ). The concentration of pharmaceuticals and TPs in the irrigation (Ir) and infiltrating water (1: rapid; 2: slow – under the two different infiltration times) are represented in Figure 1.





**Fig. 1.** Concentration of target pharmaceuticals and transformation products (TPs) in: i) irrigation water (Ir), ii) infiltrating water under high hydraulic loads (1: rapid), iii) infiltrating water under low hydraulic loads (2: slow). Substances are listed in order of decreasing concentration in the irrigation water ( $> 1,000 \text{ ng L}^{-1}$  blue,  $500\text{-}1,000 \text{ ng L}^{-1}$  orange,  $100\text{-}500 \text{ ng L}^{-1}$  green,  $< 100 \text{ ng L}^{-1}$  yellow). The black frame indicates TPs. For each compound, different letters indicate a statistically significant difference at  $p < 0.05$  by ANOVA test.

The ANOVA test applied to concentrations data in water reveals the absence of a significant difference between samples 1 and 2. Hence, data rule out infiltration velocity in the vadose zone as a factor controlling the attenuation of selected drugs. Such a result is to some extent surprising since residence times in the vadose zone are known to affect degradation rates. The environmental and input concentration variability occurring under field conditions may obscure differences in removals between infiltration stages.

Considering both samples (1 and 2) as replicates, average removal percentages are higher than 60%, with the exception of carbamazepine, its TP carbamazepine epoxide and sulfamethoxazole that behave persistently ( $-28.95\%$ ,  $1.36\%$  and  $-0.48\%$ , respectively). Carbamazepine and its TP carbamazepine epoxide are known to be recalcitrant to degradation. The persistence of sulfamethoxazole can be related to its negative charge under environmental conditions that may counteract sorption onto soil colloids (clay and organic matter). Proof of this is the low content measured in the soil of the agricultural parcel ( $1.75 \text{ ng g}^{-1}$ ).

Concerning biodegradation, sulfamethoxazole has been described to degrade under both aerobic (Martínez-Hernández et al., 2016) and anaerobic conditions (Schmidt et al., 2004). In our study, the persistence of sulfamethoxazole occurs under the anaerobic conditions promoted by the gravity-fed irrigation systems. Even when removals are high, leaching concentrations can still have some concern in view of contaminant propagation to other environmental compartments (e.g. groundwater). This is the case of the metamizole TPs 4FAA and 4AAA, whose average leaching concentrations are above  $400 \text{ ng L}^{-1}$ .

Pharmaceutical contents in the soil are in the order of  $\text{ng g}^{-1}$  and with few exceptions, there are not significant differences between the two sampling campaigns. Those pharmaceuticals with more affinity to the agricultural soil (flecainide  $>$  venlafaxine  $>$  metformin) are positively ionized at the environmental pH and their sorption onto soil can be explained by electrostatic interactions with negative charged soil surfaces such as the organic matter and clay minerals and by cation exchange processes.

### 3.2. Crop uptake

Data about pharmaceutical and TP contents in the different tissues of the maize indicate that, at variable extent, the plant is able to bioaccumulate many of the investigated substances, mainly in the roots (Table 1). With the exception of gemfibrozil in the fruit, none of the pharmaceuticals negatively charged under field conditions were quantified. The negative electrical potential across the plant cell membranes may be responsible for repulsion of anionic pharmaceuticals. However in the case of weak organic acids such as gemfibrozil ( $\text{pK}_a = 4.75$ ), the molecule may become uncharged in the rhizoplane favouring plant uptake processes (Malchi et al., 2014). On the other hand, neutral and cationic drugs show higher potential to be bioaccumulated by maize (Table 1).

**Table 1.** Pharmaceutical and TP contents in the different tissues of the maize. Only data from those contaminants quantified at least in one vegetative tissue are provided. In parenthesis, the ionization status under environmental pH is indicated. LOQ: Limit of quantification.

Pharmaceutical	Roots	Stem-Leaves	Fruit
	$\text{ng g}^{-1}$		
4AAA (N)	<LOQ	ND	$0.15 \pm 0.04$
Paraxanthine (N)	$0.80 \pm 0.13$	<LOQ	$0.12 \pm 0.02$
Caffeine (N)	$8.42 \pm 1.72$	$6.58 \pm 1.79$	$1.17 \pm 0.16$
Flecainide (+)	$18.0 \pm 0.63$	ND	<LOQ
Atenolol Acid (+/-)	<LOQ	ND	$2.03 \pm 0.63$
Gemfibrozil (-)	ND	ND	$0.36 \pm 0.08$
Atenolol (+)	<LOQ	ND	$0.05 \pm 0.01$
Venlafaxine (+)	$4.22 \pm 0.18$	ND	<LOQ
Carbamazepine (N)	$3.57 \pm 0.21$	ND	<LOQ
Codeine (+)	ND	ND	$0.02 \pm 0.01$
Nicotine (+)	$9.79 \pm 0.71$	$2.24 \pm 0.33$	$2.24 \pm 0.27$
Carbamazepine epoxide (N)	$0.38 \pm 0.03$	ND	<LOQ
Acetaminophen (N)	$11.7 \pm 1.27$	$6.44 \pm 1.64$	<LOQ

For neutral pharmaceuticals, hydrophobicity (expressed as  $\log K_{ow}$ ) is often described as the factor that most influences the process of the uptake. The lipidic content of the roots is an additional parameter controlling the fate of neutral and/or hydrophobic chemicals (Malchi et al., 2014). Among neutral pharmaceuticals, the highest accumulation in roots is observed for acetaminophen ( $11.7 \pm 1.27 \text{ ng g}^{-1}$ ) and caffeine ( $8.42 \pm 1.72 \text{ ng g}^{-1}$ ). Cationic pharmaceuticals, such as nicotine, codeine and atenolol can be translocated by organic cation transporters (OCTs) and/or through non-selective cation channels (Fu et al., 2019). Cation transporters have been described in maize (Yang et al., 2020) indicating that bioaccumulation of these drugs is likely to occur through this mechanism.

### 3.3 Health risk assessment

Pharmaceuticals detected in the maize fruit are all assigned to Class III, a category that includes substances for which strong initial presumption of safety is not allowed or whose structural properties suggest significant toxicity. The only exception is venlafaxine that belongs to Class II (intermediate order of oral toxicity) (Patlewicz et al., 2008). Results indicate an insignificant threat to human health since calculated daily consumption are far above the European daily intake (DI) of maize ( $26.86 \text{ g d}^{-1}$ ). However, values closer to the DI have been calculated for the metamizole TP 4AAA and the nervous system acting drug acetaminophen. For these pharmaceuticals, a consumption of  $103.00$  and  $26.50 \text{ g d}^{-1}$ , respectively, are enough to reach the TTC in toddlers. Both pharmaceuticals are recognized as having potential genotoxicity and their TTC is only  $0.0025 \mu\text{g kg}^{-1} \text{ d}^{-1}$ . Results indicate that additional toxicity tests are recommended for these two compounds.

### 4.- Conclusions

This research demonstrates that unplanned water reuse for agricultural practices should be carefully evaluated as a route of exposure to pharmaceuticals and TPs. All investigated drugs have been detected in surface water and some of them appeared with concentrations in the order of  $\mu\text{g L}^{-1}$ . Natural attenuation processes occurring in the first layer of the unsaturated zone are very effective to abate concentrations of most pharmaceuticals and TPs. However for substances occurring with high concentrations in the irrigation water, leaching levels are higher than those observed for pharmaceuticals behaving persistently. Sorption onto soil is a mechanism able to buffer infiltration of cationic pharmaceuticals mainly. At variable extent, maize is able to bioaccumulate many of the investigated drugs. Concentrations in the roots are in general higher than concentration in the fruit indicating that pharmaceuticals are not readily translocated through the plant. Results also confirm the theory about plant uptake processes as preferentially occurring for cationic and neutral substances. According to the TTCs, the

consumption of the maize would not pose any threat to human health in terms of pharmaceutical intake. However, additional toxicity tests would be required only for the metamizole TP 4AAA and the nervous system acting drug acetaminophen.

*Acknowledgements.* This work has been funded by the European Regional Development Fund (ERDF)/the Spanish Ministry of Science, Innovation and Universities – the State Research Agency (AEI)/project reference CTM2017-89995-R and by the Talent Attraction Program of the Community of Madrid [grant 2016-T2/AMB-1426]. The authors would like to thank Julián Martín de la Sierra of the Irrigation User Community of the Real Acequia del Jarama for his collaboration. A special thanks to Sergio Vázquez López and Eugenio Vázquez González for their valuable collaboration during sampling campaigns. Finally, thanks to Silvia Barge for assisting in sample processing.

### 5.- References

- Bhalsod, G.D., Chuang, Y.H., Joen, S., Gui, W., Ryser, E.T., Guber, A.K. and W. Zhang, 2018. Uptake and accumulation of pharmaceuticals in overhead-and surface-irrigated greenhouse lettuce. *J. Agric. Food Chem.* 66, 822-830.
- Carter, L.J., Williams, M., Martin, S., Kamaludeen, S.P. and R.S. Kookana, 2018. Sorption, plant uptake and metabolism of benzodiazepines. *Sci. Total Environ.* 628, 18-25.
- Carter, L.J., Chefetz, B., Abdeen, Z. and A.B.A., Boxall, 2019. Emerging investigator series: towards a framework for establishing the impacts of pharmaceuticals in wastewater irrigation systems on agro-ecosystems and human health. *Environ. Sci. Process Impacts* 21, 605-622.
- Christou, A., Papadavid, G., Dalias, P., Fotopoulos, V., Michael, C., Bayona, J.M., Piña, B. and D. Fatta-Kassinou, 2019. Ranking of crop plants according to their potential to uptake and accumulate contaminants of emerging concern. *Environ. Res.* 170, 422-432.
- CHT (Confederación Hidrográfica del Tajo), 2019. Control de vertidos. <http://www.chtajo.es/LaCuenca/CalidadAgua/ControlVertidos/Paginas/default.aspx#Censo%20de%20Vertidos> [accessed on December 15<sup>th</sup>, 2020].
- de Santiago-Martín, A., Meffe, R., Teijón, G., Hernández, V. M., López-Heras, I., Alonso, C. A., Arenas Romasanta, M. and I. de Bustamante, 2020. Pharmaceuticals and trace metals in the surface water used for crop irrigation: Risk to health or natural attenuation? *Sci. Total Environ.* 705, 135825.
- Drewes, J.E., Hübner, U., Zhiteneva, V. and S. Karakurt, 2017. Characterization of unplanned water reuse in the EU- Final Report for the European Commission DG Environment Contract No. 070201/2017/758172/SER/EMV.C.1. Available at: [https://ec.europa.eu/environment/water/pdf/Report-UnplannedReuse\\_TUM\\_FINAL\\_Oct-2017.pdf](https://ec.europa.eu/environment/water/pdf/Report-UnplannedReuse_TUM_FINAL_Oct-2017.pdf)
- European Food Safety Authority (EFSA), 2019a. Outcome of the public consultation on the draft guidance on the use of the Threshold of Toxicological Concern approach in food safety assessment (Question No. EFSA-Q-2017-00469). Technical Report doi:10.2903/sp.efsa.2019.EN-1661.
- European Food Safety Authority (EFSA), 2019b. Guidance on the use of the Threshold of Toxicological Concern approach in food safety assessment. EFSA Journal 17(6), 5708. [https://www.ema.europa.eu/en/documents/referral/codeine-article-31-referral-prac-assessment-report\\_en.pdf](https://www.ema.europa.eu/en/documents/referral/codeine-article-31-referral-prac-assessment-report_en.pdf). [Accessed on November 13<sup>rd</sup>, 2020].
- Evans, R.M., Scholze, M. and A. Kortenkamp, 2015. Examining the feasibility of mixture risk assessment: A case study using a tiered approach with data of 67 pesticides from the Joint FAO/WHO Meeting on Pesticide Residues (JMPR). *Food Chem. Toxicol.* 84, 260-269
- FAOSTAT, 2018. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Statistical Database. <http://www.fao.org/faostat/en/#home>, [Accessed on November 11<sup>th</sup>, 2020].
- Fu, Q., Malchi, T., Carter, L.J., Li, H., Gan, J. and B. Chefetz, 2019. Pharmaceutical and personal care products: from wastewater treatment into agro-food-system. *Environ. Sci. Technol.* 53, 14083-14090.

- Klement, A., Kodešová, R., Golovko, O., Fér, M., Nikodem, A., Kocarek, M. and R. Grabic, 2020. Uptake, translocation and transformation of three pharmaceuticals in green pea plants. *J. Hydrol. Hydromech.* 68 (1), 1-11.
- Kodešová, R., Klement, A., Golovko, O., Fer, M., Nikodem, A., Kocarek, M. and R. Grabic, 2019. Root uptake of atenolol, sulfamethoxazole and carbamazepine, and their transformation in three soils and four plants. *Environ. Sci. Poll. Res.* 26 (10), 9876-9891
- Kroes, R., Galli, C., Munro, I., Schilter, B., Tran, L.A., Walker, R. and G. Würtzen, 2000. Threshold of toxicological concern for chemical substances present in the diet: a practical tool for assessing the need for toxicity testing. *Food Chem. Toxicol.* 38, 255-312.
- Kroes, R., Renwick, A.G., Cheeseman, M., Kleiner, J., Mangelsdorf, I., Piersma, A., Schilter, B., Schlatter, J., van Schothorst, F., Vos, J.G. and G. Würtzen, 2004. Structure-based thresholds of toxicological concern (TTC): guidance for application to substances present at low levels in the diet. *Food Chem. Toxicol.* 42, 65-83.
- Li, Y., Sallach, J.B., Zhang, W., Boyd, S.A. and H. Li, 2019. Insight into the distribution of pharmaceuticals in soil-water-plant systems. *Water Res.* 152, 38-46.
- Malchi, T., Maor, Y., Tadmor, G., Shenker, M. and B. Chefetz, 2014. Irrigation of Root Vegetables with Treated Wastewater: Evaluating Uptake of Pharmaceuticals and the Associated Human Health Risks. *Environ. Sci. Technol.* 48, 9325-9333.
- MAPAMA (Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente), 2015. Red de seguimiento del Estado e Información Hidrológica. <https://sig.mapama.gob.es/redes-seguimiento/> [accessed on June 4<sup>th</sup>, 2019].
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Herrera-López, S., de Bustamante, I., 2016. The role of sorption and biodegradation in the removal of acetaminophen, carbamazepine, caffeine, naproxen and sulfamethoxazole during soil contact: A kinetics study. *Sci. Total Environ.* 559, 232-241.
- Meffe, R. and I. de Bustamante, 2014. Emerging organic contaminants in surface water and groundwater: A first overview of the situation in Italy. *Sci. Total Environ.* 481, 280-295.
- Munro, I.C., Ford, R.A., Kennepohl, E. and J.G. Sprenger, 1996. Correlation of a structural class with no observed-effect levels: a proposal for establishing a threshold of concern. *Food Chem. Toxicol.* 34, 829-867.
- Patlewicz, G., Jeliakova, N., Safford, R.J., Worth, A.P. and B. Aleksiev, 2008. An evaluation of the implementation of the Cramer classification scheme in the Toxtree software. *SAR QSAR Environ. Res.* 19 (5-6), 495-524.
- Schmidt, C., Lange, F. and H.J. Brauch, 2004. Assessing the impact of different redox conditions and residence times on the fate of organic micropollutants during riverbank filtration. Proceedings "4th International Conference on Pharmaceuticals and Endocrine Disrupting Chemicals in Water", 13-15.10.2004, Minneapolis, Minnesota.
- Shen, G.X., Zhang, Y., Hu, S.Q., Zhang, H.C., Yuan, Z.J. and W. Zhang, 2018. Adsorption and degradation of sulfadiazine and sulfamethoxazole in an agricultural soil system under an anaerobic condition: Kinetics and environmental risks. *Chemosphere* 194, 266-274.
- Yang, G., Wei, Q., Huang, H., Xia, J., 2020. Amino acid transporters in plant cells: a brief review. *Plants* 9 (8), 967.



## IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: CONTAMINANTES DE PREOCUPACIÓN EMERGENTE

B. Huidobro López<sup>1,2\*</sup>, V. Martínez-Hernández<sup>1</sup>, L. Barbero<sup>1,2</sup>, R. Meffe<sup>1</sup>, I. López-Heras<sup>1</sup>, C. Alonso-Alonso<sup>1</sup>, R. Pradana<sup>1,2,3</sup>, J.A. Hernández-Martín<sup>4</sup>, A. de Santiago-Martín<sup>1</sup>, L. Nozal<sup>1,5</sup> e I. de Bustamante<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>IMDEA Agua. Avda. Punto Com 2, 28805, Alcalá de Henares, Madrid, Spain. \*Email: blanca.huidobro@imdea.org, web: <http://www.soilwaterquality.es>

<sup>2</sup>Universidad de Alcalá. Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, A-II km 33,0, 28805, Alcalá de Henares, Madrid, Spain.

<sup>3</sup>Grupo Eulen (Madrid). Calle del Valle de Tobalina, 56, 28021 Madrid, Spain.

<sup>4</sup>Arcadis, Calle Orense, 4, p11, 28020 Madrid, Spain.

<sup>5</sup>Centro de Química Aplicada y Biotecnología (CQAB). Fundación General de la Universidad de Alcalá y Universidad de Alcalá, A-II, Km 33,6 28871 Alcalá de Henares, Madrid, Spain.

**RESUMEN.** La aplicación al suelo de las aguas residuales pretratadas aprovecha los procesos de atenuación natural para depurar las aguas y, al mismo tiempo proporciona beneficios ambientales. Sin embargo, esta práctica facilita la introducción de Contaminantes de Preocupación Emergente (CPEs) en el medioambiente. En dos escalas de trabajo, esta investigación evalúa la atenuación de CPEs a su paso a través de dos columnas con a) suelo o b) suelo enmendado con astillas (laboratorio), y en un filtro verde (FV) con y sin enmienda de astillas (piloto). Mientras que en la columna de suelo con astillas se observa una disminución en la eliminación total de los CPEs adicionados y estudiados, en el FV la incorporación de enmienda conlleva una mejora en su atenuación. Los resultados en el FV piloto muestran una mayor variabilidad en la atenuación de CPEs debido a otros factores que a escala laboratorio eran constantes como la concentración inicial, la carga de riego o la temperatura.

**ABSTRACT.** The soil application of pre-treated wastewater takes advantage of natural attenuation processes to treat wastewater while providing several environmental benefits. However, this practice may introduce Contaminants of Emerging Concern (CECs) into the environment. The present study evaluates the attenuation of CECs during their infiltration through soil and soil amended with woodchips, in columns at laboratory-scale and in a pilot vegetation filter (VF). While in the soil column with woodchips, a decrease in the removal of target CECs is observed, in the VF, their attenuation improves when soil is amended with woodchips. It should be noted that VF results show a greater variability in the attenuation of CECs due to variables that at laboratory-scale were constant, such as initial concentration, irrigation loads or temperature.

subrayado el potencial de las Soluciones Basadas en la Naturaleza (SBN) como una forma de luchar contra esas dificultades, obteniendo al mismo tiempo otros beneficios cruciales para el desarrollo sostenible (WWAP, 2018). Actualmente, muchos de los tratamientos no convencionales de aguas siguen el principio de las SBN, que consiste en fomentar los procesos naturales con el fin de lograr una atenuación de la contaminación presente (EC, 2018).

En los últimos tiempos, gracias al avance de las técnicas de análisis, se ha detectado la presencia en el medioambiente de fármacos, hormonas, productos de cuidado personal, etc., a muy bajas concentraciones, del orden de ng/L. Estas sustancias, de uso generalizado, pero todavía exentas de regulación, se definen como contaminantes de preocupación emergente (CPEs) y persisten en los tratamientos convencionales de aguas residuales debido, en gran medida, a que los costes de implantación de tratamientos avanzados para su eliminación son muy elevados para grandes núcleos e inasumibles en pequeñas poblaciones.

Los Filtros Verdes (FVs) son sistemas de tratamiento no convencionales adaptados a pequeñas poblaciones y que pueden incluirse en la categoría de las SBN. En ellos, el agua residual pretratada se depura al infiltrarse a través de la zona no saturada de una plantación forestal, debido al efecto conjunto del suelo, las plantas y los microorganismos. Este sistema tiene muchas ventajas: produce biomasa, recarga el acuífero subyacente, mejora el paisaje, genera nichos ecológicos, contribuye a la mitigación del cambio climático gracias a la vegetación y al suelo, que consume dióxido de carbono y, además, tiene bajos costes de instalación y mantenimiento. Sin embargo, la aplicación al suelo del agua residual puede introducir contaminantes, entre ellos los CPEs, en el medioambiente (Kasprzyk-Hordern et al., 2009). Aunque numerosos estudios descritos en la bibliografía versan ya sobre la eficiencia en la atenuación de CPEs en tratamientos convencionales de depuración de aguas residuales (Kasprzyk-Hordern et al., 2009; Karnjanapiboonwong et al., 2011; Lin y Gan, 2011; Wang y Wang, 2016), aún se sabe poco sobre la atenuación de CPEs en FVs (McEachran et al., 2017; Martínez-Hernández et al., 2018) y otros sistemas no convencionales (Oral et al., 2020). Además, existe un

### 1.- Introducción

En los próximos años, se espera que el cambio climático y la presión demográfica acentúen la escasez y disminuyan la calidad de los recursos hídricos. La UE ha

gran número de factores que afectan al destino de los contaminantes orgánicos durante su paso por el suelo (Maeng et al, 2011). En primer lugar, los mecanismos biofísicos determinan la cantidad de agua que no se queda retenida en la zona de las raíces y, por tanto, percola. El clima imperante, la naturaleza de la cubierta vegetal y las propiedades del suelo, determinan la cantidad de volumen infiltrado. En segundo lugar, los procesos bioquímicos de intercambio, transformación y degradación controlan la concentración de los contaminantes en el agua infiltrada (Clothier y Green, 2005).

Se ha comprobado que el uso de madera (en astillas o virutas) como enmienda para el suelo incrementa la actividad microbiana, al aportar una fuente extra de carbono orgánico, y mejora, por tanto, la atenuación de contaminantes como el nitrato (Meffe et al., 2016). También se ha demostrado su eficiencia utilizando las astillas en reactores sin suelo (Schipper et al., 2010). Sin embargo, el impacto de este tipo de enmiendas sobre la biodegradación de CPEs que, junto con el nitrógeno, aparecen en las aguas residuales, se desconoce. De este modo, en el marco del proyecto FILVER+ se abordó el estudio de la atenuación de CPEs cuando las astillas de madera se utilizan como enmienda en el suelo de un FV, tanto a escala de laboratorio como piloto.

Los objetivos de este trabajo son: i) evaluar la capacidad de tratamiento de CPEs en un FV piloto antes (periodo 1, P1) y después de la incorporación de astillas de madera como enmienda (periodo 2, P2); ii) comparar los resultados observados a escala piloto con los obtenidos en un ensayo a escala laboratorio con columnas de infiltración. En este trabajo se van a mostrar los resultados de una selección de los CPEs estudiados.

## 2.- Metodología

El FV, instalado en IMDEA Agua (Alcalá de Henares, Madrid), consiste en una plantación de alta densidad (10.000 chopos por hectárea) que recibe las aguas residuales del propio edificio, pretratadas mediante un tanque *Imhoff*. Una vez por semana se aplica agua por gravedad a cada uno de los 5 surcos (calles) en los que está dividido el FV. El volumen de agua se estima en base a un balance hídrico teniendo en cuenta los requerimientos de la planta y su variación a lo largo del año (de Bustamante et al., 2009). El análisis granulométrico del suelo del FV muestra que está compuesto por 42,5% de arena, 26% de limo y 32,5% de arcilla, por lo que se clasifica como suelo franco arcilloso (Soil Survey Staff, 1999). Durante los dos periodos de muestreo (P1: 01/01/2018-hasta 31/03/2019; P2: 01/04/2018- hasta 10/07/2020) se realizó un control y seguimiento de la calidad del agua residual utilizada para el riego (INF) y del agua infiltrada, recogida mediante cápsulas de succión instaladas (a una profundidad de 15 y 45 cm, C15 y C45 respectivamente) en el surco central para

evitar el efecto borde. El suelo del FV se muestreó 4 veces: antes (condiciones iniciales), durante y después del P1 y después del P2. La enmienda del FV en el P2 se aplicó mezclando los 15 primeros cm de suelo con un 3% en peso de astillas procedentes de la poda de los chopos del propio FV.

Los ensayos a escala de laboratorio se llevaron a cabo en columnas de infiltración (30 cm de longitud y 8,5 cm diámetro interno) simulando las condiciones de riego del FV piloto. La columna de control se rellenó con 15 cm de suelo procedente del propio FV y se compactó hasta alcanzar prácticamente la densidad aparente medida en el FV piloto (1,53 g/cm<sup>3</sup>). La columna de astillas se rellenó con suelo mezclado con astillas, también en una proporción del 3% en peso (1,34 g/cm<sup>3</sup>), alcanzando una altura de 18 cm por la introducción de las astillas y una menor densidad aparente (1,34 vs 1,53 g/cm<sup>3</sup>). Los cuatro CPEs seleccionados para este trabajo fueron un analgésico (acetaminofén, ACE) y tres antiinflamatorios no esteroideos, *NSAIDs* (ibuprofeno, IBU; ketoprofeno, KET y naproxeno, NAP).

Para determinar la capacidad de atenuación de CPEs, ambas columnas se regaron semanalmente durante 23 semanas con 500 mL de agua residual sintética (ARS) (en dos tandas iguales de carga hidráulica 44 L/m<sup>2</sup>). El ARS simulaba las concentraciones promedio de iones del agua residual real utilizada para el riego del FV y, además, fue enriquecida con una mezcla de 10<sup>6</sup> ng/L de los CPEs anteriormente seleccionados. Al concluir las 23 semanas, se realizaron 8 semanas más de riego (24 a 31) con el mismo ARS, pero sin CPEs, con el fin de evaluar la desorción de los mismos. Para simular el movimiento del agua en la ZNS, se conectó la salida de las columnas a una cámara de vacío que ejercía una succión constante en las dos columnas de ensayo. Más información sobre la configuración experimental de las columnas y la instrumentación instalada se puede encontrar en Martínez-Hernández et al. (2020). Se analizaron las concentraciones de CPEs en las muestras de ARS y del agua de salida de las columnas de 8 de las 23 primeras semanas y de 5 de las 8 semanas de desorción. Al inicio (i) y al final (f) del experimento también se analizó la concentración de CPEs en el suelo y en la mezcla suelo+astillas contenidos en las columnas.

Todas las muestras procedentes del ensayo en laboratorio y del FV, tanto de agua, recogidas en botellas de vidrio ámbar, como de suelo, se conservaron a -20°C hasta el momento de su análisis. La cuantificación de CPEs en las muestras se llevó a cabo mediante cromatografía de líquidos acoplada a espectrometría de masas (LC-MS/MS, HPLC 1200 Agilent) con analizador de triple cuadrupolo (Agilent 6495), realizando un tratamiento previo en función de la naturaleza de la muestra. Para llevar a cabo el análisis de las muestras de aguas (piloto y columnas) se realizó un tratamiento mediante filtración y extracción en fase sólida (SPE) a pH 9 (cartuchos Oasis HLB de 200 mL y 6 cm<sup>3</sup>, Waters, Mildford,

USA) empleando 50 mL de muestra. Para las muestras de suelo, se analizó 1 g por triplicado de cada muestra, y se realizaron varias extracciones sólido-líquido con disolventes a pH 3, seguidas de una SPE (cartuchos Oasis HLB de 1g y 20 cm<sup>3</sup>). Los límites de cuantificación instrumentales se establecieron en 50 ng/L para ACE y KET y en 100 ng/L para IBU y NAP, y los límites metodológicos (MQLs) se calcularon teniendo en cuenta su recuperación en el tratamiento de la muestra y la preconcentración realizada, alcanzándose valores en torno a 50 ng/L, para las muestras de agua, y a 0,6 ng/g, para las de suelo.

Para la interpretación de los datos de agua y suelo a escala laboratorio se realizó un balance de masas con el fin evaluar el destino de los CPEs en el sistema. Dado que no se analizó la concentración de los CPEs para todas las semanas del ensayo, pero sí se midieron todos los volúmenes (V) recogidos, se realizó una estimación de las semanas no analizadas. Se asumió que, alcanzado un equilibrio, cada evento de riego puede tratarse como una réplica ya que no se identificó ninguna tendencia temporal ni relación significativa con el flujo en las columnas. Para las 23 semanas de riego con CPEs, se evaluó el porcentaje de atenuación de la masa (m) en los eventos analizados, y se tomó un valor medio del evento anterior y posterior para estimar la concentración en los eventos no analizados mediante la ecuación (1).

$$C = \frac{m}{V} = \frac{m_0 \cdot \left(1 - \frac{\% \text{atenuación}_{\text{media}}}{100}\right)}{V} \quad (1)$$

La masa inicial ( $m_0$ ) para las semanas no analizadas se calculó como la media de  $m_0$  en los eventos analizados. Sin embargo, para las 8 semanas finales, sí se encontró una tendencia temporal decreciente de la masa desorbida con el tiempo, por lo que las cantidades de CPEs en las semanas de los experimentos de desorción no analizados, se calcularon por interpolación lineal entre eventos sucesivos. Se empleó la ecuación (2) para estimar el porcentaje de masa eliminada ( $\%m_{\text{Elim}}$ ) que se considera como el total de la masa degradada y la adsorbida irreversiblemente al suelo (o suelo+astillas).

$$\%m_{\text{Elim}} = \frac{\sum_1^{23} m_0 - \sum_1^{23} m - \sum_{24}^{31} m - (m_{\text{suelo},f} - m_{\text{suelo},i})}{\sum_1^{23} m_0} \cdot 100 \quad (2)$$

Los resultados de CPEs en muestras de agua y suelo obtenidos a escala piloto en el FV se emplearon para interpretar el destino de los CPEs en un sistema sujeto a una mayor variabilidad ambiental. Así, se estimó el volumen de agua infiltrada a través de un balance hídrico en el suelo en cada evento de muestreo. Con ello se calculó la masa de CPE en el agua de infiltración recogida a 15 ( $m_{C15}$ ) y a 45 cm ( $m_{C45}$ ) por cada m<sup>2</sup> de FV regado. Los valores de masa calculados para el influente ( $m_{\text{INF}}$ ) y el agua infiltrada a 15 y 45

cm se emplearon para calcular la atenuación de cada compuesto en cada evento de muestreo mediante la ecuación (3), donde  $m_{\text{CAP}}$  se sustituye por  $m_{C15}$  y  $m_{C45}$  para calcular el % atenuación a 15 y 45 cm, respectivamente. Aunque el flujo tridimensional en el suelo es evidente, se ha considerado razonable establecer una aproximación de las cargas para estimar la atenuación de CPEs a través de la ZNS debido a la elevada variabilidad de concentraciones de estos compuestos entre los diferentes eventos.

$$\% \text{atenuación} = \frac{m_{\text{INF}} - m_{\text{CAP}}}{m_{\text{INF}}} \cdot 100 \quad (3)$$

Además, para poder calcular porcentajes de atenuación cuando los CPEs eran detectados, pero no podían ser cuantificados, los valores de concentración por debajo del límite de cuantificación (MQL) se han sustituido por MQL/2, y los no detectados, se han sustituido por 0. Por último, para una interpretación adecuada de los datos, aquellos eventos en los que el la aplicación de la ecuación 3 daba  $\% \text{atenuación} < 0$ , se remplazaron por 0, expresando que no ocurrió atenuación en dicho evento.

### 3.- Resultados y discusión

A escala piloto, el experimento está sujeto a condiciones más variables que a escala de laboratorio, por lo que el comportamiento de los CPEs seleccionados no es totalmente semejante al encontrado en los ensayos a escala de laboratorio. Las diferencias climáticas a lo largo del año, la variabilidad del volumen de riego, que depende del agua residual disponible, y de las concentraciones reales de los CPEs, así como la componente tridimensional del flujo en el suelo, son algunas de las razones que dificultan su comparabilidad. Sin embargo, el comportamiento en el ensayo controlado de laboratorio puede servir como apoyo para comprender lo ocurrido en el FV piloto. A continuación, se analizan los resultados en cada uno de los experimentos.

#### 3.1. Ensayo en columnas

El balance de masa se realizó para cada CPE en cada columna y los resultados se muestran resumidos en la Fig. 1. Para los 4 CPEs más de la mitad de la masa es biodegradada o retenida irreversiblemente por el suelo o el suelo+astillas. Los porcentajes de CPEs extraídos del suelo y recuperados mediante la desorción son prácticamente despreciables si se compara con la cantidad eliminada o retenida irreversiblemente en ambas columnas. De hecho, el valor máximo que supone la suma de la masa extraída del suelo y la recuperada en los eventos de desorción, entre los CPEs estudiados, es del 0,08% de la masa total en el caso del KET en la columna con astillas. Este hecho sugiere que, si existe sorción,

ésta es irreversible, pudiendo entonces considerarse una eliminación del CPE de manera equivalente a si se hubiese biodegradado. Las diferencias entre suelo y suelo+astillas de las cantidades extraídas del suelo y desorbidas son diferentes para cada compuesto. Sin embargo, considerando la magnitud de estos valores, no se pueden establecer unas conclusiones claras.

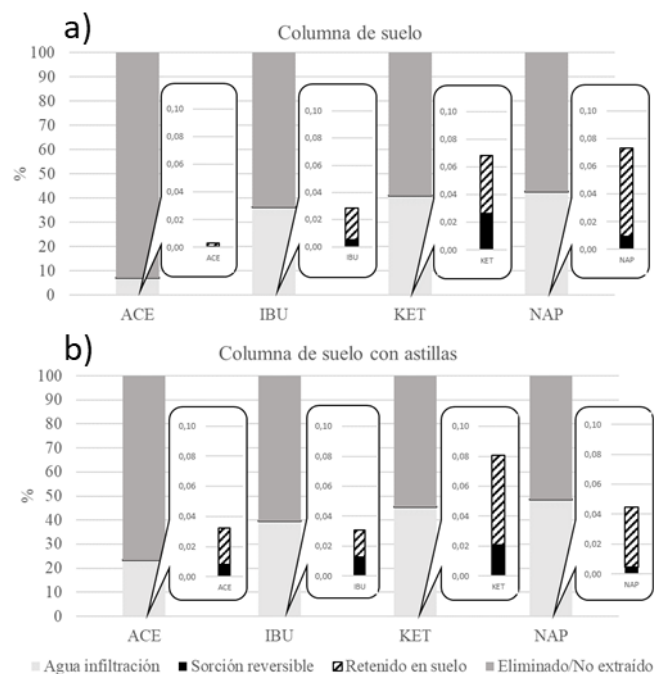


Fig. 1. Balance total de masa (%) en el ensayo en la columna de a) suelo y b) suelo con astillas.

En contra de lo esperado, la adición de astillas no mejora el tratamiento de los CPEs. La reducción de la atenuación es más acusada para el ACE (16%) que para el resto de CPEs (5% de media). Hay que destacar que la incorporación de las astillas implica un aumento en la porosidad total de la columna de suelo+astillas, como se observa en la menor densidad aparente alcanzada en su montaje. Este hecho desemboca en una mayor velocidad media de flujo en la columna con astillas (0,25 mm/min) si se compara con la de suelo (0,10 mm/min). Un mayor flujo implica menores tiempos de retención, limitándose los fenómenos de sorción y biodegradación, que requieren de un cierto tiempo de contacto (Banzhaf, 2016). En otro ensayo realizado en columnas (Salvi, 2020) se observó que la adición de virutas de madera de chopo aumentó la atenuación de KET en un 62%. Sin embargo, el flujo en la columna fue de media muy inferior (0,003 mm/min) al obtenido en el presente trabajo y la forma de incorporar las virutas fue mediante una capa superficial sin mezclarla con el suelo y sin alterar la porosidad del mismo. Esto indica que la forma en la que se coloca la enmienda también tiene un impacto en el destino de los CPEs.

El ACE es eliminado en mayor proporción que los otros CPEs, tanto al pasar por la columna de suelo (93%) como por la de suelo+astillas (77%). El ACE es aproximadamente 100 veces más soluble en agua que los

otros CPEs estudiados, lo que indica que podría estar más (bio)disponible. Otros autores también identificaron la biodegradación del ACE como el proceso principal en su atenuación e igualmente observaron que era superior a la del NAP, en experimentos a escala de laboratorio (Martínez-Hernández et al., 2016; Hebig et al., 2017).

Los otros tres CPEs, pertenecientes al mismo grupo terapéutico, se eliminan en menor proporción que el ACE en las dos columnas de ensayo (IBU>KET>NAP). Estos compuestos se encuentran cargados negativamente (pH de trabajo=7-7,5), lo que implica que tienen tendencia a sufrir mayores fenómenos de repulsión con las superficies cargadas negativamente que predominan en el suelo y las astillas, sugiriendo una limitada sorción. A pesar de ello, Bertelkamp et al. (2014) determinaron una relación directa entre la biodegradación y la hidrofobicidad de los CPEs cargados. Estos autores explicaron que la mayor hidrofobicidad implica que los CPEs tengan mayor afinidad por retenerse en la superficie celular de los microorganismos y, por tanto, una mayor oportunidad de biodegradarse. Así, Bertelkamp et al. (2014) argumentan la mayor biodegradabilidad de IBU y KET, entre los compuestos incluidos en su estudio. La estructura química de los CPEs también puede ser un factor influyente en su biodegradabilidad (Bertelkamp et al., 2014; Guzik et al., 2019). Normalmente, *NSAIDs* con un único ciclo aromático (IBU) sufren una degradación más completa que los policíclicos (KET, NAP). Otros autores describen en la bibliografía porcentajes de eliminación en el suelo entre 20-50% para los antiinflamatorios estudiados y demostraron que esa eliminación se daba principalmente por fenómenos de biodegradación (Shu et al., 2021).

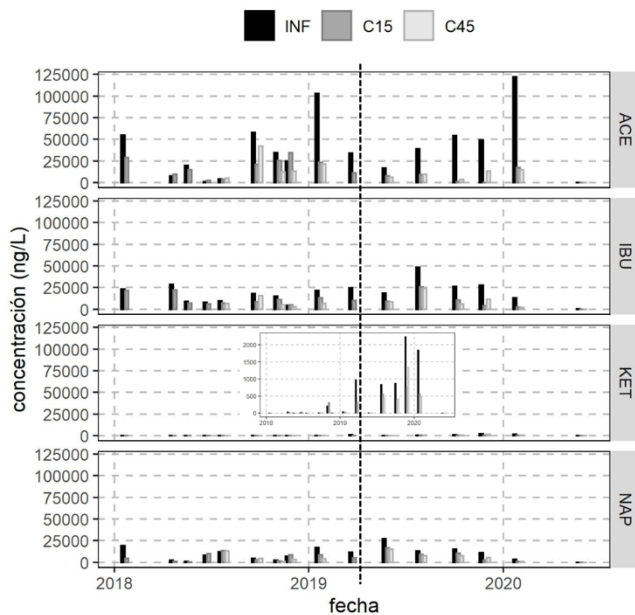
### 3.2. Filtro Verde piloto

En las muestras del agua residual (INF), las concentraciones presentan una elevada variabilidad (Fig. 2). El orden de aparición según su concentración promedio es ACE>IBU>NAP>KET. Una observación mencionable sobre las concentraciones en INF es cómo en, la última muestra del P2, que se tomó tras el inicio de la pandemia de la COVID-19, se detectó un descenso importante de todos los compuestos estudiados por la falta de personal en el instituto y por el aumento del tiempo de residencia del agua residual en el tanque *Imhoff*.

Especialmente durante el P1, los CPEs presentan unas tasas de atenuación muy variables que mejoran paulatinamente en el P2 (Fig. 3). Para los cuatro CPEs, la máxima atenuación observada (C15: 79-100%; C45: 82-95%) ocurre en el P2, en eventos de características muy dispares en cuanto a riego, infiltración y evapotranspiración potencial (ETP). Este hecho constituye un primer indicio para suponer que el aporte de las astillas es el motivo principal por el que ha mejorado la atenuación en el P2. Las astillas originan dos efectos positivos sobre los CPEs. Por un lado, aportan materia orgánica, lo que favorece la actividad microbiana y, por otro lado, aportan sitios de



sorción extra para su establecimiento (Meffe et al., 2016), fomentando la biodegradación. En el P2 no se observa un aumento significativo de la atenuación a 45 cm de profundidad con respecto a la observada a 15 cm. En los primeros cm de suelo residen el mayor número de poblaciones microbianas (Johns, 2015) cuya actividad se ve fomentada por la incorporación de astillas en el P2, lo que explicaría este comportamiento.



**Fig. 2.** Concentración (ng/L) de CPEs en el agua residual (INF) y el agua infiltrada a 15 cm (C15) y 45 cm (C45). Nota: La línea discontinua marca la separación entre el P1 (FV sin enmendar) y el P2 (FV enmendado). Se amplía la escala de representación de KET para una mejor visualización.

La colocación de las astillas, al igual que ocurría en el ensayo a escala de laboratorio, aumenta la porosidad total, lo que se ve reflejado en el aumento de los valores de la humedad máxima en el P2 (datos mostrados en el artículo complementario de Barbero et al., 2021a (enviado)). En el ensayo de laboratorio, el aumento de la porosidad se tradujo en mayores flujos ya que, a diferencia de los ensayos en el FV piloto, no existe una capa de suelo bajo los 15 cm de columna que limite la velocidad de infiltración. Este podría ser uno de los motivos por los que no se observó una mejora en la atenuación en el suelo con astillas en laboratorio, y sí en el FV, cuyo tiempo de contacto en los primeros 15 cm, donde se colocaron las astillas, estuvo condicionado por la velocidad de infiltración en la capa subyacente. Otra consecuencia del aumento de la porosidad al incorporar las astillas en el P2 es que durante el riego (ciclo de humectación) se alcanzaron mayores humedades, y durante el tiempo entre riegos sucesivos (periodo de desecación), mayor sequedad que en el P1. Una mayor aireación entre riegos, responsable del aumento de los procesos de nitrificación en el P2 (datos mostrados en el artículo de Barbero et al., 2021b (enviado)) podría explicar también las mejoras en la atenuación de los CPEs. En

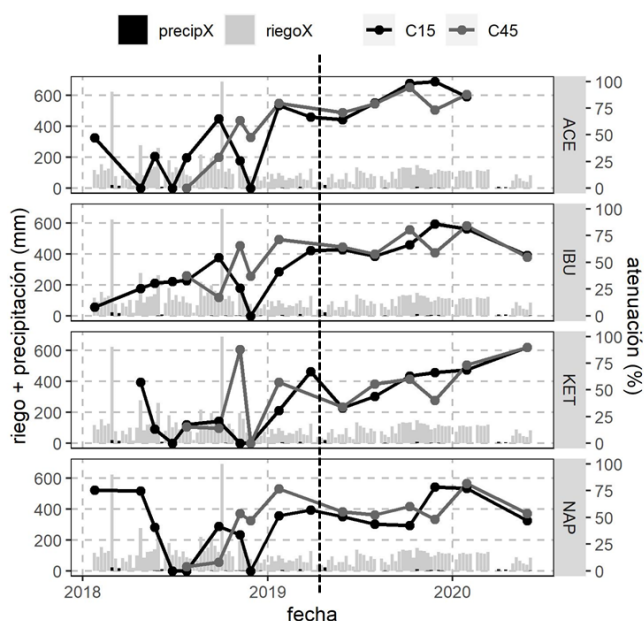
general, el aporte de oxígeno fomenta la actividad microbiana y la variabilidad en las condiciones redox favorece la eliminación de compuestos orgánicos en el suelo (Maeng et al., 2011). Estos ciclos permiten la recuperación del oxígeno consumido por los microorganismos en el suelo en la degradación de materia orgánica (Cho y Wang, 1990; Martínez-Hernández et al., 2020).

La evolución temporal de la atenuación (Fig. 3) muestra también que los CPEs estudiados se eliminan peor en el año 2018 que en adelante. Esto podría deberse a que la carga hidráulica media fue mayor en 2018 (129 L/m<sup>2</sup>) que en 2019 y hasta el inicio de la pandemia de la COVID-19 (82 L/m<sup>2</sup>). El control de la carga hidráulica a partir de esa fecha tuvo un impacto sobre los tiempos de residencia, y, por ende, sobre la atenuación de los contaminantes. Tampoco puede descartarse que este efecto se deba a una adaptación de la microbiología, a una mejora en ciertas propiedades del suelo y a un mayor desarrollo de la rizosfera, lo que favorece los procesos de biodegradación. En todo caso, lo que sí queda claro es que la atenuación comienza a mejorar al inicio de 2019 y se intensifica con la adición de las astillas en el P2. Otros autores (Cycon et al., 2016) también identificaron un efecto estimulador de los *NSAIDs* sobre la actividad microbiana en ensayos batch con suelo. Observaron que el número de bacterias y hongos heterótrofos aumentó significativamente durante el experimento, lo que probablemente fue consecuencia de la evolución de microorganismos específicos capaces de degradar los *NSAIDs* y de utilizarlos como fuente adicional de carbono y energía.

Si se diferencia entre compuestos (Fig. 3), la mejora en P2 es similar para ACE, IBU y KET (de media aumenta un 35% la atenuación), mientras que es bastante menor para el NAP (sólo un 11%). Esto podría indicar que el NAP no es tan sensible a la biodegradación en condiciones óxicas (que predominan más en el P2). Sin embargo, otros autores compararon la degradación bajo condiciones óxicas y anóxicas de NAP y observaron que era mucho más favorable en presencia de oxígeno (Lin y Gan, 2011). La menor atenuación del NAP también fue demostrada en otros trabajos al compararse con otros CPEs como IBU y/o ACE (Xu et al., 2009; Tejjón et al., 2014; Martínez-Hernández et al., 2016). Frente a los otros *NSAIDs*, la menor capacidad de atenuación del NAP podría deberse también al mayor número de ciclos aromáticos en su estructura y su menor hidrofobicidad, motivos explicados para este mismo fenómeno observado a escala de laboratorio. En cuanto a la mejora experimentada en la atenuación de IBU, sí podría deberse a que su degradación es mucho mayor bajo condiciones óxicas (Zwiener et al., 2002; Lin y Gan, 2011).

En el caso del KET, la mejor atenuación en el P2 puede deberse a que las concentraciones de KET en el INF del P1 son mucho menores a las del P2 y los microorganismos utilicen otras fuentes de carbono más

disponibles (Maeng et al., 2011). El grado de atenuación del KET por sorción y biodegradación en sedimentos o suelos es en general limitado (Xu et al., 2009). De hecho, Shu et al. (2021) indican que el KET es más persistente que IBU y NAP. Sin embargo, otros autores (Loonen et al., 1999; Bertelkamp et al., 2014) atribuyen al KET un potencial significativo para la biodegradación en condiciones óxicas debido, fundamentalmente, al grupo carbonilo de su estructura, por lo que el fomento de la actividad microbiana por la adición de astillas como enmienda podría haber favorecido también su atenuación.



**Fig. 3.** Atenuación (%) alcanzada a 15 y 45 cm (eje y secundario) junto al riego y la precipitación (eje y primario). Nota: La línea discontinua marca la separación entre el P1 (FV sin enmendar) y el P2 (enmendado).

La variación de las tasas de degradación de los CPEs en diferentes tipos de suelos puede estar condicionada por la materia orgánica existente en el medio (Xu et al., 2009). El incremento, con el tiempo, de la materia orgánica en el suelo, por el riego con aguas residuales, podría haber sido responsable de la mejora en la biodegradación y la retención de los CPEs en el FV como como han observado también otros autores en suelos forestales (Dalkmann et al., 2014; McEachran et al., 2016). Hebig et al. (2017) encontraron que los compuestos neutros como el ACE se biodegradan notablemente en presencia de materia orgánica, lo que podría explicar la mayor atenuación observada en el P2. Los resultados de este trabajo también están en línea con lo observado por Wade (2015) y Tseng et al. (2020), que investigaron la atenuación de ACE en lechos de astillas, y concluyeron que tanto la sorción abiótica como la degradación biótica contribuyen a su atenuación, siendo la biodegradación el fenómeno más importante.

En los análisis del suelo del FV no se observaron cantidades cuantificables de KET y NAP en ninguna

muestra, el IBU sólo se cuantificó tras el P1 (5 ng/g, el 01/04/2019) y el P2 (0,4 ng/g, el 01/07/2020) y la cantidad de ACE retenido en el suelo fue aumentando con el tiempo hasta el fin del P1 (2 ng/g, el 01/04/2019) y descendió al final del P2 (1 ng/g, el 01/07/2020). La estimulación de la degradación microbiana podría ser el motivo de que se encuentre menos cantidad retenida de ACE e IBU en el suelo del FV en el P2 que en el P1 y los mayores tiempos de retención en el FV explicarían que aparezcan en menor concentración de lo observado en las columnas. Por otra parte, la retención del ACE podría explicarse por su neutralidad, que le confiere mayor afinidad por la materia orgánica (Schaffer y Licha, 2015). La baja afinidad de NAP encontrada en nuestro ensayo coincide con la descrita en otros estudios (Teijón et al., 2014; Martínez-Hernández et al., 2014), pero para suelos más arenosos que los empleados en este trabajo. Sin embargo, en suelos más arcillosos, aparentemente más similares a los aquí estudiados, la literatura describe en general más afinidad de NAP y KET que de IBU (Guzik et al., 2019; Lin y Gan, 2011).

Con todo, no se puede tampoco descartar que las diferencias observadas entre el suelo del FV y de las columnas sean fruto del simple hecho de que en el laboratorio la concentración de entrada de todos los CPEs era la misma en todos los eventos, mientras que en el agua de riego del FV el aporte medio de IBU y NAP fue significativamente mayor (20.000 y 40.000 ng/L, respectivamente) que el de KET y NAP (400 y 9.500 ng/L), lo que constituye una posibilidad mayor de encontrarse en todos los compartimentos que constituyen el FV, en general, y en el suelo, en particular.

#### 4.- Conclusiones

La biodegradación parece el fenómeno predominante en la atenuación de todos los CPEs estudiados, tanto en el laboratorio como en el FV piloto. El FV piloto es, en general, capaz de atenuar los CPEs aunque se apliquen altas cargas. Sin embargo, si las cargas son muy bajas, no parecen suficientes para que los microorganismos utilicen los CPEs como sustrato.

Bajo condiciones de laboratorio, las astillas no constituyen una mejora sustancial debido a los elevados flujos alcanzados por el aumento de porosidad al incorporar la enmienda. Sin embargo, en el FV piloto la capa subyacente limita el aumento de velocidad derivada del aumento de porosidad que, en este caso, ha tenido efectos positivos sobre la atenuación, principalmente por la mayor aireación y por el aporte extra de carbono orgánico que provoca un aumento de la actividad microbiana.

En ambos experimentos (columnas de laboratorio y FV piloto) los NSAIDs estudiados son más persistentes que el analgésico ACE, cuyo destino está más influenciado por los fenómenos de biodegradación debido a su mayor (bio)disponibilidad.

La frecuencia de muestreo en campo es un factor limitante a la hora de evaluar el transporte de los contaminantes en el FV, ya que es posible la omisión de eventos inter-muestreo que distorban la interpretación de las concentraciones obtenidas para los CPEs. A pesar de ello, es posible concluir que la aplicación de la enmienda al FV piloto instalado en IMDEA Agua consigue reducir considerablemente la lixiviación de los CPEs estudiados a la máxima profundidad de muestreo (45 cm).

*Agradecimientos.* Este proyecto ha sido financiado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER)/Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades – Agencia Estatal de Investigación (referencia del proyecto: CTM2016-79211-C2-1-R e IMDEA Agua. Los autores también desean agradecer las ayudas recibidas para el contrato predoctoral de Blanca Huidobro López para la formación de doctores, incluidas dentro del Programa Estatal de Promoción de Talento y su Empleabilidad en I+D+i (España).

## 5.- Bibliografía

- Banzhaf, S. y Hebig, K.H., 2016. Use of column experiments to investigate the fate of organic micropollutants – a review. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 20(9), 3719–3737.
- Barbero, L., Martínez-Hernández, V., Huidobro-López, B., Meffe, R., Pradana, R., Hernández-Martín, J.A., de Santiago-Martín, A. y de Bustamante, I., 2021a. Impacto del uso de astillas de madera como enmienda al suelo en un filtro verde piloto: Dinámica de infiltración. Estudios en la Zona No Saturada, (enviado).
- Barbero, L., Martínez-Hernández, V., Huidobro-López, B., Meffe, R., Pradana, R., Hernández-Martín, J.A., de Santiago-Martín, A. y de Bustamante, I., 2021b. Impacto del uso de astillas de madera como enmienda al suelo en un filtro verde piloto: Atenuación de nutrientes. Estudios en la Zona No Saturada, (enviado).
- Bertelkamp, C., Reungoat, J., Cornelissen, E. R., Singhal, N., Reynisson, J., Cabo, A. J., van der Hoek, J. P., y Verliefe, A. R. D., 2014. Sorption and biodegradation of organic micropollutants during riverbank filtration: A laboratory column study. *Water Res.* 52, 231–241.
- Cameron, S.C. y Schipper, L.A., 2010. Nitrate removal and hydraulic performance of carbon substrates for potential use in denitrification beds. *Ecol. Eng.* 36, 1588–1595.
- Cho, M.H. y Wang, S.S., 1990. Practical method for estimating oxygen kinetic and metabolic parameters. *Biotechnol. Prog.* 6(2), 164–167.
- Clothier, B.E. y Green, S., 2005. Leaching Processes en Hillel, D., Rosenzweig, C., Powlson, D., Scow, K., Singer, M. y Sparks, D (Eds.), *Encyclopedia of soils in the environment* (vol 2). Elsevier, Palmerston North, New Zealand.
- Cycon, M., Borymski, S., Zolnierczyk, B. y Piotrowska-Seget, Z., 2016. Variable Effect of Non-Steroidal Anti-inflammatory Drugs (NSAIDs) on Selected Biochemical Processes Mediated by Soil Microorganisms. *Front Microbiol.* 7, 1969.
- Dalkmann, P., Siebe, C., Amelung, W., Schloter, M. y Siemens, J., 2014. Does long-term irrigation with untreated wastewater accelerate the dissipation of pharmaceuticals in soil? *Environ. Sci. Technol.* 48, 4963–4970.
- De Bustamante, I., Lillo, F.J., Sanz, J.M., de Miguel, Á., García, E., Carreño, F., Gómez, D., Martín, T., Martínez, F. y Corvea, J.L., 2009. A comparison of different methodologies for designing land application systems: Case study at the Redueña WWTP. *Desalin. Water Treat.* 4, 98–102.
- EC, Nature-Based Solutions ([https://ec.europa.eu/info/research-and-innovation/research-area/environment/nature-based-solutions\\_en](https://ec.europa.eu/info/research-and-innovation/research-area/environment/nature-based-solutions_en)) [consulta: 7 junio 2021].
- Guzik U. y Wojcieszynska D., 2019. Biodegradation of Non-steroidal Anti-inflammatory Drugs and Their Influence on Soil Microorganisms en Kumar A. y Sharma S. (Eds.), *Microbes and Enzymes in Soil Health and Bioremediation. Microorganisms for Sustainability* (vol 16). Springer, Singapore.
- Hebig, K.H., Groza, L.G., Sabourin, M.J., Scheytt, T.J. y Ptacek, C.J., 2017. Transport behavior of the pharmaceutical compounds, carbamazepine, sulfamethoxazole, gemfibrozil, ibuprofen, and naproxen, and the lifestyle drug caffeine, in saturated laboratory columns. *Sci. Total Environ.* 590–591, 708–719.
- Johns, C., 2015. *Under Our Feet: Soil Microorganisms as Primary Drivers of Essential Ecological Processes*. Dalkeith WA, Australia: Future Directions International Pty Ltd.
- Kah, M., Sigmund, G., Xiao, F. y Hofmann, T., 2017. Sorption of ionizable and ionic organic compounds to biochar, activated carbon and other carbonaceous materials. *Water Res.* 124, 673–692.
- Karnjanapiboonwong, A., Suski, J., Shah, A., Cai, Q., Morse, A. y Anderson, T., 2011. Occurrence of PPCPs at a wastewater treatment plant and in soil and groundwater at a land application site. *Water Air Soil Pollut.* 216, 257–273.
- Kasprzyk-Hordern, B., Dinsdale, R.M. y Guwy, A.J., 2009. The removal of pharmaceuticals, personal care products, endocrine disruptors and illicit drugs during wastewater treatment and its impact on the quality of receiving waters. *Water Res.* 43, 363–380.
- Lin, K. y Gan, J., 2011. Sorption and degradation of wastewater-associated non-steroidal anti-inflammatory drugs and antibiotics in soils. *Chemosphere* 83, 240–246.
- Loonen, H., Lindgren, F., Hansen, B., Kercher, W., Niemela, J., Hiromatsu, K., Takatsuki, M., Peijnenburg, W., Rorije, E. y Struijs, J., 1999. Prediction of biodegradability from chemical structure: Modeling of ready biodegradation test data. *Environ. Toxicol. Chem.* 18(8), 1763–1768.
- Maeng, S.K., Sharma, S.K., Lekkerkerker-Teunissen, K. y Amy, G.L., 2011. Occurrence and fate of bulk organic matter and pharmaceutically active compounds in managed aquifer recharge: A review. *Water Res.* 45(10), 3015–3033.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Herrera, S., Arranz, E. y de Bustamante, I., 2014. Sorption/desorption of non-hydrophobic and ionisable pharmaceutical and personal care products from reclaimed water onto/from a natural sediment. *Sci. Total Environ.* 472, 273–281.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Herrera, S. y de Bustamante, I., 2016. The role of sorption and biodegradation in the removal of acetaminophen, carbamazepine, caffeine, naproxen and sulfamethoxazole during soil contact: A kinetics study. *Sci. Total Environ.* 559, 232–241.
- Martínez-Hernández, V. Leal, M., Meffe, R., de Miguel, A., Alonso-Alonso, C., de Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I. y Salas, J.J., 2018. Removal of emerging contaminants in a poplar vegetation filter. *J. Hazard. Mater.* 342, 482–491.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Hernández-Martín, J., Alonso González, A., de Santiago-Martín, A. y de Bustamante, I., 2020. Sustainable soil amendments to improve nature-based solutions for wastewater treatment and resource recovery. *J. Environ. Manage.* 261, 110255.
- McEachran, A.D., Shea, D. y Nichols, E.G., 2017. Pharmaceuticals in a temperate forest-water reuse system. *Sci. Total Environ.* 581–582, 705–714.
- Meffe, R., de Miguel, A., Martínez-Hernández, V., Lillo, J. y de Bustamante, I., 2016. Soil amendment using poplar woodchips to enhance the treatment of wastewater-originated nutrients. *J. Environ. Manage.* 180, 517–525.
- Oral, H.V., Carvalho, P., Gajewska, M., Ursino, N., Masi, F., Hullebusch, E.D. van, Kazak, J.K., Exposito, A., Cipolletta, G., Andersen, T.R., Finger, D.C., Simperler, L., Regelsberger, M., Rous, V., Radinja, M., Buttiglieri, G., Krzeminski, P., Rizzo, A., Dehghanian, K., Nikolova, M. y Zimmermann, M., 2020. A review of nature-based solutions for urban water management in European circular cities: a critical assessment based on case studies and literature. *Blue-Green Syst.* 2, 112–136.
- Salvi, R.G., 2020. *Transport of ketoprofen through the unsaturated zone: column experiment modelling*. [Trabajo final de máster, Universidad de Alcalá]. Biblioteca Digital Universidad de Alcalá (e-Buah).
- Schipper, L.A., Robertson, W.D., Gold, A.J., Jaynes, D.B. y Cameron, S.C., 2010. Denitrifying bioreactors—An approach for reducing nitrate loads to receiving waters. *Ecol. Eng.* 36(11), 1532–1543.
- Shu, W., Price, G.W., Jamieson, R. y Lake, C., 2021. Biodegradation kinetics of individual and mixture non-steroidal anti-inflammatory drugs in an agricultural soil receiving alkaline treated biosolids. *Sci. Total Environ.* 755, 142520.
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys* en Natural

- Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 436 (2ªEd.).
- Tejjón, G., Candela, L., Simunek, J., Tamoh, K. y Valdes-Abellan, J., 2014. Fate and Transport of Naproxen in a Sandy Aquifer Material: Saturated Column Studies and Model Evaluation. *Soil Sediment Contam.* 23(7), 736-750.
- Tseng, Y.J., Lai, W.W.P., Tung, H., y Lin, A.Y.C., 2020. Pharmaceutical and anticorrosive substance removal by woodchip column reactor: removal process and effects of operational parameters. *Environ. Sci.: Process. Impacts* 22, 187-196.
- Wade, J.P., 2015. *Biotic and Abiotic Remediation of Acetaminophen with Woodchip and Biochar-amended Woodchip Adsorbents*. [Tesis de máster, Univ. Virginia Tech.] (<http://hdl.handle.net/10919/64157>)
- Wang, J. y Wang, S., 2016. Removal of pharmaceuticals and personal care products (PPCPs) from wastewater: A review. *J. Environ. Manage.* 182, 620-640.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme) UN-Water, 2018. *The United Nations World Water Development Report 2018: Nature-Based Solutions for Water*. Paris, UNESCO.
- Xu, J., Laosheng, W. y Chang, A.C., 2009. Degradation and adsorption of selected pharmaceuticals and personal care products (PPCPs) in agricultural soils. *Chemosphere* 77, 1299-1305.
- Zwiener, C., y Glauner, T., 2002. Metabolites from the Biodegradation of Pharmaceutical Residues of Ibuprofen in Biofilm Reactors and Batch Experiments. *Anal. Bioanal. Chem.* 372, 569-575.

## ACUMULACIÓN DE SALES EN SUELOS Y PLANTAS REGADAS CON AGUA REGENERADA EN DOS PARQUES URBANOS DE MADRID (ESPAÑA)

S. Martínez-Pérez<sup>1</sup>, D. Zalacáin Domench, E. Molina-Navarro<sup>1</sup>, A. Sánchez Gómez<sup>1</sup> y A. Sastre-Merlín<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid)  
david.zalacain@uah.es, antonio.sastre@uah.es, silvia.martinez@uah.es, raquelalvz@gmail.com

<sup>2</sup>Instituto Madrileño de Investigación, Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario (IMIDRA). 28800, Alcalá de Henares (Madrid)  
ramon.bienes@madrid.org

**RESUMEN.** El riego con aguas regeneradas en parques urbanos podría causar acumulación de sal en el suelo y en las plantas. Desde principios de la década de 2000, la ciudad de Madrid (España) utiliza agua regenerada para regar sus parques, no habiéndose iniciado el estudio de esta posible salinización hasta el año 2009.

El objetivo de este trabajo ha sido estimar la acumulación de sal en suelos y plantas debido al riego con agua regenerada en dos parques urbanos de Madrid, uno regado con estas aguas durante quince años y, otro, durante cinco. El estudio se ha llevado a cabo en ambos parques durante cinco años consecutivos, en los que se han analizado las propiedades químicas en la solución del suelo, en el suelo y en las hojas de cuatro especies de plantas ornamentales, dos arbóreas y dos arbustivas. En cada uno de los dos parques se han seleccionado dos parcelas, una regada con agua regenerada (AR) y otra con agua potable (AP).

Se ha observado un aumento constante de la concentración de  $\text{Cl}^-$ , de  $\text{Na}^+$ , del índice SAR y de la conductividad eléctrica (CE) en los suelos de parcelas AR, mientras que en los de las parcelas AP se han obtenido valores apreciablemente más bajos para estos parámetros. Por otro lado, no se ha demostrado sodificación a tenor de los resultados obtenidos para las parcelas AR. No obstante, el parque que ha sido regado con AR durante 15 años ha mostrado un ligero grado de salinización ( $\text{CE} > 2 \text{ dSm}^{-1}$ ).

En lo que respecta al contenido foliar, se han encontrado diferencias significativas en el contenido foliar de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (%) entre ejemplares regados con AR y los regados con AP, aunque en general, la concentración en las hojas es similar a los valores encontrados en la literatura, estando en la mayoría de los casos por debajo del umbral a partir de cual las plantas comienzan a mostrar lesiones. Del estudio se deduce que es aconsejable aplicar un volumen suplementario de riego -que se ha estimado en, al menos, un 10%- al objeto de facilitar la lixiviación del exceso de sales en los suelos de estos parques.

**ABSTRACT.** Irrigation with reclaimed water in urban parks could cause salt accumulation in the soil and in plants. Since the early 2000s, the city of Madrid (Spain) has been using reclaimed water to irrigate its parks, but the study of this possible salinisation only began in 2009.

The aim of this study was to estimate the salt accumulation in soils and plants due to irrigation with reclaimed water in two urban parks in Madrid, one irrigated with reclaimed water for fifteen years and the other for five

years. The study was carried out in both parks for five consecutive years, during which the chemical properties in the soil solution, in the soil and in the leaves of four species of ornamental plants, two tree and two shrub species, were analysed. In each of the two parks, two plots were selected, one irrigated with reclaimed water (AR) and the other with drinking water (AP).

A steady increase in the concentration of  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ , the SAR index and electrical conductivity (EC) was observed in the soils of the AR plots, while significantly lower values for these parameters were obtained in the AP plots. On the other hand, no sodification has been demonstrated on the basis of the results obtained for the AR plots. However, the park irrigated with AR for 15 years showed a slight degree of salinisation ( $\text{EC} > 2 \text{ dSm}^{-1}$ ).

With regard to leaf content, significant differences were found in the leaf content of  $\text{Cl}^-$  and  $\text{Na}^+$  (%) between specimens irrigated with AR and those irrigated with AP, although in general, the concentration in the leaves is similar to the values found in the literature, being in most cases below the threshold at which the plants begin to show lesions. The study shows that it is advisable to apply a supplementary volume of irrigation - estimated to be at least 10% - in order to facilitate the leaching of excess salts from the soils of these parks.

### 1.- Introducción

La salinización del suelo asociada al riego es un problema mundial (Dehaan y Taylor, 2002; Rengasamy, 2006; Szabolcs, 1989; Yu et al, 2010). Casi el 20% de las tierras de regadío están amenazadas por la salinización, y este porcentaje sigue aumentando (Li et al., 2014). Uno de los procesos que favorece la salinización del suelo es el riego con agua regenerada (Chen et al, 2013a; Klay et al., 2010; Sou-Dakouré et al., 2013; Urbano et al., 2017).

Debido al déficit hídrico, el riego con agua regenerada se está expandiendo en todo el mundo (Bixio et al., 2006; Chu et al., 2004; Hamilton et al., 2007). El agua regenerada se define como agua residual depurada y sometida a un tratamiento adicional o complementario que adecúa su calidad para el uso al que vaya a destinarse (BOE, 2007).

Los niveles de salinidad del agua regenerada suelen ser altos debido a que los procesos de tratamiento terciario habituales no eliminan la mayoría de las sales minerales, a menos que se combinen con costosos procesos de

desalinización, como la ósmosis inversa (Haruvy, 2006; Rebhun, 2004). El sodio y elementos generadores de salinidad son los más frecuentes en el agua regenerada y, además, están entre los más difíciles de eliminar del agua, lo que suele requerir el uso de costosas resinas de intercambio catiónico o membranas de ósmosis inversa (Toze, 2006). Tras el uso urbano la salinidad del agua aumenta, incrementándose principalmente la concentración de sodio y de cloruros (Rebhun, 2004). Éstos pueden proceder de muchas fuentes, como los detergentes y distintos productos de lavado, así como algunos productos químicos utilizados durante el proceso de tratamiento del agua (cloración del agua), entre otras fuentes (Elgallal et al., 2016; Qadir y Scott, 2010).

El riego con agua regenerada en los parques urbanos muestra una tendencia creciente en todo el mundo (Chen et al., 2013b; Furumai, 2008; Qian y Meham, 2005; Yi et al., 2011). Este aumento se debe a dos factores fundamentales: los avances tecnológicos realizados en el tratamiento de las aguas residuales y el aumento del déficit de agua en muchas regiones del mundo (Lyu et al., 2016). Este tipo de riego implica una serie de beneficios como su fiabilidad como fuente de agua a lo largo del tiempo y principalmente durante los episodios de sequía (Hanjra et al., 2012; Wilcox et al., 2016). La reducción del uso de fertilizantes debido a su alto contenido en nutrientes (Montemurro et al., 2017) y la posibilidad de mantener los recursos de agua dulce para usos de alta calidad (Sastre-Merlín et al., 2016a) son otras ventajas asociadas a su uso. La salinización derivada de un agua de riego de baja calidad había sido ampliamente estudiada para zonas agrícolas (Cassaniti et al., 2009; Letey et al., 2011), pero hay pocos estudios para zonas verdes urbanas (Chen et al., 2015). En uno de esos estudios, Chen et al. (2013b) descubrieron que había acumulación de salinidad en el suelo de uno de los parques urbanos de Pekín regados con agua regenerada, alrededor de un 20% mayor en los 0,20 m superiores que en los regados con agua potable. Sin embargo, no se observó salinización del suelo en otros siete parques estudiados. El mismo autor (Chen et al., 2015) concluyó que hubo un aumento de la salinidad del suelo y una ligera alcalinización del mismo, pero no se observó salinización del suelo después de 3-9 años de riego con agua regenerada de agua regenerada, lo que podría atribuirse al uso de volúmenes de riego excesivo.

Por otra parte, existe una amplia literatura que ha investigado sobre los efectos causados por el riego con agua regenerada en las plantas y la mayoría de ella se ha desarrollado para especies agrícolas, con un interés económico (Cirelli et al., 2012; Papadopoulos et al., 2009). En varios estudios se han analizado los efectos en cítricos (Pedrero et al., 2012) y en olivos (Ayoub et al., 2016; Petousi et al., 2015), entre otras especies. Existe también una amplia bibliografía sobre otros cultivos (Öztürk et al., 2006; Parida y Das, 2005), así como estudios sobre

especies ornamentales y paisajísticas (Fornes et al., 2007; Niu y Cabrera, 2010; Rhoades et al., 1992). A pesar de que estas especies no tienen un rendimiento económico, son importantes por su valor estético (Wu y Dodge, 2005). La salinidad tiene una importancia creciente en el paisajismo debido al aumento del riego con agua regenerada en las zonas verdes urbanas (Cassaniti et al., 2012). El sodio y el cloruro, dos de los principales componentes del agua regenerada, son sospechosos del declive de las secuoyas en California, donde el agua regenerada se utiliza para el riego de parques públicos (Barnes et al., 2007). Se han observado síntomas adversos en algunas secuoyas regadas con este tipo de agua, como necrosis de las hojas e incluso la muerte de ramas y árboles, en casos extremos. Asimismo, Nackley et al. (2015) encontraron que el crecimiento y la apariencia de este tipo de coníferas (*Sequoia sempervivens*) se ve negativamente afectados cuando se riega con agua regenerada de alta CE. Otra especie afectada es *Photinia*, que tuvo una disminución significativa en el crecimiento de la planta bajo riego por aspersión con agua regenerada (Gori et al., 2008). En otro estudio, se concluyó que el riego por aspersión de *Lantana camara* conducía a una excesiva absorción de cloruro y sodio en hojas, lo que conllevaba defoliación, disminución del crecimiento y pérdida de valor estético.

La salinidad del suelo estresa a las plantas de dos maneras: las altas concentraciones de sales en el suelo complican la extracción de agua para las raíces y las altas concentraciones de sales dentro de la planta pueden ser tóxicas (Munns y Tester, 2008). A largo plazo, el riego con agua salina provoca una acumulación de iones tóxicos, en particular  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  en la rizosfera, lo que provoca un estrés osmótico debido a una disminución del potencial hídrico del sistema radicular (Acosta-Motos et al., 2014; Ashraf et al., 2017). Además, la acumulación gradual de estos iones fitotóxicos en las plantas podría conducir a un desequilibrio nutricional (Parida y Das, 2005; Rengasamy, 2006; Stevens et al., 2008), junto con una disminución del crecimiento (Bañón et al., 2011) y daños en hojas y raíces (Azza Maher et al., 2007; Cassaniti et al., 2012).

El Ayuntamiento de Madrid empezó a pensar en el riego con agua regenerada de sus parques urbanos durante la sequía que tuvo lugar a mediados de los años 90 (Iglesias y Ortega, 2008). En la actualidad, el Ayuntamiento ha desarrollado un amplio sistema de más de 150 km de tuberías y 65 depósitos para regar la mayor parte de sus parques urbanos (1400 ha) con agua regenerada (Ayuntamiento de Madrid, 2018). En 2009 el Ayuntamiento de Madrid quiso realizar un estudio en profundidad sobre el declive de varios cedros en algunos parques regados con agua regenerada y firmó un acuerdo de colaboración con nuestro equipo de investigación. Por lo tanto, el objetivo principal de esta investigación era estimar el riesgo de salinización a largo plazo en los suelos y la salinización a largo plazo en los suelos y la consiguiente

acumulación de sales en las plantas de dos parques urbanos de Madrid (España) a causa del riego con agua regenerada. Un segundo objetivo era obtener información fiable y útil para ayudar a los gestores municipales en su proceso de toma de decisiones para mantener los parques urbanos en buenas condiciones ambientales.

## 2.- Material y métodos

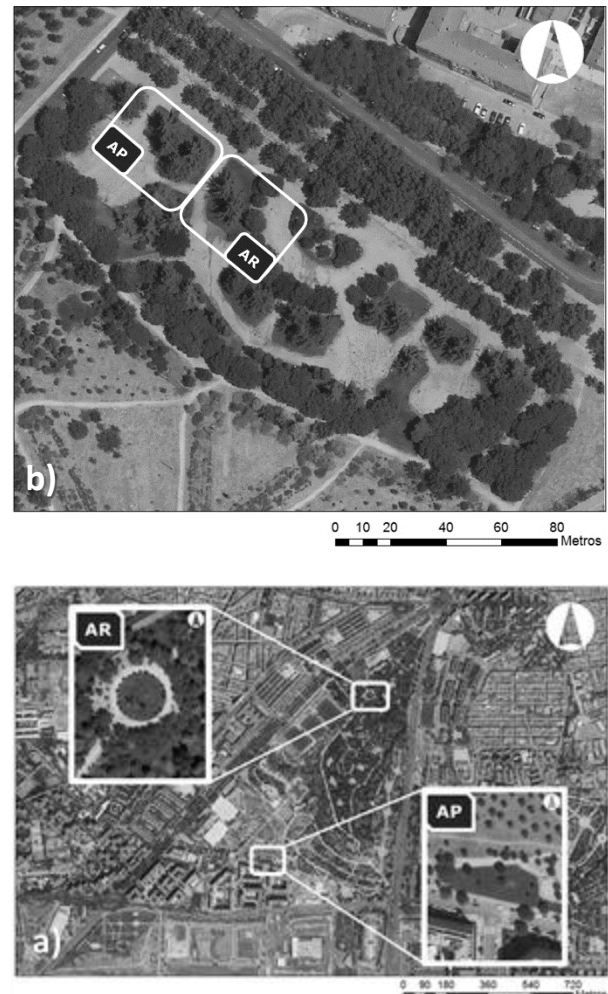
### 2.1. Área de estudio

La investigación se ha llevado a cabo en la ciudad de Madrid (España), en la que el agua regenerada se utiliza para regar la mayoría de sus parques desde la década de 2000. Esta agua procede de varias plantas de regeneración en las que se aplica un tratamiento terciario de las aguas residuales producidas por la ciudad (3,2 millones de habitantes). La precipitación media anual (1981-2010) es de 421 mm, la temperatura media anual de 15°C (AEMET, 2018) y la evapotranspiración media anual ET (Penman) de 930 mm. Según estos datos, el clima de Madrid se clasifica como árido por el índice de aridez de Lang y como mediterráneo semiárido por Martonne (Quan et al., 2013). Se caracteriza por veranos secos y cálidos e inviernos fríos. La mayor parte de la precipitación se concentra en primavera y otoño.

Este estudio se ha realizado a lo largo de cinco años consecutivos (2012-2016) en dos parques urbanos públicos de Madrid: Parque Emperatriz María de Austria (en adelante PEMA, 40° 22' 53" N, 3° 43' 16" W) y Parque Garrigues Walker Park (en adelante PGW, 40° 22' 11" N, 3° 39' 41" W) (Fig. 1). Ambos parques han sido regados con agua regenerada desde 2002 y 2012, respectivamente. Se han seleccionado dos parcelas de cada parque, una regada con agua regenerada (PGW\_RW y PEMA\_RW) y otra con agua potable (PGW\_DW y PEMA\_DW). Las parcelas de estudio de ambos parques son adyacentes y su tamaño es de unos 1000 m<sup>2</sup> en el caso de PEMA y de unos 400 m<sup>2</sup> en el de PGW. En dichas parcelas se localizan ejemplares adultos arbustos (*Photinia sp*), almeces (*Celtis australis*) y cedros (*Cedrus atlantica* y *Cedrus deodara*). Los suelos (0-0,6 m) presentan una textura franco-arcillo-arenosa según la clasificación de suelos del USDA para ambas parcelas en PGW (PGW\_DW y PGW\_RW) y PEMA\_RW y franco-arenosa para PEMA\_DW (Tabla 1). Estos suelos se clasifican como Antrosoles Hórricos en ambos parques (Grupo de Trabajo del IUSS WRB, 2015).

### 2.2. Muestreo y análisis del agua de riego

El volumen medio de riego ha sido de unos 940 mm al año para cada parcela. La temporada de riego se extiende normalmente a lo largo de ocho meses, regándose diariamente en el intervalo citado, excepto los fines de



**Fig. 1.** Localización de los parques: a) Emperatriz María de Austria (PEMA) y de las parcelas experimentales: PEMA\_AP y PEMA\_AR y b) parque Garrigues Walker (PGW) y de las parcelas: PGW\_AP y PGW\_AR (Zalacáin et al., 2017).

**Tabla 1.** Características texturales de los suelos.

Parcela	% Arcilla	% Arena	% Limo	Textura USDA
PGW_AP	21	56	23	Franco-arcillo-arenosa
PGW_AR	23	55	22	Franco-arcillo-arenosa
PEMA_AP	17	69	14	Franco-arenosa
PEMA_AR	20	61	19	Franco-arcillo-arenosa

semana. Una vez al año, en julio, se ha procedido al muestreo del agua de riego, tanto la regenerada como la potable –empleada para el riego de un sector pequeño de los parques– directamente de los aspersores. Se trata en ambos casos de aspersores de baja presión (Hunter PGP ultra, Hunter Industries) emplazados en las praderas a regar, mediando una separación entre ellos de 6-8 m, funcionando y operando dentro de las especificaciones del

fabricante. Las muestras de agua de riego (potable y regenerada) se han tomado directamente de los aspersores de cada parcela, siempre en el cénit de la campaña de riego, por lo general, a finales de julio. Estas muestras han sido recogidas en botellas de plástico, refrigeradas y enviadas inmediatamente al laboratorio homologado para su posterior análisis físico-químico. Se ha analizado la conductividad eléctrica (CE) del agua de riego a 25°C por conductimetría (Crison CM35).

### 2.3. Muestreo y análisis del agua del suelo

Para el agua del suelo se cuenta con una instalación basada en una red de tomamuestras de succión para la recolección de agua en la zona no saturada en las parcelas de control antes descritas. Dicha red de observación consta de tres baterías de tomamuestras en cada parcela, cada una de las cuales está formada, a su vez, por tres tomamuestras de succión de PVC de 6 cm de diámetro interior, con cápsulas cerámicas porosas instaladas a 15, 35 y 60 cm de profundidad -en total nueve tomamuestras de succión en cada una de las parcelas-. Para la recogida de muestras se usa una bomba de vacío manual (Soilmoisture 2005G2), con la que se aplica un vacío de 70 cbar en cada uno de los tomamuestras, para después recoger el agua almacenada en los mismos. Se han efectuado tres muestreos en cada campaña de riego: en primavera, verano y otoño (inmediatamente antes, en el momento central y recién concluida la campaña de riego, respectivamente). Las muestras de agua de los tomamuestras de succión se han recogido en botellas de plástico, refrigeradas y enviadas inmediatamente al laboratorio para su posterior análisis físico-químico.

### 2.4. Muestreo y análisis del suelo

El muestreo del suelo se realizó dos veces al año, una en marzo (antes de comenzar los riegos) y otra en octubre (de forma inmediata a la finalización de la temporada de riego). Se tomaron muestras de suelo a cuatro profundidades: 0-0,05 m, 0,10-0,20 m, 0,30-0,40 m, 0,55-0,65m utilizando una barrena tipo Edelman de 6 cm. Cada muestra de suelo contenía aproximadamente 1 kg, estando compuesta por tres submuestras recogidas aleatoriamente de cada profundidad de la misma parcela. Las muestras se secaron al aire, se pasaron por un tamiz de 2 mm y se molieron antes de ser analizadas por cromatografía iónica y determinación potenciométrica del extracto de pasta saturada. La conductividad eléctrica (CE) y el pH se determinaron a 25 °C con un conductímetro (Metrohm 856, Suiza) y un pH-metro (Metrohm 826, Suiza), respectivamente. La materia orgánica del suelo (SOM) se determinó por oxidación húmeda (Walkley y Black, 1934). El contenido de nitrógeno (N) se determinó por el método Kjeldahl (Bremner y Mulvaney, 1982) y la textura del

suelo por el método del hidrómetro (Gee y Bauder, 1986). El contenido de sales solubles ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Na}^+$ ) se determinó en el extracto de la pasta saturada según lo descrito por Rhoades (1982).

### 2.5. Muestreo y análisis de las hojas de las plantas

Se recogieron una vez al año (en julio, en el punto álgido de la temporada de riego) muestras de una especie arbustiva (*Photinia sp*) y de tres especies arbóreas (almez [*Celtis australis*] y cedro [*Cedrus atlantica* y *Cedrus deodara*]). Las muestras de almez se recogieron sólo en el PEMA, mientras que las de *Photinia sp* y las de cedro se recogieron en PGW (*Cedrus atlantica*) y en PEMA (*Cedrus deodara*). Cada muestra contenía aproximadamente 500 g de hojas verdes completamente desarrolladas, compuestas a partir de varias submuestras tomadas en diferentes ejemplares presentes en cada parcela. Las muestras de los almeces y de los cedros se recogieron a una altura de casi 2 m sobre el suelo y fueron enviadas a un laboratorio de análisis homologado en el que, entre otros parámetros, se determinó la concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  por potencimetría y por espectrometría de masas con plasma acoplado (ICP-MS), respectivamente.

### 2.6. Análisis estadístico

Todos los datos se analizaron con IBM SPSS Statistics for Windows versión 22.0. La normalidad se evaluó mediante la prueba de Kolmogorov-Smirnov. Como los datos no seguían una distribución normal -incluso después de varias transformaciones- se aplicó la prueba no paramétrica U de Mann-Whitney, con un grado de significación de 0,05 para evaluar las diferencias significativas entre las medias de cada parámetro.

## 3. Resultados y discusión

### 3.1. Calidad del agua de riego

Las concentraciones de  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Na}^+$ , han sido significativamente mayores en el agua regenerada (RW) que las del agua potable (DW) (Tabla 2). El índice SAR y la conductividad eléctrica (EC) también han sido más elevados en el agua regenerada. En PGW todos los parámetros han sido significativamente mayores para el riego con agua regenerada, excepto el  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  y pH, mientras que en PEMA sólo el pH no ha diferido. En general, ambos tipos de agua son adecuadas para el riego según las normas de calidad del agua de la FAO (Ayers y Westcot, 1985). Sin embargo, con respecto a estas normas, el agua regenerada podría tener un grado de restricción de uso de leve a moderado para algunos parámetros (CE, TDS,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ ). Por lo tanto,



hay que centrarse en el alto contenido de Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> en el agua regenerada, que podría implicar un riesgo de salinización del suelo (Tarchouna et al., 2010). La masa total de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> que se introdujo en los parques a través del agua regenerada fue de 93 kg Cl<sup>-</sup> ha<sup>-1</sup>, 62kg Na<sup>+</sup> ha<sup>-1</sup> (PEMA) y 114 kg Cl<sup>-</sup> ha<sup>-1</sup>, 77 kg Na<sup>+</sup> ha<sup>-1</sup> (PGW).

**Tabla 2.** Características fisicoquímicas del agua potable y regenerada usada durante la experiencia. Media, desviación estándar (SD), total de sólidos disueltos (TDS) y conductividad eléctrica (EC).

Parameter	PGW_DW	PGW_RW	PEMA_DW	PEMA_RW	n
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	29,8 ± 20,7 a	167 ± 98,5 b	54,6 ± 34,8 a	190 ± 27,7 b	5
Cl <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	16,8 ± 2,9 a	114 ± 23,6 b	15,7 ± 3,0 a	93,2 ± 8,9 b	5
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	1,7 ± 1,2 a	15,5 ± 15,1 a	1,6 ± 1,3 a	10,5 ± 5,6 b	5
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	0,2 ± 0,1 a	5,9 ± 8,4 a	0,02 ± 0,0 a	10,2 ± 12,2 b	5
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	nd	0,3 ± 0,6	nd	0,5 ± 0,6	5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	14,1 ± 1,8 a	97,6 ± 28 b	14,8 ± 12 a	74,5 ± 14 b	5
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	0,3 ± 0,5 a	18,7 ± 17,2 a	0,6 ± 0,9 a	29,2 ± 6,8 b	5
Ca <sup>2+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	13,1 ± 3,4 a	44,2 ± 9,5 b	12,9 ± 11,6 a	35,9 ± 3,6 b	5
Mg <sup>2+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	2,3 ± 0,6 a	11,1 ± 2,8 b	2,7 ± 1,9 a	8,6 ± 1,2 b	5
K <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	1,1 ± 0,1 a	19,7 ± 3,2 b	0,7 ± 0,7 a	17,3 ± 2,8 b	5
Na <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	8,2 ± 1,1 a	77 ± 13,9 b	11,1 ± 3,3 a	62,3 ± 10,5 b	5
SAR	0,3 ± 0,1 a	2,8 ± 0,6 b	0,5 ± 0,2 a	2,6 ± 0,4 b	5
TDS (g L <sup>-1</sup> )	0,1 ± 0,0 a	0,6 ± 0,1 b	0,1 ± 0,0 a	0,5 ± 0,1 b	5
pH	7,6 ± 0,2 a	7,5 ± 0,3 a	7,6 ± 0,2 a	7,7 ± 0,2 a	5
EC (dS m <sup>-1</sup> )	0,1 ± 0,02 a	0,9 ± 0,07 b	0,2 ± 0,08 a	0,8 ± 0,1 b	5

Los parámetros agronómicos obtenidos para el agua regenerada se han comparado con los reportados en la literatura (e.g. Kalavrouziotis et al., 2008; Lubello et al., 2004; Pereira et al., 2011), resultando estar dentro del promedio de las aguas residuales con tratamiento terciario. La CE de las aguas regeneradas utilizadas para el riego suelen tener una alta variabilidad, en función de su origen, estación y tratamiento; su rango varía entre 0,8 dSm<sup>-1</sup> (Lubello et al., 2004; Qian y Mecham, 2005) y más de 3,5 dSm<sup>-1</sup> (Nicolás et al., 2016). En este estudio, los valores de CE para el agua regenerada han sido de alrededor de 0,85 dSm<sup>-1</sup>, encontrándose en el rango más bajo de los obtenidos en la bibliografía. Sin embargo, ambos valores de CE podrían implicar un grado de restricción de uso de leve a moderado debido a un problema de salinidad potencial (Ayers y Westcot, 1985).

Al comparar el valor de este parámetro en las muestras de agua de riego potable (DW) de los dos parques, no se observan diferencias significativas, lo mismo que sucede cuando se comparan los valores de este parámetro en el caso de RW. Esta ausencia de diferencias significativas se

debe a la estructura de la red de conducción de RW de Madrid, generándose la mezcla del agua regenerada de las diversas plantas de tratamiento en los depósitos de regulación dispuestos en puntos concretos de aquélla.

### 3.2. Acumulación de sales en la solución del suelo

La Tabla 3 muestra las características químicas de la solución del suelo obtenidas por lisímetros en las cuatro parcelas. Las principales diferencias entre los tratamientos (DW vs RW) fueron para Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, SAR y CE que tuvieron valores significativamente más altos para el riego RW que para el DW. Casi todos estos nutrientes coinciden con los que tienen valores más altos en el agua regenerada.

**Tabla 3.** Características químicas de la solución del suelo para ambos tratamientos en cada parque (2012–2016). Media, desviación estándar (SD) y número de casos (n) y conductividad eléctrica (EC).

Parameter	PGW_DW	PGW_RW	PEMA_DW	PEMA_RW	n
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	370 ± 147 a	393 ± 166 a	402 ± 161 a	526 ± 212 b	40
Cl <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	50,3 ± 35,0 a	241 ± 166 b	27,3 ± 9,9 a	573 ± 379 b	40
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	18,9 ± 35,4 a	87,4 ± 93,8 b	22,9 ± 23,5 a	38,8 ± 72,6 a	40
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	0,1 ± 0,2 a	0,2 ± 0,3 a	0,2 ± 0,9 a	0,4 ± 1,8 a	40
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	2,7 ± 2,3 a	2,4 ± 2,0 a	4,2 ± 10,1 b	1,8 ± 6,0 a	40
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	80,4 ± 60,5 a	223 ± 117 b	53,4 ± 42,5 a	640 ± 485 b	40
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	0,4 ± 0,8 a	0,4 ± 0,9 a	0,2 ± 0,5 a	0,1 ± 0,3 a	40
Ca <sup>2+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	94,4 ± 39,1 a	157 ± 69,2 b	103 ± 44,5 a	322 ± 222 b	40
Mg <sup>2+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	43,2 ± 20,3 a	64,4 ± 39,2 b	33,2 ± 15,9 a	110 ± 70,2 b	40
K <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	10,1 ± 10,5 a	18,6 ± 6,9 b	7,4 ± 7,9 a	22,9 ± 13,0 b	40
Na <sup>+</sup> (mg L <sup>-1</sup> )	28,7 ± 10,6 a	144 ± 56,2 b	18,3 ± 4,3 a	298 ± 143 b	40
SAR	0,8 ± 0,2 a	3,2 ± 0,9 b	0,5 ± 0,1 a	5,2 ± 1,4 b	40
TDS (g L <sup>-1</sup> )	0,6 ± 0,2 a	1,2 ± 0,4 b	0,5 ± 0,2 a	2,3 ± 1,2 b	40
pH	7,6 ± 0,4 a	7,7 ± 0,3 a	7,7 ± 0,3 a	7,8 ± 0,3 a	40
EC (dS m <sup>-1</sup> )	0,9 ± 0,3 a	1,9 ± 0,7 b	0,8 ± 0,2 a	3,5 ± 1,8 b	40

Durante la temporada de riego, el agua de infiltrada se mezcla con la solución anterior del suelo. En caso de altas tasas de evapotranspiración, tal solución de los niveles más superficiales es agua de riego infiltrada (Gloaguen et al., 2007). Cuando la concentración de Na<sup>+</sup> en el agua de riego es alta, como en este caso (Tabla 2), el Na<sup>+</sup> introducido puede sustituir a otros cationes intercambiables en el complejo de cambio. Este intercambio de Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> por Na<sup>+</sup> genera valores de SAR significativamente más altos para las parcelas RW, lo que conduce a un elevado valor de sodio intercambiable, cuya consecuencia es el hinchamiento y la dispersión de las arcillas (Netzer et al., 2014; Sou-Dakouré et al., 2013).

### 3.3. Acumulación de sales en los suelos

Las principales características químicas de los suelos se presentan en la Tabla 4.

Se han encontrado diferencias significativas entre ambos tratamientos para casi los mismos parámetros que en el caso del agua de riego y la solución del suelo ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , SAR y CE). Esto puede explicarse por la interacción entre el agua de riego y el suelo (Lado y Ben-Hur, 2009).

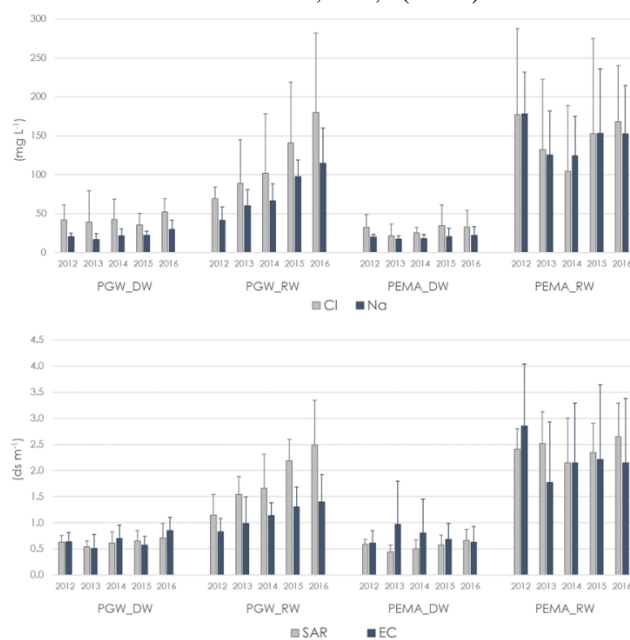
**Tabla 4.** Características químicas de los suelos para ambos tratamientos en ambos parques.

Parameter	PGW_DW	PGW_RW	PEMA_DW	PEMA_RW	n
$\text{HCO}_3^-$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	181 ± 84 a	191 ± 120 a	150 ± 66,6 a	184 ± 139 a	40
$\text{Cl}^-$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	42,1 ± 24,6 a	116 ± 78,9 b	29,1 ± 18,3 a	147 ± 96,3 b	40
$\text{NO}_3^-$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	46,4 ± 81,1 a	72,9 ± 120 a	47,6 ± 73,7 a	71 ± 149 a	40
$\text{PO}_4^{3-}$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	6,8 ± 13,7 a	5,2 ± 8,1 a	2,8 ± 3,8 a	4,5 ± 7,6 a	40
$\text{SO}_4^{2-}$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	66,7 ± 46,3 a	150 ± 104 b	166 ± 340 a	789 ± 815 b	40
$\text{Ca}^{2+}$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	66,1 ± 30,2 a	88,0 ± 36,9 b	100 ± 110 a	244 ± 191 b	40
$\text{Mg}^{2+}$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	19,6 ± 7,6 a	28,1 ± 17,2 b	12,9 ± 8,7 a	66,6 ± 62,8 b	40
$\text{K}^+$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	14,4 ± 10,9 a	18,2 ± 10,5 b	14,7 ± 13,0 a	44,2 ± 59,6 b	40
$\text{Na}^+$ ( $\text{mg L}^{-1}$ )	22,1 ± 8,6 a	76,0 ± 37,2 b	19,5 ± 7,4 a	147 ± 62,3 b	40
$\text{N}_{\text{tot}}$ ( $\text{mg kg}^{-1}$ )	1071 ± 1065 a	1426 ± 1260 a	925 ± 1116 a	1159 ± 1200 b	40
SAR	0,6 ± 0,2 a	1,8 ± 0,7 b	0,6 ± 0,2 a	2,4 ± 0,6 b	40
pH	7,9 ± 0,4 a	7,9 ± 0,3 a	7,6 ± 0,5 a	7,8 ± 0,4 a	40
EC ( $\text{dS m}^{-1}$ )	0,7 ± 0,3 a	1,1 ± 0,4 b	0,7 ± 0,5 a	2,2 ± 1,2 b	40

Los valores de  $\text{Na}^+$  y CE en PEMA\_RW son dos veces mayores que en PGW\_RW. Esto podría explicarse por la circunstancia de que PEMA\_RW fue regado diez años más con agua regenerada que PGW\_RW. La Fig. 2 muestra los resultados obtenidos para  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ , SAR y EC a lo largo del periodo de estudio. Los valores obtenidos en las parcelas RW son sistemáticamente mayores que los registrados en DW. Asimismo, en la parcela PGW\_RW se produce un incremento continuado de los valores de dichos parámetros, mientras que en la PEMA-RW los valores, muy elevados, muestra una notable estabilidad que podría indicar que en PEMA\_RW se han alcanzado los niveles máximos bajo las condiciones de riego con el agua regenerada que se produce en Madrid. Por otro lado, los valores obtenidos en PGW\_RW en el último año de la experiencia se aproximan notablemente a los aludidos valores máximos.

Los valores de SAR para PGW\_DW y PEMA\_DW han estado en torno a 0,6 a lo largo de los cinco años de estudio. El SAR en PGW\_RW se ha comportado de la

misma manera que la concentración de cloruro y sodio, aumentando linealmente de 1,1 a 2,5 (127%).



**Fig. 2.** Concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ , SAR y EC en cada parcela a lo largo del estudio (2012 - 2016).

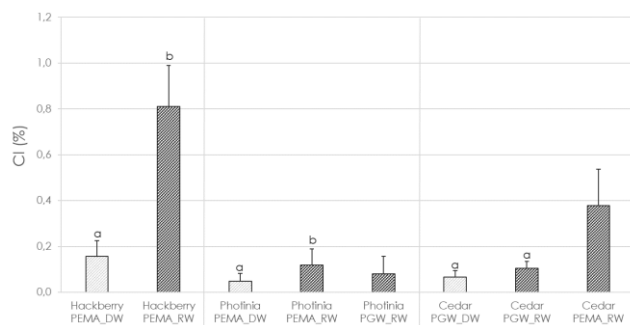
A pesar de este aumento, los valores de SAR son bajos y no representan un riesgo para la estructura del suelo (Rengasamy y Olsson, 1991). Según Rengasamy (2010), los suelos cuyo SAR es inferior a 6 y su  $\text{CE} < 4 \text{ dS m}^{-1}$ , se clasifican como no afectados por la salinidad, siendo éste el caso de los suelos de las cuatro parcelas de estudio. Esto contrasta con la mayoría de los suelos regados con agua regenerada, que tienden a clasificarse como suelos salinosódicos (Muyen et al., 2011; Pedrero et al., 2018). En general, los valores de CE superiores a  $2 \text{ dS m}^{-1}$  indican que existe un ligero riesgo de salinización del suelo (Porta et al., 1994). La parcela PEMA\_RW, tras 10 años de riego con agua regenerada, alcanzó y mantuvo este valor durante cuatro de los cinco años de estudio.

Esto coincide con lo observado por Chen et al. (2013b) en su estudio de siete parques de Pekín (clima continental húmedo y suelos Fluvoaquic y Cinnamon), concluyendo que solo uno ( $\text{CE } 2,01 \text{ dS m}^{-1}$ ) presentaba una leve salinización ( $2-4 \text{ dS m}^{-1}$ ); dicho parque había sido regado durante nueve años con agua regenerada. Sin embargo, los seis parques restantes no presentaron indicios de salinización del suelo, ni siquiera después de los mismos años de riego. Cabe advertir que la precipitación anual en Pekín en el periodo del estudio fue de unos  $630 \text{ mm/año}$ , concentrándose más del 70% de ésta en tres meses, lo que implica un incremento del efecto de lixiviación y una disminución del riesgo de salinización del suelo. Del mismo modo, McLain y Williams (2012) en un estudio de

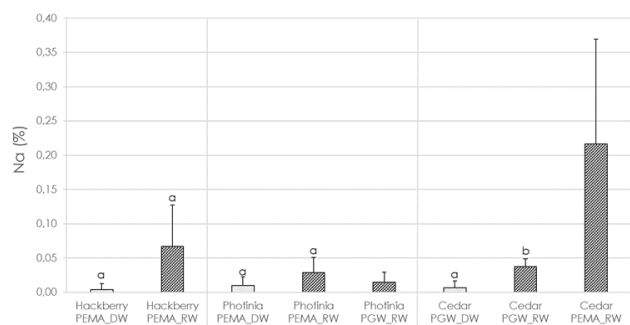
dos años en un parque urbano de Arizona (clima árido) no encontraron un aumento de la EC del suelo en los primeros 30 cm de un suelo arcillo-arenoso.

### 3.4. Acumulación de $\text{Cl}^-$ y $\text{Na}^+$ en las hojas

Los contenidos de cloruro y sodio (% del peso seco) en las hojas se presentan en las Figs. 3 y 4, respectivamente.



**Fig. 3.** Concentración de  $\text{Cl}^-$  en hojas (%). Las barras de error indican la desviación estándar y las letras diferentes muestran la significación para  $p < 0,05$  según la prueba U de Mann-Whitney entre tratamientos para el mismo parque.



**Fig. 4.** Concentración de  $\text{Na}^+$  en hojas (%). Las barras de error indican la desviación estándar y las letras diferentes muestran la significación para  $p < 0,05$  según la prueba U de Mann-Whitney entre tratamientos para el mismo parque.

El contenido de  $\text{Cl}^-$  (%) resulta significativamente mayor en los almeces RW que en los DW. Asimismo, se observan diferencias sustanciales entre las plantas de Photinia, obteniendo valores más elevados en PEMA\_RW que en PEMA\_DW. Sin embargo, no se han encontrado diferencias entre DW y RW en PEMA para el  $\text{Cl}^-$  (%) en los cedros. Cabe destacar que los valores de  $\text{Cl}^-$  medidos en las hojas de los cedros PGW\_RW fueron superiores a los obtenidos en PGW\_DW e inferiores a los obtenidos en PEMA\_RW, lo que puede ser debido al mayor número de años de riego con agua regenerada en ese parque.

En el caso del  $\text{Na}^+$  (%), sólo los cedros de PGW\_RW (0,04%) mostraron una concentración significativamente mayor que los de PGW\_DW (0,01%).

No ha sido fácil comparar estos resultados con los de otros estudios de afección del riego con agua regenerada a especies de plantas ornamentales, debido a la falta de este tipo de estudios en parques urbanos. En PEMA\_RW (0,22% de  $\text{Na}^+$ ) se han registrado valores similares a los obtenidos por Ali et al. (2013) tras dieciocho meses de riego con agua regenerada (0,25% de  $\text{Na}^+$ ) en *Khaya senegalensis*. Sin embargo, De Miguel et al. (2013), después de un año de riego RW encontraron valores de 0,30% de  $\text{Na}^+$  en las hojas de *Jatropha curcas*, notablemente superiores a los nuestros. Esto podría explicarse por la mayor cantidad de  $\text{Na}^+$  (122  $\text{mg L}^{-1}$ ) presente en el agua de riego regenerada empleada en ese estudio con respecto al nuestro (77 y 62  $\text{mg L}^{-1}$ ). Por otro lado, Al-Hamaiedeh y Bino (2010) en un estudio utilizando aguas grises tratadas para el riego de olivos durante seis meses, obtuvieron valores de Na 0,03% y Cl 0,21%, que son similares a nuestros valores para Photinia (PEMA\_RW y PGW\_RW) y Cedro (PGW\_RW). Wu et al. (2001) hicieron una lista de la tolerancia a la sal de treinta y ocho especies de plantas leñosas ornamentales bajo riego por aspersión con aguas regeneradas de bajo y alto contenido de NaCl (500  $\text{mg L}^{-1}$  y 1500  $\text{mg L}^{-1}$ ), respectivamente; el estudio concluyó que el arce chino (*Celtis sinensis*) tenía una baja tolerancia a la sal para ambas concentraciones, mientras que el cedro (*Cedrus deodara*) presentaba una alta tolerancia. Descubrieron que las hojas de almez bajo un riego con alto contenido salino estaban gravemente dañadas y, al menos el 70% de ellas, se veían afectadas por clorosis. En nuestro estudio, el contenido salino es claramente menor (131 y 155  $\text{mg L}^{-1}$  de NaCl, para PGW y PEMA, respectivamente); consecuentemente, no se han observado síntomas de clorosis en las hojas de almeces y cedros.

Wu y Dodge (2005) ampliaron su estudio y clasificaron varias especies de árboles y arbustos ornamentales según su tolerancia al riego con agua reciclada y a la salinidad del suelo. Llegaron a la conclusión de que *Cedrus deodara* es muy tolerante al riego con agua salada, puesto que no se observaron síntomas aparentes de estrés salino cuando los ejemplares fueron regados con agua que contenía 600  $\text{mg L}^{-1}$  de sodio y 900  $\text{mg L}^{-1}$  de cloruro; y también era altamente tolerante a la salinidad del suelo. Los cedros no desarrollaron ningún síntoma de estrés salino incluso cuando la CE del suelo era superior a 6  $\text{dSm}^{-1}$ . Congruentemente con esto, no se han observado síntomas clorosis ni en los ejemplares de *Cedrus deodara* (PEMA\_RW) ni en los de *Cedrus atlántica* (PGW\_RW). Sin embargo, sí se han observado apreciables indicios de decaimiento en buena parte de los ejemplares de estas dos especies de cedro en las parcelas RW de ambos parques,

que podrían achacarse no sólo a la naturaleza del agua regenerada, sino, quizás a las prácticas de riego aplicadas e incluso a las de ajardinamiento, con gran protagonismo de la pradera herbácea. El problema podría ser el resultado de varios factores relacionados: de un lado, el carácter “fértil” del agua de riego regenerada, con un contenido relativamente elevado de nutrientes; de otro, la dotación de riego por diversas razones: volúmenes de agua regenerada producidos, elevado precio de ésta, turnos cortos de riego, limitación horaria (riego en horario nocturno por razones de seguridad sanitaria), entre otros factores. El elevado contenido de nutrientes del agua regenerada podría favorecer un mayor y más rápido desarrollo de la pradera, consumiéndose de esa manera un mayor volumen del agua aplicada que, por tanto, no llegaría hasta la zona radicular de la cubierta arbórea, generando en esa zona del suelo un déficit de humedad nocivo para el desarrollo de los cedros. Tal decaimiento podría estar más relacionado con este déficit hídrico que con un efecto fitotóxico derivado del riego con agua regenerada.

Wu y Dodge (2005) descubrieron que el arce chino y *Photinia* (*Photinia fraseri* y *Photinia glabra*) eran sensibles a la salinidad (más del 20% de las hojas desarrollan síntomas) cuando se regaban con agua que contenía 200 mg L<sup>-1</sup> de sodio y 400 mg L<sup>-1</sup> de cloruro, incluso con una salinidad del suelo aceptable (CE inferior a 2 dSm<sup>-1</sup>). Sin embargo, en nuestro estudio, la *Photinia* no ha mostrado acumulación de sal (NaCl) en las hojas, incluso cuando la CE del suelo era superior a 2 dSm<sup>-1</sup>. Los almeces en PEMA\_RW han presentado acumulación de NaCl en las hojas, pero no se ha observado clorosis. Ello coincide con los resultados descritos por Dmuchowski et al. (2013), quienes concluyeron que las hojas de *Tilia 'Euchlora'* presentaban fuertes daños tras ser regadas con agua regenerada de contenido de Na<sup>+</sup> extremadamente alto (0,33%). Asimismo, Ayers y Westcot (1985) afirman que muchos cultivos arbóreos comienzan a mostrar lesiones cuando el contenido de Cl<sup>-</sup> en el tejido foliar es superior al 0,3% o cuando el contenido de Na<sup>+</sup> es de 0,25-0,50% (peso seco). En nuestro caso, la mayoría de las especies no habían alcanzado estos niveles, excepto los cedros y los almeces -sólo para el Cl<sup>-</sup> en PEMA\_RW, pero no se han apreciado daños significativos.

Wu y Guo (2006) también estudiaron los efectos del riego con agua regenerada en otro tipo de coníferas (la secuoya costera -*Sequoia sempervivens*- Endl.). Llegaron a la conclusión de que el riego con agua regenerada debe ser estrictamente supervisado para garantizar que la salinidad del suelo no supere los 2 dSm<sup>-1</sup>, umbral para el que las plantas ornamentales son sensibles. Teniendo esto en cuenta, debería realizarse un monitoreo detallado de la

vegetación en el PEMA\_RW, donde la CE del suelo ha superado este umbral. Asimismo, Nackley et al. (2015) presentaron un estudio similar sobre la secuoya costera bajo riego con agua regenerada. Los resultados de su estudio sugirieron que tendría un impacto negativo en su crecimiento cuando la CE del agua de riego superase 1 dSm<sup>-1</sup>. Esto está en concordancia con otro estudio (Barnes et al., 2007) sobre la misma especie, quienes concluyen que mantener una CE en la solución del suelo en torno a 1 dSm<sup>-1</sup> evitaría la aparición síntomas perjudiciales en las secuoyas regadas con agua reciclada. Todos estos estudios que evalúan los efectos del riego con RW en coníferas se han realizado en California bajo un clima mediterráneo, similar al clima de Madrid. Así, según los referidos estudios, los niveles de CE en la solución del suelo >1 dSm<sup>-1</sup>, podrían conducir a efectos adversos en las coníferas situadas en PGW\_RW y PEMA\_RW.

El riesgo de afectación de los cultivos debido a la acumulación de sales en la zona radicular puede estar presente incluso cuando el agua de riego presenta baja conductividad (1 dSm<sup>-1</sup>) (Barnes et al., 2007). En estos casos, es necesario entrar en acción y aplicar medidas correctoras para evitar la acumulación de sales excesivas en los suelos. Por la zona radicular debe circular más agua de la necesaria para satisfacer las necesidades de evapotranspiración de las plantas, al objeto de arrastrar el exceso de sales solubles, lo que se ha definido como necesidad de lixiviación (Letey et al., 2011). La lixiviación es una de las formas más prácticas de reducir y controlar los iones tóxicos en la zona de las raíces. Por lo tanto, se puede utilizar para prevenir o corregir un problema una vez que éste ha sido reconocido a partir de los síntomas de la planta (Ayers y Westcot, 1985). Con el objetivo de mantener los niveles de sal por debajo de los umbrales de riesgo, este equipo de investigación realizó una experiencia piloto de lixiviación en un parque urbano de Madrid (Sastre-Merlín et al., 2016). Se utilizó agua potable para provocar un lavado intensivo del suelo con resultados alentadores, como una notable disminución de la CE de la solución del suelo. La lixiviación (LR) se calculó según la formulación de Ayers y Westcot (1985).

Tanji et al. (2007) concluyeron que la tolerancia de *Cedrus deodara* era moderada (EC admisible del suelo entre 2 y 4 dSm<sup>-1</sup>) y que *Celtis sinensis* y *Photinia fraseri* Dress eran plantas sensibles (EC admisible en el suelo inferior a 2 dSm<sup>-1</sup>). Según esta clasificación para nuestros suelos (EC ≈ 2 dS m<sup>-1</sup>) se ha obtenido un coeficiente de lixiviación de 0,087 para PEMA y 0,098 para PGW. Estos valores son similares a los obtenidos (0,08) en California por Corwin et al. (2007).

La relación entre la salinidad del agua, el riego aplicado, la tolerancia de la planta y el volumen de agua de drenaje son esenciales para establecer una estrategia óptima de gestión (Letey et al., 2011). Por lo tanto, esta práctica debería formar parte de la correcta gestión de los parques de la ciudad en un futuro inmediato, con el fin de evitar la acumulación de sales en los suelos y las plantas en parques urbanos regados con agua regenerada. Además de la lixiviación se podrían implementar otras acciones, como mezclar el agua regenerada con otras de aguas de menor EC y SAR (Wu et al., 2009). Asimismo, debería tenerse en cuenta emplear especies tolerantes a la sal (Cassaniti et al., 2009; Sevostianova y Leinauer, 2014) para conseguir la sostenibilidad de los parques urbanos.

#### 4.- Conclusiones

El alto contenido de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  en el agua regenerada puede implicar un riesgo de acumulación de sales en los suelos y las plantas. El nivel de sales en la solución del suelo, el suelo y las hojas de este estudio presentaron en general diferencias significativas entre ambos tratamientos (DW y RW). Tras 15 años de riego con agua regenerada, PEMA\_RW mostró valores más altos que PGW\_RW (5 años), así como una ligera salinización del suelo ( $\text{CE} > 2 \text{ dSm}^{-1}$ ).

No se ha observado sodificación del suelo, aunque el SAR y el contenido de  $\text{Na}^+$  en los suelos RW han aumentado (PGW\_RW) o se han mantenido consistentemente altos (PEMA\_RW), pero por el momento están lejos de constituir un riesgo ( $\text{SAR suelo} > 6$ ).

En general, la concentración de sales ( $\text{NaCl}$ ) en las hojas es similar a los valores encontrados en la literatura.

Los cedros, los almeces y las fotinias han resultado ser tolerantes al riego por aspersión con agua regenerada. Asimismo, no se han observado síntomas importantes de estrés salino, a pesar de los altos valores de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en sus tejidos foliares.

La gestión del patrimonio botánico y forestal de los parques madrileños regados con agua regenerada debería incluir la prevención de los efectos adversos descritos en este artículo, especialmente en las plantas sensibles. Una medida adecuada y de relativa fácil implementación es la de considerar un incremento de entre el 8 y el 10% en las dotaciones de riego para los dos parques estudiados con el fin de satisfacer la necesidad de lixiviación, de cara a evitar la acumulación excesiva de sal en los suelos de los mismos.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado gracias a los convenios de colaboración entre la Universidad de Alcalá y las empresas concesionarias del Ayuntamiento de Madrid para el servicio de riego y jardinería de zonas verdes, IMESAPI SA (2009-2013) y FCC (UTEs 5 y 6) (2014-2016). Agradecemos también al Área de Gobierno de Medio Ambiente y Movilidad (Dirección General de Gestión del Agua y Zonas Verdes) del Ayuntamiento de Madrid, por su mediación e interés para que este estudio de seguimiento haya sido llevado a efecto.

#### 5.- Bibliografía

- Acosta-Motos, J.R., Álvarez, S., Hernández, J.A., Sánchez-Blanco, M.J., 2014. Irrigation of *Myrtus communis* plants with reclaimed water: morphological and physiological responses to different levels of salinity. *J. Hortic. Sci. Biotechnol.* 89, 487–494.
- AEMET, 2018. National climate database. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente. [www.aemet.es](http://www.aemet.es).
- Al-Hamaiedeh, H., Bino, M., 2010. Effect of treated grey water reuse in irrigation on soil and plants. *Desalination* 256, 115–119.
- Ali, H.M., Siddiqui, M.H., Khamis, M.H., Hassan, F.A., Salem, M.Z.M., El-Mahrouk, E.S.M., 2013. Performance of forest tree *Khaya senegalensis* (Desr.) A. Juss. Under sewage effluent irrigation. *Ecol. Eng.* 61, 117–126.
- APHA, 2012. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 22nd ed. Washington, DC.
- Ashraf, M., Shahzad, S.M., Akhtar, N., Imtiaz, M., Ali, A., 2017. Salinization/sodification of soil and physiological dynamics of sunflower irrigated with saline-sodic water amending by potassium and farm yard manure. *J. Water Reuse Desalin.* 7, 476–487.
- Ayers, R.S., Westcot, D.W., 1985. Water quality for agriculture, FAO Irrigation and Drainage Paper 29 Rev.1. FAO, Rome (Italy).
- Ayoub, S., Al-Shdiefat, S., Rawashdeh, H., Bashabsheh, I., 2016. Utilization of reclaimed wastewater for olive irrigation: effect on soil properties, tree growth, yield and oil content. *Agric. Water Manage.* 176, 163–169.
- Ayuntamiento de Madrid, 2018. [www.madrid.es](http://www.madrid.es).
- Azza Maher, A., Fatma El-Quesni, E., Farahat, M., 2007. Responses of ornamental plants and woody trees to salinity. *World J. Agric. Sci.* 3, 386–395.
- Bañón, S., Miralles, J., Ochoa, J., Franco, J.A., Sánchez-Blanco, M.J., 2011. Effects of diluted and undiluted treated wastewater on the growth, physiological aspects and visual quality of potted lantana and polygala plants. *Sci. Hortic. (Amsterdam)* 129, 869–876.
- Barnes, C.S., Oki, L.R., Evans, R.Y., 2007. Determining the Tolerance of Coast Redwood, *Sequoia sempervirens* ‘Aptos Blue’ to Sodium and Chloride, Solutions Project Report, Santa Clara Valley Water District.
- Bixio, D., Thoeye, C., De Koning, J., Joksimovic, D., Savic, D., Wintgens, T., Melin, T., 2006. Wastewater reuse in Europe. *Desalination* 187, 89–101.
- BOE, 2007. Boletín Oficial del Estado, Real Decreto 1620/2007, de 7 diciembre por el que se establece el régimen jurídico de la reutilización de las aguas depuradas. Nº 294 de 8 diciembre 2007, 2007, p. 50639.
- Bremner, J.M., Mulvaney, C.S., 1982. Nitrogen - total. En: Page, A.L., Miller, R.H., Keeney, D.R. (Eds.), *Method of Soil Analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. American Society of Agronomy Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, pp. 595–622.
- Cassaniti, C., Leonardi, C., Flowers, T.J., 2009. The effects of sodium chloride on ornamental shrubs. *Sci. Hortic. (Amsterdam)* 122, 586–593.
- Cassaniti, C., Romano, D., Flowers, T.J., 2012. The response of ornamental plants to saline irrigation water. En: García-Garizabal, I., Abrahao, R. (Eds.), *Irrigation – Water Management, Pollution and Alternative Strategies*. InTech, pp. 131–158.
- Chen, W., Lu, S., Jiao, W., Wang, M., Chang, A.C., 2013a. Reclaimed water: a safe irrigation water source? *Environ. Dev.* 8, 74–83.
- Chen, W., Lu, S., Pan, N., Jiao, W., 2013b. Impacts of long-term reclaimed water irrigation on soil salinity accumulation in urban green land in Beijing. *Water Resour. Res.* 49, 7401–7410.
- Chen, W., Lu, S., Pan, N., Wang, Y., Wu, L., 2015. Impact of reclaimed

- water irrigation on soil health in urban green areas. *Chemosphere* 119, 654–661.
- Chu, J., Chen, J., Wang, C., Fu, P., 2004. Wastewater reuse potential analysis: implications for China's water resources management. *Water Res.* 38, 2746–2756.
- Cirelli, G.L., Consoli, S., Licciardello, F., Aiello, R., Giuffrida, F., Leonardi, C., 2012. Treated municipal wastewater reuse in vegetable production. *Agric. Water Manage.* 104, 163–170.
- Corwin, D.L., Rhoades, J.D., Šimůnek, J., 2007. Leaching requirement for soil salinity control: Steady-state versus transient models. *Agric. Water Manage.* 90, 165–180.
- De Miguel, A., Martínez-Hernández, V., Leal, M., González-Naranjo, V., De Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I., Salas, J.J., Palacios-Díaz, M.P., 2013. Short-term effects of reclaimed water irrigation: *Jatropha curcas* L. cultivation. *Ecol. Eng.* 50, 44–51.
- Dehaan, R.L., Taylor, G.R., 2002. Field-derived spectra of salinized soils and vegetation as indicators of irrigation-induced soil salinization. *Remote Sens. Environ.* 80, 406–417.
- Dmuchowski, W., Baczevska, A.H., Gozdowski, D., Bągoszewska, P., 2013. Effect of salt stress on the chemical composition of leaves of different tree species in urban environment. *Fresenius Environ. Bull.* 22, 987–994.
- Elgallal, M., Fletcher, L., Evans, B., 2016. Assessment of potential risks associated with chemicals in wastewater used for irrigation in arid and semiarid zones: a review. *Agric. Water Manage.* 177, 419–431.
- Fornes, F., Belda, R.M., Carrión, C., Noguera, V., García-Agustín, P., Abad, M., 2007. Preconditioning ornamental plants to drought by means of saline water irrigation as related to salinity tolerance. *Sci. Hortic. (Amsterdam)* 113, 52–59.
- Furumai, H., 2008. Rainwater and reclaimed wastewater for sustainable urban water use. *Phys. Chem. Earth* 33, 340–346.
- Gee, G.W., Bauder, J.W., 1986. Particle-size analysis. En: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineralogical Methods.* American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, pp. 383–409.
- Gloaguen, T.V., Forti, M.C., Lucas, Y., Montes, C.R., Gonçalves, R.A.B., Herpin, U., Melfi, A.J., 2007. Soil solution chemistry of a Brazilian Oxisol irrigated with treated sewage effluent. *Agric. Water Manage.* 88, 119–131.
- Gori, R., Lubello, C., Ferrini, F., Nicese, F.P., Coppini, E., 2008. Reuse of industrial wastewater for the irrigation of ornamental plants. *Water Sci. Technol.* 57, 883–889.
- Hamilton, A.J., Stagnitti, F., Xiong, X., Kreidl, S.L., Benke, K.K., Maher, P., 2007. Wastewater irrigation: the state of play. *Vadose Zone J.* 6, 823.
- Hanjra, M.A., Blackwell, J., Carr, G., Zhang, F., Jackson, T.M., 2012. Wastewater irrigation and environmental health: implications for water governance and public policy. *Int. J. Hyg. Environ. Health* 215, 255–269.
- Haruvy, N., 2006. Reuse of wastewater in agriculture - economic assessment of treatment and supply alternatives as affecting aquifer pollution. En: Morel, B., Linkov, I. (Eds.), *Environmental Security and Environmental Management: The Role of Risk Assessment.* NATO Security through Science Series (Series C: Environmental Security), Netherlands, pp. 257–262.
- Iglesias, R., Ortega, E., 2008. Present and future of wastewater reuse in Spain. *Desalination* 218, 105–119.
- IUSS Working, Group, W.R.B., 2015. World reference Base for soil resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Report 106* FAO, Rome.
- Kalavrouziotis, I.K., Robolas, P., Koukoulakis, P.H., Papadopoulos, A.H., 2008. Effects of municipal reclaimed wastewater on the macro- and micro-elements status of soil and of Brassica oleracea var. Italica, and B. Oleracea var. Gemmifera. *Agric. Water Manage.* 95, 419–426.
- Kalra, Y.P., 1998. *Handbook of Reference Methods for Plant Analysis.* CRC Press, Boca Raton, Florida (USA).
- Klay, S., Charef, A., Ayed, L., Houman, B., Rezgui, F., 2010. Effect of irrigation with treated wastewater on geochemical properties (saltness, C, N and heavy metals) of isohumic soils (Zaouit Sousse perimeter, Oriental Tunisia). *Desalination* 253, 180–187.
- Lado, M., Ben-Hur, M., 2009. Treated domestic sewage irrigation effects on soil hydraulic properties in arid and semiarid zones: a review. *Soil Till. Res.* 106, 152–163.
- Letey, J., Hoffman, G.J., Hopmans, J.W., Grattan, S.R., Suarez, D., Corwin, D.L., Oster, J.D., Wu, L., Amrhein, C., 2011. Evaluation of soil salinity leaching requirement guidelines. *Agric. Water Manage.* 98, 502–506.
- Li, J., Pu, L., Han, M., Zhu, M., Zhang, R., Xiang, Y., 2014. Soil salinization research in China: advances and prospects. *J. Geogr. Sci.* 24, 943–960.
- Lubello, C., Gori, R., Nicese, F.P., Ferrini, F., 2004. Municipal-treated wastewater reuse for plant nurseries irrigation. *Water Res.* 38, 2939–2947.
- Lyu, S., Chen, W., Zhang, W., Fan, Y., Jiao, W., 2016. Wastewater reclamation and reuse in China: opportunities and challenges. *J. Environ. Sci.* 39, 86–96.
- McLain, J.E.T., Williams, C.F., 2012. Assessing environmental impacts of treated wastewater through monitoring of fecal indicator bacteria and salinity in irrigated soils. *Environ. Monit. Assess.* 184, 1559–1572.
- Montemurro, N., Cucci, G., Mastro, M.A., Lacolla, G., Lonigro, A., 2017. The nitrogen role in vegetables irrigated with treated municipal wastewater. *Agron. Res.* 15, 2012–2025.
- Munns, R., Tester, M., 2008. Mechanisms of salinity tolerance. *Annu. Rev. Plant Biol.* 59, 651–681.
- Muyen, Z., Moore, G.A., Wrigley, R.J., 2011. Soil salinity and sodicity effects of wastewater irrigation in South East Australia. *Agric. Water Manage.* 99, 33–41.
- Nackley, L.L., Barnes, C., Oki, L.R., 2015. Investigating the impacts of recycled water on long-lived conifers. *AOB Plants* 7, 1–11.
- Netzer, Y., Shenker, M., Schwartz, A., 2014. Effects of irrigation using treated wastewater on table grape vineyards: dynamics of sodium accumulation in soil and plant. *Irrig. Sci.* 32, 283–294.
- Nicolás, E., Alarcón, J.J., Mounzer, O., Pedrero, F., Nortes, P.A., Alcobendas, R., Romero-Trigueros, C., Bayona, J.M., Maestre-Valero, J.F., 2016. Long-term physiological and agronomic responses of mandarin trees to irrigation with saline reclaimed water. *Agric. Water Manage.* 166, 1–8.
- Niu, G., Cabrera, R.I., 2010. Growth and physiological responses of landscape plants to saline water irrigation: a review. *HortScience* 45, 1605–1609.
- Nouri, H., Beecham, S., Hassanli, A.M., Ingleton, G., 2013. Variability of drainage and solute leaching in heterogeneous urban vegetation environs. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 4339–4347.
- Öztürk, M., Waisel, Y., Khan, M.A., Görk, G., 2006. *Biosaline Agriculture and Salinity Tolerance in Plants.* BirkhäuserVerlag, Basel, Switzerland.
- Papadopoulos, F., Parissopoulos, G., Papadopoulos, A., Zdragas, A., Ntanos, D., Prochaska, C., Metaxa, I., 2009. Assessment of reclaimed municipal wastewater application on rice cultivation. *Environ. Manage.* 43, 135–143.
- Parida, A.K., Das, A.B., 2005. Salt tolerance and salinity effects on plants: a review. *Ecotoxicol. Environ. Saf.* 60, 324–349.
- Pedrero, F., Allende, A., Gil, M.I., Alarcón, J.J., 2012. Soil chemical properties, leaf mineral status and crop production in a lemon tree orchard irrigated with two types of wastewater. *Agric. Water Manage.* 109, 54–60.
- Pedrero, F., Camposeo, S., Pace, B., Cefola, M., Vivaldi, G.A., 2018. Use of reclaimed wastewater on fruit quality of nectarine in Southern Italy. *Agric. Water Manage.* 203, 186–192.
- Pedrero, F., Maestre-Valero, J.F., Mounzer, O., Nortes, P.A., Alcobendas, R., Romero-Trigueros, C., Bayona, J.M., Alarcón, J.J., Nicolás, E., 2015. Response of young “Star Ruby” grapefruit trees to regulated deficit irrigation with saline reclaimed water. *Agric. Water Manage.* 158, 51–60.
- Pereira, B.F.F., He, Z., Silva, M.S., Herpin, U., Nogueira, S.F., Montes, C.R., Melfi, A.J., 2011. Reclaimed wastewater: impact on soil-plant system under tropical conditions. *J. Hazard. Mater.* 192, 54–61.
- Petousi, I., Fountoulakis, M.S., Saru, M.L., Nikolaidis, N., Fletcher, L., Stentiford, E.I., Manios, T., 2015. Effects of reclaimed wastewater irrigation on olive (*Olea europaea* L. Cv. ‘Koroneiki’) trees. *Agric. Water Manage.* 160, 33–40.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente.* Mundi-Prensa. ed. Madrid (Spain).
- Qadir, M., Scott, C.A., 2010. Non-pathogenic trade-offs of wastewater irrigation. En: Drechsel, P., Scott, C.A., Raschid-Sally, L., Redwood, M., Bahri, A. (Eds.), *Wastewater Irrigation and Health: Assessing and*

- Mitigating Risk in Low Income Countries. Earthscan.
- Qian, Y.L., Mecham, B., 2005. Long-term effects of recycled wastewater irrigation on soil chemical properties on golf course fairways. *Agron. J.* 97, 717–721.
- Quan, C., Han, S., Utescher, T., Zhang, C., Liu, Y.S.C., 2013. Validation of temperature-precipitation based aridity index: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 386, 86–95.
- Rebhun, M., 2004. Desalination of reclaimed wastewater to prevent salinization of soils and groundwater. *Desalination* 160, 143–149.
- Rengasamy, P., 2010. Soil processes affecting crop production in salt-affected soils. *Funct. Plant Biol.* 37, 613–620.
- Rengasamy, P., 2006. World salinization with emphasis on Australia. *J. Exp. Bot.* 57, 1017–1023.
- Rengasamy, P., Olsson, K.A., 1991. Sodicity and soil structure. *Aust. J. Soil Res.* 29, 935–952.
- Rhoades, J., Kandiah, A., Mashali, A.M., 1992. The Use of Saline Waters for Crop Production. FAO Irrigation and Drainage Paper, Rome (Italy).
- Rhoades, J.D., 1982. Soluble salts. En: Page, A.L., Miller, R.H., Keeney, D.R. (Eds.), *Method of Soil Analysis Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. American Society of Agronomy Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, pp. 167–178.
- Sastre-Merlín, A., Zalacáin, D., Bienes, R., Martínez-Pérez, S., 2016a. Seguimiento de los efectos del riego con agua regenerada en varios parques de la ciudad de Madrid. En: Agua, Fundación Nueva Cultura del Agua (Ed.), IX Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua. Fundación Nueva Cultura del Agua, Valencia (España), pp. 1052–1063.
- Sastre-Merlín, A., Zalacáin, D., Bienes, R., Martínez-Pérez, S., 2016b. Experiencia piloto de riegos de lavado en parques urbanos de Madrid. En: Póster Técnico – CONAMA 2016. Madrid (Spain).
- Sevostianova, E., Leinauer, B., 2014. Subsurface-applied tailored water: combining nutrient benefits with efficient turfgrass irrigation. *Crop Sci.* 54, 1926–1938.
- Sou-Dakouré, M.Y., Mermoud, A., Yacouba, H., Boivin, P., 2013. Impacts of irrigation with industrial treated wastewater on soil properties. *Geoderma* 200 (201), 31–39.
- Stevens, D.P., Smolenaars, S., Kelly, J., 2008. *Irrigation of Amenity Horticulture with Recycled Water: a Handbook for Parks, Gardens, Lawns, Landscapes, Playing Fields, Golf Courses and Other Public Open Spaces*. Arris Pty Ltd., Melbourne.
- Szabolcs, I., 1989. Amelioration of soils in salt affected areas. *Soil Technol.* 2, 331–344.
- Tanji, K., Grattan, S., Grieve, C., Harivandi, A., Rollins, L., Shaw, D., Sheikh, B., Wu, L., 2007. *Salt Management Guide for Landscape Irrigation with Recycled Water in Coastal Southern California*. A Comprehensive Literature Review.
- Tarchouna, L.G., Merdy, P., Raynaud, M., Pfeifer, H.R., Lucas, Y., 2010. Effects of longterm irrigation with treated wastewater. Part I: evolution of soil physico-chemical properties. *Appl. Geochem.* 25, 1703–1710.
- Toze, S., 2006. Reuse of effluent water - benefits and risks. *Agric. Water Manage.* 80, 147–159.
- Urbano, V.R., Mendonça, T.G., Bastos, R.G., Souza, C.F., 2017. Effects of treated wastewater irrigation on soil properties and lettuce yield. *Agric. Water Manage.* 181, 108–115.
- Walkley, A., Black, I.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.*
- Wilcox, J., Nasiri, F., Bell, S., Rahaman, M.S., 2016. Urban water reuse: a triple bottom line assessment framework and review. *Sustain. Cities Soc.* 27, 448–456.
- Wu, L., Chen, W., French, C., Chang, A.C., 2009. Safe Application of Reclaimed Water Reuse in the Southwestern United States. *Univ. California. Agric. Nat. Resour.* 8357.
- Wu, L., Dodge, L., 2005. Landscape plant salt tolerance selection guide for recycled water irrigation. *Elvenia J. Slosson Endow. Fund* 40.
- Wu, L., Guo, X., 2006. Response of two coast redwood (*Sequoia sempervirens* Endl.) varieties to moderate levels of salt and boron spray measured by stress symptoms: implications for landscape irrigation using recycled water. *Environ. Exp. Bot.* 58, 130–139.
- Wu, L., Guo, X., Hunter, K., Zagory, E., Waters, R., Brown, J., 2001. Studies of Salt Tolerance of Landscape Plant Species and California Native Grasses for Recycled Water Irrigation, Slosson Report 2000–2001.
- Yi, L., Jiao, W., Chen, X., Chen, W., 2011. An overview of reclaimed water reuse in China. *J. Environ. Sci.* 23, 1585–1593.
- Yu, R., Liu, T., Xu, Y., Zhu, C., Zhang, Q., Qu, Z., Liu, X., Li, C., 2010. Analysis of salinization dynamics by remote sensing in Hetao Irrigation District of North China. *Agric. Water Manage.* 97, 1952–1960.
- Zalacáin, D., Sastre-Merlín, A., Martínez-Pérez, S., Álvarez-Guerra, R., Bienes, R., 2017. Evaluación del impacto a medio-largo plazo del riego con agua regenerada sobre la salinidad del suelo en parques urbanos de la ciudad de Madrid. En: Estudios en la Zona No Saturada Vol. XIII, 405–413





## **Área temática V**

**Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero**



## ¿PUEDE LA TEMPERATURA INDICAR LA EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO?

V. García-Gamero<sup>1\*</sup>, A. Laguna<sup>2</sup>, A. Peña<sup>3</sup>, T. Vanwalleghem<sup>1</sup>, M.P. González<sup>4</sup>, y J.V. Giráldez<sup>1,5</sup>

<sup>1</sup> Universidad de Córdoba, Dpto. de Agronomía, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. ag02gagav@uco.es; ag2vavat@uco.es

<sup>2</sup> Universidad de Córdoba, Dpto. de Física Aplicada, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. fa1lalu@uco.es

<sup>3</sup> Universidad de Córdoba, Dpto. de Ingeniería Rural, Cra Madrid km 396, 14071 Córdoba. ir1peala@uco.es

<sup>4</sup> IFAPA, Centro Alameda del Obispo, G. Ingeniería y Tecnología Agroalimentaria, Avda. Menéndez Pidal s/n 14004 Córdoba. mariap.gonzalez.d@juntadeandalucia.es

<sup>5</sup> IAS, CSIC, Depto. de Agronomía, Avda. Menéndez Pidal s/n 14080 Córdoba. ag1gigej@uco.es

**RESUMEN.** De forma a similar al método hidrogeológico de estimación de la carga y descarga de acuíferos freáticos a través de la variación de la evolución de la temperatura en los mismos, se podría usar la ecuación del flujo de calor por conducción y convección para evaluar la intensidad de la recarga de agua en el suelo. Para probar esta posibilidad se han ajustado unas soluciones de la ecuación de flujo de calor en el suelo a los datos medidos en un ensayo de campo en unos suelos formados sobre granitos de la Sierra Morena cordobesa.

Los resultados obtenidos han permitido estimar bien los valores de la difusividad térmica aparente, recogiendo la variación del valor de este parámetro con la humedad del suelo. Sin embargo, los valores de la intensidad de la recarga aparecen sobrevalorados.

De esta forma, aun mostrando la evolución de la temperatura del suelo la influencia de la recarga del perfil, su estimación no es muy precisa aún, por lo que se requiere una información adicional.

**ABSTRACT.** The use of heat as hydrogeological tracer in phreatic aquifers is widely accepted. In this report, this method has been applied to the analysis of the soil water recharge from the study of the temporal variation of the temperature measured at several depths along a large period.

Some solutions of the heat convection-diffusion equation under steady-state conditions have applied to the estimation of the apparent thermal diffusivity of the soil and of the average water recharge.

The results show that the estimation of the apparent thermal diffusivity gives reasonable results whereas the estimation of the average water recharge yields greater values than what was expected.

Furthermore, refined treatments are required to get more accurate estimations of the average soil water recharge.

### 1.- Introducción

La radiación neta que incide sobre la superficie del suelo induce un flujo de calor en el mismo, principalmente por conducción en el que el calor se transmite a través de los

componentes sólidos, líquidos y gaseosos. Este proceso se caracteriza por la capacidad del suelo para conducir el calor, la conductividad térmica,  $\lambda$  ( $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), que depende de la disposición geométrica de las partículas y de sus respectivas contribuciones al conjunto, como inicialmente propuso de Vries (1963), y la capacidad calorífica volumétrica del suelo,  $C_s$  ( $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ), que representa la energía necesaria para aumentar la temperatura,  $T$ , que es la magnitud que se puede medir mejor, en un grado. La ecuación que describe la evolución temporal de la temperatura en el perfil del suelo, en el tiempo  $t$ , y a la profundidad  $z$ , Ec. 1, es una ecuación de difusión típica, en la que se suele admitir que la conductividad térmica no varía en el proceso de conducción de calor, por lo que el valor de esta y el de la capacidad calorífica se engloban en un solo parámetro conocido como la difusividad térmica, con el adjetivo aparente, por su carácter integrador de las condiciones edáficas,  $\kappa$  ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C_s} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \equiv \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

Cuando el agua de lluvia se infiltra en el suelo, su temperatura no suele ser la misma que la de la solución del suelo, por lo que bien por estar más caliente o más fría la diferencia térmica entre el agua que llega y la residente causan un intercambio de energía, y, consecuentemente, cambio de la temperatura que se detecta en los sensores localizados a diferentes profundidades. El aporte de energía se representa en la ecuación (1) con la densidad del flujo de agua,  $q$ , capacidad calorífica del agua,  $C_w$ , así como por variación de la difusividad térmica con respecto a la temperatura,  $\partial\kappa/\partial T$ , englobados en un parámetro,  $W$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), llamado intensidad de recarga

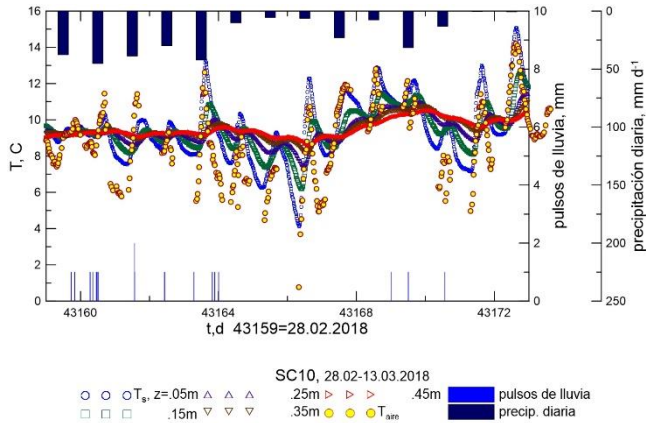
$$W = \frac{C_w}{C_s} q - \frac{\partial\kappa}{\partial T} \quad (2)$$

Con esta inclusión la ecuación (1) se convierte en

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - W \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

En la Fig. 1 se aprecia la evolución de la temperatura en uno de los perfiles de medida que se describirán en la

sección de Material y métodos, comparando los datos térmicos del aire y de diferentes profundidades del suelo, en el periodo 28 de febrero a 13 de marzo de 2108, en los que, tras una prolongada sequía otoñal e invernal, apareció una racha de días con chubascos. Los cambios de la temperatura con la lluvia son evidentes.



**Fig. 1.** Precipitación y evolución de la temperatura en superficie y a distintas profundidades en uno de los perfiles.

Los geofísicos del petróleo habían observado en los años treinta del pasado siglo que el flujo de agua y otros fluidos modifican los gradientes térmicos en la Corteza terrestre como indicaban Bredehoeft y Papadopoulos (1965). Casi simultáneamente, pero de forma independiente, Stallman (Stallman, 1965) y Suzuki (1960) propusieron el análisis de la temperatura del suelo para estimar el flujo vertical de agua en el mismo, aplicando una solución a la ecuación del flujo de calor por conducción y convección que estaban en el libro de Carslaw y Jaeger (1959 § 15.2.III). En su trabajo Stallman (1965) sugería que el límite de detección de este método era elevado. ¿Es posible usarlo en medidas someras de la temperatura del suelo medidas en campo?

En este trabajo se muestran las observaciones de un ensayo de campo analizadas con la solución de la ecuación de conducción y convección del calor para estimar la intensidad de la recarga diaria de agua en el suelo.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Características del ensayo

Entre junio y julio de 2016, se instaló una red de sensores de capacitancia, CS655 (Campbell Scientific) que empezó a registrar el 24.11.2016. Estos sensores miden la humedad, la conductividad eléctrica, y la temperatura del suelo.

Los sensores se instalaron en siete puntos a lo largo de dos laderas con orientación opuesta, Norte-Sur, SC-10 a SC-4, a 5 profundidades diferentes (0.05, 0.15, 0.25, 0.35, y 0.45 m con la excepción de los puntos SC4 y SC5 en los que, por lo superficial del perfil del suelo, los dos sensores y el sensor localizados a mayor profundidad,

respectivamente, no pudieron ser instalados). Las medidas fueron registradas a intervalos de 30 minutos.

Unos paneles solares con una potencia máxima de 15 W a 12 V suministran la energía necesaria para el mantenimiento y el registro de los datos.

En el periodo comprendido entre el 28 de febrero y el 13 de marzo, como se indicó en la sección anterior, las precipitaciones diarias fueron elevadas, aunque hubo un cambio en las temperaturas.

Respecto a los datos climáticos, la precipitación diaria y la temperatura del aire fueron registradas por una estación meteorológica automatizada instalada por el Instituto Andaluz de Investigación y Formación Agraria (IFAPA) en una zona próxima al lugar de estudio. Los pulsos de lluvia, por otro lado, fueron registrados por los pluviómetros instalados en los puntos de monitorización localizados a lo largo de las dos laderas. Los pulsos fueron registrados a intervalos de 10 minutos.

### 2.2. Ecuación de conducción y convección del calor en el suelo y su solución

Aunque en algunos casos se ha supuesto que la recarga varía temporalmente de forma sinusoidal (e.g. Wang y col. 2012), los datos de precipitación disponibles aconsejan el uso de una aportación diaria integrada. Se admite una variación sinusoidal de la temperatura en la superficie del suelo, descrita como una serie de Fourier con varios armónicos con un valor medio  $T_0$ , una amplitud  $A_n$  y un ángulo de fase  $\phi_n$  para cada armónico  $n$ .

$$T(0, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} A_n \cos(n\omega t + \phi_n) \quad (4)$$

La solución de la ecuación de conducción y convección del calor sometida a la condición (4) fue, tras obtener la raíz cuadrada de un número complejo (Churchill y col. 1974 § 1.6), presentada por Carslaw and Jaeger (1959, 15.2.14)

$$T(z, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} \Xi_n(z) \cos[\Omega_n(z, t)] \quad (5)$$

con

$$\begin{aligned} \Xi_n(z) &= A_n \exp\left[\frac{Wz}{2\kappa}(1 - \alpha)\right] \\ \Omega_n(z, t) &= n\omega t + \phi_n - \frac{W\beta_n z}{2\kappa} \end{aligned} \quad (6)$$

y con los parámetros  $\alpha_n$  y  $\beta_n$

$$\begin{aligned} \alpha_n &= 2^{-1/2} \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{4\kappa n \omega}{W^2} \right)^2 \right]^{1/2} + 1 \right\}^{1/2} \\ \beta_n &= (\alpha_n^2 - 1)^{1/2} \end{aligned} \quad (7)$$

El valor de ambos parámetros, difusividad térmica aparente e intensidad de recarga se estima minimizando la suma del cuadrado de las diferencias entre las temperaturas medidas y las calculadas para el nivel inmediatamente inferior al superficial. Esta solución se ha usado en otros problemas hidrológicos como la atenuación de fluctuaciones superficiales de flujo de agua en un suelo (Bakker y Nieber 2009).

Sin embargo, en muchos casos un solo armónico puede ser suficiente para ajustar la evolución de la temperatura en la superficie del suelo. Entonces la estimación de los valores de los parámetros  $W$  y  $\kappa$  se simplifica como adelantaron Gao y col. (2003), aunque corrigiendo algunos errores tipográficos. Siguiendo dicho método se comparan las semi-amplitudes observadas en la temperatura del suelo,  $A_1$ , y  $A_2$ , así como los ángulos de fase,  $\Phi_1$  y  $\Phi_2$  en las profundidades respectivas  $z_1$  y  $z_2$

$$A_1 = \Xi_1(z_1) \quad A_2 = \Xi_1(z_2) \quad (8)$$

y

$$\Phi_1 = \Omega_1(z_1, 0) \quad \Phi_2 = \Omega_2(z_2, 0) \quad (9)$$

de donde se obtienen los coeficientes  $\zeta$  y  $\eta$

$$\zeta = \frac{\ln(A_1/A_2)}{z_1 - z_2} = \frac{W}{2\kappa}(1 - \alpha) \quad (10)$$

$$\eta = \frac{\Phi_1 - \Phi_2}{z_1 - z_2}$$

Ambos coeficientes se relacionan con otro parámetro auxiliar,  $\chi$

$$\chi^{1/2} = \frac{\zeta}{\eta} = \frac{1 - \alpha}{\beta} \quad (11)$$

Tras una manipulación algebraica sencilla se deducen unas relaciones entre los parámetros  $\zeta$ ,  $\chi$  y la frecuencia angular que definen a los parámetros  $W$  y  $\kappa$

$$W = -\frac{\omega}{\zeta} \chi^{1/2} \frac{1 - \chi}{1 + \chi} \quad \kappa = \frac{\omega \chi^{3/2}}{\zeta^2 (1 + \chi)} \quad (12)$$

No se debe olvidar, sin embargo, que, como Carslaw y Jaeger (1959) claramente advierten, estas soluciones son válidas cuando se ha alcanzado un régimen permanente. Wiltshire (1982, 1983) exploró con detalle la solución más general de la conducción del calor en el suelo. Por otra parte, Philip (1973) destacaba los posibles errores de la hipótesis de una difusividad térmica aparente constante en especial en los suelos secos de las regiones áridas.

En el caso de días sin precipitación, la difusividad térmica aparente puede ser estimada por alguno de los métodos sugeridos por Horton y col. (1983) como el de la diferencia de amplitudes que a Verhoef y col. (1996) les dio buenos resultados en su estudio de campo, basados en

una solución a la ecuación de flujo difusivo del calor, sin conducción, Carslaw y Jaeger (1959, 2.6.18)

$$T(z, t) = T_0 + \sum_{n=1}^{nh} A_n \exp \left[ \frac{z}{z_{an}} \right] \cos \left[ n\omega t + \varphi_n - \frac{z}{z_{an}} \right] \quad (13)$$

en la que la profundidad de amortiguamiento,  $z_{an}$ , es

$$z_{an} = \left( \frac{2\kappa}{n\omega} \right)^{1/2} \quad (14)$$

En el caso de un único armónico una expresión para estimar el valor de la difusividad térmica aparente (Horton y col. 1983) es

$$\kappa = \frac{\omega}{2} \left[ \frac{z_2 - z_1}{\ln(A_1/A_2)} \right]^2 \quad (15)$$

### 3.- Resultados

La temperatura media diaria del aire sufrió dos descensos bruscos que se detectaron en las temperaturas medias del suelo, como se muestra en la Fig. 2

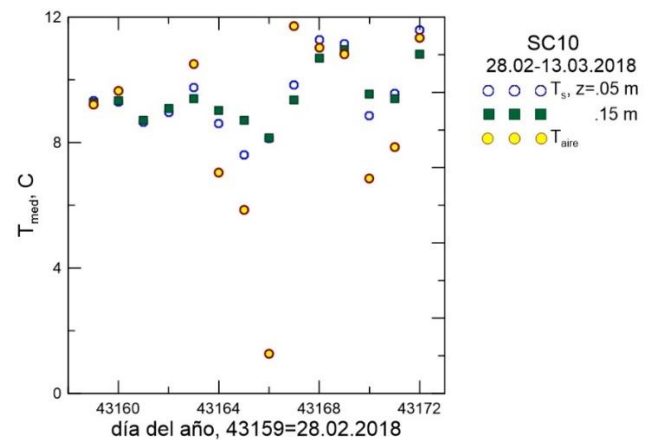
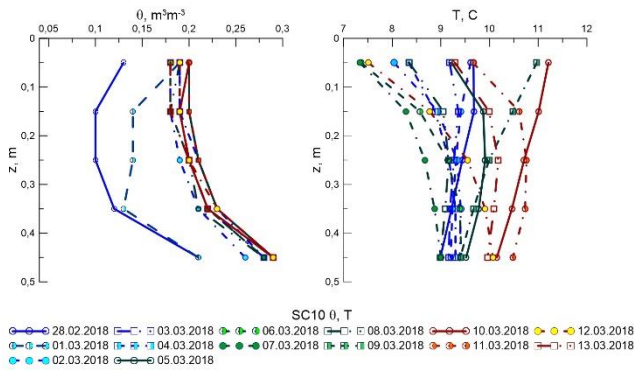


Fig. 2. Temperaturas medias del aire y de los horizontes superiores del suelo en el punto SC10.

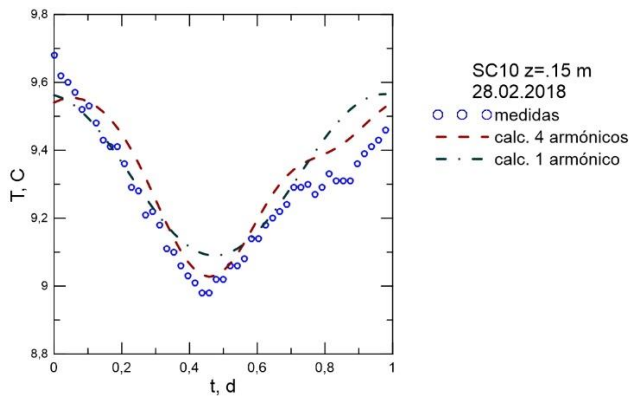
Hay que tener en cuenta que la temperatura del suelo depende, sobre todo, de las condiciones meteorológicas externas, como se ilustra a continuación.

El efecto de los descensos rápidos de la temperatura del aire externo se detectó en los perfiles de la temperatura, aunque no en la humedad del suelo, al menos en los días 5, 6, 11 y 12 de marzo de 2018, como se puede apreciar en la Fig. 3.



**Fig. 3.** Perfiles de humedad y temperatura en el suelo del SC10 medidos a medianoche.

Si se analizan las temperaturas del suelo del día 28 de febrero de 2018, en las que se apreció un cambio como indican las Fig. 1 y 3 es posible estimar el valor de los parámetros  $W$  y  $\kappa$  que se recogen en la Tabla 1. Se ha supuesto que la temperatura del punto más próximo a la superficie, a 0.05 m de profundidad se puede equiparar a la temperatura de superficie, y a partir de ella con los parámetros mostrados en el mismo cuadro, se calculan los valores medidos a la profundidad de 0.15 m en ese día, usando las medidas tomadas cada media hora a lo largo de todo el día. La Fig. 4 permite comparar la bondad de los ajustes. El ajuste de la temperatura de superficie con 4 armónicos permite aproximar mejor la temperatura medida, pero a costa de un esfuerzo de cálculo mayor, sin una notable diferencia.



**Fig. 4.** Comparación de las temperaturas medidas a 0.15 m de profundidad en el sitio SC10 de Santa Clotilde el día 28 de febrero de 2018, con los valores obtenidos con la solución de la ecuación de flujo convectivo y difusivo de calor a partir del ajuste de la temperatura del suelo en superficie con uno y cuatro armónicos.

**Tabla 1.** Parámetros del ajuste de series de Fourier a la temperatura del suelo en superficie, sitio SC10, día 28.02.2018.

Armónicos, $i$	$T_0, C$	$A_i, C$	$\phi_i$
	9.33		
1		.387	.721
2		.148	-1.16
3		.039	1.59
4		.006	2.31

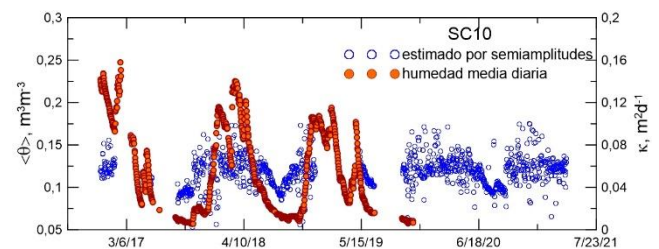
**Tabla 2.** Parámetros del ajuste de series de Fourier a la temperatura del suelo en superficie, sitio SC10, día 28.02.2018.

Nº armónicos	$W, md^{-1}$	$K, m^2d^{-1}$	$e_{NS}$
1	.160	.099	.758
4	.275	.065	.844

Los valores del coeficiente de convección,  $W$ , que se recogen en la Tabla 2 son elevados pues, considerando una capacidad calorífica volumétrica para el agua  $C_w=4.18 MJ m^{-3}K^{-1}$ , y para el suelo  $C_s=2.0 MJ m^{-3}K^{-1}$ , y, suponiendo que la difusividad térmica aparente del suelo no varía con la profundidad, de la ecuación (2), se puede estimar que la intensidad de la recarga del suelo está en torno a  $q=76 mm d^{-1}$  para la estimación con un solo armónico y a  $q=130 mm d^{-1}$  con los cuatro armónicos, que son superiores a la precipitación registrada. Es cierto que la precipitación puede variar localmente y que en los macroporos del suelo se puede concentrar el flujo del agua, pero, aun así, parece excesivo este resultado. Curiosamente Hu y col. (2016) obtuvieron resultados similares, pero no les sorprendió puesto que comentaron la bondad del ajuste del valor de la difusividad térmica aparente, que como en este caso, era razonable.

### 3.1. Evolución de la difusividad térmica aparente estimada a de los datos de temperatura medidos en el sitio SC10

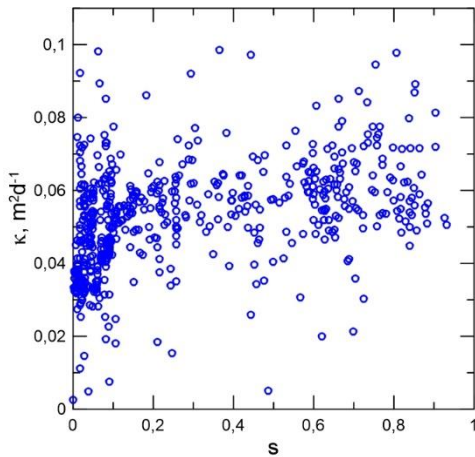
Usando la expresión de la difusividad se han obtenido los datos mostrados en la Fig. 5.



**Fig. 5.** Evolución de la difusividad térmica aparente estimada en los 15 cm superficiales del suelo en el sitio SC10, y de la humedad media en el perfil.

Como se observa la difusividad térmica aparente fluctúa con la temperatura media como había indicado de Vries (1963). Si se comparan ambas magnitudes como se ha hecho en la figura 7, se detecta una relación muy similar a la que obtuvieron Jackson y Kirkham (1958).

Estos resultados parecen confirmar que las estimaciones de la difusividad térmica aparente del suelo deducidas de las medidas de temperatura in situ son razonables, lo que implica también la bondad de los datos adquiridos por los sensores. Se advierte, además que los valores de la difusividad térmica aparente estimada por las diversas soluciones las ecuaciones que describen el flujo de calor por conducción en ausencia de lluvias y por conducción y convección una vez que se estabilizan las condiciones de régimen permanentes son muy próximas, comparando los datos de la Tabla 2 y los de las Fig. 5 y 6.



**Fig. 6.** Relación entre la difusividad térmica aparente estimada en los 15 cm superficiales con el grado de saturación de agua en el suelo en el sitio SC10.

#### 4.- Conclusiones

Aun cuando la estimación de la intensidad de la recarga con la solución de la ecuación de conducción y convección del calor en el suelo admitiendo condiciones de régimen permanente se sobrevalora, tanto esta solución como la del transporte de calor por conducción permiten evaluar la difusividad térmica aparente del suelo a partir de los datos de temperatura adquiridos por los sensores instalados en campo.

En los datos de la difusividad térmica aparente se recoge la influencia de la humedad del suelo de forma razonable.

#### 5.- Bibliografía

- Bakker, M., J.L. Nieber, 2009. Damping of sinusoidal surface flux fluctuations with soil depth. *Vadose Zone J.*, 8, 119-126.
- Bredehoeft, J.D., e I.S. Papadopoulos, 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, 1, 325-328.
- Carslaw, H.S., y J.C. Jaeger, 1959. *Conduction of heat in solids*. 2ª ed. Clarendon Press, Oxford.
- Campbell, G.S., J.D. Jungbauer, W.R. Bidlake, y R.D. Hungerford, 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.*, 158, 307-313.
- Churchill, R.V., J.W. Brown, y R.F. Verhey, 1974. *Complex variables and applications*. 3ª ed. McGraw-Hill, New York.
- Horton, R., P.J. Wierenga, y D.R. Nielsen, 1983. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 25-32.
- de Jong van Lier, Q., y A. Durigon, 2013. Soil thermal diffusivity estimated from data of soil temperature and single soil component properties. *R. Bras. Ci. Solo.* 37, 106-112.
- de Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils, en van Dijk, W.R. (ed.) *Physics of the plant environment*, North Holland, Amsterdam, pp. 210-235.
- Gao, Z.Q., X.G. Fan, y L.G. Bian, 2003. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection in soil. *Soil Sci.* 168, 99-107.
- Hu, G., X. Wu, R. Li, T. Wu, C. Xie, Y. Qiao, J. Shi, W. Li, y G. Cheng, 2016. New Fourier-series-based analytical solution to the conduction-convection equation to calculate soil temperature, determine soil thermal properties, or estimate water flux. *Int. J. Heat Mass Transf.* 95, 805-823.

- Jackson, R.D., y D. Kirkham, 1958. Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 22, 479-482.
- Lu, Y., S. Lu, R. Horton, y T. Ren, 2014. An empirical model for estimating soil thermal conductivity from texture, water content, and bulk density. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 78, 1859-1868.
- Philip, J.R., 1973. Periodic nonlinear diffusion: An integral relation and its physical consequences. *Aust. J. Phys.*, 26, 513-519.
- Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *J. Geophys. Res.* 70, 2821-2827.
- Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *J. Geophys. Res.* 65, 2883-2885.
- Taniguchi, M., 1993. Evolution of vertical groundwater fluxes and thermal properties if aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resour. Res.*, 29, 2021-2026.
- Verhoef, A., B.J.J.M. van den Hurk, A.F.G. Jacobs, y B.G. Heusinkveld, 1996. Thermal soil properties for vineyard (EFEDA-I) and savanna (HAPEX-Sahel) sites. *Agric. For. Meteorol.* 78, 1-18.
- Wang, L., Z. Gao, y R. Horton, 2010. Comparison of six algorithms to determine the soil apparent thermal diffusivity at a site in the Loess Plateau of China. *Soil Sci.*, 175, 51-60.
- Wang, L., Z. Gao, R. Horton, D.H. Lenschow, K. Meng, y D.B. Jaynes, 2012. An analytical solution to the one-dimensional heat conduction-convection equation in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 76, 1976-1986.
- Wiltshire, R.J., 1982. Solutions of the heat conduction equation in a non-uniform soil. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 7, 241-252.
- Wiltshire, R.J., 1983. Periodic heat conduction in a non-uniform soil. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 8, 547-555.





## MONITORING TRIDIMENSIONAL SOIL SALINITY PATTERNS AT THE FIELD SCALE USING ELECTROMAGNETIC INDUCTION SENSING AND INVERSION

J.L. Gómez Flores<sup>1</sup>, M. Ramos Rodríguez<sup>1</sup>, A. González Jiménez<sup>1</sup>, M. Farzadian<sup>2</sup>, J.F. Herencia Galán<sup>3</sup>, B. Salvatierra Bellido<sup>4</sup>, P. Cermeño Sacristan<sup>3</sup>, K.Vanderlinden<sup>1</sup>

<sup>1</sup>IFAPA Centro Alameda del Obispo, Córdoba, Spain.

<sup>2</sup>Instituto Nacional de Investigação Agrária e Veterinária, Oeiras, Portugal.

<sup>3</sup>IFAPA Centro Las Torres, Alcalá del Río (Seville), Spain.

<sup>4</sup>IFAPA Centro Rancho de la Merced, Jeréz de la Frontera, Spain.

**ABSTRACT.** Continuous monitoring of soil salinity/sodicity is essential in environments such as the B-XII irrigation district (SW Spain) where a shallow saline water table and intensive irrigated agriculture create a fragile equilibrium between salt accumulation and leaching in the topsoil. We evaluate to which extent electromagnetic induction (EMI) sensing and inversion with limited calibration can be used to accomplish such monitoring purposes.

EMI surveys were performed in 2017 and 2020 in a field with a heavy clay soil. Soil samples were taken at different locations and depths along a transect and analyzed for salinity/sodicity-related parameters. Inversion of the EMI signals along the transect yielded consistent conductivity images for both years and showed a good relation ( $R^2=0.80$ ) with these parameters.

Our results show that inversion of EMI signals offers a powerful means for monitoring spatial and temporal changing soil salinity/sodicity for the specific conditions of the B-XII irrigation district.

**RESUMEN.** El monitoreo continuo de la salinidad/sodicidad del suelo es esencial en entornos como el distrito de riego B-XII (suroeste de España) donde un nivel freático salino poco profundo y la agricultura de regadío intensivo crean un frágil equilibrio entre la acumulación de sales y la lixiviación en la capa superficial del suelo. Evaluamos las limitaciones de la detección e inversión de inducción electromagnética (EMI) para lograr este propósito.

Las mediciones EMI se realizaron en 2017 y 2020 en una parcela de suelo muy arcilloso. Se tomaron muestras de suelo en diferentes lugares y profundidades a lo largo de un transecto y se analizaron para determinar los parámetros relacionados con salinidad/sodicidad. La inversión EMI en el transecto arrojó imágenes de conductividad consistentes para ambos años y mostró buena relación ( $R^2 = 0.80$ ) con estos parámetros.

Nuestros resultados muestran que la inversión de señales EMI ofrece un método potente para monitorear cambios espacio-temporales en la salinidad/sodicidad del suelo para las condiciones específicas del distrito de riego B-XII.

### 1.- Introduction

Soil salinization/sodification represents a latent threat to soil quality and agricultural sustainability in regions where proper agricultural management in response to specific environmental conditions has enabled the development of a fragile balance between salt buildup and removal rates. Potentially changing climate conditions, short-term fluctuations in irrigation water availability and quality, and saline water table depth, or changes in the soil and water management might disrupt this equilibrium with negative consequences for crop production and soil functionality (e.g. Assouline et al., 2015; Hopmans et al., 2021).

To keep track of the soil salinity status in such environments a growing demand for efficient field monitoring methods exists. Yet, conventional soil monitoring entails periodical soil sampling and laboratory analysis (Corwin and Yemoto, 2017) which are time-consuming, labor-intensive and expensive. In addition, the measurements cannot be repeated at the same locations since the soil sampling procedure is destructive. Alternatively, networks of permanently installed electromagnetic sensors can be used to measure soil moisture, temperature and bulk electrical conductivity at fixed depths. Although such an approach yields quasi-continuous measurements in time, it provides only limited spatial information at the locations where sensors are installed.

Detailed spatial soil information can be obtained through electromagnetic induction (EMI) sensing, which has become one of the most popular methods for characterizing the spatial variability of soils and their properties and states at the field scale (e.g. Doolittle and Brevik, 2014; Pedrera-Parrilla et al., 2016), since it is fast and easy to deploy in the field mainly due to its non-contact and non-invasive nature and its large measurement support volumes ( $\sim m^3$ ). This technique allows the simultaneous measurement of the integrated apparent electrical conductivity (ECa) measured across different soil depths. Under non-saline soil conditions, the ECa is usually related with clay content and soil water content, among other soil properties, while under saline conditions it is the contribution of the solute concentration of the soil water that dominates the ECa signal. When integrated in a mobile measurement platform, these instruments can scan large areas and take thousands

of measurements within a couple of hours. The georeferenced ECa data are then mapped and related with independent measurements of the relevant soil properties for calibration (Triantafilis et al., 2000; Nogués et al., 2006; Corwin and Scudiero, 2016).

Yet, this approach does not directly provide information on the vertical distribution of the “true” soil conductivity (EC) and the related soil properties. Recent methodological advances in hydrogeophysics (Binley et al., 2015) are unlocking the full potential of EMI through joint inversion of multi-receiver data (Triantafilis and Monteiro Santos, 2013; McLachlan et al., 2021) by estimating the vertical distribution of EC across the soil profile, from which soil salinity profiles can be estimated in 2D and quasi-3D (Jadoon et al., 2015; Zare et al., 2015; Koganti et al., 2018; Farzaman et al., 2019; Paz et al. 2020).

In this work we evaluate the potential of EMI tomography for mapping changes in salinity/sodicity between 2017 and 2020 in the reclaimed marsh soils of a commercial field in the B-XII irrigation district in SW Spain. The specific objectives are (1) to provide robust calibration equations to estimate the saturated paste extract conductivity (ECe) and the exchangeable sodium percentage (ESP) from EC using minimal soil analysis data and (2) to map the change in soil salinity/sodicity status between both years at different depths.

## 2.- Material and Methods

### 2.1. Site description

This study was performed in a 4-ha commercial field in the B-XII irrigation district (Lebrija, Seville) (Fig.1), where a flourishing agriculture has developed since the early eighties on the reclaimed saline marsh soils. The area is characterized by an artificially drained shallow saline water table and a rather homogeneous heavy clay soil texture (Moreno et al., 1981; Dominguez et al., 2001). The drainage system in the field consisted of 0.3-m long ceramic sections that form parallel 250-m long pipes, buried at a depth of 1 m and separated by a distance of 10 m. The pipes discharge into a drainage channel along the northern limit of the field.



Fig.1. Study site location.

The climate of the zone is typically Mediterranean, with moderate humid winters and hot dry summers. Annual rainfall ranges from 350 to 1100 mm, with an average of 550 mm. Most of the precipitation falls from November to March. There is practically no rainfall during July and

August. Annual reference evapotranspiration is about 1000 mm on average.

In 2017, the total rainfall between 1 Sept. and the EMI survey day, 21 Nov. (81 days), was 140 mm of which about one third was measured the week before the EMI survey. In contrast, for survey in 2020, total rainfall since 1 Sept. 2019 was 180 mm, distributed over a period twice as long as compared to 2017. The EMI measurement in 2020 was preceded by a long dry period and a smaller amount of rainfall just before the EMI measurement. Therefore, the soil profile is expected to be wetter in 2017 than 2020, as observed also during the soil sampling on both days.

### 2.2. EMI measurements

Electromagnetic induction surveys were conducted in November 2017 and February 2020 using a DualEM21S (DualEM Inc., Milton, ON, Canada). This instrument contains dual-geometry receivers (horizontal, HCP/perpendicular, PRP) at 1 and 2 m from the transmitter and allows simultaneous conductivity sounding down to theoretical depths of exploration near 0.5, 1, 1.5 and 3m.

The sensor is operated at a height of 0.105 m above the soil surface in a customized polyvinyl chloride (PVC) sled towed by an all-terrain vehicle (ATV). A real-time kinematic differential global positioning system (Trimble, Sunnyvale, CA, USA) is used for georeferencing the EMI measurements. EMI data and coordinates are logged on a mesa3 field computer (Juniper Systems, Logan, UT, USA).

Due to hardware configuration problems only the PRP2 (1 m) and HCP2 (3 m) signals were logged during the survey in 2017. In 2017 measurements were performed in the direction of the drainage pipes and in the perpendicular direction. In 2020 measurements were only performed in the former direction since the field was ridged and not transitable in the perpendicular direction.

### 2.3. Soil sampling and laboratory analysis

On both survey dates soil samples were taken at 5 locations along a transect parallel to the drainage pipes (Fig. 2), with 0.2-m depth increments down to 1 m, using a 0.05-m diameter Edelman soil auger. The 25 soil samples obtained on each date were air dried ground and passed through a 2 mm sieve. Saturated soil pastes were prepared according to the standard method (Rhoades 1982), adding deionized water to 200 g of air-dried soil and allowing the sample to reach equilibrium during 24. Subsequently, the extracts were collected and ECe and pH was measured using a conductivity/pH meter (Hanna Instruments, HI5521). The extracts were analyzed for Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, and Ca<sup>2+</sup> using an inductively coupled Plasma Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) (Perkin Elmer Avio 200), for nitrate (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) using an ion-selective electrode (IMACIMUS Multi ION), for Cl<sup>-</sup> an argentometric method (APHA, 1989; Mohr Method, 4500 Cl- B) and an automatic titrator (Mettler Toledo T70); and for sulfate (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) using a turbidimetric method (APHA, 1989,

Method 4500 SO<sub>4</sub>= E) and spectrophotometer UV-VIS (Varian Cary 50).

EC and pH for soil samples was also measured in a 1:2,5 aqueous extract.

Sodium adsorption ratio (SAR) was computed as  $SAR = [Na^+]/([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]/2)^{0.5}$ , with the cation concentration in meq L<sup>-1</sup>. The exchangeable sodium percentage (ESP) was estimated using  $ESP = 1.475 SAR/[1 + 0.0147 SAR]$  (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

#### 2.4. Data processing, inversion and salinity/sodicity classification

Raw georeferenced EMI measurements were corrected for positional error caused by delays in data transmission, reception or logging during the field measurement according to the method proposed by González Jiménez et al. (2021, this issue). The coordinate correction was performed using a time-lag of 1.45 s and 1.55 s for the signals PRP2/HCP2 resulting in a translation of 2.65 m and 2.83 m for PRP2/HCP2, respectively. Before applying this coordinate correction procedure spatially inconsistent and erroneous EMI (or ECa) measurements were removed from the dataset.

The spatial data were interpolated on a 0.5 × 0.5 m grid using the inverse distance method as implemented in Surfer (Golden Software, LLC Boulder, CO) and descriptive statistics were calculated and compared for the surveys of 2017 and 2020.

To estimate the vertical distribution of the electrical conductivity (EC) the four EMI signals were inverted using the EM4Soil software (EMTOMO, Lisbon). EM4Soil estimates pseudo-bidimensional images of the EC distribution across the soil profile, conditioned on the neighboring ECa values. According to the imposed smoothness condition for the estimation of the EC profile, two inversion algorithms are considered (S1 y S2). Both are variations of the Occam regularization method (de Groot-Hedlin and Constable, 1990), being the inversion algorithm S2 the one used in this study since it produced smoother results than S1. More details about the inversion algorithm can be found in Triantafilis y Monteiro Santos (2013). 2D inversions were performed along the transect while 3D inversions for 2017 and 2020 were performed for the entire field, from which maps of EC were obtained for the different sampling depths: 0.1, 0.3, 0.5, 0.7 and 0.9 meters.

The EC values were then converted to ECe and ESP using calibration equations with the analytical soil data. LOOCV is a cross-validation method that calculates as many models as there are observations. The model was fitted each time with all the observations except one, which is used to evaluate the model. The "caret" package from R has been used for the calculation (Kuhn et al., 2020). The resulting maps were categorized according to the criteria of the American salinity/sodicity soil classification, distinguishing 4 zones: Non-saline and non-sodic if ECe <

4 dS/m and ESP < 15%, sodic if ECe < 4 dS/m and ESP > 15%, saline-sodic if 4 < ECe < 8 dS/m and ESP > 15%, and highly saline-sodic if ECe > 8 dS/m and ESP > 15%.

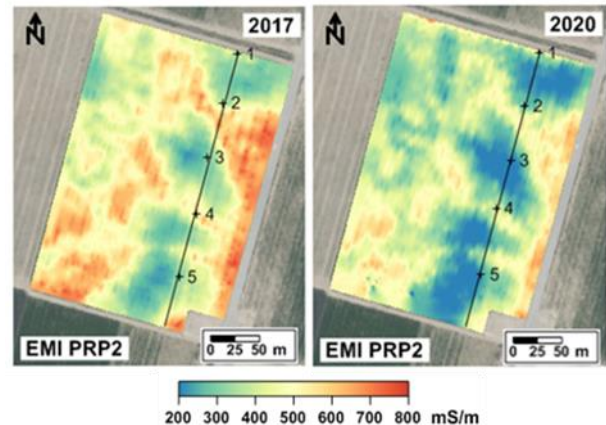


Fig. 2. Maps of EMI signals (ECa values) and location of the sampling points along the transect for the surveys of 2017 and 2020.

### 3.- Results and Discussion

#### 3.1. EMI measurements in 2017 and 2020

The average PRP2 and HCP2 signals were 26 and 17 % larger in 2017 than in 2020, respectively, indicating overall more conductive conditions in 2017 (Table 1). In 2017 and 2020 the PRP2/HCP2 ratio was 1.2 and 1.3, respectively, indicating a slightly less homogeneous conductivity across the soil profile in 2017. The spatial variability (CV) was larger in 2020 for both signals which points towards a more homogeneous conductivity across the field in 2017. For both surveys the CV was smaller for the deep signal (HCP2) than for the shallow signal (PRP2), indicating a more homogenous conductivity distribution in the subsoil than in the topsoil.

Table 1. Descriptive statistics of the interpolated EMI signals (mS/m).

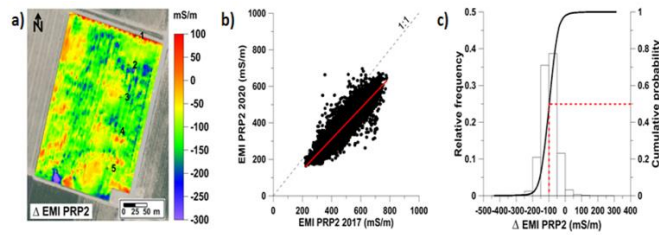
	PRP2 2017	PRP2 2020	HCP2 2017	HCP2 2020
m*	474.0	376.0	566.8	484.2
min	204.9	96.1	337.1	266.3
max	831.0	753.1	790.0	780.7
med	477.5	376.3	574.4	491.1
s	118.7	109.3	98.3	100.0
CV	0.25	0.29	0.17	0.21
Curt.	-0.826	-0.779	-0.885	-0.866
Skewn.	0.019	0.128	-0.185	-0.121

\*m: mean; med: median; s: standard deviation; CV: coefficient of variation

#### 3.2. Temporal evolution of EMI

Fig. 3a shows the increment of the PRP2 signal from 2017 to 2020 ( $\Delta PRP2 = PRP2_{2020} - PRP2_{2017}$ ). The smallest increments (near zero) were observed in the areas with the lowest PRP2 values as also confirmed by Fig. 3b where the deviation from the 1:1 line is largest for the largest PRP2

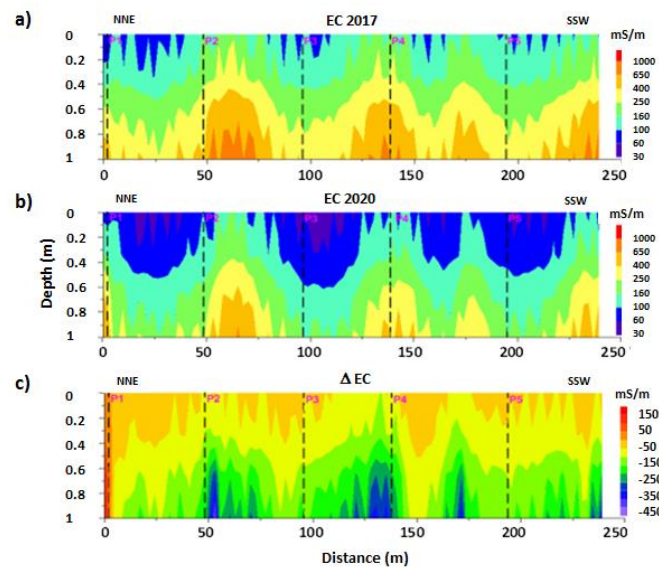
values. The histogram and cumulative probability curve of  $\Delta PRP2$  (Fig. 3c) shows that PRP2 decreased from 2017 to 2020 in most of the field. At about 50 % of the pixels PRP2 decreased by more than 100 mS/m from 2017 to 2020.



**Fig. 3.** a) Increments of the PRP2 signals from 2017 to 2020, b) scatter plot and deviation from 1:1 line, and c) histogram of increments and cumulative probability.

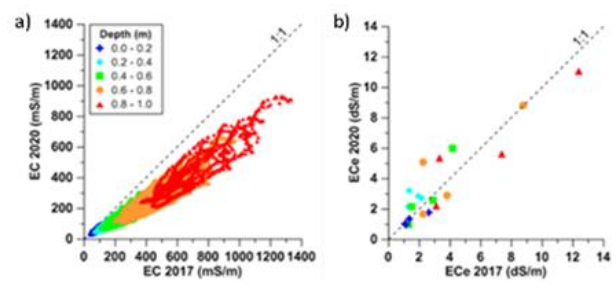
### 3.3. Inversion of EMI datasets

Fig. 4a and Fig. 4b show the EC images of the soil profile along the transect (Fig. 2) for 2017 and 2020, respectively. The most visible differences between both surveys are observed in the top 0.5 m of the soil profile, with larger zones of small EC in 2020. However, the strongest absolute increments are found below 0.5 m. (Fig. 4c).



**Fig. 4.** a) Inverted ECa (EC) profile along the transect for 2017, b) 2020, and c) increments between 2017 and 2020 ( $\Delta EC = EC_{2020} - EC_{2017}$ ).

The relationships between inverted ECa and ECe for 2017 and 2020 (Fig. 5) show that although EC values were higher in 2017 than in 2020, ECe shows a different tendency, with higher ECe at intermediate depths in certain points. These apparently different relationships for EC and ECe between 2017 and 2020 show in this case the predominant effect of variations in soil water versus salt content on the EMI measurements.



**Fig. 5.** Relationships between a) EC and b) ECe for 2017 and 2020.

### 3.4. Correlation between EC and analytical soil parameters

As expected, ECe and ESP increased with depth (Table 2). Overall, ECe was larger in 2020, except for the top and deepest soil layer (0.9 m), although differences in ECe between both years were only significant at 0.3 m depth. ESP showed a similar pattern, although in this case differences between both years were not significant for none of the studied depths. Overall, significant correlations between EC and ECe and ESP were particularly observed for the deeper soil layers and for the wettest year (2017). This result should be considered with caution since only five data points were available at each depth, although it provides evidence of the potential of EMI sensors for assessing and monitoring soil salinity/sodicity in this kind of environments.

**Table 2.** Descriptive statistics of ECe (dS/m) and ESP, and Pearson correlation coefficient with EC by depths.

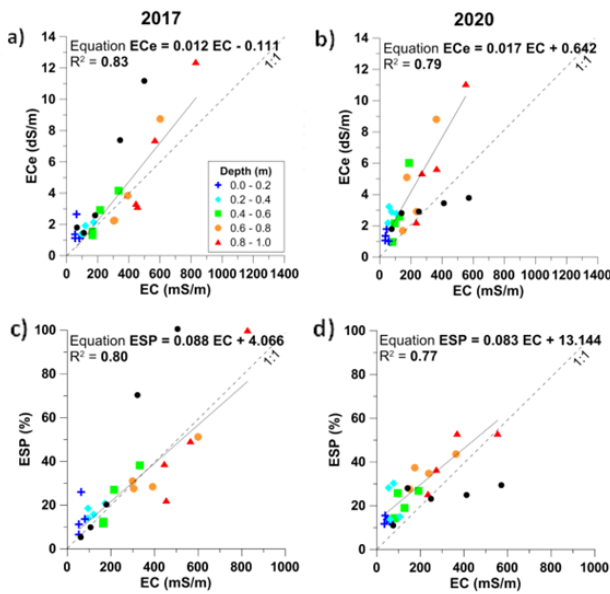
			0.1 m	0.3 m	0.5 m	0.7 m	0.9 m
ECe	m*	2017	1.56	1.68	2.48	4.27	6.56
		2020	1.29	2.76	2.92	4.61	6.07
	T-test	p	0.28	0.03*	0.46	0.72	0.61
		med	2017	1.24	1.64	2.23	3.05
	s	2020	1.20	2.82	2.36	3.98	5.50
		2017	0.73	0.40	1.33	3.08	4.36
	CV	2020	0.47	0.24	0.54	0.72	0.66
		2020	0.28	0.16	0.74	0.68	0.60
	R	2017	-0.02	0.92	0.96	1	0.99
		2020	-0.12	0.22	0.98	0.84	0.96
ESP	m*	2017	14.55	17.52	22.70	31.67	42.88
		2020	13.42	21.81	21.42	35.83	41.93
	T-test	p	0.80	0.51	0.84	0.54	0.70
		med	2017	12.64	17.41	20.09	29.78
	s	2020	13.27	21.56	22.33	36.05	44.66
		2017	8.42	3.02	12.92	15.39	15.79
	CV	2020	1.62	8.65	5.90	6.62	13.53
		2017	0.58	0.17	0.57	0.49	0.37
	R	2020	0.12	0.40	0.28	0.18	0.32
		2017	0.33	0.72	0.96	0.71	0.83
		2020	-0.06	-0.37	0.61	0.85	0.83

\*m: mean; med: median; s: standard deviation; CV: coefficient of variation; R: Pearson correlation coefficient with EC.

### 3.5. Calibration of EMI signals

Due to its anomalous behavior data from point P1 was excluded from the calibration exercise. This point is located at the headland near the service track and the drainage channel (Fig 2), where a superficial drainage tube is provisionally installed in winter to alleviate flooding, causing different hydrological conditions than in the rest of the field.

Different calibration equations were tested. The largest coefficient of determination (R<sup>2</sup>) between EC and ECe and ESP was found for linear equations with R<sup>2</sup> ranging from 0.77 to 0.83 (Fig. 6).



**Fig. 6.** Relationships between a) EC and saturated paste extract EC (ECe) for 2017 and b) for 2020 and between c) EC and exchangeable sodium percentage (ESP) for 2017 and d) for 2020. In black, the soil samples of P1 at different depths that were removed for fitting purposes.

These regression models were validated using the “Leave one out” Cross-Validation (LOOCV) test.

The overall result of this test is summarized in three estimators: Root Mean Squared Error (RMSE), Mean Absolute Error (MAE) and Coefficient of Determination (R<sup>2</sup>). The results of the LOOCV test are shown in Table 3.

**Table 3.** LOOCV test results.

EC	2017			2020		
	RMSE	MAE	R <sup>2</sup>	RMSE	MAE	R <sup>2</sup>
ECe	1.44	1.08	0.75	1.35	1.09	0.74
ESP	14.67	9.16	0.59	6.85	5.75	0.71

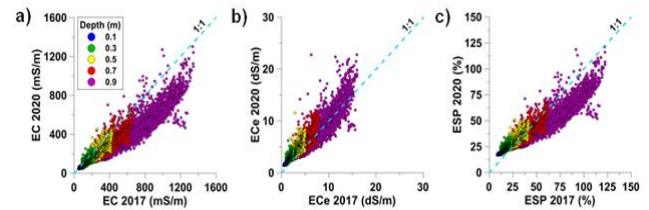
Similar results were obtained in 2017 and 2020 for ECe, but for ESP results were substantially better for 2020. Overall, R<sup>2</sup> ranged from 0.59 (ESP 2017) to 0.75 (ECe 2017). The small ESP in 2017 could be due to the presence

of some anomalous values in view of the RMSE observed in that year.

This test verified the consistency of our models for estimating ECe and ESP from the EC values.

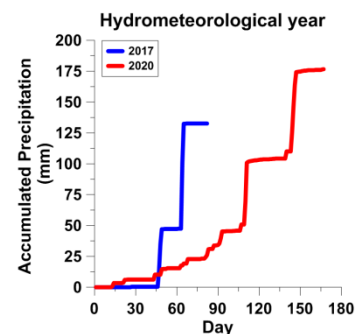
### 3.6. 3D evolution of ECe and ESP with depth between 2017 and 2020

Although EC was overall larger at all depths in 2017, ECe was larger in 2020, except for the 0.9 m depth. Also, larger ESP values are observed in 2020, down to approximately 0.5 m from where the trend changed (Fig. 7).



**Fig. 7.** Relationships of a) EC, b) ECe and c) ESP between 2017 and 2020 for different depths.

The larger EC values obtained in 2017, as compared to 2020 are possibly the result of a wetter soil profile in the former year, as visually observed during the soil sampling. Figure 8 shows the accumulative rainfall between 1 Sept. 2017 and 2019 and the EMI surveys in 2017 and 2020, respectively. Although the total accumulative rainfall in 2020 was larger, the rainfall event of 85 mm between days 64 and 65 caused wetter soil conditions in 2017 as compared to the survey in 2020. This might possibly have promoted the leaching of salts in 2017 down to 0.9 m where the drains are located. In contrast, in 2020, when the profile soil water content was smaller, this process may have been less pronounced, leaving larger salt contents than in 2017 in the upper soil horizons.



**Fig. 8.** Accumulated precipitation from the beginning of the hydrometeorological year (1 Sept.) to the date of measurement with the sensor.

From the combination of the ECe and ESP maps, soil classification maps were prepared for both years according to different salinity and sodicity levels.

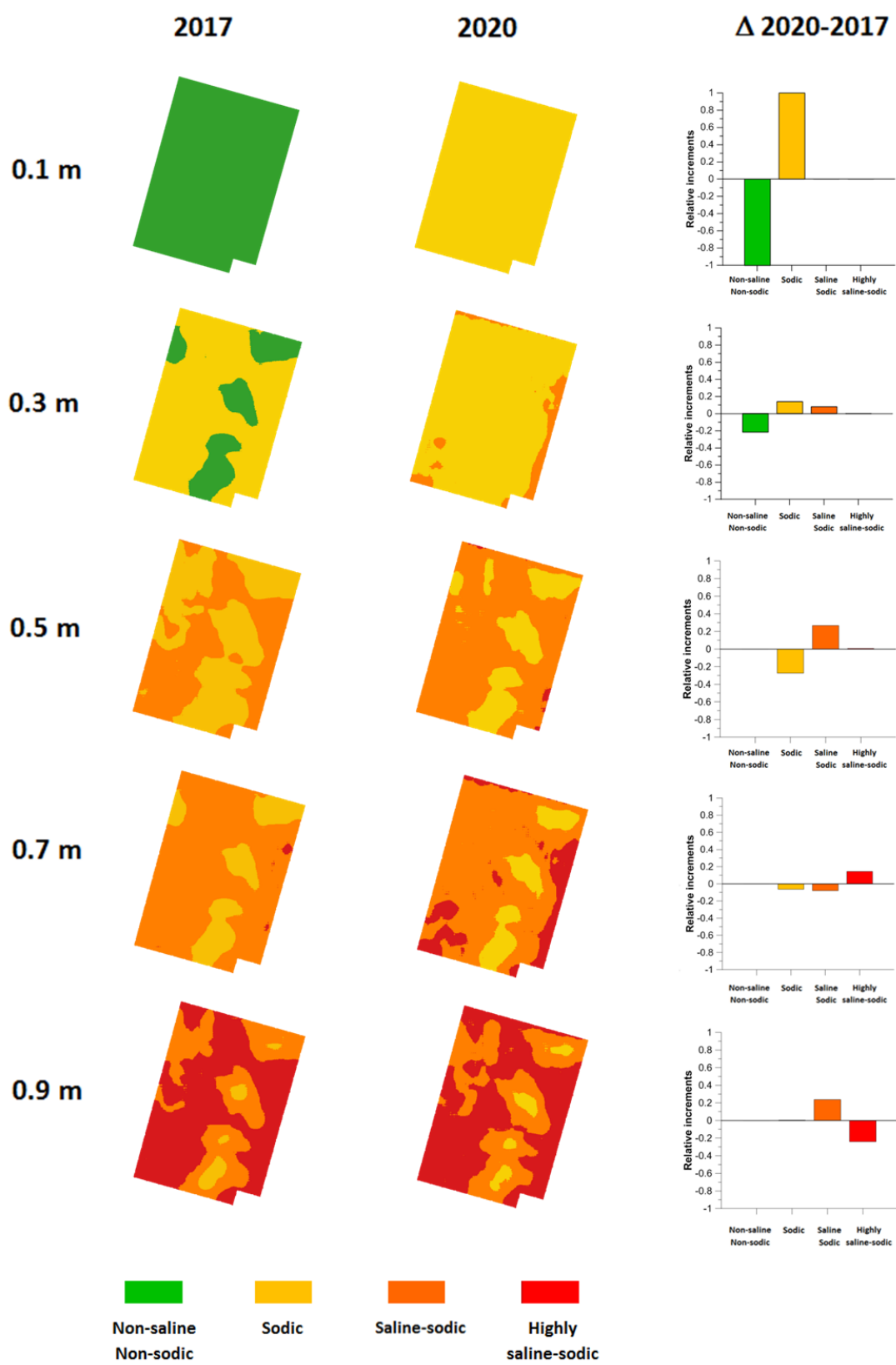


Fig. 9. Changes in salinity/sodicity classification of the study field for different depths.

The increment in the salts content between 2017 and 2020 is particularly apparent in the topsoil (Fig. 9) where the classification of the entire field changed from non-saline/non-sodic in 2017 to sodic in 2018. Changes in deeper horizons are less drastic and correspond to certain areas within the field that correspond to maximum of 20% of the total area of the field. From 0.5 m on the entire field is classified as sodic or saline-sodic, being the predominant class becomes highly saline-sodic for the deepest soil horizon. In 2020, the horizon at 0.7 m showed an evident transition between the 0.5 m and 0.9 m depths. This transition is not observable in 2017, when the presence of highly saline-sodic soil at 0.9 m is more abrupt with respect to the upper horizon. In addition, as can be seen for the horizons at 0.3 and 0.7 m in 2020, when the soil was drier, the zones that begin to change towards classifications of saline-sodic or highly saline-sodic are mainly located near the eastern edge of the field where there is a clear trend in the accumulation of salts. The effect of moisture in the soil profile is decisive for the washing of salts to the depth of the drainage network for the conservation of this agricultural soil. The changes experienced between the two years show that today the balance of these soils is very fragile and that water management here continues to be essential.

Likewise, our results indicate that the inversion of EMI values is a very powerful tool for monitoring changes in salinity and sodicity in this type of soils.

#### 4.- Conclusion

The EMI measurements were larger in 2017 than in 2020, particularly for the PRP2 signal, which explores the soil approximately down to 1m dept. This indicates larger soil apparent electrical conductivity values in 2017 than in 2020 which could be associated to higher soil salinity but also larger soil water content in 2017 as compared to 2020. Laboratory analysis of salinity/sodicity soil parameters showed however smaller values for 2017, particularly in the topsoil.

Inversion of the EMI signals for both years showed the EC changes along the soil profile from which the samples were taken. EC showed a strong correlation with the salinity/sodicity parameters, which allowed us to obtain linear calibration models for the estimation of ECe and ESP from EC, which were validated by LOOCV cross-validation.

Depth-specific EC maps were obtained through inversion for each sampling depths. The linear calibration models were used to estimate the depth-specific spatial distribution of ECe and ESP, which allowed classification of the soil according to its salinity and sodicity characteristics

Our spatio-temporal analysis in this field shows that the soil profile in 2017 was wetter than in 2020. This results in better salt leaching conditions in 2017 as opposed to the dryer conditions in 2020, leading to higher levels of soil salinity and sodicity, a trend that is maintained for all depths except for the 0.9 meter depth where the drainage

network is located and where only small differences were observed between both years with respect to the evaluated soil parameters.

Our results show that the use of EMI sensors such as DualEM-21S show a strong potential for detailed field-scale monitoring of salinity and sodicity in the soils of the B-XII irrigation district. Monitoring of soils at risk of resalinization using EMI is essential since laboratory analysis of soil samples becomes prohibitive for economic reasons.

Future work will address the reliability of the provided calibrations for the DualEM21-S sensor by evaluating their performance in other fields of the B-XII irrigation district.

*Acknowledgement.* This work is funded by the Spanish State Agency for Research through grants PID2019-104136RRC21, PID2019-104136RRC22 and PhD grant PRE2020-095133 and by IFAPA/FEDER through grant AVA2019.018.

#### 5.- References

- APHA. Standard Methods for Examination of Water and Wastewater, 17nd edn. American Public Health Association, Washington (1989).
- Assouline, S., Russo, D., Silber, A., Or, D., 2015. Balancing water scarcity and quality for sustainable irrigated agriculture. *Water Resour. Res.* 51, 3419–3436.
- Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, A., Robinson, D.A., Singha, K., Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour. Res.*, 51, 3837–3866.
- Kuhn et al., 2020. caret: Classification and Regression Training. R package version 6.0-86. <https://CRAN.R-project.org/package=caret>
- Corwin, D.L., Scudiero, E., 2016. Field-Scale Apparent Soil Electrical Conductivity. *Methods Soil Analysis*, Vol 1., SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI
- Corwin, D.L., Yemoto, K., 2017. Salinity: Electrical Conductivity and Total Dissolved Solids. In: *Methods of Soil Analysis*, Vol. 2, SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. doi:10.2136/mta2015.0039.
- Domínguez, R., Campillo, C.D., Peña, F., Delgado, A., 2001. Effect of soil properties and reclamation practices on phosphorus dynamics in reclaimed calcareous marsh soils from the Guadalquivir Valley, SW Spain. *Arid Land Res. Manage.* 15, 203-221.
- Doolittle, J.A., Brevik, E.C., 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma.* 223-225, 33-45.
- Farzadian, M., Paz, M.C., Paz, A.M., Castanheira, N.L., Gonçalves, M.C., Monteiro Santos, F.A., Triantafyllis, J., 2019. Mapping soil salinity using electromagnetic conductivity imaging—A comparison of regional and location-specific calibrations. *Land Degrad. Dev.* 30, 3317.
- González Jiménez, A., Pachepsky, Y., Gómez Flores, J.L., Ramos Rodríguez, M., Vanderlinden, K., 2021. Correcting position of delayed on-the-go field measurements by optimizing nearest neighbor statistics. In: Samper Calvete et al., *Estudios en la Zona no Saturada Vol. XV*
- Hopmans, J.W. et al., 2021. Critical knowledge gaps and research priorities in global soil salinity. *Adv. Agron.*, p.191.
- Jadoon, K.Z., Moghadas, D., Jadoon, A., Missimer, T.M., Al-Mashharawi, S.K., McCabe, F.M. 2015. Estimation of soil salinity in a drip irrigation system by using joint inversion of multicoil electromagnetic induction measurements. *Water Resour. Res.* 51, 3490–3504.
- Koganti, T., Narjary, B., Zare, E., Pathan, A.L., Huang, J., Triantafyllis, J., 2018. Quantitative mapping of soil salinity using the DUALEM-21S instrument and EM inversion software. *Land Degrad. Dev.* 29, 1768–1781.
- McLachlan, P., Blanchy, G., Binley, A., 2021. EMagPy: Open-source standalone software for processing, forward modeling and inversion of electromagnetic induction data. *Comput. Geosci.* 146, 104561.
- Moreno, F., Martín, J., Mudarra, J.L. 1981. A soil sequence in the natural and reclaimed marshes of the Guadalquivir river, Seville (Spain). *Catena*, 8, 201–211.

- Nogués, J., Robinson, D.A., Herrero, J., 2006. Incorporating electromagnetic induction methods into regional soil salinity survey of irrigation districts. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 2075–2085.
- Paz, A.M., Castanheira, N., Farzadian, M., Paz, M.C., Gonçalves, M. C., Monteiro Santos, F.A., Triantafilis, J., 2020. Prediction of soil salinity and sodicity using electromagnetic conductivity imaging. *Geoderma*, 361, 114086.
- Pedraza-Parrilla, A., Van De Vijver, E., Van Meirvenne, M., Espejo-Pérez, A.J., Giráldez, J.V., Vanderlinden, K., 2016. Apparent electrical conductivity measurements in an olive orchard under wet and dry soil conditions: significance for clay and soil water content mapping. *Precis. Agric.* 17, 531–545.
- Rhoades, J.D. Soluble salts. In *Methods of Soil Analysis*, 2nd ed.; Page, A.L., Ed.; Agronomy Monograph No 9; American Society of Agronomy, Inc.: Madison, WI, USA, 1982; Part 2; pp. 167–179.
- Triantafilis, J., Laslett, G.M., McBratney, A.B., 2000. Calibrating an electromagnetic induction instrument to measure salinity in soil under irrigated cotton. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1009-1017.
- Triantafilis, J., Monteiro Santos, F.A. (2013). Electromagnetic Conductivity Imaging (EMCI) of Soil using a DUALEM-421 and Inversion Modelling Software (EM4Soil). *Geoderma*, 211-212: 28-38.
- U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. Handbook N° 60, Washington, DC.
- Zare, E., Huang, J., Monteiro Santos, F.M., Triantafilis, J., 2015. Mapping salinity in three dimensions using a DUALEM-421 and electromagnetic inversion software. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 79, 1729-1740.



## MÉTODO DE LABORATORIO PARA CUANTIFICAR LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE FLUJO PREFERENCIAL DEL SUELO

B. Latorre y D. Moret-Fernández

Departamento de suelo y agua. Estación Experimental de Aula Dei, CSIC., Avda. Montañana 1.005, 50059 Zaragoza, España.  
e-mail: david@eead.csic.es

**RESUMEN.** Este trabajo presenta un método para estimar la conductividad hidráulica de flujo preferencial del suelo,  $K_{PF}$ , según  $K_{PF} = K_T - K_s$ , donde  $K_T$  es la conductividad hidráulica total medida con el método de presión constante y  $K_s$  la de la matriz del suelo, optimizada a partir del tramo transitorio de la curva de infiltración ascendente. Se presenta un análisis para detectar y eliminar un primer salto en la curva de infiltración provocado por la sobrepresión al colocar el cilindro de suelo sobre el sorptivímetro. El método se validó en columna de 5 cm de suelo atravesado longitudinalmente por un tubo cerrado/abierto de 1.5 mm y 2.5 mm de diámetro, respectivamente. Los resultados muestran: (i) la eliminación del primer salto de la curva permite reducir el error de optimización y obtener estimaciones más realistas de los parámetros hidráulicos, y (ii) la diferencia entre  $K_T$  y  $K_s$  permite cuantificar  $K_{PF}$ .

**ABSTRACT.** This work presents a method to estimate the preferential flow hydraulic conductivity of the soil,  $K_{PF}$ , according to  $K_{PF} = K_T - K_s$ , where  $K_T$  is the total hydraulic conductivity measured with the constant pressure method and  $K_s$  is the soil matrix hydraulic conductivity, optimized from the transient upward infiltration curve. An analysis is presented to detect and remove a first jump of the infiltration curve caused by overpressures when placing the soil cylinder on the sorptivimeter. The method was validated in a 5cm high soil column crossed longitudinally by a closed / open tube of 1.5 mm and 2.5 mm in diameter, respectively. The results show: (i) the suppression of the first jump of the infiltration curve allows reducing the optimization error and obtaining more realistic estimates of the hydraulic parameters, and (ii) the difference between  $K_T$  and  $K_s$  allows to quantify  $K_{PF}$ .

### 1.- Introducción

Los suelos inalterados presentan, por lo general, una gran heterogeneidad debido a la presencia de grietas y macroporos que separan agregados, pudiéndose definir en el suelo dos zonas con diferentes propiedades hidráulicas: la matriz del suelo, que alberga los poros más pequeños, y una región de flujo rápido que alberga los poros más grandes. Estas dos regiones presentan funciones de retención de agua y conductividad hidráulica diferentes. La conductividad hidráulica total corresponde a la suma de las contribuciones de la matriz y las regiones de flujo rápido (Lassabatere et al., 2019). La conductividad hidráulica total,  $K_T$ , también llamada conductividad hidráulica de Darcy, se puede estimar con el método de carga constante, en el que se

aplica un flujo de agua a través de una columna cilíndrica de suelo bajo una diferencia de presión constante. (Head, 1982). La conductividad hidráulica de la matriz que aloja los poros más pequeños,  $K_s$ , puede estimarse, por ejemplo, con el método de Latorre y Moret-Fernández (2019) y Moret-Fernández et al. (2020), donde los parámetros  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  del modelo de van Genuchten (1980) se estiman simultáneamente a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente medida en una columna de suelo de 5 cm de altura. Si bien el método permite estimar cuatro de los cinco parámetros de van Genuchten (1980) y puede aplicarse a cualquier tipo de textura de suelo y cilindros inalterados de 5 cm de altura, se desconoce la posible influencia de las sobrepresiones que, debido a la colocación del cilindro de suelo sobre el sorptivímetro, se producen al inicio de la curva de infiltración, y cómo pueden afectar al análisis inverso.

El flujo preferencial, PF, se refiere al fenómeno en el que el agua y el soluto se mueven a lo largo de ciertas vías sin pasar por la fracción porosa de la matriz del suelo (Hendrick y Flury, 2001). Por ejemplo, las plantas pueden generar canales preferenciales por el crecimiento y la descomposición de las propias raíces (Clothier et al., 2008). Existen múltiples procedimientos para caracterizar el flujo preferencial del agua del suelo: inspección visual del perfil del suelo, impregnación del suelo con resina, trazadores o pigmentos que atraviesan una columna de suelo (Kung, 1990; Flury y Wai, 2003), resonancia magnética e imágenes con rayos X a través de análisis tomográficos (Luo et al., 2008), o métodos basados en la técnica de infiltrometría de disco. Esta última técnica, que consiste en combinar experimentos de infiltración en condiciones de sobresaturación (técnica de Beerkan) y tensión negativa (infiltrómetro de tensión), permite cuantificar los flujos hidráulicos con y sin la activación de la red de macroporos (Angulo-Jaramillo et al., 2019). Aunque este método in situ resulta relativamente barato, portátil y no destructivo, la larga duración de los experimentos puede limitar su aplicación en estudios de campo a gran escala.

Este trabajo presenta un nuevo método de laboratorio para cuantificar la conductividad hidráulica del flujo preferencial de agua del suelo,  $K_{PF}$ , utilizando para ello una infiltración ascendente seguida de un paso de sobrepresión.  $K_{PF}$  se calcula como la diferencia entre la  $K_T$ , determinada aplicando el método de presión constante sobre el paso de sobrepresión y  $K_s$  estimada a partir de la zona transitoria de la curva de infiltración ascendente utilizando el método de Latorre y Moret-Fernández (2019)-Moret-Fernández et al. (2020). Previo a la aplicación del método, se desarrolló un nuevo procedimiento para detectar y eliminar el efecto de

posibles sobrepresiones producidas en la curva de infiltración, que consiste en buscar el mejor ajuste entre la curva de infiltración experimental tras eliminar sucesivos tiempos iniciales y la correspondiente curva sintética simulada con la función polinómica de 3 términos (Rahmati et al., 2019) derivada de la ecuación de Haverkamp et al. (1994) y adaptada a una infiltración ascendente (Moret-Fernández y Latorre, 2017; Moret-Fernández et al., 2017). Los valores de  $K$  optimizados con y sin eliminar los tiempos iniciales de infiltración se compararon con los valores de  $K_T$ . Para ello se utilizaron curvas de infiltración medidas en columnas de 5 cm de altura empacadas con suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm atravesado longitudinalmente por tubos de 1,5 y 2,5 mm de diámetro interno. Finalmente, se estimaron los valores de  $K_{PF}$  como la diferencia entre la  $K_T$  con y sin tubo abierto y la correspondiente  $K_s$ .

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Curva de infiltración ascendente y propiedades hidráulicas del suelo

La curva unidimensional de infiltración acumulada ascendente,  $I(t)$ , medida en una columna de suelo de longitud infinita con contenido homogéneo de agua inicial y condiciones finales saturadas puede simularse con la ecuación cuasi analítica de Haverkamp et al. (1994), QEI, según (Moret-Fernández y Latorre, 2017),

$$\frac{2(1-\beta)\Delta K^2}{S^2} t = \frac{2(\Delta K)(I_{1D}+K_i t)}{S^2} - \ln \left[ \frac{1}{\beta} \exp \left( \frac{2\beta(\Delta K)(I_{1D}+K_i t)}{S^2} \right) + 1 - \frac{1}{\beta} \right] \quad (1)$$

donde  $t$  (T) es el tiempo;  $S$  ( $LT^{-0.5}$ ) es la sorptividad;  $\theta_s$  y  $\theta_i$  ( $L^3 L^{-3}$ ) son el contenido volumétrico de agua saturada e inicial del suelo, respectivamente;  $\Delta K = K_s - K_i$ , donde  $K_s$  y  $K_i$  ( $LT^{-1}$ ) son las conductividades hidráulicas correspondientes a  $\theta_s$  y  $\theta_i$ , respectivamente; y  $\beta$  es una constante. La única diferencia entre la Ec. (1) y la de Haverkamp et al. (1994) para infiltración descendente es un cambio de signo en los términos que contienen las conductividades hidráulicas (Moret-Fernández y Latorre, 2017). Moret-Fernández y Latorre (2017) y Moret-Fernández et al. (2017) ya demostraron que el modelo de Haverkamp et al. (1994) adaptado a procesos de infiltración ascendente permitía simular de forma precisa la curva de infiltración ascendente. a tiempos medios.

Basándonos en el trabajo de Rahmati et al. (2019) para infiltraciones descendentes 1D, y considerando despreciable el valor de la conductividad hidráulica inicial, es decir,  $\Delta K \approx K_s$ , la aplicación de la serie de Taylor sobre QEI hasta el tercer orden en potencias de  $t^{0.5}$  resulta en

$$I_{1D\_3T} = St^{\frac{1}{2}} + \left( -K_s \frac{2-\beta}{3} \right) t + \frac{K_s^2}{9S} (\beta^2 - \beta + 1) t^{\frac{3}{2}} \quad (2)$$

o lo que es lo mismo

$$I_{1D\_3T} = c_1 t^{\frac{1}{2}} + c_2 t + c_3 t^{\frac{3}{2}} \quad (3)$$

Las propiedades hidráulicas del suelo se pueden definir también con las funciones de van Genuchten (1980)

$$\Theta(h) = \frac{\theta(h)-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} = \left[ \frac{1}{1+(\alpha h)^n} \right]^m \quad (3)$$

$$K(\Theta) = K_s \Theta^{0.5} [1 - (1 - \Theta^{-m})^m]^2 \quad (4)$$

donde  $\Theta$  es la saturación efectiva [-],  $h$  es la tensión del suelo [L],  $\theta_r$  es el contenido de agua residual [ $L^3 L^{-3}$ ],  $\alpha$  [ $L^{-1}$ ] y  $n$  [-] son parámetros del modelo de curva de retención,  $m=1-1/n$ , y  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada [ $LT^{-1}$ ].

### 2.2. Análisis inverso de la curva de infiltración ascendente

Según Moret-Fernández et al. (2020),  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  y  $K_s$  de la matriz del suelo pueden estimarse a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente transitoria cuando la tensión inicial del suelo,  $h_i$ , está ubicada en la región  $d\theta/dh \approx 0$ , o zona de  $\theta_r$ . Tomando  $\theta_r$  como dato medible, se define la función objetivo  $Q_1$  ( $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_s$ ) que representa la diferencia entre la curva de infiltración ascendente experimental y la simulada con HYDRUS-1D (Moret-Fernández et al., 2020) como

$$Q_1 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_e(t_i) - I_s(t_i))^2}{N}} \quad (5)$$

donde  $N$  es el número de valores de  $I$ , e  $I_e(t_i)$  e  $I_s(t_i)$  son medidas específicas a tiempo  $t_i$ .  $Q_1$  ( $\alpha$ ,  $n$ ,  $K_s$ ) se minimiza para una secuencia de valores de  $\theta_s$  dentro del intervalo [ $\theta_{se}$ ,  $\theta_{se} + 5\%$ ], donde  $\theta_{se}$  es el contenido de agua saturada experimental calculado a partir del agua total infiltrada (Moret-Fernández et al., 2020). Para la optimización, se empleó un método de pasos adaptativos aleatorios modificado (ASSRS) (Schumer y Steiglitz, 1968; Latorre y Moret-Fernández et al., 2019), siendo el valor máximo de tensión  $-9 \cdot 10^9$  cm, que es la tensión máxima permitida por HYDRUS-1D.

En condiciones de suelo saturado y flujo estacionario, la conductividad hidráulica,  $K_T$ , que integra la porosidad total del suelo, se calculó mediante la ley de Darcy (Lichtner et al., 1996) según

$$K_T = q \frac{dz}{dH} \quad (6)$$

donde  $q$  es la densidad de flujo de agua [ $LT^{-1}$ ],  $z$  es una coordenada vertical (L) positiva hacia arriba y  $H = h + z$  es la altura total.

Teniendo en cuenta que la conductividad hidráulica para la porosidad total se define como la suma del flujo de la matriz que alberga los poros más pequeños y las regiones de flujo rápido (Lassabatere et al., 2019), la conductividad hidráulica del flujo preferencial,  $K_{PF}$ , puede definirse como

$$K_{PF} = K_T - K_s \quad (7)$$

### 2.3. Análisis de los tiempos iniciales de infiltración

Teniendo en cuenta el funcionamiento del sistema transductor de presión-tubo de Mariotte empleado por Moret-Fernández y Latorre (2017), se desarrolló un método para detectar y eliminar saltos iniciales de infiltración debido a posibles sobrepresiones producidas tras colocar el cilindro sobre el sorptivímetro. Este procedimiento, que se basa en el desarrollado por Latorre et al. (2015) para la eliminación del efecto de la capa de arena utilizada en la técnica de la infiltrometría de disco, consistió en buscar el mejor ajuste entre la curva de infiltración experimental dentro de los primeros 100 s,  $I$ , y la simulada con la Ec.(3),  $I_i$ , tras eliminar sucesivos tiempos de infiltración hasta un máximo de 3s. Antes de ser analizada, cada curva fue desplazada en tiempo y volumen hasta su origen. El ajuste entre curvas experimentales y simuladas se realizó utilizando un método de mínimos cuadrados no lineal (ponderado) que incorpora el algoritmo de ajuste tipo Levenberg-Marquardt aplicado al modelo no lineal (Moret-Fernández et al., 2020). Para tal fin se utilizó el software R versión 3.5.0 (R Core Team, 2021).

Para cada tiempo inicial se definió la función objetivo,  $Q_2$ ,

$$Q_2 = \sqrt{\frac{\sum \Delta t_i (I_i - I)^2}{\sum \Delta t_i - 1}} \quad (8)$$

que representada respecto al tiempo, permitió determinar el tiempo inicial óptimo de la curva, calculado este último con un método de tangentes.

### 2.4. Sorptivímetro

Las curvas de infiltración ascendente se midieron con un sorptivímetro (Moret-Fernández y Latorre, 2017), que consiste en una base perforada y saturada de 5 cm de diámetro interno (d.i.) que aloja un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de diámetro interno x 5 cm de alto. La base saturada está conectada a un depósito de agua de Mariotte (30 cm de alto, 1,9 cm-d.i.). El nivel del agua dentro del depósito se mide con un transductor de presión diferencial de  $\pm 35$  cm (Microswitch; Honeywell International Inc.) que está conectado a un datalogger (CR1000; Campbell Scientist, Inc., Logan, UT, EE. UU.). El intervalo de medida de infiltración fue de 1 s. Las pérdidas de agua por evaporación se minimizaron cubriendo el cilindro de suelo con una tapa de plástico.

### 2.5. Experimentos de laboratorio

Se realizó un primer experimento de laboratorio para estudiar la influencia de la posible sobrepresión inicial sobre la curva de infiltración. Este consistió en registrar el cambio de presión medido con el transductor de presión cuando un cilindro de 5 cm de diámetro lleno de arena y cerrado por la base por un film plástico es colocado sobre la base saturada del sorptivímetro.

Se realizó un segundo experimento, que consistió en comparar la  $K_T$  medida en columnas de suelo que contienen un canal preferencial artificial abierto/cerrado con la  $K_s$

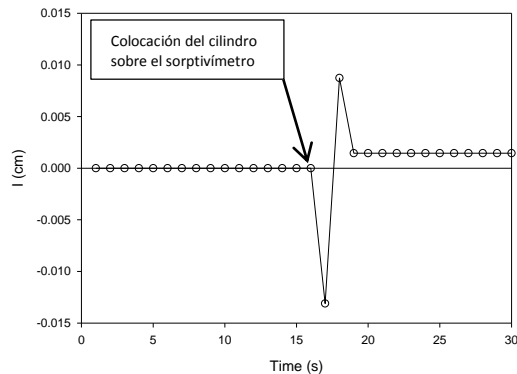
optimizada con y sin eliminar los tiempos iniciales de infiltración. Para tal fin, se empleó un suelo franco arcilloso (20, 50, 30 y 2,0% de arena, limo, arcilla y carbono orgánico, respectivamente) secado al aire (HR <15%) y tamizado a 2 mm. El suelo se dispuso de manera homogénea en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro, el cual fue longitudinalmente atravesado por un tubo de 1,5 mm-d.i. El extremo superior del tubo podía estar indistintamente abierto o cerrado. El suelo se pesó inicialmente para determinar el contenido de agua gravimétrica residual. Antes de iniciar las medidas, se niveló la base del sorptivímetro con respecto a la altura de entrada de aire en el depósito de Mariotte, lo cual confirió presión cero en la base del cilindro. La primera fase de las medidas de infiltración se inició cuando el cilindro con suelo y tubería cerrada se colocó sobre el sorptivímetro, y finalizaron cuando el frente de humectación alcanzó la superficie del suelo y se estabilizó la curva de infiltración. En este momento, se introdujo un paso de sobrepresión de 10 min de duración que consistió en elevar el depósito de Mariotte 2 cm con respecto a la superficie del suelo. A continuación, se abrió el extremo superior de la tubería durante varios minutos, lo que permitió activar el canal preferencial. Estos tres pasos secuenciales permitieron estimar  $K_s$  y la conductividad hidráulica total con tubería cerrada,  $K_{T,c}$ , y abierta,  $K_{T,o}$ .  $K_{T,c}$  y  $K_{T,o}$  se calcularon a partir de las correspondientes secciones de flujo estacionario según Ec. (6), y  $K_s$  y respectivos parámetros de la curva de retención de agua se optimizaron a partir del análisis inverso de la curva de infiltración ascendente (Latorre y Moret-Fernández, 2019; Moret-Fernández et al., 2020) utilizando tanto la curva de infiltración original,  $I_o$ , como la misma curva tras eliminar los primeros intervalos de tiempo,  $I_r$ . Finalmente, se calculó  $K_{PF}$  según Ec.(14).

Una vez finalizado el proceso de infiltración, se pesó el cilindro de suelo, se secó a 105 °C durante 24 h y se volvió a pesar. La densidad aparente del suelo ( $\rho_b$ ) se calculó como el cociente entre el peso seco del suelo y el volumen correspondiente. El contenido de agua volumétrica saturada y residual medida gravimétricamente,  $\theta_{s,w}$  y  $\theta_r$ , se calculó como el producto entre  $\rho_b$  y el contenido gravimétrico de agua saturada y residual, respectivamente (Latorre y Moret-Fernández et al., 2019). Este mismo experimento se repitió utilizando una tubería de 2,5 mm de diámetro interno y una columna sin conducto preferencial.

## 3.- Resultados y discusión

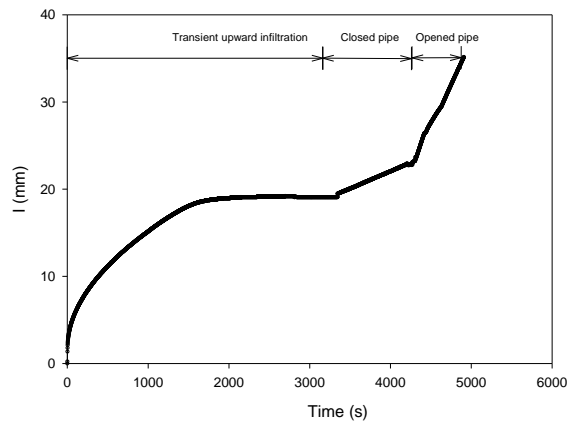
El aumento de presión al colocar el cilindro con base cerrada sobre el sorptivímetro (Fig. 1) indica que el simple hecho de depositar el cilindro sobre el sorptivímetro genera un aumento de altura del nivel de agua dentro del tubo de Mariotte, que puede llegar a modificar los tiempos iniciales de la curva de infiltración acumulada, y por lo tanto alterar el análisis inverso de la curva de infiltración ascendente. Si bien este problema

podría resolverse con métodos alternativos de medida de nivel agua, consideramos que es más efectivo trabajar sobre un método (ver apartado 2.4) que permita detectar y eliminar este salto inicial.



**Fig. 1.** Evolución temporal de la infiltración tras colocar un cilindro con base cerrada sobre el sorptivímetro.

La Fig. 2 muestra la curva de infiltración medida en la columna de suelo durante el proceso de ascensión capilar seguida por el paso de sobrepresión con tubería cerrada y abierta, respectivamente. Una vez estabilizada la curva de infiltración, se observan dos líneas rectas con pendientes crecientes, correspondientes al caudal de agua con tubería cerrada y abierta, respectivamente.

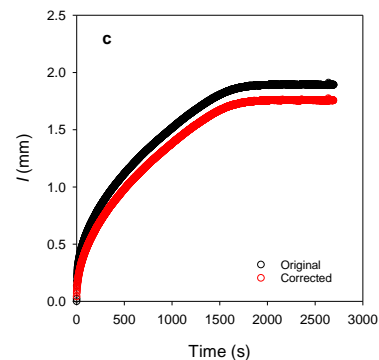
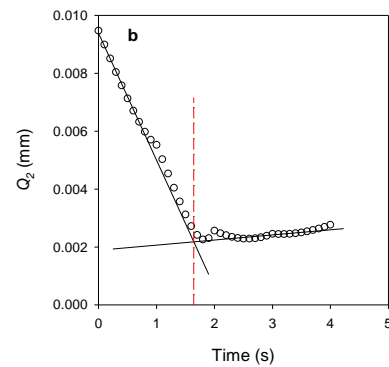
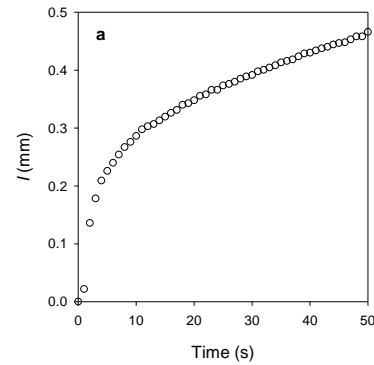


**Fig. 2.** Curva de infiltración acumulada ascendente seguida de un paso de sobrepresión medida en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro atravesado longitudinalmente por una tubería de 1,5 mm de diámetro interno.

Este incremento de pendiente queda reflejado en los valores de las conductividades hidráulicas totales  $K_T$ , donde  $K_{T_o}$  es casi un orden de magnitud mayor a  $K_{T_c}$  (Tabla 1). Como era de esperar,  $K_{T_o}$  aumentó al aumentar el diámetro de la tubería. La  $K_{T_c}$  medida en las columnas con y sin canales preferentes estuvieron dentro del mismo orden de magnitud. Al analizar en detalle los primeros instantes de infiltración de la Fig. 2, se observó un importante salto en el primer segundo de infiltración (Fig. 3a) que debe atribuirse a la sobrepresión provocada al colocar el cilindro del suelo sobre el sorptivímetro (Fig. 1).

**Tabla 1.** Densidad aparente del suelo,  $\rho_b$ , y conductividad hidráulica total con tubo cerrado,  $K_{T_c}$  y abierto,  $K_{T_o}$ , medida sobre el suelo franco arcilloso tamizado de 2 mm sin tubo y con tubo de 1,5 y 2,5 mm de diámetro interno, d.i.

d.i.	$K_{T_c}$	$K_{T_o}$	$\rho_b$
mm	cm s <sup>-1</sup>		g cm <sup>-3</sup>
-	$1,78 \times 10^{-4}$	-	1,43
1,5	$6,55 \times 10^{-4}$	$4,04 \times 10^{-3}$	1,24
2,5	$2,12 \times 10^{-4}$	$1,49 \times 10^{-2}$	1,38



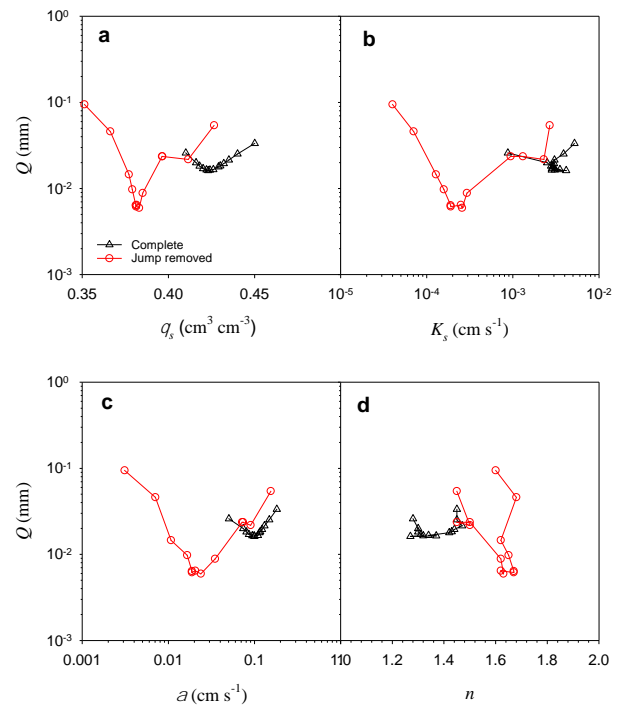
**Fig. 3.** (a) Primeros instantes de la curva de infiltración, (b) evolución temporal de la función objetivo  $Q_2$  y (c) curvas de infiltración original y corregida tras eliminar el primer salto medida en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm y contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro.

Tras aplicar el método de eliminación de los primeros instantes de infiltración, los resultados muestran que este salto puede detectarse y eliminarse al comparar la curva de infiltración experimental, dentro de los primeros 100 s, con la optimizada utilizando la Ec. (4) tras de eliminar sucesivos tiempos iniciales. Los resultados muestran que  $Q_2$  disminuye durante en el primer segundo hasta un valor mínimo, a partir del cual se estabiliza o comienza a crecer (Fig. 3b). El valor más alto de  $Q_2$  observado a tiempo 0 indica que la ecuación 3T no pudo ajustarse satisfactoriamente a la curva experimental. Los resultados muestran también cómo el método de la tangente permite determinar el lapso de tiempo inicial a eliminar. Dado que el modelo 3T es válido para largos tiempos de infiltración (Rahmati et al., 2019), el tiempo de infiltración seleccionado de 100 s está dentro de los límites del modelo. La eliminación de los primeros instantes de infiltración, genera, por consiguiente, una disminución del agua total infiltrada (Fig. 3c).

La comparativa entre  $Q_I$  para un rango de  $\theta_s$ , y las correspondientes relaciones entre  $Q_I$  y  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  calculadas a partir del análisis inverso de las curvas  $I_o$  e  $I_r$  medidas en la columna de suelo atravesada por un tubo de 1,5 mm de diámetro, muestran que la supresión de los primeros instantes de infiltración reduce significativamente el valor de  $Q_I$  (Fig. 4 y Tabla 2), lo cual, a su vez afecta a la estimación de los parámetros hidráulicos restantes. Por ejemplo, el análisis inverso sobre  $I_r$  tendió a reducir los valores de  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $\theta_s$  y aumentar el valor de  $n$ . Así pues, mientras las  $K_s$  y  $n$  optimizados con  $I_o$  presentan en los tres suelos una gran variabilidad (Tabla 2), los correspondientes valores obtenidos con  $I_r$  fueron más estables y cercanos a los descritos para suelos con esta textura (Carsel y Parrish, 1988). Por otro lado, dado que  $K_{T_c}$  representa la conductividad hidráulica total del suelo, el análisis inverso sobre  $I_o$  resultó, en algunos casos, en un inconsistente  $K_{T_c} \ll K_s$ . Este problema, sin embargo, desaparece con el uso de  $I_r$ , donde  $K_{T_c}$  fue en todos los casos mayor que  $K_s$ . Finalmente, la similitud entre  $K_{T_c}$  y  $K_s$  optimizados con  $I_r$  (Tabla 3) indica que el salto provocado por la sobrepresión debe ser detectado y en su caso, eliminado. Dado que las correcciones de la curva de infiltración permiten mejores ajustes y estimaciones de propiedades hidráulicas más realistas, a partir de ahora,  $K_{PF}$  (Ec. 7) se calculará utilizando la  $K_s$  optimizada con  $I_r$ .

A excepción de la columna de suelo con tubería cerrada de 2,5 mm-d.i., donde  $K_{PF}$  tuvo un valor negativo pero muy cercano a cero, la  $K_{PF}$  en los experimentos restantes fue siempre  $> 0$ , y su valor con tubería abierta aumentó al aumentar el diámetro de la tubería (Tabla 2). Si bien  $K_{PF}$  permitió cuantificar la existencia de fenómenos de flujo preferencial, este parámetro no permite cuantificar la importancia de dicho flujo preferencial. Para ello, proponemos definir el orden de magnitud de  $K_{PF}$  utilizando el índice adimensional

$$i_{PF} = \frac{K_T - K_S}{K_S} \quad (9)$$



**Fig. 4.** Convergencia de la función objetivo,  $Q_I$ , para (a) un rango de  $\theta_s$ , y las correspondientes relaciones entre  $Q_I$  y (b),  $K_s$ , (c),  $\alpha$  y (d)  $n$  optimizado utilizando la curva de infiltración original ( $\Delta$ ) y corregida ( $\circ$ ) tras eliminar el primer salto, medido en un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm y contenido en un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de altura y diámetro.

Así pues, cuanto más cerca a cero esté el  $i_{PF}$ , menos significativo será el efecto del flujo preferencial. En este trabajo, consideramos un fenómeno de flujo preferencial despreciable, moderado, o importante cuando  $i_{PF} < 1$ ,  $1 < i_{PF} < 5$ , e  $i_{PF} > 5$ , respectivamente. En el caso de las columnas de laboratorio con tuberías abiertas, el valor de  $i_{PF}$  aumentó con el diámetro de tubería (Tabla 2). Por otro lado, el valor de  $i_{PF}$  próximo a cero obtenido en las columnas de suelo atravesadas por la tubería cerrada de 2,5 mm-d.i., indica que el valor de  $K_{PF}$  es despreciable (Tabla 2). En este caso, el resultado de  $K_{T_c} < K_s$  podría atribuirse a errores experimentales leves o posibles fenómenos de colapso del suelo durante el proceso de sobrepresión.

#### 4.- Conclusiones

Este trabajo presenta un método para estimar la conductividad hidráulica de flujo preferencial,  $K_{PF}$ , de muestras de suelo a partir del análisis inverso de una única curva de infiltración ascendente seguida por un tramo de sobrepresión.  $K_{PF}$ , se calcula como la diferencia entre la conductividad hidráulica total,  $K_T$ , medida con el método de carga constante, y la conductividad hidráulica de la matriz del suelo,  $K_s$ , calculada esta última a partir del análisis inverso de una curva de infiltración ascendente.

**Tabla 2.** Función objetivo, índice  $Q_I$ , parámetros  $\alpha$ ,  $n$ , contenido volumétrico saturado de agua,  $\theta_s$ , y conductividad hidráulica,  $K_s$ , estimados a partir del análisis inverso de la curva de infiltración original,  $I_o$ , y la correspondiente curva tras de eliminar el primer salto,  $I_r$ , conductividad hidráulica de flujo preferencial y el correspondiente índice  $i_{PF}$  calculado con tuberías abiertas,  $K_{PF_o}$ , y cerradas,  $K_{PF_c}$ , respectivamente, medidos en el suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm atravesado longitudinalmente por un tubo de 1,5. o 2,5 mm de diámetro interno, d.i.

Tubo d.i. mm	Curva	$Q_I$ cm	$\theta_s$ $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$	$K_s$ $\text{cm s}^{-1}$	$\alpha$ $\text{cm}^{-1}$	$n$	$K_{PF_c}$ $\text{cm s}^{-1}$	$K_{PF_o}$ $\text{cm s}^{-1}$	$i_{PF_c}$	$i_{PF_o}$
-	$I_o$	$6,82 \cdot 10^{-3}$	0,41	$9,95 \cdot 10^{-5}$	0,014	1,79	-	-	-	-
	$I_r$	$6,68 \cdot 10^{-3}$	0,41	$1,28 \cdot 10^{-4}$	0,013	1,55	$5,00 \cdot 10^{-5}$	-	0,28	-
1,5	$I_o$	$1,62 \cdot 10^{-2}$	0,42	$4,15 \cdot 10^{-3}$	0,099	1,27	-	-	-	-
	$I_r$	$5,96 \cdot 10^{-3}$	0,38	$2,57 \cdot 10^{-4}$	0,024	1,63	$3,98 \cdot 10^{-4}$	$3,78 \cdot 10^{-3}$	1,45	14,7
2,5	$I_o$	$1,21 \cdot 10^{-2}$	0,42	$3,96 \cdot 10^{-4}$	0,052	1,80	-	-	-	-
	$I_r$	$1,00 \cdot 10^{-2}$	0,40	$2,40 \cdot 10^{-4}$	0,026	1,50	$-2,80 \cdot 10^{-5}$	$1,46 \cdot 10^{-2}$	-0,13	57,7

Para lograr este objetivo se propuso un nuevo procedimiento para detectar y eliminar el salto inicial de la curva de infiltración, provocado por la sobrepresión generada tras colocar el cilindro de suelo en el sorptivímetro. Esta corrección, que permitió estimaciones más precisas de las propiedades hidráulicas de la matriz del suelo, fue validada en columnas de un suelo franco arcilloso tamizado a 2 mm, compactado, y atravesado longitudinalmente por un tubo cerrado/abierto de 1,5 mm o 2,5 mm diámetro interno. El método mejorado permitió estimaciones satisfactorias de  $K_{PF}$ . En conclusión, presentamos un método mejorado de infiltración ascendente que además de estimar cuatro de los cinco parámetros de van Genuchten (1980), permite también estimar la conductividad hidráulica del flujo preferencial del agua del suelo.

*Agradecimientos.* Esta investigación fue financiada por el proyecto MITECO PROPAST (CGL2016-80783-R) y ASBIO (PGC2018-094332-B-100). Los autores agradecen al Área de Informática Científica de la SGAI (CSIC) su apoyo técnico en el análisis numérico.

## 5.- Bibliografía

Angulo-Jaramillo, R., V. Bagarello, S. Di Prima, A. Gosset, M. Iovino, y L. Lassabatere. 2019. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters (BEST) across soils and scales. *J. Hydrol.* 576, 239–261.

Carsel R.F., y R.S. Parrish. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755–769.

Clothier, B.E., S.R. Green, y M. Deurer. 2008. Preferential flow and transport in soil: progress and prognosis. *Eur. J. Soil Sci.* 59, 2–13.

Flury, M., y N.N. Wai. 2003. Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Rev. Geophysics* 41, 1002.

Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, y J.Y. Parlange 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 2931–2935.

Head, K.H. 1982, Manual of soil laboratory testing, Vol 2, Pentech Press, ISBN 0-7273-1305-3.

Hendrickx, J.M.H., y M. Flury, M. 2001. Uniform and preferential flow

mechanisms in the vadose zone. In: Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone, pp. 149–187. National Research Council, National Academy Press, Washington, DC.

Kung, K.J.S., 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma* 46, 51–58.

Latorre, B., y D. Moret-Fernández. 2019. Simultaneous estimation of the soil hydraulic conductivity and the vanGenuchten water retention parameters from an upward infiltration experiment. *J. Hydrol.* 572, 461–469.

Latorre, B., C. Peña, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández., 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. *J. Hydrol.* 57, 1–12.

Lassabatere, L., S. Di Prima, S. Bouarafa, M. Iovino, V. Bagarello, y V., R. Angulo-Jaramillo. 2019. BEST-2K method for characterizing dual-permeability unsaturated soils with ponded and tension infiltrometers. *Vadose Zone J.* 18. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.06.0124>.

Lichtner, P.C., C.I. Steefel, y E.H. Oelkers. 1996. Reactive transport in porous Media. *Mineralogical Soc. Am.*, p. 5.

Luo, L., H. Lin, y P. Halleck 2008. Quantifying Soil Structure and Preferential Flow in Intact Soil Using X-ray Computed Tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1058–1069.

Moret-Fernández, D., y B. Latorre. 2017. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and  $\beta$  parameter calculated from an upward infiltration experiment. *J. Hydrol.* 544, 352–362.

Moret-Fernández, D., B., Latorre, y M. Angulo-Martínez. 2017. Comparison of different methods to estimate the soil sorptivity from an upward infiltration curve. *Catena* 155, 86–92.

Moret-Fernández, D., B. Latorre, M.V. López, Y. Pueyo, J. Tormo, y J.M. Nicolau. 2020. Hydraulic properties characterization of undisturbed cores under different soil managements. *Catena*. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104816>.

R Core Team. 2021. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>

Rahmati, M., B. Latorre, L. Lassabatere, R. Angulo-Jaramillo, y D. Moret-Fernández. 2019. The relevance of Philip theory to Haverkamp quasi-exact implicit analytical formulation and its uses to predict soil hydraulic properties. *J. Hydrol.* 570, 816–826.

Schumer, M.A. y K. Steiglitz. 1968. Adaptive step size random search. *IEEE Trans. Automatic Control.* 13, 270–276.

van Genuchten, M.T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.

## IMPACTO DEL USO DE ASTILLAS DE MADERA COMO ENMIENDA AL SUELO EN UN FILTRO VERDE PILOTO: ATENUACIÓN DE NUTRIENTES

L. Barbero<sup>1,2</sup>, V. Martínez-Hernández<sup>1\*</sup>, B. Huidobro López<sup>1,2</sup>, R. Meffe<sup>1</sup>, R. Pradana<sup>1,2,3</sup>, J.A. Hernández-Martín<sup>4</sup>, A. de Santiago-Martín<sup>1</sup> y I. de Bustamante<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>IMDEA Agua, Avda Punto Com 2, 28805, Alcalá de Henares, Spain. \*E-mail: virtudes.martinez@imdea.org

<sup>2</sup>Universidad de Alcalá, Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias, Campus externo. Ctra A-II km 33,6, 28871, Alcalá de Henares, Spain.

<sup>3</sup>Grupo Eulen (Madrid), Calle del Valle de Tobalina, 56. 28021 Madrid, Spain.

<sup>4</sup>Arcadis, Calle Orense nº4, p11, 28020 Madrid, Spain.

**RESUMEN.** Los filtros verdes (FVs) son plantaciones forestales que aprovechan la acción conjunta del sistema suelo-planta-microorganismos para tratar agua residual. El objetivo de este trabajo es evitar la lixiviación de nutrientes maximizando la eficiencia del tratamiento en un FV piloto mediante: i) la incorporación de enmiendas en el suelo y ii) el manejo del riego. Los resultados muestran que la eliminación de nitrógeno por desnitrificación es mayor con la enmienda de astillas, ya que fomenta la actividad microbiana por el aumento de la relación C/N, así como con riegos de menor carga y mayor frecuencia que favorecen condiciones anaerobias al mantener la humedad en el suelo. Sin embargo, las astillas y el manejo del riego no mejoran la eliminación de fósforo. El agua subterránea analizada no está afectada por el aporte de nutrientes ligado al riego del FV.

**ABSTRACT.** Vegetation Filters (VFs) are forestry plantations that take advantage of the soil-plant-microorganism system mutual action to treat wastewater. The objective of this study is to avoid nutrient leaching by maximizing the treatment efficiency in a pilot VF through: i) the incorporation of soil amendments and ii) the irrigation management. Nitrogen removal by denitrification is greater with woodchip amendment (it boosts microbial activity by increasing the C/N ratio) and with lower loads and more frequent irrigations (it favors anaerobic conditions by maintaining soil moisture). Woodchips and irrigation management do not improve phosphorus removal. Groundwater is not affected by nutrient leaching from the VF.

### 1.- Introducción

Las limitaciones técnicas y económicas de poblaciones aisladas y pequeños municipios comprometen la eficacia de los sistemas convencionales de tratamiento de aguas residuales urbanas. En este contexto, adquiere especial relevancia desarrollar tecnologías de tratamiento de aguas residuales más sostenibles, replicando (o imitando) los procesos de atenuación en la naturaleza. Dentro de estas tecnologías, que se conocen con el nombre de Soluciones basadas en la Naturaleza (SBN), se incluyen los tratamientos no convencionales, como los Filtros Verdes (FVs). En los FVs el agua residual se somete a un

pretratamiento para, posteriormente, ser aplicada mediante inundación de surcos o por sistemas de goteo para el riego de cultivos forestales. La depuración en el suelo se lleva a cabo por la acción conjunta del suelo, los microorganismos y la vegetación superior mediante procesos de biodegradación, sorción y absorción por las plantas (Martínez-Hernández et al., 2018). Sin embargo, en ocasiones, el uso de aguas residuales como aguas de riego puede conllevar efectos adversos como, por ejemplo, el lixiviado de nutrientes por cargas hidráulicas excesivas, la precipitación de sales en el suelo o el estrés al que se ve sometida la vegetación por excesivas cargas de nutrientes y otros contaminantes (Al-Jamal et al., 2002; Vázquez et al., 2006; Dukes et al., 2010; Diaz et al., 2019). Por ello es necesario desarrollar acciones que maximicen el tratamiento en los FVs y minimicen estos efectos indeseados.

Una de estas acciones es la incorporación de enmiendas al suelo. Resultados previos del grupo, procedentes de ensayos a escala de laboratorio, indican que la incorporación de astillas de madera al suelo aumenta considerablemente el tratamiento de nitrógeno, ya que la materia orgánica añadida favorece la actividad microbiana (Meffe et al., 2016; Martínez-Hernández et al., 2020). Otra de las acciones es la optimización de la aplicación del riego, dado que la dinámica de infiltración desempeña un papel importante en el tratamiento. Otros autores han observado mejoras en el tratamiento cuando el riego se realiza de forma intermitente (Li et al., 2015), o bien con bajas cargas de riego y aplicación frecuente en función de las demandas hídricas de las plantas (Duan et al., 2009; Zotarelli et al., 2010) y procurando una repartición homogénea del riego aplicado (Dukes et al., 2010; Lasa et al., 2011).

Este trabajo se enmarca en el proyecto FILVER+, cuyo objetivo global es evaluar si el uso de enmiendas en el suelo de FVs produce una mejora en el tratamiento del agua residual, así como determinar la influencia de la forma y carga de riego aplicada en dicho tratamiento. En este contexto, el presente trabajo se centra específicamente en valorar la mejora del tratamiento de nitrógeno y fósforo en un FV mediante: i) la aplicación de astillas de madera como enmienda, ii) las modificaciones en el manejo del riego.

## 2.- Metodología

### 2.1. Diseño experimental y piloto

El presente trabajo se ha realizado en el FV situado en las instalaciones del Instituto IMDEA Agua (Alcalá de Henares, Madrid). El FV se riega diariamente con el agua residual generada en el propio edificio. Este agua es pretratada mediante un tanque *Imhoff* de 9 m<sup>3</sup>, desde el que se bombea en pulsos de, aproximadamente, 300 L hasta el FV. El piloto cuenta con una superficie de 56 m<sup>2</sup> distribuida en 6 caballones o hileras de 8 chopos (*Populus euroamericana*, clon I-214) con un marco de plantación de 1m x 1m, entre los que discurren 5 calles o surcos de riego. El análisis granulométrico del suelo del FV muestra una distribución de tamaño de partícula mineral de 42,5% de arena, 26% de limo y 31,5% de arcillas, por lo que se clasifica como suelo franco arcilloso (Soil Survey Staff, 1999).

Los volúmenes de riego necesarios se establecen en base al balance hídrico diario, atendiendo a los requerimientos de la planta y a la cantidad de precipitación. No obstante, el volumen real aplicado está condicionado por la cantidad de agua residual producida en el propio edificio. Puesto que el riego se realiza diariamente, los volúmenes de agua que se infiltran en forma de recarga neta del acuífero subyacente se estiman para cada evento de riego. El experimento consta de 3 periodos (Fig. 1) diferenciados por: i) la frecuencia y sistema de riego, y ii) la presencia o ausencia de enmiendas. El periodo 1 (P1) abarca desde enero de 2018 hasta abril de 2019. Durante el P1 el suelo está inalterado, sin enmiendas y cada calle se riega por inundación una vez por semana. El periodo 2 (P2), se extiende desde la colocación de la enmienda mezclada con el suelo en abril de 2019 hasta julio de 2020. La aplicación de la enmienda en el P2 se llevó a cabo mezclando 3% (en peso) de astillas de madera con los primeros 15 cm de suelo del FV. Las astillas se obtuvieron de la poda (diciembre de 2018) de la propia biomasa producida en el FV durante dos años, y se dejaron secar al aire hasta su incorporación en el suelo. Durante el P2 la frecuencia y sistema de riego se mantienen como en el P1. El periodo 3 (P3) comienza en julio de 2020 con la incorporación de un lecho de 10 cm de espesor de astillas sobre el suelo de los surcos de riego del FV. A su vez, se instala un sistema de riego por goteo con tuberías de 20 mm perforadas en todas las calles. Las tuberías cuentan con goteros turbulentos con el paso de luz máximo permitido por el diseño (8 L/h) para evitar el depósito de sólidos en suspensión, que están espaciados en tramos de 25 cm para garantizar la uniformidad del riego.

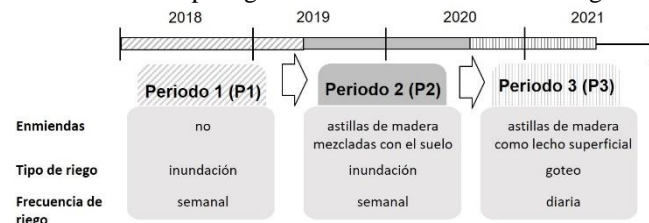


Fig. 1. Línea temporal de los periodos descritos y los cambios realizados en el FV piloto.

Además, en el P3 se cambia la frecuencia de riego de semanal a diaria. Esto implica una reducción de la tasa de riego diaria pero no del volumen total tratado semanalmente. A partir de marzo de 2020, incluyendo los últimos meses del P2 y el P3 completo, la calidad de agua residual disponible para el riego está condicionada por una menor afluencia de trabajadores en el edificio (régimen de teletrabajo como medida de contención sanitaria frente a la COVID-19).

### 2.2. Muestreo

Para determinar la eficiencia del tratamiento del FV, se han realizado muestreos periódicos semanales de: i) el agua residual utilizada para el riego (INF), ii) el agua que se infiltra a través de la zona no saturada a 15 y 45 cm de profundidad (C15 y C45, respectivamente) y, finalmente, iii) el agua subterránea del acuífero subyacente (Pz). El muestreo del agua de infiltración a las dos profundidades se realiza mediante dos cápsulas de succión de acero inoxidable SW-071-260 (Soil Measurement Systems, Huntington Beach, CA, USA) instaladas en la parte central del FV piloto para evitar los efectos de borde. Tras cada evento de riego se ejerce una succión mediante una bomba manual, modelo 1002-SSAT (Irrrometer, Riverside, CA, USA) hasta alcanzar la tensión de aproximadamente -33kPa, que se corresponde de forma teórica con el contenido en agua definido como capacidad de campo (Richards y Weaver, 1944). La diferencia de presión entre el interior de la cápsula y el suelo húmedo circundante genera un flujo de agua a través de la placa de acero microporoso. El agua almacenada en las cápsulas se recolecta sucesivamente ejerciendo una succión y forzando el flujo desde los dispositivos hasta las botellas de recolección de 1L, ubicadas en superficie.

En el último periodo (P3) la bomba manual se reemplazó por una bomba de vacío automática (VS-Pro, UMS GmbH München, GE), que permite fijar la tensión a la que debe mantener la succión, ajustándola de forma automática con cada riego y, a la vez, tomar muestra del agua infiltrada durante el tiempo que dura el paso del frente de humedad.

El agua subterránea se muestrea también semanalmente mediante una red de piezómetros instalada en la parcela. Los piezómetros se encuentran aguas arriba (Pz7) y aguas abajo (Pz11) del FV piloto y presentan una profundidad de entre 10 y 15 m. El día previo al muestreo se realizan medidas de piezometría y se procede a la purga de los piezómetros mediante una bomba sumergible (bomba Grundfos MP1) con el fin de obtener, al día siguiente, muestras representativas del acuífero. Las muestras de agua subterránea se recolectan deslizando en el interior de los piezómetros un *bailer* de teflón.

El muestreo de suelo se realiza anualmente mediante la toma de muestras alteradas con una barrena manual (Eijkkamp, Agrisearch Equipment) a 15 y 45 cm de profundidad, al inicio y final de las tres calles centrales del FV. El suelo se seca al aire y se tamiza (< 2 mm) previamente a su análisis.



### 2.3. Análisis

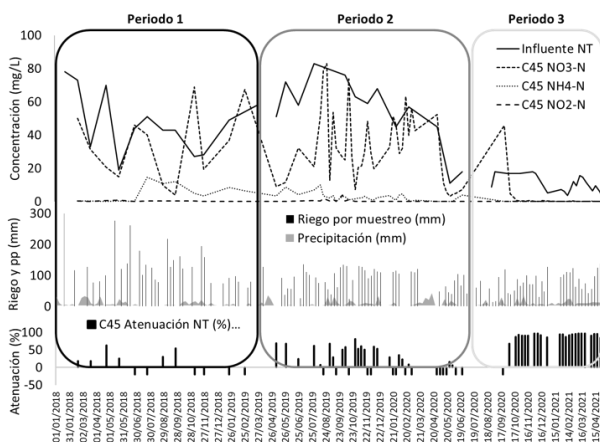
En las muestras recolectadas se han realizado análisis de parámetros *in situ*: pH, conductividad eléctrica (CE), potencial redox y O<sub>2</sub> disuelto, así como la cuantificación de nitrato mediante espectrofotometría ultravioleta con el analizador multiparamétrico portátil PASTEL-UV. En los laboratorios de IMDEA Agua se han analizado iones mayoritarios (Cl<sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, OH<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>) por cromatografía iónica, nitrógeno total (Nt), fósforo total (Pt) y demanda química de oxígeno (DQO) mediante fotometría, atendiendo a los métodos estandarizados recogidos en Eaton *et al.* (2005). El análisis físico-químico completo se realiza mensualmente, mientras que los iones mayoritarios se cuantifican semanalmente.

En las muestras de suelo del FV se ha determinado el pH y la CE en una proporción 1:5 de suelo:agua. El contenido en materia orgánica se ha medido mediante el método de pérdida de peso por ignición y el contenido de nitratos mediante cromatografía iónica después de la extracción descrita por Griffin *et al.* (2011). El análisis del nitrógeno total Kjeldahl (NTK) se ha llevado a cabo siguiendo lo establecido en la norma UNE 77318: 2001. Para la determinación del Pt se ha realizado una digestión ácida asistida por microondas y posterior cuantificación en el extracto mediante espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). La capacidad de intercambio catiónico (CIC) se ha determinado mediante el método del acetato amónico para finalmente medir la concentración de Na<sup>+</sup> utilizando ICP-MS.

## 3.- Resultados y discusión

### 3.1. Nitrógeno

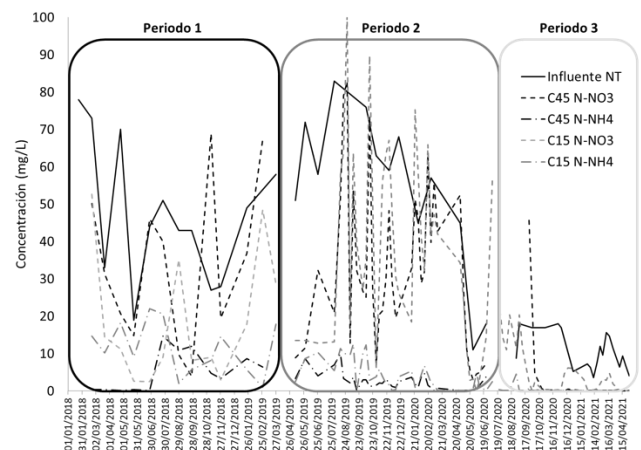
Los resultados obtenidos muestran comportamientos diferentes para cada periodo (P1, P2 y P3), tanto en la eliminación de nitrógeno como en la concentración de las distintas especies (Fig. 2).



**Fig. 2.** Evolución de la concentración de las especies del nitrógeno y porcentaje de atenuación a 45 cm durante los 3 periodos de estudio, así como del riego y de la precipitación en cada evento.

Durante el P1 (sin enmienda y con riego por inundación una vez por semana) se observa una mayor lixiviación de amonio. En este periodo se dieron, en eventos puntuales, unos elevados volúmenes de riego (entre 150 y 300 mm). La mayor carga de riego aplicada en P1 con respecto al P2 y P3 es probablemente una de las principales causas de esta lixiviación, tal y como describen otros autores (Vázquez *et al.*, 2006; Díaz *et al.*, 2019) que también observaron fenómenos de lixiviación de nitrógeno cuando se aplican elevadas cargas de riego puntuales. Durante el P1, con el suelo inalterado, también se observa un desfase en la variación de las concentraciones de nitrato y amonio a 15 y 45 cm, indicando un retardo en la llegada de los contaminantes, pero sin identificarse un proceso de atenuación significativo (Fig. 3).

En el P2, la incorporación de enmienda mezclada con los primeros 15 cm de suelo y la consiguiente alteración de su estructura, aumenta la porosidad y el tamaño de poros. Este cambio en la estructura del suelo permite mayores contenidos de humedad en el suelo y conlleva una mayor aireación y por ende condiciones más oxidantes. Estas condiciones favorecen los procesos de nitrificación, como se observa en la disminución de amonio y en el aumento de las concentraciones de nitrato en el agua de infiltración a 45 cm durante el P2 (Fig. 2). En la Fig. 3 se muestra también cómo al incorporar la enmienda en forma de mezcla, provoca que los picos de nitrato a 15 y 45 cm se acompañen en el mismo evento de riego, a diferencia del desfase que ocurría en el P1. Este hecho también quedaba reflejado en los tiempos calculados de paso del frente de riego en las curvas de humedad a 15 y 45 cm, indicando que ambas profundidades tienen un comportamiento similar desde el punto de vista de la dinámica de infiltración (datos mostrados en el artículo complementario de Barbero *et al.*, 2021a (enviado)).



**Fig. 3.** Comparativa de la evolución de la concentración de nitrato y amonio a dos profundidades (15 y 45 cm) durante los 3 periodos de estudio.

Por otro lado, durante el P3 se obtienen elevados valores de eliminación del nitrógeno (66% y 84% a 15 y 45 cm, respectivamente). Esta mejora en el tratamiento se explica por el efecto conjunto de la nueva adición de enmiendas,

procesos naturales y factores relativos al manejo del riego del FV. La adición de un lecho de 10 cm de espesor de astillas sobre el suelo aumenta la relación C/N en el agua fomentando aún más la actividad microbiana.

La compactación de los primeros 15 cm de suelo se observa durante el P3, ocurre de forma natural promoviendo una infiltración más paulatina que en el P2. Finalmente, el cambio a un sistema de riego por goteo junto con el aumento de la frecuencia de riego permite una disminución de las cargas aplicadas en cada riego sin reducir significativamente los volúmenes de agua tratados semanalmente. Estos cambios mejoran el tratamiento (Fig. 2) por aprovechamiento más eficiente por parte de las plantas y la alternancia de condiciones óxicas y anóxicas en el suelo. El sistema de riego por goteo, con bajas cargas hidráulicas y aplicación frecuente, ha demostrado ser efectivo en línea con otros estudios que han conseguido reducir la lixiviación de Nt modulando el manejo del riego (Dukes et al., 2010; Lasa et al., 2011; Zotarelli et al., 2011).

El riego por inundación con elevadas cargas aplicado en surcos en el P1 y el P2, puede provocar zonas con exceso o defecto de riego que se traducen en lixiviados de nutrientes o estrés para la vegetación, respectivamente. Sin embargo, la disminución de la carga por evento junto con el aumento de la frecuencia de eventos de riego implica que el suelo tiene ciclos de humectación y secado diarios, con una menor variabilidad de los contenidos de humedad, fomentando procesos de nitrificación y desnitrificación en la rizosfera (Duan y Fedler, 2007). Además, las podas llevadas a cabo cada dos años favorecen la absorción de nutrientes en los periodos vegetativos sucesivos por la creciente demanda del árbol (Hooda et al., 2003; Fedler y Green, 2006). Este mayor requerimiento de nutrientes contribuye a las mejoras en la eliminación de Nt observada en el P3, especialmente en los periodos activos de las plantas o meses estivales.

El P3 se desarrolla en plena pandemia COVID-19 donde el teletrabajo es frecuente y la cantidad de trabajadores en el edificio se reduce drásticamente. El régimen de teletrabajo como medida de contención sanitaria frente a la pandemia tiene un efecto inmediato en la calidad del agua de riego, que se traduce en una bajada notable de las concentraciones de nitrógeno (Fig. 2), y otros contaminantes (ej. contaminantes de preocupación emergente) (resultados mostrados en el artículo complementario Huidobro et al., 2021 (enviado)), en el agua residual con respecto a los dos periodos de estudio anteriores. La confluencia de estos factores ha conducido a fenómenos de desnitrificación durante el P3 en el cual se obtiene un porcentaje medio de atenuación de Nt de 84% a 45 cm de profundidad.

Como cabía esperar, se observan concentraciones de N-NO<sub>2</sub> muy bajas (< 0,9 mg/L) en el agua de infiltración en los 3 periodos, lo cual se debe a la inestabilidad de esta especie química bajo las condiciones ambientales de estudio (Stumm y Morgan, 1981).

La reducción del contenido de nitratos observada en el suelo (Tabla 1) en marzo de 2021 (P3) y la ausencia en el

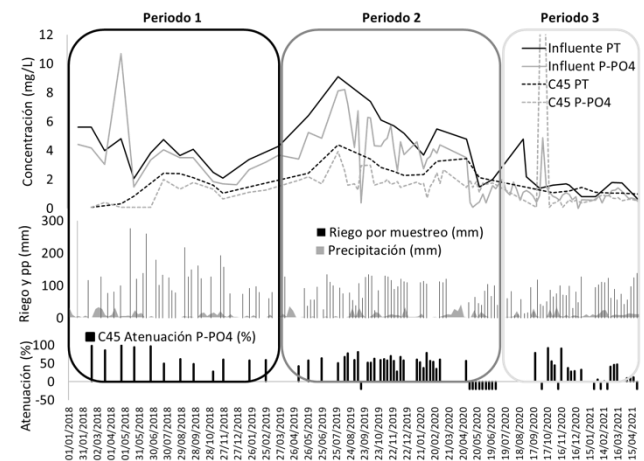
lixiviado indica la presencia de procesos de desnitrificación. Del mismo modo, el ligero aumento del NTK y de la materia orgánica en el suelo sugiere el desarrollo de una mayor actividad microbiana, posiblemente responsable de esa desnitrificación. Las medidas realizadas en el suelo en julio de 2020 (P2) confirman que las astillas de madera representan una fuente extra de materia orgánica, que incrementa en un 60%.

**Tabla 1.** Evolución de los parámetros físico-químicos del suelo en los primeros 15 cm de profundidad durante los periodos de estudio.

Parámetro	Feb 2017 (inicio)	Abr 2018 (P1)	Mar 2019 (P1/P2)	Jul 2020 (P2/P3)	Mar 2021 (P3)
pH	8,2	8,5	8,1	8,1	8,4
CE (dS/cm)	140,0	151,0	176,0	212,0	144,0
Materia Orgánica (%)	1,7	1,9	1,8	2,9	3,0
Nitratos (mg/kg)	45,5	80,5	125,0	130,0	26,4
NTK (mg/kg)	760,0	870,0	950,0	1290,0	1330,0
Pt (mg/kg)	394,0	340,6	404,3	457,0	409,0

### 3.2. Fósforo

Los resultados obtenidos para el fósforo indican que tanto el Pt como el P-PO<sub>4</sub> siguen la misma tendencia (Fig. 4). Los valores de eliminación que se presentan en este trabajo se refieren al P-PO<sub>4</sub>, ya que se dispone de un mayor número de datos. Los porcentajes de atenuación se han reducido desde 70% en el P1 y 44% en el P2, hasta 31% en el P3, indicando que la adición de astillas no mejora la eliminación del fósforo del agua. Sin embargo, cabe destacar que las concentraciones de Pt y P-PO<sub>4</sub> en el agua residual durante el P2 son más elevadas que en el resto de los periodos.



**Fig. 4.** Evolución de la concentración de las especies del fósforo y porcentaje de atenuación a 45 cm durante los 3 periodos de estudio.

La aplicación de aguas residuales ricas en nutrientes e iones puede provocar desequilibrios en la química del suelo y favorecer la precipitación o disolución de sales (Stewart et al., 1990). En el caso del FV piloto, la presencia de Ca<sup>2+</sup> y arcillas en el suelo favorecen la precipitación de fósforo inorgánico (Morel et al., 1989) durante el P1 y P2.

Los bajos valores de eliminación de fósforo al final del P2 y durante el P3 se explican por la acción conjunta de varios factores.

En primer lugar, durante los últimos meses del P2 y el P3 (abril-octubre 2020), coincidiendo con los meses de pandemia COVID-19 y teletrabajo, la variabilidad en el porcentaje de eliminación puede relacionarse con elevadas precipitaciones (marzo-mayo 2020), riegos con agua residual con muy baja concentración de fósforo (Fig. 4) y reducción de los valores de pH (valor medio de 7,5 frente a 7,9 – 8,3 rangos medios de P1 y P2). Bajo estas condiciones la eliminación puede verse afectada negativamente por el lavado de fósforo adsorbido en el suelo. Sande *et al.* (2005) relacionan el lixiviado de fosfato, por lavado de compuestos derivados del fósforo en forma inactiva o mineral, con periodos de humectación, eventos de lluvias o aplicación de elevadas cargas de riego con aguas pobres en nutrientes. Además, el descenso en los valores de pH de esos meses puede promover la lixiviación o disolución del fósforo inmóvil, tal y como explica Garrido-Valero (1994). No obstante, a partir de octubre de 2020, el pH del agua de riego y de infiltración aumenta (pH de 8,3 a 15 cm y 8,2 a 45 cm) hasta valores medios similares a los periodos anteriores, y paralelamente aumenta la eliminación.

En segundo lugar, la adición de astillas como enmienda y la aplicación de quelato de hierro para paliar la clorosis férrica que sufrieron los chopos en verano de 2020, pueden suponer un agravante. En agosto de 2018 (P1) también se incorporó quelato de hierro pero no se observó una desorción de fosfato, sin embargo según describen Haygarth y Jarvis (2002), los agentes quelantes orgánicos y el aumento de ácidos húmicos generados tras el aporte de astillas compiten con el fósforo por lugares de adsorción y pueden contribuir a los procesos de desorción de fosfato.

Por último, el aumento de la actividad microbiana fomentado por la aplicación de enmiendas favorece la movilización de ortofosfatos, antes inmóviles en la fase mineral o fracción arcilla del suelo, y la incorporación de éstos a la fase acuosa (Sharma *et al.*, 2011). La acción conjunta de todos estos factores podría explicar el aumento de P-PO<sub>4</sub> a 15 y 45 cm de profundidad con respecto al agua residual entre abril y octubre de 2020 y, por tanto, las tasas de eliminación negativas observadas en el P3.

### 3.3. Agua subterránea

Los datos de especies de nitrógeno y fósforo, así como el contenido en carbono orgánico total (COT) y demanda química de oxígeno (DQO) medidos en el agua subterránea muestran contenidos similares aguas arriba (Pz7) y aguas abajo (Pz11) del FV (Tabla 2).

**Tabla 2.** Concentraciones medias de nutrientes y demanda química de oxígeno (DQO) en el agua subterránea aguas arriba (Pz7) y aguas abajo (Pz11) del FV.

		NO <sub>2</sub> -N (mg/L)	NO <sub>3</sub> -N (mg/L)	NH <sub>4</sub> -N (mg/L)	PO <sub>4</sub> -P (mg/L)	Pt (mg/L)	DQO (mg/L)
P1	Pz7	0,02 ±0,02	28,50 ±28,38	0,19 ±0,12	0,07 ±0,03	0,03 ±0,00	7,00 ±5,88
	Pz11	0,04 ±0,04	23,25 ±15,62	0,20 ±0,11	0,07 ±0,03	0,03 ±0,02	5,32 ±3,20
P2	Pz7	0,02 ±0,01	9,41 ±0,75	0,14 ±0,07	0,07 ±0,03	0,03 ±0,00	3,25 ±1,26
	Pz11	0,01 ±0,01	9,68 ±1,21	0,14 ±0,06	0,07 ±0,02	0,03 ±0,00	2,93 ±1,34
P3	Pz7	0,03 ±0,02	9,58 ±2,66	0,12 ±0,00	0,01 ±0,00	0,03 ±0,00	3,64 ±3,28
	Pz11	0,02 ±0,02	8,29 ±0,50	0,19 ±0,00	0,08 ±0,00	0,19 ±0,27	2,36 ±1,01

De estos resultados se puede deducir que el manejo del FV y el riego con agua residual pretratada no afecta negativamente a la calidad del acuífero subyacente. La elevada dispersión en los valores de NO<sub>3</sub>-N durante el P1 (marzo-junio 2018) en ambos piezómetros, se debe a altos contenidos en nitrato provenientes del lixiviado de una fuente externa conocida, que realizó un vertido cinco meses antes de la detección en el agua subterránea. Prueba de ello es que se detecta posteriormente aguas arriba del FV (marzo-mayo 2018 en Pz11 y junio 2018 en Pz7) debido a la mayor profundidad de la perforación (15 y 10 m para Pz7 y Pz11, respectivamente).

## 4.- Conclusiones

La aplicación de enmiendas mezcladas con el suelo promueve los procesos de nitrificación ya que, por un lado, constituyen un aporte extra de carbono orgánico y, por otro lado, aumenta la porosidad del suelo, favoreciendo condiciones aerobias y una mayor susceptibilidad a los ciclos de secado en los primeros cm de suelo.

La aplicación de enmiendas como lecho superficial combinado con riegos de menor carga y mayor frecuencia, favorece la atenuación del nitrógeno. El aporte de materia orgánica por las astillas y el mantenimiento de condiciones anóxicas por medio de elevadas humedades promueve la actividad microbiana y la desnitrificación.

En términos de fósforo, ni la aplicación de enmiendas ni el cambio en el manejo de riego mejora su eliminación en el FV piloto. La reducción de la concentración a la entrada, la competencia por lugares de adsorción por moléculas orgánicas y el aumento de la actividad microbiana pueden ser factores responsables de la lixiviación del fósforo previamente retenido en el suelo.

La ausencia de impacto en el agua subterránea indica que el tratamiento continúa durante la infiltración hacia niveles más profundos.

## 5.- Bibliografía

- Al-Jamal, M.S., Sammis, T.W., Mexal, J.G., Picchioni, G.A. y W.H. Zachritz, 2002. A growth-irrigation scheduling model for wastewater use in forest production, *Agricultural Water Management*, 56(1), 57-79
- Díaz, R., Salazar, O., Quemada, M., Nario, A. & Videla, X., 2019. Determinación de la eficiencia de uso del nitrógeno en maíz (*Zea mays* L.) y de las pérdidas por lixiviación. *Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada (ZNS) Vol.XIII*. Zaragoza (España).
- Duan, R., & C. B. Fedler, 2007. Quality and quantity of leachate inland application systems. *ASABE Annual Int. Meeting, Minneapolis Convention Center*, Minneapolis, Minnesota.
- Dukes, M. D., Zotarelli, L., & K. T. Morgan, 2010. Use of Irrigation Technologies for Vegetable Crops in Florida. *HortTechnology horte*, 20(1), 133-142.
- Eaton, A.D., Clesceri, L.S., Rice, E.W. & A.E. Greenberg, 2005. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 21st editi. ed. *American Public Health Association, American Water Works Association and Water Environment Federation*, Washington DC (USA).
- Fedler, C. B. & C. J. Green, 2006. Effects of denitrification on land irrigated with wastewater. ASABE Paper No. 062327. St. Joseph, Michigan.
- Garrido Valero, M.S., 1994. Interpretación de análisis de suelos. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Rivadeneira, S.A., 40.
- Griffin, G., Jokela, W., Ross, D., Pettinelli, D., Morris, T. & A. Wolf, 2011. Recommended soil testing procedures for the northeastern United States. *Northeastern Regional Bulletin*. University of Delaware, College of Agriculture and Natural Resources, Newark, USA. 27-38.
- Haygarth, P.M. & S.C. Jarvis, 2002. Hydrology and Water Quality Institute of Grassland and Environmental Research. North Wyke Research Station, Devon, UK. CAB International. 499
- Hooda, A.K., Weston, C.J. & D. Chen, 2003. Denitrification in effluent-irrigated clay soil under *Eucalyptus globulus* plantation in south-eastern Australia. *Forest Ecology and Management* 179. 547-558.
- Lasa, B., Irañeta, I., Muro, J., Irigoyen I. & P.M. Aparicio, 2011. Isotopic composition of maize as related to N-fertilization and irrigation in the Mediterranean Region. *Sicentia Agrícola*, 68(2), 182-190.
- Li, Y., Li, H., Xu, X., Gong, X. & Y. Zhou, 2015. Application of subsurface wastewater infiltration system to on-site treatment of domestic sewage under high hydraulic loading rate. *Water Sci. Eng.* 8, 49-54.
- Martínez-Hernández, V., Leal, M., Meffe, R., De Miguel, A., Alonso-Alonso, C., de Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I. & J.J. Salas, 2018. Removal of emerging organic contaminants in a poplar vegetation filter. *Journal of Hazardous Materials* 342, 482-491
- Martínez Hernández, V., Meffe R., Hernández Martín J., Alonso González A., de Santiago Martín A. & I. de Bustamante, 2020. Sustainable soil amendments to improve nature-based solutions for wastewater treatment and resource recovery. *Journal of Environmental Management*, 261.
- Meffe, R., de Miguel, Á., Hernández, V. M., Lillo, J. & I. de Bustamante, 2016. Soil amendment using poplar woodchips to enhance the treatment of wastewater-originated nutrients. *Journal of environmental management*, 180, 517-525.
- Morel, J.L., Fardeau, J.C. & M.A. Béruff, 1989. Phosphate fixing capacity of soils: A survey, using the isotopic exchange technique, or soils from north-eastern France. *Fertilizer Research* 19, 103-111
- Richards, L.A. & L.R. Weaver, 1944. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil moisture tension. *Journal of Agricultural Research* 69, 215-235
- Sande, P., Mirás, J.M., Vidal, E. y A. Paz, 2005. Formas de fósforo y su relación con la erosión en aguas superficiales bajo clima atlántico. *Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada (ZNS) Vol.VII*. La Coruña (España).
- Sharma, S., Kumar, V. & R. Tripathi, 2011. Isolation of phosphate solubilizing microorganism (PSMs) from soil. *Microbiol Biotech Res.*, 1.
- Soil Survey Staff, 1999. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook, 436
- Stewart, H.T.L., Hopmans, P., Filnn, D.W. & T.J. Hillman, 1990. Nutrient accumulation in trees and soil following irrigation with municipal effluent in Australia. *Environmental Pollution*, 63(2), 155-177.
- Vázquez, N., Pardo, A. Suso M.L. & M. Quemada, 2006. Drainage and nitrate leaching in processing tomato under drip irrigation and plastic mulching. *Agriculture Ecosystems & Environment*. 112, 313-323.
- Zotarelli, L., Dukes, M., & K. Morgan, 2010. Interpretation of Soil Moisture Content to Determine Soil Field Capacity and Avoid Over-Irrigating Sandy Soils Using Soil Moisture Sensors. *Gainesville: University of Florida*. Institute of Food and Agricultural Sciences. AE460
- Zotarelli, L., Dukes, M., Scholberg, J., Femminella, K. & R. Muñoz-Carpena, 2011. Irrigation Scheduling for Green Bell Peppers Using Capacitance Soil Moisture Sensors. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-asce*, 137, 73-81.
- Stumm, W. & J. J. Morgan. 1981. Aquatic Chemistry. 2nd Ed., John Wiley & Sons. New York. 780

## TENDENCIAS DE LA HUMEDAD DEL SUELO EN LA ZONA RADICULAR BAJO DIFERENTES USOS DE SUELO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Á. González-Zamora\*, L. Almendra-Martín, J. Martínez-Fernández, P. Benito-Verdugo y C.M. Herrero-Jiménez

Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias, CIALE, Universidad de Salamanca, Villamayor, 37185, Salamanca, España.  
e-mail: aglezzamora@usal.es, web: <http://campus.usal.es/~hidrus/>

**RESUMEN.** En este estudio se analizan las tendencias de las anomalías de la humedad del suelo en la zona radicular sobre los cuatro usos de suelo mayoritarios sobre la Península Ibérica, utilizando la base de datos obtenida del modelo Lisflood. Para ello se aplicó el test de Mann-Kendall y el método de Sen a varias escalas temporales. Los resultados obtenidos para el periodo completo (1991-2020), a escala diaria, muestran tendencia negativa en los cuatro usos de suelo. Esto se corrobora a escala estacional en verano, otoño e invierno. No así en primavera, donde las zonas agrícolas y de praderas muestran tendencia positiva, mientras que los bosques y las zonas de matorral no reflejaron una tendencia clara.

El análisis del diferente comportamiento de los usos del suelo o cubiertas vegetales en relación con la disponibilidad de agua, puede ser útil para el diseño de estrategias territoriales de adaptación al cambio climático.

**ABSTRACT.** In this study, trends in root zone soil moisture anomalies were analyzed on the four major land uses over the Iberian Peninsula, using the database obtained from the Lisflood model. For that, the Mann-Kendall test and the Sen's methodology were applied in various time scales. The results obtained for the entire period (1991-2020), on a daily scale, show a clear negative trend in the four different land uses. This was corroborated in the summer, autumn and winter, when the study was carried out on a seasonal scale. This is not the case of spring, where agricultural areas and grasslands show a positive trend, while forests and shrubland areas do not show a clear trend.

The analysis of the different behavior of different land uses or land covers in relation to the water availability, can be useful for the design of territorial strategies for climate change adaptation.

de su tendencia y variabilidad temporal es fundamental para comprender el efecto del cambio climático en los procesos hidrológicos (GCOS, 2010).

En los últimos años, los cambios sufridos por los factores climáticos, como la temperatura y la evapotranspiración, asociados al calentamiento global, han afectado el contenido global de agua del suelo (Albergel et al., 2013). La medida en que ha cambiado esta variable de forma global es una cuestión primordial, relacionada con el cambio climático y su variabilidad (Gaur y Mohanty, 2016). Por esa razón, se trata de un aspecto que despierta gran interés. Dorigo et al. (2012) evaluaron las distribuciones de tendencias para el período 1988-2010 a escala global. Feng y Zhang (2015) en su estudio de tendencias de humedad del suelo a escala global encontraron que aquellas regiones secas se vuelven más secas, mientras que las regiones húmedas se vuelven más húmedas. De igual modo, se han realizado análisis de tendencias similares a escalas regionales (An et al., 2016; Rahmani et al., 2016; Zhan et al., 2017).

Además de que la humedad del suelo tiene una distribución espacial heterogénea, en diferentes estudios también se ha demostrado que el contenido de agua en el suelo no es homogéneo a diferentes escalas temporales (Nie et al., 2008; Yan et al., 2014; Zhang et al., 2018). La distribución espacial de la humedad del suelo promedio a escala estacional, es significativamente diferente a la de la escala anual, debido al predominio de las variaciones estacionales dependientes del clima, que están relacionadas, a su vez, con la fenología y el crecimiento de la vegetación (Yan et al., 2014). Dorigo et al. (2012) obtuvieron patrones de tendencia global a las escalas de tiempo anual y estacional. Los patrones de tendencia global en las escalas de tiempo anual y estacional en ese estudio fueron diferentes, de tal manera que, en algunas áreas, los cambios interanuales que ocurren durante un periodo determinado no fueron consistentes con los cambios que ocurren durante otras estaciones. Este fenómeno también se observó en algunos estudios sobre la dinámica regional de la humedad del suelo en China (Qiu et al., 2016; Chen et al., 2016).

Uno de los aspectos que tienen en común todos los trabajos en los que se estudia la tendencia de la humedad del suelo, ya sea a escala global o escala regional, es la necesidad de utilizar bases de datos con series suficientemente largas. Hoy en día, la humedad del suelo se puede medir o estimar a través de redes de observación *in situ*, teledetección, o utilizando modelos hidrológicos. Sin embargo, debido a la limitada cobertura espacial y temporal de las redes de observación terrestres, para el estudio de tendencias es aconsejable utilizar estimaciones de teledetección o modelización. Sobre la primera opción,

### 1.- Introducción

La humedad del suelo juega un papel determinante en el intercambio de agua y energía entre la superficie terrestre y la atmósfera. La información sobre la humedad del suelo es muy importante en muchos campos de estudio, como son, por ejemplo, la agricultura y las ciencias ambientales o la hidrología, en el estudio del crecimiento de la vegetación en ambientes semiáridos (Ahmad et al., 2010), o la estimación del rendimiento del cereal (Green y Erskine, 2004). Teniendo en cuenta su importancia en las Ciencias de la Tierra, la humedad del suelo fue declarada como una de las variables climáticas esenciales en 2010, y el conocimiento

la base de datos de *Climate Change Initiative Soil Moisture* (CCI SM) es la que cuenta con periodo de observaciones más largo, concretamente desde 1978 hasta 2019 (Gruber et al., 2019), pero las lagunas de datos de la serie pueden suponer una limitación para este tipo de aplicaciones (González-Zamora et al., 2019).

En este trabajo se pretende estudiar las tendencias de la humedad del suelo sobre los cuatro usos de suelo o cubierta vegetal mayoritarios de la Península Ibérica: agricultura, bosque, pradera y matorral. Los resultados obtenidos podrán ayudar a comprender de qué manera está afectando el cambio climático a la humedad del suelo en su interacción con la cubierta vegetal, y así poder diseñar diferentes estrategias territoriales en relación con la disponibilidad del agua sobre la Península Ibérica.

## 2.- Bases de datos y metodología

### 2.1. Bases de datos

Para este estudio se utilizaron tres bases de datos: una de humedad de suelo, otra de usos de suelo, y una última de precipitación. La primera de ellas corresponde a las estimaciones de la humedad del suelo del modelo Lisflood (de Roo et al., 2000). Este es un modelo hidrológico, de los denominados *rainfall-runoff*, espacialmente distribuido, desarrollado por el *Flood Group of Natural Hazards Project* del *Joint Research Centre* (JRC) de la Comisión Europea. Lisflood proporciona datos diarios desde 1991 hasta nuestros días, para tres capas de suelo, con una resolución espacial de 5x5 km (Thielen et al., 2009). En este trabajo solo se utilizaron las estimaciones de las dos primeras capas, ya que son las que corresponden a los primeros 100 cm de profundidad y, por tanto, con la zona de raíces. Esta base de datos ha sido ampliamente usada y validada en toda Europa, obteniendo buenos resultados en la Península Ibérica (González-Zamora et al., 2021; Martínez-Fernández et al., 2019; Thielen et al., 2009).

En este trabajo se han analizado las tendencias del valor de la anomalía de la humedad del suelo. La anomalía ha sido calculada restando a la serie de cada pixel su climatología anual, calculada a partir del promedio de cada día, utilizando para ello todo el periodo disponible.

Los datos de precipitación fueron obtenidos de la base de datos *Climatic Research Unit gridded Time Series (CRU TS) v4.04* (Harris et al., 2020). Ésta proporciona datos de precipitación mundial a escala mensual, con una resolución espacial de 0.5° x 0.5°, desde 1901 hasta 2019. La base de datos CRU ha sido ampliamente usada y validada (Dikshit et al., 2020; Haile et al., 2020; Mubialiwo et al., 2020). Para esta base de datos también se analizaron los valores de anomalías, obtenidos de la misma forma que para la humedad del suelo.

La base de datos de usos de suelo corresponde a la generada por la *Climate Change Initiative (CCI) Land Cover* de la ESA (*European Space Agency*). Ésta proporciona un mapa mundial de cobertura vegetal con una

resolución espacial de 300 x 300 m. Para crear este mapa, la ESA utilizó una estrategia plurianual y varios sensores satelitales (Bontemps et al., 2015). El mapa describe todas las áreas terrestres clasificadas en 36 categorías de cobertura vegetal diferentes siguiendo la *United Nations Land Cover Classification Scheme*, UNLCCS (Di Gregorio, 2005). Para este estudio, dichos tipos de cobertura vegetal fueron agrupados en cuatro clases diferentes: agricultura, bosques, pradera y matorrales. Dentro de la clasificación de agricultura, se excluyeron las zonas de regadío. Para ello se construyó una máscara usando el *Digital Global Map of Irrigation Areas*, de la *Food and Agriculture Organization* (FAO), con una resolución espacial de 5 minutos de arco (Siebert et al., 2005), de tal forma que la clasificación realizada en el estudio queda como se muestra en la Fig. 1, donde las zonas de agricultura ocupan un 39,1% de la Península Ibérica, las zonas de bosque el 33,1%, de pradera un 5,5% y de matorral un 3,9%.

### 2.2. Análisis de tendencias

Para evaluar las tendencias se usó el test estadístico no paramétrico de Mann-Kendall (MK), una herramienta muy común en el análisis de tendencias lineales (Mann, 1945; Kendall, 1948). Este test es capaz de detectar el signo de la tendencia de una serie temporal, y establecer su significación estadística. Para ello, se calculan dos parámetros, que son S, el cual expresa el balance total de cambios de la serie temporal, y Z. Este último parámetro se calcula a partir del parámetro S, y determina el signo de la tendencia y su significación para un nivel umbral dado (Yue et al., 2002). En este trabajo se situó el nivel de significación en 0,05, que corresponde con un valor umbral de Z igual a 1,96. Esto quiere decir que, para todos los valores de Z, que en valor absoluto superan ese umbral, su tendencia es significativa. Los valores Z se calcularon para la serie de anomalías de cada píxel.

El test de MK se aplicó a las series diarias de anomalías, primero considerando el periodo completo de estudio, de 1991 hasta 2020, y posteriormente de forma estacional. Además, se realizó un análisis de la evolución del balance anual entre valores de anomalías positivos y negativos. Es decir, se restó el número de días al año con valores de anomalía positivos al número de días al año con valores de anomalía negativos, y se calculó la tendencia de la serie resultante, pixel a pixel. A su vez, para completar al test de MK, se halló la pendiente de las series temporales de anomalías con el método de Sen (2014).

Los resultados obtenidos con cada enfoque se evaluaron para cada uno de los cuatro usos de suelo analizados.

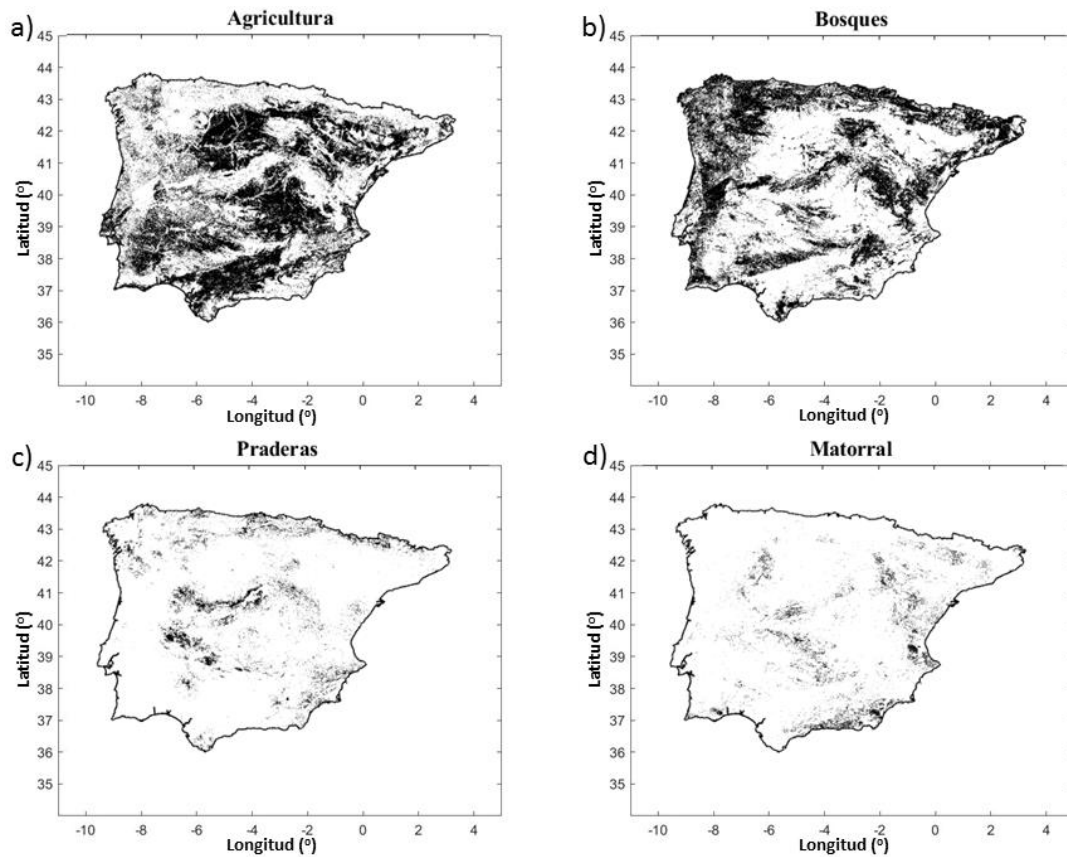


Fig. 1. En negro, la cobertura espacial de los cuatro usos de suelo mayoritarios existentes en la Península Ibérica: a) agricultura, b) bosque, c) pradera y d) matorral.

### 3.- Resultados y discusión

Los resultados obtenidos con el test de MK para las anomalías de la humedad del suelo en la zona radicular muestran una gran parte del territorio de la Península Ibérica con tendencias significativas (Fig. 2). En ellas se observa un claro predominio de tendencias negativas, aproximadamente el 84%, frente a pequeñas zonas donde la tendencia es positiva, y que suponen el 16%. Las regiones que no muestran ninguna tendencia se localizan en las zonas de transición entre las tendencias positivas y negativas. Estos resultados indican un descenso del contenido de humedad del suelo de forma general en la Península Ibérica en las últimas tres décadas. Este resultado está en línea con los cambios climáticos experimentados en las últimas décadas, debido al aumento de la temperatura provocada por el calentamiento global (Jin y Dickinson, 2002). Además, las zonas en las que se observan las tendencias positivas están en las proximidades de zonas de regadío, como vemos, por ejemplo, en la cuenca del río Guadalquivir o del Ebro (Almendra-Martín et al., 2021).

En los resultados obtenidos dividiendo la zona de estudio por usos de suelo, se observa cómo en las cuatro cubiertas vegetales, el porcentaje de datos significativos supera el 85%, siendo claramente de signo negativo la mayoría de estos datos significativos (Tabla 1). Los usos de suelo con mayor número de píxeles con tendencias negativas son el matorral y pradera, aunque la superficie de estos dos tipos no supera, en total, el 10% de la zona de estudio. Sin embargo, los bosques, localizados mayoritariamente en el

norte y oeste de la península (Fig. 1), suponen el segundo uso de suelo mayoritario, y presenta un porcentaje de tendencias negativas similar a los dos primeros. La mayoría de las tendencias positivas se localizan en zonas de agricultura, aunque la tendencia mayoritaria en este uso de suelo también es negativa (Tabla 1). Estos resultados están en línea con aquellos estudios donde se ha observado que las zonas más afectadas por las sequías son aquellas en las que hay más vegetación (Kogan, 1997).

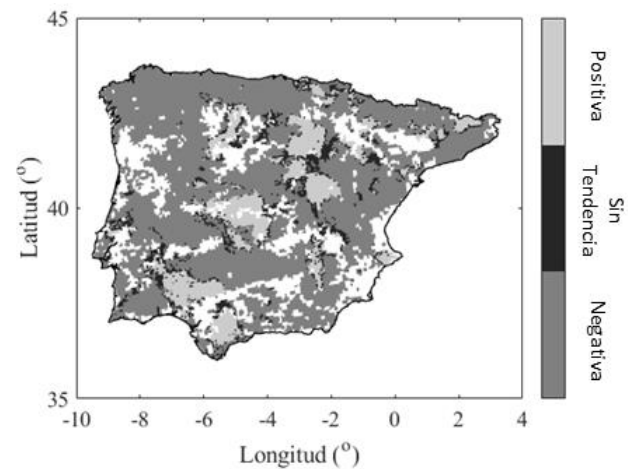


Fig. 2. Resultados obtenidos del análisis de tendencias con el test de MK para las anomalías de la humedad del suelo de la zona radicular para todo el periodo de estudio. Las zonas en blanco corresponden a la máscara de regadío.

**Tabla 1.** Porcentaje de datos significativos en cada uso de suelo obtenidos con el test de MK.

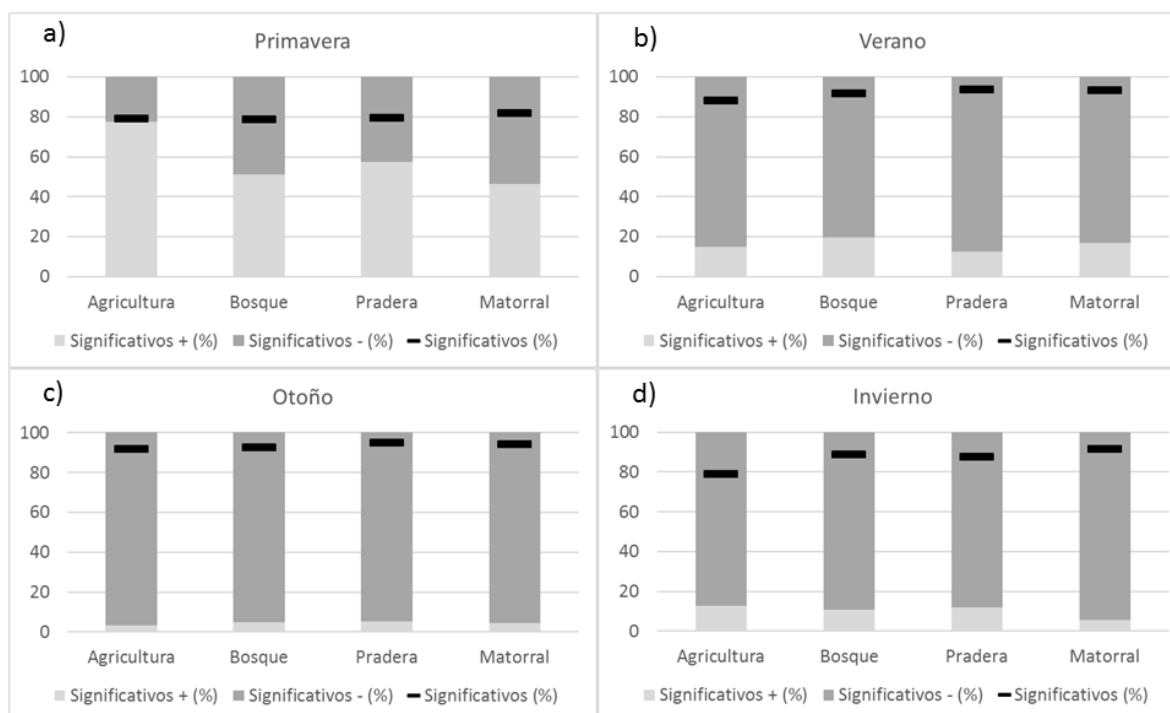
	Agricultura	Bosque	Pradera	Matorral
Significativos (%)	85,47	93,93	90,92	95,01
Significativos + (%)	20,21	15,87	12,32	11,92
Significativos - (%)	79,79	84,13	87,68	88,08

**Tabla 2.** Valor del cálculo de la mediana, en ( $10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}^3$ )/año, para las pendientes positivas o negativas, y valor de la mediana de Z para todo el periodo de estudio en cada uso de suelo.

	Agricultura	Bosque	Pradera	Matorral
Mediana Pend. Pos.	0,23	0,36	0,34	0,27
Mediana Z Positivos	6,61	10,33	9,54	7,42
Mediana Pend. Neg.	-0,35	-0,62	-0,51	-0,59
Mediana Z Negativos	-10,28	-17,58	-14,41	-17,79

Calculando la mediana de los píxeles con pendientes positivas y negativas por cada uso de suelo, se observa como los resultados son, en valor absoluto, mayores para las tendencias negativas que para las positivas (Tabla 2). Las zonas de bosque son las que obtienen los valores más altos, tanto positivos como negativos, y las zonas agrícolas son las que obtienen valores más bajos. Del análisis de la mediana de los valores de Z (Tabla 2), se observa cómo, en valor absoluto, las tendencias negativas no solo son mayoritarias, como se observa en la figura 2, sino que también son más significativas, siendo en las zonas de bosque y matorral donde este hecho se aprecia de forma más clara.

Realizando el mismo análisis a escala estacional (Fig. 3), se puede ver cómo para el verano, otoño e invierno, se repiten los mismos resultados que se han obtenido para el periodo completo, con porcentajes de resultados significativos muy altos, y predominando más las tendencias negativas que las positivas. Particularmente, en el otoño se observa un predominio de tendencias significativas, por encima del 92% en todos los usos de suelo, y de éstas, las negativas alcanzan en todos los casos el 95%. Esto puede deberse a la modificación temporal que están sufriendo algunas estaciones, como el verano, cuya duración se está incrementando en los últimos años, haciendo que los otoños sean más secos y cortos (Nogueira et al., 2017). Sin embargo, en primavera los resultados obtenidos son muy diferentes. En las zonas agrícolas, con un porcentaje de datos significativos cercano al 80%, se obtuvo una clara tendencia positiva (77,5% positivas frente a 22,5% negativas). En las zonas de pradera, también se observa este cambio en la tendencia, aunque no de forma tan clara (57,4% positivas frente a 42,6% negativas), mientras que, en las zonas de bosque, se obtuvieron porcentajes similares tanto para las tendencias positivas como para las negativas (51% y 49%, respectivamente). En las zonas de matorral se sigue observando que las tendencias negativas son las predominantes en esta estación, con un 53,6%, frente a las tendencias positivas, con un 46,4%. El predominio de las tendencias positivas en primavera puede estar relacionado tanto con el enfriamiento de las zonas agrícolas en Europa en los meses de primavera (Huang et al., 2020), así como la reducción que está sufriendo la evapotranspiración en esta época del año (Ojeda et al., 2020).

**Fig. 3.** Porcentaje de datos significativos totales, positivos significativos y negativos significativos en cada uso de suelo obtenidos con el test de MK realizado a escala estacional.



**Tabla 3.** Valor del cálculo de la mediana, en  $(10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}^3)/\text{año}$ , para las pendientes positivas o negativas, a escala estacional, sobre los cuatro usos de suelo estudiados.

		Agricultura	Bosque	Pradera	Matorral
Primavera	Pend. Pos.	1,84	1,35	1,77	1,47
	Pend. Neg.	-0,97	-1,38	-1,13	-1,79
Verano	Pend. Pos.	0,36	1,24	1,01	0,84
	Pend. Neg.	-0,76	-0,20	-0,13	-0,17
Otoño	Pend. Pos.	0,90	0,90	0,13	0,12
	Pend. Neg.	-0,24	-0,43	-0,34	-0,35
Invierno	Pend. Pos.	0,95	0,12	0,11	0,99
	Pend. Neg.	-0,22	-0,25	-0,26	-0,41

El análisis de la pendiente de las series temporales de anomalías a escala estacional (Tabla 3), muestra cómo en primavera, en las zonas agrícolas y de praderas, además de predominar las tendencias positivas (Fig. 3), la pendiente es de mayor magnitud. Por el contrario, en verano se puede ver cómo las pendientes de signo positivo en bosque, pradera y matorral, son mayores que las negativas, sin embargo, en las zonas agrícolas las pendientes negativas son mayores que las positivas. En otoño y en invierno se puede apreciar cómo, las pocas pendientes positivas que hay, muestran una tasa de cambio mayor para agricultura. No obstante, de los resultados mostrados se desprende que la tasa de cambio media es, en general, moderada. Las magnitudes obtenidas implican un cambio total en los 30 años analizados para este estudio, del orden de  $0,01 \text{ m}^3/\text{m}^3$ .

**Tabla 4.** Resultados del cálculo de la mediana de los valores de Z positivos y negativos a escala estacional, sobre los cuatro usos de suelo estudiados.

		Agricultura	Bosque	Pradera	Matorral
Primavera	Positivos	6.34	5.95	6.16	5.66
	Negativos	-4.95	-7.07	-5.70	-7.97
Verano	Positivos	6.22	9.29	7.39	7.24
	Negativos	-11.06	-13.80	-13.41	-15.88
Otoño	Positivos	4.79	4.65	4.96	4.88
	Negativos	-7.70	-12.62	-10.25	-10.44
Invierno	Positivos	4.65	7.45	6.77	5.17
	Negativos	-6.89	-10.78	-8.63	-12.56

**Tabla 5.** Valores de Z obtenidos usando el test de MK en el análisis de la evolución del balance anual entre valores de anomalías positivos y negativos (\* significativos).

	Agricultura	Bosque	Pradera	Matorral
Periodo completo	-1.39	-2.71*	-2.82*	-2.78*
Primavera	0.71	0.11	0.18	-0.07
Verano	-1.25	-1.75	-2.32*	-2.39*
Otoño	-2.18*	-3.10*	-3.07*	-2.96*
Invierno	-0.75	-2.03*	-1.75	-2.11*

El cálculo de la mediana de los valores de Z positivos y negativos hecho por estaciones (Tabla 4), también mostró que las anomalías negativas son más destacadas que las positivas en los periodos de verano, otoño e invierno. En primavera, es en las zonas de bosque y de matorral donde los resultados siguen la misma línea, mientras que en las zonas de agricultura y de pradera, las anomalías son más positivas.

En el análisis de la evolución del balance anual entre valores de anomalías positivos y negativos (Tabla 5), se muestra cómo, con esta metodología, se obtienen similares resultados a los obtenidos con el análisis de los valores diarios de las anomalías de humedad del suelo en la zona radicular. En el estudio del periodo completo, el valor de Z es negativo para los 4 tipos de uso de suelo estudiados, siendo significativo en los casos de bosque, pradera y matorral.

En el análisis a escala estacional (Tabla 5), en verano, otoño e invierno los valores de Z son negativos en todos los casos. En otoño se vuelve a observar cómo las tendencias negativas de la humedad del suelo en la zona radicular son de mayor magnitud, obteniendo resultados significativos para todos los usos de suelo, mientras, en el resto de estaciones no ocurre del mismo modo. En primavera, tanto agricultura como bosque y pradera, obtuvieron un valor de Z positivo, siendo en el primero de los usos de suelo el valor más alto de los tres, aunque sin significación. En las zonas de matorral, el valor de Z es cercano a cero, y sin significación, siendo este el único caso de todos los periodos temporales en los que el resultado no es significativo.

De cara a determinar el comportamiento de una variable con la que la humedad del suelo está muy relacionada, se realizó el análisis de tendencias con el test de MK a la base de datos de precipitación, a escala mensual, para el periodo completo y por estaciones. Los resultados mostraron que para esta variable no se registró ningún cambio significativo en el periodo de estudio. La diferencia entre la escala diaria y la escala mensual de ambas bases de datos puede influir en la detección de tendencias (Pan et al., 2019). Sin embargo, estos resultados ya se han observado en otros trabajos (Pan et al., 2019). Por tanto, si la lluvia no ha experimentado ningún cambio a lo largo de las últimas décadas, pero la temperatura ha registrado un incremento constante, se espera una evolución negativa del balance hídrico del suelo (Paniagua et al., 2019). Los resultados obtenidos en este estudio confirman un notable aumento de la aridez edáfica sobre la Península Ibérica.

#### 4.- Conclusiones

En este trabajo se ha realizado un exhaustivo estudio de las tendencias de las anomalías de la humedad del suelo en la zona radicular sobre la Península Ibérica, desde 1991 hasta 2020.

De los resultados obtenidos para el periodo completo, no se observaron diferencias destacables entre ninguno de los usos de suelo estudiados, y sí un claro predominio de

tendencias negativas sobre toda la península. Al hacer el análisis a escala estacional, se obtuvo un patrón en la línea de estos resultados, salvo para las zonas agrícolas en los meses de primavera, donde se observó una clara tendencia positiva de las anomalías de la humedad del suelo. El enfriamiento de las temperaturas en las zonas agrícolas unido a la disminución de la evapotranspiración en esta estación, podrían estar relacionados con este comportamiento.

En el análisis de tendencias realizado sobre la precipitación, no se observó ninguna tendencia ni positiva ni negativa, tanto en el periodo completo como a escala estacional. Lo que da a entender que la humedad del suelo tiene una tendencia negativa debido a otras variables afectadas por el cambio climático relacionadas con el balance energético y, por ello, con la evaporación.

Los resultados expuestos en este trabajo pueden ayudar a entender algo más los efectos que está teniendo, y puede llegar a tener el cambio climático sobre la Península Ibérica, de tal modo que se puedan implementar medidas de adaptación frente a ese preocupante escenario ambiental.

*Agradecimientos.* Este estudio fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España (Proyecto ESP2017-89463-C3-3-R), la Junta de Castilla y León (Proyecto SA112P20), el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) y el proyecto Unidad de Excelencia CLU-2018-04, cofinanciado por FEDER y la Junta de Castilla y León.

## 5.- Bibliografía

- Ahmad, S., A. Kalra, y H. Stephen, 2010. Estimating soil moisture using remote sensing data: a machine learning approach. *Adv. Water Resour.* 33(1), 69–80.
- Albergel, C., W. Dorigo, R. Reichle, G. Balsamo, P. de Rosnay, J. Muñoz-Sabater, L. Isaksen, R. de Jeu, y W. Wagner, 2013. Skill and global trend analysis of soil moisture from reanalyses and microwave remote sensing. *J. Hydrometeorol.* 14, 1259–1277.
- Almendra-Martín, L., J. Martínez-Fernández, A. González-Zamora, P. Benito-Verdugo, y C.M. Herrero-Jiménez, 2021. Agricultural Drought Trends on the Iberian Peninsula: an analysis using modeled and reanalysis soil moisture products. *Atmosphere* 12, 236.
- An, R., L. Zhang, Z. Wang, J.A. Quaye-Ballard, J. You, X. Shen, W. Gao, L. Huang, Y. Zhao, y Z. Ke, 2016. Validation of the ESA CCI soil moisture product in China. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 8, 28–36.
- Bontemps, S., M. Boettcher, C. Brockmann, G. Kirches, C. Lamarche, J. Radoux, M. Santoro, E. Van Bogaert, U. Wegmüller, y M. Herold, 2015. Multi-year global land cover mapping at 300 m and characterization for climate modelling: achievements of the land cover component of the ESA Climate Change Initiative. *International Archives of the Photogrammetry. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* XL-7/W3, 323–328.
- Chen, X., Y. Su, J. Liao, J. Shang, T. Dong, C. Wang, W. Liu, G. Zhou, y L. Liu, 2016. Detecting significant decreasing trends of land surface soil moisture in eastern China during the past three decades (1979–2010). *J. Geophys. Res. Atmos.* 121, 5177–5192.
- de Roo, A., C.G. Wesseling, y W.P.A. van Deursen, 2000. Physically based river basin modelling within a GIS: The LISFLOOD model. *Hydrol. Process* 14, 1981–1992.
- Di Gregorio, A. 2005. Land cover classification system: classification concepts and user manual: LCCS Food Agric. Organ, 2.
- Dikshit, A., B. Pradhan, y A.M. Alamri, 2020. Short-Term Spatio-Temporal Drought Forecasting Using Random Forests Model at New South Wales, Australia. *Appl. Sci.* 10(12), 4254.
- Dorigo, W., R. De Jeu, D. Chung, R. Parinussa, Y. Liu, W. Wagner, y D. Fernández-Prieto, 2012. Evaluating global trends (1988–2010) in homogenized remotely sensed surface soil moisture. *Geophys. Res. Lett.* 39, L18405.
- Feng, H., y M. Zhang, 2015. Global land moisture trends: drier in dry and wetter in wet overland. *Sci. Rep.* 5, 18018.
- Gaur, N., y B.P. Mohanty, 2016. Land-surface controls on near-surface soil moisture dynamics: Traversing remote sensing footprints. *Water Resour. Res.* 52, 6365–6385.
- GCOS Secretariat, Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC, 2010. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- González-Zamora, A., N. Sánchez, M. Pablos, y J. Martínez-Fernández, 2019. CCI soil moisture assessment with SMOS soil moisture and in situ data under different environmental conditions and spatial scales in Spain. *Remote Sens. Environ.* 225, 469–482.
- González-Zamora, Á., L. Almendra-Martín, M. de Luis, y J. Martínez-Fernández 2021. Influence of Soil Moisture vs. Climatic Factors in Pinus halepensis Growth Variability in Spain: A Study with Remote Sensing and Modeled Data. *Remote Sens.* 13, 757.
- Green, T., y R. Erskine, 2004. Measurement, scaling, and topographic analyses of spatial crop yield and soil water content. *Hydrol. Process.* 18(8), 1447–1465.
- Gruber, A., T. Scanlon, R. van der Schalie, W. Wagner, y W. Dorigo, 2019. Evolution of the ESA CCI Soil Moisture climate data records and their underlying merging methodology. *Earth Syst. Sci. Data* 11, 717–73.
- Haile, G.G., Q. Tang, S.M. Hosseini-Moghari, X. Liu, T.G. Gebremicael, G. Leng, A. Kebede, X. Xu, y X. Yun, 2020. Projected impacts of climate change on drought patterns over East Africa. *Earths Future* 8(7), e2020EF001502.
- Harris, I., T.J. Osborn, P. Jones, y D.H. Lister, 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Sci. Data* 7, 109.
- Huang, B., X. Hu, G.A. Fuglstad, X. Zhou, W. Zhao, y F. Cherubini 2020. Predominant regional biophysical cooling from recent land cover changes in Europe. *Nature communications*, 11(1), 1–13.
- Jin, M., y R.E. Dickinson, 2002. New observational evidence for global warming from satellite. *Geophys. Res. Lett.* 29(10), 39–1.
- Kendall, M.G., 1948. Rank Correlation Methods; Griffin: London, UK.
- Kogan, F.N., 1997. Global drought watch from space. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78(4), 621–636.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- Martínez-Fernández, J., L. Almendra-Martín, M. de Luis, Á. González-Zamora, y C.M. Herrero-Jiménez 2019. Tracking tree growth through satellite soil moisture monitoring: A case study of Pinus halepensis in Spain. *Remote Sens. Environ.* 235, 111422.
- Mubaliwo, A., C. Onyutha, y A. Abebe, 2020. Historical Rainfall and Evapotranspiration Changes over Mpologoma Catchment in Uganda. *Adv. Meteorol.* 2020, 8870935.
- Nie, S., Y. Luo, y J. Zhu, 2008. Trends and scales of observed soil moisture variations in China. *Adv. Atmos. Sci.* 25, 43–58.
- Nogueira, C., M.N. Bugalho, J.S. Pereira, y M.C. Caldeira, 2017. Extended autumn drought, but not nitrogen deposition, affects the diversity and productivity of a Mediterranean grassland. *Environ. Exp. Bot.*, 138, 99–108.
- Pan, N., S. Wang, Y. Liu, W. Zhao, y B. Fu, 2019. Global surface soil moisture dynamics in 1979–2016 observed from ESA CCI SM dataset. *Water*, 11(5), 883.
- Paniagua, L.L., A. García-Martín, F.J. Moral, y F.J. Rebollo, 2019. Aridity in the Iberian Peninsula (1960–2017): Distribution, tendencies, and changes. *Theor. Appl. Climatol.* 138, 811–830.
- Qiu, J., Q. Gao, S. Wang, y Z. Su, 2016. Comparison of temporal trends from multiple soil moisture data sets and precipitation: The implication of irrigation on regional soil moisture trend. *Int. J. Appl. Earth Obs.* 48, 17–27.
- Ojeda, M.G.V., J.J. Rosa-Cánovas, E. Romero-Jiménez, P. Yeste, S.R. Gámiz-Fortis, Y. Castro-Díez, y M.J. Esteban-Parra, 2020. The role of the surface evapotranspiration in regional climate modelling: Evaluation and near-term future changes. *Atmos. Res.* 237, 104867.
- Rahmani, A., S. Golian, y L. Brocca, 2016. Multiyear monitoring of soil moisture over Iran through satellite and reanalysis soil moisture

- products. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 48, 85–95.
- Şen, Z. (2014). Trend identification simulation and application. *J. Hydrol. Eng.*, 19(3), 635-642.
- Siebert, S., P. Döll, J. Hoogeveen, J.M. Faures, K. Frenken, y S. Feick, 2005. Development and validation of the global map of irrigation areas. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 9, 535–547.
- Thielen, J., J. Bartholmes, M.H. Ramos, y A. de Roo, 2009. The European Flood Alert System-Part 1: Concept and development. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 125–140.
- Yin, J., A. Porporato, y J. Albertson, 2014. Interplay of climate seasonality and soil moisture-rainfall feedback. *Water Resour. Res.* 50, 6053–6066.
- Yue, S., P. Pilon, y G. Cavadias 2002. Power of the Mann–Kendall and Spearman’s rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *J. Hydrol.* 259, 254-271.
- Zhan, M., Y. Wang, G. Wang, H. Hartmann, L. Cao, X. Li, y B. Su, 2017. Long-term changes in soil moisture conditions and their relation to atmospheric circulation in the Poyang Lake basin, China. *Quatern. Int.* 440, 23–29.
- Zhang, H., J. Chang, L. Zhang, Y. Wang, Y. Li, y X. Wang, 2018. NDVI dynamic changes and their relationship with meteorological factors and soil moisture. *Environ. Earth Sci.* 77, 582.



## **Área temática VI**

**Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen  
en la zona no saturada del suelo**



## EVALUATING SWAT MODEL'S APPLICATION FOR ESTIMATING STREAMFLOW IN THE CIDACOS RIVER WATERSHED IN NAVARRE, SPAIN

B.O. Oduor<sup>1\*</sup>, M.A. Campo-Bescós<sup>1</sup>, J. Casalí<sup>1</sup> and N.S. Lana-Renault<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Engineering, Public University of Navarre, Campus de Arrosadía s/n, 31006 Pamplona, Navarra, Spain, email: brianomondi.oduor@unavarra.es, miguel.campo@unavarra.es, jcs@unavarra.es, web: <https://www.unavarra.es/>

<sup>2</sup>Department of Human Sciences, University of La Rioja, 26006 Logroño, Spain, email: noemi-solange.lana-renault@unirioja.es, web: <https://www.unirioja.es/>

**RESUMEN.** Se utilizó el modelo SWAT para simular el caudal del río Cidacos en Navarra. El SWAT podría ayudar a predecir los futuros impactos hidrológicos debidos a los cambios en el uso del suelo agrícola, como la transformación de la agricultura de secano a la de regadío. La idoneidad del modelo se evaluó mediante la parametrización, la sensibilidad, la incertidumbre, la calibración, la validación y la evaluación de su rendimiento mediante indicadores estadísticos. Los caudales fueron calibrados y validados entre los años 2000-2010 y 2011-2020 respectivamente en la estación de aforo de Olite. Las incertidumbres en el modelo se analizaron mediante los factores p y r que resultaron satisfactorios durante la calibración y la validación. Los índices estadísticos de rendimiento proporcionaron una buena coincidencia entre los valores observados y los simulados, lo que indicó que el modelo SWAT era muy satisfactorio para la simulación del flujo de la corriente en la cuenca.

**ABSTRACT.** The Soil Water Assessment Tool (SWAT) model was used to simulate streamflow in the Cidacos River in Navarra. SWAT could help in predicting future hydrological impacts due to agricultural land use changes such as transformation from rainfed to irrigated agriculture. The model's suitability was assessed by carrying out parametrization, sensitivity and uncertainty analysis, calibration, validation, and assessing its performance using statistical indicators. Streamflow in the watershed was calibrated and validated between the years 2000-2010 and 2011-2020 respectively at the Olite gauging station. Uncertainties in the model were analyzed using the p-factor and r-factor which satisfactory results for both calibration and validation periods. Statistical performance indices provided a good match between the observed and simulated values which indicated that the SWAT model was very satisfactory for simulation of stream flow in the watershed.

### 1.- Introduction

Agriculture is one of the most important sectors of any regional or national economies in the world. It is the main source of livelihood as well as the backbone of most nations' economic systems globally with up to more than 60 percent of the population directly dependent on it as a

means of living (FAO, 2017). However, the intensification of agriculture creates a lot of pressures on the available water resources and the environment. Agriculture is the highest global freshwater consumer accounting for more than 90 percent of the world water resources withdrawals (Siebert et al., 2010). Irrigation forms the bulk of agricultural water demand with over 70 percent consumption (Zeng and Cai, 2014). Despite its immense benefits to the society and economy, agricultural activities have the potential to cause substantial damage to the environment especially affecting the water quality through non-point source pollution from sedimentation (Chahor et al., 2014; Giménez et al., 2012; Merchán et al., 2018), the application of pesticides (Muñoz-Carpena et al., 2018), fertilizers and agrochemicals such as nitrate contamination from agricultural fertilizer application which is a threat to human health and the environment (Sutton et al., 2011). The intensity of erosion processes is usually much higher in agricultural environments than for other soil uses (Almagro et al., 2016; Boardman and Poesen, 2006).

Globally, the area under irrigation farming has almost doubled within the 50 years period from 1965 up to 2015 having increased from 170 Mha to 333 Mha (FAO and IWMI, 2018). In Europe, the irrigable area increased by 13 percent for the 10 years period from 2003 to 2013, and in Spain the increase was around 11 percent in the 10 years period between 2007-2017 (MAPA, 2021). Irrigation which covers only 14 percent of the surface area contributes to over 50 percent to Spain's final agricultural production which is on average six times more than rainfed areas (MAPA, 2021). In Navarra, irrigated area has increased by over 25 percent (110,000 ha) for the period between 2000 and 2015 with pressurized irrigation being implemented in those lands (DDRMAAL, 2021). Previous studies have shown that the transition from rainfed to irrigated agriculture affects water quality by increasing its salinity (Duncan et al., 2008; Pulido-Bosch et al., 2018) and nitrate concentration (Muñoz-Carpena et al., 2002), among other environmental problems such as overexploitation of aquifers or pollution with pesticides (Muñoz-Carpena et al., 2018). Washing out the salt from the soil profile is a requirement of irrigated agriculture (Letey et al., 2011), as salinity reduces the availability of water for plants. Nitrate pollution as a result of eutrophication threatens the quality of water for human consumption as well as the environment (Merchán et al., 2020).

This study builds on the previous research conducted by

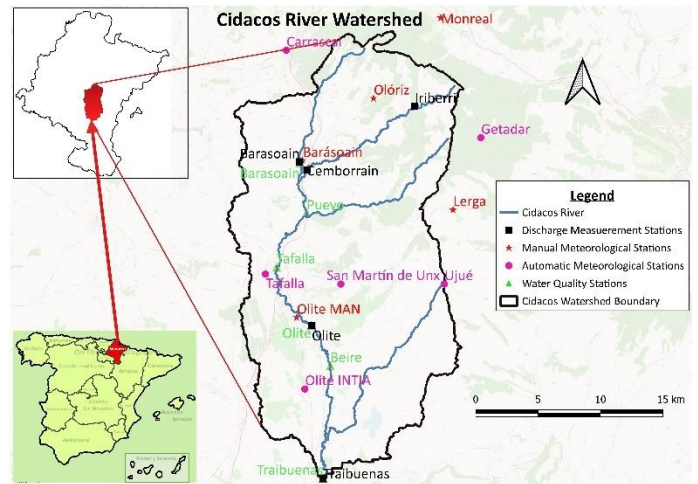
Merchán et al. (2020) which analyzed the effects of irrigation implementation on salinity and nitrate concentration in the Cidacos River Watershed in Navarre, Spain. The main objective of this study was to evaluate the SWAT model’s capability to simulate streamflow in the Cidacos River Watershed in Navarre in order to predict future hydrological and agricultural land use changes such as transformation from rainfed to irrigated agriculture. This was done through conducting sensitivity analysis, calibration, and validation of the SWAT model, as well as assessing its performance using statistical indicators such as Nash-Sutcliffe, RMSE, R2 and PBIAS.

**2.- Materials and Methods**

**2.1. Study Area**

The Cidacos River is a tributary of the Aragón River, which is one of the tributaries of the Ebro River. It is located within latitudes 42° 69’ and 42° 34’ North and longitudes 1° 72’ and 1° 47’ West which is approximately 15 km south from the city of Pamplona, the capital of the “Floral” Community of Navarre in Spain (Fig. 1). The river is formed in the town of Mendivil by the confluence of the Arlusia stream and the Mairaga stream. It spans a length of approximately 44 km that runs through Valdorba and the foothills of Tafalla-Olite to the mouth around Traibuenas where it flows into the Aragón River. The Cidacos River drains a watershed of 477 km<sup>2</sup> that mostly follows the north-south direction with an approximate width of 15 km in its widest section. The headwater of the watershed is somewhat mountainous with high altitudes of slightly over 1000 m above sea level at the North of the watershed, but then crosses down to slightly uneven to low terrain of approximately 300 m above sea level at the river’s mouth in Traibuenas where it joins with the Aragón River. The climate of the watershed is mild Mediterranean, with cold winters and high levels of summer aridity that varies spatially from North to South. The watershed receives annual precipitations ranging from 800 mm to 400 mm, characterized by a strong inter-annual irregularity and the most rainfalls in the months of April and May (Merchán et al., 2020).

The predominant land use/land cover (LULC) in the study area is agriculture covering more than half (53 percent) of the watershed. The watershed is characterized with rainfed agriculture in the upper reaches until around Olite town whereas the lower reaches mostly practice pressurized irrigated agriculture. The “Canal of Navarre” supplies irrigation water from a reservoir located outside the watershed in the North of Navarre. Other major land uses in the study area include forests covering a quarter of the watershed (25 percent), pasture and bushlands at 17 percent, and the rest of the area including urban, residential areas, built-up land, bare land, and water bodies covering the remaining 5 percent. All the land uses in the watershed are as shown in Fig 2b.



**Fig. 1.** The Cidacos River Watershed.

The most predominant soil types in the watershed are Haplic Calcisols soils (about 51.6%) found in various parts of the watershed, Fluvic Cambisols soils (26.1%) mainly found along the river network path and Calcaric Regosols (18%). Other soils within the watershed included: Haplic Phaeozem (1.7%), Calcic Kastanozems (1.6%), Fluvic Phaeozem (0.4%), Eutric Fluvisols (0.3%), and Dystric Cambisols (0.2%) as shown in Table 1. The most abundant soil textures were loam and clay-loam found in most agricultural areas in the watershed whereas loamy-sand and sandy-loam soils are found on the eroded hillslopes.

**Table 1.** Major soil distribution in the Cidacos River Watershed.

USDA Soil Name	FAO Soil Name	Symbol	Area Covered (km <sup>2</sup> )	% Covered	Soil Texture
Typic Calcixerpts	Haplic Calcisols	CLh	246.31	51.63	Loam
Typic/Fluventic Haploxerepts	Fluvic Cambisols	CMf	124.49	26.10	Clay-Loam
Typic/Lithic Xerorthents, Udorthent	Calcaric Regosols	RGc	85.98	18.02	Loamy-Sand
Lithic-Ruptic Haplustolls	Haplic Phaeozem	PHh	8.19	1.72	Clay-Loam
Typic calcixeroll	Calcic Kastanozems	KSk	7.47	1.56	Loam
Fluventic Haploxerolls	Fluvic Phaeozem	PHf	1.93	0.41	Loam
Typic Xerofluvent	Eutric Fluvisols	FLe	1.58	0.33	Clay-Loam
Typic Dystrudepts	Dystric Cambisols	CMd	1.08	0.23	Sandy-Loam

**2.2. Description of the SWAT Model**

The SWAT model is a freely available open-source software developed by the United States Department of Agriculture’s Agricultural Research Service (USDA-ARS) to assist water resources managers, policy experts and decision makers to predict and quantify the impact of land



use management on water and diffuse pollution in small and large watersheds, with different soil types, land use and management practices (Lévesque et al., 2008). SWAT is a data driven, semi-distributed, continuous timescale, physically and process-based hydrological model that simulates water, sediment and agricultural chemicals/pollutant yields. The model will be built on the QGIS interface through its QSWAT plugin. The hydrologic balance in SWAT is simulated for each Hydrological Response Unit (HRU). The land phase of the hydrologic model simulated by the SWAT model is based on the water balance equation as shown in equation 1 (Arnold et al., 2012; Neitsch et al., 2011).

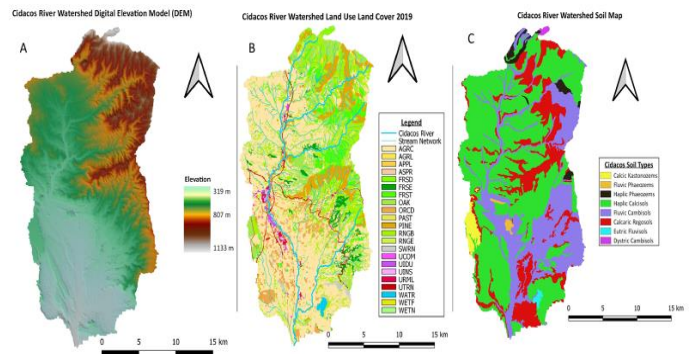
$$SW_t = SW_o + \sum_{i+1}^t \{R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}\} \quad (1)$$

Where,  $SW_t$  is the final soil water content (mm of water),  $SW_o$  is the initial soil water content on day  $i$  (mm of water),  $t$  is the time (days),  $R_{day}$  is the amount of precipitation on day  $i$  (mm of water),  $Q_{surf}$  is the amount of surface runoff on day  $i$  (mm of water),  $E_a$  is the amount of evaporation on day  $i$  (mm),  $W_{seep}$  is the amount of water entering the vadose zone on day  $i$  (mm of water), and  $Q_{gw}$  is the amount of return flow on day  $i$  (mm of water).

### 2.3. Data Acquisition and Model Set-up

The SWAT model requires several input dataset variables in order to be run, calibrated and validated. Both geospatial data and daily hydrometeorological data were used to set up and run the model. The geospatial data used in this study were obtained from the Government of Navarre, Spatial Data Infrastructure of Navarre (IDENA) website ([https://sitna.navarra.es/geoportal/geop\\_sitna/geoportal.aspx](https://sitna.navarra.es/geoportal/geop_sitna/geoportal.aspx)). The geospatial data used included the Digital Elevation Model (DEM, 25m resolution ETRS89 UTM Zone 30N projection) of the Cidacos River (CR) Watershed (Fig. 2a), the land use/land cover (LULC, 2019) map (Fig. 2b) and soil type map data of 1:25000 scale (Fig. 2c) were used. The required hydrometeorological data was the daily meteorological data which was obtained from 25 weather stations (14 automatic stations and 11 manual stations) owned and operated by the Government of Navarre that are located inside and nearby the watershed. The meteorological data included daily data of precipitation (mm), maximum and minimum daily temperatures ( $^{\circ}\text{C}$ ), solar radiation ( $\text{MJm}^{-2}\text{s}^{-2}$ ), wind speed ( $\text{ms}^{-1}$ ), and relative humidity (%) data. The daily observed streamflow data ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) at the Olite gauging station was used to calibrate and validate the model. The Olite gauging station was chosen as it was the only discharge point with a long-term data having been installed in 1988. The station is operated and maintained by the Government of Navarre and the data was obtained from their website (<http://www.Navarre.es/appsext/AguaEnNavarre/ctaDatosHistoricos.aspx>). The daily discharge data was for the period 2000-2020. It's imperative to note that the Olite

station only covers the area of the watershed under rainfed agriculture.



**Fig. 2.** The Cidacos River Watershed: (a) DEM; (b) 2019 Land Use/Land Cover (LULC) Map; (c) Soil Type Map.

The model set-up was preceded by preparation and processing of the required spatial datasets such as DEM, soil and land use grid maps as well as discharge outlet points on the QGIS 3.18 interphase. The meteorological and observed streamflow data were processed and analyzed in the R-software before being converted to the required SWAT format (text files). The streamflow data was checked for missing gaps, consistency and if there were any changes in the streamflow using the R changepoint package, 'cpt', following the methodology by Killick and Eckley (2014) for single changepoint detection (AMOC). The daily streamflow data was then converted into monthly averages which were used for the streamflow calibration and validation of the model. The monthly time-step was adopted since a review of previous studies (Abbaspour et al., 2018) showed that the SWAT model performed better at monthly time-step than daily time-steps. After the data preparation, the model was set up in the QSWAT3 1.1.1 interphase. The following three key steps were carried out during the model set-up in QSWAT: watershed delineation, creation of HRUs, and editing inputs and running SWAT. The outputs from QSWAT were then transferred to SWATCUP 5.1.6 which is a standalone software where the processes of parameterization, uncertainty and sensitivity analysis, calibration, validation and evaluation of the model performance was done. The multi-site, semi-automated inverse modelling routine SUFI-2 procedure (Abbaspour, 2015) was used for the model calibration and validation using observed data at a monthly time-step.

### 2.4. Sensitivity Analysis, Calibration and Validation

The SWAT Calibration and Uncertainty Procedures (SWAT-CUP) software with Sequential Uncertainty Fitting, version 2 (SUFI-2) algorithm (Abbaspour, 2015; Abbaspour et al., 2018) was used. SWAT-CUP consists of five different calibration routines which include: Sequential Uncertainty Fitting, version 2 (SUFI-2); Particle Swarm Optimization (PSO); Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE); Parasol Solution (ParaSol); and Markov Chain Monte Carlo (MCMC).

These routines can be used to model SWAT outputs files as well as up to eleven different objective functions that can be carefully selected based on the study objective with an option for multi-objective calibration where any set of combination of the objectives can be chosen.

Simulation runs were carried out using the available data timeseries for 31 years with the initial 10 years from 1990-1999 being used as the model warm-up period, that is, Number of Years Skipped (NYSKIP), and then from 2000-2010 and 2011-2020 to be used for the model calibration and validation respectively. Calibration was done at a monthly time-step by setting the streamflow at the Olite gauging station as the target variable. The calibrated parameters and their uncertainty ranges were kept constant and then used for the validation of the model. The parameters to be considered for calibration were determined from the abundant existing literature (Abbaspour, 2015; Abbaspour et al., 2015, 2018; Kamali et al., 2017; Kouchi et al., 2017; Rouholahnejad et al., 2014). Streamflow parameters usually used in SWAT modeling within the Mediterranean region are detailed in in Table 2 including their model allowable ranges. Among these parameters, a set of 11 key streamflow parameters were selected for use in the calibration process after a sensitivity analysis.

**Table 2.** SWAT model parameters used for streamflow simulation.

Parameter	Description	Allowable Range
CN2	Initial SCS runoff CN number for moisture condition II (dimensionless)	35 - 98
ALPHA_BF	Baseflow alpha factor (1/days)	0 - 1
SOL_K	Saturated hydraulic conductivity (mm/hr.)	0 - 2000
SOL_AWC	Available soil water content (mm H <sub>2</sub> O/mm of soil)	0 - 1
SOL_BD	Soil Bulk density (Mg/m <sup>3</sup> or g/cm <sup>3</sup> )	0.9 - 2.5
SOL_Z	Depth of soil layer (mm)	0 - 3500
USLE_K	USLE equation soil erodibility (K) factor (units: 0.013 (metric ton m <sup>2</sup> hr.) / (m <sup>3</sup> -metric ton cm))	0 - 0.65
CH_N2	Manning's "n" value for the channel (dimensionless)	-0.01 - 0.3
CH_K2	Channel hydraulic conductivity (mm/hr.)	-0.01 - 500
CH_COV2	Channel cover factor (dimensionless)	-0.001 - 1
SURLAG	Surface runoff lag time (days)	0.05 - 24
ESCO	Soil Evaporation compensation factor (dimensionless)	0.01 - 1
EPCO	Plant uptake compensation factor (dimensionless)	0.01 - 1
GWQMN	Threshold depth of water in the shallow aquifer required for return flow to occur (mm H <sub>2</sub> O)	0 - 5000
GW_DELAY	Groundwater delays (days)	0 - 500
GW_REVAP	Ground water "revap" coefficient or coefficient of water rise to saturation zone (dimensionless)	0.02 - 0.2
SLSUBBSN	Average slope length of basin (m)	10 - 150
CANMX	Maximum canopy storage (mm H <sub>2</sub> O)	0 - 100
SLSOIL	Slope length for lateral subsurface flow (m)	0 - 150
REVAPMN	Water depth in the aquifer for the occurrence of water rise to the unsaturated zone (mm H <sub>2</sub> O)	0 - 500
BIOMIX	Efficiency of soil biological mix (dimensionless)	0 - 1
SOL_ALB	Soil Albedo (dimensionless)	0 - 0.25
OV_N	Manning's "n" value for overland flow (dimensionless)	0.01 - 30
HRU_SLP	Average slope steepness (m/m)	0 - 1
SOL_CRK	Crack volume potential of the soil (dimensionless)	0 - 1

The global sensitivity analysis in which all the parameters change at the same time was carried out to identify the most sensitive parameters by calculating the

multiple regression computations using equation 2. This system regresses the Latin hypercube generated parameters against the objective function values (Abbaspour, 2015). A t-test was then used to identify the relative significance of each parameter,  $b_i$ .

$$g = \alpha + \sum_{i=1}^m \beta_i b_i \tag{2}$$

where,  $\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_m}$  and  $\beta = \frac{\mu_s}{\mu_m}$ ;  $\sigma_s$  and  $\sigma_m$  are the standard deviation of simulated and measured data;  $\mu_s$  and  $\mu_m$  are the means of simulated and measured data; and  $b_i$  is the relative significance of each parameter. Analysis of the sensitivity of the parameters was based on the p-values and t-stat. The smaller the p-value, the more sensitive the parameter was and vice versa. The best combination is a very small p-value and a large t-value (absolute) to obtain the most sensitive parameter. Parameters that had p-values below 0.05 were considered as highly sensitive.

The sensitivity analysis was performed to help identify the most sensitive parameters that had the greatest impact on the model outputs so as to be used in the calibration process (Arnold et al., 2012). Larger parameter uncertainties were initially assumed so as to ensure that most of the observed data could be captured within the 95 Percent Prediction Uncertainty (95PPU) band (Abbaspour et al., 2018). 95PPU accounts for all the uncertainties within the model combined. The parameter ranges were then adjusted after every iteration run during the calibration phase until most of the observed data were bracketed in the 95PPU band. The model was considered satisfactory as long as more than 50% of the observed flow data were bracketed within the 95PPU, that is, p-factor > 0.5.

### 2.5. Model Performance Metrics

To evaluate the model's performance, several statistical performance indicator techniques were adopted. Moriasi et al. (2007) recommends the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE), ratio of the root mean square error to the standard deviation of observed data (RSR), Coefficient of Determination (R<sup>2</sup>), and percent bias (PBIAS) as the most appropriate quantitative statistical techniques for SWAT Model evaluation. The value of NSE indicates how best the plot of observed versus simulated data fits the line 1:1. NSE values ranges between -∞ to 1. A value of 1 indicates a perfect match between the observed and simulated data. RSR is calculated as the ratio of the Root Mean Square Error (RMSE) and standard deviation of observed data. RSR values vary from 0 to a large positive integer, where a value of 0 indicates no RMSE thus optimal (perfect model). RMSE shows the measure of mean residual variance. The coefficient of determination (R<sup>2</sup>) estimates the likelihood of the simulated values corresponding to the observed data. R<sup>2</sup> provides an estimate of how many data points fall within the results of the best fit line formed by the regression equation. R<sup>2</sup> values ranges from 0 to 1, with a value of 1 being a perfect correlation. PBIAS indicates the deviation of the results from the observations expressed

as a percentage. An ideal model should have a PBIAS of 0. However, models tend to have either a positive or negative PBIAS which generally implies underestimation or overestimation of the observations respectively. The model performance was considered as satisfactory, provided the values of the  $NSE > 0.5$ ,  $RSR \leq 0.7$ ,  $R^2 > 0.5$ , and if  $PBIAS \pm 25\%$  for streamflow.

### 3.- Results and Discussion

#### 3.1. Parameterization and Sensitivity Analysis

The sensitivity analysis was used to determine which processes are most dominant in the watershed. This was achieved after five iterations with 500 simulations each in SUFI-2. Parameters that influenced the overall hydrological processes in the catchment and that need to be taken into consideration during model calibration and validation were identified (Table 3). SWAT has two types of sensitivity analyses: local (the one-at-a-time) sensitivity analysis and the global sensitivity analysis. In the local sensitivity analysis, all parameters are fixed, and change is only made to one parameter at a time. However, since the sensitivity of one parameter depends on the sensitivity of the other values, this method could yield some problems. Additionally, it is also very slow and quite time consuming hence not recommended (Abbaspour et al., 2015). Generally, the global sensitivity analysis is more acceptable and applicable. In the global sensitivity analysis, changes in all parameters are done at the same time. The larger the absolute value of t-stat, the more sensitive a parameter will be and the lower the absolute value the less sensitive the parameter is. The rejection or acceptance of the null hypothesis that a parameter is not sensitive is based on the p-values. The lower the p-values the more sensitive the respective parameter is to changes in streamflow. The parameters were ranked with the most sensitive parameters depending on their t-stat index and p-values being at the top (Table 3). The most sensitive parameters were found to be the Groundwater delays (GW\_DELAY), Baseflow alpha factor (ALPHA\_BF), curve number factor (CN2), the available soil water capacity (SOL-AWC), and plant uptake compensation factor (EPCO).

**Table 3.** Main parameters used for sensitivity analysis and calibration of SWAT model.

Parameter Name	p-value	t-stat
GW_DELAY.gw	0.0000	-42.7879
ALPHA_BF.gw	0.0000	6.6927
CN2.mgt	0.0000	6.5606
SOL_AWC.sol	0.0065	2.7318
EPCO.bsn	0.0261	2.2321
SOL_K.sol	0.1500	-1.4598
SOL_BD.sol	0.1454	1.4584
OV_N.hru	0.1598	1.4081
GWQMN.gw	0.2990	-1.0398
GW_REVAP.gw	0.8749	-0.1576
ESCO.hru	0.8960	-0.1308

To adequately consider a model validly calibrated, the parameter uncertainty ranges must be indicated (Table 4). There are three methods (parameter qualifiers) that can be used to make changes to the parameter values in SWAT: the parameter qualifier “R” which refers to a relative change of the specified parameter that increases or decreases the existing SWAT parameter value by multiplying it by  $(1 + \text{fitted value})$  so as to obtain the new parameter value; the qualifier “V” refers to value change or replacement which means that the initial SWAT parameter value is to be directly replaced by the fitted value; and the qualifier “A” which refers to addition and means that the fitted value is added to the initial SWAT parameter value. To ensure statistical optimization of precision, SWAT-CUP suggested new values of intervals after each iteration (500 simulations) thus the calibrated values for each parameter can sometimes appear outside the initial existing intervals upon the completion of the five iterations. The model is considered calibrated once all the parameters and their respective uncertainties have been fitted in SWAT.

**Table 4.** Parameter adjustment method and their uncertainty ranges.

Parameter Name	Qualifier Method	Parameter Adjustment Values		
		Min. value	Max. value	Fitted value
CN2	R	-0.083	0.106	-0.066
ESCO	R	-0.039	0.054	0.033
ALPHA_BF	V	-0.318	0.561	0.523
GW_DELAY	V	13.03	39.16	28.88
GW_REVAP	V	0.049	0.147	0.107
GWQMN	V	0.397	1.193	0.820
SOL_AWC	R	-0.119	0.094	0.063
SOL_K	R	-0.662	0.046	-0.620
SOL_BD	R	-0.610	-0.203	-0.263
OV_N	R	0.050	0.151	0.120
EPCO	R	-0.221	-0.074	-0.122

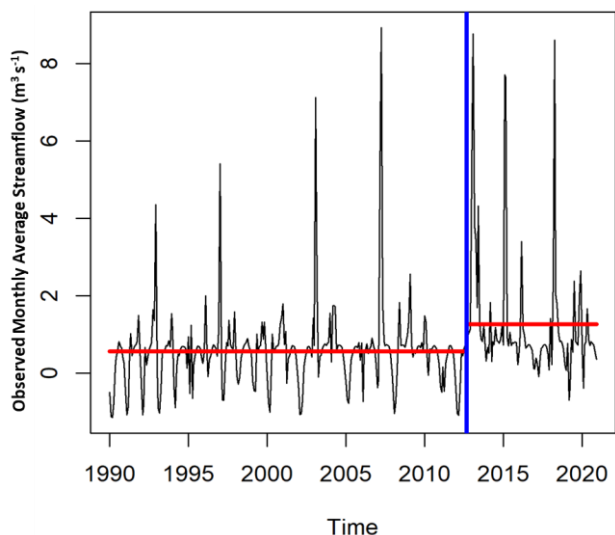
R multiplies the existing value with  $(1 + \text{fitted value})$  i.e. relative change  
V replaces the existing value with the fitted value i.e. value change

#### 3.2. Simulation of Streamflow

Trend analysis of the observed streamflow data using the changepoint (cpt) method in R (Killick and Eckley, 2014) indicated that there was a slight increase in the mean of the average monthly streamflow data around 2012 as shown in Fig. 3. This correspond to the same period when the implementation of irrigation in the lower reaches of the watershed was taking place. The overall mean of the entire dataset was  $0.87 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  whereas the means before and after the changes were  $0.61 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $1.26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  respectively. Similar results were obtained during the model simulation with average discharge of  $0.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  and  $1.05 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  during the calibration and validation periods respectively. This however did not affect the simulation process since the model was evaluated only on the rainfed upper reached of the watershed which aren't influenced by irrigation.

During the simulation process, comparison in the mean monthly flow for the calibration period was estimated at  $0.75 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  against  $0.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  for the observed versus simulated data respectively, whereas the mean monthly flow during the validation period was estimated at  $1.06 \text{ m}^3$

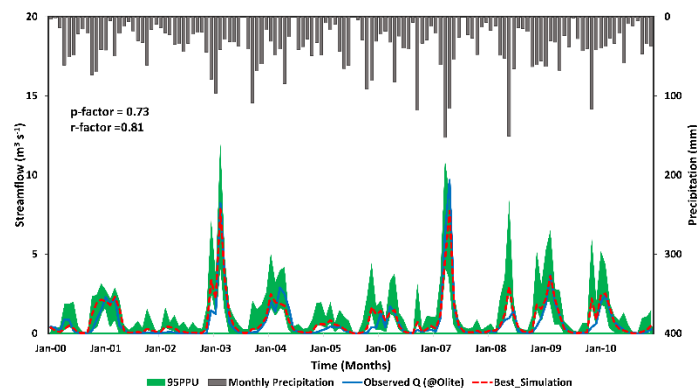
$s^{-1}$  against  $1.05 m^3 s^{-1}$  for the simulated versus observed data. The monthly streamflow was satisfactorily simulated in the calibration period and showed good agreement in the validation period. The model tended to underestimate most of the peak flows especially during the validation period despite simulating quite well the base flows. Previous studies have shown that SWAT model generally does not accurately predict most high flow events thus resulting to either their overestimation or underestimation (Meaurio et al., 2015; Rostamian et al., 2008; Tolson and Shoemaker, 2004).



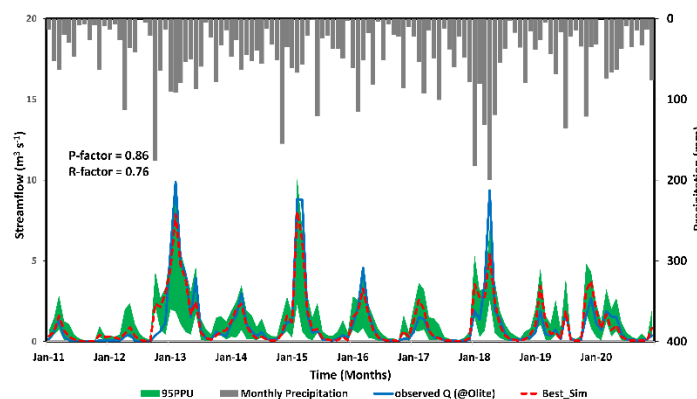
**Fig 3.** Change point analysis in the average monthly mean streamflow data at the Olite gauging station from 1990-2020.

Streamflow was calibrated and validated at a monthly time step using SUFI-2 in SWAT-CUP. The p-factor and r-factor values were 0.73 and 0.81 respectively during the calibration period (Fig. 4) and 0.86 and 0.76 respectively during the validation period (Fig.5). Studies by Abbaspour (2015) and Abbaspour et al. (2018) suggested that a p-factor value greater than 0.7 and r-factor values less than 1.2 are considered satisfactory for streamflow calibration and validation. The p-factor represents the percentage of observed data bracketed within the 95PPU which accounts for all the uncertainties during the model calibration and validation processes. The results for streamflow calibration in the Cidacos River are thus acceptable following the mentioned conditions. This implies that during calibration, 73% of the data were bracketed within the 95PPU which indicates a good model performance. Similarly, 86% of the data were bracketed within the 95 PPU during the model validation. The lower value of p-factor during calibration compared to the validation period could be attributed to the uncertainties in the input data such as precipitation data estimations for some stations within the watershed that were done to fill missing data gaps between 2000 to 2004, unlike the validation period that had a more consistent and accurate precipitation data. The r-factor represents the ratio of the average distance between the 95PPU band by the standard deviation of the

observed data. The lower the r-factor values, the better the performance of the model during calibration and validation. The ideal condition should have a p-factor of 0 and an r-factor of 1 which represents a simulation that directly corresponds to the observed data. However, extremely low p-values are not recommended as it could indicate that most of the uncertainties are not being accounted for. Fig. 4 and Fig. 5 show the simulated and observed hydrographs together with their uncertainty bands as well as the precipitation for the Cidacos River Watershed at the Olite gauging station.



**Fig. 4.** Calibration results for the observed and simulated streamflow for the Cidacos River at Olite gauging station from 2000-2010.



**Fig. 5.** Validation results for the observed and simulated streamflow for the Cidacos River at Olite gauging station from 2011-2020.

### 3.3. Model Performance Indicators

The statistical performance of the model during both calibration and validation were considered as good for streamflow prediction as represented in Table 5. The NSE and  $R^2$  values of 0.77 and 0.79 respectively during calibration period and 0.78 and 0.81 respectively during validation period were very satisfactory and indicated a very good model performance (Table 5). Similarly, PBIAS of -6.5 and 0.2 during calibration and validation periods respectively were quite satisfactory. The PBIAS value indicated the general tendency of the model to overestimate the flows by 6.5% during calibration and slightly underestimate the flows by 0.2% during validation which reflects a 'very good' fit. The RSR value of 0.48 and 0.46

for calibration and validation respectively were also satisfactory as they were below the recommended threshold of 0.7 and thus indicating a good model performance. Following the results from the four statistical performance indicators, the model can thus be considered to be very good and satisfactory to simulate monthly streamflow for the Cidacos River. Better values were attained during the validation period as compared to the calibration period. This could be as a result of better input data such as rainfall and land use during the validation period. The validation period had fewer missing rainfall gaps and had the recent land use map of 2019 that was used in the model unlike the calibration period that exhibited a lot of meteorological data inconsistencies before 2004 especially for the automatic stations as most of them were only operational after March 2004.

**Table 5.** Model performance indicators in calibration and validation.

Performance indicator	Threshold	Calibration	Validation	Model Performance
NSE	> 0.5	0.77	0.78	Satisfactory
R <sup>2</sup>	> 0.5	0.79	0.81	Satisfactory
PBIAS	±25%	-6.5%	0.20%	Satisfactory
RSR	≤ 0.7	0.48	0.46	Satisfactory

#### 4.- Conclusion

In this study, the SWAT model was used to simulate streamflow in the Cidacos River from 1990-2020 at a monthly timestep. The initial first 10 years were used as warm-up period whereas calibration and validation period were carried between 2000-2010 and 2011-2020 respectively. The most sensitive parameters during streamflow calibration were Groundwater delays (GW\_DELAY), Baseflow alpha factor (ALPHA\_BF), curve number factor (CN2), the available soil water capacity (SOL-AWC), and plant uptake compensation factor (EPCO). The results showed that the model was capable of identifying the uncertainties in the hydrological processes using the p-factor and provided their uncertainty range (95PPU). Statistical indices indicated that the SWAT model provided satisfactory model performance and good agreement for streamflow simulation with the observed data with NSE and R<sup>2</sup> values of 0.77 and 0.79 during calibration and 0.78 and 0.81 during the validation period respectively. It can thus be concluded that the SWAT model could be considered as an appropriate tool capable of evaluating streamflow in the Cidacos River Watershed adequately. The outcome from this study could be used to predict future hydrological impacts due to agricultural land use changes such as transformation from rainfed to irrigated agriculture.

*Acknowledgement.* This research has received funding from the European Union's H2020 research and innovation programme under Marie Curie Sklodowska grant agreement no. 801586, and also from the Ministerio de Economía y Competitividad (Government of Spain) via the Research Project CGL2015-64284-C2-1-R. The authors are grateful to the IberusTalent programme and support from the Government of Navarra.

#### 5.- References

- Abbaspour, K. C. 2015. SWAT-CUP: SWAT-Calibration and Uncertainty Programs (CUP) - A User Manual. *EAWAG Aquatic Res.*, <https://doi.org/10.1007/s00402-009-1032-4>
- Abbaspour, K. C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., and Kløve, B. 2015. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *J. Hydrol.*, 524, 733–752. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>
- Abbaspour, K. C., Vaghefi, S. A., and Srinivasan, R. 2018. A Guideline for Successful Calibration and Uncertainty Analysis for Soil and Water Assessment: A Review of Papers from the 2016 International SWAT Conference. *Water*, 10(6), 1–18. <https://doi.org/10.3390/w10010006>
- Almagro, M., de Vente, J., Boix-Fayos, C., García-Franco, N., Melgares de Aguilar, J., González, D., Solé-Benet, A., and Martínez-Mena, M. 2016. Sustainable land management practices as providers of several ecosystem services under rainfed Mediterranean agroecosystems. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change*, 21(7). <https://doi.org/10.1007/s11027-013-9535-2>
- Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Srinivasan, R., Williams, J. R., Haney, E. B., and Neitsch, S. L. 2012. *Input/Output Documentation Soil and Water Assessment Tool, Version 2012*. Texas Water Resources Institute, TR-439.
- Boardman, J., and Poesen, J. 2006. *Soils Erosion in Europe*. John Wiley and Sons, Ltd. British Library. <https://doi.org/10.1002/0470859202>
- Chahor, Y., Casali, J., Giménez, R., Bingner, R. L., Campo, M. A., and Goñi, M. 2014. Evaluation of the AnnAGNPS Model for Predicting Runoff and Sediment Yield in a Small Mediterranean Agricultural Watershed in Navarre (Spain). *Agric. Water Manag.*, 134, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2013.11.014>
- DDRMAAL. 2021. *Estadísticas agrícolas. Negociado de Estadística*. Departamento de Desarrollo Rural, Medio Ambiente y Administración Local-Gobierno de Navarra. [http://www.navarra.es/home\\_es/Temas/Ambito+rural/Indicadores/agricultura.htm](http://www.navarra.es/home_es/Temas/Ambito+rural/Indicadores/agricultura.htm) [retrieved: 14 June 2021]
- Duncan, R. A., Bethune, M. G., Thayalakumaran, T., Christen, E. W., and McMahon, T. A. 2008. Management of salt mobilisation in the irrigated landscape - A review of selected irrigation regions. In *J. Hydrol.*, 351, 9 (1–2), 238–252. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.002>
- FAO. 2017. *The Future of Food and Agriculture - Trends and Challenges*. FAO. <http://www.fao.org/3/i6583e/i6583e.pdf>
- FAO, and IWMI. 2018. *More People, More Food, Worse Water? A Global Review on Water Pollution from Agriculture* (J. Mateo-Sagasta, S. M. Zadeh, and H. Turrall (eds.)). FAO and IWMI. <http://www.fao.org/3/ca0146en/ca0146en.pdf>
- Giménez, R., Casali, J., Grande, I., Díez, J., Campo-Bescós, M. A., Álvarez-Mozos, J., and Goñi, M. 2012. Factors controlling sediment export in a small agricultural watershed in Navarre (Spain). *Agric. Water Manag.*, 110, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.03.007>
- Kamali, B., Abbaspour, K. C., and Yang, H. 2017. Assessing the Uncertainty of Multiple Input Datasets in the Prediction of Water Resource Components. *Water*, 9(9), 709. <https://doi.org/10.3390/w9090709>
- Killick, R., and Eckley, I. A. 2014. ChangePoint: An R package for changepoint analysis. *J. Stat. Softw.*, 58(3), 1–9. <https://doi.org/10.18637/jss.v058.i03>
- Kouchi, D. H., Esmaili, K., Faridhosseini, A., Sanaeinejad, S. H., Khalili, D., and Abbaspour, K. C. 2017. Sensitivity of Calibrated Parameters and Water Resource Estimates on Different Objective Functions and Optimization Algorithms. *Water*, 9(6). <https://doi.org/10.3390/w9060384>
- Letej, J., Hoffman, G. J., Hopmans, J. W., Grattan, S. R., Suarez, D., Corwin, D. L., Oster, J. D., Wu, L., and Amrhein, C. 2011. Evaluation of soil salinity leaching requirement guidelines. *Agric. Water Manag.*, 98 (4). <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.08.009>
- Lévesque, É., Anctil, F., Van Griensven, A., and Beauchamp, N. 2008. Evaluation of Streamflow Simulation by SWAT Model for Two Small Watersheds under Snowmelt and Rainfall. *Hydrol. Sci. J.*, 53(5), 961–976. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.5.961>
- MAPA. 2021. *Gestión sostenible de regadíos*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. <https://www.mapa.gob.es/es/desarrollo-rural/temas/gestion-sostenible-regadios/> [retrieved: 12 June 2021]

- Meaurio, M., Zabaleta, A., Uriarte, J. A., Srinivasan, R., and Antigüedad, I. 2015. Evaluation of SWAT models performance to simulate streamflow spatial origin. The case of a small forested watershed. *J. Hydrol.*, 525, 326–334. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.050>
- Merchán, D., Casalí, J., Del Valle de Lersundi, J., Campo-Bescós, M. A., Giménez, R., Preciado, B., and Lafarga, A. 2018. Runoff, Nutrients, Sediment and Salt Yields in an Irrigated Watershed in Southern Navarre (Spain). *Agric. Water Manag.*, 195, 120–132. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.10.004>
- Merchán, D., Sanz, L., Alfaro, A., Pérez, I., Goñi, M., Solsona, F., Hernández-García, I., Pérez, C., and Casalí, J. 2020. Irrigation Implementation Promotes Increases in Salinity and Nitrate Concentration in the Lower Reaches of the Cidacos River (Navarre, Spain). *Sci. Total Environ.*, 706, 135701. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135701>
- Moriassi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., and Veith, T. L. 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Trans. ASABE*, 50(3). <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Muñoz-Carpena, R., Ritter, A., Socorro, A. R., and Pérez, N. 2002. Nitrogen evolution and fate in a Canary Islands (Spain) sprinkler fertigated banana plot. *Agric. Water Manag.*, 52(2). [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(01\)00131-7](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(01)00131-7)
- Muñoz-Carpena, Rafael, Fox, G. A., Ritter, A., Perez-Ovilla, O., and Rodea-Palomares, I. 2018. Effect of Vegetative Filter Strip Pesticide Residue Degradation Assumptions for Environmental Exposure Assessments. *Sci. Total Environ.*, 619–620, 977–987. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.093>
- Neitsch, S. ., Arnold, J. ., Kiniry, J. ., and Williams, J. . 2011. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. *Texas Water Res. Instit.*, 1–647. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.063>
- Pulido-Bosch, A., Rigol-Sanchez, J. P., Vallejos, A., Andreu, J. M., Ceron, J. C., Molina-Sanchez, L., and Sola, F. 2018. Impacts of agricultural irrigation on groundwater salinity. *Environ. Earth Sci.*, 77(5). <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7386-6>
- Rostamian, R., Jaleh, A., Afyuni, M., Mousavi, S. F., Heidarpour, M., Jalalian, A., and Abbaspour, K. C. 2008. Application of a SWAT Model for Estimating Runoff and Sediment in Two Mountainous Basins in Central Iran. *Hydrol. Sci. J.*, 53(5), 977–988. <https://doi.org/10.1623/hysj.53.5.977>
- Rouholahnejad, E., Abbaspour, K. C., Srinivasan, R., Bacu, V., and Lehmann, A. 2014. Water resources of the Black Sea Basin at high spatial and temporal resolution. *Water Resour. Res.*, 50(7). <https://doi.org/10.1002/2013WR014132>
- Siebert, S., Burke, J., Faures, J. M., Frenken, K., Hoogeveen, J., Döll, P., and Portmann, F. T. 2010. Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(10), 1863–1880. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010>
- Sutton, M. A., Howard, C. M., and Erisman, J. W. 2011. *The European Nitrogen Assessment: Sources, Effects and Policy Perspectives*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511976988>
- Tolson, B. A. and Shoemaker, C. A. 2004. Watershed Modeling of the Cannonsville Basin using SWAT2000: Model Development , Calibration and Validation for the Prediction of Flow , Sediment and Phosphorus Transport to the Cannonsville Reservoir. *Water Resour. Res.*, 53(5), 977–988.
- Zeng, R., and Cai, X. 2014. Analyzing streamflow changes: irrigation-enhanced interaction between aquifer and streamflow in the Republican River basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(2), 493–502. <https://doi.org/10.5194/hess-18-493-2014>

# EVALUACIÓN DE TÉCNICAS DE REGRESIÓN BASADAS EN EL APRENDIZAJE AUTOMÁTICO PARA EL RELLENO DE LAGUNAS ESPACIALES DE LA BASE DE DATOS DE HUMEDAD DEL SUELO DE CCI EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

L. Almendra-Martín<sup>1\*</sup>, J. Martínez-Fernández<sup>1</sup>, Á. González-Zamora<sup>1</sup>, P. Benito-Verdugo<sup>1</sup> y M. Piles<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE), Universidad de Salamanca. C/ Duero, 12. 37185. Villamayor. Salamanca. lauraalmendra@usal.es

<sup>2</sup>Laboratorio de Procesado de Imágenes. Parc Científic Universitat de València C/ Catedrático José Beltrán, 2. 46980. Paterna. València.

**RESUMEN.** La disponibilidad de series de humedad del suelo (SM) largas y continuas en espacio y tiempo es fundamental para un gran número de aplicaciones. En este trabajo se analiza la idoneidad de diferentes técnicas de regresión basadas en el aprendizaje automático, aplicadas al dominio espacial, para rellenar las lagunas del producto de SM de la *Climate Change Initiative* (CCI) en la Península Ibérica entre 1991-2019. Los algoritmos evaluados han sido: *Support Vector Machine* (SVM), *Random Forest* (RF) y *Gaussian Processes* (GP). Las variables que se incorporaron como *inputs* en cada modelo fueron la textura del suelo, las coordenadas geográficas y la SM del día precedente. Además, se comparó la precisión de cada método con los parámetros recomendados por defecto por la implementación del software y una vez optimizados. Los tres métodos han demostrado ser suficientemente adecuados para rellenar las lagunas de CCI, siendo el GP el que proporcionaba mayor precisión.

**ABSTRACT.** The existence of long and continuous soil moisture (SM) series in space and time is fundamental for a variety of applications. This paper analyses the suitability of different machine learning regression techniques to fill the gaps in the SM product of the Climate Change Initiative (CCI) over the Iberian Peninsula in the period 1991-2019. The evaluated algorithms have been Support Vector Machine (SVM), Random Forest (RF) and Gaussian Processes (GP). The methods were applied in the spatial domain, and the variables incorporated as inputs in each model were the soil texture, the geographical coordinates and the SM of the preceding day. In addition, the precision of each method was compared using the default parameters of the software and once optimized. All three methods have proven to be adequate to fill the gaps in CCI, being the GP the most accurate.

## 1.- Introducción

La humedad del suelo superficial (SM) es una variable climática esencial que ejerce control sobre el intercambio de agua y energía entre el suelo y la atmósfera. Su monitorización es fundamental para un buen número de disciplinas como la agricultura, la meteorología, la gestión de recursos hídricos o los riesgos naturales (Almendra-Martín et al., 2021a; González-Zamora et al., 2021;

Martínez-Fernández et al., 2021). Es por esto que, el interés por conseguir series de datos espacialmente continuas de esta variable ha crecido en las últimas décadas. En la actualidad, existe una variedad de bases de datos que proporcionan estimaciones de la humedad del suelo con diferentes orígenes, aproximaciones (observaciones, modelos o reanálisis) y características (Beck et al., 2020). Sin embargo, no hay tantas series de esta variable que sean de larga duración.

La *Climate Change Initiative* (CCI) es una iniciativa de la *European Space Agency* (ESA) que tiene como objetivo aprovechar todo el potencial de las series satelitales generadas durante los últimos 40 años para producir productos observacionales de un gran número de variables esenciales climáticas. Entre estas variables se encuentra SM (Dorigo et al., 2017; Gruber et al. 2017, 2019). Su serie se obtiene combinando todas las estimaciones obtenidas con satélites activos o pasivos de microondas (1-10 GHz) disponibles desde el año 1978, y constituye la base de datos de humedad del suelo satelital más larga disponible, y por tanto “a priori” ideal para estudios climáticos o de tendencias. Sin embargo, una de las principales limitaciones de este producto es la existencia de lagunas de datos provocadas por diferentes factores (contaminación por interferencia de radiofrecuencia, tiempo de revisita de los satélites, presencia de hielo, dificultad de recuperación de SM en zonas de costa y de montaña, etc.) (Cui et al., 2019).

Existen diferentes trabajos en la literatura que evalúan la aplicabilidad de técnicas de relleno de lagunas a bases de datos de SM (Xing et al., 2017; Xiao et al., 2016; Wang et al., 2012), pero son pocos los trabajos en los que se aplican a la base de datos de SM de la CCI. Por ejemplo, Cui et al. (2019) aplicaron un algoritmo basado en redes neuronales en la Meseta Tibetana para rellenar las lagunas de la base de datos de CCI aplicado al dominio temporal. Llamas et al. (2020) evaluaron técnicas de relleno de datos aplicadas al dominio espacial en una región de Oklahoma, dos basadas en *kriging* y una en modelos lineales. Estos autores obtuvieron buenas aproximaciones de los datos ausentes en las series de SM, sin embargo, su aplicabilidad se basó en los resultados obtenidos en regiones concretas con determinadas características climáticas. Almendra-Martín et al. (2021b) compararon la idoneidad de diferentes métodos aplicados tanto al dominio espacial como temporal en una región más amplia, el sur de Europa. Utilizaron desde metodologías simples y comúnmente usadas como la interpolación, hasta técnicas de regresión más complejas basadas en el

aprendizaje automático como las *Support Vector Machines* (SVM). Los resultados obtenidos demostraron que el algoritmo más complejo, SVM, aplicado al dominio espacial utilizando como *inputs* la textura del suelo, las coordenadas geográficas y la humedad del día anterior, ofrecía las estimaciones más precisas. Los resultados obtenidos por Almendra-Martín et al. (2021b) demostraron la aplicabilidad de técnicas de regresión basadas en aprendizaje automático para rellenar las lagunas de la base de datos de SM de la CCI. Sin embargo, el foco de ese trabajo fue en la elección de la combinación de variables de entrada que más precisión ofrecían en cada modelo, pero no se investigó en profundidad el ajuste (optimización) de los hiperparámetros y su impacto en la precisión obtenida.

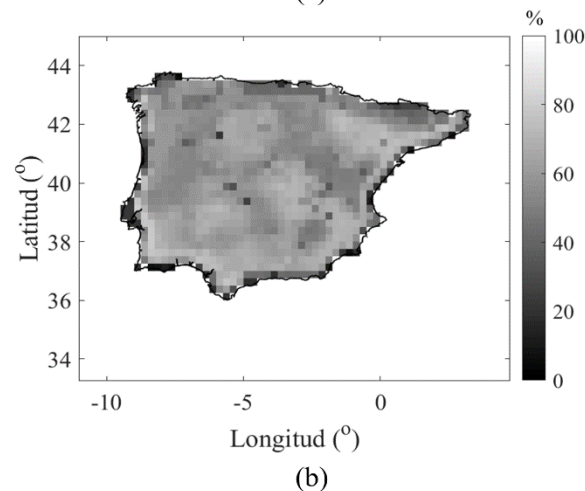
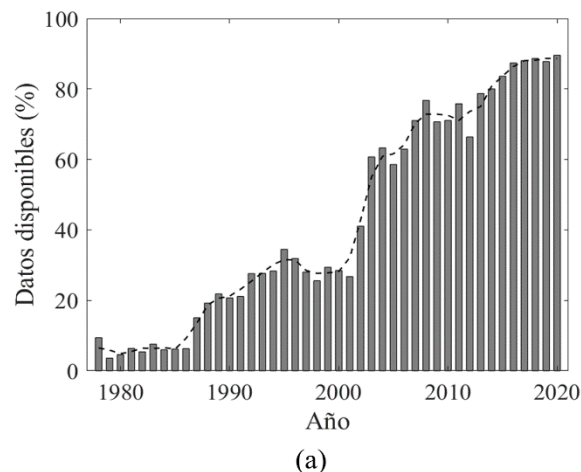
En este trabajo se pretende evaluar la idoneidad de diferentes algoritmos de regresión basados en la teoría del aprendizaje automático aplicadas al dominio espacial como son las SVM, los *Random Forest* (RF) y los *Gaussian Processes* (GP) del software MATLAB en la Península Ibérica, utilizando las variables de entrada sugeridas por Almendra-Martín et al. (2021b) y evaluando el impacto del ajuste de los hiperparámetros.

## 2.- Bases de datos

La serie de SM de la CCI (en adelante CCISM) utilizada en este trabajo fue la versión 5.2 del producto combinado. Este producto fusiona los datos de todos los satélites de microondas, tanto activos como pasivos, que estiman esta variable desde noviembre de 1978 hasta 2020. El resultado es una imagen diaria a una resolución espacial de  $0.25^\circ$  de todo el globo terráqueo (Gruber et al., 2019). En este estudio, se extrajeron las series de los píxeles pertenecientes a la Península Ibérica y se filtraron los datos mediante el indicador de calidad del producto, manteniendo únicamente los píxeles con la calidad más alta. Los sensores de los satélites que componen el producto poseen diferentes características técnicas y cobertura temporal, lo que implica una distribución espaciotemporal de datos muy heterogénea (Gruber et al., 2017). En concreto, para la zona de estudio, en la primera década, con tan solo un satélite pasivo operativo, no se supera el 10% de datos disponibles (Fig. 1a). Mientras que en el año 2003 se observa un punto de inflexión alcanzando aproximadamente el 60% y aumentando progresivamente hasta casi 90% en los últimos años de la serie. Debido a la escasa disponibilidad de datos en los primeros años, este estudio se centra en el periodo 1991-2020, en el que se dispone de al menos un 25% de datos anuales. En este periodo el porcentaje medio de datos disponibles es de un 60%, siendo ligeramente menor en algunas zonas costeras, de montaña o bosque (Fig. 1b).

Los datos de textura de suelo se obtuvieron del producto SoilGrids del ISRIC-*World Soil Information*. Esta ofrece información sobre diferentes propiedades químicas y físicas del suelo en seis intervalos de profundidad desde los 5 cm hasta los 200 cm, y a una resolución espacial de  $250 \times 250$  m (Batjes et al., 2020). En este estudio se utilizó la información del contenido de

arena y de arcilla de la capa superficial, es decir, los primeros 5 cm, expresado en tanto por ciento. Los mapas de estas variables se remuestrearon a la malla de  $0.25^\circ$  del CCISM obteniendo un valor de cada variable para cada píxel.



**Fig. 1.** Distribución espaciotemporal de los datos de CCISM. Porcentaje de la disponibilidad de datos anual en la Península Ibérica (a) y porcentaje de la disponibilidad de datos de cada píxel desde 1991 hasta 2020 (b).

## 3.- Metodología

En el estudio se evaluó la aplicabilidad de tres métodos de regresión basados en aprendizaje automático, aplicados al dominio espacial, para rellenar las lagunas de la base de datos de CCISM. Los tres métodos son: SVM, RF y GP, todos basados en principios estadísticos y matemáticos diferentes.

Para poder estimar los valores ausentes de SM, se escogieron como variables de entrada a los modelos, aquellas capaces de describir las propiedades del suelo y situar en el espacio los valores de SM. Esta información en conjunto ha demostrado mejorar la precisión de las estimaciones (Almendra-Martín et al., 2021b). Por tanto, las variables utilizadas como *inputs* de los modelos fueron



el contenido de arena y arcilla, las coordenadas geográficas y la humedad del día anterior.

Su aplicación al dominio espacial supone que, para cada día de la serie, se estima un modelo entrenado con los datos disponibles y se calculan los valores ausentes de SM. La evaluación de esos valores estimados con cada método se llevó a cabo mediante una validación cruzada *hold-out* con 9 repeticiones (Pérez-Planells et al., 2015). Es decir, los datos disponibles de un día se dividieron en dos conjuntos, el de entrenamiento con el 70% de los ellos y el de test con el 30%. Esta división se realizó de forma aleatoria, pero tratando de reproducir la distribución espacial de las lagunas de CCISM en el área de estudio. Además, en cada repetición la división de los datos fue la misma en todos los métodos para asegurar la consistencia en las intercomparaciones.

Los parámetros estadísticos calculados en la validación entre el conjunto de test y las estimaciones obtenidas fueron el coeficiente de correlación de Pearson (R), el sesgo o bias y el error cuadrático medio (RMSE), usados comúnmente en las validaciones de productos satelitales de SM (Entekhabi et al., 2010). También se obtuvo el tiempo de computación medio de cada uno de los métodos.

### 3.1. Support Vector Machines

Las SVM, desarrolladas inicialmente para problemas de clasificación, se basan en la teoría del aprendizaje estadístico (Vapnik, 1995). El algoritmo se define a partir de la idea de separar un conjunto de datos en dos clases mediante un hiperplano de separación óptimo que maximice el margen entre patrones (Dibike et al., 2001). Su aplicación a problemas de regresión consiste en encontrar, en lugar de un hiperplano, una función de regresión óptima, lo más plana posible y que minimice el riesgo empírico fijando un máximo de desviación  $\epsilon$  del valor real (Smola y Schölkopf et al., 2004). Para tratar el problema de forma no lineal, se incorporan las funciones *kernel*, mediante las cuales, se mapean los datos a un espacio de mayor dimensión donde el problema puede tratarse de forma lineal. El algoritmo SVM aplicado a problemas de regresión se ha utilizado en el campo de la teledetección para diversas aplicaciones debido a su capacidad de generalizar, incluso con conjuntos de datos de entrenamiento pequeños (Mountrakis et al., 2011). La precisión de los modelos depende principalmente de la desviación máxima permitida  $\epsilon$ , una constante de regularización  $C$  que compensa la complejidad de la función y su capacidad de generalizar y la función *kernel*. En este trabajo se utilizó una función *kernel* gaussiana con un factor de escala  $K$  del que también depende la precisión.

### 3.2. Random Forest

Los RF consisten en un conjunto de árboles de decisión independientes, entrenados con una muestra aleatoria distinta, pero con la misma distribución en todos los árboles (Breiman, 2001). Un árbol de decisión consiste en un modelo de decisiones binario en forma de árbol capaz de repartir las observaciones en función de sus atributos. La

estimación final del RF se obtiene agregando las predicciones de todos los árboles individuales que forman el modelo (Amat-Rodrigo, 2017). Este algoritmo se ha aplicado en diferentes trabajos del campo de la teledetección, tanto para problemas de clasificación como de regresión (Mutanga et al., 2012). Su precisión depende de diferentes hiperparámetros que hay que considerar a la hora de definir los modelos como el número de árboles que lo componen y de las características de estos. En el diseño de los árboles de decisión se puede definir el número de nodos o número mínimo de observaciones por nodo. El *software* utilizado en este trabajo, generalmente, construye por defecto árboles profundos y el RF utiliza un total de 100 árboles.

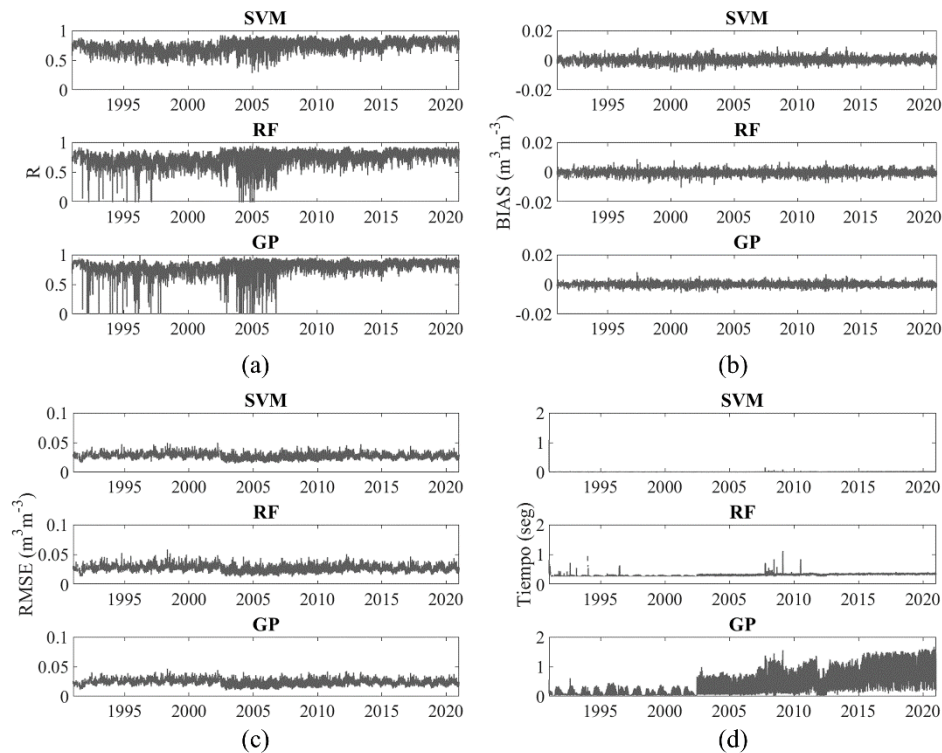
### 3.3. Gaussian Processes

Los GP fueron implementados por primera vez para problemas de regresión por Williams y Rasmussen (1996). Se definen como una distribución de probabilidad gaussiana sobre funciones aleatorias y su ajuste se basa en el teorema de Bayes. Un GP es un proceso estocástico que puede definirse por su función media y su función de covarianza (Schulz et al., 2018). La función de covarianza expresa la similitud entre los valores predictores y los valores respuesta y se incorpora al modelo mediante una función *kernel*. La precisión en las estimaciones depende principalmente de la definición de esta función y de sus parámetros. Una característica atractiva de los GP es que permiten obtener no sólo las predicciones, sino también su intervalo de confianza. En este trabajo se utiliza una función *kernel* exponencial cuadrática, una de las funciones de covarianza más utilizadas. Estos parámetros se basan en la desviación estándar de la señal  $\sigma_f$  y la escala de longitud  $\sigma_l$ .

## 4.- Resultados y discusión

### 4.1. Hiperparámetros por defecto

Primero se evaluó la aplicabilidad de los tres métodos de regresión con los ajustes de parámetros que el software MATLAB utiliza por defecto. Los resultados obtenidos en la validación cruzada para cada modelo diario muestran, en general, una buena precisión (Fig. 2). Al analizar el valor de R, se observa un aumento de correlación en los últimos años de la serie, donde el porcentaje de datos disponibles es mayor y los valores de la serie de CCISM presentan menor incertidumbre (Almendra-Martín et al., 2021b). Los valores medios para todo el periodo son ligeramente mayores cuando se aplican los GP ( $R = 0,83$ ) y más bajos con las SVM ( $R = 0,77$ ). Sin embargo, las SVM presentan valores más estables con un menor número de *outliers*. Estos pueden estar relacionados con modelos sobreajustados de días donde los datos disponibles son escasos o no son representativos de la dinámica espacial de la SM. En las SVM no existe este problema por la buena capacidad del método para



**Fig. 2.** Parámetros obtenidos en la validación cruzada *hold-out* realizada en las estimaciones de SM obtenidas con cada uno de los métodos de regresión para cada modelo diario. Parámetros de validación: coeficiente de correlación de Pearson (a), sesgo (b), RMSE (c) y tiempo medio de computación (d).

generalizar (Mountrakis et al., 2011). Los valores del sesgo y del RMSE obtenidos en todos los casos se aproximan al cero, lo que implica una buena precisión de los modelos, siendo esta ligeramente mayor con los GP (fig. 2b-c). Además, en el caso del RMSE, se observa una reducción notable en 2002, coincidente con la ruptura más marcada de la serie de CCISM provocada por la fusión de los diferentes sensores (Preimesberger et al. 2021) y con el aumento de datos disponibles en la serie (Fig. 1a). Sin embargo, aunque los GP muestran una precisión mayor, el tiempo de computación que necesitan para entrenar su modelo es muy superior al de otros métodos (Fig. 2d). También se observa un cambio a partir del 2002, en este caso ligado al aumento del número de datos.

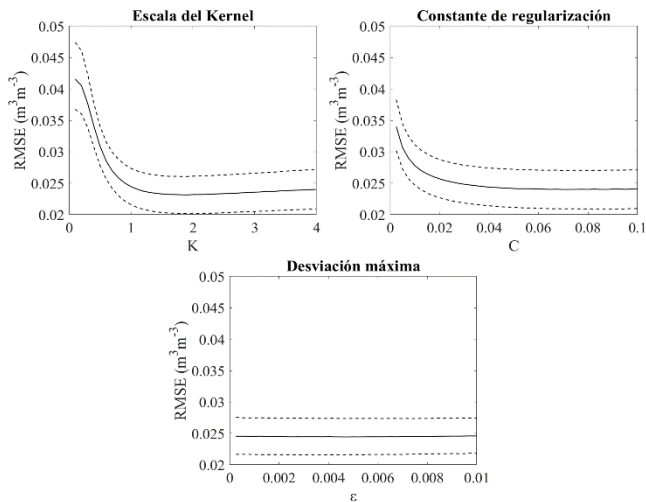
#### 4.2. Optimización de hiperparámetros

La precisión de los métodos de regresión aplicados en este trabajo depende de los valores asignados a diferentes hiperparámetros que definen el algoritmo. El software utilizado establece valores predeterminados para algunos de estos parámetros, sin embargo, en ocasiones su definición depende de los datos de entrada del modelo. Esto puede derivar en sobreajustes, si, por ejemplo, se tienen pocos datos y muy ruidosos al entrenar un modelo. Lo que se pretende es asignar valores únicos para todos los modelos diarios, pero que consigan la mayor precisión posible en las estimaciones de SM. Para optimizar los parámetros de cada modelo se escogió una muestra de forma aleatoria, pero representativa de los resultados obtenidos en la sección anterior, en lugar de calcular un modelo para cada día del

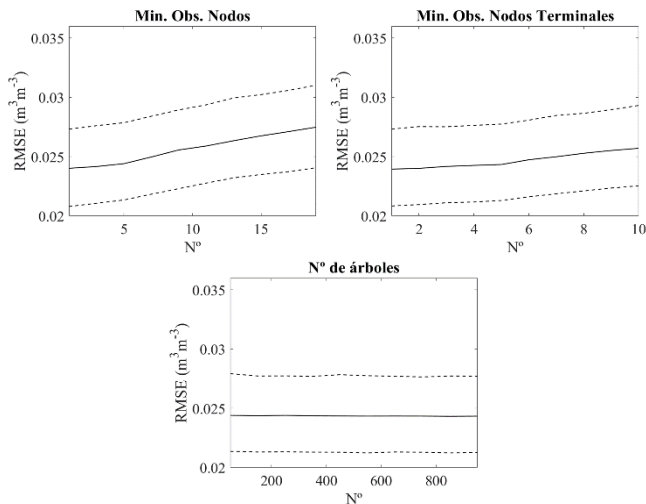
periodo. Esta muestra consideró un 10% del período de estudio para reducir el tiempo de computación. Para estimar la precisión de esta muestra se realizó una validación cruzada *9-fold* y se calculó el RMSE.

En el caso de las SVM, la precisión del modelo depende principalmente de la elección de tres hiperparámetros: la desviación máxima permitida  $\epsilon$ , el factor de escala de la función kernel  $K$ , y la constante de regularización  $C$ . El factor de escala  $K$  es una constante independiente de los datos de entrada, el valor predeterminado es 1, pero se han estudiado los resultados para un rango de valores entre 0,1 y 4. La constante de regularización y la desviación máxima permitida se establece por defecto a partir de la distribución de la variable respuesta. En este caso, se ha escogido el rango de valores predeterminados más frecuentes en el periodo de estudio. Los resultados obtenidos con cada parámetro no han mostrado grandes cambios en los errores de las estimaciones de SM (Fig. 3). Se obtienen resultados menos precisos para valores de  $K$  menores a la unidad, pero para valores mayores, el error se estabiliza. La constante  $C$  también muestra un error ligeramente mayor para los valores más bajos del rango escogido y se estabiliza a medida que éste aumenta. Por el contrario, la desviación máxima en el rango escogido no parece influir en el error de la estimación.

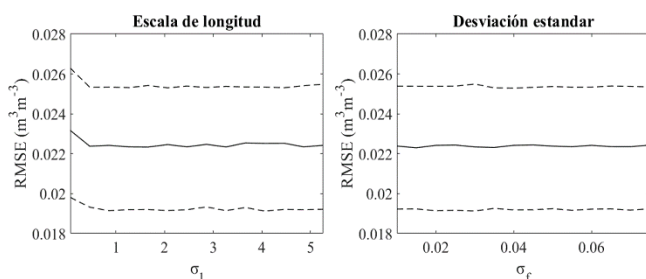
Para los RF se estudió la influencia de tres hiperparámetros: el número de observaciones mínimo por nodo, estableciendo el rango entre 1 y 20, el mínimo de observaciones por nodo terminal, en un rango entre 1 y 10, y el número de árboles, desde 50 hasta 950. Los errores de las estimaciones obtenidos al variar el número



**Fig. 3.** Error obtenido en las estimaciones de SM con las SVM para cada valor de los hiperparámetros. Las líneas discontinuas indican los percentiles 25 y 75 y la línea continua la mediana de la muestra.



**Fig. 4.** Error obtenido en las estimaciones de SM con los RF para cada valor de los hiperparámetros. Las líneas discontinuas indican los percentiles 25 y 75 y la línea continua la mediana de la muestra.



**Fig. 5.** Error obtenido en las estimaciones de SM con los GP para cada valor de los hiperparámetros. Las líneas discontinuas indican los percentiles 25 y 75 y la línea continua la mediana de la muestra.

de árboles no varían de forma significativa. Por el contrario, se observa una precisión menor en el cálculo de SM al incrementar el número de observaciones mínimas en los nodos (Fig. 4).

Por último, se optimizaron los hiperparámetros de los GP. Estos fueron la desviación estándar de la señal  $\sigma_f$  y la escala de longitud  $\sigma_1$  de la función *kernel*. Los valores

predeterminados de ambos parámetros dependen de las variables de entrada, por lo que el rango analizado se escogió a partir de los valores por defecto más frecuentes en el periodo de estudio, al igual que en las SVM. Así, el rango seleccionado de la desviación estándar de la señal fue de 0,01 a 0,075 y el de la escala de longitud de 0,06 a 5,6. Los errores obtenidos con estos valores no mostraron mucha variación en el rango seleccionado. Únicamente se observa un ligero incremento del RMSE con el valor más bajo de  $\sigma_1$  (Fig. 5).

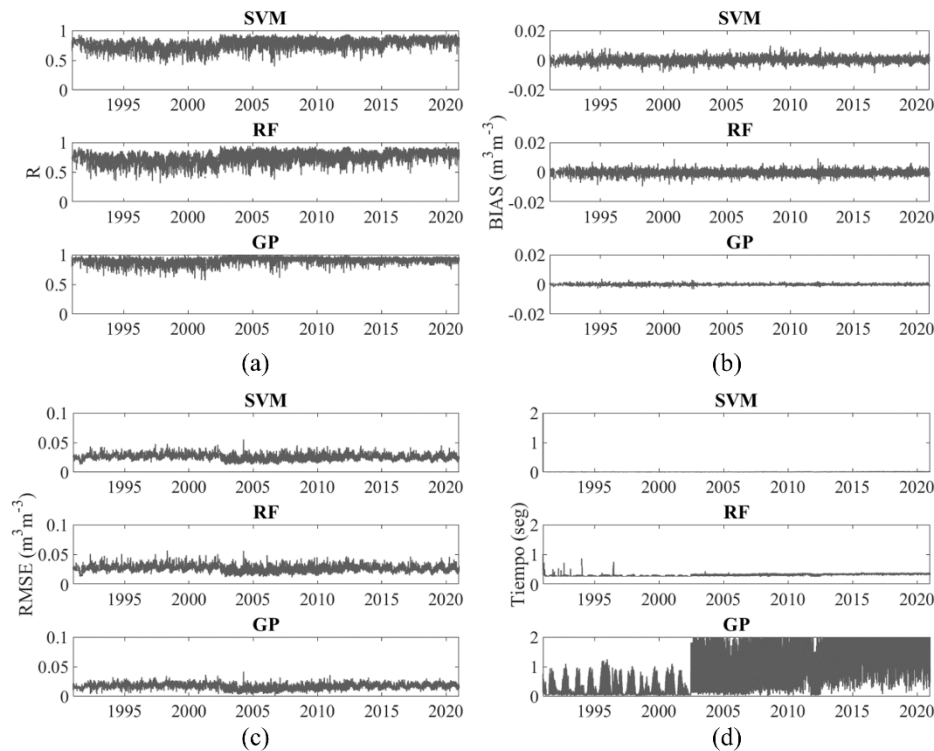
Del análisis realizado con cada método de regresión se han obtenido los valores de los hiperparámetros que optimizan el error de las estimaciones de la serie de CCISM. En los casos en los que se observó una disminución del error, se seleccionó el valor del hiperparámetro con el que se obtenía el mínimo de RMSE. En aquellos hiperparámetros en los que no se observó una mejora significativa, pero el valor predeterminado depende de los datos de entrada, se seleccionó el valor por defecto más común en todos los modelos diarios. Los valores finales seleccionados se pueden ver en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Valores de los hiperparámetros escogidos para optimizar los modelos con cada método de regresión.

Método	Hiperparámetro	Valor
SVM	K	1,5
	C	0,0375
	$\epsilon$	0,0038
RF	Min. observaciones por nodo	1
	Min. observaciones por nodo terminal	2
	Nº árboles	100
GP	$\sigma_f$	0,0275
	$\sigma_1$	4,3

#### 4.3. Hiperparámetros optimizados

Los tres algoritmos de regresión evaluados para el relleno de lagunas de la base de datos de CCISM fueron entrenados de nuevo, pero esta vez utilizando los valores de los hiperparámetros de la Tabla 1. Los resultados obtenidos en la validación cruzada *hold-out* se muestran en la figura 6. En general los resultados obtenidos son más precisos, el valor medio de R es mayor para las SVM ( $R = 0,80$ ) y los GP ( $R = 0,92$ ), mientras que en los RF se mantiene ( $R = 0,78$ ). Sin embargo, el coeficiente de correlación en los GP y los RF ya no presenta *outliers* (Fig. 6a). En el caso del sesgo y el RMSE, únicamente se observa una mejora notable en los GP (Fig. 6b-c). Si se observa el tiempo de computación, aunque la magnitud expresada en este trabajo está condicionada por el *hardware* usado, se ve que los métodos más rápidos fueron las SVM y los RF (Fig. 6d). Los GP, aunque ofrecen resultados notablemente mejores, requieren un coste computacional mayor, que además se incrementa ligeramente con los valores optimizados de los hiperparámetros.



**Fig. 6.** Parámetros obtenidos en la validación cruzada *hold-out* realizada en las estimaciones de SM obtenidas con cada uno de los métodos de regresión optimizado para cada modelo diario. Parámetros de validación: coeficiente de correlación de Pearson (a), sesgo (b), RMSE (c) y tiempo medio de computación (d).

Estos resultados revelan la adecuación de los métodos de regresión basados en el aprendizaje automático para el relleno de lagunas de CCISM. Además, su implementación en el dominio espacial, ha mostrado ser igual o más precisa que la implementación en el dominio temporal, aunque su uso sea menos frecuente (Almendra-Martín et al. 2021b). Los mejores resultados se han obtenido con los GP antes y después de la optimización. Las SVM, se han optimizado hasta presentar estimaciones más precisas que los RF.

Los mejores resultados obtenidos, los de los GP, son comparables con los obtenidos por Llamas et al., 2020. En su trabajo obtuvieron una correlación de 0,88 aplicando *kriging* de regresión, también un proceso gaussiano (Shadrin et al., 2021). Sin embargo, la forma de aplicar los GP propuesta en este trabajo permite proporcionar al modelo más información, como la textura de suelo y la SM del día antes, variable que ha demostrado ser clave para obtener estimaciones de SM adecuadas en métodos de regresión (Almendra-Martín et al., 2021b).

## 5.- Conclusiones

Monitorizar la humedad del suelo es una tarea clave para la gestión de los recursos hídricos y para el estudio del ciclo hidrológico. La base de datos de CCI es una herramienta muy útil para esta tarea ya que ofrece la serie satelital de SM más larga disponible. Sin embargo, las

lagunas de datos plantean serias limitaciones para determinadas aplicaciones. En este trabajo se han propuesto tres métodos de regresión basados en el aprendizaje automático para abordar este problema en la Península Ibérica. Las SVM, los RF y los GP se han aplicado al dominio espacial utilizando como variables de entrada a los modelos la textura del suelo, las coordenadas geográficas y la humedad del día anterior. Las estimaciones una vez evaluadas mediante una validación cruzada *hold-out* con 9 repeticiones mostraron que los GP eran capaces de estimar los valores de CCISM de una forma más precisa. Sin embargo, las SVM a pesar de presentar en la validación los valores medios de correlación más bajos, fue el método que menos *outliers* presentó. Probablemente se deba a la capacidad de generalizar, con pocos datos de entrenamiento, que tiene el modelo.

El *software* utilizado, MATLAB, utiliza unos valores predeterminados para los hiperparámetros de los modelos que no siempre son los óptimos y cuando estos valores dependen de las características de los datos de entrada, esto puede provocar un sobreajuste en el modelo. La optimización de los hiperparámetros se realizó en una muestra aleatoria pero representativa en los tres métodos estudiados. Los errores obtenidos con la variación de parámetros no mostraron cambios muy significativos. Sin embargo, sí se pudo determinar un conjunto de valores con los que se mejoraron los algoritmos.

En la evaluación de los tres métodos una vez optimizados, no se obtuvieron valores anómalos en el

coeficiente de correlación y se mejoraron las estimaciones en todos los casos, pero de manera más pronunciada en los GP. Además, se volvió a observar como este método estimaba los valores de la serie de CCISM con mayor precisión, aunque el coste computacional es superior.

Los GP aplicados al dominio espacial utilizando únicamente la información espacial, como el *kriging*, han demostrado ser técnicas fiables para la estimación de series espacialmente continuas en otros trabajos. Sin embargo, la forma de aplicar los GP propuesta en este trabajo permite proporcionar al modelo más información espacial y de esta forma captar y recrear mejor la dinámica de la SM.

*Agradecimientos.* Este estudio fue financiado por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades de España (Proyectos ESP2017-89463-C3-3-R y RTI2018-096765-A-100), la Junta de Castilla y León (Proyecto SA112P20), el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) y el proyecto Unidad de Excelencia CLU-2018-04, cofinanciado por FEDER y la Junta de Castilla y León.

## 6.- Bibliografía

- Almendra-Martín, L., J. Martínez-fernández, A. González-Zamora, P. Benito-Verdugo y C.M. Herrero-Jiménez, 2021a. Agricultural drought trends on the Iberian Peninsula: an analysis using modeled and reanalysis soil moisture products. *Atmosphere*. 12. 236.
- Almendra-Martín, L., J. Martínez-Fernández, M. Piles y Á. González-Zamora, 2021b. Comparison of gap-filling techniques applied to the CCI soil moisture database in Southern Europe. *Remote Sens. Environ.* 258, 112377.
- Amat-Rodrigo J., 2017. Árboles de decisión, random forest, gradient boosting y C5.0. <https://www.cienciadedatos.net/> [último acceso junio, 2021].
- Batjes, N. H., E. Ribeiro y A. V. Oostrum, 2020. Standardised soil profile data to support global mapping and modelling (WoSIS snapshot 2019). *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 299-320.
- Beck, H. E., M. Pan, D. G. Miralles, R. H. Reichle, W. A. Dorigo, S. Hahn, J. Sheffield, L. Karthikeyan, G. Balsamo, R. M. Parinussa, A.I.J.M. van Dijk, J. Du, J. S. Kimball, N. Vergopolan y E. F. Wood, 2021. Evaluation of 18 satellite-and model-based soil moisture products using in situ measurements from 826 sensors. *Hydrol Earth Syst Sci*, 25, 17-40.
- Breiman, L., 2001. Random forests. *Mach. Learn.* 45, 5-32.
- Cui, Y., C. Zeng, J. Zhou, H. Xie, W. Wan, L. Hu, W. Xiong, X. Chen, W. Fan y Y. Hong, 2019. A spatio-temporal continuous soil moisture dataset over the Tibet plateau from 2002 to 2015. *Sci. data* 6, 247.
- Dibike, Y.B., S. Velickov, D. Solomatine, M.B. Abbott, 2001. Model Induction with Support Vector Machines: Introduction and Applications. *J. Comput. Civ. Eng.* 15, 3, 208-216.
- Dorigo, W., W. Wagner, C. Albergel, F. Albrecht, G. Balsamo, L. Brocca, D. Chung, M. Ertl, M. Forkel, A. Gruber, E. Haas, P.D. Hamer, M. Hirschi, J. Ikonen, R. de Jeu, R. Kidd, W. Lahoz, Y.Y. Liu, D. Miralles, T. Mistelbauer, N. Nicolai-Shaw, R. Parinussa, C. Pratola, C. Reimer, R. van der Schalie, S.I. Seneviratne, T. Smolander y P. Lecomte, 2017. ESA CCI Soil Moisture for improved Earth system understanding: State-of-the art and future directions. *Remote Sens. Environ.* 203, 185-215.
- Entekhabi, D., R.H. Reichle, R.D. Koster, W.T. Crow, 2010. Performance metrics for soil moisture retrievals and application requirements. *J. Hydrometeorol.* 11, 832-840.
- González-Zamora, A., L. Almendra-Martín, M. De Luis, y J. Martínez-fernández, 2021. Influence of soil moisture versus climatic factors in *Pinus halepensis* growth variability in Spain: a study with remote sensing and modeled data. *Remote Sens.* 13,757.
- Gruber, A., W.A. Dorigo, W. Crow, W. Wagner, 2017. Triple Collocation-Based Merging of Satellite Soil Moisture Retrievals. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 55, 6780-6792.
- Gruber, A., T. Scanlon, R. van der Schalie, W. Wagner, W. Dorigo, 2019. Evolution of the ESA CCI Soil Moisture climate data records and their underlying merging methodology. *Earth Syst. Sci. Data* 11, 717-739.
- Llamas, R.M., M. Guevara, D. Rorabaugh, M. Taufer y R. Vargas, 2020. Spatial gapfilling of ESA CCI satellite-derived soil moisture based on geostatistical techniques and multiple regression. *Remote Sens.* 12, 665.
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora y L. Almendra-Martín, 2021. Soil moisture memory and soil properties: an analysis with the stored precipitation fraction. *J. Hydrol.* 593, 125622.
- Mountrakis, G., J. Im y C. Ogole, 2011. Support vector machines in remote sensing: A review. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 66, 247-259.
- Mutanga, O., E. Adam y M. A. Cho, 2012. High density biomass estimation for wetland vegetation using WorldView-2 imagery and random forest regression algorithm. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 18, 399-406.
- Pérez-Planells, L., J. Delegido, J. P. Rivera-Caicedo y J. Verrelst, 2015. Analysis of cross-validation methods for robust retrieval of biophysical parameters. *Rev. Teledetección*, 44, 55-65.
- Preimesberger, W., T. Scanlon, C.H. Su, A. Gruber y W. Dorigo, 2020. Homogenization of Structural Breaks in the Global ESA CCI Soil Moisture Multisatellite Climate Data Record. *IEEE Trans Geosci Remote Sens.* 59, 2845-2862.
- Schulz, E., M. Speekenbrink, y A. Krause, 2018. A tutorial on Gaussian process regression: Modelling, exploring, and exploiting functions. *J. Math. Psychol.* 85, 1-16.
- Shadrin, D., A. Nikitin, P. Tregubova, V. Terekhova, R. Jana, S. Matveev y M. Pukalchik, 2021. An Automated Approach to Groundwater Quality Monitoring—Geospatial Mapping Based on Combined Application of Gaussian Process Regression and Bayesian Information Criterion. *Water*, 13, 400.
- Smola, A.J. y B. Schölkopf, 2004. A tutorial on support vector regression. *Stat. Comput.* 14, 199-222.
- Vapnik, V.N., 1995. The Nature of Statistical Learning Theory. Springer New York, New York, NY.
- Wang, G., D. Garcia, Y. Liu, R. de Jeu y A.J. Dolman, 2012. A three-dimensional gap filling method for large geophysical datasets: application to global satellite soil moisture observations. *Environ. Model. Softw.* 30, 139-142.
- Williams, C.K., y C.E. Rasmussen, 1996. Gaussian processes for regression. *MIT Press*.
- Xiao, Z., L. Jiang, Z. Zhu, J. Wang y J. Du, 2016. Spatially and temporally complete satellite soil moisture data based on a data assimilation method. *Remote Sens.* 8.
- Xing, C., N. Chen, X. Zhang y J. Gong, 2017. A machine learning based reconstruction method for satellite remote sensing of soil moisture images with in situ observations. *Remote Sens.* 9.



## IMPACTO DE LA INCERTIDUMBRE DEL SUELO URBANO EN EL DISEÑO Y LA RETROALIMENTACIÓN DE FILTROS VEGETALES PARA MITIGAR LA ESCORRENTÍA DE APARCAMIENTOS

R. Muñoz-Carpena<sup>1,2</sup>, J.J. López-Rodríguez<sup>1</sup>, M.A. Campo-Bescós<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ingeniería, Universidad Pública de Navarra, Pamplona. e-mail: carpena@ufl.edu

<sup>2</sup>University of Florida, Agricultural and Biological Engineering, Gainesville, FL, USA.

**RESUMEN.** Los filtros vegetales (FV) son zonas de vegetación autóctona o implantada para controlar la contaminación por escorrentía. Si se diseñan y mantienen adecuadamente, pueden ser un importante componente activo de la infraestructura verde urbana (GI) para el control de contaminación superficial procedente de zonas impermeables como aparcamientos, carreteras, etc. Sin embargo, la incertidumbre del suelo urbano y su efecto sobre infiltración y escorrentía pueden limitar la eficacia de los FV para mitigar la contaminación urbana. Con el modelo VFSSMOD se analizó el efecto de suelos de relleno urbano en FV con escorrentía de un aparcamiento comparado con suelo nativo. El análisis indica que un FV de 20-30 m sobre suelo de relleno franco arenoso en las condiciones del estudio reduce notablemente hasta 40% del volumen de escorrentía y 90% de partículas y contaminantes asociados a estas fases. Sin embargo, esta mejora queda limitada cuando hay un horizonte limitante a 0.5 m de profundidad, con reducciones <15% de escorrentía. Los resultados informan a ingenieros y gestores de espacios urbanos sobre la eficacia y consideraciones de diseño de los FV para mitigación de escorrentía urbana como parte de estrategias GI.

**ABSTRACT.** Vegetated filters (VF) are areas of native or planted vegetation to control runoff pollution. If properly designed and maintained, they can be an important active component of urban green infrastructure (GI) for the control of surface pollution from impervious areas such as parking lots, roads, etc. However, the uncertainty of urban soil and its effect on infiltration and runoff can limit the effectiveness of VFs in mitigating urban pollution. Using the VFSSMOD model, the effect of urban refill soils on PV with runoff from a parking lot was analyzed and compared with the native soil. The analysis indicates that a 20-30 m VF on sandy loam fill soil under the conditions of the study significantly reduces up to 40% of the runoff volume and 90% of particulate matter and pollutants associated with these phases. However, this improvement is limited when there is a limiting horizon at 0.5 m depth, with <15% runoff reductions. The results inform engineers and urban space managers about the effectiveness and design considerations of PVs for urban runoff mitigation as part of GI strategies.

### 1.- Introducción

Los filtros vegetales (FV) son zonas de vegetación autóctona o implantada entre una fuente de contaminación superficial y una masa de agua receptora que están diseñadas para controlar la contaminación por escorrentía. Si bien se han adoptado ampliamente como buenas prácticas de gestión, (*Best Management Practices*, BMP) en el medio rural, si se diseñan y mantienen adecuadamente, pueden ser un importante componente activo de la infraestructura verde urbana (GI). Los espacios verdes urbanos existentes, que varían en tamaño, composición y ubicación, pueden convertirse, con algunas modificaciones, en eficaces FV para controlar los contaminantes habituales de la escorrentía urbana, como los metales pesados y los sólidos en suspensión. Para ello, es necesario comprender los procesos clave de flujo y transporte a través del FV que, en última instancia, controlan su eficacia para atrapar contaminantes. VFSSMOD (Muñoz-Carpena et al., 1993a,b; 1999; 2004), un modelo hidrológico y de calidad del agua para FV, se utiliza ampliamente para el diseño y la optimización de FV en muchos entornos, incluyendo su uso regulatorio para la aprobación y uso de plaguicidas en la Unión Europea, EEUU y otros países (Fox et al., 2021; Sabbagh et al., 2013). Estudios previos de campo y de simulación indican que los parámetros de infiltración del suelo controlan en gran medida la eficiencia de los FV para la captura de contaminantes transportados por la escorrentía superficial (Muñoz-Carpena et al., 1999; 2010). En especial, el efecto de la presencia de niveles freáticos someros bajo el FV por efecto estacional (épocas húmedas) o por la presencia de horizontes limitantes modifica de manera importante la dinámica de la zona no saturada del suelo del FV y su eficiencia para la captura de contaminantes superficiales (Fox et al., 2018). Un algoritmo de infiltración para el caso particular de suelos limitados por un nivel freático somero, SWINGO (Muñoz-Carpena et al., 2018), ha sido acoplado en VFSSMOD (Lauvernet et al., 2018) para el análisis de esta condición de infiltración limitada sobre el comportamiento del FV.

En general, para la implantación de zonas verdes urbanas es necesario que los suelos cumplan una serie de especificaciones establecidas por los ayuntamientos, que en general vienen recogidas en normativas. Al margen de esta afirmación, en ocasiones esta normativa no se cumple y algunos espacios verdes urbanos se asientan sobre suelos de relleno y poco profundos que varían en sus especificaciones y contenido dependiendo de su

proyecto de ingeniería inicial y el desarrollo de la obra final. Esto constituye una importante fuente de incertidumbre, además de la propia de la variabilidad espacial de los suelos, en el diseño de la retroalimentación de los FV urbanos que puede limitar la amplia adopción de esta BMP urbana.

El objetivo de este trabajo es el análisis sistemático del efecto del tipo de suelo y de lluvias en la eficiencia de FV para el filtrado de la escorrentía urbana procedente de zonas urbanas impermeables con el fin de ayudar al diseño de esta Técnica de Drenaje Urbano Sostenible (TDUS). Para ello, este trabajo ha aprovechado el interés del Plan Estratégico de la Universidad Pública de Navarra (UPNA) que pretende la readaptación del aparcamiento del Aulario de la UPNA con Sistemas Urbanos de Drenaje Sostenible (SUDS) con el fin de gestionar el agua de escorrentía para reducir su impacto en el río Sadar. El análisis se basa en la aplicación del modelo VFSMOD bajo distintos escenarios de suelos y tormentas.

## 2.- Materiales y Métodos

### 2.1. Localización y características de la zona de estudio

El solar en el que se realiza el estudio es una parcela que se encuentra entre el aparcamiento del Aulario de la UPNA (Pamplona, España, y el río Sadar, al cual vierten sus aguas de escorrentía (Fig. 1). Esta parcela está prevista que sea zona verde en el Plan Urbanístico, aunque todavía está pendiente de desarrollo, y es en donde se contempla instalar un FV y un SUDS. El aparcamiento en cuestión tiene un gran nivel de uso, con entrada de varias líneas de autobuses urbanos.



Fig. 1. Localización y características de la zona de estudio (coordenadas 42.801, -1.637, Datum: WGS84).

El aparcamiento tiene una superficie de 21.200 m<sup>2</sup> (302 x 70 m) con un 1% de pendiente longitudinal. Se plantea readaptar el aparcamiento eliminando barreras en un lado para dirigir la escorrentía con un esparcidor lateral sobre la zona verde que protege el arroyo localizado aguas

abajo. La zona verde se compone de un talud de 30 m y pendiente del 14% cubierto de hierba hasta una planicie donde se encuentra el arroyo rodeado de vegetación arbustiva espontánea (Fig. 1).

Interesa explorar el efecto de la implantación de un FV en el talud (manteniendo longitudes de FV entre 1 a 30 m). Para ello se analiza el impacto de 3 condiciones del suelo que suelen ser típicos en la implantación de zonas verdes urbanas: suelo nativo local compuesto de margas franco-arcillosas con una textura franco arcillosa (26.4% Ar, 34.8% Lm, 38.8% Ac), suelo de normativa (denominamos así a los suelos implantados con los criterios establecidos en las Normas Técnicas del Servicio de Zonas Verdes del Ayuntamiento, en este caso, de Pamplona) con una textura Franco Arenosa, y el suelo de normativa con horizonte limitante que genere un nivel freático somero a 0.5 m de profundidad (Fig. 2). Los suelos nativos y de normativa se consideraron sin limitación en el frente de avance de infiltración en el tiempo. En la Tabla 1 se muestran los valores de los parámetros hidráulicos del suelo estimados a partir de su textura (Schapp et al., 2001; Yang and You, 2013).

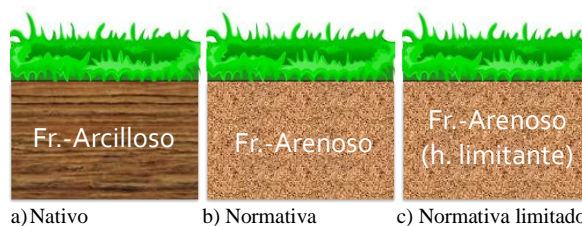


Fig. 2. Escenarios de tipos de suelo considerados.

Tabla 1. Características hidráulicas de los suelos utilizados en el estudio, donde  $K_s$  es la conductividad hidráulica a saturación;  $S_{av}$  es la succión en el frente de avance de Green-Ampt;  $\theta_s$ ,  $\theta_i$  son la humedad del suelo inicial y a saturación; y  $\theta$ ,  $\alpha$  y  $n$  son los parámetros de las curvas característica de van Genuchten (con  $m=1-1/n$ ).

Suelo	Textura	$K_s$ (m/s)	$S_{av}$ (m)	$\theta_s$	$\theta_i$	$\theta_r$	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$
Nativo	Fr-Ac	1,19e-6	0,2088	0,48	0,24	--	--	
Normativa	Fr-Ar	1,39e-5	0,1101	0,45	0,225	--	--	0,128
Norm./lim.	Fr-Ar	1,39e-5	0,1101	0,45	--	0,076	1,147	

Las características de la lluvia (duración, intensidad y distribución) son unos factores clave en el balance hidrológico de una superficie y, por lo tanto, a la hora de establecer las condiciones de diseño de un FV. Por dicho motivo, para este análisis se han considerado doce tormentas de diseño características en la zona estudiada diferentes en base a: la magnitud (periodos de retorno, T, de 2, 5 y 10 años); la duración, D (2, 4 y 8 h); y tipo de distribución temporal: I (S1) y II (S2) según USDA-NRCS (1986). En la Tabla 2 se resumen las características de todas las tormentas consideradas. Los valores de precipitación diaria asociada a los periodos de retorno considerados se estimaron mediante análisis regional de frecuencias de las precipitaciones diarias en Navarra aplicado a la Estación Meteorológica Automática (EMA) de la ETSIAB de la UPNA (Fig. 1) (López et al., 2019).



Con estos datos se generaron los yetogramas sintéticos para cada una de las tormentas seleccionadas. Los hidrogramas de escorrentía, procedente del aparcamiento para cada tormenta tipo, se determinaron utilizando el método TR-55 del hidrograma tabular, en el que se aplicó un número de curva CN=97 correspondiente a aparcamientos (Tabla 2). El método se basa en el cálculo del hidrograma por convolución y escalado de los excesos de lluvia a lo largo de la tormenta a partir de incrementos de lluvia de los yetogramas (USDA-NRCS, 1986). Todo ello se realizó aplicando el programa UH v3.0.6 incluido en el paquete de distribución de VFSSMOD (Muñoz-Carpena, 2020).

**Tabla 2.** Características de las tormentas consideradas y valores de escorrentía estimados para las mismas desde el aparcamiento. T2, T5, y T10 corresponden a tormentas con periodo de retorno de 2, 5 y 10 años; S1 y S2 corresponden a yetogramas tipo NRCS II y III; D es la duración de la tormenta; P es el volumen total de lluvia; i es la intensidad media de la tormenta; y RO es la escorrentía estimada para el aparcamiento (con número de curva CN=97).

Tormenta	T2	T5	T10	T2	T5	T10	T2	T5	T10	T2	T5	T10
	S1	S1	S1	S1	S1	S1	S2	S2	S2	S2	S2	S2
	D2	D2	D2	D4	D4	D4	D4	D4	D4	D8	D8	D8
P (mm)	25,3	35,8	42,8	32,6	46,2	55,3	32,6	46,2	55,3	40,8	57,8	69,1
D (h)	2	2	2	4	4	4	4	4	4	8	8	8
i (mm/h)	12,6	17,9	21,4	8,1	11,5	13,8	8,2	11,56	13,81	5,10	7,23	8,64
RO(mm)	17,8	27,8	34,6	24,7	38,0	46,8	24,7	38,0	46,8	32,6	49,3	60,5

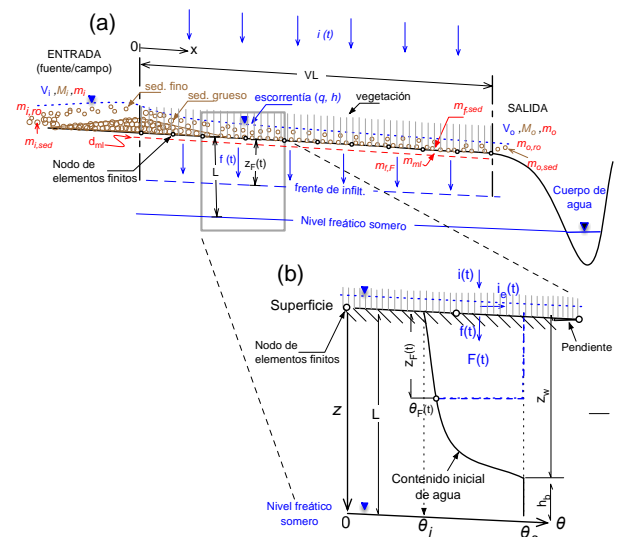
El tamaño mediano de partículas (sedimento) procedente del aparcamiento se seleccionó tras una revisión bibliográfica de valores típicos para un rango de condiciones amplio (Ball *et al.*, 1998; Borris *et al.*, 2016; Gnecco, 2019; Göbel *et al.*, 2007; Han *et al.*, 2005; Zafra *et al.*, 2007). Esto corresponde a un diámetro mediano de  $d_{50}=0,00675$  cm, densidad específica  $\gamma_s=2,65$  g/cm<sup>3</sup>, concentración de entrada  $C_i=0,000066$  g/cm<sup>3</sup> y porosidad de deposición en superficie  $por=43,4$  %. El tipo de vegetación en el talud verde existente en la zona que se empleará de FV consiste en mezcla herbácea densa (césped) con separación de tallos media  $S_s=2,2$  cm (densidad  $\sim 2100$  tallos/m<sup>2</sup>), rugosidad de Manning  $n=0,4$  s/m<sup>1/3</sup>, y rugosidad específica de la superficie del material vegetal de  $n_m=0,012$  s/cm<sup>1/3</sup> (Haan *et al.*, 1994), mantenida mediante corte a una altura de  $H=15$  cm.

## 2.2. Simulación numérica y análisis

La infiltración, flujo y mecánica de transporte y deposición de sedimentos en el FV se simuló con el modelo VFSSMOD v4.4.3 (Muñoz-Carpena *et al.*, 2020). El modelo acopla (Fig. 3) la solución numérica en elementos finitos del flujo dinámico superficial (Muñoz-Carpena *et al.*, 1993a), infiltración bajo condiciones de suelo profundo con el modelo de Green-Ampt modificado para tormentas naturales (Chu, 1978; Mein and Larson 1971, 1973; Skaggs and Khaheel, 1982; Muñoz-Carpena *et al.*, 1993b), infiltración bajo condiciones limitadas por un freático somero descritas por el modelo SWINGO (Muñoz-Carpena *et al.*, 2018, Lauvernet *et al.*, 2018; Fox *et al.*, 2018), mecánica de

deposición de sedimentos en vegetación densa (Muñoz-Carpena *et al.*, 1999) y el transporte y degradación de contaminantes (sales, pesticidas, coloides).

Numerosos estudios han demostrado la capacidad del modelo para predecir el flujo, la infiltración y la eficiencia de captura de sedimentos (Muñoz-Carpena *et al.*, 1999; Abu-Zreig, 2001; Dosskey *et al.*, 2002; Fox *et al.*, 2005; Han *et al.*, 2005; Pan *et al.*, 2017; Fox *et al.*, 2018); trazadores y solutos multirreactivos (Pérez-Ovilla, 2010); fósforo (Kuo y Muñoz-Carpena, 2009), coloides (Yu *et al.*, 2013) y pesticidas (Sabbagh *et al.* 2009; Poletika *et al.*, 2009; Reichenberger *et al.*, 2019; Muñoz-Carpena *et al.*, 2019) y su degradación (Muñoz-Carpena *et al.*, 2015). De interés para este trabajo es el tratamiento de la infiltración, y en particular la forma integral de la solución de infiltración bajo condiciones de agua freática somera de SWINGO, que a pesar de su simplicidad aporta resultados muy precisos comparados con datos experimentales (Lauvernet *et al.*, 2018; Fox *et al.*, 2018) y contrastados con otras soluciones como la de Richards y otros (Muñoz-Carpena *et al.*, 2018; 2021).



**Fig. 3.** Esquema del acoplamiento en el modelo VFSSMOD entre los procesos de (a) escorrentía y transporte superficial de sedimento y contaminantes a través del filtro vegetal durante la tormenta, y (b) infiltración bajo condiciones de nivel freático somero. Donde VL es la longitud del FV;  $i, f$ : intensidad de lluvia e infiltración con  $i_e=i-f$ ;  $q, h$ : flujo superficial y profundidad de escorrentía;  $F$ : infiltración acumulada;  $z_F$ : profundidad del frente de infiltración;  $\theta$ : humedad volumétrica del suelo;  $V, M, m$ : volumen de escorrentía, masa de sedimento y de contaminante. Los subíndices denotan: inicial ( $i$ ), final ( $o$ ), filtro ( $f$ ), agua infiltrada ( $r$ ), capa superficial de mezcla ( $mi$ ), sedimento ( $sed$ ), escorrentía ( $ro$ ) y saturación ( $s$ ), respectivamente.

Para el análisis se combinaron los efectos de las 3 condiciones de suelo (Tabla 1), 12 diferentes tormentas esperadas en la zona (Tabla 2), y tamaño de FV (longitud, VL) entre 1-30 m a incrementos de 1 m. Esto resultó en un total de 1080 simulaciones con VFSSMOD. De cada simulación se obtuvo la eficiencia de reducción (filtrado) de partículas (TSS) procedentes del aparcamiento en el filtro (valores entre 0-1), su equivalencia en Kg de TSS a la salida del FV, y la porción de escorrentía que sale del FV,  $RDR=$

(escorrentía de entrada)/(escorrentía de salida), donde la eficiencia de reducción de escorrentía en el FV es  $E_r=1-RDR$ . RDR es mayor que 1 cuando el flujo de escorrentía de salida es mayor que el de entrada, correspondiente al caso en el que el volumen de infiltración en el suelo del FV es menor que la lluvia caída sobre el mismo y por tanto la escorrentía de salida es la de entrada más el exceso de lluvia. Este puede ser el caso de lluvias elevadas sobre suelos poco permeables.

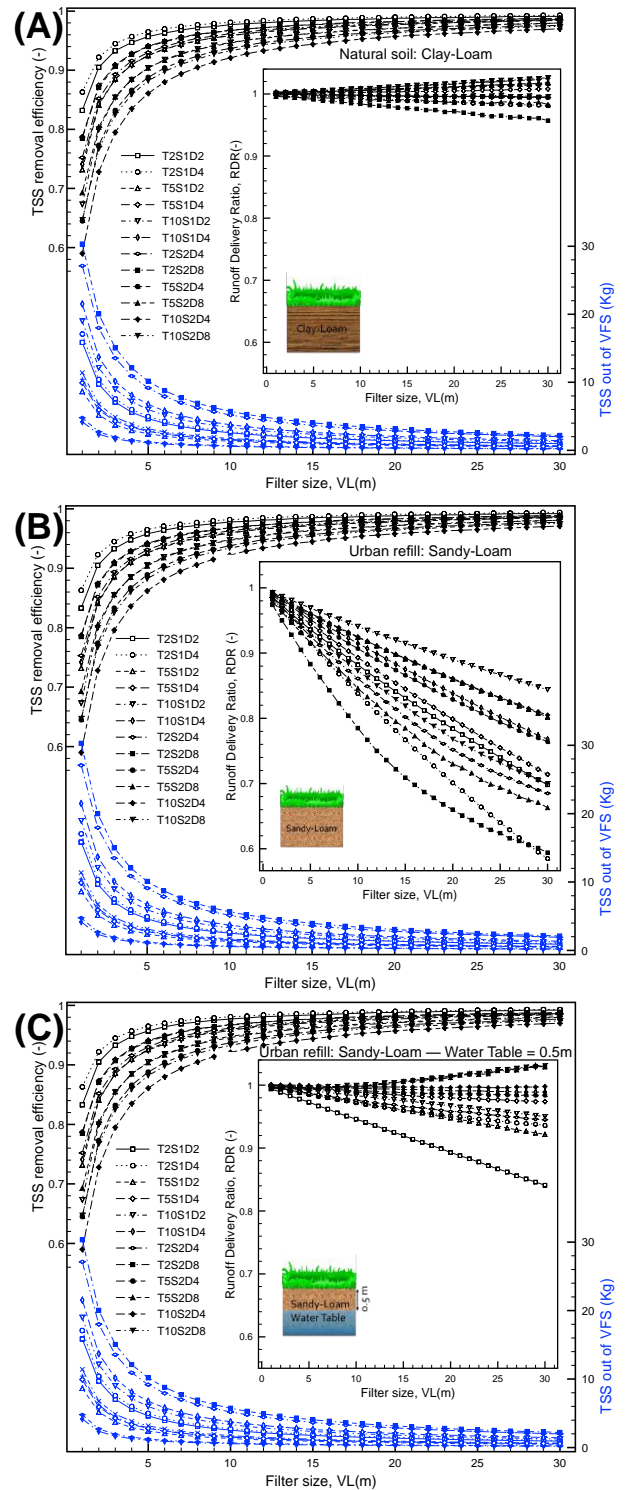
### 3.- Resultados

Los resultados obtenidos para todas las combinaciones estudiadas se presentan en la Figura 4. La carga total de TSS desde el aparcamiento puede llegar a ser de 50-70 Kg dependiendo del tipo de tormenta. En todos los suelos, las eficiencias esperadas de reducción de TSS son del 58-95%, dependiendo del tipo de tormenta y del tamaño del FV (1-30 m), donde los filtros más largos sólo permiten el paso de hasta 1.5 Kg de TSS para la tormenta más grande (T=2 años, Tipo II, D=8 horas).

Los resultados presentan una sedimentación diferenciada a lo largo del FV. En los primeros 5-10 m de FV, se concentra la mayor parte de la deposición de sedimentos. Esto aporta información útil de cara al dimensionado de los filtros bajo condiciones diversas de lluvia y carga de contaminantes procedentes de superficies asfaltadas.

El suelo nativo de textura fina (franco arcilloso, CL) (Fig. 4A) limitó la infiltración en el filtro, y la sedimentación por la densa vegetación es la principal responsable de las altas reducciones de TSS obtenidas. El suelo de normativa (Fig. 4B) es más permeable y puede aumentar la eficiencia del filtro por el aumento de la infiltración. Sin embargo, este efecto se ve anulado por la presencia de capas impermeables causadas por el material heterogéneo a menudo enterrado en las obras de construcción por debajo del suelo de relleno que dan lugar a un nivel freático somero y a la pérdida de infiltración del suelo (Fig. 4C). En definitiva, este comportamiento diferenciado en la infiltración afecta a la capacidad de retención por el FV de las sustancias disueltas en la escorrentía. Es interesante mencionar que en los casos de suelo sin horizonte limitante se consideraron suelos profundos y en las condiciones del estudio se predicen profundidades de infiltración máximas próximas a 1 m de profundidad durante la mayor de las tormentas. Sin embargo, para taludes con pendientes elevadas como los del estudio es posible que los suelos tengan menor profundidad y la eficiencia de FV en estos casos sea menor que la encontrada. De manera similar, la posición del horizonte limitante para el último suelo también afectaría la eficiencia del FV, por lo que los resultados presentados, aunque indicativos, son específicos para el caso de profundidad del horizonte a 0.5 m estudiado como ejemplo. Ambos casos de limitación de la infiltración por el horizonte limitante o poca profundidad del suelo condicionarían la presencia de un nivel freático somero a distintas profundidades del

suelo. Estudios anteriores (Lauvernet et al., 2018) indican que la posición del nivel freático somero tiene un efecto importante en la eficiencia del FV, mayor cuanto más superficial, aunque este efecto es inapreciable cuando la profundidad es superior a 1-2 m dependiendo de la textura del suelo.



**Fig. 4.** Eficiencia de reducción en el FV de solidos totales en suspensión de escorrentía (TSS), y escorrentía (1-RDR) para los casos de (A) suelo nativo franco-arcilloso, (B) suelo artificial franco-arenoso, y (C) el suelo artificial con horizonte limitante a 0.5 m de profundidad.

#### 4.- Próximos pasos

El estudio se ampliará incluyendo condiciones adicionales de posición del horizonte limitante o profundidad efectiva del suelo, así como la simulación de metales pesados procedentes de superficies asfaltadas. En primer lugar, se realizará una revisión sistemática de la bibliografía de los factores considerados en la parametrización de metales pesados en este contexto. A continuación, se realizará un análisis global de sensibilidad e incertidumbre (GSUA) para analizar la importancia relativa de los factores de entrada variables (tipo y heterogeneidad del suelo, características de las partículas de lavado, parámetros de transporte de metales pesados, trayectorias de flujo, características del relleno, tipos de tormenta). Con los factores importantes se empleará el filtrado de Monte-Carlo para diseñar un FV optimizado que permita alcanzar los objetivos de reducción de TSS y sus contaminantes asociados (metales pesados, orgánicos) para protección del agua superficial en la zona.

#### 5.- Conclusiones

Los filtros vegetativos (FV) combinados con zonas de aparcamiento y carreteras debidamente acondicionadas pueden ser soluciones eficaces de infraestructura verde destinadas a capturar los SST y los metales pesados de la escorrentía. Sin embargo, su efectividad depende de la zona no saturada ya que ésta determina la partición del flujo de entrada en superficial o sub-superficial y en función de esto los procesos de sedimentación e infiltración y la consecuente retención en el FV de contaminantes adsorbidos o en disolución.

El suelo de normativa, comparado con el suelo nativo del lugar estudiado, puede mejorar la eficacia de la infiltración de la escorrentía del FV. Sin embargo, la heterogeneidad de este material (dependiendo de las especificaciones del proyecto y la aplicación) puede anular esta mejora al contener capas impermeables o limitantes para la infiltración.

El modelo numérico VFSSMOD es una potente herramienta para el análisis de la mitigación de la contaminación por escorrentía urbana con vegetación densa en el entorno urbano.

*Agradecimientos.* RMC desea agradecer al programa PDL de la Universidad de Florida, a la UPNA y a Bayer CropSys el apoyo recibido durante su estancia sabática 2019-2020 en Pamplona. JJJL desea agradecer el apoyo del proyecto de demostración EU LIFE “urban stormwater demonstration project”.

#### 6.- Bibliografía

Abu-Zreig, M., 2001. Factors affecting sediment trapping in vegetated filter strips: simulation study using VFSSMOD. *Hydrol. Process.* 15 (8), 1477e1488.

Ball, J.E., Jenks, R. and Aubourg, D., 1998. An assessment of the availability of pollutant constituents on road surfaces. *Sci. Total Environ.* 209 (2-3), 243-254

Borris, M., Österlund, H., Marsalek, J. and Viklander, M., 2016. Contribution of coarse particles from road surfaces to dissolved and particle-bound heavy metal loads in runoff: A laboratory leaching study with synthetic stormwater. *Sci. Total Environ.*; 573: 212-221.

Dosskey, M.G., Helmers, M.J., Eisenhauer, D.E., Franti, T.G., Hoagland, K.D., 2002. Assessment of concentrated flow through riparian buffers. *J. Soil Water Conserv.* 57, 336e343.

Fox, A.L., Eisenhauer, D.E., Dosskey, M.G., 2005. Modeling Water and Sediment Trapping by Vegetated Filters Using VFSSMOD: Comparing Methods for Estimating Infiltration Parameters. ASABE, St. Joseph. MI. ASAE Paper Number 052118.

Fox, G., R. Muñoz-Carpena and R. Purvis. 2018. Controlled laboratory experiments and modeling of vegetative filter strips with shallow water tables. *J. of Hydrology* 556(1):1-9, doi:10.1016/j.jhydrol.2017.10.069

Fox, G.A., R. Muñoz-Carpena, B. Brooks, T. Hall. 2021. Advancing surface water pesticide exposure assessments for ecosystem protection. *Trans. ASABE* 64(2): 377-387, doi:10.13031/trans.14225

Göbel P., Dierkes, C. and Coldewey, W.G., 2007. Storm water runoff concentration matrix for urban areas. *J. Cont. Hydrol.*; 91: 26-42

Gnecco, I., A. Palla & J.J. Sansalone, 2019b. Partitioning of zinc, copper and lead in urban drainage from paved source area catchments. *J. Hydrol.*, 578. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124128>

Haan, C. T., B. J. Barfield and J. C. Hayes. 1994. *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*. San Diego: Academic Press

Han, J., Wu, J.S. and Allan, C., 2005. Suspended Sediment Removal by Vegetative Filter Strip Treating Highway Runoff. *J. Environ. Sci. Health* 40, 1637e1649. <https://doi.org/10.1081/ESE-200060683>.

Kuo, Y.M., Muñoz-Carpena, R., 2009. Simplified modeling of phosphorus removal by vegetative filter strips to control runoff pollution from phosphate mining areas. *J. Hydrol.*: 378, 343-354. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.039>.

Lauvernet, C. and Muñoz-Carpena, R., 2018. Shallow water table effects on water, sediment and pesticide transport in vegetative filter strips: Part B. model coupling, application, factor importance and uncertainty, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22:71-87. doi:10.5194/hess-22-71-2018

López, J.J., Goñi, M., San Martín, I., Erro, J., 2018. Regional frequency analysis of annual maximum daily rainfall in Navarra. Quantiles mapping. *Ingeniería del Agua*, 23(1): 33-51. <https://doi.org/10.4995/ia.2019.10058>.

Muñoz-Carpena R., C. Lauvernet, N. Carluer, G. Fox. 2021. Modeling slope rainfall-infiltration-runoff process with shallow water table during complex rainfall patterns” by Wu et al. (2021). *J. Hydrol.* (In press).

Muñoz-Carpena, R. 2020. *VFSSMOD-W Vegetative Filter Strips Modelling System. Model documentation, user's manual and program download. Version 4.4.3*. Agricultural and Biological Engineering, University of Florida. URL: <https://abe.ufl.edu/faculty/carpena/vfssmod/>.

Muñoz-Carpena, R. and J.E. Parsons. 2004. A Design Procedure for Vegetative Filter Strips Using VFSSMOD-W. *Trans. of ASAE* 47(5):1933-1941.

Muñoz-Carpena, R., C.T. Miller, and J.E. Parsons. 1993. A Quadratic Petrov-Galerkin Solution for Kinematic Wave Overland Flow. *Water Resour. Res.* 29(8):2615-2627.

Muñoz-Carpena, R., G.A. Fox and G.J. Sabbagh. 2010. Parameter Importance and Uncertainty in Predicting Runoff Pesticide Reduction with Filter Strips. *J. Environ. Qual.* 39(1): 630-641. doi:10.2134/jeq2009.0300.

Muñoz-Carpena, R., J.E. Parsons, and J.W. Gilliam. 1993. Numerical Approach to the Overland Flow Process in Vegetative Filter Strips. *Trans. of ASAE*: 36(3):761-770.

Muñoz-Carpena, R., J.E. Parsons, and J.W. Gilliam. 1999. Modeling hydrology and sediment transport in vegetative filter strips. *J. Hydrol.*: 214(1-4):111-129.

Muñoz-Carpena, R., Lauvernet, C., and Carluer, N. 2018. Shallow water table effects on water, sediment and pesticide transport in vegetative filter strips: Part A. non-uniform infiltration and soil water redistribution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*: 22:53-70. doi:10.5194/hess-22-53-2018

Muñoz-Carpena, R. A. Ritter, G.A. Fox and O. Perez-Ovilla. 2015. Does mechanistic modeling of filter strip pesticide mass balance and

- degradation affect environmental exposure assessments? *Chemosphere* 139:410-421. doi:10.1016/j.chemosphere.2015.07.010
- Muñoz-Carpena, R., A. Ritter, G. Fox. 2019. Comparison of empirical and mechanistic equations for vegetative filter strip pesticide mitigation in long-term environmental exposure assessments. *Water Research*, 165:1149833. doi:10.1016/j.watres.2019.114983
- Pan, D., Gao, X., Dyck, M., Song, Y., Wu, P., Zhao, X., 2017. Dynamics of runoff and sediment trapping performance of vegetative filter strips: run-on experiments and modeling. *Sci. Total Environ.* 593/594, 54e64 j.scitotenv.2017.03.158.
- Perez-Ovilla, O., 2010. Modeling Runoff Pollutant Dynamics through Vegetative Filter Strips: a Flexible Numerical Approach. Ph.D. Thesis. University of Florida, Gainesville, p. 195. <http://ufdc.ufl.edu/UFE0042122/00001>.
- Poletika, N.N., Coody, P.N., Fox, G.A., Sabbagh, G.J., Dolder, S.C., White, J., 2009. Chlorpyrifos and atrazine removal from runoff by vegetated filter strips: experiments and predictive modeling. *J. Environ. Qual.* 38 (3), 1042e1052.
- Reichenberger, S., Sur, R., Kley, C., Sittig, S., Multsch, S., 2019. Recalibration and cross-validation of pesticide trapping equations for vegetative filter strips (VFS) using additional experimental data. *Sci. Total Environ.* 647, 534e550.
- Sabbagh, G.J., Fox, G.A., Kamanzi, A., Roepke, B., Tang, J.Z., 2009. Effectiveness of vegetative filter strips in reducing pesticide loading: quantifying pesticide trapping efficiency. *J. Environ. Qual.* 38 (2), 762e771.
- Sabbagh, G.J., R. Muñoz-Carpena, G.A. Fox. 2013. Distinct influence of filter strips on acute and chronic pesticide aquatic environmental exposure assessments across U.S. EPA scenarios. *Chemosphere* 90(2):195-202. doi:10.1016/j.chemosphere.2012.06.034
- Schaap, M.G., F.J. Leij, and M. Th. van Genuchten, 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.*, 251:163-176.
- Winchell, M.F., R.L. Jones and T.L. Estes. 2011. *Comparison of Models for Estimating the Removal of Pesticides by Vegetated Filter Strips*. In: Goh et al.(eds.), *Pesticide Mitigation Strategies for Surface Water Quality*. Chapter 17. Pp. 273-286. ACS Series. American Chemical Society: Washington, DC.
- USDA-NRCS. 1986. *Urban hydrology for small watersheds. 210-VI-TR-55*, 2nd ed. Washington, D.C.: USDA-NRCS.
- Yang, X. and X. You, 2013. Estimation Parameters of Van Genuchten Model for Soil Water Retention Curve by Intelligent Algorithms. *Appl. Math. Sci.*, 7(5), 1977-1983. DOI: 10.12785/amis/070537.
- Yu, C., Muñoz-Carpena, R., Gao, B., Perez-Ovilla, O., 2013. Effects of ionic strength, particle size, flow rate, and vegetation type on colloid transport through a dense vegetation saturated soil system: experiments and modeling. *J. Hydrol.*: 499, 316-323. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.004>.
- Zafra, C. A., J. Temprano & I. Tejero, 2007. Contaminación por escorrentía superficial urbana: metales pesados acumulados sobre la superficie de una vía. *Ingeniería e Investigación*, 27(1), 4-10.

## USING INTERACTIVE JUPYTER NOTEBOOKS TO FACILITATE KNOWLEDGE TRANSFER AND TRAINING OF RAINFALL-RUNOFF MODELLING

A. Peñuela<sup>1\*</sup> y F. Pianosi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dpto de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, España. e-mail: apenuela@uco.es

<sup>2</sup>Department of Civil Engineering, University of Bristol, Bristol, BS8 1TR, United Kingdom. e-mail: francesca.pianosi@bristol.ac.uk

**RESUMEN.** El campo de la computación interactiva se ha centrado recientemente en Jupyter Notebooks, un entorno de programación literaria que combina en un solo documento código ejecutable, contenido multimedia, resultados, gráficas y texto explicativo. Otra mejora que proporcionan respecto a la documentación estática de modelos es la implementación de visualización interactiva. Esto abre la posibilidad de su uso para la transferencia de conocimientos y la enseñanza. En este estudio utilizamos un Jupyter Notebook interactivo incluido en iRONS (Reservoir Operations Notebooks and Software) toolbox y una encuesta online para evaluar la eficacia de los Notebooks interactivos para facilitar la comunicación de conceptos complejos en la modelización de lluvia-escorrentía. Los resultados muestran que la mayoría de los participantes consideraron los Notebooks interactivos más efectivos que otros métodos. Los participantes aumentaron tanto su familiaridad como sus conocimientos. Estos resultados sugieren que el aprendizaje con Notebooks interactivos facilita la comunicación de conceptos complejos de modelización.

**ABSTRACT.** The field of interactive computing has recently coalesced around the Jupyter Notebooks, a literate programming environment that combines executable code, rich media, model outputs, figures and explanatory text in a single document. Another enhancement provided by Notebooks over model static documentation, is the possibility to include interactive visualization. This opens the potential use of interactive Jupyter Notebooks for knowledge transfer and teaching purposes. In this study we used the interactive knowledge transfer Notebooks included in the iRONS (Reservoir Operations Notebooks and Software) toolbox and an online survey to evaluate how interactive Jupyter Notebooks contribute to facilitate the communication of complex concepts in rainfall-runoff modelling. The results of the survey show that most participants considered the interactive Notebooks more effective for learning than other methods. Participants increased both their familiarity and knowledge. These results suggest that learning from interactive Jupyter Notebooks facilitate the communication of complex modelling concepts.

### 1.- Introduction

Advances in the development of interactive computing environments are facilitating the interaction between users and models. By “interactive computing,” we mean the sort of exploratory analysis that involves a “human in the loop. The field of interactive computing has recently coalesced around the Jupyter Notebooks (<https://jupyter.org/>). Jupyter Notebooks combines executable code, rich media, computational output and explanatory text in a single document. With Jupyter Notebooks users execute the code, see right away what happens, modify and repeat in a kind of iterative conversation between user and data (Perkel, 2018). The result is a computational narrative that builds stronger links between model, data and results (Perez and Granger, 2007, Kluyver et al., 2016). Moreover, Jupyter Notebooks can be run on the cloud by using online platforms, such as Binder (<https://mybinder.org/>), so that they are accessible by a web browser without requiring the installation of Python. But Jupyter Notebooks are not the best communication tool for all audiences, in particular for non-technical users, who may be put off by the presence of code.

However, this can be solved by the use of interactive visualization libraries such as Plotly (<https://plotly.com/>) and Bqplot (<https://bqplot.readthedocs.io/>) that allow the implementation of more intuitive elements such as sliders, buttons and menus to interact with the model and results. This provides a mechanism for sharing Jupyter Notebooks as standalone applications and may provide a more effective mechanism to communicate complex modelling concepts to a non-technical audience, such as students and decision-makers.

Previous studies in education have shown mixed conclusions in terms of the efficacy of interactivity for learning (Chou, 2003). For example, Chien and Chang (2012) investigated students learning to use a topographic instrument by watching visualizations with different degrees of interactivity. Compared to animations, full interactions of dragging and controlling the topographic instrument, was the most effective. Similarly, in a study with engineers given a Lego truck to disassembly, Akinlofa et al. (2013) observed that compared to animations and videos, an interactive virtual space, where participants could drag the computer replicas of the Lego pieces was the most effective. However, Pedra et al. (2015) showed that incorporating sophisticated interactivity features into lessons on hand-held devices increased the interest of students, but this was not

translated into better learning outcomes.

In this study, we aim to demonstrate of the potential of interactive Jupyter Notebooks for training and knowledge transfer. We will use the knowledge transfer (KT) Notebooks included in the Reservoir Operation Notebooks and Software (iRONS) toolbox (<https://github.com/AndresPenuela/iRONS>) and an online survey to evaluate how effective interactive Jupyter Notebooks in communicating complex concepts of rainfall-runoff modelling to students.

## 2.- Methods

### 2.1. iRONS toolbox

iRONS is a Python toolbox that implements several functions for rainfall-runoff modelling and the simulation and optimisation of reservoir operations, and is based on the principles of modularity, minimalism, openness and accessibility. It is organised into two parts: a suite of functions (the ‘Software’) implementing several tasks related to simulation and optimisation; and a set of Jupyter Notebooks (the ‘Notebooks’) that demonstrate key functionalities of the software through practical examples, and that can be run either locally or remotely via a web browser.

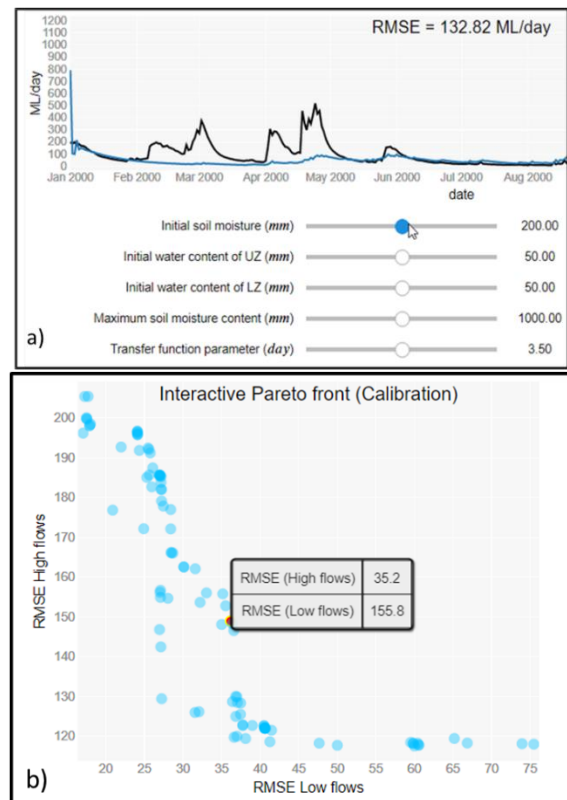
The Jupyter Notebooks are divided in two sections:

1) Knowledge Transfer Notebooks: a set of simple examples to demonstrate the value of simulation and optimisation tools for reservoir operations by application to ‘proof-of-concept’ systems. The Notebooks cover a range of concepts relevant to reservoir operation, such as: manual vs automatic calibration of rainfall-runoff models used to generate reservoir inflows; what-if analysis vs optimisation of reservoir releases; optimisation under conflicting objectives and under uncertainty; optimisation of release releases scheduling vs optimisation of an operating policy; different shapes of operating policies for different reservoir purposes such as domestic or irrigation supply, flood control, or hydropower production.

2) Implementation Notebooks: a set of workflow examples showing how to apply the iRONS functions to real-world data and problems, including: generating inflow forecasts through a rainfall-runoff model, including bias correcting weather forecasts; optimising release scheduling against an inflow scenario or a forecast ensemble; optimising an operating policy against time series of historical or synthetic inflows. These Notebooks are meant to serve as a ‘learn-by-doing’ alternative to a user manual and a starting point for the user’s own application workflows.

In this study we used one of the iRONS Knowledge Transfer Notebooks, “Calibration and evaluation of a rainfall-runoff model”, which covers the concepts of interdependency between model parameters, goodness-of-fit between the observed and the simulated hydrograph, manual and automatic model

calibration, model evaluation and trade-off between conflicting objectives of the model calibration. Through a simple example the Notebooks asks the user to simulate the natural inflows into a water reservoir, knowing the amount of rainfall that has fallen in the reservoir’s catchment area, and to tailor the rainfall-runoff model to the catchment through model calibration, first manually and then using automatic optimisation. Optimisation is performed by linking iRONS to the Platypus Multi-Objective Evolutionary Algorithm (MOEA) (<https://github.com/Project-Platypus/Platypus>) and the rainfall-runoff applied is the HBV model (Bergström and Singh, 1995). Interactive visualization tools and the implementation intuitive elements, such as sliders to manually change the value of the model parameters (Fig. 1a) or interactive scatter plots to facilitate the exploration of the automatic model calibration results (Fig. 1b), are used to facilitate the communication of the concepts covered in the Notebook.



**Fig. 1.** Examples of the interactive visualisations that were used to convey some of the key concepts: a) manual calibration, goodness-of-fit and parameter interdependency and b) trade-off between conflicting calibration objectives.

### 2.2. Questionnaire

Through both email invitations and in-person workshops we let participants go through the Notebook at their pace. Before and after going through the Notebook, we asked participants to fill in a questionnaire to measure their familiarity and understanding (Fig. 2) of the concepts covered. Then, by comparing responses before and after, we can

assess whether their familiarity and knowledge were increased by using the Notebook. Overall, we obtained responses from 25 participants - consisting of 19 PhD students (11 in Water Resource Management, 3 in Biochemical flows, 3 in Agronomy and 2 in Fine Chemistry) and 6 master's degree students (Ms in Environmental Hydraulics).

1) Does the influence of a given parameter on the simulated hydrograph depends on the value of the other parameters too? \*

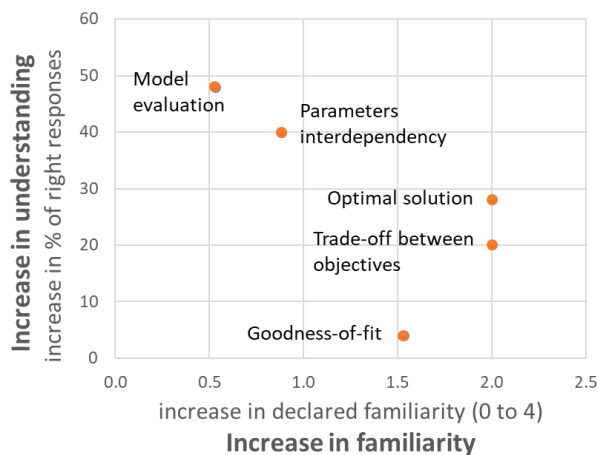
Yes   
 No   
 Not sure / I don't know

**Fig. 2.** Example of a question to measure the increase of understanding of participants after using the interactive Jupyter Notebook.

Familiarity to a concept is self-assessed by the participants using a scale from 1 (“not confident”) to 5 (“very confident”). Understanding of a concept is instead measured by the ability to give the correct answer to a close-ended question about that concept. The survey also includes direct questions to the participants about their opinion of our interactive Notebooks compared to other learning methods such as lecture slides, textbooks or online videos.

### 3.- Results

The results of the survey show that the majority of participants (82.4%) considered the interactive Notebooks more effective for learning than other methods, such as lecture slides, videos or books, thanks mainly to the code explanations, interactive visualization and step-by-step structure of Jupyter Notebooks. In general, the participants increased both their familiarity and knowledge about the rainfall-runoff modelling concepts covered by the Notebook (Fig. 3) however, there is not necessarily a clear relationship between the two.



**Fig. 3.** Results of the questionnaire after using the “Calibration and evaluation of a rainfall-runoff model” Knowledge transfer Notebook - Increase in familiarity to some key concepts versus increase in knowledge of some key concepts (next to each dot the concept covered is indicated).

### 4.- Conclusions

These results suggest that the characteristics of the Notebooks (literate programming and step-by-step structure) combined with visual interactivity do enhance learning and are appreciated by users. These results also demonstrate the potential of interactive Jupyter Notebooks to facilitate knowledge transfer and training of complex hydrological modelling concepts. Future work will further evaluate the efficacy of the interactive Jupyter Notebooks particularly as a knowledge transfer tool for hydrology researchers and practitioners.

*Acknowledgements.* This work was funded by the Engineering and Physical Sciences Research Council (EPSRC), grant EP/R007330/1. The authors are also grateful to the workshop participants who contributed to the evaluation of interactive Jupyter Notebooks.

### 5.- References

- Akinlofa, O.R., Holt, P.O.B. & Elyan, E. 2013. Domain expertise and the effectiveness of dynamic simulator interfaces in the acquisition of procedural motor skills. *British Journal of Educational Technology*, 44, 810-820.
- Bergström, S. & Singh, V. 1995. The HBV model. *Computer models of watershed hydrology*, 443-476.
- Chien, Y.-T. & Chang, C.-Y. 2012. Comparison of Different Instructional Multimedia Designs for Improving Student Science-Process Skill Learning. *Journal of Science Education and Technology*, 21, 106-113.
- Chou, C. 2003. Interactivity and interactive functions in web-based learning systems: a technical framework for designers. *British Journal of Educational Technology*, 34, 265-279.
- Kluyver, T., Ragan-Kelley, B., Pérez, F., Granger, B.E., Bussonnier, M., Frederic, J., Kelley, K., Hamrick, J.B., Grout, J. & Corlay, S. Jupyter Notebooks-a publishing format for reproducible computational workflows. *ELPUB*, 2016. 87-90.
- Pedra, A., Mayer, R.E. & Albertin, A.L. 2015. Role of Interactivity in Learning from Engineering Animations. *Applied Cognitive Psychology*, 29, 614-620.
- Perez, F. & Granger, B.E. 2007. IPython: A System for Interactive Scientific Computing. *Computing in Science & Engineering*, 9, 21-29.
- Perkel, J.M. 2018. Why Jupyter is data scientists' computational notebook of choice. *Nature*, 563, 145-147.





## CONTINUOUS AND DISCRETE ADJOINT STATE FORMULATIONS OF CONSERVATIVE AND REACTIVE SOLUTE TRANSPORT IN POROUS MEDIA

A.C. Samper<sup>1\*</sup>, J. Samper<sup>1</sup>, A. Mon<sup>1</sup>, C. Yang<sup>2</sup> y F. Lentijo<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas, Escuela de Caminos, Canales y Puertos, Universidade da Coruña, Campus de Elviña s/n 15071 A Coruña. e-mail: j.samper@udc.es

<sup>2</sup>Environmental Data Techniques, Inc, 4515 Gardendale, BLDG 902, San Antonio, TX 78240, USA. e-mail: yangcb@gmail.com

<sup>3</sup>ENRESA Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A. C/ Emilio Vargas 7, 28043 Madrid. e-mail: fler@enresa.es

**RESUMEN.** El método del estado adjunto (AS) es comúnmente utilizado para calcular las derivadas locales de la función objetivo del problema inverso de la estimación automática de los parámetros de modelos numéricos de flujo y transporte de solutos y para calcular las sensibilidades de los resultados de los modelos a variaciones de sus parámetros. El método AS se puede aplicar: (a) Al problema original (método continuo) o (b) A la versión discretizada del problema original (método discreto). El método AS continuo consiste en obtener las ecuaciones del estado adjunto a partir de las ecuaciones en derivadas parciales del problema original y, posteriormente, resolver numéricamente dichas ecuaciones. El método AS discreto consiste en obtener las ecuaciones del estado adjunto directamente a partir de las ecuaciones discretizadas del problema original. Este trabajo presenta la formulación del estado adjunto continuo y discreto para el transporte de solutos conservativos y reactivos en medios porosos. Se incluye la descripción de los dos métodos, el análisis de sus propiedades y la comparación de ambas versiones así como su aplicación a sistemas multicomponente de solutos conservativos y sistemas reactivos con reacciones de disolución/precipitación de minerales y de intercambio catiónico.

**ABSTRACT.** The adjoint state (AS) method is commonly used for calculating local derivatives of objective functions in the solution of the inverse problem of parameter estimation and computing model sensitivities for water flow and solute transport. The AS method can be applied to: (a) The continuous version of the original problem (continuous AS method) and (b) The discretized form of the original problem (discrete AS method). The continuous AS method consists on deriving the AS equations from the partial differential equations (PDEs) of the original problem and then solving numerically the resulting PDEs of the AS. The discrete adjoint state method consists on obtaining the discretized AS equations directly from the discretized equations of the original problem. Here we present the formulation of both the continuous and discrete AS for conservative solute transport in porous media. The methods are described and the properties of both continuous and discrete AS formulations are analysed and compared. We also present the AS equations for multicomponent reactive systems with mineral dissolution/precipitation and cation exchange reactions.

### 1.- Introduction

The adjoint state (AS) method is commonly used for calculating the gradient of the objective function in the solution of the inverse problem of parameter estimation (Carrera and Neuman, 1986; Samper and Neuman, 1986, 1989). Evaluating the adjoint state requires a single calculation similar to that of the original problem, regardless the number of parameters, and the method can be applied to the continuous version of the original problem or to the discretized form. Most of the reported applications rely upon discrete approaches.

A comparison of the continuous and discrete adjoint states for solving the inverse problem of groundwater flow in heterogeneous dual porosity systems is presented by Delay et al. (2017). They reported that both discrete and continuous AS led to similar results when sufficiently refined grids are used.

The AS method has been applied recently to model the steady-state sequentially coupled radionuclide transport in porous media (Hayek et al., 2019, 2020). To the best of our knowledge, the AS method has not been applied yet for modelling reactive solute transport.

We present first the mathematical and numerical formulation of conservative solute transport for a single species. Then, the continuous and discrete adjoint state equations are described. Afterwards, a comparison of the continuous and discrete adjoint state methods are presented. Section 6 presents the AS equations for multicomponent solute transport. AS equations of multicomponent reactive transport systems are described in Sections 7 and 8.

### 2.- Formulation of conservative solute transport

#### 2.1. Solute transport equation and boundary conditions

The partial differential equation (PDE) of conservative solute transport is given by:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (\phi \mathbf{D} \nabla c - \mathbf{q} c) + q_r c_r - q_d c - \lambda_d \phi c + \phi g \\ = \frac{\partial}{\partial t} \phi c \quad \text{in } \text{RxT} \end{aligned} \quad (13)$$

where  $\phi$  is porosity,  $\mathbf{D}$  is the dispersion/diffusion tensor,  $c$  is the solute concentration,  $\nabla c$  is the solute concentration gradient,  $\mathbf{q}$  is the Darcy velocity,  $q_r$  and  $q_d$  are water source/sink terms, respectively,  $c_r$  is the

concentration of the water inflow,  $\lambda_d$  is the decay constant,  $g$  is the solute mass source term,  $R$  is the space domain,  $t$  is time and  $T$  is the time domain (see the list of terms in Appendix E). The Darcy velocity is given by Darcy's law:

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}\nabla\mathbf{h} \quad (14)$$

where  $\mathbf{K}$  is the hydraulic conductivity tensor and  $\nabla\mathbf{h}$  is the gradient of the hydraulic head. The boundary and initial conditions of the solute transport in Eq. (1) are given by:

$$(\emptyset\mathbf{D}\nabla\mathbf{c} - \mathbf{q}\mathbf{c}) \cdot \mathbf{n} = -\beta_{bc}(c - C) + G - \mathbf{q}\mathbf{n}\mathbf{C} \quad \text{in } \Gamma_1 \times T \quad (15)$$

$$(\emptyset\mathbf{D}\nabla\mathbf{c} - \mathbf{q}\mathbf{c}) \cdot \mathbf{n} = -\beta_{bc}(c - C) + G - \mathbf{q}\mathbf{n}\mathbf{c} \quad \text{in } \Gamma_2 \times T \quad (16)$$

$$c = c_0 \quad \text{for } t = t_0 \quad \text{in } R \quad (17)$$

where  $\Gamma_1$  denotes the inflow and no-flow boundaries,  $\Gamma_2$  denotes the outflow boundaries,  $\mathbf{n}$  is a unit vector normal to the boundary pointing outwards,  $C$  is the external concentration along the boundary,  $G$  is the prescribed solute mass flux along the boundary,  $\beta_{bc}$  is a parameter controlling the type of solute transport boundary and  $c_0$  is the steady-state concentration.

## 2.2. Finite element numerical formulation

The numerical solution of Eqs. (1)-(5) with the finite element method (FEM) is based on the following approximation:

$$c(\mathbf{x}, t) \approx c^N(\mathbf{x}, t) = \sum_{i=1}^N c_i(t) \xi_i(\mathbf{x}) \quad (18)$$

where  $N$  is the total number of nodes in the grid,  $c_i$  is the nodal solute concentration and  $\xi_i(\mathbf{x})$  is the  $i$ -th basis function used for the spatial interpolation. Using the Galerkin finite element method for space discretization and the finite differences method for time discretization, the resulting finite element equations for solute transport are given by:

$$(\bar{\mathbf{F}} \cdot \theta_1 + \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k) \cdot \bar{\mathbf{c}}^k - [-\bar{\mathbf{F}} \cdot (1 - \theta_1) + \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k] \cdot \bar{\mathbf{c}}^{k-1} - \bar{\mathbf{r}}^{k-1} = 0 \quad (19)$$

where  $\bar{\mathbf{F}}$  is a  $N \times N$  conductance matrix,  $\bar{\mathbf{E}}$  is a  $N \times N$  storage matrix,  $\theta_1$  is a time discretization parameter which takes values between 0 and 1,  $\bar{\mathbf{c}}^k$  is the vector of nodal concentrations at time  $t^k$ ,  $\Delta t^k = t^k - t^{k-1}$  and  $K$  is the total number of time intervals where concentrations are calculated, so that  $k = 1, 2, \dots, K$ . The expressions of matrices  $\bar{\mathbf{F}}$  and  $\bar{\mathbf{E}}$  and the vector  $\bar{\mathbf{r}}$  are given by:

$$F_{ij} = \int_R \left[ \emptyset \nabla \xi_j \mathbf{D} \nabla \xi_i - \mathbf{q} \cdot \nabla \xi_i \xi_j + (q_d + \lambda_d \emptyset) \xi_i \xi_j \right] dR + \int_{\Gamma} \beta_{bc} \xi_i \xi_j d\Gamma + \int_{\Gamma_2} \mathbf{q} \cdot \mathbf{n} \xi_i \xi_j d\Gamma \quad (20)$$

$$E_{ij} = \int_R \emptyset \xi_i \xi_j dR \quad (21)$$

$$r_i = \int_R (q_r c_r + \emptyset g) \xi_i dR + \int_{\Gamma} (\beta_{bc} C + G) \xi_i d\Gamma - \int_{\Gamma_1} \mathbf{q} \cdot \mathbf{n} C \xi_i d\Gamma \quad (22)$$

## 2.3. Objective function

Solving the inverse problem of solute transport requires to minimize an objective function,  $\Omega$ . The integral form of the objective function has the following expression:

$$\Omega = \int_R J_1(c_0) dR + \iint_{R,T} [J_2(c) + J_3(\bar{\mathbf{y}})] dR dt \quad (23)$$

where  $J_1, J_2, J_3$  are known functions and  $\bar{\mathbf{y}}$  is a vector of model parameters. The parameters for conservative solute transport include  $\emptyset, \mathbf{D}, q_r, q_d, c_r, g, \mathbf{K}, \beta_{bc}, C$  and  $G$ .

The discrete form of the objective function is given by:

$$\Omega^N = J_1^N(\mathbf{c}_0) + J_2^N(\mathbf{c}_0, \mathbf{c}^k) + J_3^N(\bar{\mathbf{y}}) \quad (24)$$

In order to minimize  $\Omega$ , its gradient can be obtained in terms of the adjoint state variables, which in turn are obtained from the original problem. The AS equations can be derived from the continuous and discretized versions of the original problem.

## 3.- Continuous adjoint state

The continuous adjoint state method consists on deriving the AS equations from the PDEs of the original problem and then solving numerically the resulting PDEs of the AS. The continuous adjoint state method involves the following steps:

- Define the adjoint state variable for solute concentration,  $\tau$ . The model parameters  $\gamma_s$  are collected in a vector  $\bar{\mathbf{y}}$ .
- Define the objective function in terms of the variables and model parameters, such as that in Eq. (11).
- Take derivatives of the solute transport PDEs

and associated initial and boundary conditions in Eqs. (1)-(5) with respect to parameter  $\gamma_s$ . The derivatives are denoted with a superscript ', i.e.,  $\mathbf{r}'$  denotes the derivative of  $\mathbf{r}$  with respect to  $\gamma_s$ .

- Multiply the resulting derivative equations by the adjoint state  $\tau$  and integrate in RxT.
- Apply Green's first identity and divergence theorem to substitute the divergence terms by lower-order derivatives. The resulting boundary integrals are evaluated by their respective boundary equations obtained after steps 3 and 4.
- Eliminate the terms involving  $\nabla \mathbf{c}'$  by applying Green's first identity and divergence theorem.
- Lump together in  $F_c^1$  all the terms containing derivatives of solute concentration with respect to the parameter  $\gamma_s$ . The rest of the terms are lumped into a term denoted  $F^1$ . The resulting expression is given by:

$$F^1 + F_c^1 = 0 \quad (25)$$

- Take derivatives of the objective function  $\Omega$  with respect to  $\gamma_s$  and add it to Eq. (13). The gradient of the objective function becomes:

$$\frac{d\Omega}{d\gamma_s} = F + F_c \quad (26)$$

where F and  $F_c$  have the following expressions:

$$F = F^1 + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \gamma_s} dRdt \quad (27)$$

$$F_c = F_c^1 + \iint_{R,T} \frac{\partial J_2}{\partial c} c' dRdt \quad (28)$$

- Select  $\tau$  so that  $F_c$  cancels out. This leads to a PDE for the adjoint state variable,  $\tau$ , with its corresponding final and boundary conditions.
- Derive the expressions of the derivatives of the objective function with respect to model parameters, which involve the original and the adjoint state variables.

The PDE of the transient adjoint state variable and its associated "final" and boundary conditions are given by:

$$\nabla \cdot (\phi \mathbf{D} \nabla \tau + \mathbf{q} \nabla \tau) - \tau \cdot (q_d + \lambda_d \phi) + \frac{\partial J_2}{\partial c} = -\frac{\partial \tau \phi}{\partial t} \text{ in RxT} \quad (29)$$

$$\phi \mathbf{D} \nabla \tau \cdot \mathbf{n} = -\beta_{bc} \tau \text{ in } \Gamma_1 \times T \quad (30)$$

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \tau + \mathbf{q} \tau) \cdot \mathbf{n} = -\beta_{bc} \tau \text{ in } \Gamma_2 \times T \quad (31)$$

$$\tau(x, t_f) = 0 \text{ in R} \quad (32)$$

where  $t_f$  is the final time. The expressions of  $\frac{d\Omega}{d\gamma_s}$  for selected parameters are listed in Appendix A.

Numerical methods are used to solve the adjoint PDE. By using discretization methods similar to those of the original problem (Galerkin finite elements for spatial discretization and finite differences for time discretization), the finite element equations of the adjoint state variable are given by:

$$(\bar{\mathbf{F}}\theta_1 - \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k)\bar{\boldsymbol{\tau}}^{k-1} + [\bar{\mathbf{F}}(1 - \theta_1) + \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k]\bar{\boldsymbol{\tau}}^k = \bar{\mathbf{r}}_{\boldsymbol{\tau}}^k \quad (33)$$

where  $\bar{\mathbf{F}}$  is the N x N conductance matrix,  $\bar{\mathbf{E}}$  is the N x N symmetric storage matrix,  $\theta_1$  is a time discretization parameter ( $0 < \theta_1 < 1$ ),  $\bar{\boldsymbol{\tau}}^k$  is the vector of nodal adjoint state concentrations at time  $t^k$  and K is the total number of time intervals where concentrations are calculated. Matrices  $\bar{\mathbf{F}}$  and  $\bar{\mathbf{E}}$  are the same matrices defined in the original problem in Eqs.(8) and (9) and vector  $\bar{\mathbf{r}}_{\boldsymbol{\tau}}^k$  is given by:

$$r_{\boldsymbol{\tau}}^k = \int_R \frac{\partial J_2}{\partial c} \xi_i dR \Big|_k \quad (34)$$

The analysis of the continuous version of the adjoint state equations indicates that the adjoint state  $\tau$  satisfies a PDE similar to that of  $c$ . However, the "adjoint solute" corresponding to  $\tau$  moves upstream, unlike the solute with concentration  $c$ . Therefore,  $\tau$  must be solved backwards in time from the final to the initial time. Furthermore, the PDE of the adjoint state is intrinsically linear, unlike the equations of the original problem which may be non-linear for non-linear chemical sinks and sources.

#### 4.- Discrete adjoint state

The discrete adjoint state method consists on obtaining the finite element equations of the adjoint states directly from the discretized equations of the original problem. The discrete method involves the following steps:

- Define the adjoint state vector  $\bar{\boldsymbol{\tau}}^k$  ( $k = 1, 2, \dots, K$ ) of nodal concentrations at time  $t^k$ .
- Define the objective function in terms of model parameters and outputs.
- Take derivatives of the discretized equations of the original problem, Eq. (7), with respect to the parameter  $\gamma_s$ .
- Premultiply the equations by the transposed adjoint state vector  $\bar{\boldsymbol{\tau}}^{k-1}$  and sum for all the K time intervals.
- Lump together all the terms in the left-hand side and add them to the derivative of the objective function.

The finite element equations of the discrete adjoint state are given by:

$$\begin{aligned} & (\bar{\mathbf{F}} \cdot \theta_1 + \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k)^T \cdot \bar{\boldsymbol{\tau}}^{k-1} \\ & - [-\bar{\mathbf{F}} \cdot (1 - \theta_1) \\ & + \bar{\mathbf{E}}/\Delta t^k]^T \cdot \bar{\boldsymbol{\tau}}^k = \boldsymbol{\zeta}^k \end{aligned} \quad (35)$$

where the matrices  $\bar{\mathbf{F}}$  and  $\bar{\mathbf{E}}$  are the same matrices defined in the original problem and vector  $\boldsymbol{\zeta}^k$  is given by:

$$\boldsymbol{\zeta}^k_i = \frac{\partial J_2^N}{\partial c_i^k} \quad (36)$$

The resulting general expression of the derivative of the objective function becomes:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega^N}{\partial \gamma_s} &= \sum_{k=1}^K -(\bar{\boldsymbol{\tau}}^{k-1})^T \cdot \\ & \left\{ \left( \bar{\mathbf{F}}' \theta + \frac{\bar{\mathbf{E}}'}{\Delta t^k} \right) \bar{\mathbf{c}}^k - \left[ -\bar{\mathbf{F}}'(1 - \theta) + \frac{\bar{\mathbf{E}}'}{\Delta t^k} \right] \bar{\mathbf{c}}^{k-1} \right. \\ & \quad \left. - \bar{\mathbf{r}}'^{k-1} \right\} + \\ & + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \gamma_s} dRdt \end{aligned} \quad (37)$$

## 5.- Comparison of the continuous and discrete adjoint methods for solute transport

The discrete and continuous adjoint state methods lead to linear equations. Moreover, in both cases the adjoint state equations must be solved backwards in time, starting at the final conditions where  $\tau = 0$ .

Although the discrete and continuous adjoint state methods lead in general to different algebraic equations, their solutions are consistent because both methods reflect different ways of discretizing the same partial differential equations. The continuous method is versatile because it allows using a numerical method and a discretization scheme for the adjoint states independent of those of the forward problem.

The discrete AS method must be developed and coded specifically for the code of the forward problem. Therefore, it is an intrusive method. The discrete AS method offers the advantage of ensuring a numerical accuracy of adjoint state similar to that of the forward problem.

## 6.- Multicomponent conservative transport

Here we present the continuous AS equations for conservative transport of N species. The mathematical formulation of the original problem for N species is given by the following PDEs, boundary and initial conditions:

$$\mathbf{L}(\bar{\mathbf{c}}) + \phi \bar{\mathbf{g}} = \frac{\partial \phi \bar{\mathbf{c}}}{\partial t} \quad (38)$$

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \bar{\mathbf{c}} - \mathbf{q} \bar{\mathbf{c}}) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma} = -\beta_{bc}(\bar{\mathbf{c}} - \bar{\mathbf{C}}) + \bar{\mathbf{G}} \quad (39)$$

$$\bar{\mathbf{c}}(\mathbf{x}, t_0) = \bar{\mathbf{c}}_0 \quad (40)$$

where the variables and parameters are those already presented in Section 2. For the i-th species,  $L(c_i)$  is a transport operator given by:

$$L(c_i) := \nabla \cdot (\phi \mathbf{D} \nabla c_i - \mathbf{q} c_i) - \lambda_{d,i} \phi c_i \quad (41)$$

The objective function in this case is given in terms of the N solute concentrations  $\bar{\mathbf{c}}$  and the model parameters:

$$\Omega = \iint_{R,T} J_2(\bar{\mathbf{c}}) dRdt + \iint_{R,T} J_3(\bar{\boldsymbol{\tau}}) dRdt \quad (42)$$

The adjoint state variables  $\tau$  associated to the original problem are collected in a column vector of N components,  $\bar{\boldsymbol{\tau}}$ , which satisfy the following equations:

$$\mathbf{L}(\bar{\boldsymbol{\tau}}) + \frac{\partial J_2}{\partial \bar{\mathbf{c}}} = -\phi \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\tau}}}{\partial t} \quad (43)$$

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \bar{\boldsymbol{\tau}} + \mathbf{q} \bar{\boldsymbol{\tau}}) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma} = -\beta_{bc} \bar{\boldsymbol{\tau}} \quad (44)$$

$$\bar{\boldsymbol{\tau}}(\mathbf{x}, t_f) = \bar{\mathbf{0}} \quad (45)$$

The expressions of the derivative of the objective function for selected parameters are listed in Appendix B.

Eqs. (31)-(33) show that adjoint states  $\bar{\boldsymbol{\tau}}$  satisfy similar equations as in the original problem, with an extra source term which depends on the derivatives of the objective function. Moreover, the AS equations must be solved backwards in time.

## 7.- Reactive system with kinetically-controlled minerals

This section presents the continuous AS equations for reactive solute transport involving N primary aqueous species and  $N_p$  kinetically-controlled mineral phases with precipitation/dissolution rates  $r_p$ . The mathematical formulation of the original problem is given by:

$$\mathbf{L}(\bar{\mathbf{c}}) + \bar{\mathbf{S}}_p \bar{\mathbf{r}}_p = \frac{\partial \phi \bar{\mathbf{c}}}{\partial t} \quad (46)$$

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \bar{\mathbf{c}} - \mathbf{q} \bar{\mathbf{c}}) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma} = -\beta_{bc}(\bar{\mathbf{c}} - \bar{\mathbf{C}}) + \bar{\mathbf{G}} \quad (47)$$

$$\bar{\mathbf{c}}(\mathbf{x}, t_0) = \bar{\mathbf{c}}_0 \quad (48)$$

where  $\bar{\mathbf{c}}$  is the vector of N primary species concentrations and  $\bar{\mathbf{S}}_p$  is a  $N \times N_p$  rectangular matrix of stoichiometric coefficients given by:

$$\bar{\mathbf{S}}_p = \begin{pmatrix} v_{c1}^{p1} & v_{c1}^{p2} & \dots & v_{c1}^{Np} \\ v_{c2}^{p1} & v_{c2}^{p2} & \dots & v_{c2}^{Np} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ v_{cN}^{p1} & v_{cN}^{p2} & \dots & v_{cN}^{Np} \end{pmatrix}_{N \times Np} \quad (49)$$

$\bar{\mathbf{r}}_p$  is a column vector of  $N_p$  precipitation/dissolution kinetic rates given by:

$$\bar{\mathbf{r}}_p = \begin{pmatrix} r_{p1}(c_1, \dots, c_N) \\ \vdots \\ r_{Np}(c_1, \dots, c_N) \end{pmatrix}_{Np \times 1} \quad (50)$$

where  $v_{cj}^{pi}$  is the stoichiometric coefficient of the  $j$ -th primary species involved in the chemical reaction of the  $i$ -th mineral phase. The terms  $r_{pi}$  refers to the kinetic rate of the  $i$ -th mineral phase, which in general depends on the concentrations of the primary species.

The term  $\bar{\mathbf{S}}_p \bar{\mathbf{r}}_p$  in Eq. (34) is a sink/source term of the concentrations of primary species associated to the kinetic precipitation/dissolution of the mineral phases with concentrations  $\bar{\mathbf{P}}$ :

$$\bar{\mathbf{S}}_p \bar{\mathbf{r}}_p = -\frac{\partial \phi \bar{\mathbf{P}}}{\partial t} \quad (51)$$

The objective function in this case is given in terms of the  $N$  primary species concentrations  $\bar{\mathbf{c}}$  and the model parameters  $\bar{\mathbf{Y}}$ :

$$\Omega = \iint_{R,T} J_2(\bar{\mathbf{c}}) dRdt + \iint_{R,T} J_3(\bar{\mathbf{Y}}) dRdt \quad (52)$$

The adjoint states associated to the original problem are defined by the column vector of  $N$  components,  $\bar{\boldsymbol{\tau}}$ . The adjoint state equations for a reactive system with  $N_p$  kinetically-controlled mineral phases are given by:

$$\mathbf{L}(\bar{\boldsymbol{\tau}}) + \bar{\mathbf{R}}^T \bar{\mathbf{S}}_p^T \bar{\boldsymbol{\tau}} + \frac{\partial J_2}{\partial \bar{\mathbf{c}}} = -\phi \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\tau}}}{\partial t} \quad (53)$$

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \bar{\boldsymbol{\tau}} + \mathbf{q} \bar{\boldsymbol{\tau}}) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma} = -\beta_{bc} \bar{\boldsymbol{\tau}} \quad (54)$$

$$\bar{\boldsymbol{\tau}}(\mathbf{x}, t_f) = \bar{\mathbf{0}} \quad (55)$$

where  $\bar{\mathbf{R}}$  is a  $N_p \times N$  matrix associated to the first-order derivatives of the precipitation/dissolution kinetic rates with respect to the primary species concentrations:

$$\bar{\mathbf{R}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial r_{p1}}{\partial c_1} & \frac{\partial r_{p1}}{\partial c_2} & \dots & \frac{\partial r_{p1}}{\partial c_N} \\ \frac{\partial r_{p2}}{\partial c_1} & \frac{\partial r_{p2}}{\partial c_2} & \dots & \frac{\partial r_{p2}}{\partial c_N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial r_{Np}}{\partial c_1} & \frac{\partial r_{Np}}{\partial c_2} & \dots & \frac{\partial r_{Np}}{\partial c_N} \end{pmatrix}_{Np \times N} \quad (56)$$

The expressions of the derivatives of the objective function for selected parameters are listed in Appendix C.

Eqs. (41)-(43) show that adjoint states  $\bar{\boldsymbol{\tau}}$  of a reactive system with kinetically-controlled mineral phases satisfy similar equations as those of the original problem, with additional sink/source terms which depend on the derivatives of the objective function. Moreover, there is a source term in  $\bar{\boldsymbol{\tau}}$  which is associated to the chemical reactions. It should be noticed that contrary to the PDE's of the original problem which in general are nonlinear, the PDE's of the adjoint state variables are linear.

## 8.- Reactive system with cation exchange reactions

This section presents the continuous AS equations for multicomponent cation exchange reactive transport. The solute transport PDEs for a set of exchanging cations is given by:

$$L(\bar{\mathbf{c}}) = \phi \frac{\partial \bar{\mathbf{c}}}{\partial t} + \lambda \bar{\mathbf{D}}_z \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\beta}}}{\partial t} \quad (57)$$

$$L(c_N) = \phi \frac{\partial c_N}{\partial t} + \lambda \frac{\partial \beta_N}{\partial t} \quad (58)$$

where  $\bar{\mathbf{c}}$  is the column vector of  $N-1$  concentrations of dissolved cation,  $\bar{\boldsymbol{\beta}}$  is the column vector of  $(N-1)$  equivalent fractions of the exchanged cations,  $\bar{\mathbf{D}}_z$  is a  $(N-1) \times (N-1)$  diagonal matrix of entries  $z_i^{-1}$ , where  $z_i$  is the charge of the  $i$ -th cation,  $c_N$  is the dissolved concentration of the reference cation (usually  $\text{Na}^+$ ),  $\beta_N$  is the equivalent fraction of the reference cation and  $\lambda$  is a constant given by:

$$\lambda = \frac{\text{CEC} \rho_d}{100} \quad (59)$$

where CEC is the cation exchange capacity (meq/100g) and  $\rho_d$  is bulk density. Initial and boundary conditions are given by:

$$(\phi \mathbf{D} \nabla \bar{\mathbf{c}} - \mathbf{q} \bar{\mathbf{c}}) \cdot \mathbf{n}|_{\Gamma} = -\beta_{bc} (\bar{\mathbf{c}} - \bar{\mathbf{C}}) + \bar{\mathbf{G}} \quad (60)$$

$$\bar{\mathbf{c}}(\mathbf{x}, t_0) = \bar{\mathbf{c}}_0 \quad (61)$$

Cation exchange reactions take place when dissolved cations exchange with cations at the interlayer positions. These reactions can be assumed to take place at chemical equilibrium. According to the Gaines-Thomas

convention, the mass-action-law of cation exchange reactions is given by the following expression in terms of equivalent fractions  $\beta_i$ :

$$K_{ij} = \frac{\beta_i^{1/z_i} \cdot c_j^{1/z_j}}{\beta_j^{1/z_j} \cdot c_i^{1/z_i}} \quad (62)$$

where  $K_{ij}$  is the exchange or selectivity coefficient. By definition, equivalent fractions add to one:

$$\sum_{i=1}^N \beta_i = 1 \quad (63)$$

Exchange reactions are usually expressed in terms of a reference cation. Considering  $N$  as the reference cation, Eq. (50) becomes:

$$K_{Nj} = \frac{\beta_N^{1/z_N} \cdot c_j^{1/z_j}}{\beta_j^{1/z_j} \cdot c_N^{1/z_N}} \quad j = 1, \dots, N-1 \quad (64)$$

Using matrix notation and taking logarithms in Eq. (52) leads to:

$$\ln \bar{\mathbf{K}} = \bar{\mathbf{D}}_z (\ln \bar{\mathbf{c}} - \ln \bar{\boldsymbol{\beta}}) + \bar{\mathbf{1}} (\ln \beta_N - \ln c_N) \quad (65)$$

$$\bar{\mathbf{1}}^T \bar{\boldsymbol{\beta}} + \beta_N = 1 \quad (66)$$

Eqs. (45), (46), (53), (54) and initial and boundary conditions in Eqs. (48), (49) define the mathematical formulation of cation exchange reactive transport for deriving the adjoint state equations. By following the steps of the continuous AS method, the adjoint states associated to the original problem are defined in Table 1. The objective function in terms of the variables and model parameters is given by:

$$\Omega = \iint_{R,T} [J_2(\bar{\mathbf{c}}, c_N) + J_3(\bar{\boldsymbol{\gamma}}) + J_4(\bar{\boldsymbol{\beta}}, \beta_N)] dRdt \quad (67)$$

**Table 1.** Adjoint states of a reactive system with cation exchange reactions.

Equations of the original problem	Associated adjoint states	Vector dimensions
Eq. (45)	$\bar{\boldsymbol{\tau}}$	(N-1) x 1 column vector
Eq. (46)	$\tau_N$	Scalar
Eq. (53)	$\bar{\boldsymbol{\varepsilon}}$	(N-1) x 1 column vector
Eq. (54)	$\sigma$	Scalar

Once the AS method is applied, the adjoint state equations for a reactive system with cation exchange involving  $N$  cations are given by:

$$L(\bar{\boldsymbol{\tau}}) - \bar{\mathbf{D}}_c \bar{\mathbf{D}}_z \bar{\boldsymbol{\varepsilon}} + \frac{\partial J_2}{\partial \bar{\mathbf{c}}} = -\phi \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\tau}}}{\partial t} \quad (68)$$

$$\bar{\mathbf{D}}_\beta \bar{\mathbf{D}}_z \bar{\boldsymbol{\varepsilon}} + \frac{\partial J_4}{\partial \bar{\boldsymbol{\beta}}} + \sigma \bar{\mathbf{1}} = -\lambda \bar{\mathbf{D}}_z \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\tau}}}{\partial t} \quad (69)$$

$$L(\tau_N) + \frac{1}{c_N} \bar{\mathbf{1}}^T \bar{\boldsymbol{\varepsilon}} + \frac{\partial J_2}{\partial c_N} = -\phi \frac{\partial \tau_N}{\partial t} \quad (70)$$

$$-\frac{1}{\beta_N} \bar{\mathbf{1}}^T \bar{\boldsymbol{\varepsilon}} + \frac{\partial J_4}{\partial \beta_N} + \sigma = -\lambda \frac{\partial \tau_N}{\partial t} \quad (71)$$

where  $\bar{\mathbf{D}}_c, \bar{\mathbf{D}}_z, \bar{\mathbf{D}}_\beta$  are (N-1)x(N-1) diagonal matrices with entries  $D_{c,ii} = c_i^{-1}$ ,  $D_{z,ii} = z_i^{-1}$  and  $D_{\beta,ii} = \beta_i^{-1}$ .

The system of equations (56)-(59) can be simplified by elimination. The resulting adjoint state equations are given by:

$$\sigma = -\frac{c_N}{\beta_N} \left[ L(\tau_N) + \left( \phi + \lambda \frac{\beta_N}{c_N} \right) \frac{\partial \tau_N}{\partial t} + \frac{\beta_N}{c_N} \frac{\partial J_4}{\partial \beta_N} + \frac{\partial J_2}{\partial c_N} \right] \quad (72)$$

$$L(\bar{\boldsymbol{\tau}}^*) + \bar{\mathbf{A}}^{-1} \bar{\mathbf{s}}^* = \bar{\mathbf{A}}^{-1} \bar{\mathbf{B}} \frac{\partial \bar{\boldsymbol{\tau}}^*}{\partial t} \quad (73)$$

where the superscript \* indicates that vectors and matrices are  $N$  dimensional. Matrices  $\bar{\mathbf{A}}^{-1}$  and  $\bar{\mathbf{B}}$  and vector  $\bar{\mathbf{s}}^*$  are given by:

$$\bar{\mathbf{A}}^{-1} = \begin{pmatrix} & & & w_1 \\ & & & \vdots \\ & & & w_{N-1} \\ \frac{c_1 z_1}{c_N} & \dots & -\frac{c_{N-1} z_{N-1}}{c_N} & w_N \end{pmatrix} \quad (74)$$

$$\bar{\mathbf{s}}^* = \begin{pmatrix} s_1 \\ \vdots \\ s_{N-1} \\ \sum_{i=1}^N c_i z_i \frac{\partial J_2}{\partial c_i} \end{pmatrix} \quad (75)$$

$$\bar{\mathbf{B}} = \begin{pmatrix} & & -\frac{c_N \beta_1}{\beta_N c_1} R_{NN} \\ & & \vdots \\ & & -\frac{c_N \beta_{N-1}}{\beta_N c_{N-1}} R_{NN} \\ -\phi c_1 z_1 & \dots & -\phi c_{N-1} z_{N-1} & -\phi c_N \end{pmatrix} \quad (76)$$

where  $\bar{\mathbf{I}}$  is the (N-1)x(N-1) identity matrix,  $\bar{\mathbf{R}}$  is a diagonal matrix with entries  $R_{ii} = \phi + \lambda \frac{\beta_i}{c_i}$  and  $w_i$ , and  $s_j$  are given by:

$$w_i = \frac{\beta_j}{c_j \sum_{i=1}^N \beta_i z_i} ; \quad i = 1, \dots, N \quad (77)$$

$$j = 1, \dots, N - 1$$

$$s_j = \frac{\partial J_2}{\partial c_j} + \frac{\beta_j}{c_j} \cdot \frac{\partial J_4}{\partial \beta_j} + \frac{\beta_j}{c_j} \frac{c_N}{\beta_N} \cdot \left( \frac{\beta_N}{c_N} \frac{\partial J_4}{\partial \beta_N} + \frac{\partial J_2}{\partial c_N} \right); \quad (78)$$

The adjoint states  $\bar{\tau}^*$  in Eq. (61) satisfy a linear system of PDE's which can be solved once the variables of the original problem are known. Once  $\bar{\tau}^*$  are known, then  $\sigma$  is calculated according to Eq. (60) and finally  $\bar{\epsilon}$  is computed according to Eq. (57). It should be noticed that contrary to the PDE's of the original problem which are highly nonlinear, the PDE's of the adjoint state variables are linear.

The expressions of the derivatives of the objective function for selected parameters are listed in Appendix D.

## 9.- Conclusions

We have presented the formulation of both the continuous and discrete AS method for conservative and reactive solute transport in porous media. The properties of the continuous and discrete AS formulations have been analysed and compared. The formulation has been extended to multicomponent solute transport systems involving: 1) Purely conservative species; 2) Reactive species participating in kinetic mineral dissolution/precipitation reactions; and 3) Reactive species participating in cation exchange reactions. Contrary to the PDE's of multicomponent reactive solute transport for mineral phases and cation exchange reactions, which are highly nonlinear, the PDE's of the adjoint state variables are always linear.

*Acknowledgements.* The research leading to these results was funded by ENRESA through a Research Contract within the Work Package DONUT of EURAD (European Joint Programme on Radioactive Waste Management of the European Union, Grant Agreement, 847593). The work was partly funded also by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Project PID2019-109544RB-I00) and the Galician Regional Government (Grant number ED431C2021/54 from "Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas"). We acknowledge Carlos López for his support and comments.

## 10.- References

- Carrera, J., and S.P Neuman 1986. Estimation of aquifer parameters under transient and steady-state conditions. 2. Uniqueness, stability and solution algorithms. *Water Resour. Res.* 22 (2), 211–227.
- Delay, F, H Badri, M Fahs, and P Ackerer 2017. A comparison of discrete versus continuous adjoint states to invert groundwater flow in heterogeneous dual porosity systems, *Ad. Water Resour. Res.* 110: 1–18.
- Hayek, M., RamaRao, B.S., and Lavenue, M. 2019. An adjoint sensitivity model for steady-state sequentially coupled radionuclide transport in porous media. *Water Resources Research*, 55, 8800–8820. <https://doi.org/10.1029/2019WR025686>
- Hayek, M., RamaRao, B.S., and Lavenue, M. 2020. An adjoint sensitivity model for transient sequentially coupled radionuclide transport in porous media. *Water Resources Research*, 56 (7),

e2020WR027274. <https://doi.org/10.1029/2020WR027274>.

- Samper, F.J., and S.P. Neuman 1986. Adjoint state equations for advective-dispersive transport, In: VI International Conference on Finite Elements in *Water Resources*, Lisbon, 423–437.
- Samper, F.J., and S.P. Neuman 1989. Estimation of Spatial Covariance Structures by Adjoint State Maximum Likelihood Cross-validation: 1. Theory, *Wat Resour Res*, 25(3):351–362.

## Appendix A

This appendix presents the expressions of the derivatives of the objective function with respect to some parameters for the continuous AS method. The parameters are the porosity  $\phi$ , the dispersion/diffusion tensor  $D$  and the boundary parameters  $\beta_{bc}$ ,  $G$  and  $C$ .

$$\frac{\partial \Omega}{\partial \phi} = - \iint_{R,T} \nabla \tau \cdot D \nabla c \, dRdt - \iint_{R,T} \tau \left( \lambda c - g + \frac{\partial c}{\partial t} \right) dRdt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \phi} dRdt \quad (A1)$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial D} = - \iint_{R,T} \nabla \tau \otimes \phi \nabla c \, dRdt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial D} dRdt \quad (A2)$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial \beta_{bc}} = \iint_{\Gamma,T} [-\tau(c - C)] d\Gamma dt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \beta_{bc}} dRdt \quad (A3)$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial G} = \iint_{\Gamma,T} \tau d\Gamma dt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial G} dRdt \quad (A4)$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial C} = \iint_{\Gamma_1,T} \tau(\beta_{bc} - \mathbf{q} \cdot \mathbf{n}) d\Gamma dt + \iint_{\Gamma_2,T} \tau \beta_{bc} d\Gamma dt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial C} dRdt \quad (A5)$$

where  $\otimes$  denotes the tensorial product.

## Appendix B

This appendix lists the expressions of the derivatives of the objective function for the continuous AS method of a multicomponent conservative solute transport system. The derivatives, which correspond to the porosity  $\phi$ , the dispersion/diffusion tensor  $D$ , the solute mass source term  $g_i$  and the boundary parameters  $\beta_{bc}$ ,  $G_i$  and  $C_i$ , are given by:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial \phi} = - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \nabla \tau_i \cdot D \nabla c_i dRdt - \quad (B1)$$

$$\begin{aligned}
 & - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \tau_i \left( \lambda_{d,i} c_i - g_i + \frac{\partial c_i}{\partial t} \right) dRdt + \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \phi} dRdt \\
 \frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{D}} = & - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \nabla \tau_i \otimes \phi \nabla c_i dRdt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \mathbf{D}} dRdt
 \end{aligned} \tag{B2}$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial g_i} = \iint_{R,T} \phi \tau_i dRdt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial g_i} dRdt \tag{B3}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial \beta_{bc}} = & \iint_{\Gamma,T} -\tau_i (c_i - C_i) d\Gamma dt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \beta_{bc}} dRdt
 \end{aligned} \tag{B4}$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial C_i} = \iint_{\Gamma,T} \tau_i \beta_{bc} d\Gamma dt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial C_i} dRdt \tag{B5}$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial G_i} = \iint_{\Gamma,T} \tau_i d\Gamma dt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial G_i} dRdt \tag{B6}$$

### Appendix C

This appendix lists the expressions of the derivatives of the objective function for the continuous AS method of a reactive system with  $N_p$  kinetically-controlled mineral phases. The derivatives correspond to porosity  $\phi$  and the dispersion tensor  $\mathbf{D}$  and are given by:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial \phi} = & - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \nabla \tau_i \cdot \mathbf{D} \nabla c_i dRdt - \\
 & - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \tau_i \left( \lambda_{d,i} c_i + \frac{\partial c_i}{\partial t} \right) dRdt + \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \phi} dRdt
 \end{aligned} \tag{C1}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{D}} = & - \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \nabla \tau_i \otimes \phi \nabla c_i dRdt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \mathbf{D}} dRdt
 \end{aligned} \tag{C2}$$

### Appendix D

This appendix lists the expressions of the derivatives of the objective function for the continuous AS method of a reactive system with cation exchange reactions. The

derivatives correspond to porosity  $\phi$ , dispersion tensor  $\mathbf{D}$ , cation exchange capacity, CEC, and exchange coefficient  $K_{Nj}$  and are given by:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial CEC} = & - \frac{\rho_d}{100} \sum_{i=1}^N \iint_{R,T} \frac{\tau_i}{z_i} \frac{\partial \beta_i}{\partial t} dRdt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial CEC} dRdt
 \end{aligned} \tag{D1}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial \phi} = & - \iint_{R,T} \nabla \bar{\tau}^T \cdot \mathbf{D} \nabla \bar{c} dRdt \\
 & - \iint_{R,T} \bar{\tau}^T \left( \lambda_d \bar{c} + \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} \right) dRdt \\
 & - \iint_{R,T} \nabla \tau_N \cdot \mathbf{D} \nabla c_N dRdt \\
 & - \iint_{R,T} \tau_N \left( \lambda_d c_N + \frac{\partial c_N}{\partial t} \right) dRdt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \phi} dRdt
 \end{aligned} \tag{D2}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \Omega}{\partial \mathbf{D}} = & - \iint_{R,T} \nabla \bar{\tau}^T \otimes \phi \nabla \bar{c} dRdt \\
 & - \iint_{R,T} \nabla \tau_N \otimes \phi \nabla c_N dRdt \\
 & \quad + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial \mathbf{D}} dRdt
 \end{aligned} \tag{D3}$$

$$\frac{\partial \Omega}{\partial K_{Nj}} = \iint_{R,T} \frac{\varepsilon_j}{K_{Nj}} dRdt + \iint_{R,T} \frac{\partial J_3}{\partial K_{Nj}} dRdt \tag{D4}$$

where  $\nabla \bar{\tau}^T \cdot \mathbf{D} \nabla \bar{c}$  is given by:

$$\nabla \bar{\tau}^T \cdot \mathbf{D} \nabla \bar{c} = (\nabla \tau_1 \quad \dots \quad \nabla \tau_{N-1}) \begin{pmatrix} \mathbf{D} \nabla c_1 \\ \vdots \\ \mathbf{D} \nabla c_{N-1} \end{pmatrix} \tag{D5}$$

### Appendix E

**Table E1.** List of terms (variables and parameters).

Variable / Parameter	
$\bar{\beta}$	Vector of equivalent fractions of the exchange cations
$\beta_{bc}$	Parameter controlling the type of boundary condition
$\beta_N$	Equivalent fraction of the reference cation
$\Gamma$	Boundary of the spatial domain
$\bar{\gamma}$	Vector of model parameters
$\Delta t^k$	Length of time intervals in finite element numerical formulation
$\nabla(\cdot)$	Gradient operator
$\nabla \cdot (\cdot)$	Divergence operator
$\bar{\varepsilon}$	Adjoint states associated to mass-action-law of cation exchange
$\theta_1$	Time discretization parameter



$\lambda$	$\lambda = \text{CEC } \rho_d / 100$	$h$	Hydraulic head
$\lambda_d$	Decay constant	$\mathbf{K}$	Hydraulic conductivity
$\xi_i$	Basis functions in finite element numerical formulation	$K_{ij}$	Exchange coefficient or selectivity coefficient
$\rho_d$	Bulk density	$L( )$	Solute transport operator
$\bar{\zeta}$	Independent term in the discrete adjoint state equations	$\mathbf{n}$	Unit vector normal to the boundary
$\sigma$	Adjoint state associated to equivalent fractions in cation exchange	$\mathbf{q}$	Darcy's velocity
$\bar{\tau}$	Adjoint states associated to transport PDEs	R	Space domain
$\tau_N$	Adjoint state associated to reference transport PDEs of the reference cation in cation exchange	$\bar{\mathbf{R}}$	Matrix of first derivatives of the precipitation/dissolution rates with respect to primary species' concentrations
$\nu_c^p$	Stoichiometric coefficient of the species $c$ involved in precipitation/dissolution of mineral $p$	$\bar{\mathbf{r}}$	Independent term in the finite element numerical formulation of the original problem
$\phi$	Porosity	$\bar{\mathbf{r}}_\tau$	Independent term in the continuous AS discretized equations
$\Omega$	Objective function	$\bar{\mathbf{r}}_p$	Vector of precipitation/dissolution rates
$C$	External concentration along the boundary	$\bar{\mathbf{S}}_p$	Matrix of stoichiometric coefficients in precipitation/dissolution reactions
$c(x,t)$	Solute concentration	T	Time domain
CEC	Cation exchange capacity	$t_f$	Final time
$\mathbf{D}$	Dispersion/diffusion tensor	$z_i$	Charges of the exchange cations
$\bar{\mathbf{E}}$	Storage matrix in the finite element numerical formulation	$z_N$	Charge of the reference cation
$\bar{\mathbf{F}}$	Conductance matrix in the finite element numerical formulation		
$G$	Prescribed solute mass flux along the boundary		
$g$	Solute mass source		

---



## NUMERICAL MODELS OF LABORATORY STEEL CORROSION TESTS IN CONTACT WITH COMPACTED BENTONITE

F.J. Samper<sup>1\*</sup>, L. Montenegro<sup>1</sup>, A. Mon<sup>1</sup> y E. García<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas, ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de A Coruña, Campus Elviña s/n, 15071 A Coruña. e-mail: j.samper@udc.es, web: <https://cica.udc.gal/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

<sup>2</sup>ENRESA Empresa Nacional de Residuos Radiactivos, S.A. C/ Emilio Vargas 7, 28043 Madrid: [enga@enresa.es](mailto:enga@enresa.es)

**RESUMEN.** El acero y la bentonita compactada han sido propuestos como materiales de sellado en los sistemas multibarrera del almacenamiento geológico profundo (AGP) de residuos de alta actividad. La corrosión del contenedor puede causar alteraciones en la capa de sellado y modificar las propiedades de la bentonita como la porosidad, la permeabilidad y las capacidades de sorción e hinchamiento. En este trabajo se presentan modelos numéricos acoplados termo-hidro-químico-mecánicos de varios ensayos de corrosión realizados en laboratorio e in situ para estudiar las interacciones acero-bentonita bajo las condiciones de un AGP. Los resultados de los modelos de los ensayos de corrosión en las celdas pequeñas indican que: 1) La magnetita y el  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  son los principales productos de corrosión y compiten por la precipitación de  $\text{Fe}^{2+}$ ; 2) Los productos de corrosión penetran pocos mm en la bentonita y; 3) Los resultados reproducen los datos de hierro medidos. Los resultados del modelo del ensayo de corrosión en celdas medianas indican que la magnetita no precipita en la bentonita como indican las observaciones experimentales.

**ABSTRACT.** Carbon steel and compacted bentonite have been proposed as candidate materials for the overpack and buffer, respectively, in the multi-barrier system of deep geological repositories for high-level radioactive waste. The corrosion of the carbon steel may induce buffer alterations, which could result in changes in bentonite parameters such as porosity, permeability and sorption and swelling capacities. Here we present coupled thermo-hydro-chemical-mechanical (THCM) models of several types of heating and hydration experiments on compacted bentonite (at laboratory and in situ scale) to study the interactions of iron-bentonite under repository conditions. The model results for the corrosion tests on small cells indicate that: 1) Magnetite and  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  are the main corrosion products which compete for  $\text{Fe}^{2+}$  precipitation; 2) The corrosion products penetrate a few mm into the bentonite; and 3) The numerical results fit the measured iron weight data. Model results of the corrosion tests on medium cells show no magnetite penetration in the bentonite as indicated by the experimental observations.

multi-barrier systems of deep geological repositories for high-level radioactive waste. The corrosion of the carbon steel may induce buffer alterations, which could alter bentonite parameters such as porosity, permeability and sorption and swelling capacities. Corrosion tests have been performed to ascertain the effects of the corrosion products in the bentonite (ENRESA, 2005, Torres et al., 2008).

CIEMAT performed two types of lab corrosion tests: 1) Corrosion tests on small cells (SC cells), with a length of 2.5 cm, which were designed to reproduce the repository conditions prevailing approximately 3,000 years after the emplacement of the waste when the bentonite is fully saturated and; 2) Corrosion tests on medium-size cells (FB cells), with a length of 10 cm, which were performed to simulate the operational and the early post-closure transient phases of the repository before achieving full saturation of the engineering barrier system (EBS) which is characterized by oxic to suboxic conditions. The tests were performed under anoxic conditions to mimic the conditions of the repository once the  $\text{O}_2(\text{g})$  is consumed.

De Wint and Torres (2009) reported a reactive transport model of some of these corrosion tests, which was performed with HYTEC. This model included iron hydroxide, goethite, hematite, iron, lepidocrite, magnetite, pyrite and siderite, but does not account for evaporation/condensation rate and bentonite swelling. The THCM model presented here accounts for bentonite swelling, evaporation and initial unsaturated conditions in the bentonite.

Here we present the numerical models of the SC and FB heating and hydration experiments performed by CIEMAT on compacted FEBEX (Full-scale Engineered Barrier Experiment) bentonite to study the interactions of iron-bentonite under repository conditions and analyse how such interactions affect the bentonite properties. These experiments were performed at several temperatures and on samples of different lengths. The experiments were modelled with INVERSE-FADESCORE V2 (Zheng and Samper, 2004, 2005; Mon, 2017). The numerical models were started within the framework of the PEBS Project (Samper et al., 2014) and are being extended with the context of the EURAD-ACED Joint Project (Havlova et al., 2020).

### 1.- Introduction

Carbon steel and compacted bentonite have been proposed for the overpack and buffer, respectively, in

### 2.- Laboratory corrosion tests

#### 2.1. Corrosion tests on SC cells

The corrosion tests on small cells, SC cells, were

performed by CIEMAT in hermetic cylindrical cells. The cells contained 21 mm of compacted bentonite and 4 mm of carbon-steel powder (Fig. 1). The tests were performed with unsaturated compacted FEBEX bentonite (ENRESA 2000a, 2006a). The external cylindrical cell was made out of Teflon to prevent the deformation. Tests were performed at 25°, 50° and 100°C. The bentonite blocks were compacted to a dry density of 1.65 g/cm<sup>3</sup> and an initial gravimetric water content of 0.14. The hydration water was injected by a steel distribution plate at a pressure of 100 kPa. The duration of the tests ranged from 6 to 12 months. For the tests of 6 months, the reactive iron source was made of iron powder with a grain size of 450 µm and 60 µm and the hydration water was reduced granitic Grimsel water (reduced calcium bicarbonate type granite water from Switzerland). On the other hand, the tests with a duration of 12 months had a corrosion source made by carbon steel BS3 type in shavings of 2 mm; and they were hydrated with granitic and concrete waters.

The bentonite samples got fully saturated after 2 weeks. Most of the corrosion cells showed after the dismantling the following sequence of colours: white, greenish-blue, orange and black (Torres et al., 2008) which were interpreted as the stages of the transformation of Fe(OH)<sub>2</sub>(s) into magnetite. Several iron oxides and oxy-hydroxides such as goethite, lepidocrocite and magnetite were found in these experiments as a result of the transformation of Fe(OH)<sub>2</sub>(s). The penetration of the corrosion front into the bentonite was measured by determining the weight content of Fe(OH)<sub>2</sub>(s). Bentonite dry density, water content and saturation degree were measured at the end of the tests. There are no bentonite pore water concentration data at the end of the tests.

## 2.2. Corrosion tests on FB cells

The corrosion tests performed on medium-size cells, FB cells, were carried out at the CIEMAT facilities. The cells contain a cylindrical sample of compacted FEBEX bentonite with a height of 8.68 cm and a radius of 3.5 cm in contact with a cylindrical sample of Fe-powder with a height of 1.3 cm and a radius of 3.5 cm (Turrero et al., 2011). Both samples were emplaced into cylindrical hermetic cells with an internal diameter of 7 cm and an inner length of 10 cm (Fig. 1). The external cylindrical cell was made of Teflon to prevent the deformation of the cell. The tests were performed at anoxic conditions for durations ranging from 6 months to 13 years. All of them were mounted and run in the same way (heating and hydration), except for the FB6 cell, in which no hydration takes place. Cells were dismantled sequentially to study the evolution of the corrosion processes and evaluate how corrosion affects the properties of the bentonite. FB1 (6 months) and FB2 (15 months) cells were dismantled during the NFPRO project, FB3 (4.5 years) and FB4 (7 years) cells were dismantled within the PEBS project, while FB5 and FB6 are being dismantled within the EURAD project

(Havlova et al., 2020).

The hydration system installed on the top of the cell injected granitic Grimsel water at a pressure of 600 kPa through a stainless steel tank at a controlled temperature of 22°C. The tank was periodically weighed to check the water intake (Turrero et al., 2011). A temperature of 100°C was imposed at the bottom of the cell through a plane stainless steel heater. The bentonite blocks were initially compacted to a dry density of 1.65 g/cm<sup>3</sup> and had an initial gravimetric water content of 0.14. The relative humidity and the temperature were measured on line during the experiments in two sensors located at 18 mm and 74 mm from the heater (Fig. 1). After dismantling of the FB cells, bentonite samples were taken to measure water content, dry density, exchanged cations and soluble salts. The chemical interactions of the bentonite and the corrosion products depend on the saturation of the Fe powder. The bentonite relative humidity plays an important role in Fe oxidation (Torres et al., 2013). Water vapour is the oxidizing agent. High relative humidity allows the formation of crystalline phases. Goethite was detected in the 6-month test (FB1 cell). Hematite precipitated in the 15-month test (FB2 cell). In the 4.5 (FB3), 7 (FB4) and 13 years (FB5) tests hematite, maghemite, goethite, lepidocrocite, akaganeite and magnetite were found at the bentonite-iron contact.

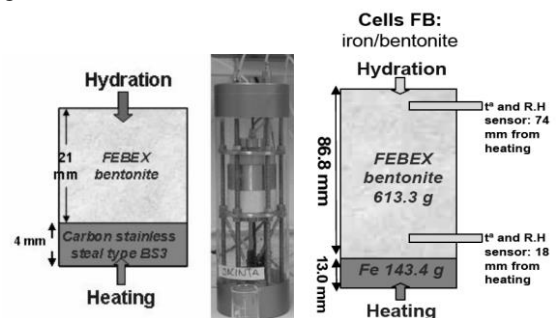


Fig. 1. Sketches of the corrosion tests on small cells (Torres et al., 2008) on the left and of the corrosion tests on medium-size cells (Turrero et al., 2011) on the right.

## 2.3. FEBEX in situ test

FEBEX (Full-scale Engineered Barrier Experiment) is a demonstration and research project dealing with the engineered barrier system of a high-level radioactive waste repository. FEBEX is based on the Spanish reference concept for radioactive waste disposal in crystalline rock (ENRESA, 2000). The canisters are emplaced in horizontal drifts and surrounded by a compacted bentonite clay barrier made of a Spanish bentonite from Cortijo de Archidona which is known as FEBEX bentonite. The FEBEX *in situ* test was performed in a gallery excavated in granite in the underground research laboratory of Grimsel, Switzerland. The main elements of the heating system are two heaters separated by 1 m. The heaters were designed to maintain a maximum temperature of 100°C at the steel liner/bentonite interface. The bentonite barrier was made of blocks of highly compacted bentonite (Fig. 2). The test began in February 1997. Heater 1 was switched-off in

February 2002. After the emplacement of a shotcrete plug, the test continued operating until June 2015 when the barrier was fully dismantled (Fig. 2). Corrosion data were collected during the dismantling.

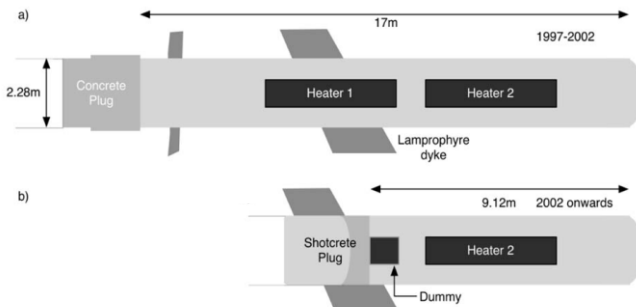


Fig. 2. General scheme of the FEBEX *in situ* test in the following periods: a) 1997 to 2002 and b) 2002 to 2015.

### 3.- THCM numerical model of the corrosion tests

THCM numerical models were performed for the corrosion tests performed on small cells at 25, 50 and 100°C and corrosion tests on medium-size cells, FB3 and FB4 tests. The THCM numerical models include the bentonite and the Fe powder performed by a one-dimensional finite element mesh (Fig. 3). A liquid pressure of 100 kPa for the small cells and 600 kPa for the medium cells and a temperature of 22°C were prescribed at the top of the cell. The temperature at the heater was fixed at 25°, 50° and 100°C (Samper et al., 2014) for the small cells and 100°C for the medium cells. The model simulates the heating and hydration during 180 days for the small cells and 1593 days for the FB4 test and 7 year for the FB5 tests. The main THM model parameters of the bentonite were taken from previous bentonite heating and hydration models (Zheng et al., 2010; ENRESA, 2000a, 2000b; Zheng and Samper, 2008). Some parameters such as the intrinsic permeability of the liquid of the bentonite were taken from other laboratory experiments on FEBEX bentonite (ENRESA, 2000a, 2000b). The parameters of the bentonite, such as the relative permeability of the liquid and the gas, and the thermo-osmotic permeability were taken from Zheng et al. (2010) and Zheng and Samper (2008). The vertical displacement was disabled at the top of the cell. The total stress was fixed to 250 kPa.

As an educated guess, the thermal and physical parameters of the Fe powder were taken from those of the Fe(s). The retention curve, the relative permeability of the liquid and the intrinsic and relative permeability of the gas for the Fe powder were assumed equal to those of the bentonite. The intrinsic permeability of the liquid in the Fe powder was assumed to be 100 times larger than that of the bentonite. It is assumed that there is no deformation in the Fe powder.

Bentonite has an initial porosity of 0.4 and an initial gravimetric water content of 0.14, which corresponds to a saturation of 57% and a suction of  $1.27 \cdot 10^5$  kPa.

The initial temperature of the cells is equal to 22°C. The initial gas pressure is equal to the atmospheric pressure.

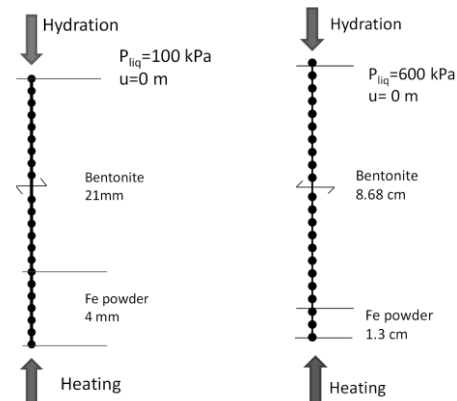


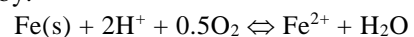
Fig. 3. Scheme of the finite element meshes and boundary conditions of the numerical model of the corrosion tests on small cells (left) and of the corrosion tests on medium-size cells (right) on the right.

A Neuman boundary condition was used for solute transport according to which solute flux is equal to the product of water flux times the solute concentration of inflow water. The diffusion coefficient in water,  $D_0$ , is assumed to be the same for all the dissolved species and equal to  $2 \cdot 10^{-10}$  m<sup>2</sup>/s. The diffusion coefficient in water for Cl<sup>-</sup> was taken from Zheng et al. (2010) which is equal to  $9 \cdot 10^{-11}$  m<sup>2</sup>/s. The hydration water has the chemical composition of the Grimsel groundwater. Its chemical composition is listed in Table 1. The initial chemical composition of the bentonite pore water was taken from Fernández et al. (2001) (see Table 1).

The chemical system is defined in terms of the following primary species: H<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub>(aq), H<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and SiO<sub>2</sub>(aq). Tables 2 and 3 show the parameters and initial conditions for surface complexation and cation exchange reactions in the bentonite. Cation exchange reactions are not considered in the Fe powder. Surface complexation reactions are assumed to occur in the Fe powder to improve the convergence of the numerical solution. The initial volume fractions of the minerals are listed in Table 4. The bentonite contains initially 1% of calcite, 1% of quartz and 0.08% of gypsum.

The Fe powder is assumed to have the same diffusion coefficient,  $D_0$  and porosity,  $\phi$ , as the bentonite. The volume fraction of the Fe source is assumed to be 100% (Samper et al., 2016). The following secondary minerals are allowed to precipitate: gypsum, anhydrite, magnetite, goethite, siderite and Fe(OH)<sub>2</sub>(s). The equilibrium constants of the homogeneous reactions, minerals, surface complexation and sorption are listed in Table 5.

H<sub>2</sub>O is assumed to be the oxidizing agent of the canister similar to Lu et al. (2011) and Samper et al. (2016). Fe powder is treated as a porous mineral made of 100% of metallic iron, Fe(s). The corrosion reaction is given by:



The following kinetic rate expression has been used for mineral dissolution/precipitation:

$$r_m = k_{25} e^{-\frac{E_a}{RT}(\Omega_m^\theta - 1)^\eta} \quad (1)$$

where  $r_m$  is the dissolution/precipitation rate (mol/m<sup>2</sup>/s);  $k_{25}$  is the kinetic rate constant (mol/m<sup>2</sup>/s) at 25°C,  $\Omega_m$  is the ratio between the ion activity product and the equilibrium constant (dimensionless) and  $\theta$  and  $\eta$  are parameters of the kinetic law;  $\frac{E_a}{RT}$  is the thermodynamic factor, which takes into account the apparent activation energy of the reaction, and  $E_a$ , and  $R$  and  $T$  are the gas constant and the absolute temperature, respectively.

Steel corrosion is kinetically controlled and takes place at a constant rate. Magnetite precipitation is also kinetically-controlled. The kinetic parameters for Fe(s) and magnetite were taken from De Windt and Torres (2009; 2010).

**Table 1.** Chemical composition of the initial porewater in the bentonite and the Grimsel hydration water.

	Initial bentonite porewater (Fernández et al., 2001)	Grimsel hydration water (Turrero et al., 2011)
Na <sup>+</sup>	1.3·10 <sup>-1</sup>	3.7·10 <sup>-4</sup>
Ca <sup>2+</sup>	2.2·10 <sup>-2</sup>	1.8·10 <sup>-4</sup>
Mg <sup>2+</sup>	2.3·10 <sup>-2</sup>	1.6·10 <sup>-5</sup>
K <sup>+</sup>	1.7·10 <sup>-3</sup>	2.2·10 <sup>-5</sup>
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	3.2·10 <sup>-2</sup>	6.1·10 <sup>-5</sup>
Cl <sup>-</sup>	1.6·10 <sup>-1</sup>	2.3·10 <sup>-5</sup>
SiO <sub>2</sub> (aq)	1.0·10 <sup>-4</sup>	1.9·10 <sup>-4</sup>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5.8·10 <sup>-4</sup>	3.9·10 <sup>-4</sup>
Fe <sup>2+</sup>	6.6·10 <sup>-5</sup>	1.8·10 <sup>-8</sup>
pH	7.72	9.7

**Table 2.** Site capacities (mol/L) of strong sites and weak #1 and weak #2 sites for FEBEX bentonite (Bradbury and Bayens, 1997, 2003).

Type of site	Bentonite	
	Surface complexes	Site capacity (mol/L)
S <sup>S</sup> -OH	S <sup>S</sup> -OH <sub>2</sub> <sup>+</sup>	0.015
	S <sup>S</sup> -O <sup>-</sup>	
	S <sup>S</sup> -Fe <sup>+</sup>	
	S <sup>S</sup> -FeOH	
	S <sup>S</sup> -Fe(OH) <sub>2</sub> <sup>-</sup>	
S <sup>w1</sup> -OH	S <sup>w1</sup> -OH <sub>2</sub> <sup>+</sup>	0.307
	S <sup>w1</sup> -O <sup>-</sup>	
	S <sup>w1</sup> -Fe <sup>+</sup>	
S <sup>w2</sup> -OH	S <sup>w2</sup> -OH <sub>2</sub> <sup>+</sup>	0.307
	S <sup>w2</sup> -O <sup>-</sup>	

**Table 3.** Initial concentrations of exchanged cations (in meq/100g) for FEBEX bentonite (Fernández et al., 2004).

Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	CEC
34.62	34.01	31.18	1.94	0.5	102

**Table 4.** Initial mineral volume fractions (%) considered in the THCM model of the corrosion tests.

Bentonite	Fe powder		
Quartz	1	Iron	100
Calcite	1		
Gypsum	0.08		
Unreactive smectite	57.92		

**Table 5.** Chemical reactions and equilibrium constants for aqueous complexes and minerals (Wollery, 1992), protolysis constants for surface complexation reactions (Bradbury and Baeyens, 1997) and selectivity coefficients for cation exchange reactions (ENRESA, 2006b) at 25°C.

Aqueous complexes	Log K
CaCO <sub>3</sub> (aq) + H <sup>+</sup> ⇌ Ca <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	7.0017
CaHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> ⇌ Ca <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-1.0467
CaSO <sub>4</sub> (aq) ⇌ Ca <sup>2+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-2.1111
CaOH <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ Ca <sup>2+</sup> + H <sub>2</sub> O	12.850
CO <sub>2</sub> (aq) + H <sub>2</sub> O ⇌ H <sup>+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-6.3447
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	10.3288
KSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> ⇌ K <sup>+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.8796
MgCO <sub>3</sub> (aq) ⇌ Mg <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-2.9789
MgHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> ⇌ Ca <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-1.0357
MgSO <sub>4</sub> (aq) ⇌ Mg <sup>2+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-2.4117
MgOH <sup>+</sup> ⇌ Mg <sup>2+</sup> + OH <sup>-</sup>	-2.2100
NaHCO <sub>3</sub> (aq) ⇌ Na <sup>+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.1541
NaSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> ⇌ Na <sup>+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0.8200
NaCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ⇌ Na <sup>+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-0.5144
NaOH(aq) + H <sup>+</sup> ⇌ Na <sup>+</sup> + H <sub>2</sub> O	14.180
OH <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ H <sub>2</sub> O	13.9951
H <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ 2H <sub>2</sub> O + SiO <sub>2</sub> (aq)	9.8120
HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> ⇌ H <sup>+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1.9791
HS <sup>-</sup> + 2O <sub>2</sub> (aq) ⇌ H <sup>+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	138.31
Fe <sup>3+</sup> + 0.5H <sub>2</sub> O ⇌ H <sup>+</sup> + 0.25O <sub>2</sub> + Fe <sup>2+</sup>	-8.490
FeHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-2.050
FeCO <sub>3</sub> (aq) ⇌ Fe <sup>2+</sup> + CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-4.730
FeCl <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + Cl <sup>-</sup>	0.1605
FeCl <sup>2+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + Cl <sup>-</sup>	0.8108
FeOH <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + H <sub>2</sub> O	10.895
FeOH <sup>2+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + H <sub>2</sub> O	4.3815
Fe(OH) <sub>2</sub> (aq) + 2H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + 2H <sub>2</sub> O	20.60
Fe(OH) <sub>3</sub> (aq) + 3H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + 3H <sub>2</sub> O	12.172
Fe(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup> + 4H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + 4H <sub>2</sub> O	21.60
Fe(OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup> + 2H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + 2H <sub>2</sub> O	5.670
Fe(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> <sup>-</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + 2SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-3.213
FeSO <sub>4</sub> (aq) ⇌ Fe <sup>2+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-2.20
FeHSO <sub>4</sub> <sup>2+</sup> ⇌ Fe <sup>3+</sup> + H <sup>+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-1.540
Fe <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> <sup>4+</sup> + 2H <sup>+</sup> ⇌ 2Fe <sup>3+</sup> + 2H <sub>2</sub> O	7.2826
KOH(aq) + H <sup>+</sup> ⇌ K <sup>+</sup> + H <sub>2</sub> O	14.46
H <sub>2</sub> (aq) + 0.5O <sub>2</sub> ⇌ H <sub>2</sub> O	46.10
NaHSiO <sub>3</sub> (aq) + H <sup>+</sup> ⇌ H <sub>2</sub> O + Na <sup>+</sup> + SiO <sub>2</sub> (aq)	8.3040
HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ H <sub>2</sub> O + SiO <sub>2</sub> (aq)	9.9525
MgH <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ 2H <sub>2</sub> O + Mg <sup>2+</sup> + SiO <sub>2</sub> (aq)	8.5416
Minerals	LogK
Calcite + H <sup>+</sup> ⇌ Ca <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1.8487
Anhydrite ⇌ Ca <sup>2+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-4.3064
Gypsum ⇌ Ca <sup>2+</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + 2H <sub>2</sub> O	-4.4823
Quartz ⇌ SiO <sub>2</sub> (aq)	-3.9993
Magnetite + 6H <sup>+</sup> ⇌ 3Fe <sup>2+</sup> + 0.5O <sub>2</sub> (aq) + 3H <sub>2</sub> O	-6.5076
Siderite + H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.1920
Goethite + 2H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + 1.5H <sub>2</sub> O + 0.25O <sub>2</sub> (aq)	-7.9555
Fe(OH) <sub>2</sub> (s) + 2H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + 2H <sub>2</sub> O	13.9045
Fe(s) + 2H <sup>+</sup> ⇌ Fe <sup>2+</sup> + 2H <sub>2</sub> O + 2OH <sup>-</sup> + H <sub>2</sub> (aq)	-15.064
Surface complexation reactions	LogK
≡S <sup>S</sup> OH <sub>2</sub> <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>S</sup> OH + H <sup>+</sup>	-4.5
≡S <sup>S</sup> O <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>S</sup> OH	7.9
≡S <sup>S</sup> OFe <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>S</sup> OH + Fe <sup>2+</sup>	0.6
≡S <sup>S</sup> OFeOH + 2H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>S</sup> OH + Fe <sup>2+</sup> + H <sub>2</sub> O	10.0
≡S <sup>S</sup> OFe(OH) <sub>2</sub> <sup>-</sup> + 3H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>S</sup> OH + Fe <sup>2+</sup> + 2H <sub>2</sub> O	20.0
≡S <sup>w1</sup> OH <sub>2</sub> <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>w1</sup> OH + H <sup>+</sup>	-4.5
≡S <sup>w1</sup> O <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>w1</sup> OH	7.9
≡S <sup>w1</sup> OFe <sup>+</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>w1</sup> OH + Fe <sup>2+</sup>	3.3
≡S <sup>w2</sup> OH <sub>2</sub> <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>w2</sup> OH + H <sup>+</sup>	-6.0
≡S <sup>w2</sup> O <sup>-</sup> + H <sup>+</sup> ⇌ ≡S <sup>w2</sup> OH	-10.5
Cation Exchange reactions	K <sub>Na-cation</sub>
Na <sup>+</sup> + X-K ⇌ K <sup>+</sup> + X-Na	0.1456
Na <sup>+</sup> + 0.5 X <sub>2</sub> -Ca ⇌ 0.5 Ca <sup>2+</sup> + X-Na	0.3265
Na <sup>+</sup> + 0.5 X <sub>2</sub> -Mg ⇌ 0.5 Mg <sup>2+</sup> + X-Na	0.3766
Na <sup>+</sup> + 0.5 X <sub>2</sub> -Fe ⇌ 0.5 Fe <sup>2+</sup> + X-Na	0.5

The corrosion rate,  $r_c$ , in  $\mu\text{m}/\text{year}$  is calculated from:

$$r_c = \frac{r_m M_w b \sigma \phi}{f_v} \quad (2)$$

where  $r_m$  is the corrosion rate per unit mineral surface ( $\text{mol}/\text{m}^2/\text{year}$ );  $b$  is the iron thickness;  $V_m$  is the molar volume of iron;  $\sigma$  is the specific surface area; and  $f_v$  is the mineral fraction volume. The corrosion rate at 25°C of the small and medium cells are assumed equal to 80 and 28  $\mu\text{m}/\text{year}$ , respectively.

Table 6 shows the kinetic parameters. The values of the rate constants,  $k$ , were taken from De Windt and Torres (2009; 2010). The kinetic constant for the model of the SC tests at 50°C was calibrated between the range proposed by De Windt and Torres (2009) in order to fit the measured iron weight data. This discrepancy is acceptable given the large uncertainty in the kinetic parameters and rate constants of iron phases.

**Table 6.** Kinetic parameters of Fe(s) and magnetite used in the THCM model of the corrosion tests (De Windt and Torres, 2009; 2010).

Mineral	Activation energy (kJ/mol)	$k_{25^\circ\text{C}}$ ( $\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ )	$\theta$	$\eta$	Specific surface ( $\text{m}^2/\text{m}^3$ )
Fe (s)	11.0	$-4.0 \cdot 10^{-10}$	1	0	$2.15 \cdot 10^5$
Magnetite at 25°C	20.0	$9.53 \cdot 10^{-11}$	0.1	1	$1.0 \cdot 10^5$
Magnetite at 50°C	20.0	$2.00 \cdot 10^{-11}$	0.1	1	$1.0 \cdot 10^5$
Magnetite at 100°C	20.0	$9.53 \cdot 10^{-11}$	0.1	1	$1.0 \cdot 10^5$

#### 4.- Model results of the corrosion tests

##### 4.1. Results for the SC corrosion tests

The computed water content is largest near the hydration boundary. It decreases towards the Fe powder-bentonite interface. The computed water content reproduces the measured value (Fig. 4). The bentonite becomes nearly saturated after 180 days. The computed temperature profile reaches steady state in a few minutes. Fig. 5 shows the computed temperature profiles for the corrosion tests on small cells at 25°C, 50°C and 100°C.

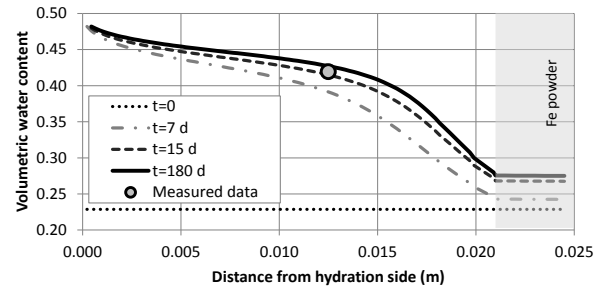
Fig. 6 shows the spatial distribution of the concentration of dissolved  $\text{Fe}^{2+}$  at the end of the corrosion tests of carried out at 25, 50 and 100°C. The general trend is similar for these three tests. The largest concentrations occur in the Fe powder. The concentrations in the bentonite are uniform with a local decrease near the interface. Fig. 7 shows the computed pH at the end of the tests after cooling for the tests at 25°C, 50°C and 100°C. The computed pH are similar in all the tests.

Calcite and quartz dissolve in the bentonite with time (not shown here). Gypsum dissolves instantaneously in the bentonite while anhydrite precipitates near the heater after 7 days and then it dissolves (not shown here).

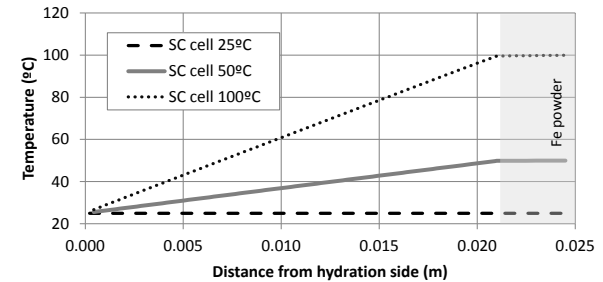
Fig 8 shows the computed iron corrosion at 25, 50 and 100°C. The corrosion rate increases with temperature. The largest corrosion of Fe(s) corresponds to the test performed at 100°C. Both magnetite and  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  precipitate and compete for

$\text{Fe}^{2+}$  precipitation. The precipitation of magnetite is largest for the test at 100°C and smallest for the test at 50°C because the kinetic rate constant of magnetite is the smallest for 50°C (Fig. 9).

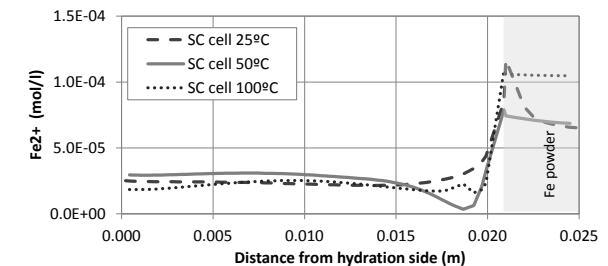
Fig. 10 shows the spatial distribution of  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  precipitation.  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  does not precipitate in the test of 25°C. The penetration front of the precipitation at 50°C is larger than that at 100°C. The numerical results fit the measured data of the iron weight for the tests performed at 50°C and 100°C and the results are similar to those of De Windt and Torres (2009) (Fig. 11).



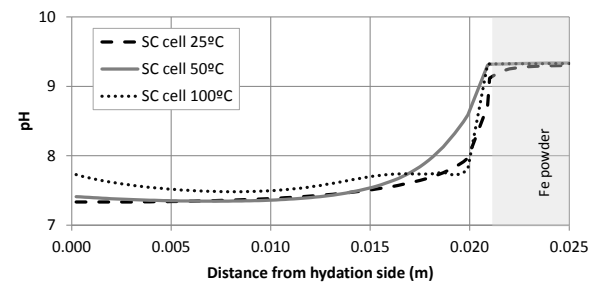
**Fig. 4.** Spatial distribution of the computed (lines) and the measured (Torres et al., 2008) (symbol) volumetric water content at selected times in the corrosion test on small cell a3 at 100°C.



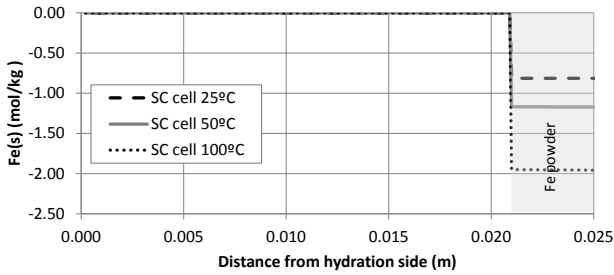
**Fig. 5.** Spatial distribution of the computed temperature in the corrosion test on small cells at 25°C, 50°C and 100°C.



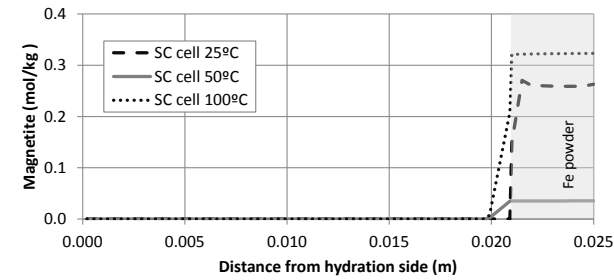
**Fig. 6.** Spatial distribution of the computed concentration of dissolved  $\text{Fe}^{2+}$  at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.



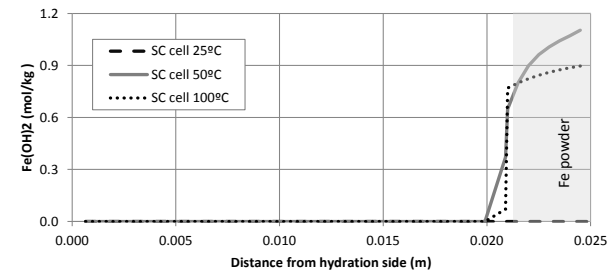
**Fig. 7.** Spatial distribution of the computed pH at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.



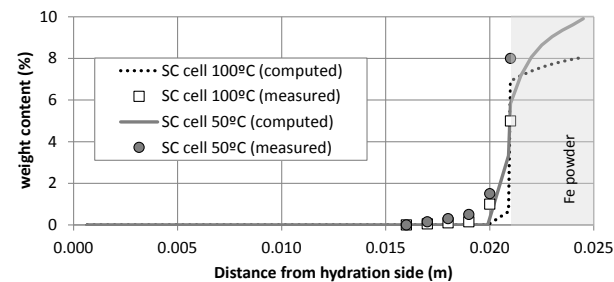
**Fig. 8.** Spatial distribution the computed cumulative dissolution for iron at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.



**Fig. 9.** Spatial distribution of the computed magnetite cumulative precipitation at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.



**Fig. 10.** Spatial distribution of the computed Fe(OH)2(s) cumulative precipitation at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.



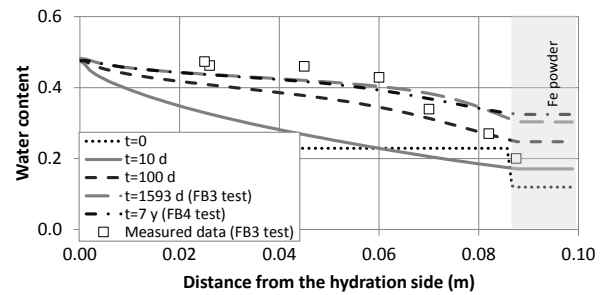
**Fig. 11.** Spatial distribution of the computed (lines) and the measured (symbols) iron weight (De Windt and Torres (2009)) at the end of the corrosion tests (after cooling) in the small cells at 25, 50 and 100°C.

Model results show that  $S^s\text{-OFe}^+$  is the dominant sorbed species on the strong sites while  $S^{w2}\text{-OH}$  predominates on weak #2 sites and  $S^{w1}\text{-OH}$  and  $S^{w1}\text{-OFe}^+$  are the main sorbed species on the weak #1 sites.  $\text{Fe}^{2+}$  exchange is less relevant than  $\text{Fe}^{2+}$  sorption by surface complexation.

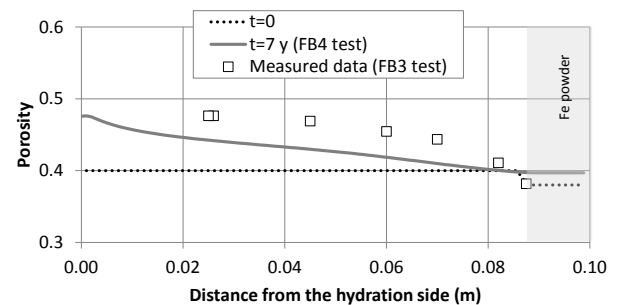
#### 4.2. Results for the FB corrosion tests

The water intake in the first year is faster than that in the later years; 97% of the water enters during the first year. The total amount of water intake is equal to 0.083 L in 7 years.

Fig. 12 and Fig. 13 show the spatial distribution of the measured and the computed volumetric water content and porosity. The volumetric water content in the bentonite and Fe powder increases with time. It is largest in the bentonite near the hydration boundary. The water content near the hydration side is larger than that near the heater because the porosity increases near the hydration zone. Water evaporates near the heater. The vapour diffuses and condenses in colder locations. The computed volumetric water content is slightly smaller than the measured data near the hydration boundary. Near the Fe powder, however, the computed water content is larger than the measured values. The computed porosity increases to 0.488 from the initial value (0.40) in the bentonite near the hydration side. On the other hand, computed porosity is similar to the initial value in the bentonite near the Fe powder interface.



**Fig. 12.** Spatial distribution of the measured (symbols) (Turrero et al., 2011) volumetric water content at the end of the FB3 corrosion test and the computed (line) volumetric water contents at selected times in FB corrosion tests.



**Fig. 13.** Spatial distribution of the measured (symbols) (Turrero et al., 2011) porosity at the end of the FB3 corrosion test and the computed (line) porosities at the end of the FB3 and FB4 corrosion tests, which fully coincide.

Fig. 14 shows the evolution of the computed concentration of the dissolved  $\text{Fe}^{2+}$ . The dissolved concentration of  $\text{Fe}^{2+}$  decreases initially in the bentonite due to hydration and in the Fe powder due to magnetite precipitation. The concentration of  $\text{Fe}^{2+}$  at the end of the test (FB3 and FB4 corrosion tests) increases due to  $\text{Fe}(s)$



corrosion. The computed pH is equal to 7.5 after the initial chemical equilibration. It decreases in the bentonite during the first 10 days, especially near the Fe powder. Then, pH increases to become similar to the initial pH, except in the Fe (s) where pH increases to 9.2 in the Fe powder (Fig. 15).

Computed gypsum dissolves initially in the bentonite and remains constant while computed anhydrite precipitates in the bentonite near the heater and at 1953 days (FB3 corrosion test) and at 7 years (FB4 corrosion test) anhydrite redissolves (not shown here). Computed calcite dissolved with time in the bentonite near the hydration side and near the Fe powder (not show here). Quartz dissolves in the bentonite near the Fe powder and precipitates punctually at the bentonite and Fe powder interface (not shown here).

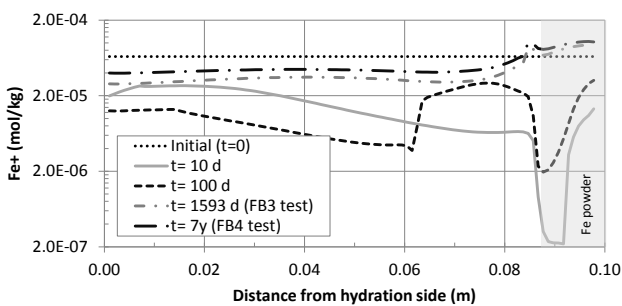


Fig. 14. Spatial distribution of the computed concentration of total dissolved Fe at selected times in the FB corrosion tests.

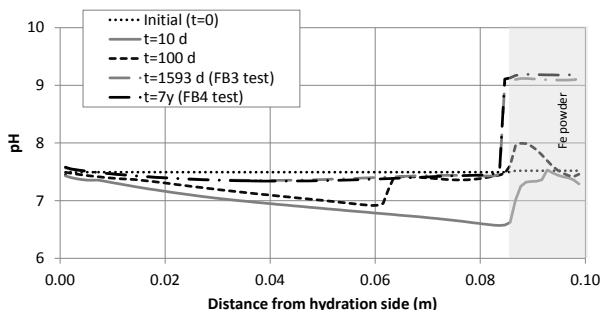


Fig. 15. Spatial distribution of the computed pH at selected times in the FB corrosion tests.

Fe(s) corrodes at a constant corrosion rate of 28  $\mu\text{m}/\text{year}$  in the Fe powder. Computed magnetite precipitates in the Fe powder. A small amount of magnetite precipitates 2 mm into bentonite (Fig. 16). The experimental observations indicate that magnetite does not penetrate in the bentonite. Model results show no precipitation of siderite, goethite and  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$ .  $\text{Fe}^{2+}$  sorption takes place mostly in the strong and weak #1 sites.

## 5.- Conclusions and future work

We have presented coupled THCM models of several lab corrosion tests carried out by CIEMAT on: 1) Small cells with a length of 25 mm and a duration of 180 days;

and 2) Medium-size cells (10 cm long) with a duration of 1593 days and 7 years. Thermal and hydrodynamic model results fit the general trends of the measured data in the bentonite in both corrosion tests.

Model results for the SC cells indicate that: 1) Magnetite and  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$  are the main corrosion products which compete for  $\text{Fe}^{2+}$  precipitation; 2) The corrosion products penetrate a few mm into the bentonite; 3) The numerical results fit the measured iron weight data; 4)  $\text{Fe}^{2+}$  sorbes by surface complexation; and 5)  $\text{Fe}^{2+}$  exchange is less relevant than  $\text{Fe}^{2+}$  sorption by surface complexation.

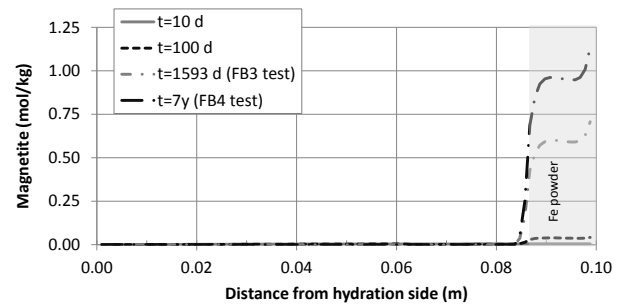


Fig. 16. Spatial distribution of the computed volume fraction of magnetite at selected times in the FB corrosion tests.

The chemical model results of the FB cells show that: 1) Magnetite precipitates in the Fe powder, but only in a small amount in the first 2 mm of the bentonite; and 2) There is no precipitation of siderite, goethite and  $\text{Fe}(\text{OH})_2(\text{s})$ . The experimental observations recorded by CIEMAT indicate that there is no magnetite penetration in the bentonite, which is consistent with the small amount of magnetite precipitation computed at the bentonite. However, model results do not reproduce the precipitation of hematite and magnetite/maghemite observed in the iron powder near the iron/bentonite interface.

The reactive transport model of the FB tests could be improved by considering:

- An initial aerobic phase and a later anaerobic corrosion stage.
- Additional corrosion products such as hematite, maghemite, Fe-phyllsilicates (cronstedtite and greenalite) and akaganeite.
- A time-varying corrosion rate for Fe powder depending on ambient conditions.
- A kinetically-controlled magnetite precipitation rate such as that reported by De Windt and Torres (2009) which was used for the model of the SC cells.
- Kinetically-controlled smectite dissolution
- The changes in porosity, permeability and diffusion coefficients caused by mineral dissolution/precipitation reactions

Work is in progress to perform a THCM model of the FEBEX in situ test by:

- Extending the previous THCM model of the FEBEX in situ test of Samper et al. (2018b) to account for redox processes, steel corrosion and the interactions of corrosion products and compacted

FEBEX bentonite.

- Implementing the conceptual geochemical model of steel corrosion in the FEBEX in situ test proposed by Hadi et al. (2019) including the aerobic and anaerobic corrosion phases.

*Acknowledgements.* The research leading to these results was funded by ENRESA through a Research Contract within the Work Package ACED of EURAD (European Joint Programme on Radioactive Waste Management of the European Union). The work was partly funded also by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Project PID2019-109544RB-I00) and the Galician Regional Government (Grant number ED431C2021/54 from “Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas”). Corrosion tests were performed by CIEMAT. We acknowledge M.J. Turrero and E. Torres for their support and comments.

## 6.- References

- Bradbury, M.H. and Baeyens, B., 1997. A mechanistic description of Ni and Zn sorption on Na-montmorillonite. Part II: modelling. *J. Contam. Hydrol.* 27, 223–248.
- Bradbury, B. and Baeyens, B., 2003. Pore water chemistry in compacted resaturated MX-80 bentonite. *J. Contam. Hydrol.* 61, 329–338.
- De Windt, L. and Torres, E., 2009. Modélisation d’expériences en cellule reproduisant les conditions THC d’une alvéole de déchets HAVL. Rapport Technique R201009LDEWI. Accord spécifique IRSN/ARMINES.
- De Windt, L. and Torres, E., 2010. Interactions béton/argile sous gradient thermique et réhydratation : modélisation d’expérience en cellule. Rapport Technique R301110LDEWI. Accord spécifique IRSN/ARMINES.
- ENRESA, 2000a. Full-scale engineered barriers experiment for a deep geological repository in crystalline host rock FEBEX Project. EUR 19147 EN, European Commission.
- ENRESA, 2000b. Evaluación del comportamiento y de la seguridad de un almacenamiento de combustible gastado en una formación granítica. ENRESA Informe 49-1PP-M-15-01. Madrid, 2001.
- ENRESA, 2005. Phenomenological description. Reference Concept (Spent Fuel-Carbon Steel Canister-Bentonite-Granite). NF-PRO Integrated Project. Deliverable D5.1.1. Part 1. Final version.
- ENRESA, 2006a. Full-Scale Engineered Barriers Experiment: Updated Final Report. ENRESA Tech. Publ. PT 05-02/2006, 589 pp.
- ENRESA, 2006b. FEBEX: Final THG modelling report. ENRESA Techn. Publ. PT 05-3/2006, 155 pp
- Fernández, A.M., Cuevas, J. and Rivas, P., 2001. Pore water chemistry of the FEBEX bentonite. *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.* 663,573-588
- Fernández, A.M., Bayens, B., Bradbury, M. and Rivas, P., 2004. Analysis of pore water chemical composition of a Spanish compacted bentonite used in an engineered barrier. *Phys. Chem Earth* (29), 105-118.
- Hadi, J., Wersin, P., Serneels, V., Greneche, J.-M., 2019. Eighteen years of steel-bentonite interaction in the FEBEX in situ test at the Grimsel Test Site in Switzerland. *Clays and Clay Minerals* 67(2), 111-131.
- Havlova, V., Kiczka, M., Mendoza Miranda, A., Klajmon, M., Wersin, P., Jenni, A., Samper, J., Montenegro, L., Mon, A., Fabian, M., Osan, J., Dautères, A., Jacques, D. (2020). Modelling of the steel-clay interface - approaches, first results and model refinements. Deliverable D2.6 of the HORIZON 2020 project EURAD. EC Grant agreement no: 847593.
- Lu, C., Samper, J., Fritz, B., Clement and A., Montenegro, L., 2011. Interactions of corrosion products and bentonite: An extended multicomponent reactive transport model. *Physics and Chemistry of the Earth* 36, 1661–1668, doi: 10.1016/j.pce.2011.07.013.
- Mon, A, 2017. Coupled thermo-hydro-chemical-mechanical models for the bentonite barrier in a radioactive waste repository. Ph. D. Dissertation. Universidad de A Coruña, Spain.
- Samper, J., Mon, A., Montenegro, L., Pisani, B. and Naves, A., 2014. Report on testing multiple-continua THC(m) models with laboratory and large-scale tests Deliverable 3.4-1: PEBS Project, Project Deliverable 3.4-1. E.T.S.I. Caminos Canales y Puertos. Universidad de A Coruña.
- Samper, J., Naves, A., Montenegro, L. and Mon, A., 2016. Reactive transport modelling of the long-term interactions of corrosion products and compacted bentonite in a HLW repository in granite: Uncertainties and relevance for performance assessment. *Applied Geochemistry*, 67, 42-51. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2016.02.001.
- Samper, J., Mon, A., Montenegro, L. (2018) A revisited thermal, hydrodynamic, chemical and mechanical model of compacted bentonite for the entire duration of the FEBEX in situ test. *Appl. Clay Sci.* 160, 58–70.
- Torres, E., Turrero, M. J., Peña, J., Martín, P.L., Escribano, A., Alonso, U. and Villar, M.V., 2008. Deliverable 2.3.2 of component 2 NF-PRO project. Interaction iron-compactad bentonite: corrosion products and changes in the properties of the bentonite, 2008. CIEMAT
- Torres, E., Turrero, M.J. and Escribano, A., 2013. Synthesis of corrosion phenomena at the iron/bentonite interface under unsaturated conditions. Technical Note CIEMAT/DMA/2G210/02/2013. PEBS Project.
- Turrero, M. J., Villar, M. V., Torres, E., Escribano, A., Cuevas, J., Fernández, R., Ruiz, A. I., Vigil de la Villa, R. and del Soto, I., 2011. Deliverable 2.3-3-1 of PEBS Project. Laboratory tests at the interfaces, Final results of the dismantling of the tests FB3 and HB4, 2011. CIEMAT.
- Wollery, T.J., 1992. EQ3/3. A software package for geochemical modeling of aqueous system: package overview and installation guide version 7.0. UCRL-MA-110662-PT-1, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.
- Zheng, L. and Samper, J., 2004. Formulation of the inverse problem of non-isothermal multiphase flow and reactive transport in porous media. *Comput. Meth. Water Resour.* XV, 1317–1327.
- Zheng, L. and Samper, J., 2005. A dual continuum coupled multiphase flow model with mixed second order water transfer term for structured soils. *Jornadas de la Zona no Saturada 2005*, VII, 301-306.
- Zheng, L. and Samper, J., 2008. A coupled THMC model of FEBEX mock-up test. *Physics and Chemistry of the Earth* 33, S486-S498
- Zheng, L., Samper, J., Montenegro, L. and Fernández, A.M., 2010. A coupled model of heating and hydration laboratory experiment in unsaturated compacted FEBEX bentonite. *Journal of hydrology* 386, 80-94.

## Índice de autores/as

---

- Aldaz-Lusarreta, A.*, 43, 83  
*Almendra-Martín, L.*, 59, 93, 201, 219  
*Alonso-Alonso, C.*, 153  
*Aparicio, J.*, 113  
*Arias, M.*, 131  
*Arregui, L.M.*, 83
- Barberena, N.*, 43  
*Barbero, L.*, 75, 153, 195  
*Benito-Verdugo, P.*, 59, 93, 201, 219  
*de Bustamante, I.*, 75, 147, 153, 195
- Campo-Bescós, M.A.*, 3, 43, 83, 211, 227  
*Cancela, J.J.*, 37  
*Carpio, M.J.*, 141  
*Carrera, J.*, 3  
*Casalí, J.*, 211  
*Castiglioni, M.*, 89  
*Cermeño Sacristan, P.*, 181
- Dafonte, J.*, 37, 131  
*Dopico, H.*, 131  
*Douibi, M.*, 141
- Escorihuela, M.J.*, 93
- Fandiño, M.*, 37  
*Farzamian, M.*, 17, 181
- Gabioud, E.*, 89  
*Gabriel, J. L.*, 3  
*Gaona, J.*, 59, 93  
*García, E.*, 247  
*García-Fernández, M.*, 37  
*García-Gamero, V.*, 25, 49, 175  
*Gómez, J.*, 103  
*Gómez Flores, J.L.*, 17, 31, 181  
*González, M.P.*, 75  
*González Jiménez, A.*, 3, 17, 181  
*González-Zamora, A.*, 59, 93, 201, 219  
*Giménez, R.*, 43, 83  
*Giráldez, J.V.*, 3, 25, 49, 175  
*Guadaño, J.*, 103
- Herencia Galán, J.F.*, 181  
*Hernández-Martín, J.A.*, 75, 153, 195  
*Herrero-Jiménez, C.M.*, 59, 93, 201  
*Huidobro López, B.*, 75, 153, 195
- Laguna, A.M.*, 25, 49, 175  
*Lana-Renault, N.S.*, 211  
*Latorre, B.*, 11, 67, 189  
*Lentijo, F.*, 237  
*López-Heras, I.*, 147, 153  
*López-Rodríguez, J.L.*, 227
- Marín-Benit, J.M.*, 141  
*Martín-Lammerding, D.*, 3  
*Martínez-García, G.*, 49  
*Martínez-Fernández, J.*, 93, 201, 219  
*Martínez-Hernández, V.*, 75, 147, 193, 195  
*Martínez-Pérez, S.*, 121, 161  
*Meffe, R.*, 75, 147, 153, 195  
*Molina-Navarro, E.*, 121, 161  
*Mon, A.*, 103, 237, 247  
*Montenegro, L.*, 103, 131, 247  
*Moret-Fernández, D.*, 11, 67, 189  
*Muñoz-Carpena, R.*, 3, 227
- Naves, A.*, 131  
*Nozal, L.*, 147, 153
- Oduor, B.O.*, 211  
*Oszust, J.*, 89  
*Otazu, M.*, 83
- Pachepsky, Y.*, 31  
*Peña, A.*, 25, 49, 175  
*Peñuela, A.*, 233  
*Pianosi, F.*, 233  
*Piles, M.*, 219  
*Pimentel, R.*, 113  
*Pisani, B.*, 103, 131  
*Polo, M.J.*, 113  
*Pradana, R.*, 75, 153, 195

*Quemada, M., 3*

*Quintana-Seguí, P., 93*

*Ramos Rodríguez, M., 17, 31, 181*

*Rodríguez-Cruz, M.S., 141*

*Rodríguez-Fernández, M., 37*

*Rodríguez-Pérez, 37*

*Salvatierra Bellido, B., 17, 181*

*Samper, A.C., 237*

*Samper, J., 103, 131, 237, 247*

*Sánchez Gómez, A., 121, 161*

*Sánchez-Martín, M.J., 141*

*de Santiago-Martín, A., 75, 153, 147, 195*

*Sasal, C., 89*

*Sastre-Merlín, A., 121, 161*

*Sobral, B., 103*

*Teijón, G., 147*

*Torralbo, P., 113*

*Vanderlinden, K., 17, 31, 49, 181*

*Vanwallegem, T., 25, 49, 175*

*Virto, I., 43, 83*

*Wilson, M., 89*

*Yang, C., 237*

*Zalacáin Domench, D., 161*



