

# Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XIV ZNS'19 Madrid, 29-30 octubre 2019

Editores

José Luis Gabriel Pérez

Diana Martín-Lammerding

Miguel Quemada Sáenz-Badillos



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

---



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

---

### *Editores*

José Luis Gabriel Pérez  
Diana Martín Lammerding  
Miguel Quemada Sáenz-Badillos

### *Revisores científicos de los artículos*

M.A. Campo Bescos  
J. Carrera Ramírez  
J. Dafonte Dafonte  
J.L. Gabriel Pérez  
J.V. Giráldez Cervera

D. Martín Lammerding  
J. Martínez Fernández  
V. Martínez Hernández  
D. Moret Fernández  
R. Muñoz Carpena  
A. Paz González

M. Quemada Sáenz-  
Badillos  
A. Ritter Rodríguez  
F.J. Samper Calvete  
K. Vanderlinden

Trabajos presentados en las XIV Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo.  
Madrid, 29 y 30 de octubre de 2019

SERVICIO DE PUBLICACIONES



## Comité organizador

José Luis Gabriel Pérez (INIA) – Coordinador  
Diana Martín Lammerding (INIA) – Secretaría Técnica  
Katerina Kucerova (UPM-CEIGRAM) – Gestión  
Miguel Quemada Sáenz-Badillos (UPM-CEIGRAM)  
María Alonso Ayuso (UPM-CEIGRAM)

## Comité científico

José Luis Gabriel Pérez (INIA)  
Diana Martín Lammerding (INIA)  
Miguel Quemada (CEIGRAM-UPM)  
Miguel Ángel Campo Bescos (UpNa)  
Jesús Carrera Ramírez (IDAEA, CSIC)  
Jorge Dafonte Dafonte (U. Santiago de Compostela)  
Juan Vicente Giráldez Cervera (U. Córdoba)  
José Martínez Fernández (U. Salamanca)  
Virtudes Martínez Hernández (IMDEA)  
David Moret Fernández (EEAD, CSIC)  
Rafael Muñoz Carpena (U. Florida, USA)  
Antonio Paz González (U. a Coruña)  
Antonio Sastre Merlín (U. Alcalá)  
Karl Vanderlinden (IFAPA, Junta de Andalucía)



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 cubierta: José Luis Gabriel Pérez.

@ de esta edición: ETSIAAB, Universidad Politécnica de Madrid. Servicio de publicaciones, 2019. Avenida de la Puerta de Hierro s/n, 28040 Madrid (España)

I.S.B.N.: 978-84-948550-8-5

Depósito Legal: M-34027-2019

Impresión y encuadernación: Servicio de Publicaciones de la ETSIAAB, UPM.

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 suelo situada entre la superficie del mismo 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 en surgieron las primeras Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada. Por tanto, el grupo Zona No Saturada ha cumplido ya sus 25 años (de hecho estamos ya en los 26), y ha celebrado sus Jornadas bienales en las ciudades de Castellón (1993), Vitoria-Gasteiz (1995), Huelva (1998), Tenerife (1999), Pamplona (2001), Valladolid (2003), La Coruña (2005), Córdoba (2007), Barcelona (2009), Salamanca (2011), Lugo (2013), Alcalá de Henares (2015) y Zaragoza (2017). En todas ellas el objetivo ha sido, 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. Y en ese sentido se han planteado las XIV Jornadas de Madrid, en las que, además, se añadirán tanto el elemento festivo, por alcanzar tan importante efeméride, como el elemento reflexivo sobre las metas alcanzadas durante estos 25 años y sobre los objetivos que nos planteamos para los próximos 25 años.

Con esas bases, tenemos el enorme placer de presentar el volumen XIV de Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Este libro contiene la ponencia invitada del Dr. Osvaldo Salazar Guerrero, así como otras 34 comunicaciones que, tras un proceso de revisión, han sido finalmente aceptadas. Como en anteriores ediciones, las comunicaciones han sido distribuidas en 6 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 consecución de estas XIV Jornadas no habría sido posible sin los consejos y apoyos recibidos de los organizadores de Jornadas anteriores, el apoyo de nuestros patrocinadores (INIA, LabFerrer y el Canal de Isabel II), la colaboración incondicional del comité científico y el comité organizador (formado por el grupo de Agronomía del INIA y por el CEIGRAM de la Universidad Politécnica de Madrid: Diana, Miguel, Katerina, Esther, María, Mar y yo mismo).

Por todo ello, les estamos profundamente agradecidos.

José Luis Gabriel Pérez

Madrid, octubre 2019



# Índice de trabajos

## Ponencia Invitada.

LIXIVIACIÓN DE NITRÓGENO Y CARBONO ORGÁNICO DISUELTO EN UNA ROTACIÓN MAÍZ–CULTIVO CUBIERTA EN LA ZONA MEDITERRÁNEA DE CHILE CENTRAL..... 13

*O. Salazar, L. Balboa, K. Peralta, M. Rossi, M. Casanova, Y. Tapia, R. Singh, M. Quemada*

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

ESTIMACIÓN SIMULTÁNEA DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y LOS PARÁMETROS DE CURVA RETENCIÓN DEL MODELO DE VAN GENUCHTEN A PARTIR DE UN EXPERIMENTO DE INFILTRACIÓN ASCENDENTE ..... 23

*B. La Torre, D. Moret-Fernández*

SIMULACIÓN DE ESTRATEGIAS DE PROGRAMACIÓN DEL RIEGO Y EL EFECTO DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS SOBRE EL BALANCE DE AGUA Y EL RENDIMIENTO DEL CULTIVO ..... 30

*M. Fontanet, D. Fernández-García, G. Rodrigo, F. Ferrer*

EVALUACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO SIMPA MEDIANTE DIFERENTES PRODUCTOS DE SATÉLITE Y MODELACIÓN..... 37

*J. Martínez-Fernández, A. González-Zamora, L. Almendra-Martín, C.M. Herrero-Jiménez, N. Sánchez*

USO DE LA HUMEDAD DEL SUELO SATELITAL PARA EL ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE LA PRODUCCIÓN DE TRIGO: EL CASO DE CASTILLA Y LEÓN ..... 43

*L. Almendra-Martín, C.M. Herrero-Jiménez, J. Martínez-Fernández, A. González-Zamora, N. Sánchez*

SEGUIMIENTO DE LA SALINIDAD DEL SUELO EN UN OLIVAR REGADO CON AGUAS REGENERADAS USANDO TOMOGRAFÍA DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA ..... 49

*K. Vanderlinden, G. Martínez, M. Ramos, A.M. Laguna, T. Vanwallegem, A. Peña, R. Carbonel, R. Ordóñez, J.V. Giráldez*

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA (TER) PARA DETECTAR IMPACTOS SOBRE PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO, RESULTANTES DEL laboreo CON TRACCIÓN ANIMAL Y MOTORIZADA..... 57

*J. Dafonte, A. García-Tomillo, T. de Figueiredo, R.S. Barbieri, F. Fonseca, J. Rodrigues, I.R.C. Araujo, R.J. Vargas, D.H. Bandeira, R. Montanari, R.V. dos Santos, O.V. Costa*

USE OF THE WATER RETENTION CURVE FOR THE ASSESSMENT OF SOIL QUALITY ..... 62

*G. Guzmán, J.A. Gómez, J.V. Giráldez, A.M. Laguna, G. Martínez, K. Vanderlinden,*

EVALUACIÓN DE 24 SONDAS DE HUMEDAD: CALIBRACIÓN Y VOLUMEN DE INFLUENCIA ..... 69

*I. Iturria, M.A. Campo-Bescós, U. Gómez, M. López, R. Giménez*

CORRELATION BETWEEN VEGETATION INDEX AND SOIL MOISTURE INDEX USING SENTINEL-2..... 75

*C. Alonso, P. López, R.M. Benito, A.M. Tarquis*

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

REUTILIZACIÓN INDIRECTA: ¿ATENCIÓN NATURAL O RIESGO PARA LA SALUD? PRIMEROS RESULTADOS DEL PROYECTO FatePharM..... 83

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

CARACTERIZAÇÃO MULTIFRACTAL DA DIVERSIDADE BIOLÓGICA DO SOLO E DO ESTOQUE DE CARBONO EM CULTIVO DE CANA-DE-AÇÚCAR..... 91

*A. de Almeida-Souza, G. Machado-Siqueira*

ANÁLISE MULTIFRACTAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO E DA PRODUTIVIDADE DE SOJA ..... 97

*G. Machado-Siqueira, S. dos Santos-Silva, R Alves-Silva*

PROPIEDADES MULTIESCALAS DE ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO ..... 103

*R. Alves-Silva, G. Machado-Siqueira*

VARIABILIDADE ESPACIAL DA FAUNA EDÁFICA SOB CULTIVO DE SOJA ..... 109

*R. Niehues-Buss, O.C. Conde-Oliveira, R. Alves-Silva, A. de Almeida-Souza, G. Machado-Siqueira*

CAMBIO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS EN FUNCIÓN DEL SISTEMA DE LABOREO EN UN ENSAYO DE LARGA DURACIÓN..... 115

*D. Martín-Lammerding, J.L. Tenorio, J.L. Gabriel, R. Bienes*

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

EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO EN UN ACUÍFERO SOMERO EN TERRENOS GRANÍTICOS ..... 123

*V. García-Gamero, A. Peña, A.M. Laguna, T. Vanwalleghem, J.V. Giráldez*

SOSTENIBILIDAD DEL ABASTECIMIENTO CON AGUAS SUBTERRÁNEAS EN NÚCLEOS RURALES DE ABEGONDO (A CORUÑA) Y EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO ..... 130

*J. Samper, A. Naves, B. Pisani, J Dafonte, L. Montenegro, A. Mon, A. García-Tomillo, R. Rangel*

ANÁLISIS PRELIMINAR DE LAS INFLUENCIAS EDÁFICAS Y METEOROLÓGICAS EN LA HISTÉRESIS DE LA RELACIÓN ENTRE CAUDALES Y CONCENTRACIONES DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA TROPICAL.....	136
<i>J. P. García, J.V. Giraldez, T. Vanwallegem</i>	

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

ATENUACIÓN DE CONTAMINANTES DE PREOCUPACIÓN EMERGENTE Y MICROORGANISMOS PATÓGENOS EN LA ZONA NO SATURADA: FILTROS VERDES Y EFECTO DE ENMIENDAS.....	147
<i>M.V. Martínez-Hernández, R. Meffe, I. López-Heras, J.A. Hernández-Martín, C. Alonso-Alonso, B. Huidobro, A. de Santiago-Martín, I. Martín, G. Teijón-Ávila, R. Pradana, I. de Bustamante, L. Nozal, M. Leal, F. Carreño, L. Lillo, J.J. Salas</i>	

DRENAJE ÁCIDO DE AGUAS LIXIVIADAS DESDE EL TERRAPLÉN DEL APARRAL DE LA AUTOVÍA AG-64: ESTUDIO HIDROLÓGICO Y DE LA CONTAMINACIÓN DEL RÍO CHAMOSELO (AS PONTES, A CORUÑA).....	154
<i>J. Dafonte, H. Dopico, J. Samper, L. Montenegro, B. Pisani, A. Mon, A. Naves</i>	

MODELO HIDROLÓGICO DE BALANCE DEL VERTEDERO DE SARDAS EN SABIÑÁNIGO (HUESCA).....	161
<i>J. Samper, B. Pisani, J. Guadaño, A. Naves, B. Sobral, J. Fernández</i>	

DETERMINACIÓN DE LA EFICIENCIA DE USO DEL NITRÓGENO EN MAÍZ (ZEA MAYS L.) Y DE LAS PÉRDIDAS POR LIXIVIACIÓN.....	168
<i>R. Díaz, O. Salazar, M. Quemada, A. Nario, X. Videla</i>	

PERSPECTIVAS DEL USO DE AGUAS DE PROCESADO DE LA INDUSTRIA DE ACEITUNA DE MESA PARA RIEGO POR GOTEO EN OLIVAR: AVANCE DE RESULTADOS.....	175
<i>B. Cuadrado-Alarcón, A. Peña, P. Reina, J.V. Giráldez, T. Vanwallegem, A.M. Laguna</i>	

#### **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**

COMPARACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN Y DEL LIXIVIADO DE CLORURO Y SULFATO EN DOS CUENCAS CON DIFERENTE DISTANCIA A LA COSTA.....	185
<i>R.S. Dias, B. Pisani, A. Naves, A. García-Tomillo</i>	

OSCILACIÓN TEMPORAL Y PÉRDIDAS DE VANADIO REGISTRADAS DURANTE 14 AÑOS EN CUENCA DEL RÍO VALIÑAS.....	193
<i>R.S. Dias, B. Pisani, A. García-Tomillo, A. Paz-González</i>	

EROSIÓN HÍDRICA BAJO LLUVIA SIMULADA EN DIFERENTES SISTEMAS DE MANEJO Y CONDICIONES DE COBERTURA DEL SUELO..... 198  
*D.H. Bandeira, T. de Figueiredo, A. Paz-González, M. Lado-Liñares, I. Bertol, A. García-Tomillo, M.C. Chagas-Neta*

NONISOTHERMAL REACTIVE TRANSPORT MODELS OF CONCRETE/BENTONITE COLUMN TESTS ..... 203  
*J. Samper, A. Mon, L. Montenegro, A. Naves, J. Fernández, J. Cuevas, R. Fernández, M.J. Turrero, E. Torres*

IMPACTO DEL FLUJO PREFERENCIAL EN EL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES A TRAVÉS DE FILTROS VERDES I: EXPERIMENTOS DE CAMPO ..... 211  
*E. Orozco López, R. Muñoz Carpena, B. Gao*

IMPACTO DEL FLUJO PREFERENCIAL EN EL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES A TRAVÉS DE FILTROS VERDES II: EXPERIMENTOS DE LABORATORIO ..... 215  
*E. Orozco López, R. Muñoz Carpena, B. Gao*

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

EL PROCESO OLVIDADO DE LA EROSIÓN DE SUELO: EVALUACIÓN DE UN MODELO DE RETROCESO DE CABECERAS DE CÁRCAVAS..... 221  
*A. Hayas, A. Carmona, A. Peña, A.M. Laguna, J.V. Giráldez, T. Vanwallegem*

MONITORING AND MODELING OF SOIL WATER COMPONENTS IN A COASTAL DUNE ENVIRONMENT OF THE DOÑANA NATIONAL PARK USING A PRECISION METEO-LYSIMETER..... 228  
*C. Kohfahl, M. Saaltink, F. Ruiz-Bermudo, L. Molano-Leno, A.N. Martínez Sánchez de la Nieta, C. Guardiola, D.J. Martínez Suárez, L. Moreno, K. Vanderlinden*

SIMULACIÓN DE LA MOVILIDAD DE DOS HERBICIDAS EN UN SUELO AGRÍCOLA SIN ENMENDAR Y ENMENDADO CON RESIDUOS ORGÁNICOS USANDO MODELOS FOCUS..... 233  
*J.M. Marín-Benito, L. Mamy, M.J. Carpio, M.J. Sánchez-Martín, M.S. Rodríguez-Cruz*

EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN CUENCAS PIRENAICAS EN UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO MEDIANTE MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL BALANCE DE AGUA CON LOS CÓDIGOS VISUAL-BALAN Y GIS-BALAN. 241  
*L.J. Lambán, B. Pisani, J. Samper, J. Jódar*

MODELO DE FLUJO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS DEL EMPLAZAMIENTO DE SARDAS EN SABIÑÁNIGO (HUESCA)..... 248  
*J. Samper, B. Sobral, A. Mon, B. Pisani, A. Naves, J. Guadaño, L. Montenegro, J. Fernández*

## **Ponencia Invitada**



## LIXIVIACIÓN DE NITRÓGENO Y CARBONO ORGÁNICO DISUELTO EN UNA ROTACIÓN MAÍZ-CULTIVO CUBIERTA EN LA ZONA MEDITERRÁNEA DE CHILE CENTRAL

Salazar O.<sup>1\*</sup>, Balboa L.<sup>2</sup>, Peralta K.<sup>2</sup>, Rossi M.<sup>2</sup>, Casanova M.<sup>1</sup>, Tapia Y.<sup>1</sup>, Singh R.<sup>3</sup>, Quemada M.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ingeniería y Suelo. Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile, Santa Rosa 11315, La Pintana, Santiago, Chile. e-mail: [osalazar@uchile.cl](mailto:osalazar@uchile.cl), web: <http://www.agronomia.uchile.cl>

<sup>2</sup>Programa de Magíster en Manejo de Suelos y aguas, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile, Santa Rosa 11315, La Pintana, Santiago, Chile. e-mail: [osalazar@uchile.cl](mailto:osalazar@uchile.cl), web: <http://www.agronomia.uchile.cl>

<sup>3</sup>Institute of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North 4410, New Zealand. email: [r.Singh@massey.ac.nz](mailto:r.Singh@massey.ac.nz)

<sup>4</sup>Departamento Producción Agraria, Universidad Politécnica de Madrid, 28040, Spain. email: [miguel.quemada@upm.es](mailto:miguel.quemada@upm.es)

**RESUMEN.** En este estudio se estudiaron las pérdidas por lixiviación de nitrógeno (N) orgánico disuelto (NOD), N inorgánico disuelto (NID) y carbono orgánico disuelto (COD) bajo un sistema de rotación (*Zea mays* - *Zm*) y cultivos cubierta (CC) en un suelo de textura gruesa en columnas de suelo. Se evaluó el efecto combinado del uso de CC de gramíneas (*L. multiflorum* - *Lm*) vs leguminosas (*T. repens* - *Tr*) y dosis fertilización N óptima (250 kg N ha<sup>-1</sup>) vs excesiva (400 kg N ha<sup>-1</sup>) en las cargas de NID, NOD y COD. Se encontró que el tratamiento *Lm* y dosis óptima de N (250 kg ha<sup>-1</sup>) generó menores pérdidas de NID. En los tratamientos con *Lm* permanente las cargas de NOD fueron el doble que las cargas de NID. La rotación *Zm-Tr* y dosis 400 kg N ha<sup>-1</sup> presentó las mayores cargas de NID, mientras que la rotación *Zm-Lm* y dosis 250 kg N ha<sup>-1</sup> mostró las menores cargas de NID.

**ABSTRACT.** In this experiment we studied the losses of dissolved organic N (DON), dissolved inorganic N (DIN) and dissolved organic C (DOC) under a maize (*Zea mays* - *Zm*) and cover crop (CC) rotation on a coarse-textured soil in leaching columns. The combined effects of grass (*L. multiflorum* - *Lm*) and legume (*T. repens* - *Tr*) as CC and optimal (250 kg N ha<sup>-1</sup>) and overfertilised (400 kg N ha<sup>-1</sup>) inorganic N fertilisation rates were evaluated on DIN, DON and DOC loads. We found that treatment of permanent *Lm* and optimal N fertilisation (250 kg N ha<sup>-1</sup>) resulted into lower DIN losses. The DON load from the treatments with continuous *Lm* was on average twice the DIN load. The crop rotation *Zm* with 400 kg N ha<sup>-1</sup> applied and inclusion of *Tr* resulted into the highest DIN loads, while a crop rotation *Zm* with 250 kg N ha<sup>-1</sup> applied and inclusion of *Lm* had the lowest DIN loads.

reactivas de nitrógeno (N) en la atmósfera e hidrósfera, contribuyendo a acrecentar el esmog fotoquímico, el calentamiento de la atmósfera y la eutrofización de cuerpos de agua, entre otros problemas ambientales (Galloway et al., 2008).

Por otra parte, el maíz (*Zea mays* L.) es el cultivo de mayor producción y superficie a nivel mundial con aproximadamente mil millones de toneladas producidos y 180 millones de hectáreas sembradas, mientras que los pastizales ocupan cerca del 27% de la superficie terrestre y corresponden a casi un 70% de las tierras de uso agrícola (FAOSTAT, 2014).

El carbono (C) junto al N, constituyen dos de los flujos biogeoquímicos más importantes a nivel ecológico (Bolan et al., 2011); debido a las prácticas de manejo, la dinámica de estos elementos se ha observado notablemente contrastante entre los sistemas mencionados. Mientras que el efecto de la labranza del suelo y extensos periodos de barbecho han disminuido las reservas de C entre un 30-40% en la producción de cultivos, la prominente y constante actividad de raíces en pastizales genera un importante aporte de C, a través de un conjunto de procesos denominados rizodeposición, que conllevan al aumento de los niveles de materia orgánica del suelo (MOS) (Poeplau et al., 2011).

Es importante destacar que la necesidad de alcanzar altos rendimientos en la producción de cultivos se ha relacionado a suministros excesivos de N (Quemada et al., 2013), mientras que en pastizales la demanda de N puede ser suplida por el aporte desde la mineralización de la MOS, y/o mediante la fijación simbiótica del N atmosférico (Rasmussen et al., 2012).

La fracción disuelta de la MOS, denominada materia orgánica disuelta (MOD), constituye su fracción más móvil y cíclicamente activa, e involucra tanto formas disueltas de C orgánico (COD), como formas disueltas de N orgánico (NOD) (Kalbitz et al., 2000). Debido a que el COD y el NOD comprenden moléculas similares, además del hecho de que el COD puede ser utilizado como un sustrato energético para los microorganismos que facultan los procesos de mineralización e inmovilización del N, la dinámica de ambas moléculas se encuentra estrechamente vinculada (Kiikkilä et al., 2013; Carrillo-Gonzalez et al., 2013). A pesar de que en sistemas agrícolas la lixiviación de N ha sido asociada principalmente al N inorgánico disuelto (NID), antecedentes recientes han precisado que

### 1.- Introducción

Uno de los principales desafíos a los que se enfrentan los sistemas agropecuarios actualmente, es aumentar la producción para satisfacer una demanda alimenticia creciente, sin afectar la sustentabilidad medioambiental. La fertilización nitrogenada ha contribuido a la capacidad de estos sistemas para producir alimentos. Sin embargo, su uso excesivo ha propiciado un aumento en el número de formas

el NOD podría constituir un tercio de la lixiviación total de N en sistemas agrícolas (Murphy et al., 2000; van Kessel et al., 2009). Debido a la alta biodegradabilidad de NOD y COD, la pérdida de estos mediante lixiviación podría constituir un factor importante en el aceleramiento de la dinámica natural de incorporación de materia orgánica en cuerpos de aguas (Ghani et al., 2013).

El establecimiento de cultivos cubierta (CC), es una técnica que se ha utilizado para cubrir el suelo posterior a la cosecha del cultivo económico principal, con el fin de promover diferentes servicios ecológicos, entre ellos, el aumento de la concentración de nutrientes en el suelo al reducir su pérdida por lixiviación y escorrentías (Blanco-Canqui et al., 2015). Kaye y Quemada (2017), vinculan una mitigación de flujos de gases de efecto invernadero desde el suelo equivalente a 150 g CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> al utilizar CC. En acorde a lo anterior, Poeplau y Don (2015), señalan un secuestro de 0,32 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> de C al remplazar el período de barbecho con un CC. La reducción de la lixiviación de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> al utilizar CC ha sido ampliamente documentada (Gabriel et al., 2012; Tosti et al., 2014). Sin embargo, Quemada et al. (2013) apuntan que esto se encuentra sujeto al tipo de CC, ya que las leguminosas, a consecuencia de la fijación simbiótica del N atmosférico, aumentan los niveles del N en el suelo, sin reducir su lixiviación, pero mejorando la disponibilidad de N para el cultivo económico siguiente. Los principales factores que regulan la lixiviación de NOD guardan relación con el tipo de suelo, la cobertura vegetal y las entradas de agua y N (van Kessel et al., 2009). En cuanto a las entradas de N, Huang et al. (2011) y Zhang et al. (2016) han observado aumentos en la lixiviación de NOD al suministrar concentraciones crecientes de fertilización N. El establecimiento de CC es una medida cada vez más común, a pesar de ello poco se ha estudiado sobre sus efectos en la lixiviación de formas orgánicas de C y N. El objetivo principal del estudio fue evaluar el efecto de la inclusión de cultivos cubierta (*Lolium multiflorum* y/o *Trifolium repens*) y de la fertilización nitrogenada al maíz, en la lixiviación de formas disueltas de C y N en un suelo de textura gruesa bajo escala de estudio de columnas de suelo.

## 2.- Materiales y Métodos

El estudio se realizó en la Estación Experimental Antumapu perteneciente a la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de Chile, ubicada en la Comuna de La Pintana, Provincia de Santiago, Región Metropolitana (33° 34' S – 70° 37' O). Dentro de ella, este estudio se llevó a cabo en un invernadero de policarbonato de 20 m de ancho, 8 m de largo y 9 m de alto aproximadamente, con sistema de ventilación automática y con ventanas semimóviles que permiten la circulación del aire. El suelo utilizado en el estudio es de origen aluvial, pertenece al Complejo Santiago-Maipo y es un miembro de la Familia franca gruesa sobre arenosa esquelética, mixta, térmica de los Entic Haploxerolls (CIREN, 1996). El estudio constó de dos etapas: i)

Establecimiento del ensayo; y ii) Experimental, con mediciones en las columnas de lixiviación.

Los análisis de muestras de suelos y aguas se realizaron en el Laboratorio de Química de Suelos y Aguas y en el Laboratorio de Física de Suelos, pertenecientes al Departamento de Ingeniería y Suelos de dicha Facultad. En la Tabla 1 se presentan los resultados de la caracterización físico-química del suelo del estudio.

**Tabla 1.** Caracterización físico-química del suelo del estudio.

Propiedad <sup>1</sup>	Horizonte (profundidad)	
	Ap (0-42 cm)	C (42-50 cm)
pH (-)	8,99	8,01
MOS (%)	1,12	0,19
CE (dS m <sup>-1</sup> )	0,97	1,10
Da (Mg m <sup>-3</sup> )	1,42	1,38
Arcilla (%)	20,9	5,3
Limo (%)	44,7	16,9
Arena (%)	34,4	77,8
Clase textural	Franca	Areno francosa

<sup>1</sup>MOS: Materia orgánica del suelo; CE: conductividad eléctrica; Da: densidad aparente.

Este experimento fue establecido en primera instancia en agosto del 2015. Durante estos meses se montaron las columnas de suelo, dando inicio a la rotación correspondiente a la temporada primavera-verano 2015. Esta etapa fue considerada como prueba, por lo cual no se consideraron las muestras de lixiviados para el presente estudio. Posteriormente se dio paso a la rotación otoño-invierno durante los primeros días de mayo de 2016, seguida de la segunda temporada primavera-verano en diciembre del 2016. La segunda rotación otoño-invierno, fue establecida durante los primeros días de mayo del 2017.

En este experimento se instalaron 52 columnas de suelo dentro del invernadero en agosto de 2015. Estas consistieron en una tubería de polietileno de alta densidad (HDPE) de 50 cm de largo y 20 cm de diámetro (Figura 1) dispuestas en sentido vertical sobre un mesón. Para fijar las columnas al mesón se dispuso de 2 cilindros de acero, los cuales atravesaron las columnas en sentido horizontal, quedando finalmente la estructura columnar perpendicular al mesón.



Fig. 1. Imagen de las columnas y las estructuras utilizadas en el estudio.

En la base de las columnas se dispuso de embudos que fueron rellenos con arena de cuarzo. Estos poseen un orificio de 2,65 cm de diámetro que se conecta a un tubo perforado de PVC de 15 cm de largo recubierto con una malla metálica fina, para obtener una muestra de filtrada de agua percolada.

Una vez terminada la estructura, las columnas se rellenan con el suelo de las parcelas de campo. Este fue depositado entre 0 a 45 cm de profundidad, siguiendo la secuencia de horizontes original en forma de monolito. Aunque la densidad aparente ( $D_a$ ) del suelo original se modificó por el proceso de llenado de las columnas, los horizontes fueron cortados y depositados en orden y posteriormente fueron regados durante 6 meses para estabilizar las columnas (periodo de establecimiento del ensayo). Los 5 cm remanentes de la columna fueron dejados para permitir la aplicación de cargas de agua y evitar el rebalse.

Para la recolección de las muestras de lixiviados se utilizaron bidones plásticos con capacidad de almacenaje de 3L dispuestos en la base de cada columna, permitiendo de este modo acumular el líquido derivado de la percolación profunda que posteriormente se recolectó para su análisis. Durante el periodo de estudio cada columna fue regada con 0,25-0,50 L por semana

(equivalente a 8-16 mm), dependiendo de las demanda de agua del cultivo, evitando además generar percolación profunda. Además, se registraron las fechas y montos de riego aplicados necesarios para el cálculo del balance hídrico. Para generar percolación de agua bajo los 50 cm, se aplicó un volumen de 4 L (equivalente a 129 mm) a cada columna durante el período de otoño-invierno para simular una lluvia de intensidad extrema, y el mismo monto durante el período primavera-verano para simular un riego excesivo. En total se utilizaron 9 aplicaciones de agua para generar percolación ( $n=9$ ): tres en el otoño-invierno de 2016, cuatro en primavera-verano de 2016 y dos en el otoño-invierno de 2017. Para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo (ETc) fue considerada la diferencia entre el agua perdida mediante percolación (volumen) y la cantidad de agua aplicada en forma de riegos y cargas de agua para generar percolación.

Las especies utilizadas en el estudio correspondieron a: maíz de grano (*Zea mays* L) variedad tardía 33Y74 – Pioneer (*Zm*), ballica anual (*Lolium multiflorum* Lam) ‘Winter Star II’ – ANASAC (*Lm*) y trébol blanco (*Trifolium repens* L.) ‘Kopu II’ – ANASAC (*Tr*) inoculado comercialmente con rizobios. Se evaluaron en total de 13 tratamientos agrupados en dos ensayos, presentados en la Tabla 2. El Ensayo 1 representa la dinámica de N y C derivada de sistemas que cuentan con CC permanentes en un suelo, mientras que el Ensayo 2 representa la dinámica de N y C que se genera al incorporar un CC en una rotación con el cultivo de maíz (*Zm*).

Tabla 2. Tratamientos y ensayos utilizados en el estudio

Ensayo	Tratamiento	Rotación anual de cultivos	Nitrógeno kg N ha <sup>-1</sup>
1	F <sub>0N</sub> -F	Barbecho–barbecho	0
	Lm <sub>0N</sub> -Lm	<i>L. multiflorum</i> – <i>L. multiflorum</i>	0
	Lm <sub>150N</sub> -Lm	<i>L. multiflorum</i> – <i>L. multiflorum</i>	150
	Tr <sub>0N</sub> -Tr	<i>T. repens</i> – <i>T. repens</i>	0
	Tr <sub>150N</sub> -Tr	<i>T. repens</i> – <i>T. repens</i>	150
2	Zm <sub>250N</sub> -F	<i>Z. mays</i> –barbecho	250
	Zm <sub>400N</sub> -F	<i>Z. mays</i> –barbecho	400
	Zm <sub>250N</sub> -Lm	<i>Z. mays</i> – <i>L. multiflorum</i>	250
	Zm <sub>400N</sub> -Lm	<i>Z. mays</i> – <i>L. multiflorum</i>	400
	Zm <sub>250N</sub> -Tr	<i>Z. mays</i> – <i>T. repens</i>	250
	Zm <sub>400N</sub> -Tr	<i>Z. mays</i> – <i>T. repens</i>	400
	Zm <sub>250N</sub> -Lm+Tr	<i>Z. mays</i> – <i>T. repens</i> + <i>L. multiflorum</i>	250
	Zm <sub>400N</sub> -Lm+Tr	<i>Z. mays</i> – <i>T. repens</i> + <i>L. multiflorum</i>	400

La dosis de siembra varió según la especie vegetal, donde en el caso de *Lm* fue de 35 kg ha<sup>-1</sup>, es decir 0,36 g de semillas por columna de suelo. Mientras que para *Tr* la dosis de siembra fue de 5 kg ha<sup>-1</sup>, correspondiendo a 0,06

g de semillas por columna. Ambas dosis fueron calculadas en base a la recomendación del fabricante.

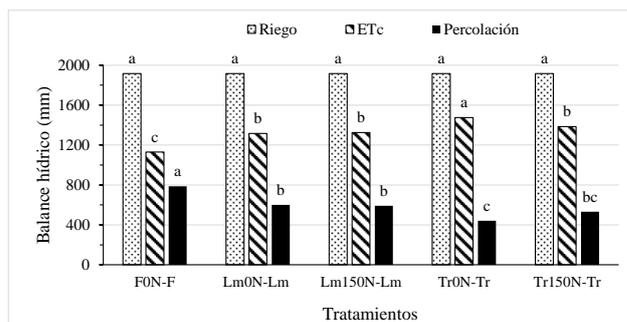
Se depositaron dos semillas de *Zm* por columna, dejando luego de la emergencia la planta de mayor vigor. Un caso distinto ocurrió con los tratamientos  $Zm_{250}N-Lm+Tr$  y  $Zm_{400}N-Lm+Tr$ , ya que al conformarse por una mezcla de especies fue necesario adaptar la densidad de siembra de acuerdo con los hábitos de crecimiento de cada una. Por lo tanto, las semillas fueron mezcladas en una proporción de 70% *Tr* y 30% *Lm*, la cual permitiría alcanzar un rendimiento óptimo para el cultivo de ballica y disminuir la lixiviación de N debido a la influencia de *Tr*.

De acuerdo a la metodología ampliamente utilizada para la determinación de formas disueltas de C y N en muestras de agua (Murphy et al., 2000; Jones y Willett, 2006; van Kessel et al., 2009), el NID fue calculado como la suma de  $N-NO_3$  y  $N-NH_4$ . El NOD, por otra parte, fue calculado como la diferencia entre el N disuelto total (NDT) y el NID, mientras que el COD se calculó como la diferencia entre el C disuelto total (CDT) y el C inorgánico disuelto (CID). El NDT, CDT y CID fueron determinados directamente utilizando un analizador TOC-L (Shimadzu Corp., Kyoto, Japón) que lleva integrado un módulo (TNM-L) para cuantificar N. La metodología se basa en una combustión oxidativa de las muestras donde el C es detectado por un sensor de infrarrojo no dispersivo, mientras que el N es detectado por quimioluminiscencia. La concentración de  $N-NO_3$  y  $N-NH_4$  en las muestras de lixiviados se determinó por colorimetría utilizando los métodos del ácido cromotrópico y amonio salicilato (Hach, 2005), respectivamente, en un espectrofotómetro marca HACH, modelo DR5000. Además se determinó la C:N entre los lixiviados, de acuerdo al contenido de CDT y NDT. Por otra parte, la carga ( $kg\ ha^{-1}$ ), definida como la masa de elementos que sale del sistema por lixiviación, se estimó como el producto de la concentración de las formas disueltas en los lixiviados, el volumen de agua percolada y la superficie de las columnas.

El diseño estadístico utilizado consistió en un diseño en bloques (4 bloques) completamente aleatorizados con estructura de parcela dividida. En el análisis estadístico se utilizaron modelos lineales mixtos (MLM) con la ayuda del Software Infostat.

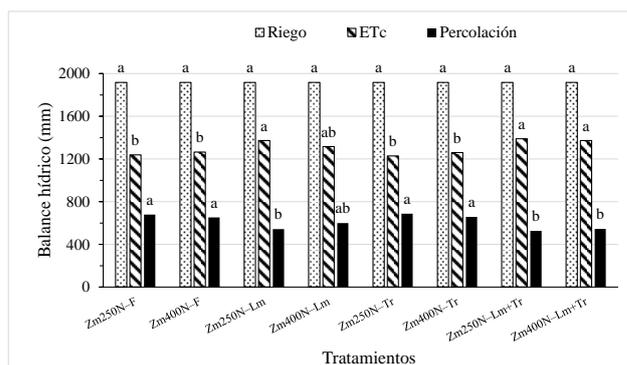
### 3.- Resultados y discusión

En la Figura 2 se muestra el efecto de la rotación maíz y cultivo cubierta (CC) y la fertilización de nitrógeno (N) en la ETc y percolación en las columnas de suelo del Ensayo 1. Considerando el periodo total de estudio, el tratamiento barbecho permanente ( $F_{0N}-F$ ) presentó la percolación mayor, asociado a la ausencia de un cultivo que genere salidas de agua del sistema por transpiración.



**Fig. 2.** Efecto de los cultivo cubierta (CC) permanente y la fertilización de nitrógeno (N) en la evapotranspiración del cultivo (ETc) y percolación en las columnas de suelo del Ensayo 1 medida entre abril de 2016 y Septiembre 2017 (ver en Tabla 2 la descripción de los tratamientos). Letras distintas entre las barras y ensayo indican diferencias estadísticas significativas entre los tratamientos ( $p < 0,05$ ).

Durante las temporadas de otoño-invierno 2016 y 2017, los tratamientos *Zm-cc* que incluyeron *Lm* ( $Zm_{250}N-Lm$ ,  $Zm_{400}N-Lm$ ,  $Zm_{250}N-Lm+Tr$  y  $Zm_{400}N-Lm+Tr$ ) mostraron menor percolación que los tratamientos con barbecho y *Tr*. Sin embargo, durante la primavera-verano 2016, cuando el *Zm* estuvo presente en todos los tratamientos, no se registró una tendencia clara entre los tratamientos con la excepción de que la menor percolación fue medida en  $Zm_{400}N-F$ , que fue asociado a una mayor generación de MS en este tratamiento. En general, los tratamientos que incluyeron *Lm* ( $Zm_{250}N-Lm$ ,  $Zm_{250}N-Lm+Tr$  y  $Zm_{400}N-Lm+Tr$ ) mostraron menor percolación que los tratamientos que incluyeron barbecho invernal o *Tr* ( $Zm_{250}N-Tr$  y  $Zm_{400}N-Tr$ ) en el periodo en estudio (Figura 3). Considerando el volumen de agua aplicado y la percolación medida, nuestros resultados sugieren que los tratamientos que incluyeron una rotación *Zm* y *Lm* mostraron mayor evapotranspiración que tratamientos con barbecho invernal (F) y *Tr* debido a una mayor producción de biomasa durante el periodo otoño-invierno.



**Fig. 3.** Efecto de la rotación maíz y cultivo cubierta (CC) y la fertilización de nitrógeno (N) en la evapotranspiración del cultivo (ETc) y percolación en las columnas de suelo del Ensayo 2 medida entre abril de 2016 y Septiembre 2017 (ver en Tabla 2 la descripción de los tratamientos). Letras distintas entre las barras y ensayo indican diferencias estadísticas significativas entre los tratamientos ( $p < 0,05$ ).

En el ensayo 1, los resultados del tratamiento con barbecho permanente ( $F_{0N}-F$ ) indicarían una relación directa entre la mineralización de N y la concentración de NID en los lixiviados, donde al no existir un cultivo que

absorba el N de la solución suelo generado por la mineralización de N, éste quedaría disponible para sufrir pérdidas por lixiviación (Tabla 3).

En F<sub>0N</sub>-F la lixiviación de NID fue la forma N principal que se perdió por lixiviación, mostrando diferencias significativas con el resto de los tratamientos incluidos en el ensayo 1. En los tratamientos con *Tr* permanente (*Tr*<sub>0N</sub>-*Tr* y *Tr*<sub>150N</sub>-*Tr*) las concentraciones de NID fueron en promedio dos o tres veces mayores que las registradas en los tratamientos con *Lm* permanente (*Lm*<sub>0N</sub>-*Lm* y *Lm*<sub>150N</sub>-*Lm*). Además, *Lm* presentó mayor producción de biomasa que *Tr*. Lo anterior indica que *Lm* absorbió mayor N desde la solución suelo, resultando en menor N susceptible para ser lixiviado. Por otra parte la presencia de *Tr* incrementó la concentración de N en solución suelo asociado al proceso de fijación de N atmosférico y en consecuencia se generó mayor N disponible para ser lixiviado.

**Tabla 3.** Efecto de los cultivo cubierta (CC) permanente y la fertilización de nitrógeno (N) en la concentración media (n = 9) de N inorgánico disuelto (NID), N orgánico disuelto (NOD) y carbono orgánico disuelto (COD) en los lixiviados y la materia seca (MS) media del CC (ensayo 1, n = 3; ensayo 2, n = 2) desde las columnas de suelo del Ensayo 1 medidas entre abril de 2016 y Septiembre 2017 (ver en Tabla 2 la descripción de los tratamientos).

Tratamientos	NID <sup>1</sup>	NOD <sup>1</sup>	COD <sup>1</sup>	MS del CC <sup>1</sup>
	----- mg L <sup>-1</sup> -----			-- Mg ha <sup>-1</sup> --
Ensayo 1				
F <sub>0N</sub> -F	21,95 a	0,01 e	12,81 c	-
Lm <sub>0N</sub> -Lm	5,55 d	3,05 a	15,12 bc	18,70 ab
Lm <sub>150N</sub> -Lm	7,50 cd	0,79 c	19,47 ab	21,09 a
Tr <sub>0N</sub> -Tr	14,06 bc	1,29 b	19,90 a	16,90 ab
Tr <sub>150N</sub> -Tr	17,20 ab	0,39 d	14,82 bc	15,16 b
Ensayo 2				
Zm <sub>250N</sub> -F	24,5 bc	1,46 b	15,65 b	-
Zm <sub>400N</sub> -F	30,15 ab	2,04 b	14,32 b	-
Zm <sub>250N</sub> -Lm	13,12 d	6,16 a	21,28 ab	20,84 ab
Zm <sub>400N</sub> -Lm	25,75 bc	1,69 b	19,99 b	23,33 a
Zm <sub>250N</sub> -Tr	27,8 ab	2,01 b	16,91 b	13,96 b
Zm <sub>400N</sub> -Tr	36,65 a	1,36 b	15,54 b	15,21 ab
Zm <sub>250N</sub> -Lm+Tr	29,35 ab	0,78 b	20,02 b	21,05 ab
Zm <sub>400N</sub> -Lm+Tr	17,49 cd	6,17 a	30,46 a	20,46 ab

<sup>1</sup>Letras distintas en una columna y ensayo indican diferencias estadísticas significativas ( $p < 0,05$ ).

En el ensayo 2, la incorporación de CC en la rotación con *Zm* y las dosis de fertilización N tuvieron un efecto significativo en las concentraciones promedio de NID, NOD y COD durante el periodo en estudio (Tabla 3). Como se podría esperar, los tratamientos que recibieron dosis excesivas de N (400 kg N ha<sup>-1</sup>) incrementaron la concentración de NID en los lixiviados, aunque el incremento fue solo significativo en *Zm*<sub>400N</sub>-*Tr* (Tabla 3).

Huang et al. (2011) encontró que cuando la fertilización N se incrementó de 0 to 360 kg N ha<sup>-1</sup> en una rotación trigo-maíz en China desde 8 a 104 mg N L<sup>-1</sup>. La rotación *Zm*-*Tr* y dosis 400 kg N ha<sup>-1</sup> presentó las mayores cargas de NID, mientras que la rotación *Zm*-*Lm* y dosis 250 kg N ha<sup>-1</sup> mostró las menores cargas de NID. Como se discutió en el Ensayo 1, el *Lm* absorbió más NID desde la solución suelo, resultando en la concentración más baja de NID en los lixiviados (Korsaeth et al., 2003).

Sin embargo, los tratamientos con *Lm* (*Zm*<sub>250N</sub>-*Lm* y *Zm*<sub>400N</sub>-*Lm*+*Tr*) mostraron las concentraciones significativamente más altas de NOD en los lixiviados (6 mg NOD L<sup>-1</sup>) entre todos los tratamientos. Huang et al. (2011) encontraron concentraciones de NOD en un rango desde 0.8 a 6.0 mg L<sup>-1</sup> en los lixiviados de una rotación trigo-maíz in el norte de China. En este estudio no se encontró un efecto directo entre la dosis de fertilización N aplicada al cultivo de *Zm* en primavera, lo que sugiere que la mayor parte del N mineral aportado por el fertilizante fue absorbido por el cultivo de maíz o salió del sistema por lixiviación sin generar mayor interacción con las formas NOD.

De igual manera que las pérdidas de NOD, la rotación con *Zm* y exceso de fertilizante N y un CC de mezcla *Lm*+*Tr* (*Zm*<sub>400N</sub>-*Lm*+*Tr*) resultó en las concentraciones más altas de COD en los lixiviados. En el resto de las rotaciones *Zm*-CC, las concentraciones de COD no mostraron diferencias significativas lo que indicaría que se necesitan periodos de estudio más largos para verificar el efecto de una especie en el ciclo del C en el suelo y su relación con las pérdidas de COD por lixiviación.

La Tabla 4 resume el efecto de los distintos tratamientos en las cargas de lixiviados de NID, NOD y COD, que integran el efecto combinado de la percolación (Figuras 2 y 3) y las concentraciones de estas formas solubles de N y C (Tabla 3) en los lixiviados de las columnas. En el ensayo 1, el tratamiento con barbecho permanente presentó las cargas más altas de NID, mientras que los tratamientos con *Lm* (*Lm*<sub>0N</sub>-*Lm* y *Lm*<sub>150N</sub>-*Lm*) mostraron las cargas más bajas de NID en los lixiviados. Lo anterior responde al efecto de una menor percolación y concentración de NID en los tratamientos con *Lm*. La carga de NID fue significativamente más alta en los tratamientos con *Tr* que *Lm*. En contraste, los tratamientos con *Lm* mostraron las mayores cargas de NOD. Esto se puede explicar porque *Lm* produce mayor biomasa área y radical que *Tr*. Por lo tanto, *Lm* registró por una parte la absorción mayor de NID y al mismo tiempo la generación mayor de NOD en las columnas de suelo. Como resultado en *Lm* la carga de NOD se incrementó en mayor medida debido a una mayor producción de residuos vegetales en superficie y a la participación de los microorganismos que generan NOD (Dijkstra et al., 2007). La especie *Lm* presentó en promedio cargas de NOD que fueron el doble que las cargas de NID en los lixiviados. Los tratamientos con F<sub>0N</sub>-F (barbecho permanente) y *Lm*<sub>50N</sub>-*Lm* mostraron las mayores cargas de COD, con diferencias significativas con los tratamientos con *Tr*.

Se encontró que en el suelo con barbecho permanente

(F<sub>0N</sub>-F) la carga de COD fue 16 veces más alta que la carga de NOD, lo que sugiere que si un suelo bajo manejo agrícola tradicional pasa a un barbecho permanente por un periodo menor a dos años, la falta de incorporación de MOS y la exclusión del efecto de las raíces y sus exudados reduce la cantidad de NOD que se pierde por lixiviación en el suelo, mientras que las pérdidas de COD se mantienen con cargas similares a las de tratamientos con cultivos cubierta permanente.

En el ensayo 2 se encontró que los tratamientos con cultivo de *Zm*, dosis excesiva de N y mezcla de CC (*Zm*<sub>400N</sub>-*Lm*+*Tr*) presentaron las cargas más altas de NID (227 kg ha<sup>-1</sup>), mientras que el tratamiento con maíz y dosis óptima de N y *Lm* como CC (*Zm*<sub>250N</sub>-*Lm*) mostró las menores cargas de NID (82 kg ha<sup>-1</sup>) desde las columnas de suelo. En el tratamiento *Zm*<sub>250N</sub>-*Lm* las menores cargas de NID se relacionaron al efecto combinado de una percolación menor, generado por una ETc mayor de LM durante el periodo otoño-invierno, y una dosis óptima de N durante el periodo del cultivo de *Zm* generando una menor concentración de NID en la solución suelo susceptible de lixiviación. En contraste, *Zm*<sub>250N</sub>-*Lm* mostró las mayores cargas de NOD debido a principalmente a las concentraciones altas de NOD en los lixiviados. El tratamiento *Zm*<sub>400N</sub>-*Lm*+*Tr* mostró la carga más alta de COD, asociada a las concentraciones altas de COD en los lixiviados.

**Tabla 4.** Efecto de la rotación maíz y cultivo cubierta (CC) y la fertilización de nitrógeno (N) en la carga media (n = 9) de N inorgánico disuelto (NID), N orgánico disuelto (NOD) y carbono orgánico disuelto (COD) en los lixiviados desde las columnas de suelo del Ensayo 2 medidas entre abril de 2016 y Septiembre 2017 (ver en Tabla 2 la descripción de los tratamientos).

Tratamiento	NID <sup>1</sup>	NOD <sup>1</sup>	COD <sup>1</sup>
----- kg ha <sup>-1</sup> -----			
Ensayo 1			
F <sub>0N</sub> -F	237 a	6 b	102 a
Lm <sub>0N</sub> -Lm	25 c	54 a	88 ab
Lm <sub>150N</sub> -Lm	37 c	62 a	107 a
Tr <sub>0N</sub> -Tr	142 b	8 b	71 b
Tr <sub>150N</sub> -Tr	140 b	9 b	77 b
Ensayo 2			
Zm <sub>250N</sub> -F	163 abc	2c	104 bcd
Zm <sub>400N</sub> -F	207 ab	6 bc	88 de
Zm <sub>250N</sub> -Lm	82 c	16 a	99 cde
Zm <sub>400N</sub> -Lm	182 abc	12 ab	126 ab
Zm <sub>250N</sub> -Tr	194 ab	10 abc	110 bc
Zm <sub>400N</sub> -Tr	111 bc	8 abc	88 ef
Zm <sub>250N</sub> -Lm+Tr	183 abc	8 abc	77 f
Zm <sub>400N</sub> -Lm+Tr	227 a	14 ab	153 a

<sup>1</sup>Letras distintas en una columna y ensayo indican diferencias estadísticas significativas ( $p < 0,05$ ).

Vinther et al. (2006) indican que la materia orgánica fresca contribuye más a enriquecer las fracciones orgánicas disueltas de C y N que fracciones más estables como el humus, que podría explicar porque los tratamientos con CC mostraron mayor lixiviación de NOD que un suelo en barbecho. Al igual que en el ensayo 1, en el ensayo 2 se encontró que los periodos de barbecho y su falta de incorporación de MOS, generan una disminución más rápida en la cantidad de NOD que la de COD que se pierde por lixiviación en las columnas de suelo.

Es importante destacar que en este estudio en columnas de suelo se evaluaron los peores escenarios que favorecían las pérdidas por lixiviación de NID, como por ejemplo: un suelo de textura gruesa, aplicaciones excesivas de agua que simulaban una lluvia intensa o riego excesivo y dosis excesivas de N. estos resultados están en concordancia con estudios realizados en condiciones similares en la zona mediterránea de Chile central, donde se han registrado pérdidas altas de N por lixiviación (Salazar et al., 2014; Corradini et al., 2015; Salazar et al. 2017). Claramente la incorporación de CC como *Lm* y un manejo racional de N con aplicaciones de dosis óptimas de N como en *Zm*<sub>250N</sub>-*Lm* son prácticas recomendadas para reducir las pérdidas por lixiviación de N en campos cultivados con *Zn* en suelos de textura gruesa en Chile central. Sin embargo, la incorporación de CC podría generar un incremento en las pérdidas de NOD y COD por lixiviación. Si el NOD se moviliza en el suelo se podría mineralizar bajo la zona donde se concentran las raíces de las plantas y contribuir así a las pérdidas de NDT, pero si se mineraliza en la zona de raíces podría quedar disponible para ser absorbido por las plantas. Por otra parte, los lixiviados de COD podrían ser una fuente importante para las bacterias desnitrificantes en horizontes más profundos y así reducir la lixiviación de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y la contaminación difusa de cuerpos de agua cercanos.

## 6.- Conclusiones

En este estudio se demostró que la incorporación de cultivos cubierta en una rotación con el cultivo de maíz (*Zm*) genera un impacto significativo en los ciclos y pérdidas por lixiviación de NID, NOD y COD. Se encontró que el tratamiento *Lm* y dosis óptima de N (250 kg ha<sup>-1</sup>) generó menores pérdidas de NID. En los tratamientos con *Lm* permanente las cargas de NOD fueron el doble que las cargas de NID. La rotación *Zm*-*Tr* y dosis 400 kg N ha<sup>-1</sup> presentó las mayores cargas de NID, mientras que la rotación *Zm*-*Lm* y dosis 250 kg N ha<sup>-1</sup> mostró las menores cargas de NID. Se encontró que los periodos de barbecho y su falta de incorporación de MOS, generan una disminución más rápida en la cantidad de NOD que la de COD que se pierde por lixiviación en las columnas de suelo.

*Agradecimientos.* Este estudio fue financiado por el Proyecto Fondecyt Regular N° 1150572 de Conicyt, Gobierno de Chile.

## 7.- Bibliografía

- Blanco-Canqui, H., T. M. Shaver, J. L. Lindquist, C. A. Shapiro, R. W. Elmore, C. A. Francis and G. W. Hergert, 2015. Cover crops and ecosystem services: Insights from studies in temperate soils. *Agron. J.* 107(6): 2449–2474.
- Bolan, N. S., D. C. Adriano, A. Kunhikrishnan, T. James, R. McDowell and N. Senesi, 2011. Dissolved organic matter: biogeochemistry, dynamics, and environmental significance in soils. (cap 1, pp: 1–62). In: Sparks, D. (Ed.) *Advances in Agronomy* (Volume No. 110). USA: Springer. 361 p.
- Carrillo-Gonzalez, R., M. C. A. Gonzalez-Chavez, J. A. Aitkenhead-Peterson; F. M. Hons and R. H. Loeppert, 2013. Extractable DOC and DON from a dry-land long-term rotation and cropping system in Texas, USA. *Geoderma.* 197: 79–86.
- Corradini, F., F. Nájera, M. Casanova, Y. Tapia, R. Singh, O. Salazar, 2015. Effects of maize cultivation on nitrogen and phosphorus loadings to drainage channels in central Chile. *Environ. Monit. Assess.* 187, 697.
- CIREN (Centro de Información de Recursos Naturales), 1996. Estudio Agrológico. Descripción de suelos materiales y símbolos: VI Región. 474 p. (Publicación N° 114).
- Dijkstra, F.A., West, J.B., Hobbie, S.E., Reich, P.R. and Trost, J., 2007. Plant diversity, CO<sub>2</sub>, and N influence inorganic and organic N leaching in grasslands. *Ecology* 88: 490–500. FAOSTAT (Food and Agriculture Organization of the United Nations Statistics Division), 2014. Production quantities by country. [en-línea]. Recuperado en: <http://faostat3.fao.org/faostat-gateway/go/to/browse/Q/QC/E>
- Gabriel, J. L., R. Muñoz-Carpena and M. Quemada, 2012. The role of cover crops in irrigated systems: Water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agric. Ecosyst. Environ.* 155: 50–61.
- Galloway, J. N., A. R. Townsend, J. W. Erisman, M. Bekunda, Z. Cai, J. R. Freney and M. A. Sutton, 2008. Transformation of the nitrogen cycle: recent trends, questions, and potential solutions. *Science.* 320, 889–892.
- Ghani, A., Sarathchandra, U., Ledgard, S., Dexter, M. and Lindsey, S., 2013. Microbial decomposition of leached or extracted dissolved organic carbon and nitrogen from pasture soils. *Biol Fertil Soils.* 49(6): 747–755.
- Hach, 2005. DR5000 Spectrophotometer procedures manual. 2th Edition. Hach Company. Germany. 846 p.
- Huang, M., T. Liang, Z. Ou-Yang, L. Wang, C. Zhang and C. Zhou, 2011. Leaching losses of nitrate nitrogen and dissolved organic nitrogen from a yearly two crops system, wheat-maize, under monsoon situations. *Nutr. Cycl. in Agroecosys.* 91(1): 77–89.
- Jones, D. L. and V. B. Willett, 2006. Experimental evaluation of methods to quantify dissolved organic nitrogen (DON) and dissolved organic carbon (DOC) in soil. *Soil Biol. Biochem.* 38(5): 991–999.
- Kalbitz, K., S. Solinger, J. H. Park, B. Michalzik and E. Matzner, 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Sci.* 165(4): 277–304.
- Kaye, J. P. and M. Quemada, 2017 Using cover crops to mitigate and adapt to climate change. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 37(1):1–17.
- Kiikkilä, O., A. Smolander and V. Kitunen, 2013. Degradability, molecular weight and adsorption properties of dissolved organic carbon and nitrogen leached from different types of decomposing litter. *Plant Soil.* 373(1–2): 787–798.
- Korsaeth, A., L.R. Bakken and H. Rile, 2003. Nitrogen dynamics of grass as affected by N input regimes, soil texture and climate: lysimeter measurements and simulations. *Nutr. Cycling Agroecosyst.* 66, 181–199.
- Murphy, D. V., A. J. Macdonald, E. A. Stockdale, K. W. T. Goulding, S. Fortune, J. L. Gaunt and W. S. Wilmer, 2000. Soluble organic nitrogen in agricultural soils. *Biol. Fertil. Soils.* 30(5–6): 374–387.
- Poepplau, C. and A. Don. 2015. Carbon sequestration in agricultural soils via cultivation of cover crops. A meta-analysis. *Agric. Ecosyst. Environ.* 200: 33–41.
- Poepplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J. and A. Gensior, 2011. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone – carbon response functions as a model approach. *Global Change Biol.* 17(7): 2415–2427.
- Quemada, M., M. Baranski, M. N. J. Nobel-de Lange, A. Vallejo and J. M. Cooper, 2013. Meta-analysis of strategies to control nitrate leaching in irrigated agricultural systems and their effects on crop yield. *Agric. Ecosyst. Environ.* 174(1): 1–10.
- Rasmussen, J., K. Søgaard, K. Pirhofer-Walzl and J. Eriksen, 2012. N<sub>2</sub>-fixation and residual N effect of four legume species and four companion grass species. *Eur. J. Agron.* 36(1): 66–74.
- Salazar, O., J. Vargas, F. Nájera, O. Seguel, M. and Casanova, 2014. Monitoring of nitrate leaching during flush flooding events in a coarse-textured floodplain soil. *Agric. Water Manage.* 146, 218–227.
- Salazar, O., F. Nájera, W. Tapia, M. Casanova, 2017. Evaluation of the DAISY model for predicting nitrogen leaching in coarse-textured soils cropped with maize in the Mediterranean zone of Chile. *Agric. Water Manage.* 182, 77–86.
- Tosti, G., Benincasa, P., Farneselli, M., Tei, F. and Guiducci, M., 2014. Barley-hairy vetch mixture as cover crop for green manuring and the mitigation of N leaching risk. *Eur. J. Agron.* 54: 34–39
- Van Kessel, C., T. Clough and J. W. van Groenigen, 2009. Dissolved organic nitrogen: an overlooked pathway of nitrogen loss from agricultural systems? *J. Environ. Qual.* 38(1): 393–401.
- Vinther, F.P., E.M. Hansen and J. Eriksen, 2006. Leaching of soil organic carbon and nitrogen in sandy soils after cultivating grass-clover swards. *Biol. Fertil. Soils* 43, 12–19.
- Zhang, H., Y. Zhang, C. Yan, E. Liu and B. Chen, 2016. Soil nitrogen and its fraction between long-term conventional and no-tillage systems with straw retention in dryland farming in northern China. *Geoderma* 269: 138–144.



## **Área temática I**

### **Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo**



## ESTIMACIÓN SIMULTÁNEA DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y LOS PARÁMETROS DE CURVA RETENCIÓN DEL MODELO DE VAN GENUCHTEN A PARTIR DE UN EXPERIMENTO DE INFILTRACIÓN ASCENDENTE

Borja Latorre, David Moret-Fernández\*

Departamento de Suelo y Agua, Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Avda. Montañana 100, 50059 - Zaragoza. e-mail: [david@eead.csic.es](mailto:david@eead.csic.es), web: <http://www.eead.csic.es/web/guest/research/consa/index>

**RESUMEN.** Este trabajo presenta un método para estimar la humedad,  $\theta_s$ , la conductividad hidráulica,  $K_s$ , saturada y los parámetros  $\alpha$  y  $n$  de la curva de retención, por análisis inverso de una curva de infiltración acumulada ascendente. El método se evaluó en curvas sintéticas para un suelo franco, utilizando mapas de error  $K_s$ - $\alpha$ ,  $n$ - $K_s$  y  $\alpha$ - $n$ . Se desarrolló un procedimiento de optimización y se analizó la influencia de  $\theta_s$  sobre dicha optimización. El método se aplicó en curvas experimentales donde las  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  optimizadas se compararon con las medidas por Darcy y ollas de presión (PC), respectivamente. Los mapas de error presentaron un único mínimo y el parámetro  $\theta_s$  tuvo un efecto importante sobre el análisis inverso. Se observó una relación significativa entre las  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  teóricas y optimizadas. También una relación significativa entre la  $K_s$ ,  $n$  y  $\theta_s$  ( $R^2 > 0.98$ ) estimadas y las medidas experimentalmente.

**ABSTRACT.** This paper presents a method to estimate the saturated water content,  $\theta_s$ , the hydraulic conductivity,  $K_s$ , and the  $\alpha$  and  $n$  parameters of the water retention curve, by inverse analysis of an upward infiltration curve. The method was evaluated in synthetic curves for a loam soil, using  $K_s$ - $\alpha$ ,  $n$ - $K_s$  and  $\alpha$ - $n$  error maps. An optimization method was developed and the influence of  $\theta_s$  on the optimization was analyzed. The method was applied in experimental curves where optimized  $K_s$ ,  $\alpha$  and  $n$  were compared with those measured by Darcy and pressure cell (PC), respectively. The error maps presented a single minimum and the parameter  $\theta_s$  had an important effect on the inverse analysis. A significant relationship was observed between the theoretical and optimized  $K_s$ ,  $\alpha$  and  $n$ . An also significant relationship was observed between the estimated and measured  $K_s$ ,  $n$  and  $\theta_s$  ( $R^2 > 0.98$ ).

### 1.- Introducción

La conductividad hidráulica,  $K$ , y la curva de retención de agua,  $\theta(h)$ , son dos propiedades fundamentales para caracterizar el flujo de agua en la zona no saturada.  $K$  representa la capacidad del suelo para transmitir agua cuando éste está sometido a un gradiente hidráulico (Dane y Hopmans 2002). La curva de retención describe la relación entre el contenido volumétrico de agua,  $\theta$  [ $L^3 L^{-3}$ ] y el potencial mátrico,  $h$  [L]. Uno de los modelos más utilizados para describir  $\theta(h)$  es la ecuación vanGenuchten (1980), que depende de contenido volumétrico de agua saturada ( $\theta_s$ ) y residual ( $\theta_r$ ), los factores empíricos  $\alpha$  y  $n$ , y el parámetro  $m$

$= 1 - (1/n)$ .  $\theta_r$  define el contenido de agua para el cual el gradiente  $d\theta/dh$  tiende a cero,  $n$  [-] es la pendiente de  $\theta(h)$ , y  $\alpha$  [ $L^{-1}$ ] es un factor de escala que define  $\theta(h)$  en una zona próxima a  $\theta_s$ .  $K_s$  puede medirse por el método de presión constante (Klute y Dirksen, 1986) y  $\theta(h)$  suele caracterizarse con ollas de presión (Klute, 1986). Aunque esta última técnica ha sido sucesivamente mejorada, la duración de la misma junto con sus limitaciones en suelos de textura fina (Solone et al., 2012) puede restringir su uso.

Otra familia de métodos estiman  $K$  y  $\theta(h)$  por análisis inverso de flujos transitorios. La principal ventaja de estas técnicas es la estimación simultánea de ambas propiedades del suelo. Los posibles flujos a analizar son la evaporación y procesos de infiltración horizontal, descendente y ascendente. El método de evaporación se basa en la formulación de Wind (1968), donde, durante un proceso de evaporación, se mide la tensión del suelo y el contenido y el flujo de agua. El método de infiltración horizontal utiliza el procedimiento de Shao y Horton (1998), donde  $K$  se mide por Darcy y los parámetros  $\alpha$  y  $n$  se estiman con un método de integración. Para ello, se utiliza una columna de suelo insertada en un cilindro transparente de 20 cm de longitud. El método de infiltración descendente analiza la tasa de infiltración a varias tensiones consecutivas medidas con un infiltrómetro de disco (Simunek y van Genuchten, 1997). En relación con los métodos inversos para curvas infiltración ascendente, Hudson et al. (1996) estimaron  $K$  y  $\theta(h)$  a partir de un flujo ascendente constante en la base del suelo. Young et al. (2002) combinaron el flujo acumulado de agua y la tensión del suelo a lo largo de una columna de 15 cm. Moret-Fernández et al. (2016b) desarrolló un método, aplicable solo a suelo tamizado, donde  $K$  se medía por Darcy y  $\theta(h)$  se calculaba por análisis inverso de una curva de absorción a tensión múltiple. Finalmente, Moret-Fernández y Latorre (2017) desarrollaron un método donde  $K$  se medía por Darcy y  $\theta(h)$  se derivaba de la sorptividad,  $S$ , y el parámetro  $\beta$  del modelo de Haverkamp et al. (1994) adaptado a un flujo ascendente. En este caso,  $S$  y  $\beta$  se estimaban por análisis inverso de una curva de infiltración ascendente. Aunque esta técnica fue satisfactoriamente validada, la formulación empleada restringía su uso a los suelos con texturas entre arena y limo (Lassabatere et al., 2009).

A pesar de estos avances, existe aún la necesidad de desarrollar nuevos métodos que permita estimar de forma simultánea todas las propiedades hidráulicas en columnas pequeñas y sobre cualquier tipo de suelo. Este trabajo presenta un método que estima simultáneamente  $K_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  y  $\theta_s$  a partir del análisis inverso de una curva de infiltración

acumulada ascendente medida en una columna de suelo de 5 cm de altura. El método se evaluó en curvas de infiltración generadas con HYDRUS-1D para un suelo franco. Se desarrolló un método de optimización lineal que fue contrastado en ocho curvas sintéticas deferentes, y finalmente, el método se aplicó en curvas experimentales medidas en suelos tamizados de propiedades hidráulicas conocidas.

## 2. Material y Métodos

### 2.1- Teoría

La ecuación de flujo de agua unidimensional en un medio poroso rígido saturado se describe mediante la ecuación de Richards

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) \quad (1)$$

donde  $\theta$  es el contenido volumétrico de agua en el suelo [ $L^3 L^{-3}$ ],  $t$  es el tiempo [T],  $z$  es una coordenada vertical [L], positiva hacia arriba,  $h$  es la tensión del suelo [L] y  $K$  es la conductividad hidráulica [ $LT^{-1}$ ].

Las funciones hidráulicas del suelo se pueden describir con el modelo de van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980)

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^{-m} \quad (2)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3)$$

donde  $S_e$  es la saturación efectiva [-],  $\theta_s$  y  $\theta_r$  son el contenido de agua saturada y residual, respectivamente,  $\alpha$  [ $L^{-1}$ ] y  $n$  [-] son parámetros de forma,  $m = 1 - l / n$ ,  $l = 0.5$  es un parámetro de conectividad y  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada. Debido a que  $\theta_r$  puede medirse con facilidad al principio del experimento, hay cuatro variables desconocidas:  $\theta_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  y  $K_s$ . En nuestro caso, estas ecuaciones representan la rama de humectación de curva de retención.

### 2.2. Simulaciones numéricas

Las curvas sintéticas de infiltración se generaron utilizando el software HYDRUS-1D (Simunek et al., 1996). El método se contrastó en ocho suelos teóricos (Carsel y Parrish, 1988) que van desde arena franca a suelos arcillosos (Tabla 1). Se discretizó una columna de suelo de 5 cm de altura con una malla 1-D de 1000 celdas. El paso de tiempo inicial en la simulación varió entre  $10^{-5}$  y 0.025 s para arena a arcilla, respectivamente. La tensión en la base de la columna de suelo se fijó a 0 cm y la evaporación en la superficie fue considerada nula. El tiempo cero

correspondió con el inicio de la infiltración, y la simulación terminó cuando el frente de humectación se estabilizó en la superficie del suelo.

**Tabla 1.** Valores del contenido volumétrico de agua del suelo saturado ( $\theta_s$ ) y residual ( $\theta_r$ ), parámetros  $\alpha$  y  $n$  de la curva de retención de agua de van Genuchten (1980) y conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) para ocho suelos sintéticos de diferente clase textural.

Suelo	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$
	$cm^3$	$cm^3$			
Arenoso franco	0.057	0.41	0.124	2.28	$4.05 \cdot 10^{-3}$
Franco arenoso	0.065	0.41	0.075	1.89	$1.23 \cdot 10^{-3}$
Franco	0.078	0.43	0.036	1.56	$2.88 \cdot 10^{-4}$
Limo	0.034	0.46	0.016	1.37	$6.93 \cdot 10^{-5}$
Franco arcillo arenoso	0.100	0.39	0.059	1.48	$3.64 \cdot 10^{-4}$
Franco arcilloso	0.095	0.41	0.019	1.31	$7.22 \cdot 10^{-5}$
Franco arcillo limoso	0.089	0.43	0.010	1.23	$1.99 \cdot 10^{-5}$
Arcilla	0.068	0.38	0.008	1.09	$5.55 \cdot 10^{-5}$

### 2.3.- Análisis inverso

Los parámetros  $\alpha$ ,  $n$  y  $K_s$  se calcularon minimizando una función objetivo,  $\Phi(\alpha, n, K_s)$  que representa la diferencia entre las curvas simuladas con HYDRUS-1D y los datos de infiltración acumulada sintéticos o experimentales.

$$\Phi = \sqrt{\frac{\sum_1^N (I_e(t_i) - I_s(t_i))^2}{N}} \quad (4)$$

donde  $N$  es el número de valores de  $I$  medidos,  $I_e(t_i)$  e  $I_s(t_i)$  son medidas específicas en el tiempo  $t_i$ . Los valores de la función objetivo se representaron en mapas de error  $K_s$ - $n$ ,  $\alpha$ - $n$  y  $K_s$ - $\alpha$ , donde el tercer parámetro corresponde al valor teórico. En cada uno de los mapas de error, los ejes  $x$  e  $y$  representan los respectivos parámetros hidráulicos y  $\Phi$  queda definida en el eje  $z$  o curvas de nivel. Los valores de  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  variaron entre  $10^{-5}$  y  $10^{-2}$   $cm\ s^{-1}$ , 0.01 y 0.1  $cm^{-1}$ , y 1.01 y 3.0, respectivamente. Se generaron mapas de error únicamente para un suelo franco. La tensión inicial del suelo se fijó a  $-6.0 \cdot 10^5$  cm, que corresponde a una muestra de suelo en equilibrio con una atmósfera a 20 °C y humedad relativa del 60% (RILEM, 1980). Se consideró únicamente el error experimental debido a la medida del nivel en el depósito de agua, cuyo valor, según estudios previos, fue fijado en 0.02 mm.

### 2.4.- Método de optimización

En una primera fase, se procedió a la optimización de los parámetros hidráulicos  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  considerando  $\theta_s$  como valor conocido. Dadas las limitaciones de cálculo para estimar tres parámetros utilizando una optimización global, se optó por utilizar un método lineal de optimización. Para ello, se empleó un procedimiento de optimización aleatoria de paso adaptativo (ASSRS) (Schumer y Steiglitz, 1968), que ajusta heurísticamente el

tamaño de paso para mejorar el rendimiento de la búsqueda. A su vez, esta técnica se combinó con un método de búsqueda de gradiente. Las variables exploradas se transformaron al intervalo (0,1) utilizando los siguientes valores extremos:  $K_s = [10^{-6}, 10^{-2}] \text{ cm s}^{-1}$ ,  $\alpha = [10^{-3}, 0.5] \text{ cm}^{-1}$ ,  $n = [1.0, 3.5]$  y considerando transformaciones logarítmicas en el caso de  $K_s$  y  $\alpha$ . Esta transformación simplificó los cálculos, garantizó las mismas propiedades en todas las direcciones exploradas y permitió explorar con precisión las variables físicas que cubren varios órdenes de magnitud.

En una segunda fase, se procedió a estudiar el efecto de  $\theta_s$  sobre la estimación de  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$ . Dicho proceso consistió en realizar una secuencia de optimizaciones  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  para el rango de  $\theta_s$  definido por  $[\theta_i, \theta_i + 5\%]$  donde

$$\theta_i = \theta_r + I_t / a \quad (4)$$

$I_t$  (mm) es el contenido total de agua absorbida por el suelo y  $a$  (mm) es la altura del cilindro. En este caso,  $\theta_r$  fue considerado un valor conocido.

## 2.5. Validación experimental

Las curvas experimentales de infiltración acumulada se midieron con un sorptivímetro (Moret-Fernández et al., 2017) (Fig. 1) que aloja un cilindro de acero inoxidable de 5 cm de diámetro y altura. La base del sorptivímetro se conectó a un depósito Mariotte que tenía instalado un transductor de presión diferencial de  $\pm 7.2 \text{ kPa}$  (Microswitch; Honeywell International Inc.). La infiltración acumulada se calculaba a partir de la caída de nivel de agua en el depósito de Mariotte. El intervalo de tiempo de las medidas fue de 1 s. Para minimizar las pérdidas de agua por evaporación, la superficie de la columna de suelo se cubrió con una tapa.

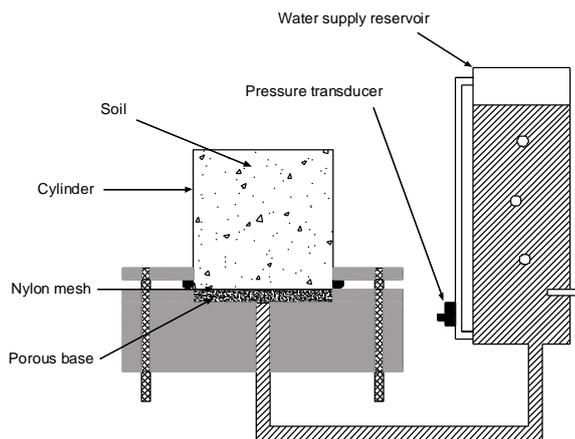


Figura 1. Esquema del sorptivímetro

El método se aplicó sobre cinco suelos secados al aire, tamizados a 2 mm, con clases de textura entre arena y arcilla (Tabla 2). Los suelos se empaquetaron homogéneamente en los cilindros y posteriormente pesados. A continuación, los cilindros se almacenaron durante varios

meses a una temperatura de  $\approx 20 \text{ }^\circ\text{C}$  y una humedad relativa de  $\approx 60\%$ , que corresponde a una tensión de suelo de aproximadamente  $-6.0 \cdot 10^5 \text{ cm}$  (RILEM, 1980). La infiltración se inició cuando el cilindro se colocó sobre el sorptivímetro, y finalizó cuando el frente de humectación alcanzó a la superficie del suelo. Una vez saturada la muestra, ésta fue pesada, secada a  $105 \text{ }^\circ\text{C}$  durante 24 h y nuevamente pesada. Los suelos con alto contenido de yeso (Tabla 1) se secaron a  $50 \text{ }^\circ\text{C}$  durante 48 h. Con el dato de peso seco del suelo y volumen del cilindro se determinó la densidad aparente de la muestra de suelo, dato que posteriormente fue utilizado para calcular  $\theta_r$  y  $\theta_s$  a partir de la humedad gravimétrica del suelo seco al aire y suelo saturado, respectivamente.

Los valores de  $\theta_s$ ,  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  estimados por análisis inverso se compararon con los calculados por Darcy y cámaras de presión, PC, (Moret-Fernández et al. 2012), respectivamente. El contenido volumétrico de agua en la PC se midió por TDR para suelo seco al aire, a saturación y presiones de  $-0.5, -1.5, -3, -10$  y  $-50 \text{ kPa}$ . Los pares de valores de  $\theta$  y  $h$  medidos se ajustaron al modelo de van Genuchten (1980) (Ec. 2). La conductividad hidráulica saturada se midió por Darcy mediante un ensayo de laboratorio de permeabilidad. Dado que el análisis inverso y el método de PC definen ramas opuestas de la curva de retención, los valores  $\alpha$  obtenidos por PC se convirtieron a la rama de humectación utilizando el índice de histéresis de Gebrenegus y Ghezzehei (2011).

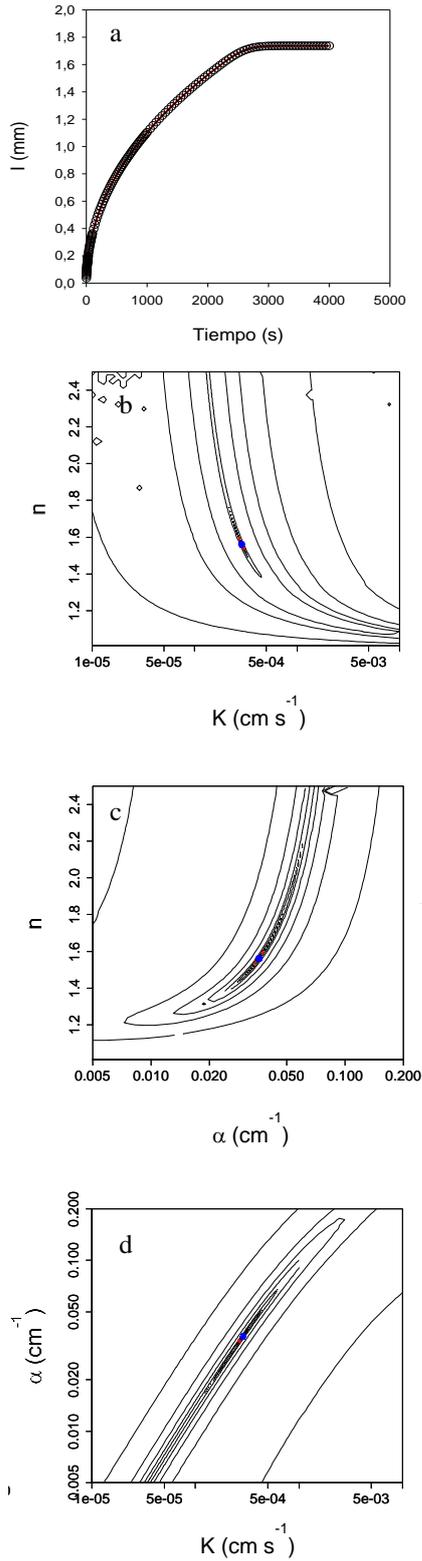
Tabla 2. Composición granulométrica del suelo, contenido de yeso y contenido volumétrico de humedad residual,  $\theta_r$  y saturado,  $\theta_s$ , de los suelos experimentales

Suelo	Arena	Limo	Arcilla	Yeso	$\theta_r$	$\theta_s$
					g kg <sup>-1</sup>	
Arena	1000	-	-	-	0.02	0.35
Franco	280	470	250	-	0.03	0.47
Franco arcilloso	205	497	298	-	0.03	0.44
Yeso limoso	316	591	129	703	0.01	0.37
Arcilla	151	344	465	-	0.03	0.40

## 3. Resultados

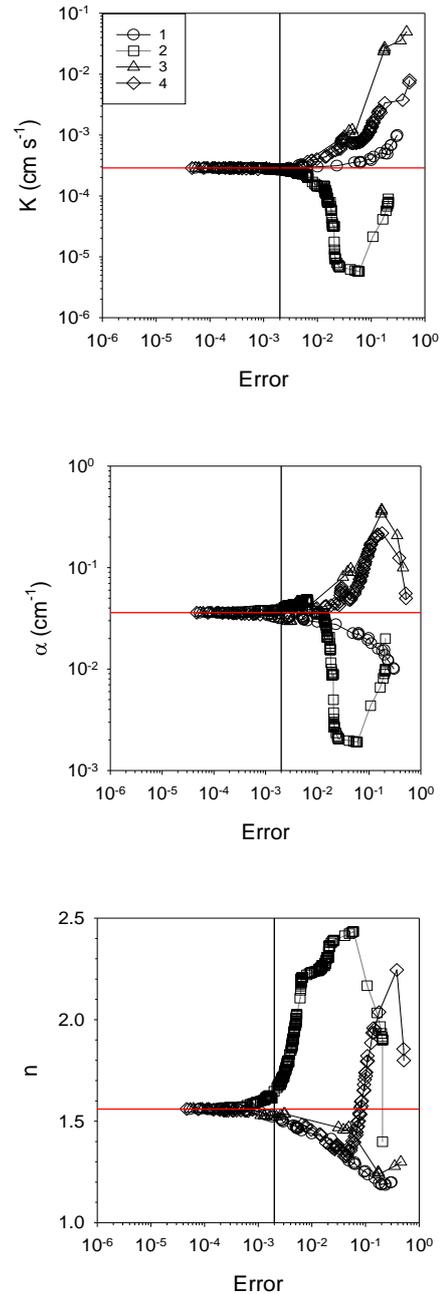
### 3.1.- Suelos sintéticos

La aplicación del modelo sobre el suelo franco mostró un buen ajuste entre la curva sintética y la optimizada (Fig. 2a). Los mapas de error  $\alpha$ - $n$ ,  $K_s$ - $n$  y  $K_s$ - $\alpha$  calculados para el suelo franco sintético considerando  $\theta_s$  como valor conocido muestran un único mínimo en todos los pares de combinaciones (Fig. 2), lo cual indica que existe una única combinación de parámetros hidráulicos que tienen un error mínimo. Estos resultados indican que, conocido  $\theta_s$ , los parámetros  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  pueden estimarse a partir del análisis inverso de una única curva de infiltración.



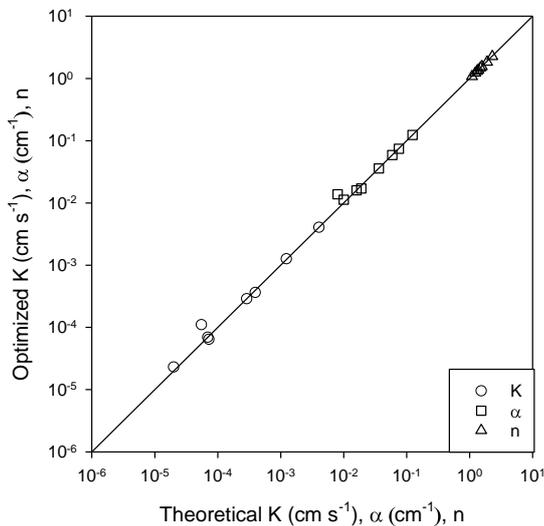
**Figura 2.** (a) Curvas de infiltración simulada (círculos) y mejor optimización (línea roja), y mapas de error para los planos (b)  $K$ - $n$ , (c),  $\alpha$ - $n$ , y (d)  $K$ - $\alpha$  calculados para un suelo franco (Tabla 1). Las líneas de contorno indican errores de 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2 y 5 mm, respectivamente, la línea roja es la línea de contorno para un error de 0.02 mm y el círculo azul define el valor teórico.

Estos resultados contrastan con los obtenidos por Moret-Fernández et al. (2016) y Peña-Sancho et al. (2017), donde los mapas de error calculados para una única curva de infiltración no mostraron un único mínimo absoluto. Estas diferencias se explican porque la condición inicial del suelo utilizada en estos trabajos se fijó en contenido de agua en vez de potencial mátrico. Estos resultados indican que la tensión inicial del suelo es un parámetro físico clave para optimizar los parámetros hidráulicos.



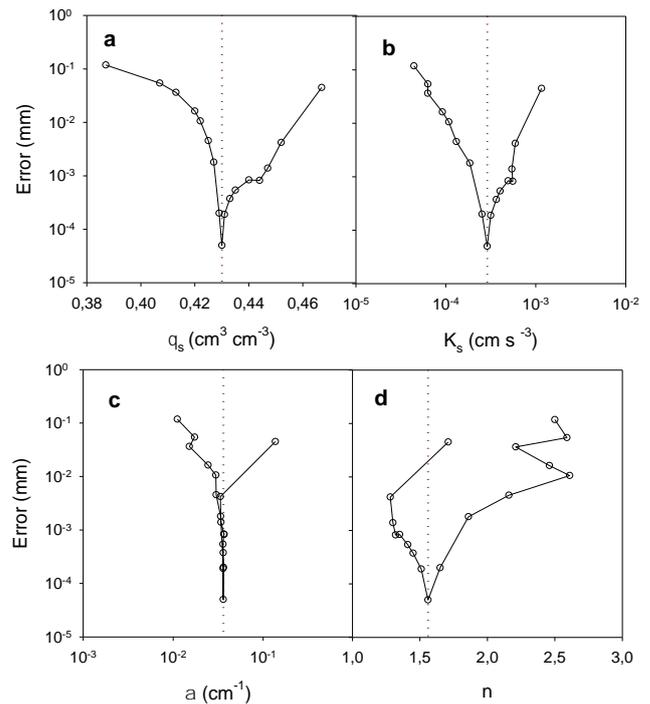
**Figura 3.** Evolución de los valores intermedios del error de la optimización lineal para  $K$ ,  $\alpha$  y  $n$  para un suelo franco teórico utilizando cuatro valores iniciales diferentes y un total de 2000 iteraciones.

El método de optimización lineal utilizado permitió una buena convergencia, independientemente del valor inicial utilizado (Fig. 3). Así pues, tras 2000 optimizaciones los valores intermedios del error y el de cada uno de los parámetro convergieron hacia su valor teórico y un error  $< 10^{-3}$  cm. Se observó una relación significativa (Fig. 4) ( $R^2 > 0.99$ ) entre los valores  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  teóricos y los correspondientes valores optimizados para los ocho suelos sintéticos de la Tabla 1. Estos resultados indican que la optimización puede aplicarse satisfactoriamente a cualquier tipo de suelo. Sin embargo, la optimización podría mejorarse, por ejemplo, proporcionando datos de los estadísticos de los parámetros estimados (desviación estándar, coeficientes de correlación, ...), introduciendo información previa de los parámetros para resolver los problemas de identificabilidad de algunos parámetros y usar criterios de identificación de modelos (Dai y Samper, 2004; Dai et al., 2008)



**Figura 4.** Relación entre los valores teóricos  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  de la Tabla 1 y los correspondientes valores obtenidos por análisis inverso.

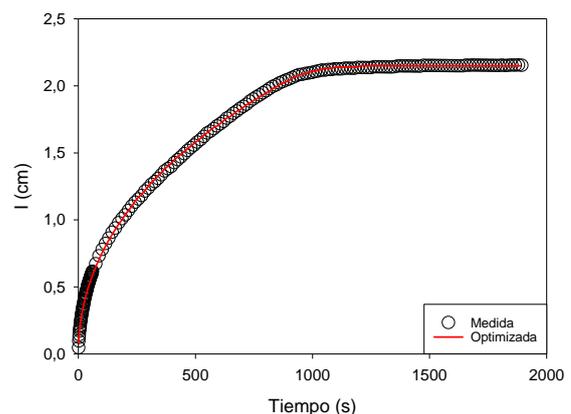
Los resultados muestran también como el error mínimo de optimización lineal aplicada a cada uno de los valores de  $\theta_s$  contenidos en el intervalo  $[\theta_i, \theta_i + 5\%]$  se corresponde con el valor  $\theta_s$  teórico (Fig. 5a). Estos resultados indican que  $\theta_s$  tiene un efecto significativo sobre el error de la optimización lineal. Por otro lado, los valores de  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$  optimizados para la  $\theta_s$  óptima se correspondieron a su vez con los respectivos valores teóricos (Fig. 5b, c y d). En conclusión, se puede afirmar que este método permite aproximar de forma bastante robusta cuatro de los cinco parámetros de la función de van Genuchten (1980).



**Figura 5.** Evolución del error para el gradiente de (a)  $\theta_s$ , y las correspondientes relaciones entre error obtenido para cada  $\theta_s$  y los valores (b),  $K_s$ , (c),  $\alpha$  y (d)  $n$  optimizados para un suelo sintético franco. La línea roja discontinua indica el valor teórico de  $\theta_s$ ,  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$ , respectivamente.

### 3.2.- Validación experimental

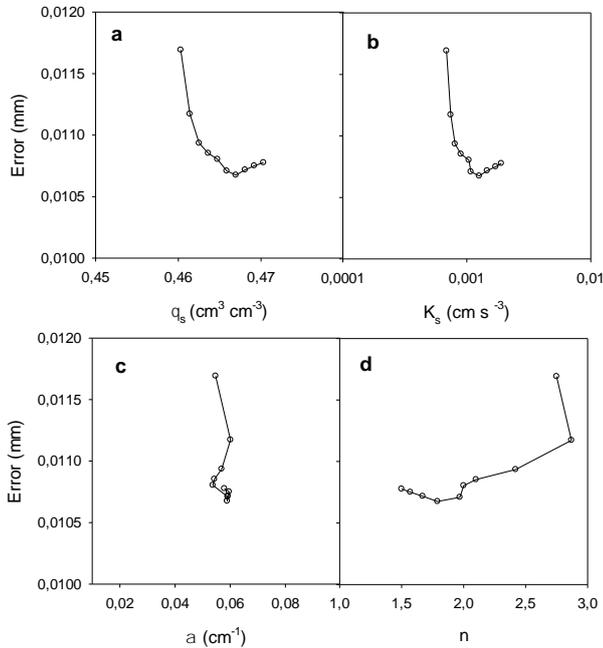
En general, se observó un buen ajuste entre las curvas de infiltración medidas y las estimadas con el método de optimización lineal (Fig. 6).



**Figura 6.** Curva experimental medida en suelo franco tamizado y curva optimizada

La aplicación de la optimización lineal en suelos tamizados muestra como el método permite estimar de forma bastante precisa los valores óptimos de  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $\theta_s$ , siendo la estimación de  $n$  ligeramente menos precisa

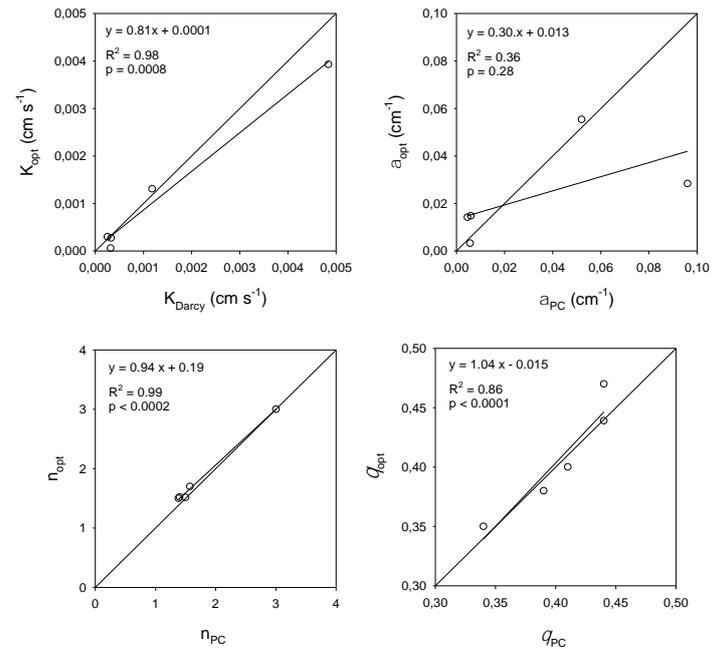
(Fig. 7). A diferencia de los suelos sintéticos, el error total obtenido en suelos reales es dos órdenes de magnitud mayor. Esta diferencia debe atribuirse a las irregularidades intrínsecas de los suelos experimentales, así como a posibles errores de medida en los datos de infiltración (Dai y Samper, 2004).



**Figura 7.** Evolución del error para el gradiente de (a)  $\theta_s$ , y las correspondientes relaciones entre error obtenido para cada  $\theta_s$  y los valores optimizados de (b),  $K_s$ , (c)  $\alpha$  y (d)  $n$  para un suelo franco tamizado.

Se observó una relación significativa, con una pendiente cercana a uno y una dispersión promedio inferior al 0.6% entre las  $n$  y  $\theta_s$  medidas con PC y los correspondientes valores estimados por análisis inverso de las curvas experimentales (Fig. 8). La excelente relación observada en  $n$  puede asociarse al hecho que  $n$  está más relacionada con las características texturales del suelo (Jirku et al., 2013) y, por lo tanto, menos afectada por la influencia del proceso de humectación y drenaje sobre la estructura del suelo (Moret-Fernández et al., 2016a). Resultados parecidos fueron obtenidos por Moret-Fernández et al. (2016b) y Moret-Fernández y Latorre (2017) con métodos similares. Se obtuvo también una relación significativa, con una pendiente próxima a uno, entre la  $K_s$  optimizada y la medida por Darcy. En este caso, el log ( $K_s$ ) medido por Darcy fue 2.5% superior al estimado por análisis inverso. Sin embargo, no se observó una relación significativa, con pendiente alejada de la línea 1:1 entre la  $\alpha$  estimada con PC y la obtenida con el método de inverso. Estas diferencias podrían atribuirse a los diferentes procesos de humectación utilizados en ambos métodos (Moret-Fernández y Latorre, 2017), que pueden modificar el ángulo de contacto del agua con las partículas del suelo, la cantidad

de aire atrapado en los poros o la interconexión en la red de poros (Bachmann y van der Ploeg, 2002). También podría atribuirse a una inexacta descripción al modelo empírico de histéresis propuesto por Gebrenegus y Ghezzehei (2011). Una confirmación indirecta de esta hipótesis viene dada por la buena correlación entre las correspondientes  $\theta_s$ ,  $K_s$  y  $n$  (Fig. 8), que se ven menos afectadas por el fenómeno de histéresis.



**Figura 8.** Relación entre  $K_s$ ,  $\alpha$ ,  $n$  y  $\theta_s$  estimada en los suelos experimentales con los métodos de Darcy y PC y los correspondientes valores estimados por análisis inverso (opt) de las curvas de infiltración.

#### 4. Conclusiones

Este trabajo presenta un nuevo método para estimar cuatro ( $\theta_s$ ,  $K_s$ ,  $\alpha$  y  $n$ ) de los cinco parámetros hidráulicos del modelo de van Genuchten a partir del análisis inverso de una única curva de infiltración medida en un cilindro de 5 cm de altura, cuando la tensión inicial del suelo se fija a  $-6.0 \cdot 10^5$  cm. Además, se presenta un método de optimización lineal que fue validado satisfactoriamente en suelos sintéticos y experimentales contenidos en cilindros de 5 cm de altura que cubren, en ambos casos, una amplia gama de texturas. A diferencia de los métodos ya existentes, esta nueva técnica es sencilla, barata, rápida de implementar, permite estimaciones simultáneas de los parámetros hidráulicos, se puede aplicar a cualquier tipo de suelo tamizado y los cilindros empleados son los utilizados para determinar la densidad aparente del suelo. Sin embargo, se deben realizar más estudios para contrastar el método en muestras de suelo heterogéneas y no perturbadas, y estudiar la influencia de la longitud del

cilindro sobre la estimación de las propiedades hidráulicas.

*Agradecimientos.* Los autores agradecen al Área de Informática Científica de la SGAI (CSIC) por su apoyo técnico en el análisis numérico y a la Dra. M.V. López, R. Gracia y M.J. Salvador por la ayuda recibida en tareas de laboratorio. Los autores también están agradecidos con el Dr. K. Seki y el Dr. R. Angulo-Jaramillo por sus consejos en algunos aspectos teóricos del documento.

## 5. Bibliografía

- Bachmann, J., y R.R. van der Ploeg, 2002. A review on recent developments in soil water retention theory: interfacial tension and temperature effects. *J. Plant Nut. Soil Sci.* 165, 468–478.
- Carsel, R.F., y R.S. Parrish, 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755–769.
- Dai Z. y J. Samper, 2004, Inverse problem of multicomponent reactive chemical transport in porous media: Formulation and Applications *Water. Resour. Res.*, doi:10.1029/2004WR003248.
- Dai, Z., J. Samper, A. Wolfsberg, y D. Levitt, 2008, Identification of relative conductivity models for water flow and solute transport in unsaturated compacted bentonite. *Phys. Chem. Earth*, doi:10.1016/j.pce.2008.10.012.
- Dane J.H., y J.W. Hopmans, 2002. Water retention and storage. In *Methods of Soil Analysis. Part 4*, Dane JH and Topp GC (editors). SSSA Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Gebrengus, T., y T.A. Ghezzehei, 2011. An index for degree of hysteresis in water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 75, 2122–2127.
- 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.* 30, 2931–2935.
- Hudson, D.B., P.J. Wierenga, y R.G. Hills, 1996. Unsaturated hydraulic properties from upward flow into soil cores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 388–396.
- Jirku, V., R. Kodesová, A. Nikodem, M. Mühlhanslová, y A. Zígová, 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma* 204, 43–58.
- Klute, A., 1986. Water retention curve: laboratory methods. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1*. SSSA Book Series No. 9. Soil Science Society of America, Madison WI.
- Klute, A. y C. Dirksen, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: Klute, A. Ed., *Methods of Soil Analysis - Part 1 - Physical and Mineralogical Methods*, American Society of Agronomy, Madison, 687–734.
- Lassabatere, L., R. Angulo-Jaramillo, J.M. Soria-Ugalde, J. Simunek, y R. Haverkamp, 2009. Numerical evaluation of a set of analytical infiltration equations. *Water Resour. Res.* 45. <http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007941>.
- Moret-Fernández, D., 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., C. Peña-Sancho, y M.V. López, 2016a. Influence of the wetting process on estimation of the water retention curve of tilled soils. *Soil Res.* doi.org/10.1071/SR15274.
- 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, C. Peña-Sancho, y T.A. Ghezzehei, 2016b. A modified multiple tension upward infiltration method to estimate the soil hydraulic properties. *Hydrol. Process* <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10827>.
- Moret-Fernández, D., J. Vicente, B. Latorre, J. Herrero, C. Castañeda, y M.V. López, 2012. TDR pressure cell for monitoring water content retention curves on undisturbed soil samples. *Hydrol. Process* 26, 246–254.
- Peña-Sancho, C., T.A., Ghezzehei, B. Latorre, y D. Moret-Fernández, D., 2017. Water absorption-evaporation method to estimate the soil hydraulic properties. *Hydrol. Sci. J.* 62, 1683–1693.
- RILEM, 1980. Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement. *Matériaux et Constructions*, Bull. RILEM 13 (75), 175–253.
- Shao, M., y R. Hudson, 1998. Integral method for estimating soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 585–592.
- Schumer, M.A., y K. Steiglitz, 1968. Adaptive step size random search. *IEEE Trans Automatic Control* 13, 270–276.
- Simunek, J., y M.T. van Genuchten, 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 162, 383–398.
- Simunek, J., y M.T. van Genuchten, 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.* 32, 2683–2696.
- Solone, R., M. Bittelli, F. Tomei, y F. Morari, 2012. Errors in water retention curves determined with pressure plates: effects on the soil water balance. *J. Hydrol* 470, 65–75.
- 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.
- Young, M.H., A. Karagunduz, J. Simunek, y K.D. Pennell, 2002. A modified upward infiltration method for characterizing soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 57–64.
- Wind, G.P., 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: Rijtema, P.E., Wassink, H. (Eds.), *Water in the unsaturated zone. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp. June 1966*. Int. Assoc. Scientific Hydrol. Gentbrugge, Belgium, pp. 181–191.

## SIMULACIÓN DE ESTRATEGIAS DE PROGRAMACIÓN DEL RIEGO Y EL EFECTO DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS SOBRE EL BALANCE DE AGUA Y EL RENDIMIENTO DEL CULTIVO

Fontanet, M.<sup>1,2,3\*</sup>, Fernàndez-Garcia, D.<sup>2,3</sup>, Rodrigo, G.<sup>1</sup>, Ferrer, F.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>LabFerrer, Carrer Ferran Catòlic, 3, 25200, Cervera. mireia@lab-ferrer.com

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería del Terreno y Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Barcelona, 08034, Spain. daniel.fernandez.g@upc.edu

<sup>3</sup>Associated Unit: Hydrogeology Group (UPC-CSIC)

**RESUMEN.** La programación de riego es el proceso mediante el cual hay que ajustar la frecuencia y la duración de los riegos para garantizar el máximo rendimiento, evitando la salinización del suelo y maximizando el rendimiento del cultivo con el mínimo volumen de agua aplicado. En este trabajo, se ha desarrollado una metodología que simula con HYDRUS 1D diferentes estrategias de programación de riego combinando diferentes duraciones y frecuencias. Los componentes del balance hídrico y un análisis económico se calcularon para determinar cuál era la estrategia óptima de riego. Los resultados han sido comparados con otro suelo para demostrar que, dependiendo de las propiedades hidráulicas del suelo, la estrategia óptima es distinta. Los resultados muestran que esta metodología fue capaz de proporcionar una programación de riego óptima.

**ABSTRACT.** The irrigation scheduling is the process where the irrigation frequency and the duration of each irrigation event is determined with the main goal of guaranteeing maximum yield and avoiding soil salinization with the minimum water volume. In this study a methodology was developed simulating with HYDRUS 1D different irrigation scheduling strategies, combining various frequencies and irrigation durations. Water balance components from each simulation and an economical analysis were conducted to determine which strategy was the optimal. Results were compared with another soil type to demonstrate that depending on soil hydraulic properties, the optimal irrigation scheduling is different. Results also showed that this methodology that was capable to define an optimal irrigation scheduling strategy.

### 1.- Introducción

En un contexto de evidencia de cambio climático y el hecho de que la agricultura utiliza alrededor del 70% del agua disponible para el riego en áreas semiáridas, existe una probabilidad cada vez mayor de escenarios locales de escasez de agua; por lo tanto, la optimización del agua es uno de los principales objetivos de los investigadores.

La programación del riego es el proceso donde se determina el momento que hay que aplicar agua ( $\Psi_{th}$ ) y también la cantidad necesaria ( $t_{ir}$ ), para garantizar la máxima producción con el mínimo volumen de agua

aplicado. Se ha demostrado que utilizar como límites inferiores la humedad de suelo o potencial hídrico incrementa la eficiencia del riego (Dabach et al., 2013). El agua de riego contiene sales y fertilizantes que hacen aumentar la Conductividad Eléctrica (CE) del suelo y pueden salinizar el mismo. Es por este motivo que la programación del riego tiene que tener en cuenta, también, el lavado de sales de la zona radicular.

Dada la importancia de la programación del riego, un amplio abanico de metodologías han sido desarrolladas y son usadas a día de hoy. En este trabajo se han distinguido cuatro metodologías; (i) el cálculo de las necesidades hídricas, (ii) medidas directas del estrés hídrico en el cultivo, (iii) medidas de humedad, succión del suelo, y finalmente (iv) modelos numéricos de flujo y transporte de solutos en la zona no saturada.

- (i) Las necesidades hídricas calculadas mediante la demanda evapotranspirativa del cultivo ( $ET_c$ ) es la metodología más usada para la programación del riego, dada su simple y fácil aplicación. La  $ET_c$  cuantifica el agua que se ha evapotranspirado durante un periodo de tiempo determinado, y que, por lo tanto, tiene que ser reemplazada mediante el riego. La desventaja es que no se tiene información de cómo repartir el agua durante el periodo de tiempo determinado.
- (ii) Las medidas del estado hídrico del cultivo, nos proporcionan información de si el cultivo está en un momento determinado bajo condiciones de estrés o no. Aunque este tipo de medidas dan información directa del estado del cultivo, no proporcionan información de cómo aplicar ni programar el riego.
- (iii) En los últimos años, distintos tipos de sensores se han desarrollado para medir de forma continua humedad de suelo, succión y CE. Con estas medidas se puede determinar el momento en que hay que aplicar agua y también la cantidad a aplicar. Estos sensores, acostumbran a tener un precio elevado, por tanto, hay que optimizar su compra y con pocos sensores hay que representar toda la parcela de cultivo. Este hecho requiere de un conocimiento previo de como se mueve el agua en el suelo.
- (iv) Finalmente, los modelos numéricos son capaces de medir el flujo de agua y transporte de solutos en la zona no saturada, haciéndolos una

herramienta óptima para la simulación de la programación del riego. Muchos autores utilizan HYDRUS (Šimůnek et al., 2016, 2008) para simular el riego en una parcela de cultivo (Arbat et al., 2008; Dabach et al., 2013; Siyal and Skaggs, 2009; Skaggs et al., 2010; Twarakavi et al., 2009). Para obtener todas sus ventajas cuando se utiliza un modelo numérico, hay que utilizar unas propiedades hidráulicas del suelo lo más representativas posible. Esto a veces no es posible y muchos autores utilizan funciones de edafo-transferencia, produciendo que el resultado de las simulaciones sea aproximado. Para solventar esta desventaja, desde hace unos años, se han desarrollado tres equipos de laboratorio que permiten caracterizar el suelo de forma experimental, estos son el equipo Hyprop, (METER Group, Pullman, WA, USA), el WP4c (METER Group, Pullman, WA, USA) y finalmente el equipo KSat (METER Group, Pullman, WA, USA). Se ha demostrado que la combinación de estos equipos proporciona las propiedades hidráulicas más representativas del suelo analizado (Schelle et al., 2013).

Anteriormente se ha puesto de manifiesto que todas las metodologías para programar el riego existentes a día de hoy, tienen ventajas y desventajas. Por esta razón, se ha desarrollado una metodología para determinar una programación de riego óptima. Esta metodología utiliza HYDRUS 1D para simular distintas programaciones de riego representando el mismo sistema (suelo, cultivo, clima...), de este modo, se analizan los componentes del balance de agua para evaluar cada estrategia de riego y finalmente con una función objetivo, se contabiliza el rendimiento económico que se puede obtener con cada una de ellas.

Los objetivos principales de este trabajo son:

- presentar una metodología para determinar una programación del riego óptima para maximizar el rendimiento del cultivo, en este caso maíz, con el mínimo volumen de agua aplicado.
- demostrar como distintas estrategias de riego modifican el balance de agua al final de la campaña de riego.
- como en función de las propiedades hidráulicas del suelo la programación del riego tiene que ser distinta.

## 2.- Material y métodos

### 2.1.- Área de estudio

El área de estudio se encuentra el municipio de Foradada, Lleida, España, donde el clima predominante es semiárido.

La parcela de cultivo tiene una extensión de 25 ha y su sistema de riego por aspersión, con una pluviometría por

aspersor de  $6,5 \text{ l} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ . El suelo, tiene una textura de 28% arcilla, 58,4% de limo y 13,6% de arena, correspondiente a un suelo franco arcillo-limoso, según la clasificación USDA.

El cultivo presente en la parcela durante este estudio, es maíz, el cual, fue sembrado a finales de junio y cosechado a inicio de octubre del año 2016.

### 2.2.- Determinación riego óptimo

HYDRUS 1D es utilizado para simular distintas estrategias de programación de riego para la parcela agrícola de Foradada. La ecuación de Richards (Ec.1) (Richards, 1931) es solucionada mediante el método de elementos finitos.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial z} - K(h) \right] - S, \quad (1)$$

donde  $\theta(h)$  es el contenido volumétrico de agua a una succión  $h(-)$  determinada,  $t$  es el tiempo,  $z$  es la distancia entre nodos y  $k(h)$  es la conductividad hidráulica no saturada.

El dominio del modelo es representado por un perfil de suelo uniforme de 60 cm de profundidad. Para poder obtener las propiedades hidráulicas del suelo, se ha tomado una muestra de suelo inalterada que ha sido analizada con los equipos Hyprop, WP4c y KSat. Las propiedades hidráulicas medidas son ajustadas mediante el modelo de van Genuchten-Mualem (Ec. 2-3) (van Genuchten, 1980),

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$K(h) = K_s S_e^I \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2, \quad (3)$$

donde  $\theta_s$  ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ), es el contenido en humedad en saturación,  $\theta_r$  ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ), es la humedad residual,  $K_s$  ( $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ ), es la conductividad hidráulica saturada,  $n$ ,  $\alpha$ ,  $I$ , son parámetros de forma unidimensionales.

Los datos meteorológicos son necesarios en el modelo, de este modo, la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) ha sido calculada mediante la ecuación de Penman Monteith, para convertirla a  $ET_c$  según Allen et al. (1998) mediante el coeficiente de cultivo ( $K_c$ ). El modelo necesita los valores de evaporación potencial ( $E_p$ ) y de transpiración potencial ( $T_p$ ) por separado, es por este motivo que se ha aplicado el coeficiente de cobertura del cultivo (Raes et al., 2017).

La absorción de las raíces es considerada en el modelo y está descrita como el término  $S$  de la ecuación de Richards. En la ecuación 4 se consideran la  $T_p$  en la zona radicular, la densidad de raíces ( $\beta$ ) y la función de estrés hídrico ( $\alpha(h)$ ),

$$S(h, h_\phi, z, t) = \alpha(h, h_\phi, z, t) \beta(z, t) T_p(t), \quad (4)$$

La transpiración real (Ec.5) ( $T_a$ ) es calculada integrando

la ecuación 4 en toda la zona radicular ( $L_R$ ).

$$T_a = \int_{L_R} S(h, h_\phi, z, t) dz = T_p \int_{L_R} \alpha(h, h_\phi, z, t) \beta(z, t) dz \quad (5)$$

La función de estrés hídrico (Ec.6) corresponde a la función propuesta por Feddes, (1974), que es una función lineal parametrizada por 4 puntos críticos de succión del suelo. La función describe que existe un rango de succión donde el maíz, u otro tipo de cultivo, se encuentra en condiciones óptimas, otros dos rangos donde el estrés hídrico aumenta linealmente y finalmente dos puntos donde el estrés es máximo sin que haya transpiración.

$$\alpha(h) = \begin{cases} \frac{h-h_4}{h_3-h_4} & h_3 > h > h_4 \\ 1 & h_2 \geq h \geq h_3 \\ \frac{h-h_1}{h_2-h_1} & h_1 > h > h_2 \\ 0 & h \leq h_4 \text{ or } h \geq h_1 \end{cases} \quad (6)$$

Los parámetros  $h_1, h_2, h_3, h_4$  han sido extraídos de la base de datos interna que ofrece HYDRUS, que son, -15, -43, -600 y -8000 hPa, respectivamente.

Se han impuesto tres condiciones distintas de contorno de flujo de agua. La primera está impuesta en la parte superior del dominio, representando condiciones atmosféricas, la segunda está definida en la parte inferior del dominio para representar drenaje libre de agua y finalmente la tercera es la responsable de programar el riego. Esta última condición de contorno es definida mediante la inserción de un punto a 20 cm de profundidad del dominio, que controla que cuando la succión del suelo es más pequeña que un valor de succión ( $\Psi_{th}$ ) definido previamente, el modelo aplica agua durante un tiempo ( $t_{ir}$ ).

Diversas simulaciones se han repetido haciendo varias combinaciones de  $\Psi_{th}$  (-10, -20, -30, -50 y -100 kPa) y  $t_{ir}$  (1, 2, 3 y 4 h·d<sup>-1</sup>) para a posteriori, analizar los componentes del balance de agua.

Se ha definido una función objetivo por tal de cuantificar el Margen Neto ( $NM$ ) (€·ha<sup>-1</sup>) (Ec.7) que se puede obtener en cada estrategia de riego.

$$NM = GM - Opex - Capex, \quad (7)$$

donde  $Opex$  (Ec.8) (€·ha<sup>-1</sup>) son los gastos asociados al riego y  $Capex$  (Ec.9) (€·ha<sup>-1</sup>) son los gastos asociados a la instalación del sistema de riego.

$$Opex = C_{Fix} + \sum_{i=1}^{N_t} I_i \Delta t_i (C_{wVar} + C_e), \quad (8)$$

$$Capex = C_m + C_c \quad (9)$$

$$GM = Y_a C_y, \quad (10)$$

donde,  $C_{Fix}$  es el coste de agua fijo, que en la zona de estudio es de 115,35 €·ha<sup>-1</sup>,  $C_{wVar}$ , es el coste de agua variable, fijado

$$GM = Y_a C_y, \quad (11)$$

a 0,1003 €·m<sup>-3</sup>,  $C_e$ , es el coste de energía, que en este caso no se ha podido obtener información,  $I$  (m<sup>3</sup>·ha<sup>-1</sup>), es el agua aplicada durante toda la campaña de riego.  $C_m$  y  $C_c$  son los costes de mantenimiento y de instalación del sistema de riego, los cuales no se han obtenido información. Finalmente  $GM$  (Ec.11) (€·ha<sup>-1</sup>) es el margen bruto, que es el producto entre el precio de cosecha fijado a 167 €·ha<sup>-1</sup> (www.mapama.gob.es) y  $Y_a$  (Ec.12) (t·ha<sup>-1</sup>) es el rendimiento real calculado con la función de Stewart et al., (1977),

$$Y_a = Y_p \prod_{k=1}^4 \left( 1 - K_y \left( 1 - \left( \frac{ET_a}{ET_c} \right)^k \right) \right), \quad (12)$$

donde,  $Y_p$  es el rendimiento potencial, fijado a 19,5 t·ha<sup>-1</sup> (Martínez-Romero et al., 2017),  $K_y$  el coeficiente el coeficiente de respuesta de estrés del cultivo.

### 2.3.- El impacto de los parámetros hidráulicos del suelo

El mismo ejercicio se ha repetido, pero cambiando los parámetros hidráulicos del suelo. En este caso, no se han medido si no que se han utilizado parámetros hidráulicos teóricos de la base de datos interna que ofrece HYDRUS. Los datos de parámetros hidráulicos están basados en la función de edafo-transferencia Rosetta (Schaap et al., 2001). El suelo teórico utilizado corresponde a un suelo franco-arenoso.

## 3.- Resultados y discusión

### 3.1.- Parámetros hidráulicos

En la Tabla 1 se presentan los parámetros hidráulicos medidos y extraídos de la base de datos de HYDRUS. Si se analizan, por lo que hace al suelo de Foradada, tiene un valor de  $K_s$  bajo, haciendo que cuando el suelo está saturado, el flujo tendrá una velocidad baja. Por lo que hace al parámetro  $n$  de la curva de retención de humedad, que es su pendiente, evidencia que este suelo tiene una alta capacidad de retención de agua, ya que su pendiente es moderadamente baja. Por lo que hace al suelo franco – arenoso, muestra otras características contrarias. Su valor de  $K_s$  es importante, mientras que el parámetro  $n$ , muestra que el suelo tiene mucha menos capacidad de retención de agua que el suelo de Foradada.

**Tabla 1.** Parámetros hidráulicos medidos del suelo de la parcela de cultivo de Foradada y del suelo franco arenoso extraído de la base de datos de Hydrus.

Suelo	$\theta_r$	$\theta_r$	$\alpha$ (1/h)	$n$ (-)	$K_s$ (cm/d)	$I$ (-)
Foradada	0,012	0,473	0,0678	1,186	12	0,5
Franco-arenoso	0,05	0,410	0,124	2,280	350	0,5

### 3.2.- Riego óptimo suelo de Foradada

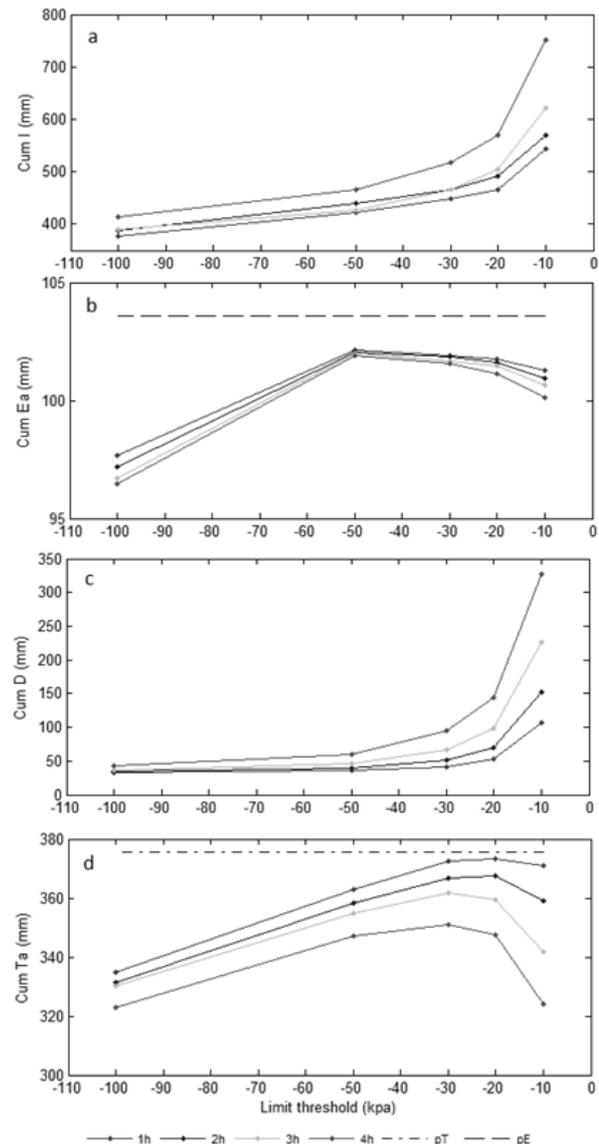
En la Fig.1., se presentan los componentes del balance de agua resultantes de todas las estrategias de riego simuladas con el suelo de Foradada.

La Fig.1a representa el agua aplicada, donde se puede observar que, si hay que mantener el suelo en succiones más altas, como, por ejemplo -10 kPa, hay que aplicar más agua. Por lo contrario, si se aplica riego con menos frecuencia, como, por ejemplo, cuando el suelo está a -100 kPa, no es necesario aplicar tanta agua. Este fenómeno se acentúa cuando el  $t_{ir}$  cambia, es decir, se aplica más agua cuando se aplican riegos largos como de  $4 \text{ h} \cdot \text{d}^{-1}$ , que cuando se aplican riegos cortos. En este caso, los resultados muestran que no es necesario aplicar agua durante varias horas, para mantener el suelo en condiciones húmedas o de succiones altas.

En la Fig.1b se representa el agua evaporada real ( $E_a$ ) y la potencial ( $E_p$ ). En este caso, existe un punto de inflexión que va en función de  $\Psi_{th}$  que describe una caída de la  $E_a$ . Esto puede explicarse con los estadios de evaporación descritos por Philip (1956) y Ritchie (1972), donde de -10 a -50 kPa, el estadio de 'energy limiting' es dominante, y de -50 a 100 kPa, lo hace el 'falling rate'.

En la Fig.1c se representa el agua drenada (D). En este caso, los resultados pueden ser relacionados con los resultados de agua aplicada, ya que como más horas de riego a succiones altas, más D se produce. Estos resultados pueden ser de utilidad en el caso de que haya problemas de salinidad del suelo.

Finalmente, la Fig.1d representa los resultados de la  $T_a$  y la  $T_p$ . Los resultados presentan distintos comportamientos en función, sobre todo de  $\Psi_{th}$ . Existe en rango de succión, entre -20 y -40 kPa, donde la  $T_a$  es muy cercana a  $T_p$ , satisfaciendo la demanda del cultivo. En contraste, a medida que la succión decrece y que se acerca al punto de saturación, la  $T_a$  decrece sustancialmente. Esto describe la función de estrés hídrico de Feddes utilizada en el modelo. Referente a  $t_{ir}$ , remarcar que modifica los resultados y que el patrón de transpiración se mantiene. Los resultados muestran que aplicar riego durante varias horas hace disminuir la  $T_a$ , hecho que se podría explicar con las propiedades hidráulicas presentadas anteriormente. Dada la baja  $K_s$  y  $n$ , puede hacer que, si se aplican riegos largos, el suelo se satura disminuyendo la  $T_a$ . El riego óptimo para el suelo de Foradada, en términos de  $T_a$ , sería cuando  $\Psi_{th}$  está alrededor de -20 a -40 kPa y  $t_{ir}$  es de  $1 \text{ h} \cdot \text{d}^{-1}$ .



**Fig. 1.** Componentes del balance de todas las estrategias de riego simuladas con el suelo de Foradada. En el eje X, se representa  $\Psi_{th}$  definido previamente, mientras que en el eje Y hay representado el volumen de agua consumido por cada componente del balance y, finalmente, cada línea representa un  $t_{ir}$  distinto.

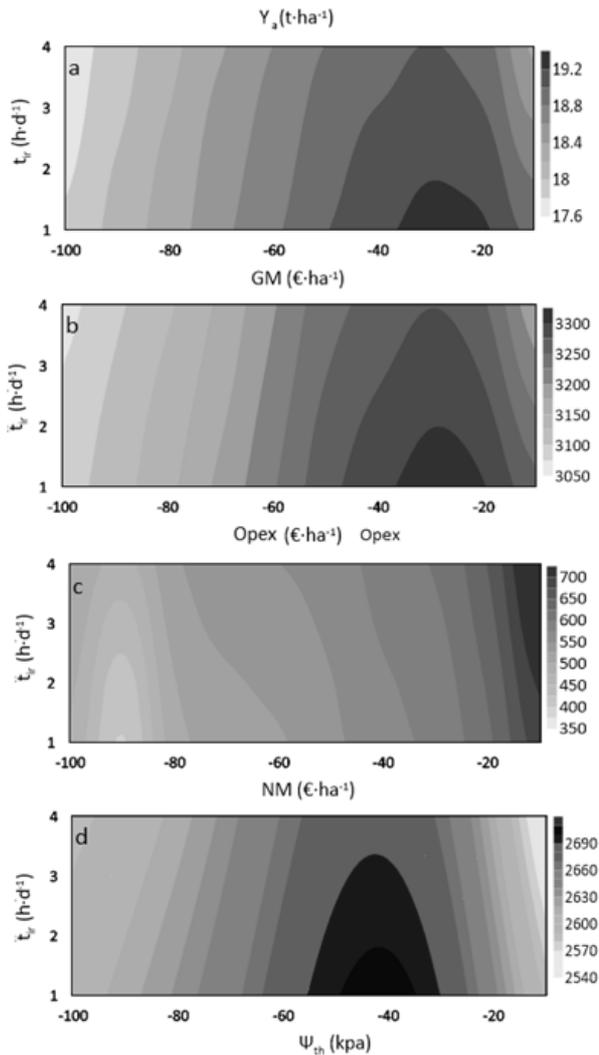
En la Fig.2 hay representados los elementos principales de la función objetivo para determinar el NM en el caso de Foradada.

La Fig. 2a representa los resultados de  $Y_a$ , que son muy similares a los resultados de  $T_a$ , con una transpiración máxima entre succiones de -20 a -40 kPa, y tiempos de riego de 1 o 2  $\text{h} \cdot \text{d}^{-1}$ . Estos resultados también son muy similares a los que refleja la Fig.2b que representa el GM. La razón es que solamente se ha multiplicado  $Y_a$  por  $C_y$ , haciendo los resultados proporcionales los unos con los otros.

La Fig.2c representa los gastos de  $O_{pex}$ , que pueden relacionarse con los resultados de agua aplicada. En este caso, se puede apreciar que, a succiones más altas

y tiempos de riego altos, los gastos relacionados con el riego aumentan.

Finalmente, la Fig.2d representa el NM. En este último caso, se puede apreciar que la estrategia que podría proporcionar más NM es cuando  $\Psi_{th}$  está alrededor de -40 kPa y los riegos son de  $t_{ir}$  1 h·d<sup>-1</sup>. Este riego óptimo difiere un poco del definido con los datos de  $T_a$ , esto puede ser explicado que los datos de  $O_{pex}$  condicionan al resultado final de NM, ya que, a succiones más altas,  $O_{pex}$  aumenta decreciendo NM.



**Fig.2.** Elementos principales de la función objetivo para determinar el margen neto (NM). En el eje de las X hay representado  $\Psi_{th}$ , en el eje de las Y hay  $t_{ir}$ , mientras que los resultados están representados mediante un gráfico de contorno.

Todos los resultados analizados, muestran que el suelo de Foradada, dadas sus propiedades hidráulicas, requiere aplicar riegos moderadamente frecuentes y cortos. De este modo, el frente de humectación puede infiltrarse y redistribuirse en el perfil sin saturar por completo el suelo y llegando a la zona radicular.

### 3.3.- Riego óptimo suelo teórico

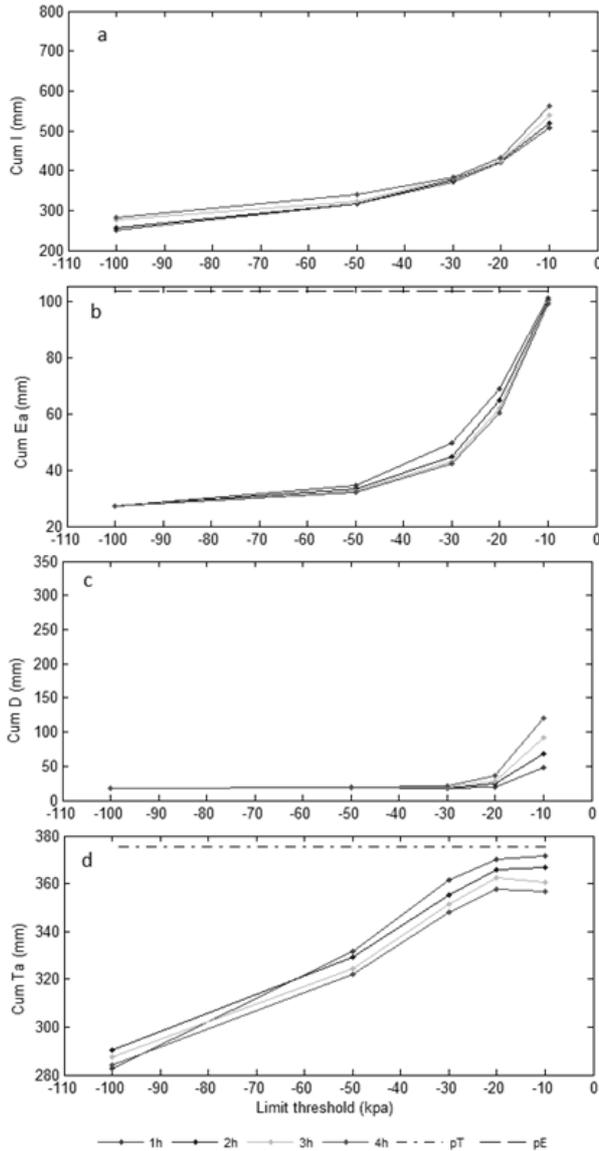
Los mismos resultados que en el suelo de Foradada se han graficado para poder comparar y demostrar si los parámetros hidráulicos modifican el riego óptimo.

El agua aplicada en este suelo (Fig.3a), se puede apreciar que a diferencia del suelo de Foradada,  $t_{ir}$  no modifica sustancialmente los resultados. Esto puede ser explicado que, por ejemplo, para mantener el suelo a una determinada succión, se puede aplicar agua durante 1 h·d<sup>-1</sup> 4 días consecutivos, que aplicar agua durante 4 h·d<sup>-1</sup> cada 4 días. Este comportamiento puede corresponder a un suelo sin problemas de infiltración y redistribución de la humedad dentro del perfil, permitiendo que riegos cortos sean capaces de humectar el punto que controla el riego.

El agua evaporada (Fig.3b), solamente presenta uno de los estadios descritos anteriormente. Este corresponde al de falling rate, correspondiente a que el agua es infiltrada en el perfil del suelo, alejándose de la superficie del suelo evitando la evaporación.

Por lo que hace a el agua drenada (Fig.3c), en muchas de las estrategias es casi nulo, excepto en succiones altas.

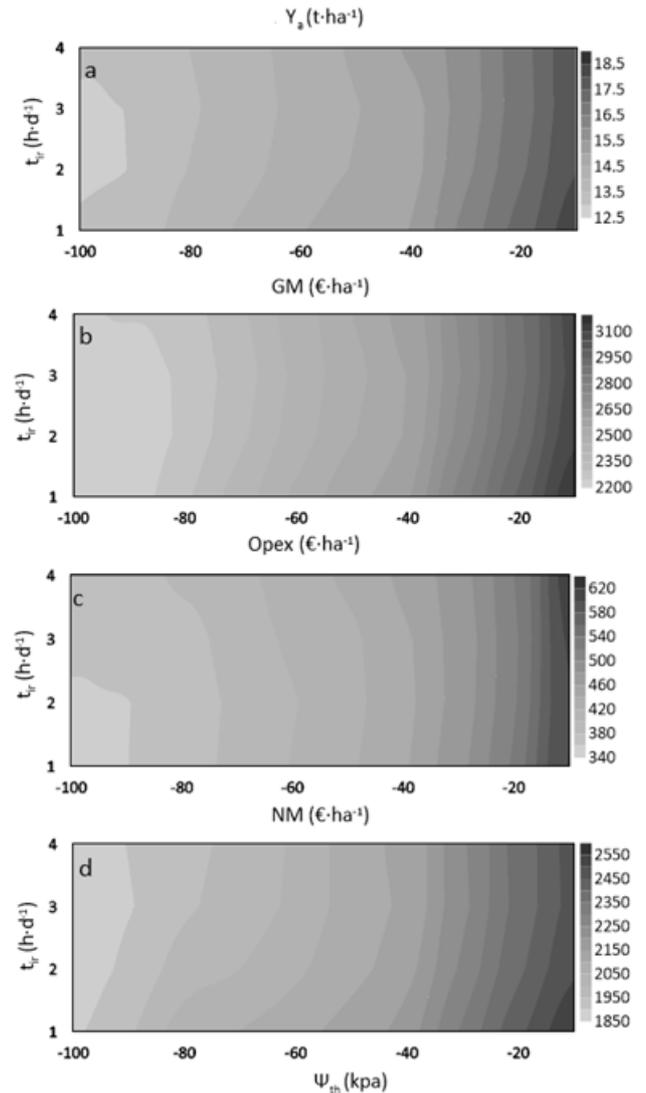
Finalmente, en el caso de  $T_a$  (Fig.3d), existe una  $T_a$  óptima entre -10 y -20 kPa, pero a partir de este punto, la  $T_a$  decrece de forma lineal. En este caso, a succiones altas la  $T_a$  no decrece, manifestando otra vez que en este suelo no se produce la saturación del suelo dada la buena redistribución de humedad.



**Fig. 3.** Componentes del balance de todas las estrategias de riego simuladas con el teórico Franco – Arenoso.

En la Fig.4 hay representados los resultados del análisis económico para el suelo Franco – Arcilloso. Si se comparan los resultados con el suelo de Foradada, se observa que la principal diferencia es que  $t_{ir}$  no modifica sustancialmente los resultados de  $Y_a$ , GM,  $O_{pex}$  y NM, pero sí que lo hace  $\Psi_{th}$ . El máximo NM mostrado por la Fig.4d, es cuando  $\Psi_{th}$  es -10 kPa y los tiempos de riego son de 1 h·d<sup>-1</sup>, o con otras palabras, la estrategia óptima sería aplicar riegos cortos y frecuentes.

En este caso, el suelo analizado requiere de riegos frecuentes y cortos por tal de obtener el máximo NM. Esto se debe a su moderada capacidad de retención de agua que produce que el suelo tenga una buena infiltración del agua y sin problemas para humectar la zona radicular.



**Fig.4.** Elementos principales de la función objetivo para determinar el margen neto (NM) para el suelo teórico Franco – Arenoso.

#### 4.- Conclusiones

En este trabajo se ha presentado una metodología que simula distintas estrategias de programación de riego y que es capaz de determinar cuál de ellas es la más óptima.

Se ha demostrado que, en función de la estrategia de riego, los componentes del balance de agua cambian haciendo una estrategia más o menos eficiente y sostenible.

Para poder aplicar una estrategia de riego óptima, hay que tener en cuenta las propiedades hidráulicas del suelo y entender cómo se mueve el agua en él. En los dos ejemplos presentados en este estudio, para el suelo de Foradada, el riego óptimo sería definido por  $\Psi_{th}$ , -40 kPa y  $t_{ir}$  a 1 h·d<sup>-1</sup>, mientras que para el caso de un suelo franco – arenoso, sería de  $\Psi_{th}$ , -10 kPa y  $t_{ir}$  a 1 h·d<sup>-1</sup>.

**Agradecimientos.** Queremos agradecer la buena disposición de Aigües Segarra i Garrigues (ASG) para ceder datos para completar este trabajo.

## Bibliografía

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., Ab, W., 1998. Allen\_FAO1998 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2010.12.001>
- Arbat, G., Puig-Bargués, J., Barragán, J., Bonany, J., Ramírez de Cartagena, F., 2008. Monitoring soil water status for micro-irrigation management versus modelling approach. *Biosyst. Eng.* 100, 286–296. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2008.02.008>
- Dabach, S., Lazarovitch, N., Šimůnek, J., Shani, U., 2013. Numerical investigation of irrigation scheduling based on soil water status. *Irrig. Sci.* 31, 27–36. <https://doi.org/10.1007/s00271-011-0289-x>
- Feddes, R.A., 1974. Uptake by Root Systems  $\phi IK(O)O(hq-z)K(O)[hr - h(z)]/b(z)$ .
- Martínez-Romero, A., Martínez-Navarro, A., Pardo, J.J., Montoya, F., Domínguez, A., 2017. Real farm management depending on the available volume of irrigation water (part II): Analysis of crop parameters and harvest quality. *Agric. Water Manag.* 192, 58–70. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.06.021>
- Philip, J.R., 1956. Evaporation, and soil moisture and heat fields in the soil. *J. Meteorol.* 14, 354–366.
- Raes, D., Steduto, P., Hsiao, T.C., Fereres, E., 2017. AquaCrop 151.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *J. Appl. Phys.* 1, 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Ritchie, J.T., 1972. Model for Predicting Evaporation from a Row Crop with Incomplete Cover. *Water Resour. Res.* 8, 1204–1213.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., Van Genuchten, M.T., 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163–176. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00466-8)
- Schelle, H., Heise, L., Jänicke, K., Durner, W., 2013. Water retention characteristics of soils over the whole moisture range: A comparison of laboratory methods. *Eur. J. Soil Sci.* 64, 814–821. <https://doi.org/10.1111/ejss.12108>
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.T., Šejna, M., 2016. Recent Developments and Applications of the HYDRUS Computer Software Packages. *Vadose Zo. J.* 15, 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.04.0033>
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.T., Šejna, M., 2008. Development and Applications of the HYDRUS and STANMOD Software Packages and Related Codes. *Vadose Zo. J.* 7, 587. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0077>
- Siyal, A.A., Skaggs, T.H., 2009. Measured and simulated soil wetting patterns under porous clay pipe sub-surface irrigation. *Agric. Water Manag.* 96, 893–904. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.11.013>
- Skaggs, T.H., Trout, T.J., Rothfuss, Y., 2010. Drip Irrigation Water Distribution Patterns: Effects of Emitter Rate, Pulsing, and Antecedent Water. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 1886. <https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0341>
- Stewart, J.I., Hagan, R.M., Pruitt, W.O., Hanks, R.J., Riley, P., J., Danielson, R.E., Franklin, W.T., Jackson, E.B., 1977. Optimising crop production through control Report, of water and salinity levels in the soil.
- Twarakavi, N.K.C., Sakai, M., Šimůnek, J., 2009. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. *Water Resour. Res.* 45, 1–9. <https://doi.org/10.1029/2009WR007944>
- van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* <https://doi.org/doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>

## EVALUACIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO SIMPA MEDIANTE DIFERENTES PRODUCTOS DE SATÉLITE Y MODELACIÓN

José Martínez-Fernández\*, Ángel González-Zamora, Laura Almendra-Martín, Carlos M. Herrero-Jiménez, Nilda Sánchez

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

**RESUMEN.** Se ha evaluado la base de datos de humedad del suelo generada por el modelo SIMPA (Sistema Integrado para la Modelación de la Precipitación-Aportación), única base de datos de humedad del suelo disponible en nuestro país. Las series de SIMPA se han comparado con las de la base de datos de satélite CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*) y con las del modelo Lisflood, LF (*European Flood Awareness System*), durante los periodos coincidentes (SIMPA-CCI 1979-2010, SIMPA-LF 1990-2010) y para las principales cuencas españolas. Los resultados muestran un buen grado de similitud. El máximo acuerdo se da al expresar los datos en términos de grado de saturación y con las anomalías, y los resultados son algo mejores en el caso de la comparación con LF. Respecto a las anomalías, el porcentaje de acuerdo en la identificación de periodos de sequía oscila entre 76.0-95.7% (SIMPA-CCI) y 90.9-98.3% (SIMPA-LF).

**ABSTRACT.** The soil moisture database generated by the SIMPA (Integrated System for Rainfall-Runoff Modelling) model has been assessed. It is the unique available soil moisture database in Spain. SIMPA series have been compared with the CCI (Climate Change Initiative, European Space Agency) satellite database and the Lisflood, LF (European Flood Awareness System) model series, during the coincident periods (SIMPA-CCI 1979-2010, SIMPA-LF 1990-2010), and for the main Spanish basins. The maximum agreement was obtained when data were expressed in terms of degree of saturation and with anomalies, and the results are slightly better for the comparison with LF. Regarding the anomalies, the agreement on the identification of drought periods varies between the 76.0-95.7% (SIMPA-CCI) and 90.9-98.3% (SIMPA-LF).

### 1.- Introducción

La humedad del suelo es una variable clave que interviene y, a la vez, controla multitud de procesos de gran relevancia en la interfase entre la Atmósfera, la Hidrosfera y la Biosfera. Se trata, además, de una variable que se utiliza en múltiples aplicaciones en Agricultura, Hidrología, Meteorología o Ecología. Todo ello hace que sea cada vez más demandada por investigadores y técnicos en esos campos. Sin embargo, se trata de una variable de la que,

hasta hace poco, se disponía de información escasa y dispersa debido a la dificultad de su obtención y al coste de los sensores para su medición. Como consecuencia de esas particularidades, las mediciones *in situ* han generado, casi siempre, series de corta duración y, dada su elevada variabilidad, se han caracterizado por una reducida representatividad espacial.

Como alternativa, y con el objeto de evitar dichas dificultades, se ha recurrido a otras aproximaciones. Se trata, fundamentalmente, de la modelación y la teledetección. En el primer caso, o bien se han desarrollado modelos específicos para la estimación de la humedad del suelo (Brocca et al. 2008), o bien se ha recurrido a modelos hidrológicos que, aunque fueron diseñados con otra finalidad (de Roo et al. 2000), generan como salida adicional la variable humedad del suelo. En relación con la segunda aproximación, en los últimos años ha habido un gran interés por la recuperación de la humedad del suelo mediante sensores remotos y eso ha posibilitado un enorme desarrollo científico y técnico (Mohanty et al. 2017; Rodríguez-Fernández et al. 2019).

Cada vez resulta más necesario disponer de bases de datos de humedad del suelo con la resolución espacial y a la escala temporal más adecuadas. Estas bases de datos son imprescindibles para campos como la modelación y la predicción meteorológica (Dirmeyer y Halder, 2016), el análisis de la sequía agrícola (Martínez-Fernández et al. 2015), de la dinámica de la cubierta vegetal (Mathys et al. 2014) o de los riesgos naturales (Petropoulos y Islam, 2018). En España la única base de datos puesta a disposición pública, hasta el momento, ha sido la generada por el modelo SIMPA (Sistema Integrado para la Modelación de la Precipitación-Aportación), incorporada al Sistema Integrado de Información del Agua (SIA) y gestionada por el CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas). Este modelo fue propuesto por Ruiz García (1999) y se utiliza como herramienta para la gestión de los recursos hídricos por parte de los organismos de cuenca, y una de sus salidas es la humedad del suelo.

Como quiera que la humedad del suelo del modelo SIMPA no ha sido validada hasta la actualidad, el presente trabajo ha planteado como objetivo llevar a cabo su evaluación. Para ello se han utilizado dos bases de datos de referencia, una proveniente de la modelación y otra de la teledetección, y el análisis se ha realizado para las principales cuencas españolas.

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Humedad del suelo SIMPA

SIMPA es un modelo de balance distribuido que reproduce los procesos esenciales de transporte de agua que tienen lugar en cada una de las celdas de la cuenca (Ruiz García, 1999). Se trata de un modelo que simula una serie de variables, y entre ellas la humedad de suelo, a escala mensual y con una resolución espacial de 1 km. Para este trabajo se ha utilizado la base de datos con la humedad del suelo media mensual correspondiente a las principales cuencas de España, que está disponible en la web del SIA (<https://servicio.mapama.gob.es/sia/visualizacion/descargas/series.jsp>). El periodo de análisis de dicha base comprende desde 1979 hasta 2010. En la comparación con los otros dos productos se han utilizado los periodos coincidentes.

### 2.2. Humedad del suelo CCI

Se ha empleado el producto CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*) combinado de humedad del suelo diaria con una resolución espacial de 25 km. Se ha utilizado la versión 4.2, que fusiona todos los productos de los diferentes sensores activos y pasivos que directamente recuperan humedad del suelo (Dorigo et al., 2017). La base de datos de CCI ha sido validada en numerosos trabajos en diferentes países y, recientemente, en España (González-Zamora et al. 2019). A partir de la humedad del suelo superficial de CCI, y siguiendo la metodología de González-Zamora et al. (2016), se ha obtenido la humedad en la zona radicular. A partir de los datos diarios se han calculado los promedios mensuales y espaciales a escala de cuenca, entre enero de 1979 y diciembre de 2010. Como quiera que la serie de CCI tiene más lagunas de datos en los primeros años, como consecuencia del mayor tiempo de revisita de los satélites que operaban en esa primera fase, se ha hecho un análisis adicional referido al periodo 2002-2010, en el que dichas lagunas se reducen notablemente. Para este último periodo la disponibilidad de datos es del 96%, frente al 56% de la serie completa.

### 2.3. Humedad del suelo Lisflood

Lisflood (LF) es un modelo distribuido lluvia-escurrentía que forma parte del *European Flood Awareness System*, EFAS (Thielen et al. 2009) y proporciona información en tiempo casi-real de diferentes variables, incluida la humedad del suelo (de Roo et al. 2000). Entre otras aplicaciones, las anomalías calculadas a partir de la humedad del suelo de LF son las que utiliza el *European Drought Observatory*, EDO (*Joint Research Centre*), que es la principal iniciativa de monitorización de la sequía en el continente europeo.

Para este trabajo se han utilizado datos de humedad del suelo diaria con una resolución espacial de 5 km desde el año 1990 hasta 2010. Esta información ha sido promediada a escala mensual y para cada una de las cuencas.

### 2.4. Metodología de evaluación

Puesto que SIMPA genera la humedad del suelo en mm y, tanto LF como CCI estiman dicha variable de forma

volumétrica, se han convertido a mm las bases de datos de estos dos productos. Al mismo tiempo, se ha considerado como profundidad de referencia para los tres productos 1 m. Esto es relevante porque, mientras que en el caso de CCI esa es la profundidad para la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular, en los otros dos casos no está claramente identificada. SIMPA utiliza una profundidad que varía con el uso del suelo, con el objeto de calcular el parámetro denominado capacidad máxima de almacenamiento de agua del suelo. LF, por su parte, simula a partir de un esquema de dos capas (*topsoil* y *subsoil*), haciendo corresponder la primera con la profundidad de la zona de raíces, pero sin especificar a qué profundidad se refiere. Con el objeto de relativizar el efecto derivado de esa indefinición, el análisis se ha realizado también convirtiendo la humedad del suelo en grado de saturación.

El estudio se ha llevado a cabo de forma individualizada para cada una de las ocho grandes cuencas españolas: Miño-Sil, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Ebro, Júcar y Segura.

Para la comparación entre las diferentes bases de datos y con el objeto de evaluar la idoneidad de SIMPA, se ha empleado el análisis de correlación (Pearson), como es común en los trabajos de validación de productos de humedad del suelo (Entekhabi et al 2010).

Por último, en el análisis se han utilizado también las anomalías de humedad del suelo, siguiendo la metodología del EDO:

$$Anomalia_t = \frac{X_t - \bar{X}}{\delta}$$

donde  $X_t$  es la humedad del mes  $t$ , y  $\bar{X}$  y  $\delta$  son la media y la desviación tipo de la serie, respectivamente. Para evaluar la aptitud de SIMPA para la monitorización de la sequía, se calculó el porcentaje de coincidencia de meses con valores negativos con CCI y LF. Se considera una situación de sequía cuando se produce una desviación, indicada por los valores negativos, con respecto a las condiciones normales (Cammalleri et al. 2017).

## 3.- Resultados y discusión

A partir de los resultados del análisis de comparación realizado (Tabla 1), se observa que existe una muy buena correlación entre las series de humedad del suelo de la base de datos de SIMPA y las de los otros dos productos. En el caso de CCI para el periodo completo, el coeficiente de correlación (R) oscila entre 0.66 en la cuenca del Miño-Sil y 0.83 en la del Tajo. Cuando se circunscribe el análisis al periodo 2002-2010 que, como se mencionó anteriormente, es el periodo en el que la serie de satélite es más completa, los valores de R suben en todas las cuencas, oscilando entre 0.75 en la del Segura y 0.88 en la del Miño-Sil. El promedio de R en los dos periodos analizados es bastante aceptable, 0.74 y 0.86, respectivamente. En la figura 1 se muestra, a modo de

ejemplo, y por limitaciones de espacio, la evolución de la humedad del suelo en términos de grado de saturación en el caso de una cuenca atlántica (Miño-Sil) y otra mediterránea (Ebro). En general, se observa que el paralelismo en la evolución temporal es considerable, a pesar de que, en algún caso, como ocurre en la cuenca del Ebro, pueda haber discrepancias en la comparación con el producto satelital, sobre todo para valores altos.

**Tabla 1.** Resultados del análisis de correlación (R, Pearson) de SIMPA con CCI y LF.

Cuenca	SIMPA vs CCI		SIMPA vs LF
	1979-2010	2002-2010	1990-2010
MIÑO-SIL	0.66	0.88	0.96
DUERO	0.79	0.82	0.91
TAJO	0.83	0.86	0.91
GUADIANA	0.78	0.79	0.84
GUADALQUIVIR	0.77	0.84	0.87
SEGURA	0.69	0.75	0.81
JUCAR	0.68	0.81	0.87
EBRO	0.74	0.86	0.93
Promedio	0.74	0.83	0.89

Todos los casos son significativos con  $p < 0.01$ .

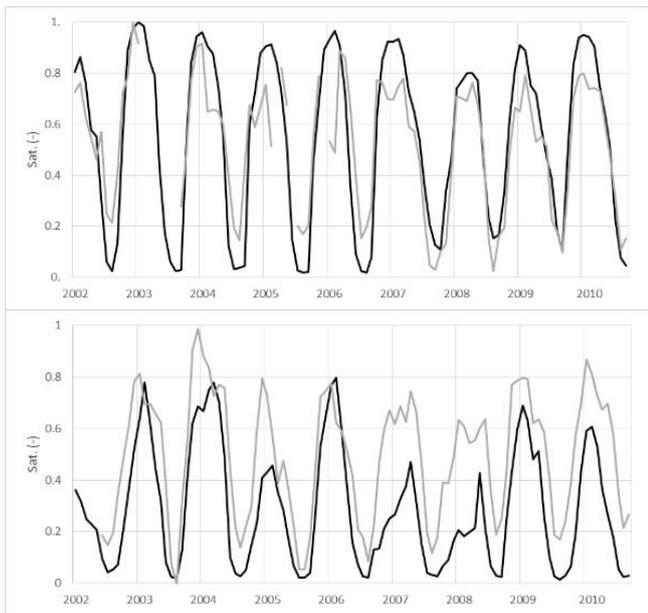


Figura 1. Comparación de las series temporales de humedad del suelo (grado de saturación) de SIMPA (negro) y CCI (gris), de las cuencas del Miño-Sil (arriba) y Ebro (abajo). Periodo 2002-2010.

Con el objeto de analizar las razones que puedan estar detrás de las diferencias encontradas entre las diferentes cuencas, se ha correlacionado el valor de R entre SIMPA y CCI con el porcentaje de usos del suelo (Tabla 2) y se ha visto que existe una relación positiva (0.76) y significativa ( $p < 0.05$ ) con la cantidad de superficie dedicada a agricultura. En el caso de la superficie de bosque la correlación también es alta y, en este caso, negativa, pero

sin significación estadística (-0.69). Por lo tanto, se podría decir que la coincidencia entre SIMPA y CCI es mayor cuanto más superficie agrícola y menos forestal hay en la cuenca. En cualquier caso, resulta complicado establecer una relación causa-efecto concluyente. De hecho, para el periodo 2002-2010 (Fig. 1), el valor más alto de R se da en la del Miño-Sil (Tabla 1). En la estimación de humedad del suelo con sensores de microondas se considera, a priori, que la presencia de cubierta vegetal densa, por encima de un contenido de agua en la vegetación de 4-5 kg/m<sup>2</sup>, dificulta la estimación (Kerr et al. 2016). Esto estaría en consonancia con el hecho de que, para la serie completa, la comparación haya salido peor en las cuencas más forestales que en las más agrícolas, atribuyendo la responsabilidad de las discrepancias al producto satelital más que al modelizado. Sin embargo, en algunos trabajos se ha visto que CCI obtiene muy buenos resultados al validarla en zonas forestales (González-Zamora et al. 2019).

**Tabla 2.** Porcentaje promedio (1979-2010) de usos del suelo en cada una de las cuencas.

Cuenca	Agrícola	Bosque	Pastizal	Otros
MIÑO-SIL	29.08	62.97	6.37	1.58
DUERO	65.94	22.56	7.83	3.67
TAJO	52.92	27.66	12.09	7.33
GUADIANA	73.86	15.13	4.94	6.07
GUADALQUIVIR	64.46	24.26	2.36	8.91
SEGURA	44.05	25.14	11.11	19.71
JUCAR	45.48	37.53	4.26	12.72
EBRO	54.46	32.01	4.90	8.63

Fuente: ESA CCI Land Cover (v2.07)

En el caso de la comparación entre SIMPA y LF, los resultados son aún mejores (Tabla 1). El valor de R oscila entre 0.81 (Segura) y 0.96 (Miño-Sil). El promedio de todas las cuencas españolas es de 0.93. Parece claro que, aun partiendo de dos enfoques de modelación diferentes, la similitud entre ambas bases de datos es muy alta. La evolución temporal de las series (Fig. 2) pone en evidencia la enorme semejanza entre los dos productos de humedad del suelo. En el ejemplo que se muestra, relativo al grado de saturación, nuevamente se observa que en el caso del Miño-Sil el ajuste es casi perfecto y en el Ebro, aun existiendo un gran paralelismo, hay algunas discrepancias, sobre todo en los valores elevados. Detrás de este peor encaje podría estar también la dificultad y la complejidad que es inherente al funcionamiento de los sistemas hidrológicos mediterráneos (Thornes et al. 2009).

En este caso, no se ha encontrado ninguna correlación significativa entre el ajuste entre SIMPA y LF con el porcentaje de usos del suelo. Por lo tanto, además de encontrar una mayor semejanza entre ambos que la observada con la base de datos satelital, parece que no hay influencia del tipo de uso del suelo predominante en los resultados.

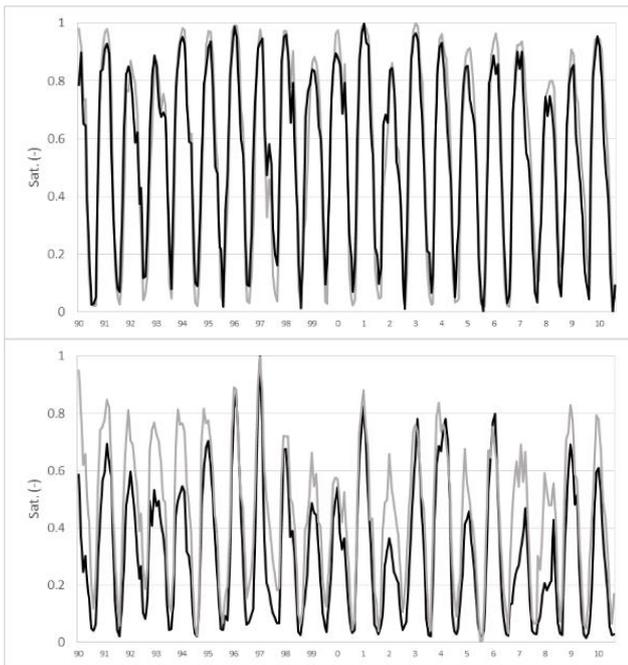


Figura 2. Comparación de las series temporales de humedad del suelo (grado de saturación) de SIMPA (negro) y LF (gris), de las cuencas del Miño-Sil (arriba) y Ebro (abajo). Periodo 1990-2010.

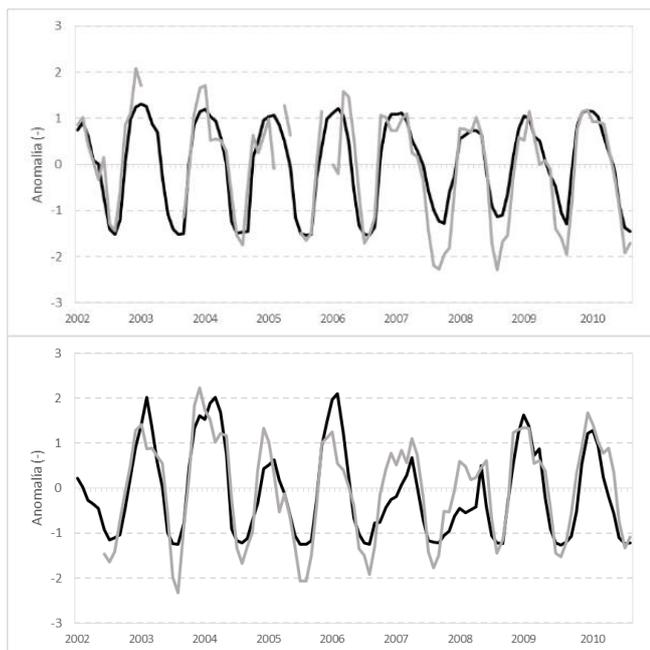


Figura 3. Comparación de las series temporales de anomalías de humedad del suelo de SIMPA (negro) y CCI (gris), de las cuencas del Miño-Sil (arriba) y Ebro (abajo). Periodo 2002-2010.

Otra razón que podría estar detrás de las diferencias encontradas, sería la relacionada con la incertidumbre, ya mencionada, a la hora de precisar la profundidad a la que hace referencia la humedad del suelo de esas bases de datos. De ahí, quizá también, el hecho de que haya una mayor similitud entre los dos productos derivados de la modelación, que entre el del modelo español y la base de datos satelital. En esta última, se considera la zona radicular como el primer metro de profundidad, pues ha sido obtenido

a partir de una metodología (Pablos et al. 2018) que se apoya en una optimización realizada con un producto del satélite SMAP (SMAP L4 *Global 3-hourly 9 km Surface and Root-Zone Soil Moisture*) cuya profundidad es esa misma (Reichle et al. 2017).

Para el análisis comparativo se utilizaron también las series temporales de anomalías de humedad del suelo. Se trata de analizar la aptitud de la base de datos SIMPA para un tipo de aplicación que cada vez tiene más demanda, como es la monitorización de la sequía (Petropoulos y Islam, 2018). Por lo general, este fenómeno natural se ha analizado mediante enfoques basados, fundamentalmente, en variables climáticas (Vicente-Serrano et al. 2010). Sin embargo, gracias a la creciente disponibilidad de bases de datos, la humedad del suelo se está utilizando cada vez con más frecuencia como variable indicadora de la sequía y desde múltiples perspectivas (Martínez-Fernández et al. 2015; Sánchez et al. 2016). Prueba de este interés creciente es su utilización en sistemas de monitorización de la sequía como el europeo (EDO) o el de Estados Unidos (*US Drought Monitor*).

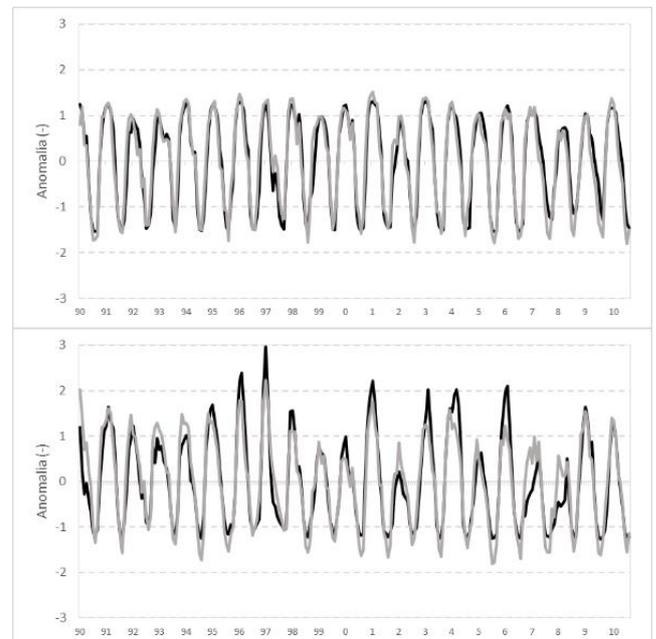


Figura 4. Comparación de las series temporales de anomalías de humedad del suelo de SIMPA (negro) y LF (gris), de las cuencas del Miño-Sil (arriba) y Ebro (abajo). Periodo 1990-2010.

Tanto en el caso de la comparación de las anomalías de SIMPA con las de CCI (Fig. 3), como con las de LF (Fig. 4), el resultado es sumamente satisfactorio. Nuevamente se observa que el ajuste de las series es mejor con LF que con CCI y habría que relacionar ese comportamiento con las razones ya apuntadas. Es de destacar, de igual modo, la gran similitud de la evolución de las series temporales de anomalías entre las dos bases de datos modelizadas, extensible no solo a las dos cuencas elegidas como ejemplo, sino a todas las cuencas analizadas.

Para completar este análisis, se comparó el grado de coincidencia en la determinación de los periodos de

sequía, identificados, en este caso, por los meses en los que el valor de la anomalía es negativo. Por lo que se refiere a la comparación entre SIMPA y CCI, el valor medio de coincidencia entre todas las cuencas es del 87.7% (Tabla 3), y oscila entre el 76% de la del Miño-Sil y el 95.7% de la del Tajo. En el caso de la comparación entre SIMPA y LF los resultados son aún mejores. El promedio de coincidencia para todas las cuencas es del 94.3%, y oscila en cada una de ellas entre el 90.9% de la del Miño-Sil y el 98.3% que comparten las del Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir.

**Tabla 3.** Porcentaje de coincidencia en la detección de sequía (anomalías negativas) de SIMPA con CCI y LF.

Cuenca	SIMPA vs CCI	SIMPA vs LF
MIÑO-SIL	76.0	90.9
DUERO	91.2	98.3
TAJO	95.7	98.3
GUADIANA	94.6	98.3
GUADALQUIVIR	95.4	98.3
SEGURA	92.9	97.6
JUCAR	91.7	96.4
EBRO	87.7	94.3
Promedio	90.6	96.5

De nuevo se observa que los dos productos modelizados presentan una mayor similitud. En ambas comparativas, la cuenca atlántica registra valores más bajos que todas las demás. A diferencia de lo que se observaba en relación con las series de humedad del suelo, con las anomalías parece haber un comportamiento distintivo en el caso de la cuenca más húmeda con respecto a las demás, que son eminentemente mediterráneas. De cualquier modo, SIMPA parece mostrar una muy buena efectividad en relación con la monitorización de la sequía.

#### 4.- Conclusiones

En este trabajo ha sido validada la base de datos de humedad del suelo del modelo SIMPA con otras dos bases de datos, una de ellas generada también mediante modelación (LF) y la otra de carácter satelital (CCI). Las series de contenido de agua del suelo SIMPA han mostrado un elevado grado de afinidad con ambas. En el caso de la comparación con CCI la correlación ha sido buena, aunque algo menor que con LF, con la que el coeficiente de correlación ha estado en torno a 0.9 de promedio. El ajuste de las series ha sido, por tanto, muy satisfactorio, sobre todo cuando la humedad se expresa en términos de grado de saturación. Las discrepancias observadas pueden obedecer, por un lado, a la incertidumbre planteada a la hora de establecer la profundidad de referencia de los tres productos y, por otro, a la incidencia que pudiera tener el tipo de uso del suelo y cubierta vegetal, sobre todo en lo que se refiere al producto satelital

El análisis de las series de anomalías ha puesto de manifiesto el buen comportamiento de SIMPA, y su idoneidad para ser utilizada en una aplicación de tanto interés y demanda como es la monitorización de la sequía.

Es, por tanto, una base de datos fiable, tal y como ha quedado demostrado en el análisis realizado en este trabajo. Por consiguiente, tratándose de una base de datos pública, la humedad del suelo de SIMPA podría utilizarse para múltiples aplicaciones, tanto desde el punto de vista científico como técnico, sobre todo si su accesibilidad pudiera ser completa, estuviera disponible con resoluciones espaciales más versátiles y se generara de forma operacional.

*Agradecimientos.* Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (proyecto ESP2017-89463-C3-3-R) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por financiar este estudio. Del mismo modo, agradecen a la *European Space Agency* por el suministro de la base de datos de CCI, al *European Flood Awareness System* por la de Lisflood y al CEDEX por la de SIMPA.

#### 5.- Bibliografía

- Brocca, L., F. Melone, y T. Moramarco, 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*. 22, 629-642.
- Cammalleri, C., J.V. Vogt, B. Bisselink, y A. de Roo, 2017. Comparing soil moisture anomalies from multiple independent sources over different regions across the globe. *Hydrology and Earth System Sciences*. 21, 6329-6343.
- de Roo, A.P.J., C. Wesseling, y W. van Deussen, 2000. Physically based river basin modelling within a GIS: The LISFLOOD model. *Hydrological Processes*. 14, 1981-1992.
- Dirmeyer, P.A., y S. Halder, 2016. Sensitivity of Numerical Weather Forecasts to Initial Soil Moisture Variations in CFSv2. *Weather and Forecasting*. 31, 1973-1983.
- 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.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.
- Entekhabi, D., R. Reichle, R. Koster, y W.T. Crow, 2010. Performance metrics for soil moisture retrievals and application requirements. *Journal of Hydrometeorology*. 11, 832-840.
- 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.
- 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 Sensing of Environment*. 225, 469-482.
- Kerr, Y. H., J.-P. Wigneron, A. Al Bitar, A. Mialon, y P. K. Srivastava, 2016. Soil moisture from space: techniques and limitations. In Srivastava, P. K., Petropoulos, G. P. & Kerr, Y. H. (Eds.) *Satellite Soil Moisture Retrieval: Techniques and Applications*. Elsevier, pp 3-27.
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, y A. Gumuzzio, 2015. A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. *Journal of Hydrology*. 522, 265-273.
- Mathys, A., N.C. Coops, y R.H. Waring, 2014. Soil water availability effects on the distribution of 20 tree species in western North America.

- Forest Ecology and Management*. 313, 144-152.
- Mohanty, B.P., M.H. Cosh, V. Lakshmi, y C. Montzka, 2017. Soil moisture remote sensing: State-of-the-science. *Vadose Zone Journal*. 16, DOI: 10.2136/vzj2016.10.0105.
- 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.
- Petropoulos, G.P., y T. Islam, 2018. *Remote sensing of hydro-meteorological hazards*. CRC Press - Taylor & Francis Group. 525 pp.
- Reichle, R.H., G.J.M. De Lannoy, Q. Liu, J.V. Ardizzone, A. Colliander, A. Conaty, W. Crow, T.J. Jackson, L.A. Jones, J.S. Kimball, R.D. Koster, S.P. Mahanama, E.B. Smith, A. Berg, S. Bircher, D. Bosch, T.G. Caldwell, M. Cosh, A. González-Zamora, C.D. Holifield, K.H. Jensen, S. Livingston, E. Lopez-Baeza, J. Martínez-Fernández, H. McNairn, M. Moghaddam, A. Pacheco, T. Pellarin, J. Prueger, T. Rowlandson, M. Seyfried, P. Starks, Z. Su, M. Thibeault, R. van der Velde, J. Walker, X. Wu, y Y. Zeng, 2017. Assessment of the SMAP level-4 surface and root-zone soil moisture product using in situ measurements. *Journal of Hydrometeorology*. 18, 2621–2645.
- Rodríguez-Fernández, N., A. Al Bitar, A. Colliander, y T. Zhao, 2019. Soil moisture remote sensing across scales. *Remote Sensing*. 11, 190. DOI:10.3390/rs11020190.
- Ruiz García, J.M., 1999. *Modelo distribuido para la evaluación de recursos hídricos*. CEDEX. Centro de Publicaciones. Ministerio de Fomento. 245 pp.
- Sánchez, N., A. González-Zamora, M. Piles y J. Martínez-Fernández, 2016. A new Soil Moisture Agricultural Drought Index (SMADI) integrating MODIS and SMOS products: a case of study over the Iberian Peninsula. *Remote Sensing*. 8, 287.
- Thielen, J., J. Bartholmes, M-H. Ramos, y A. de Roo, 2009. The European flood alert system – part 1: concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences*. 13, 125–140.
- Thornes, J.B., F. López-Bermúdez, y J.C. Woodward, 2009. Hydrology, river regimes, and sediment yield. In: Woodward JC (ed.) *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford: Oxford University Press, 229-253.
- Vicente-Serrano, S.M., S. Beguería, y J.I. López-Moreno, 2010. A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index - SPEI. *Journal of Climate*. 23, 1696-1718.

## USO DE LA HUMEDAD DEL SUELO SATELITAL PARA EL ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE LA PRODUCCIÓN DE TRIGO: EL CASO DE CASTILLA Y LEÓN

Laura Almendra-Martín\*, Carlos M. Herrero-Jiménez, José Martínez-Fernández, Ángel González-Zamora, Nilda Sánchez

Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias, Universidad de Salamanca. Duero, 12, 37185 Villamayor. [lauraalmendra@usal.es](mailto:lauraalmendra@usal.es), <http://campus.usal.es/~hidrus>

**RESUMEN.** Se ha empleado la base de datos de satélite CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*) con una resolución espacial de 25 km y escala temporal diaria, con el objeto de analizar si es factible su utilización para el estudio de la variabilidad del rendimiento del trigo y la detección de los periodos críticos en relación con esta variable a lo largo del ciclo fenológico. El trabajo se ha realizado con los datos de rendimiento de este cereal en Castilla y León (1979-2016). Para el análisis de correlación, los datos medios de humedad del suelo diarios se han calculado a partir de medias móviles de diferente duración (1, 7, 15 y 30 días). A escala regional, los resultados han mostrado dos periodos críticos en la relación entre humedad del suelo y rendimiento del trigo, uno en primavera y otro en otoño. Se han observado diferencias significativas a escala provincial entre las diferentes zonas.

**ABSTRACT.** The CCI (Climate Change Initiative European Space Agency) satellite database was used with a spatial resolution of 25 km and daily scale to analyze if it is feasible its use for the study of the variability of the wheat yield and the detection of critical periods in relation to this variable during the phenological cycle. The work was done with the wheat yield of the Castilla y León region (1979-2016). For the analysis of correlation, the daily average soil moisture data was calculated from moving averages of different lengths (1, 7, 15 and 30 days). At the regional level, the results showed two critical periods in the relationship between soil moisture and wheat yield, one in spring and one in autumn. Significant differences were observed at provincial scale amongst different areas.

### 1.- Introducción

Los cereales ocupan un lugar muy destacado en la agricultura mundial y gran parte de la alimentación de la población depende de su producción (FAO, 2016). En un escenario de incertidumbre climática, esta evidencia adquiere todavía más relevancia, sobre todo en regiones como la Mediterránea, en donde está previsto que la producción de cereal se vea afectada negativamente por la evolución del clima en los próximos años (Cammarano et al. 2019).

Para el análisis de la fenología de los cereales y de la variabilidad de su producción se emplean diferentes variables que hacen referencia a factores ambientales como la precipitación, la temperatura, el fotoperiodo, la vernalización y otros, casi siempre de carácter climático

(Iglesias y Quiroga, 2007; Rodríguez-Puebla et al. 2007). Por ejemplo, se ha estudiado la temperatura por su relación con el rendimiento a través de la formación del grano, de forma que se sabe que las altas temperaturas reducen la formación de los granos (Hergoz, 1986; Wiegand y Cuellar, 1981) y su calidad (Asseng et al. 2002; Martre et al. 2006). Las bajas temperaturas, entre 4 °C y 8 °C permiten la vernalización, que mejora la capacidad de floración (Porter, 1993; Ritchie, 1991). En cambio, valores por debajo de 4 °C pueden ser peligrosos si se dan en la fase de floración (WMO, 2010). En relación con las bajas temperaturas, la exposición a heladas, expresadas en horas por debajo de 0 °C, tienen un reflejo directo en el rendimiento por cuanto afectan al estrés y supervivencia de las plantas (McKersie, 1981).

La precipitación se utiliza, en ocasiones, por considerase un indicador del contenido de agua del suelo (Freebairn et al. 2018). La existencia de agua disponible para las plantas o su ausencia, sobre todo en el periodo fenológico entre floración y maduración, es un factor determinante de la calidad y cantidad de la cosecha (McMaster et al. 2005).

La radiación solar que reciben los cultivos, en particular la radiación fotosintéticamente activa, determinada a través de la intensidad y duración, es otro factor con clara influencia en el crecimiento y rendimiento de las plantas (Fischer y Stockman, 1980; Kemp y Whingwiri, 1980; McMaster et al. 1987).

Además, la mayoría de los modelos de estimación de la producción utilizan enfoques basados en datos climáticos o producto de la modelización climática (McMaster y Wilhelm, 2003; Wu et al. 2004). Cuando dichos modelos han empleado variables obtenidas a partir de sensores situados a bordo de satélites, éstas han sido mayoritariamente índices de vegetación y, con mucha frecuencia, el NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), (Han et al. 2019).

Sin embargo, a pesar de que se sabe que la disponibilidad de agua en el suelo es un factor de primera magnitud (McMaster et al. 2005), rara vez se utiliza la humedad del suelo en este tipo de análisis. Eso se ha debido, en gran medida, a la escasa disponibilidad de bases de datos adecuadas. En la mayor parte de los casos, los estudios en los que se ha aplicado el contenido de agua del suelo han empleado series de corta duración (Fares y Alva, 2000; Thompson et al. 2007), o bien series largas provenientes de la modelización, aunque de un alcance espacial muy limitado (Liang et al. 2016). En las últimas décadas ha habido un creciente interés por la investigación

y el desarrollo tecnológico en el campo de la monitorización de la humedad del suelo mediante satélite. En la actualidad se dispone de información de alcance global, con una resolución espacio/temporal adecuada para muchas aplicaciones que hasta hace poco eran impensables. No obstante, todavía son muy pocos los trabajos en los que se utiliza la humedad del suelo satelital (White et al. 2019).

En este trabajo se ha empleado la base de datos de satélite CCI (*Climate Change Initiative, European Space Agency*) (Dorigo et al. 2015), con una resolución espacial de 25 km y escala temporal diaria, con el objeto de analizar si es factible su utilización para el estudio de la variabilidad del rendimiento del trigo y la detección de los periodos críticos en relación con esta variable a lo largo del ciclo fenológico. A partir de la humedad superficial de CCI, se ha estimado la humedad en la zona radicular mediante el modelo SWI (*Soil Water Index*) (Ceballos et al. 2005; Wagner et al. 1999). El trabajo se ha realizado con los datos de rendimiento de este cereal en la comunidad autónoma de Castilla y León durante el periodo 1979-2016. Esta región es la principal productora de cereales de España y en ella se obtiene algo más del 50% del total nacional de trigo (García Navas, 2017).

## 2.- Material y métodos

### 2.1. Datos de rendimiento del trigo

Los datos de rendimiento de trigo se han obtenido del anuario de estadística del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA, 2019). Para llevar a cabo el análisis de los datos procedentes del anuario y dado que algunos de ellos proceden de documentos escaneados y con unidades de medida no empleadas actualmente, se ha elaborado una base de datos que contiene la serie de rendimientos de trigo total (sin distinguir su dureza) en grano en seco desde el año 1979 hasta el año 2016 para cada una de las provincias de la Comunidad Autónoma de Castilla y León, así como la serie regional.

### 2.2. Base de datos CCI

La base de datos de humedad del suelo *Climate Change Initiative* (CCI) de la *European Space Agency* (ESA, <http://www.esa-soilmoisture-cci.org/>), integra todos los datos disponibles desde 1979 de sensores de microondas en banda L, C, X y Ku de satélites, tanto activos como pasivos, para producir una base de datos de humedad del suelo global, consistente y de larga duración (Dorigo et al., 2017). De la base de datos CCI se ha utilizado el producto combinado de humedad del suelo diaria con una resolución espacial de 25 km, en su versión 4.2. Esta base de datos ha sido validada en numerosos trabajos en diferentes países y bajo distintas condiciones ambientales (Dorigo et al. 2015; González-Zamora et al. 2019). Dentro de Castilla y León solo se seleccionaron los píxeles de CCI que tienen un uso del suelo eminentemente agrícola, asumiendo que la mayor parte de ella está dedicada a cereales de secano y que el trigo es el cultivo más extendido (García Navas, 2017).

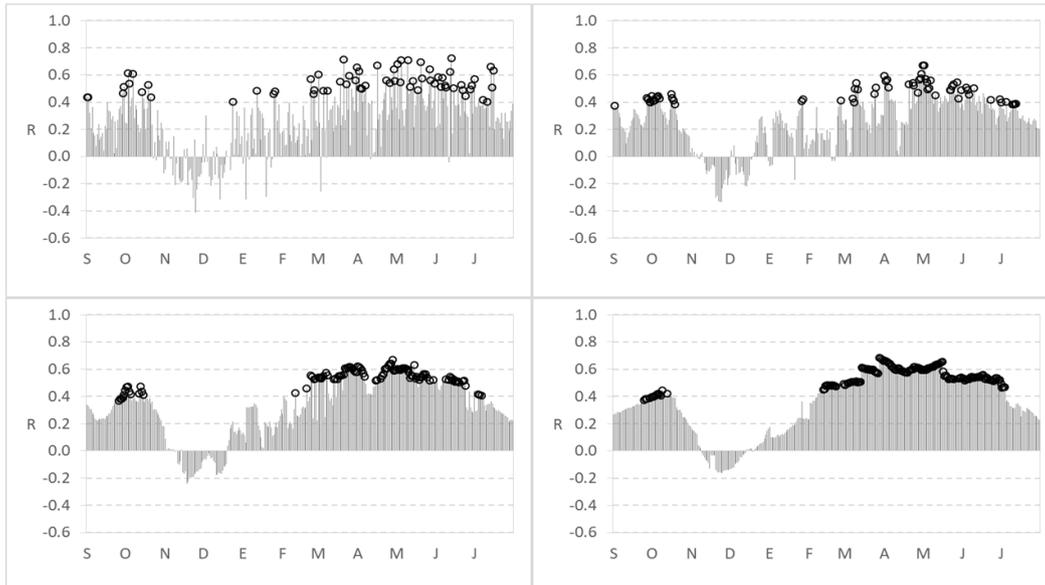
A partir de la humedad del suelo superficial de CCI, y aplicando el modelo SWI siguiendo la metodología de González-Zamora et al. (2016) y Pablos et al. (2018), se ha obtenido la humedad en la zona radicular diaria para el periodo comprendido entre enero de 1979 y diciembre de 2016.

### 2.3. Metodología

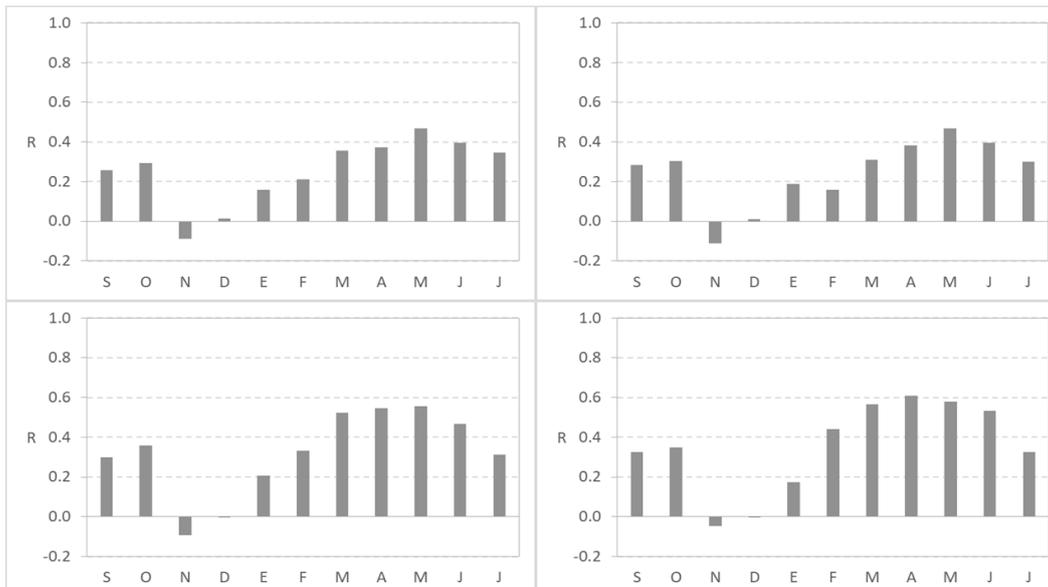
Para analizar si la humedad del suelo obtenida con satélite es útil para estudiar la variabilidad del rendimiento del trigo y detectar cuáles son los momentos críticos de su ciclo, se ha empleado el análisis de correlación. Se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (R) entre las series de datos de CCI de cada día del ciclo fenológico del trigo, calculadas como la media móvil de diferentes intervalos (1, 7, 15 y 30 días), con las series de rendimiento anual. Esto se hizo desde el día 1 de septiembre del año previo, considerado el primer día del año agrícola, hasta el 31 de julio del año correspondiente, cuando ha terminado la cosecha. Así, la serie de datos, desde 1979 hasta 2016, de cada 1 de septiembre, la serie de cada día 2 de ese mes y así sucesivamente, se correlacionaron con las series de rendimiento anual para ese mismo periodo. De ese modo, se obtuvo una serie de 334 valores de R y se identificaron aquellos que tuvieron significación estadística ( $p < 0.05$ ).

Debido a los avances en la tecnología agrícola, como es el caso de la fertilización, el uso de nuevas variedades, el control de semillas o las mejoras en el laboreo, en la mayor parte de las zonas agrícolas se ha observado a lo largo de las últimas décadas un constante aumento de la productividad (FAO, 2016). Con el objeto de excluir el factor tecnológico en la variabilidad del rendimiento del trigo y dejar solamente aquella que es debida a factores ambientales, se eliminó la tendencia en las series de rendimiento empleando el método utilizado por Potopová et al. (2015). Una vez obtenidas las series sin tendencia, se calcularon los residuos estandarizados del rendimiento (Sun et al. 2011) y se correlacionaron con los datos de CCI, tal y como se ha explicado.

Además, para estudiar la relación entre la humedad y el rendimiento del trigo, se aplicó el *iterative chi-square analysis* desarrollado por Caprio (1966). Esta metodología ha sido empleada en diferentes trabajos para estimar los valores umbral (superior o inferior) a partir de los cuales la influencia que ejerce la variable humedad sobre el rendimiento es significativa (Champagne et al., 2019; White et al., 2019). El análisis se realizó comparando los años de alto y bajo rendimiento con los de rendimiento normal. La agrupación de los distintos años se obtuvo a partir de los cuartiles, realizando previamente una media móvil de 5 años en las series de los residuos del rendimiento. El valor de chi-cuadrado ( $\chi^2$ ) se calculó utilizando una ventana móvil de 30 días y los umbrales de humedad se buscaron en intervalos de  $0.02 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ .



**Fig. 1.** Valores diarios de R entre el rendimiento de trigo en Castilla y León y la humedad del suelo CCI, para medias móviles de 1 (arriba izda.), 7 (arriba dcha.), 15 (abajo izda.) y 30 (abajo dcha.) días. Datos con significación estadística,  $p < 0.05$  (círculos).



**Fig. 2.** Medias mensuales de R entre el rendimiento de trigo en Castilla y León y la humedad del suelo CCI, para medias móviles de 1 (arriba izda.), 7 (arriba dcha.), 15 (abajo izda.) y 30 (abajo dcha.) días.

### 3.- Resultados y discusión

Los resultados del análisis de correlación (Fig. 1) ponen de manifiesto la vinculación que existe entre el rendimiento del trigo en Castilla y León y el contenido de agua en el suelo, expresado por los datos de las series de CCI. Del mismo modo, permiten determinar cuáles son los periodos críticos, es decir, aquellos en los que la humedad del suelo tiene un papel más determinante en relación con la productividad de este cereal en esta región. A pesar de que aparece mucho más definido para la ventana de 30 días de media móvil (Fig. 1), en los cuatro casos analizados se observan claramente los momentos en los que la relación entre ambas variables es significativa. Por tanto, los

resultados reflejan que los periodos más relevantes son, por un lado, la primavera entendida en un sentido amplio (marzo a junio) y, por otro, el otoño centrado en el mes de octubre. Dichos intervalos se corresponden con las fenofases que van del encañado a la maduración, y la de germinación y nascencia, respectivamente.

Si se analizan los resultados a partir de los promedios mensuales del coeficiente de correlación (Fig. 2) se puede observar con mayor definición ese patrón temporal. Por un lado, el papel secundario pero relevante del periodo otoñal de siembra, con una mayor prevalencia de octubre. Por otro, el periodo primaveral, entre marzo y junio, con un carácter más destacado en mayo en el caso de las ventanas de 1, 7 y 15 días, y abril en la de 30 días.

**Tabla 1.** Máxima diaria y mensual de R entre el rendimiento de trigo en Castilla y León y la humedad del suelo CCI, para medias móviles de 1, 7, 15 y 30 días.

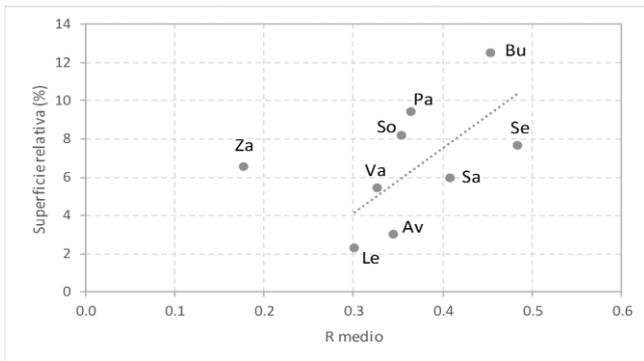
Medias móviles (días)	Diaria Máx.	Día	Mensual Máx.	Mes
1	0.71	10 mayo	0.47	mayo
7	0.67	1 mayo	0.47	mayo
15	0.67	28 abril	0.56	mayo
30	0.69	28 marzo	0.61	abril

En la Tabla 1 se recogen los valores máximos de R, tanto diarios como mensuales, obtenidos para las cuatro ventanas temporales analizadas. A escala diaria, ese máximo ha oscilado entre el 28 de marzo y el 10 de mayo. En el caso del promedio mensual, el valor máximo de R se ha obtenido en mayo para las ventanas de 1, 7 y 15 días, y abril en la de 30 días. Páscoa et al. (2017) encontraron que las condiciones del mes de mayo ejercen un gran control sobre la producción de trigo en la Península Ibérica.

En ambos casos, análisis diario y mensual, no se ha podido establecer una concreción mayor en relación con el momento crítico, sobre todo en el periodo primaveral. Esto puede haberse debido, probablemente, al hecho de considerar en su conjunto a toda la región de Castilla y León. Hay que tener en cuenta que se trata de una región muy extensa, con más de 94000 km<sup>2</sup>, y eso puede encubrir comportamientos diferenciales entre unas zonas y otras dentro de la misma región. Por esta razón, se hizo un análisis similar a escala provincial (Tabla 2). De este modo se ha podido observar como, por ejemplo, en provincias del sur de la región como Salamanca, Segovia o Ávila el mes crítico es junio, coincidente con la fase de maduración del trigo. En el caso de provincias como Burgos, Palencia o Soria, más al norte y mayor altitud media, marzo tiene un mayor protagonismo, aunque secundariamente aparece también mayo y junio. En las dos provincias más occidentales, León y Zamora, el mes con un valor promedio de R más alto es mayo en todos los casos. Este análisis provincial más pormenorizado pone de manifiesto, por tanto, lo que se observaba a escala regional, la relevancia que tiene ese periodo primaveral en sentido amplio, como se comentó anteriormente. También ha permitido identificar comportamientos diferenciales entre provincias. Hay casos como el de la provincia de León en los que se observa un patrón sumamente claro con un máximo muy significativo a mediados de mayo y un pico de R secundario, pero también significativo, en la segunda quincena de septiembre. Sin embargo, en provincias como Valladolid o Zamora dicho patrón está muy difuminado, y en el caso de la segunda se han obtenido muy pocos días con valores de R estadísticamente significativos.

**Tabla 2.** Máxima diaria y mensual de R entre el rendimiento de trigo en las provincias de Castilla y León, y la humedad del suelo CCI, para medias móviles de 1, 7, 15 y 30 días.

Provincia	Medias móviles (días)	Diaria Máx.	Día	Mensual Máx.	Mes
Ávila	1	0.76	13 junio	0.59	junio
	7	0.74	11 junio	0.62	junio
	15	0.75	1 octubre	0.63	junio
	30	0.76	30 septiembre	0.66	junio
Burgos	1	0.86	18 marzo	0.43	octubre
	7	0.83	19 marzo	0.49	mayo
	15	0.82	19 marzo	0.68	marzo
	30	0.82	18 marzo	0.79	marzo
León	1	0.83	11 mayo	0.55	mayo
	7	0.77	22 mayo	0.60	mayo
	15	0.79	16 mayo	0.68	mayo
	30	0.76	14 mayo	0.72	mayo
Palencia	1	0.81	21 marzo	0.50	marzo
	7	0.72	1 marzo	0.54	marzo
	15	0.69	25 marzo	0.61	marzo
	30	0.75	28 marzo	0.57	abril
Salamanca	1	0.83	15 junio	0.64	junio
	7	0.76	30 mayo	0.67	junio
	15	0.74	9 junio	0.69	junio
	30	0.74	12 junio	0.72	junio
Segovia	1	0.87	6 junio	0.72	junio
	7	0.84	26 mayo	0.73	junio
	15	0.84	11 junio	0.76	junio
	30	0.84	12 junio	0.80	junio
Soria	1	0.80	3 abril	0.48	mayo
	7	0.77	31 marzo	0.52	marzo
	15	0.73	29 marzo	0.57	marzo
	30	0.69	29 marzo	0.57	marzo
Valladolid	1	0.82	2 mayo	0.40	junio
	7	0.66	30 abril	0.45	octubre
	15	0.67	29 marzo	0.47	junio
	30	0.63	4 octubre	0.49	mayo
Zamora	1	0.73	29 abril	0.40	mayo
	7	0.62	1 mayo	0.43	mayo
	15	0.50	16 mayo	0.46	mayo
	30	0.48	9 mayo	0.47	mayo



**Fig. 3.** Relación entre el valor medio de R (rendimiento del trigo vs humedad del suelo CCI) y superficie relativa dedicada al cultivo de trigo en las provincias de Castilla y León.

Con el objeto de analizar el posible origen de este comportamiento anómalo se correlacionó el valor medio de R de cada provincia con el valor relativo de superficie dedicada al cultivo del trigo (Fig. 3) y se observó que, en todos los casos excepto en Zamora, hay una relación positiva. Es decir, a medida que la superficie dedicada a trigo aumenta también lo hace la correlación entre rendimiento y humedad del suelo CCI. Esto induce a pensar que, en algunas provincias como Zamora, la resolución espacial de CCI (25 km) no sea la adecuada. No obstante, y a la vista de lo obtenido en el resto de provincias y en el cómputo global de Castilla y León, la humedad del suelo satelital puede ser una herramienta útil para analizar la variabilidad de la productividad agrícola. La disponibilidad de productos satelitales de humedad del suelo con resoluciones mayores (Reichle et al. 2017) y con series suficientemente largas, permitirá muy pronto superar esta aparente limitación.

Otro aspecto que puede haber influido en la dificultad de encontrar, en algunos casos, un periodo crítico mejor definido puede estar relacionado con la dinámica climática reciente. Las tendencias que se observan en las condiciones climáticas de muchas regiones están modificando notablemente del ciclo fenológico de multitud de especies (Linderholm, 2006). Así, Oteros et al. (2015), en un estudio sobre las variaciones recientes en la fenología de los cereales en España, encontraron que la fase de hinchamiento de las espigas (embuchamiento) del trigo que tiene lugar entre marzo y mayo, según las zonas, ha experimentado en las últimas décadas un adelantamiento de hasta 3 días por año.

En el análisis de  $\chi^2$ , se consideró una relación significativa entre las variables para un nivel de confianza del 1%. En los resultados obtenidos se observa que esto se cumple para prácticamente todo el año agrícola en la región de Castilla y León. Además, los periodos en los que se alcanza un valor máximo de  $\chi^2$  y por tanto la influencia de la humedad sobre el rendimiento es mayor, coinciden con los valores máximos obtenidos en el análisis de correlación. Tanto para el estudio con años de alto rendimiento como para aquellos en los que ha sido bajo, el máximo de  $\chi^2$  se obtiene en primavera. Para los años de alto rendimiento, la humedad en el periodo primaveral posee un exceso de valores inferiores a  $0.28 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  y superiores a  $0.20 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . Mientras que en los

años de bajo rendimiento existe un exceso de valores inferiores a  $0.22 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  y superiores a  $0.18 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$  en este mismo periodo. Además, se obtuvo otro máximo en otoño en los años de bajo rendimiento, aunque con un valor de  $\chi^2$  menor que el de primavera. En este intervalo la humedad muestra un exceso de valores inferiores a  $0.16 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . Es decir, se ha obtenido una relación entre un bajo contenido de humedad en otoño y en primavera con años de bajo rendimiento, y un alto contenido de humedad en primavera con años de alto rendimiento, como cabía esperar. Pero además se ha cuantificado esta variable en los diferentes escenarios. Como se ha mostrado, este análisis ha permitido identificar la influencia que ejerce la humedad en los periodos más relevantes (primavera y, en menor medida, otoño), de manera similar y complementaria a lo obtenido con el análisis de correlación.

#### 4.- Conclusiones

Es bien conocido que el contenido de agua del suelo es una variable clave para entender la dinámica de la productividad agrícola. Sin embargo, dicha variable no se utiliza habitualmente en este tipo de estudios por la dificultad de encontrar una estrategia adecuada de monitorización y de disponer de series de larga duración. Desde este punto de vista, la teledetección puede ser una alternativa viable, sobre todo, teniendo en cuenta los avances experimentados recientemente en esta disciplina y, especialmente, en el campo de la observación de la humedad del suelo.

En este estudio se ha demostrado que la humedad del suelo satelital es suficientemente reactiva y sensible para identificar el patrón temporal de productividad del trigo e identificar los periodos críticos respecto a esta variable en las diferentes fases de su ciclo fenológico. El trabajo llevado a cabo con el rendimiento del trigo en Castilla y León, ha puesto de manifiesto la relevancia del contenido de agua del suelo en el periodo primaveral y, secundariamente, en el momento de la siembra. Un análisis más pormenorizado ha puesto en evidencia la existencia de comportamientos particulares en las diferentes provincias, como era de esperar tratándose de una región tan extensa. Factores como las variaciones temporales del ciclo fenológico observadas en los últimos años como consecuencia de la tendencia climática o la diversidad de ambiental de cada territorio, han de tenerse en cuenta en análisis de este tipo. Por otro lado, se ha observado también que la resolución espacial de CCI podría ser inadecuada en zonas donde la distribución de los usos del suelo no sea concordante con el objetivo que se pretende. Afortunadamente, en la actualidad ya están disponibles productos de humedad del suelo satelital con mayor resolución espacial que van a permitir salvar ese obstáculo en un futuro próximo.

Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que esta aproximación puede ser útil y que el uso de la humedad del suelo satelital puede ayudar en la investigación de la relación entre los factores ambientales y la productividad agrícola.

*Agradecimientos.* Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades (proyecto ESP2017-89463-C3-3-R) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por financiar este estudio. Del mismo modo, agradecen a la *European Space Agency* por el suministro de la base de datos de CCI.

## 5.- Bibliografía

- Asseng, S., A. Bar-Tal, J.W. Bowden, B.A. Keating, A. Van Herwaarden, J.A. Palta, N.I. Huth, y M.E. Probert, 2002. Simulation of grain protein content with APSIM-Nwheat. *Eur. J. Agron.* 16, 25-42.
- Cammarano, D., S. Ceccarelli, S. Grando, I. Romagosa, A. Benbelkacem, T. Akar, A. Al-Yassin, N. Pecchioni, E. Francia, y D. Ronga, 2019. The impact of climate change on barley yield in the Mediterranean basin. *European Journal of Agronomy.* 106, 1-11.
- Caprio, J.M., 1966. A statistical procedure to determine recent climate change of extreme daily meteorological data as applied at two locations in Northwestern North America. *Agricultural Meteorology.* 3, 55-72.
- Ceballos, A., K., Scipal, W. Wagner y J. Martínez-Fernández, 2005. Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero basin, Spain. *Hydrological Processes.* 19, 1549-1566.
- Champagne, C., J. White, A. Berg, S. Belair, y M. Carrera, 2019. Impact of soil moisture data characteristics on the sensitivity to crop yields under drought and excess moisture conditions. *Remote Sensing.* 11, 372.
- Dorigo, W.A., A. Gruber, R.A.M. de Jeu, W. Wagner, T. Stacke, A. Loew, C. Albergel, L. Brocca, D. Chung, R.M. Parinussa, y R. Kidd, 2015. Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations. *Remote Sensing of Environment.* 162, 380-395.
- 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.
- Fares, A., y A.K. Alva, 2000. Evaluation of capacitance probes for optimal irrigation of citrus through soil moisture monitoring in an entisol profile. *Irrigation Science.* 19, 57-64.
- Fischer, R.A., y Y.M. Stockman 1980. Kernel number per spike in wheat (*Triticum aestivum* L.): responses to preanthesis shading. *Aust. J. Plant Physiol.* 7, 169-180.
- Freebairn, D.M., A. Ghahramani, J.B. Robinson, y D.J. McClymont, 2018. A tool for monitoring soil water using modelling, on-farm data, and mobile technology. *Environmental Modelling & Software.* 104, 55-63.
- García Navas, F., 2017. El sector agrario en Castilla y León 2017. Banco de Caja España de Inversiones, Salamanca y Soria S.A. Málaga. 153 pp.
- 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.
- 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 Sensing of Environment.* 225, 469-482.
- Han, C., B. Zhang, H. Chen, Z. Wei, y Y. Liu, 2019. Spatially distributed crop model based on remote sensing. *Agricultural Water Management.* 218, 165-173
- Herzog, H., 1986. Source and sink during the reproductive period of wheat: Development and its regulation with special reference to cytokinins. Berlin, Paul Parey Press.
- 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.
- Kemp, D.R., y E.E. Whingwiri, 1980. Effect of tiller removal and shading on spikelet development and yield components of the ear and flag leaf. *Aust. J. Plant Physiol.* 7, 501-510.
- Liang, H., K. Hu, W.D. Batchelor, Z. Qi, y B. Li, 2016. An integrated soil-crop system model for water and nitrogen management in North China. *Scientific Reports.* 6, 25755.
- Linderholm, H.W., 2006. Growing season changes in the last century. *Agric. Forest. Meteo.* 137, 1-14.
- MAPA, 2019. Anuario de Estadística. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid. <https://www.mapa.gob.es/es/estadistica/temas/publicaciones/anuario-de-estadistica/>
- Martre, P., P.D. Jamieson, M.A. Semenov, R.F. Zyskowski, J.R. Porter, y E. Triboui, 2006. Modelling protein content and composition in relation to crop nitrogen dynamics for wheat. *Eur. J. Agron.* 25, 138-154.
- McKersie, B.D., 1981. Strength in adversity: winter hardiness in cereals. *Highlights of Agricultural Research in Ontario.* 4, 12-15.
- McMaster, G.S., y W.W. Wilhelm, 2003. Phenological responses of wheat and barley to water and temperature: improving simulation models. *J. Agric. Sci.* 141, 129-147.
- McMaster, G.S., W.W. Wilhelm, y A.B. Frank, 2005. Developmental sequences for simulating crop phenology for water-limiting conditions. *Aust. J. Agric. Res.* 56, 1277-1288.
- McMaster, G.S., J.A. Morgan, y W.O. Willis 1987. Effects of shading on winter wheat yield, spike characteristics, and carbohydrate allocation. *Crop Sci.* 27, 967-973.
- Oteros, J., H. García-Mozo, R. Botey, A. Mestre, y C. Galán, 2015. Variations in cereal crop phenology in Spain over the last twenty-six years (1986–2012). *Climatic Change.* 130, 545-558.
- 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.
- Porter, J.R., 1993. AFRCWHEAT2: A model of the growth and development of wheat incorporating responses to water and nitrogen. *Eur. J. Agron.* 2, 69-82.
- 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.
- Reichle, R.H., G. de Lannoy, Q. Liu, J.V. Ardizzone, A. Colliander, A. Conaty, W. Crow, T. Jackson, L.A. Jones, J.S. Kimball, R.D. Koster, S.P. Mahanama, E.B. Smith, A. Berg, S. Bircher, D. Bosch, T. Caldwell, M. Cosh, A. González-Zamora, C.D.H. Collins, K.H. Jensen, S. Livingston, E. Lopez-Baeza, J. Martínez-Fernández, H. McNairn, M. Moghaddam, A. Pacheco, T. Pellarin, J. Prueger, T. Rowlandson, M. Seyfried, P. Starks, Z. Su, M. Thibeault, R.v.d. Velde, J. Walker, X. Wu, y Y. Zeng, 2017. Assessment of the SMAP Level-4 Surface and Root-Zone Soil Moisture Product Using In Situ Measurements. *Journal of Hydrometeorology.* 18, 2621-2645.
- Ritchie, J.T., 1991. Wheat phasic development. In: *Modeling Plant and Soil Systems* (J. Hanks and J.T. Ritchie, eds). Madison, ASA-CSSA-SSSA.
- 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.
- Sun, L., S.W. Mitchell, y A. Davidson, 2011. Multiple drought indices for agricultural drought risk assessment on the Canadian prairies. *Int. J. Climatol.* 32, 1628-1639.
- Thompson, R.B., M. Gallardo, L.C. Valdez, y M.D. Fernández, 2007. Determination of lower limits for irrigation management using in situ assessments of apparent crop water uptake made with volumetric soil water content sensors. *Agricultural Water Management.* 92, 13-28.
- Wagner, W., G. Lemoine y H. Rott, 1999. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment.* 70, 191-207.
- White, J., A.A. Berg, C. Champagne, J. Warland, y Y. Zhang, 2019. Canola yield sensitivity to climate indicators and passive microwave-derived soil moisture estimates in Saskatchewan, Canada. *Agricultural and Forest Meteorology.* 268, 354-362.
- Wiegand, C.L., y J.A. Cuéllar, 1981. Duration of grain filling and kernel weight of wheat as affected by temperature. *Crop Sci.* 21, 95-101.
- World Meteorological Organization, 2010. Guide to Agricultural Meteorological Practices. *WMO-No. 134.*
- Wu, H., K.G. Hubbard, y D.A. Willhite, 2004. An agricultural drought risk-assessment model for corn and soybeans. *International Journal of Climatology.* 24, 723-741.

## SEGUIMIENTO DE LA SALINIDAD DEL SUELO EN UN OLIVAR REGADO CON AGUAS REGENERADAS USANDO TOMOGRAFÍA DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

K. Vanderlinden<sup>1\*</sup>, G. Martínez<sup>2</sup>, M. Ramos<sup>1</sup>, A. Laguna<sup>2</sup>, T. Vanwalleghem<sup>3</sup>, A. Peña<sup>4</sup>, R. Carbone<sup>1</sup>, R. Ordóñez<sup>1</sup>, J.V. Giráldez<sup>3,5</sup>

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

<sup>2</sup>Dpto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edificio Albert Einstein. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, España. gonzalo.martinez@uco.es, fallalua@uco.es

<sup>3</sup>Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, España. ag2vavat@uco.es, ag1gicej@uco.es

<sup>4</sup>Dept. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, España. ir1peala@uco.es

<sup>5</sup>Dept. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n, 14004 Córdoba, España. ag1gicej@uco.es

**RESUMEN.** El riego con aguas salinas regeneradas provenientes de la industria de la aceituna de mesa requiere un seguimiento de la calidad del suelo para garantizar la sostenibilidad de esta práctica a largo plazo. Se parte de la hipótesis de que sensores de inducción electromagnética permiten realizar tal seguimiento en un olivar en el sur de España. La conductividad eléctrica aparente (CEa) medida en 2013 mostró una relación lineal con la CE<sub>1:5</sub> del suelo superficial y permitió identificar zonas de elevada CEa en las depresiones de la finca, reflejando la presencia de capas freáticas salinas colgadas. Una nueva medición de la CEa en 2017 arrojó resultados similares y fue usado para estimar, mediante un código de inversión, la distribución real de la conductividad eléctrica en el perfil del suelo, aunque no se pudieron identificar relaciones claras con las propiedades del suelo, posiblemente como resultado de la variabilidad espacial de la humedad del suelo en función de la topografía. Pese a la implementación de una estrategia de riego más conservadora, los resultados mostraron un aumento de la salinidad en el 15% de la superficie de la finca desde 2013, con mayores incrementos a mayor profundidad.

**ABSTRACT.** Irrigation with regenerated saline table olive processing wastewater requires continuous monitoring of soil quality to assure its long-term sustainability. The starting hypothesis of this work is that electromagnetic induction soil sensing allows such monitoring effort in an olive orchard in southern Spain. Apparent electrical conductivity (ECa) was measured in 2013 and showed a lineal relationship with surface soil EC<sub>1:5</sub> and allowed identification of areas with high ECa in low elevation zones of the farm, as a result of the presence of shallow perched saline water tables. A second ECa measurement in 2017 showed similar spatial ECa patterns and was used to estimate the distribution of the electrical conductivity across the soil profile using inversion software, although no clear relationships with soil properties could be inferred, possibly as consequence of spatially variable soil water contents as influenced by topography. Despite the implementation of a more conservative irrigation strategy, results showed that the salinity increased since 2013 in about 15% of the study area, with larger increments in the deepest horizons.

### 1.- Introducción

El uso agrícola de aguas regeneradas provenientes de la industria agroalimentaria supone una alternativa prometedora a la gestión tradicional de sus efluentes que suele acarrear problemas de carácter ambiental, paisajístico, económico o legal. No sólo supone el riego con este efluente un evidente ahorro de agua, sino también permite a las empresas avanzar en el cierre del ciclo integral del agua y alcanzar a largo plazo una mayor sostenibilidad de sus procesos productivos.

Las plantas de procesamiento de aceituna de mesa que generan aguas residuales salinas son un ejemplo de tales industrias. Tradicionalmente estas aguas son alojadas en balsas de evaporación donde se recuperan los sólidos que son posteriormente desechados. Murillo et al. (2000) comprobó que estas aguas residuales son inapropiadas para regar olivos debido a su elevado contenido en sodio. No obstante, el olivo es moderadamente tolerante a la salinidad (Melgar et al., 2009) y estudios piloto han demostrado que tras un tratamiento previo y la mezcla con agua de lluvia o subterránea para alcanzar concentraciones de sal tolerables se consigue una fuente segura de agua de riego que no daña a los árboles.

No obstante, estas prácticas requieren de un seguimiento en campo para asegurar su viabilidad agronómica y ambiental a medio y largo plazo. El seguimiento convencional de la salinidad requiere periódicamente de muestreos de suelo y análisis de laboratorio que son tediosos y costosos. Además, debido al carácter destructivo del muestreo de suelo no se pueden repetir las mediciones en el mismo sitio. De forma alternativa se propone el uso de sensores de inducción electromagnéticos (IEM) que permiten obtener información espacial detallada. Los sensores de IEM que se han convertido en uno de los métodos más populares para caracterizar a escala de parcela la variabilidad espacial de las propiedades y estados del suelo (Doolittle y Brevik, 2014). El carácter no intrusivo de las mediciones hace que el método sea particularmente apto

para medir en los suelos duros, secos y pedregosos que se encuentran en muchos olivares (Pedrera-Parrilla et al., 2016).

La técnica permite medir simultáneamente la conductividad eléctrica aparente (CEa) del suelo para distintas profundidades teóricas de exploración. Bajo condiciones no salinas la CEa está principalmente relacionada con el contenido en arcilla y agua, mientras que bajo condiciones salinas es la contribución de los solutos de la solución del suelo la que domina la CEa. La integración del sensor en una plataforma móvil georreferenciada permite abarcar grandes superficies y realizar miles de mediciones en poco tiempo. Los datos georreferenciados se usan para producir mapas de CEa y para relacionarlos con propiedades del suelo, como la salinidad, que se miden de forma independiente (Triantafilis et al., 2002).

No obstante, este procedimiento solamente proporciona información sobre la distribución horizontal de la salinidad, pero no sobre su distribución vertical en el perfil del suelo. Recientemente se publicaron códigos que permiten realizar una inversión conjunta de las distintas señales de CEa (Triantafilis y Monteiro Santos, 2013), que corresponden a distintas profundidades teóricas de exploración, para obtener la distribución vertical de la conductividad eléctrica real del suelo a partir de la cual se puede estimar la distribución de la salinidad de forma bi- y tridimensional (Huang et al., 2014).

Los objetivos de este trabajo son evaluar las consecuencias del riego con aguas salinas regeneradas para el suelo de un olivar y comprobar la utilidad de la tomografía de IEM para realizar el seguimiento a medio plazo de la salinidad del suelo.

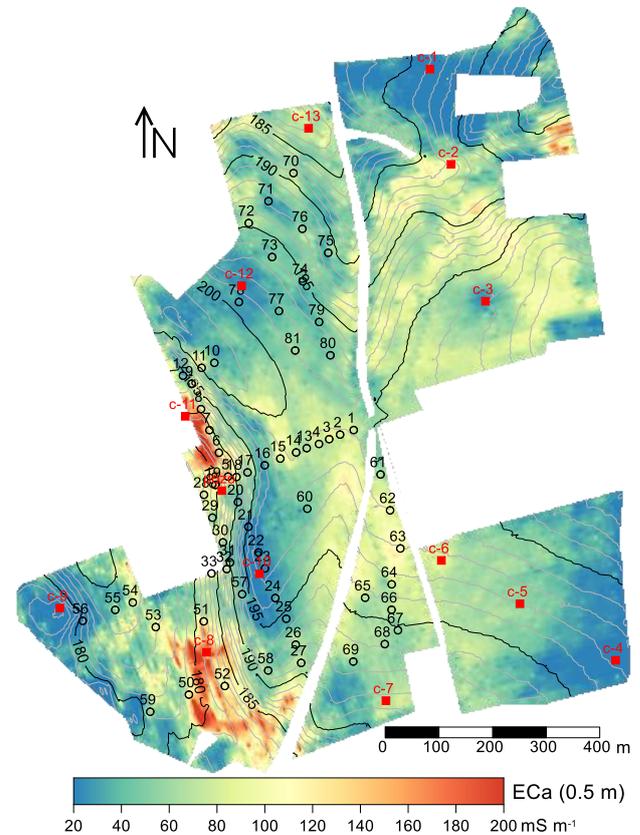
## 2.- Materiales y Métodos

### 2.1. –Finca de estudio y mediciones realizadas

El estudio se llevó a cabo en un olivar situado en el sur de España con árboles de 60 años y un marco de plantación de  $12 \times 10$  m. La parcela estuvo regada desde 2012 con aguas salinas regeneradas ( $CE \approx 6$  dS  $m^{-1}$ ) provenientes del procesamiento de aceituna de mesa. En noviembre de 2013 se realizó una exploración preliminar de la finca con un sensor de inducción electromagnética. En base a los mapas de CEa resultantes de dicha medición (Fig. 1) se decidió la ubicación de 13 calicatas (Fig. 1) para las que se realizó una descripción completa del perfil del suelo en junio 2014.

En términos generales, el suelo que se desarrolla sobre la roca caliza se clasificó como calcixercept, aunque también se encontraron haploxererts y xerofluvents (Soil Survey Staff, 2014). Se tomaron también muestras del agua que afloró en el fondo de varias calicatas y se realizó un seguimiento durante los próximos años de los niveles de estas capas freáticas colgadas y de la calidad de sus aguas en piezómetros instalados con este fin. En la cercanía de las calicatas también se tomaron muestras superficiales de suelo (0-20 cm) en el centro de las calles y bajo los goteros para su análisis en laboratorio, con el fin de comparar los efectos locales de la aplicación del efluente. Debido a la predominancia de margas

y calizas en el subsuelo, los acuíferos de la zona presentan una elevada salinidad. La Fig. 1 muestra un mapa de la CEa (0-0.5 m) de la finca, medida en 2013, y la topografía, con la posición de las calicatas, el pozo y los puntos de muestreo.



**Fig. 1.** Mapa de la CEa (0-0.5 m), medida en 2013, y la topografía de la finca experimental, así como la localización de las calicatas (símbolos con prefijo c) y los puntos de muestreo.

En base a los resultados de esta primera evaluación de la finca se recomendó bajar las dosis de riego, por lo que se implementó a partir de 2015 una estrategia de riego más conservadora. Para comprobar el efecto de este cambio en la salinidad de la parcela se realizó en febrero de 2017 otra medición de la CEa con el mismo sensor de inducción electromagnética. Aprovechando las obras de instalación de un nuevo sistema de riego se realizó durante 2017 en 65 puntos (Fig. 1) un muestreo de horizontes de 0.3 m de espesor hasta una profundidad de 1.2 m, para su posterior análisis en laboratorio. La conductividad eléctrica del extracto de pasta saturada (CEe) y de solución suelo-agua 1:5 ( $CE_{1:5}$ ) se midió siguiendo la metodología expuesta en Corwin y Yemoto (2017). La razón de absorción de sodio (RAS) se calculó usando la relación  $RAS = [Na^+] / ([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] / 2)^{0.5}$ , con la concentración de cationes en meq  $l^{-1}$ . El porcentaje de sodio intercambiable se estimó mediante la relación  $PSI = 1.475 RAS / [1 + 0.0147 RAS]$  (U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954).

### 2.2. – Medición e inversión de la CEa

La CEa se midió con un sensor de inducción electromagnética DUALEM-21 (Duaem Inc., Milton, Canadá). El sensor consiste en una bobina que transmite un campo electromagnético a baja frecuencia (9 kHz) y dos pares de bobinas receptoras con orientaciones horizontal y perpendicular con respecto a la transmisora. La distancia entre la bobina emisora y las bobinas receptoras con orientación perpendicular es 1.1 y 2.1 m, resultando en profundidades de exploración teóricas de 0-0.5 m y 0-1.0 m, respectivamente. Las bobinas receptoras con orientación horizontal se encuentran a distancias de 1 y 2 m de la receptora y exploran profundidades de 0-1.5 m y 0-3.0 m, respectivamente. El sensor está integrado en una plataforma móvil que consiste en un vehículo todoterreno ATV, equipado con un sistema de posicionamiento GPS-RTK y que arrastra el trineo de PVC que contiene el DUALEM-21. La medición se realizó con una velocidad entre 5 y 10 km/h por el centro de las calles entre olivos, obteniendo en cada punto de medición los cuatro valores de CEa correspondientes a las profundidades de exploración anteriormente indicadas.

La CEa medida por el sensor integra la conductividad eléctrica de un volumen de suelo y por tanto, depende no sólo de la salinidad, sino también de otras propiedades que influyen en aquella, tales como el contenido en arcilla, la humedad o la temperatura. Por esta razón es necesario determinar en cada aplicación qué propiedades del suelo predominan en las señales de CEa (Doolittle y Brevik, 2014).

Los datos obtenidos en campo se someten a un filtrado y se verifica su consistencia espacial dado que la presencia de elementos conductores como tuberías metálicas o elementos del vallado, así como los movimientos bruscos de la antena de GPS o los giros del sensor en torno a su eje, cambiando la configuración de las bobinas con respecto a la superficie del suelo y por tanto el resultado su medición, pueden resultar en valores anómalos de la CEa. Posteriormente se interpolaron los datos de CEa en una malla de 1×1 m.

Las cuatro señales integradas de CEa que proporciona el sensor DUALEM-21 se invirtieron con el código EM4Soil (EMTOMO, Lisboa) con el fin de obtener la distribución vertical de la conductividad real,  $\sigma$ . EM4Soil proporciona imágenes pseudo bi- o tridimensionales de la  $\sigma$  al condicionarlos a los valores de  $\sigma$  en puntos próximos al de estimación. Según la condición de suavizado en la estimación del perfil de  $\sigma$ , se consideran dos algoritmos de inversión (S1 y S2). Ambos son variaciones del método de regularización de Occam (de Groot-Hedlin and Constable, 1990) donde el algoritmo de inversión S2 produce variantes más suavizadas que S1. Dada la elevada CEa observada en esta finca se realizó la inversión usando la solución completa de campos electromagnéticos en suelos multicapa o de horizontes diferenciados (FS), usando distintos valores del factor de suavizado (*damping factor*,  $\lambda$ ). Más detalles sobre el algoritmo de inversión pueden encontrarse en Triantafyllis y Monteiro Santos (2013).

### 3.- Resultados y Discusión

#### 3.1.- CEa en 2013 y 2017

Las mediciones de la CEa en 2013 arrojaron información sobre la distribución horizontal y vertical de la salinidad en la finca. Se detectaron elevados valores de la CEa en las depresiones al pie de zonas con pendientes pronunciadas (Fig. 1), siendo indicativos de la acumulación de sales en estas áreas como resultado de flujos super- y subsuperficiales. La tabla 1 y la Fig. 2 muestran que la CEa incrementó con la profundidad de exploración en toda la finca, y particularmente en zonas de elevada CEa ( $>125 \text{ mS m}^{-1}$ ), correspondientes con 10-15% de la superficie de la finca.

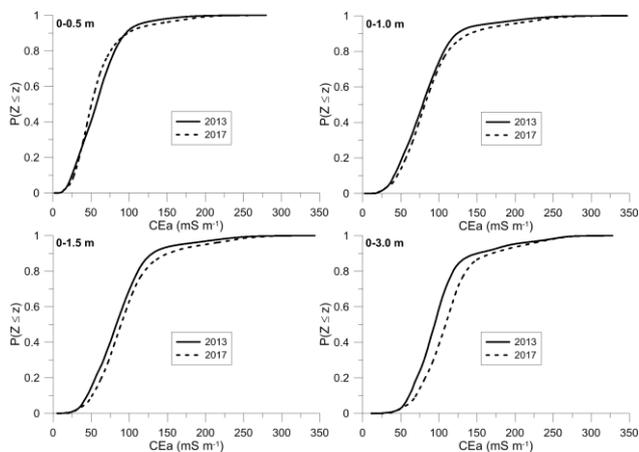
Tanto la elevada CEa ( $> 200 \text{ mS m}^{-1}$ ) observada para la mayor profundidad de exploración como el sesgo positivo de las funciones de distribución muestran la acumulación artificial de material conductivo entre 1 y 3 m de profundidad (Fig. 2). La disminución del coeficiente de variación en función de la profundidad de exploración indica que dicho material conductivo se distribuye más homogéneamente en el subsuelo que en la proximidad de la superficie. Para la medición de 2017 estas tendencias en función de la profundidad son aún más pronunciadas. Esto, junto con el incremento de los valores medios (Tabla 1) de CEa entre 2013 y 2017 (salvo para la menor profundidad de exploración) demuestra que siguió la acumulación de material conductivo en el subsuelo durante este periodo, a pesar de la implementación de una estrategia de riego más conservadora.

**Tabla 1.** Estadísticos descriptivos de las cuatro señales de CEa medidas en 2013 y 2017. P: profundidad de exploración, n: número de mediciones, m: media, s: desviación típica, CV: coeficiente de variación

P m	año	n	m mS m <sup>-1</sup>	s	CV	sesgo	curt.
0-0.5	2013	31677	59.8	36.5	0.61	1.43	6.11
	2017	81806	58.8	35.0	0.60	1.98	8.49
0-1.0	2013	31306	84.2	45.0	0.53	1.55	6.61
	2017	78921	88.3	44.0	0.50	1.61	6.94
0-1.5	2013	31677	90.7	45.8	0.51	1.48	6.15
	2017	81806	97.3	45.2	0.46	1.47	6.22
0-3.0	2013	31306	106.1	46.8	0.44	1.50	5.62
	2017	78921	114.2	42.5	0.37	1.24	5.39

En la Fig. 2 se puede apreciar para la profundidad de exploración 0-0.5 m que la CEa ha disminuido solamente en zonas con valores intermedios ( $50\text{-}100 \text{ mS m}^{-1}$ ). Para las demás profundidades de exploración se observa un incremento de la CEa en prácticamente todo el intervalo de valores y en particular para 0-3.0 m. Las condiciones ambientales en los que se realizaron ambas mediciones no fueron idénticas, por lo que éstas podrían tener una influencia sobre las diferencias observadas en la Fig. 2. La temperatura del suelo a 0.6 m de profundidad fue en noviembre 2013 (19°C), 5°C superior a la medida a la

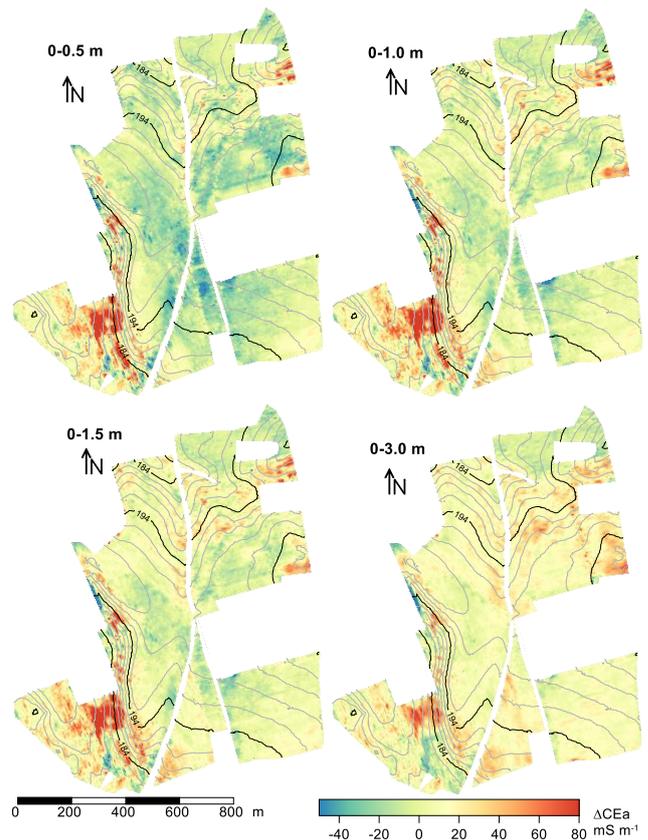
misma profundidad en febrero 2017 (14°C), lo que supone aproximadamente un incremento de 10% de la CEa en 2013 con respecto a 2017, sólo como consecuencia de la diferencia de temperatura (Ma et al., 2011). En general, y en consonancia con las prácticas de laboratorio, se recomienda corregir los datos de CEa respecto a la temperatura de referencia de 25°C. No obstante, la temperatura no es constante en el perfil del suelo y muestra mayor variación en los horizontes más superficiales, por lo que no resulta evidente aplicar esta corrección en condiciones de campo y por lo que no se ha realizado en este estudio. De cara a la interpretación de los resultados que se muestran a continuación hay que tener en cuenta que el incremento de la CEa entre las mediciones de 2013 y 2017 (Tabla 1 y Fig. 2) será aún mayor si se tuviera en cuenta el efecto de la temperatura del suelo.



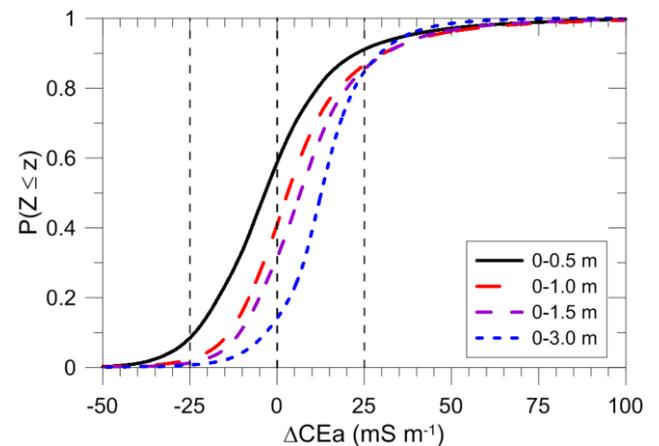
**Fig. 2.** Funciones de distribución de la CEa interpolada, correspondientes a las mediciones de noviembre 2013 y febrero 2017 para las cuatro profundidades de exploración que proporciona el sensor DUALEM-21.

### 3.2.- Cambio de la CEa entre 2013 y 2017

La Fig. 3 muestra los mapas de la diferencia de CEa ( $\Delta CEa$ ) entre 2013 y 2017 para las cuatro profundidades de exploración. Los patrones espaciales son similares para las cuatro señales de CEa, con los mayores incrementos ( $> 60 \text{ mS m}^{-1}$ ) en las áreas con valores más elevados de CEa (Fig. 1). En amplias zonas de la finca se observa también una disminución de la CEa, particularmente para las señales más superficiales, como resultado de los cambios introducidos en el manejo del riego. A pesar del incremento generalizado que se observa en la Fig. 3 para la señal más profunda (0-3.0 m), los valores más elevados son inferiores a los que se observan para las demás señales. Esto queda también patente de la comparación de las funciones de distribución representadas en la Fig. 4, donde a partir de valores de  $\Delta CEa > 25 \text{ mS m}^{-1}$  la curva correspondiente a la señal más profunda supera gradualmente a la de las demás señales, indicando una menor probabilidad de ocurrencia de los valores de  $\Delta CEa$  más elevados.



**Fig. 3.** Distribución espacial de la diferencia entre la CEa de 2017 y 2013,  $\Delta CEa$ , para las cuatro profundidades de exploración que proporciona el DUALEM-21. Los valores positivos corresponden a un incremento de la CEa entre 2013 y 2017.



**Fig. 4.** Funciones de distribución de la  $\Delta CEa$  para las cuatro profundidades de exploración que proporciona el sensor DUALEM-21. Los valores positivos corresponden a un incremento de la CEa entre 2013 y 2017.

Con el fin de cuantificar de forma objetiva la evolución espacial de la CEa en la finca se propone usar la probabilidad de sobrepasar un valor determinado de cambio de la CEa como indicador. La Fig. 4 muestra las funciones de distribución correspondientes a los datos interpolados de la Fig. 3. Para tener en cuenta los errores introducidos por las distintas condiciones de medición en 2013 y 2017, tales como la temperatura y la humedad del suelo o la temperatura ambiental, se consideran valores umbrales de -25 y 25  $\text{mS m}^{-1}$  para identificar la relativa importancia de

las zonas donde la CEa incrementó o disminuyó (Tabla 2).

En términos de proporción de la superficie de la finca, para la señal más superficial (0-0.5 m) se observa que aproximadamente en 9% de la superficie de la finca la CEa incrementó en más de  $25 \text{ mS m}^{-1}$ , mientras que para las demás señales esta proporción se sitúa en torno a 15%. Considerando el umbral de  $\Delta\text{CEa} > 50 \text{ mS m}^{-1}$  (Tabla 2), dicha proporción es 1.5% para la señal más profunda (0-3.0 m) y aproximadamente 3% para las demás señales. Esto indica que la CEa somera y profunda en las zonas de elevada CEa (Fig. 1) son controladas por distintos mecanismos y que la  $\Delta\text{CEa}$  correspondiente a las distintas señales refleja cambios en distintos volúmenes de material conductivo presente en el subsuelo. La señal superficial (0-0.5 m) muestra que la CEa disminuyó entre 2013 y 2017 con más de  $25 \text{ mS m}^{-1}$  ( $\Delta\text{CEa} < -25 \text{ mS m}^{-1}$ ) en 8.5% de la superficie de la finca, mientras que las demás señales arrojan proporciones decrecientes entre 2.7 y 0.7% en función de la profundidad de exploración.

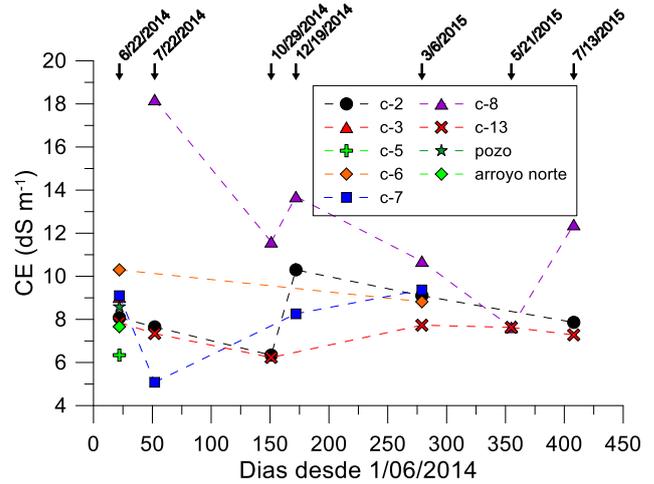
**Tabla 2.** Probabilidades,  $P(Z \leq z)$ , del cambio de CEa entre 2013 y 2017 para las cuatro profundidades de exploración que proporciona el DUALEM-21.

	0-0.5 m	0-1.0 m	0-1.5 m	0-3.0 m
$z = 50 \text{ mS m}^{-1}$	0.971	0.962	0.966	0.985
$z = 25 \text{ mS m}^{-1}$	0.911	0.866	0.854	0.847
$z = 0 \text{ mS m}^{-1}$	0.587	0.409	0.315	0.141
$z = -25 \text{ mS m}^{-1}$	0.085	0.024	0.013	0.007

### 3.2. – Resultados analíticos y relación con la CEa

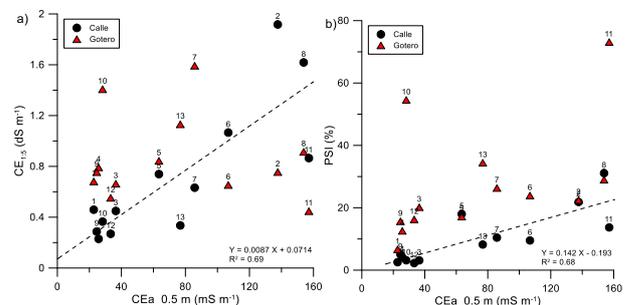
Los resultados analíticos de suelo y agua obtenidos en las calicatas entre junio 2014 y julio 2015 confirman la existencia de capas freáticas colgadas, aparentemente independientes, cuyas aguas muestran una calidad variable según el momento del año agronómico. La Fig. 5 muestra que se alcanzaron valores mínimos de la CE hacía finales de la primavera, como consecuencia de la dilución de la solución del suelo por las lluvias invernales y primaverales y la ausencia de riego con aguas regeneradas salinas, para alcanzar valores máximos en verano como resultado del riego y los efectos de la elevada evaporación que caracteriza dicha época. Esto es particularmente evidente para la calicata c-8 (Fig. 1), situada en una zona de elevada CEa. La falta de buenas condiciones de drenaje, posiblemente como consecuencia del creciente contenido en arcilla con la profundidad, alcanzando 50-60% en el punto c-8 (datos no mostrados) puede contribuir a la formación de capas freáticas colgadas en esta zona, al igual que en otras zonas de la finca donde se observó una elevada CEa. A modo de comparación se proporciona también en la Fig. 5 la CE medida en junio de 2014 en el arroyo que pasa por la zona norte de la finca en la cercanía de la calicata c-13 y en el pozo (Fig. 1).

Considerando la CE de estas aguas en combinación con su RAS, que varía entre 10 y  $5 \text{ (meq/l)}^{0.5}$ , podemos concluir que en principio no supone ningún riesgo su uso con fines de riego, según la clasificación propuesta por Ayers y Westcot (1985).



**Fig. 5.** Evolución de la CE ( $\text{dS m}^{-1}$ ) del agua de las capas freáticas colgadas observadas en las calicatas (indicadas con prefijo c en la Fig. 1), el pozo y el arroyo que atraviesa por el extremo norte la finca entre el 22 de junio de 2014 y el 13 de julio de 2015.

La CEa medida en 2013 mostraba también una clara relación con las propiedades indicativas de la salinidad del suelo superficial. La aplicación del efluente fue especialmente notable bajo los goteros donde se observaron valores medios de PSI y de pH significativamente superiores que en las calles (22.5 y 8.2%, y 8.9 y 8.2, respectivamente). Para la  $\text{CE}_{1.5}$  no se observó una diferencia significativa en las medias, dado que, como se puede apreciar en la Fig. 6a, los valores son solamente superiores en aquellos puntos con CEa baja o intermedia.

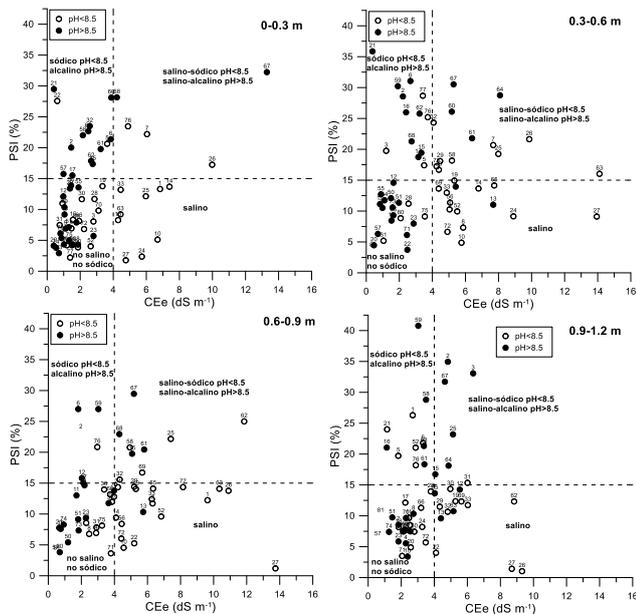


**Fig. 6.** Relación de a) la  $\text{CE}_{1.5}$  y b) el PSI, medida en calle y bajo gotero (0-0.2 m), con la CEa (0-0.5 m) medida en las calles. La línea discontinua representa la regresión para los datos correspondientes a la calle.

Tanto para la  $\text{CE}_{1.5}$  como para el PSI se aprecia una relación lineal con la CEa medida en las calles (Figs. 6a y 6b, respectivamente, con  $R^2 = 0.69$  y  $0.68$ ), lo que indica en principio el potencial del sensor de inducción electromagnética para evaluar espacialmente ambos parámetros en la finca. Estas relaciones se pierden sin embargo cuando se consideran los datos correspondientes a los goteros, al haberse realizado las medidas de CEa en las calles y no en la línea de goteros.

La Fig. 7 muestra la clasificación de las muestras de suelo tomadas en 2017 (Fig. 1) según el PSI, la CEe y el pH. La proporción de muestras “no salinas” y “no sódicos” varía entre 36% (0.3-0.6 m) y 56% (0-0.3 m), mostrando en general valores de pH superiores a 8.5. Las muestras

clasificadas como “salinas” ( $CEe > 4 \text{ dS m}^{-1}$  y  $PSI < 15\%$ ) representaban entre 14 (0-0.3 m) y 30% (0.6-0.9 m) del total, mientras que las “sódicas”, con  $pH < 8.5$ , y las “alcalinas”, con  $pH > 8.5$ , ( $CEe \leq 4 \text{ dS m}^{-1}$  y  $PSI \geq 15\%$ ) representaban entre 8 (0.6-0.9 m) y 22% (0-0.3 m). Estas últimas dos categorías suponen una presencia excesiva de  $Na^+$  en la solución del suelo con respecto a la concentración de otros cationes que acarrea potencialmente problemas de deterioro de la estructura y de limitación de la retención y transmisión de agua en el suelo, particularmente en combinación con la baja  $CEe$  y el elevado  $pH$  (en torno a 10 en algunos puntos). Esta clasificación no se mantiene para las distintas profundidades analizadas, ni evidencia claros patrones espaciales. La ocurrencia, aparentemente aleatoria, de las distintas categorías de afectación por  $Na^+$  en la finca podría ser consecuencia del deterioro del sistema de riego, con frecuentes roturas de las tuberías en distintos puntos de la finca y la progresiva obstrucción de los goteros como consecuencia del riego con las aguas regeneradas, tal como se pudo observar durante las visitas de campo. Esto resultaría en una distribución heterogénea del agua de riego en la finca y permitiría explicar los resultados mostrados en la Fig. 7.

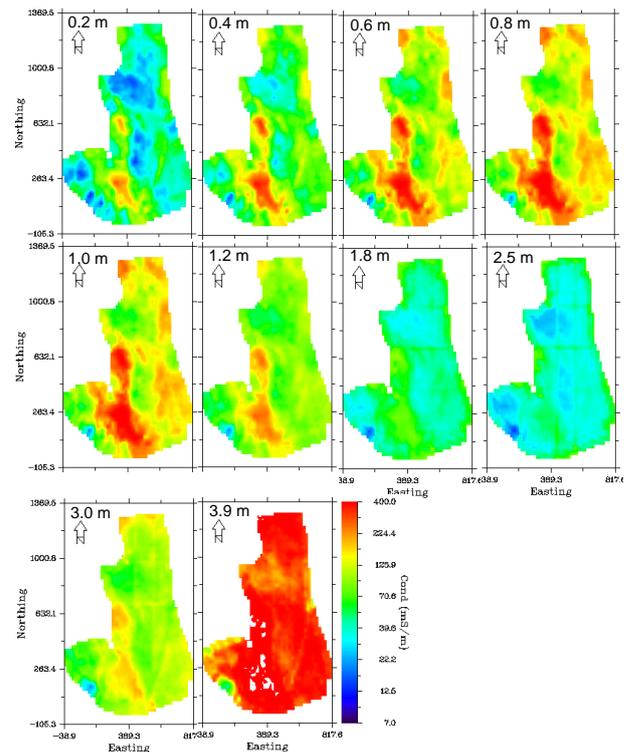


**Fig. 7.** Clasificación de las muestras tomadas en 2017 (Fig. 1) según el porcentaje de sodio intercambiable (PSI), la conductividad eléctrica medida en el extracto de pasta saturada (CEe) y el pH para las cuatro profundidades analizadas.

### 3.3. – Inversión

Los resultados de la inversión tridimensional proporcionan mayor detalle de la distribución vertical de la conductividad que las mediciones brutas de CEa. En la Fig. 8 se representa la conductividad real del suelo,  $\sigma$ , para distintas profundidades en la parcela occidental de la finca y estimada a partir de las mediciones de CEa de 2017. Se puede apreciar cómo en las zonas de elevada CEa (Fig. 1) la  $\sigma$  incrementa con la profundidad para alcanzar valores máximos a 0.8-1.0

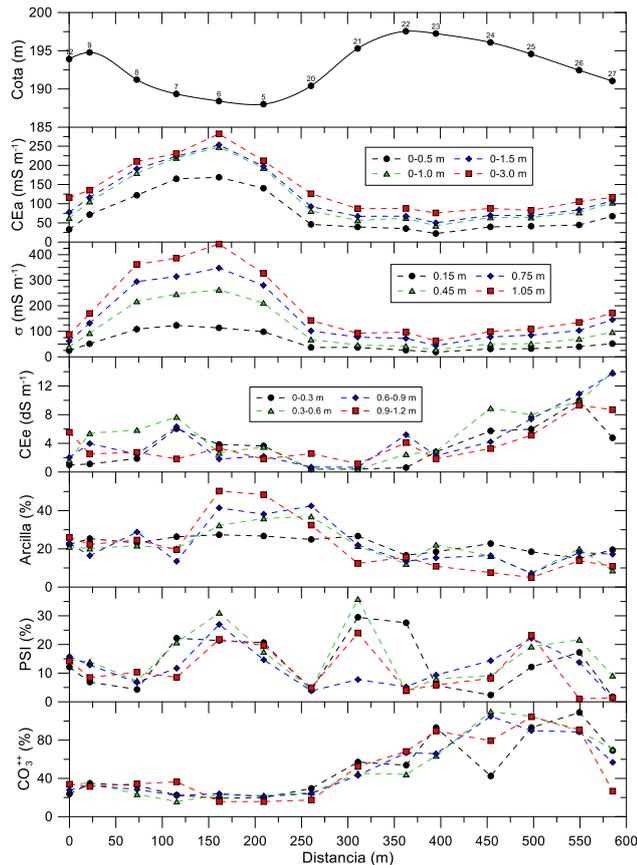
m de profundidad. A partir de 1.2 m de profundidad la  $\sigma$  disminuye hasta alcanzar valores mínimos a 2.5 m. Esto indica la presencia de material conductivo en torno a 1 m de profundidad, posiblemente correspondiente con las capas freáticas salinas colgadas que se caracterizaron en la Fig. 5. A partir de 3 m de profundidad se observa de nuevo un incremento de la  $\sigma$ , alcanzando valores muy elevadas en toda la parcela en torno a 4 m de profundidad, lo que corresponde con la capa freática subyacente que también muestra una elevada salinidad según los resultados analíticos del agua del pozo (Fig. 5).



**Fig. 8.** Distribución de la conductividad real de suelo,  $\sigma$  ( $\text{mS m}^{-1}$ ), estimada mediante inversión tridimensional de los datos de CEa medidas en febrero 2017. Las imágenes corresponden con profundidades entre 0.2 y 3.9 m.

También se realizó una inversión pseudo bidimensional a lo largo de transectos entre los puntos 12 y 27 (transecto 1, T1) y 59-69 (transecto 2, T2) que muestran importantes gradientes topográficos y que pasan por zonas de elevada CEa, por lo que las tendencias que se observan en dichos transectos se pueden considerar representativas para toda la finca (Fig. 9). Tanto la CEa como la  $\sigma$  alcanzaron para las distintas profundidades consideradas valores máximos en el punto 6, que es junto con el punto 5 el de menor cota del T1. Salvo el elevado contenido en arcilla que caracteriza el perfil del suelo en estos dos puntos, ninguna de las demás variables representadas en la Fig. 9 puede explicar la evolución de la CEa y la  $\sigma$  a lo largo del transecto. La elevada CEa y  $\sigma$ , coincidente con la depresión, puede explicarse por la mayor humedad del suelo en esta zona en el momento de realizar la medición de la CEa, como evidencian los signos de encharcamiento que aparecen en

la fotografía de la Fig. 10. Aunque la CEe es elevada en todo el transecto, y en particular su extremo sur, la CEa (y la  $\sigma$ ) no sigue esta tendencia, posiblemente como consecuencia de la variación de la humedad del suelo. Al ser la humedad del suelo menor en la zona más elevada del transecto (la mitad sur), parte de las sales presentes en el suelo de esta zona se encuentran precipitadas y no son detectadas por el sensor de inducción electromagnética al no estar disueltas en la solución del suelo, por lo que los valores de CEa y  $\sigma$  son relativamente bajos en esta zona, aunque muestran la misma tendencia que la CEe.

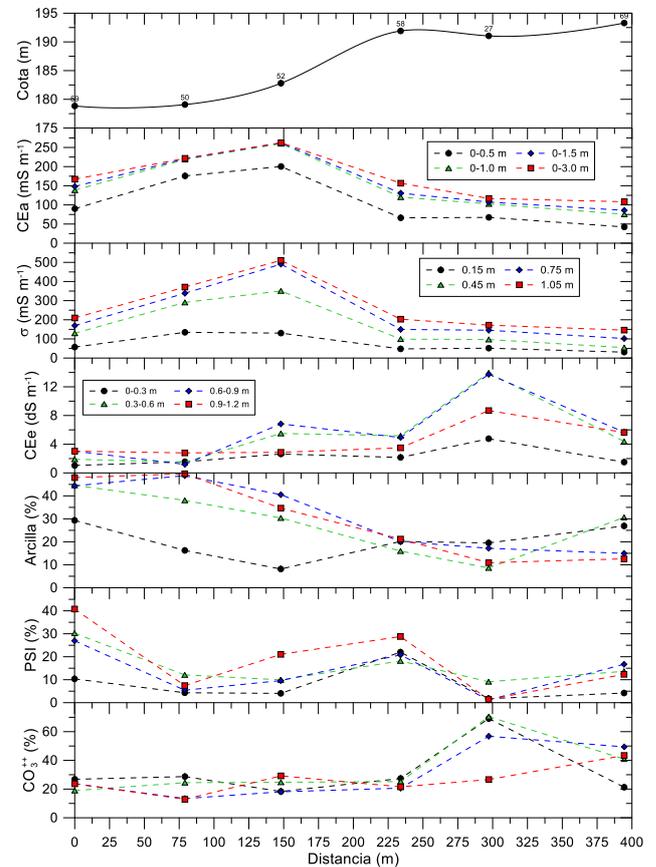


**Fig. 9.** Cota y distintas propiedades del suelo medidas en 2017 a lo largo del transecto T1 entre los puntos 13 y 27 (Fig. 1)



**Fig. 10.** Encharcamiento en la zona baja del transecto T1 (Fig. 9)

En la Fig. 11 se aprecian tendencias similares para el transecto T2. En este caso los valores de CEa y  $\sigma$  son aún más elevados (p. ej. el punto 52) que en el transecto T1. La similitud de los valores de  $\sigma$  para las profundidades de 0.75 y 1.05 m pueden indicar la presencia de capas freáticas salinas colgadas (Fig. 5) a estas profundidades en esta zona de la finca que se sitúa al pie de una ladera.



**Fig. 11.** La cota y distintas propiedades del suelo medidas en 2017 a lo largo del transecto T2 entre los puntos 59 y 69 (Fig. 1).

También en este transecto se observan valores máximos de la CEe en la zona de mayor elevación, especialmente para profundidades entre 0.3 y 0.9 m. Esto ocurre particularmente en el punto 27, que coincide con el extremo sur del transecto T1 (Fig. 9). La menor humedad del perfil del suelo en este punto situado a mayor elevación explica de nuevo que la elevada CEe no quede reflejada en la CEa o la  $\sigma$ . No obstante, a pesar de mostrar este punto la mayor CEe, el PSI es bajo, indicando un equilibrio entre la concentración de Na<sup>+</sup> y los demás cationes de la solución del suelo, tal como indica la elevada concentración de carbonatos.

La falta de correspondencia entre la CEa medida en 2017 y las propiedades del suelo mostradas en las Figs. 9 y 11 tiene posiblemente su origen en variaciones verticales y laterales de la humedad del suelo en la finca, como consecuencia de su particular topografía, de la variación en la composición del perfil del suelo (el contenido de arcilla varía entre 10 y 50% en ciertas zonas), y del incorrecto

funcionamiento del sistema de riego. El muestreo de suelo se realizó en función de las posibilidades de acceso a la finca durante el periodo julio-diciembre 2017. Es posible que las condiciones del suelo cambiaran con respecto a la situación en el momento de la medición de la CEa en febrero 2017.

#### 4.- Conclusiones

La medición inicial de 2013 detectó valores elevados de la CEa en las zonas al pie de las laderas en la finca de estudio, indicativos de la acumulación de sales en estas zonas. Se observó que la CEa aumentó con la profundidad de exploración, duplicándose para la señal más profunda los valores de CEa correspondientes a la señal más somera. La segunda medición de la CEa, realizada en 2017 tras la adopción de una estrategia de riego más conservadora, mostró un patrón espacial similar. En amplias zonas (~50%) de la finca se observó una ligera disminución de la CEa, particularmente para las señales más superficiales, pero en las zonas de mayor CEa se observaron incrementos de CEa para las señales más profundas superiores a 60 mS m<sup>-1</sup>. En términos generales se midieron incrementos superiores a 25 mS m<sup>-1</sup> en el 15% de la superficie de la finca.

El seguimiento de la calidad del suelo y del agua realizado entre 2014 y 2015 muestra la existencia de capas freáticas salinas colgadas, aparentemente independientes, en distintos puntos de la finca que coinciden con las zonas de elevada CEa, identificadas en las mediciones de 2013 y 2017. La CE<sub>1.5</sub> y el PSI medidas en 2014 en el horizonte superficial en las calles mostraron una relación lineal con la CEa medida en 2013, resaltando el potencial de la inducción electromagnética para estimar estos parámetros en esta finca.

Las estimaciones de la conductividad real en el perfil del suelo, realizadas con un código de inversión en modo pseudo tri- y bidimensional a partir de los datos de CEa, confirmaron la presencia de capas freáticas salinas colgadas y permitieron estimar con mayor precisión la profundidad a la que se encontraban en el perfil del suelo. No obstante, no se pudo relacionar la CEa medida en 2017 y la  $\sigma$  estimada con las propiedades del suelo que se midieron durante el verano y otoño de 2017, posiblemente como consecuencia de cambios en las condiciones de campo y una distribución heterogénea de la humedad del suelo que constituye un factor de distorsión en la relación entre la CEa y la CEe.

Los resultados de este trabajo indican que la aplicación agrícola de aguas salinas regeneradas, provenientes de la industria de aceituna de mesa puede realizarse en este suelo sin graves problemas. No obstante, la práctica requiere un seguimiento continuado de las propiedades del agua de riego y de la calidad del suelo para garantizar su sostenibilidad a medio y largo plazo. Los resultados confirman también el potencial de la IEM y la inversión de la señal para realizar este tipo de seguimiento a escala de finca, aunque la posibilidad de realizar estimaciones de

las propiedades del suelo indicativos de condiciones de salinidad o sodicidad dependerá en gran medida de las posibilidades de minimizar la influencia de efectos distorsionadores causadas por distribuciones heterogéneas de otras propiedades del suelo que influyen en la CEa, tales como la humedad, el contenido en arcilla o la temperatura del suelo.

*Agradecimientos.* Este trabajo ha sido desarrollado con financiación del Ministerio de Economía y Competitividad y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (AGL2015-65036-C3-3-R, MINECO/FEDER, UE). Asimismo, se agradece la contribución de IFAPA/FEADER a través de los proyectos AVA201601.13 y AVA2019.018.

#### 5.- References

- Ayers, R.S. y D.W. Westcot, 1985. Water quality for agriculture. *FAO Irrigation and Drainage Paper 29*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Roma, p 174.
- Corwin, D.L. y K. Yemoto, 2017. Salinity: Electrical Conductivity and Total Dissolved Solids. En: *Methods of Soil Analysis*, SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. doi:10.2136/msa2015.0039.
- Doolittle, J.A. y E.C. Brevik, 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma* 223-225, 33–45.
- Huang, J., G.B. Davies, D. Bowd, F.A. Monteiro Santos y J. Triantafyllis, 2014. Spatial prediction of the exchangeable sodium percentage at multiple depths using electromagnetic inversion modelling. *Soil Use Manage.* 30, 241-250.
- Ma, R., A. McBratney, B. Whelan, B. Minasny y M. Short, 2011. Comparing temperature correction models for soil electrical conductivity measurement. *Precision Agric.* 12, 55–66.
- Melgar, J.C., Y. Mohamed, N. Serrano, P.A. García-Galavís, C. Navarro, M.A. Parra, M. Benlloch y R. Fernández-Escobar, 2009. Long term responses of olive trees to salinity. *Agric. Water Manage.* 96, 1105–1113.
- Murillo, J.M., R. López, J.E. Fernández y F. Cabrera, 2000. Olive tree response to irrigation with wastewater from the table olive industry. *Irrigation Sci.* 19:175-180.
- Pedraza-Parrilla, A., E. Van De Vijver, M. Van Meirvenne, A.J. Espejo-Pérez, J.V. Giráldez y K. Vanderlinden, 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.
- Soil Survey Staff, 2014. Keys to Soil Taxonomy. 12<sup>a</sup> ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC, 372 p.
- Santos Monteiro, F.A., 2004: 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data. *J. Appl. Geophys.* 56, 123-134.
- Triantafyllis, J., M.F. Ahmed e I.O.A. Odeh, 2002. Application of a mobile electromagnetic sensing system (MESS) to assess cause and management of soil salinization in an irrigated cotton-growing field. *Soil Use Manage.* 18, 330-339.
- Triantafyllis, J. y F.A. Monteiro Santos, 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.

## TOMOGRFIA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA PARA DETECTAR IMPACTOS CAMBIOS EN LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO, RESULTANTES DEL LABOREO CON TRACCIÓN ANIMAL Y MOTORIZADA

J. Dafonte<sup>1</sup>, A. García-Tomillo<sup>2</sup>, T. de Figueiredo<sup>3</sup>, R.S. Barbieri<sup>4</sup>, F. Fonseca<sup>3</sup>, J. Rodrigues<sup>5</sup>, I.R.C. Araujo<sup>2</sup>, R.J. Vargas<sup>6</sup>, D.H. Bandeira<sup>2</sup>, R. Montanari<sup>4</sup>, R.V. dos Santos<sup>3</sup>, O.V. Costa<sup>3,7</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ingeniería Agroforestal, Universidad de Santiago de Compostela – Benigno Ledo s/n. CP-27002, Lugo, España. [jorge.dafonte@usc.es](mailto:jorge.dafonte@usc.es)

<sup>2</sup> Universidade da Coruña, Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Facultad de Ciencias, A Coruña, España.. [aitor.garcia.tomillo@udc.es](mailto:aitor.garcia.tomillo@udc.es), [izabelarcaraujo@gmail.com](mailto:izabelarcaraujo@gmail.com), [douglas\\_ibf@hotmail.com](mailto:douglas_ibf@hotmail.com)

<sup>3</sup> Centro de Investigação de Montanha (CIMO), Instituto Politécnico de Bragança (ESA/IPB), Campus de Santa Apolonia, 5301-855 Bragança, Portugal. [tomasfig@ipb.pt](mailto:tomasfig@ipb.pt), [ffonseca@ipb.pt](mailto:ffonseca@ipb.pt).

<sup>4</sup>Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho” (UNESP), Brasil. [rayner\\_sb@hotmail.com](mailto:rayner_sb@hotmail.com), [montanari@agr.feis.unesp.br](mailto:montanari@agr.feis.unesp.br)

<sup>5</sup>Associação Portuguesa de Tracção Animal, Bragança, Portugal. [joabrandaoarodrigues@gmail.com](mailto:joabrandaoarodrigues@gmail.com)

<sup>6</sup>Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTFPR), Paraná, Brasil. [rodrigojovargas@hotmail.com](mailto:rodrigojovargas@hotmail.com)

<sup>7</sup>Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (UFRB), Brasil. [oldair@ufrb.edu.br](mailto:oldair@ufrb.edu.br)

**Palabras Clave:** Tracción mecanizada, Tracción animal, Tomografía de Resistividad Eléctrica, Propiedades físicas del suelo.

**RESUMEN.** El laboreo del suelo mediante tracción motorizada (TM) puede resultar excepcionalmente más complicado que con tracción animal (TA) en pequeñas áreas rurales o de montaña; si bien no existen muchos trabajos sobre el impacto de TA en el suelo. El objetivo del estudio fue comprobar experimentalmente si mediante la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es posible observar diferencias en el estado físico del suelo laboreado en función de la tracción utilizada. Se aplicaron 3 tratamientos con un caballo y un tractor: Arado; Arado + Cultivador y Cultivador. Los resultados de la TRE permiten detectar diferencias antes y después del laboreo para ambos tipos de tracción con un aumento de la resistividad eléctrica (RE) de un 35% para la TA y de 24% para la TM a la profundidad 0,0-0,1 m, mientras que a la profundidad 0,1-0,2 m la RE se mantuvo prácticamente constante en la TA (-1%), disminuyendo un 24% en la TM.

**ABSTRACT.** Soil tillage by motorized traction (TM) can be less feasible than by animal traction (TA) in small rural or mountain areas; although there are not many studies assessing the impact on soils caused by TA. This study aimed at assessing the performance of Electrical Resistivity Tomography (ERT) in detecting differences in tillage impacts on soils depending on the traction type used in tillage operations. Implements selected for the experiment were Plow, Plow + Cultivator and Cultivator, pulled by a draft horse and a tractor. ERT results showed differences before and after tilling. The electrical resistivity (ER) increased 35% for TA and 24% for TM at 0.0-0.1 m soil depth. At 0.1-0.2 m depth, ER remained almost constant for TA (-1%), while decreasing 24% when before and after tilling measurements are compared for TM.

### 1.- Introducción

El creciente uso del monocultivo así como la utilización de maquinaria agrícola provocan un aumento en la degradación del suelo agrícola (Martins y Fernandes, 2017; Bucella, 2015). La crisis ecológica mundial revela importantes impactos en los países agrícolas desarrollados y por ello se están retomando ciertas prácticas agrícolas que parecían ya olvidadas (Ayache, 2011). El riesgo de agotamiento y degradación de recursos (agua y suelo) debido a la intensificación agrícola ha llevado a agricultores y silvicultores a *redescubrir* el valor de la tracción animal con vistas a la reducción del consumo de energía fósil y como estímulo a procesos favorables al medio ambiente (Santos, 2019). Este *redescubrimiento*, en ciertos casos consigue remediar parte de los daños ya ocasionados (Merino, 2013).

La tracción animal es una práctica agrícola que puede contribuir de manera importante a la agricultura sostenible, especialmente en pequeñas explotaciones agropecuarias y en la agricultura de montaña. Debido a ello, en Europa, el número de pequeñas y medianas explotaciones agrícolas (y forestales) que han empezado a utilizar la tracción animal habitualmente está creciendo (Rodrigues et al. 2017). Los estudios realizados indican que tanto en términos de gasto energético (Herold et al. 2014), eficiencia de tracción (Johansson et al. 2013) y en el uso de energías renovables (Jansén 2000); la utilización de animales de tiro se muestra como una alternativa totalmente fiable.

El continuo uso de implementos de labranza, especialmente los arados y rastras de discos, los arados de vertedera, entre otros, puede afectar de manera negativa al suelo degradándolo; provocando procesos erosivos y también compactándolo. La compactación, que provoca la rotura de los macroporos, afecta tanto a la emergencia de la semilla como, al desarrollo radicular o a la infiltración de agua y por lo tanto impide una nutrición adecuada de los cultivos. La degradación de la estructura del suelo mediante el uso de tracción animal podría ser menor que la provocada por la tracción mecanizada, dado que los

animales tienen un peso menor y además su velocidad de desplazamiento también es menor.

La compactación, a diferencia de la erosión, no se revela superficialmente; puesto que ocurre de manera sub-superficial, haciéndose todavía necesario para identificación de análisis de las propiedades físicas del suelo.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es un método geofísico no invasivo aplicado en estudios de la variabilidad espacial y temporal del suelo que también ha sido utilizado para estudiar cómo afecta el laboreo a las propiedades físicas del suelo (Rossi et al., 2013; Besson et al., 2013). Según Friedman (2005), dos de los factores que afectan al valor de la resistividad eléctrica (RE) son la porosidad y contenido de agua del suelo. La corriente pasa por los poros rellenos de agua y por la superficie de las partículas de arcilla, por lo que la RE dependerá en cierta medida de la densidad aparente del suelo y de forma más general la estructura del mismo (Basso et al., 2010).

El objetivo del presente trabajo fue evaluar si es posible mediante la Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) encontrar diferencias en el estado físico del suelo labrado por diferentes implementos agrícolas arrastrados mediante tracción animal y mecanizada en una parcela de ensayo. Para ello, se midieron propiedades físicas del suelo como la densidad aparente, porosidad y conductividad hidráulica saturada del suelo.

## 2.- Material y Métodos

### 2.1 Área de Estudio

El ensayo se instaló en la Quinta do Poulão de la Escuela Superior Agraria, Instituto Politécnico de Bragança, Portugal (41°46'49.53''N 6°47'57.50''O). El clima de Bragança presenta tanto influencias continentales como atlánticas (Agroconsultores e Coba, 1991). La temperatura media y precipitación anual acumulada (en el periodo 1981-2010) es respectivamente, 12,7°C e 773 mm (IPMA, 2019). El suelo estudiado es un Fluvisol Éutrico de deposiciones aluviales (IUSS Working Group WRB, 2014) de textura franca y contenidos de arcilla, arena y limo de 21%, 54% e 25%, respectivamente. El área estudiada fue dividida en 3 parcelas de 120 m<sup>2</sup> (20 x 6 m) y éstas a su vez en sub-parcelas de 60 m<sup>2</sup> (20 x 3 m) (Figura 1).

El experimento se llevó a cabo los días 26 y 27 de enero de 2018. El campo experimental se encontraba cubierto de rastrojo parcialmente descompuesto de maíz para ensilado, el cual había sido cosechado 3 meses antes.

### 2.2 Tratamientos

Se analizaron los siguientes factores: Tipo de implemento (arado; cultivador; arado + cultivador) y tipo de tracción (animal y motorizada). Los tratamientos estudiados fueron: Tracción animal + Arado (Tratamiento 1); Tracción animal + Cultivador (Tratamiento 2); Tracción animal + Arado + Cultivador (Tratamiento 3); Tracción motorizada + Arado (Tratamiento 4); Tracción motorizada + Cultivador (Tratamiento 5); Tracción motorizada + Arado + Cultivador

(Tratamiento 6) (Figura2). Cada tratamiento consistió en el paso del implemento a lo largo de la sub-parcela. El tractor utilizado fue un John Deere 5620 de 3.549 kg, con una potencia nominal del motor de 53,7 kW, neumático delantero con una anchura de 142 a 192 cm y neumático trasero de 141 a 191 cm. La tracción animal fue llevada a cabo por una yegua da raza Ardennais (*Equus ferus caballus*) (Figura 2) de 800 Kg de peso vivo. El arado utilizado para la tracción motorizada fue un arado de vertedera de 550 kg, modelo RV de 6 rejas, con una amplitud de trabajo de 2 m y el cultivador fue un Vibrocultor Herculano, modelo RHV 210 con 27 dientes en 4 planos verticales, de anchura de trabajo de 2,70 m. En tracción animal se utilizó un arado Brabant de una reja, de ancho de trabajo de 1 m y el cultivador por su parte de modelo canadiense de 9 dientes y anchura de trabajo 1,5 m. Se utilizó una profundidad de trabajo de 0,2 m tanto para las labores con tracción mecanizada como con tracción animal.

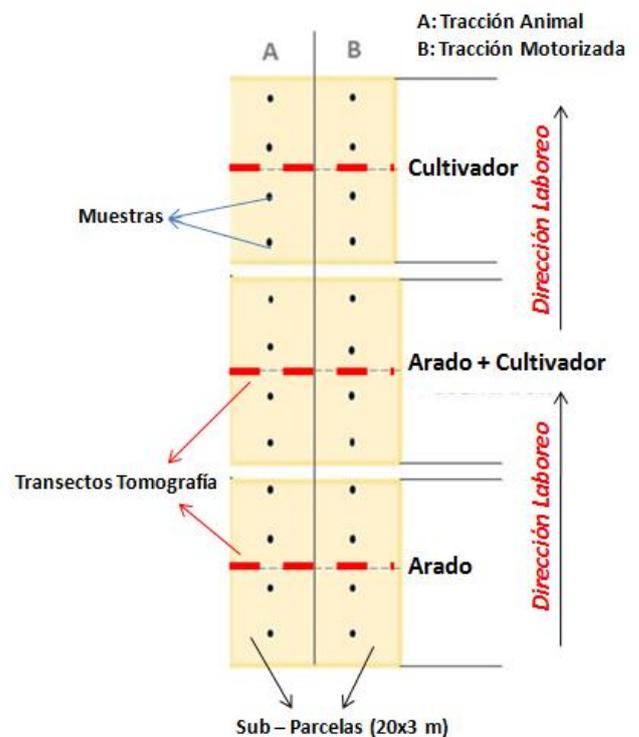


Fig. 1. Esquema del experimento de campo. Tratamientos, puntos de muestreo y transectos de TER

### 2.3 Muestras de Suelo

En cada sub-parcela se localizaron 4 puntos de muestreo, confeccionando una malla de 24 puntos en el área de estudio (Figura 1). En cada punto se tomaron muestras antes y después del manejo de suelo mediante tracción animal/motorizada. En cada punto se obtuvieron 3 muestras inalteradas a las profundidades 0-0,05, 0,05-0,1, y 0,1-0,2 m. En la primera profundidad se llevaron a cabo determinaciones de conductividad hidráulica saturada del suelo (Ks), densidad aparente (Da), porosidad total (P), microporosidad (MicroP) y macroporosidad

(MacroP). P y MicroP se calcularán con la Da y la Humedad determinada en las muestras, respectivamente, saturadas y drenadas por 24h; la MacroP se obtuvo por diferencia entre P y MicroP. En la segunda y tercera profundidad se determinó también la Da. Los anillos volumétricos utilizados para obtener las muestras inalteradas tienen un volumen de 100 cm<sup>3</sup>. Para obtener la Ks se colocaron los cilindros en el permeámetro de carga constante (carga hidráulica media de 2,4 cm) y circuito cerrado de acuerdo a la fórmula (Hillel, 1998):

$$K = \frac{V * L}{A * t * h} \quad (1)$$

Siendo:

K-Coeficiente de permeabilidad

V-Volumen de agua obtenido en la bureta

L-Longitud del cilindro.

A-Área de la superficie del cilindro.

t- Tiempo en obtener la medida de volumen V.

h-Diferencia del nivel del agua dentro y fuera del cilindro (en el permeámetro).

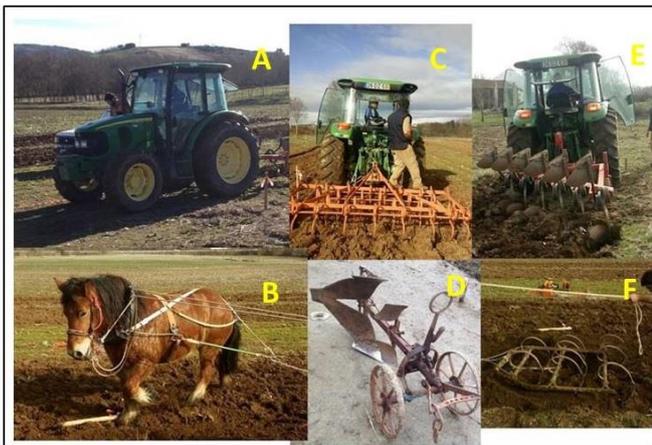


Fig. 2. Medios de tracción e implementos utilizados en el experimento: Tractor (A); Yegua Raza Ardennais (B); Vibrocultor (C); Arado modelo Brabant (D); Arado de Vertedera (E); Cultivador modelo canadiense (F).

## 2.4 Tomografía de Resistividad Eléctrica

Las medidas se llevaron a cabo en 3 transectos que atravesaban cada parcela (Figura 1), perpendicularmente a la dirección del laboreo; realizándose una medición previamente al laboreo y otra medición inmediatamente después de terminado el mismo, por lo tanto con un total de 6 transectos de TRE. El equipo utilizado fue un Terrameter SAS 1000 (ABEM), con un selector de electrodos ES 10-64; la separación de los 40 electrodos metálicos fue de 0,10 m, con apertura de alas de 4 m (Figura 3).



Fig. 3. Disposición del equipo de TRE en la parcela objeto de estudio.

Los datos de resistividad eléctrica aparente de las mediciones se invirtieron mediante el software RES2DINV para obtener un modelo 2D de los datos de resistividad real. El protocolo escogido para las mediciones, Wenner 32SX, es el apropiado para el estudio de estructuras horizontales (Loke, 2011; Samouëlian et al., 2005). Se utilizaron para el estudio estadístico los valores de RE obtenidos en los puntos del protocolo Wenner 32 SX comprendidos entre 0 y 0,2 m; puesto que a partir de esa profundidad no se observa diferencias notables entre la RE medida antes y después del laboreo.

## 3.- Resultados y Discusión.

Santos (2019) observó que antes de realizar el laboreo, no se registran diferencias significativas de las propiedades estudiadas en el área experimental (por tratamientos); lo que confirma que el área estudiada puede considerarse uniforme. Los valores medios de las propiedades físicas estudiadas de las muestras de suelo obtenidas antes y después del laboreo en función del tipo de tracción utilizada se muestran en la Tabla 1.

Santos (2019) concluyó además que no hubo diferencias estadísticamente significativas según los tipos de tracción empleados para las diferentes propiedades estudiadas; salvo en el caso de la macroporosidad donde su disminución fue más acentuada en el caso de la tracción animal (33% frente a 3% en tracción motorizada), es decir que el área donde se utilizó la tracción animal presenta después de las labores un número de macroporos menor que el área donde fue utilizada la tracción mecanizada.

Tabla 1. Propiedades físicas estudiadas antes y después del laboreo en función de la tracción utilizada (T.A. - Tracción Animal y T.M - Tracción motorizada). Ks=Conductividad hidráulica saturada del suelo.

Propiedad	Uds	Antes		Después	
		TA	TM	TA	TM
Ks	cm/h	348,24	307,73	772,83	624,45
Densidad aparente	g/cm <sup>3</sup>	1,40	1,38	1,23	1,19
Porosidad Total	%	47,23	47,77	47,46	49,38
Macroporosidad	%	3,43	3,18	2,29	2,99

En cuanto a la Resistividad Eléctrica (RE), se cumple que en los 3 tratamientos elegidos en función del implemento, a las profundidades 0 - 0,05 y 0,5 - 0,1 m la RE aumenta tanto para la tracción motorizada (presentando una variación relativa de 36,2 y 28,5 % respectivamente) como para la tracción animal (con una variación relativa de 55,1 y 51,8 % respectivamente) (Tabla 2). Esto es achacable a la aireación que experimenta el suelo después del laboreo, mayor cantidad de aire dificulta el paso de la corriente eléctrica y aumenta la RE. Estas diferencias pueden explicarse porque la labor realizada mediante tracción motorizada, consigue una menor aireación de terreno (al voltear el suelo) al formar agregados de mayor tamaño, y por lo tanto menos disgregados que los formados por la tracción animal. Además, al realizar la tracción animal un menor volteo causa un menor impacto a la estructura del suelo (Bertol et al. 2000). Por el contrario, en la profundidad 0,10-0,20 m la RE en el área donde se utilizó la tracción animal se mantiene prácticamente sin variación (-1.2%) mientras que la RE en el área de la tracción motorizada se reduce en casi un 20 % (Tabla2). La mayor fuerza que ejerce la tracción mecanizada y la mayor masa del tractor respecto al animal, causan compactación a esta profundidad (menor cantidad de aire y por tanto menor RE) mientras que la tracción animal (debido a la su menor peso y fuerza que ejerce) provoca un menor impacto en profundidad, no observándose efectos en la variación de la RE a más de 0,10 m (Tabla 2). Además, los aperos utilizados en tracción animal no comprimen tanto el suelo durante las operaciones de manejo como ocurre con la tracción motorizada lo que puede ayudar a preservar las propiedades físicas del suelo de una manera adecuada (Bertol, et al. 2000).

**Tabla 2.** Valores de RE por profundidad antes y después del laboreo en función de la tracción utilizada (T.A. - Tracción Animal y T.M - Tracción motorizada)

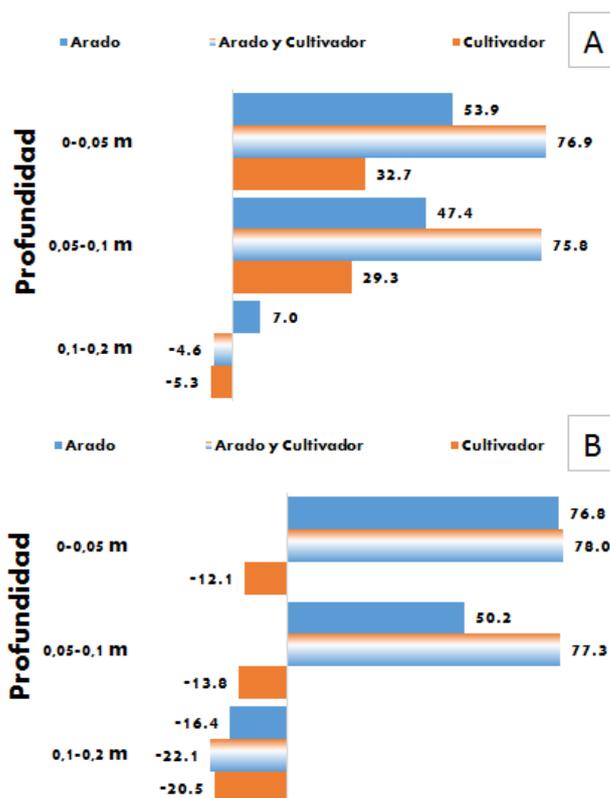
Profundidad (m)	Antes (Ω·m)		Después (Ω·m)		Variación (%)	
	TA	TM	TA	TM	TA	TM
0-0,05	90,8	94,4	140,9	128,7	55,1	36,2
0,05-0,1	106,5	115,0	161,7	147,8	51,8	28,5
0,1-0,2	210,5	228,5	207,9	183,6	-1,2	-19,7

Las medias de RE antes y después del laboreo en función de los aperos utilizado para llevarlo a cabo (arrastrados por tracción mecánica y animal) se muestran en la Tabla 3. Se observa que el tándem formado por Arado + Cultivador es que mayor efecto tiene en la RE en los primeros 0,10 m del suelo mientras que en el área de terreno donde se utilizó el cultivador en solitario este efecto es mucho menor, debido a que este apero realiza una labor menos intensa que el arado.

**Tabla 3.** RE por profundidad antes y después del laboreo (tracción mecanizada y animal) en función del apero utilizado (A - Arado, A+C - Arado y Cultivador, C - Cultivador)

Prof. (m)	Antes (Ω·m)			Después (Ω·m)		
	A	A+C	C	A	A+C	C
0-0,05	85,0	94,9	97,9	140,1	158,3	105,8
0,05-0,1	115,4	110,0	106,9	171,7	179,8	112,8
0,1-0,2	220,6	273,8	164,2	207,1	236,8	143,4

El arado y el arado + cultivador provocan un aumento en la variación relativa de la RE a las profundidades 0-0,05 y 0,05 - 0,10 m (Figura 4). El caso de la TA aumenta un 76,9% en la capa más superficial y un 78% a la profundidad 0,05-0,10 mientras que la TM causa un aumento de un 78% y un 77% a 0,0-0,05 y 0,05-0,1 m respectivamente.



**Fig. 4.** Variación relativa de la RE (%) a diferentes profundidades del suelo inducida por el efecto de los aperos utilizados en el estudio. 4A - Tracción Animal y 4B - Tracción motorizada.

En la Figura 5 se muestran los perfiles de suelo obtenidos invirtiendo los datos de RE para la sub-parcela Arado + Cultivador antes y después de la movilización del terreno. Puede observarse como la tracción motorizada ha tenido efecto en la RE a mayor profundidad (hasta 0,2 m) que la que ha podido alcanzar la tracción animal, cuyo efecto más destacable se sitúa en la capa 0-0,10 m.

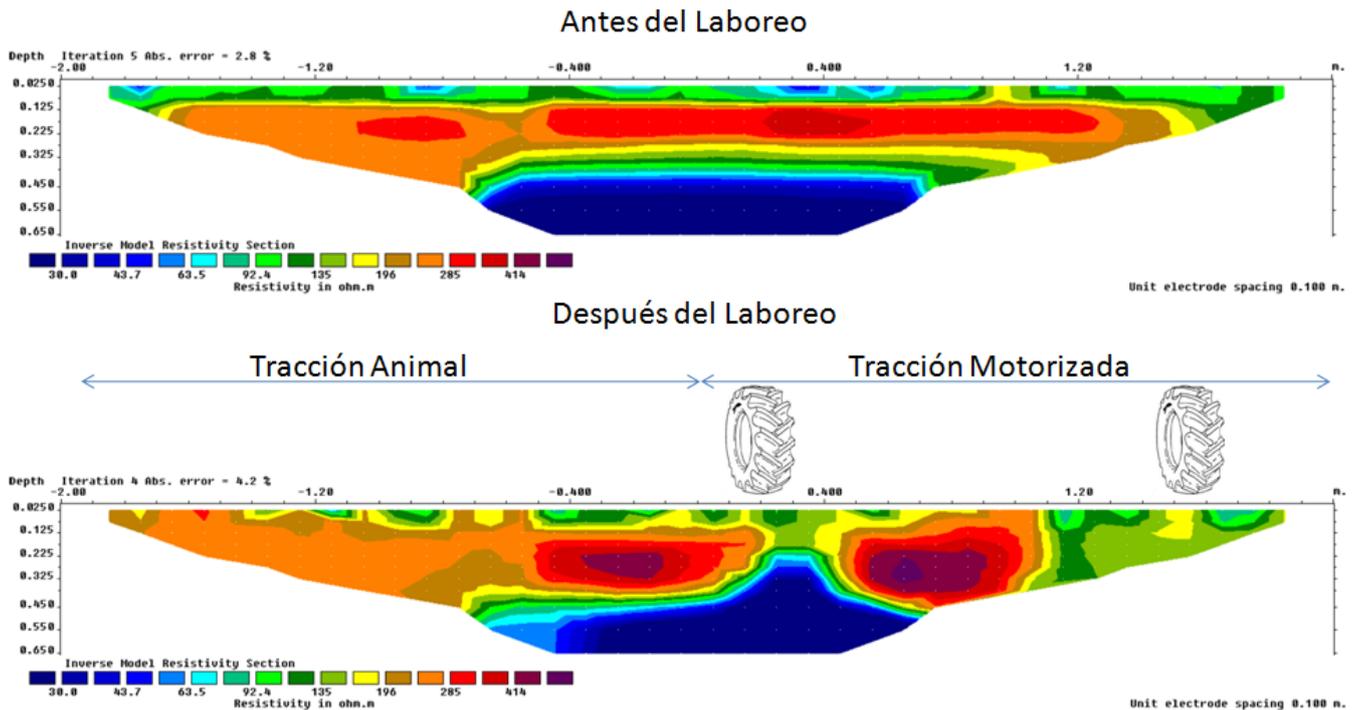


Fig. 5. Perfiles del modelo inverso de la RE obtenidos con el RES2DINV para antes y después del laboreo en la sub-parcela Arado + Cultivado.

#### 4.- Conclusiones

El estudio experimental puso de manifiesto los impactos sobre las propiedades físicas del suelo debido al uso de diferentes aperos arrastrados por tracción animal o motorizada; mostrando diferencias en profundidad en función del tipo de tracción (efecto más superficial la tracción animal). Comparando entre los aperos utilizados, Cultivador, Arado y Arado + Cultivador fue el primero el que menor impacto causó en el suelo. La TRE mostró un elevado potencial para detectar dichos impactos, mostrando gran eficacia en diferenciar las alteraciones estructurales del suelo a escasa profundidad que los métodos tradicionales de análisis de las propiedades físicas del suelo no pudieron poner de manifiesto con tanta evidencia.

#### 5.- Bibliografía

Agroconsultores e Caba, 1991. Carta do Solos, Carta do uso Actual da Terra Carta da adaptação da Terra do Nordeste de Portugal. Universidade de Trás-as-Montes e Alto Douro.

Ayache, S., 2011. Energie animale et gestions des espaces naturels. Conservatoire Rhône d'Alpes des Espaces Naturels et ONF, France, 19 p.

Basso B., M. Amato, G. Bitella, R. Rossi, A. Kravchenko, L. Sartori, L. M. Carvahlo y J. Gomes, 2010. Two-Dimensional Spatial and Temporal Variation of Soil Physical Properties in Tillage Systems Using Electrical Resistivity Tomography. *Agron. J.*, 102(2),440-449.

Bertol, I. O. Ciprandi, L. Campos, Nicanor Gomes de y O. Batistela, 2000. Propriedades físicas e químicas e produtividade de milho afetadas pelo manejo do solo com tração animal, numa terra bruna estruturada. *Ciência Rural*, 30(6), 971-976.

Besson, A., M. Séger, G. Giot y I. Cousin, 2013. Identifying the characteristic scales of soil structural recovery after compaction from three in-field methods of monitoring. *Geoderma*, 204-205, 130-139.

Bucella, P. 2015. Uso sustentável da terra na União Europeia. En *Cultivar: Cadernos de Análise e Prospetiva*, 2, 13-20.

Friedman S.P. 2005. Soil properties influencing apparent electrical

conductivity: A review. *Comput. Electron. Agr.* 46, 45-70.

Herold P., P. Schlechter, y R. Scharnhözl, 2014. Modern use of horses *Horses%20in%20organic%20farming.pdf* in organic farming, FECTU, 2014. [www.fectu.org/English/](http://www.fectu.org/English/).

Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*. Academic Press.

IPMA, 2019. Normais Climatológicas de Bragança (1981-2010). Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Lisboa (<http://www.ipma.pt/pt/oclima/normais.clima/>)

IUSS Working Group WRB, 2014. World reference base for soil resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World soil resources reports No. 106. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Jansén J., 2000. Agriculture, Energy and Sustainability. Case studies of a local farming community in Sweden, *Acta Universitatis Agriculturae Sueciae – Agraria*, 253, 34-39.

Johansson S., K. Belfrage, y M. Olsson., 2013. Impact on food productivity by fossil fuel independence – a case study of a Swedish small-scale integrated organic farm, *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B - Soil & Plant Science* 63, 123-135.

Loke, M. H. 2011. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Disponible en: [www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com).

Martins, J.C., y R. Fernandes, 2017. Processos de degradação do solo - medidas de prevenção. *Vida Rural*, 34-36.

Merino, A., 2013. Runoff Erosion and Human Societies. En: *Run off erosion* (Evelpidou, N. et al, pp. 172-229).

Rodrigues, J.B., P. Schlechter, H. Spychiger, R. Spinelli, N.Oliveira, y T.Figueiredo, 2017. As montanhas do século XXI: manejo sustentável de áreas montanhosas baseadas na tração animal. *Open Agriculture* 2, 300-37

Rossi, R., M. Amato, G. Bitella y R. Bochicchio, 2013. Electrical resistivity tomography to delineate greenhouse soil variability. *Int. Agrophys.* 13 (27), 211-218.

Samouëlian, A., I. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand y G. Richard, 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till Res.* 83, 173-193.

Santos, R.V. dos, 2019. Efeito de mobilizações com tração animal nas propriedades físicas do solo. Tesis de Maestría en Agroecología, Escola Superior Agrária, Instituto Politécnico de Bragança. Portugal

## USE OF THE WATER RETENTION CURVE FOR THE ASSESSMENT OF SOIL QUALITY

Guzmán G<sup>1\*</sup>, Gómez J.A.<sup>2</sup>, Giráldez J.V.<sup>2,3</sup>, Laguna A.M.<sup>1</sup>, Martínez, G<sup>1</sup>. and Vanderlinden K<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Dept. of Applied Physics, University of Córdoba, Einstein Bldg., Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [g92gudim@uco.es](mailto:g92gudim@uco.es), [fallalua@uco.es](mailto:fallalua@uco.es), [gonzalo.martinez@uco.es](mailto:gonzalo.martinez@uco.es).

<sup>2</sup> Dept. of Agronomy, Institute of Sustainable Agriculture, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: [joseagomez@ias.csic.es](mailto:joseagomez@ias.csic.es).

<sup>3</sup> Dept. of Agronomy, University of Córdoba, da Vinci Bldg., Cra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [ag1gicej@uco.es](mailto:ag1gicej@uco.es).

<sup>4</sup> Agriculture and Environment Area, Institute for Research and Agrarian and Fisheries Formation, IFAPA, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: [karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es](mailto:karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es).

**RESUMEN.** Desde los comienzos de la física del suelo se ha usado el punto de inflexión de la curva de retención de agua bien para evaluar la estabilidad de los agregados y la capacidad de campo, o estimar la calidad comparable a la concentración de materia orgánica o a otras propiedades similares. El punto de inflexión marca la moda de la función de distribución de la probabilidad del tamaño de poros pero ¿es suficiente esta propiedad para justificar su uso como índice de calidad del suelo?

En este trabajo se explora la idoneidad de algunas propiedades de la curva de retención de agua para evaluar la calidad de un suelo.

**ABSTRACT.** Since the beginning of soil physics, the inflection point of the water retention curve has been used either to evaluate the stability of the aggregates and field capacity, or to estimate the comparable quality to the concentration of organic matter or other similar properties. The inflection point marks the mode of the probability distribution function of pore size but, is this property enough to justify its use as an index of soil quality?

In this work, the suitability of some properties of the water retention curve to evaluate soil quality is explored.

### 1.- Introduction

Soil quality is characterized, among other aspects, by its capacity to exchange mass and energy with the surroundings (e.g. Sojka et al., 2003). This exchange is controlled by the soil texture and structure, which on its turn, depends on the water retention characteristics. Water is retained in soil due to the adherence of water molecules to the walls of voids present in the soil matrix. Although part of the forces exerted onto water molecules are caused by the plane walls of voids (Or and Tuller, 1999), most of them are generated in the capillary menisci. As Or and Tuller (1999) suggested, the augmented Young-Laplace equation can be used to relate the matric component of soil water potential with the effective radius of a capillary tube. Therefore, the widely used soil water retention curve (SWRC), the graphical expression of the previous relationship, can be used as the probability density function of effective pore size (e.g. Or et al., 2000). The integral of the SWRC represents, as already Childs

(1940) pointed out, the energy ( $J m^{-3}$ ) implied in the retention processes.

The pore size distribution is an important property for the description of soil water behaviour. The greater pores allow a quick soil water infiltration, as well as they act as a good barrier to prevent evaporation losses during dry periods (e.g. Or et al., 2013). The mode of the distribution of pore size has been chosen for the estimation of the soil quality by Collis-George and Figueroa (1984) and Mamedov and Levy (2013), among others, to assess the aggregates stability by comparing their values in two SWRC measured during slow and fast wetting processes, in what is denominated the High Energy Moisture Characteristics (HEMC). Later, Dexter (2004) selected the SWRC mode as well but representing the matric component of the water potential by its logarithmic value in what is known as the *S*-index.

In agronomic applications the upper limit of the moisture content which remains metastable after a wetting process, the field capacity, in spite of the criticisms of the validity of this value (de Jong van Lier, 2017), is usually estimated in the SWRC matric, (e.g. Twarakavi et al. 2009, Assouline and Or, 2014; Reynolds, 2018). In particular, Assouline and Or (2014) determined the moisture content at the field capacity drawing the tangent line to the SWRC at the inflection point. Twarakavi et al. (2009) adopted the soil hydraulic conductivity equation formulated by Mualem (1976) that is based on the SWRC.

The redistribution of water in soil after the infiltration ceases depends on the air- and water-entry states usually defined in the SWRC (e.g. Wang et al., 2004). The air-entry and water-entry states characterize, respectively, the lower and the upper end of the water blob formed during redistribution of water in soils with great pores, like sands (Youngs, 1958; Peck, 1971). Haverkamp et al. (1986, 2002) proposed a functional determination of both states in different equations for the SWRC.

In all the above problems it is necessary to assess a proper function to characterize the SWRC. A great number of equations have been suggested for their fit to the SWRC measured data (e.g. Leij et al., 1997), ranging from simple analytical equations, as the Raats superclass equation (Raats, 2001; Heinen and Bakker, 2016), to other more involved forms, like exponential whose arguments contain the suction as a potential function, (Assouline et al., 1998, Groenevelt and Grant, 2004), the potential of a logarithm

of the suction, (Fredlund and Xing, 1994).

The interpretation of the SWRC as an effective pore size distribution function can be questioned as Hunt et al. (2013) commented by the not immediate assimilation of the bundle of capillary tubes to the real soil. More up-to-date and sophisticated technologies such as X-ray cross tomography may yield better approximations of the pore space. However, not being a perfect image of the soil, it is possibly one of the most cost-effective methods to be used.

The complexity of some of the proposed SWRC functions, (e.g. Assouline et al. 1998 or Fredlund and Xing 1994) and the imperfect fits to the measured data, impede very often a proper interpretation of the soil properties. Can the applications of interpolation algorithms (such as those based on cubic splines) solve this problem? The main purpose of this communication is to answer this question. Also, we explore whether several indices obtained from the shape and features of the SWRC, as the maximum value of the slope, its abscissa, the Dexter (2004) S-index, the Haverkamp et al. (2005) shape index, and the Minasny and McBratney (2003) average soil water content and matric component of the soil water potential have a relationship with some soil quality indicators like bulk density, saturated hydraulic conductivity, organic matter content, and aggregate stability.

## 2.- Material and Methods

Firstly, the algorithm used for interpolation of the SWRC data is briefly described, and secondly a description is included for the soils and the method to evaluate the SWRC.

### 2.1. Interpolation with natural cubic splines

Splines are piecewise polynomials with common values of the ordinate, the first and the second derivative values at the knots used for interpolating fitting, and smoothing data points. Developed in the forties of the last century, these were first introduced in soil science by Erh (1974), and widely used later by other authors (e.g. Kastanek and Nielsen, 2001). Cubic polynomials are the simpler curves with continuous second derivatives at the knots. The adjective natural indicates a null value for the second derivatives at the extreme knots. The determination of the spline coefficients is straightforward (e.g. Press et al., 1992 § 3.3). The knots will be selected data points. Figure 1 shows one spline fit.

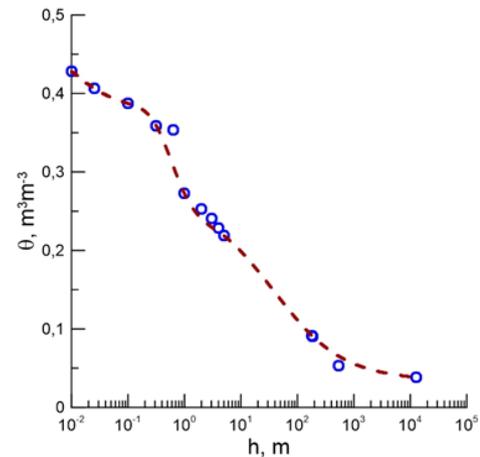


Fig. 1. Example of a natural cubic spline fit to measured SWRC data.

### 2.2. Experiment information

The experimental sites were located in two representative olive orchard farms in the province of Seville (Pedrera, P, and Benacazón, B) with different soil types, Typic Calcixerept and Petrocalcic Palexeralf, respectively (Soil Survey Staff, 1999) and two soil managements each (Figure 2). One management was conventional tillage (CT) consisting of weeds control by 2–4 cultivator passes at a depth of 15 cm. The second soil management system was temporary cover crop (CC) which consisted of a sown cover crop of ryegrass (*Lolium multiflorum*) along the inter tree rows every year, with the first autumn rains. In early spring depending on annual rainfall, the cover was chemically killed to avoid water and nutrient competition with the olive trees according to the local mowing date recommendations. Thus, this soil management began in fall 2001 in Pedrera and spring 2003 in Benacazón. The previous soil management systems in the whole farms were conventional tillage and spontaneous cover, respectively.



Fig. 2. View of the plots at the sampling time. Pedrera on the left and Benacazón on the right side.

Field measurements and soil sampling for laboratory analysis were performed during January and April 2005 along the inter tree rows (X) and under olive trees' canopies (C) at two different depths, 0–0.1 m (T) and 0.1–0.2 m (D).

In the case of the tillage plots, measurements and sampling coincided when soil compaction was maximum, just before the first plough pass in early spring. Selected soil chemical and physical indicators were measured: organic matter (*OM*), bulk density (*Bd*), saturated hydraulic conductivity (*Ks*), and macroaggregate stability (*AE*) (Soil Survey Staff 2009). In addition, water retention curves (SWRC) were determined using undisturbed soil cores of 98.2 cm<sup>3</sup> during a drying cycle using a sand box and a sand/kaolin box (Eijkelkamp Giesbeek, The Netherlands). For water potentials lower than -5 m, measurements were obtained on disturbed soil samples using a dewpoint potentiometer (WP4C, Decagon, Pullman, WA, USA).

The number of samples taken, or measurements per management, area, and depth was eight for *Bd*, *AE*, and SWRC, and four for *Ks*. More details about the experimental procedures can be consulted in Guzmán et al. (2019).

### 2.3. Selected SWRC indices

Soil quality is defined with Karlen et al. (1997) as "the capacity of a specific kind of soil to function, within natural or managed ecosystem boundaries, to sustain plant and animal productivity, maintain or enhance water and air quality, and support human health and habitation". Karlen et al. (1997, Table 1) suggested several indicators, some of which have been chosen here to be evaluated with SWRC indices. The first one is the value of the derivative at the inflection point, which is the mode of effective pore size distribution function. It represents the fraction of the porosity occupied by the most abundant pore size, *dermx*,

$$dermx = \frac{dq}{dh}(hmxs) \quad (1)$$

where  $\theta$  is soil moisture (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) and *hmxs* is the value of the suction (*h* in m) at the inflection point, which is used as an index, too. The third index is the shape index, *P*, of Haverkamp et al. (2005),

$$P = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \int_{\theta_r}^{\theta_s} \frac{d[\ln(\theta)]}{d[\ln(h)]} d\theta \quad (2)$$

where  $\theta_r$  and  $\theta_s$  are the residual and the saturated soil water contents (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), respectively. The fourth index is the integral energy of Minasny and McBratney (2003), a moisture-averaged suction value.

$$E_I = \frac{1}{\theta_s - \theta_r} \int_{\theta_r}^{\theta_s} h d\theta \quad (3)$$

The fifth index is the integral water storage of Minasny and McBratney (2003), a suction averaged soil water content,

$$W_I = \frac{1}{h_{max} - h_{min}} \int_{h_{min}}^{h_{max}} \theta dh \quad (4)$$

where  $h_{min}$  and  $h_{max}$  are, respectively, the minimum and maximum values of the suction (m). Finally, the sixth index is the Dexter (2004) *S*-index, i.e., the derivative of the SWRC at the inflection point where the suction (in m) is represented by its logarithmic value.

$$S = \frac{dq}{d[\ln(h)]}[\ln(hmxs)] \quad (5)$$

The units of these indices are: m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> per m for *dermx*, m for *hmxs*, - for *P*, m for *E<sub>I</sub>*, m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> for *W<sub>I</sub>*, and m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> per unit ln(*h*) for *S*. However, for simplicity they are omitted hereon.

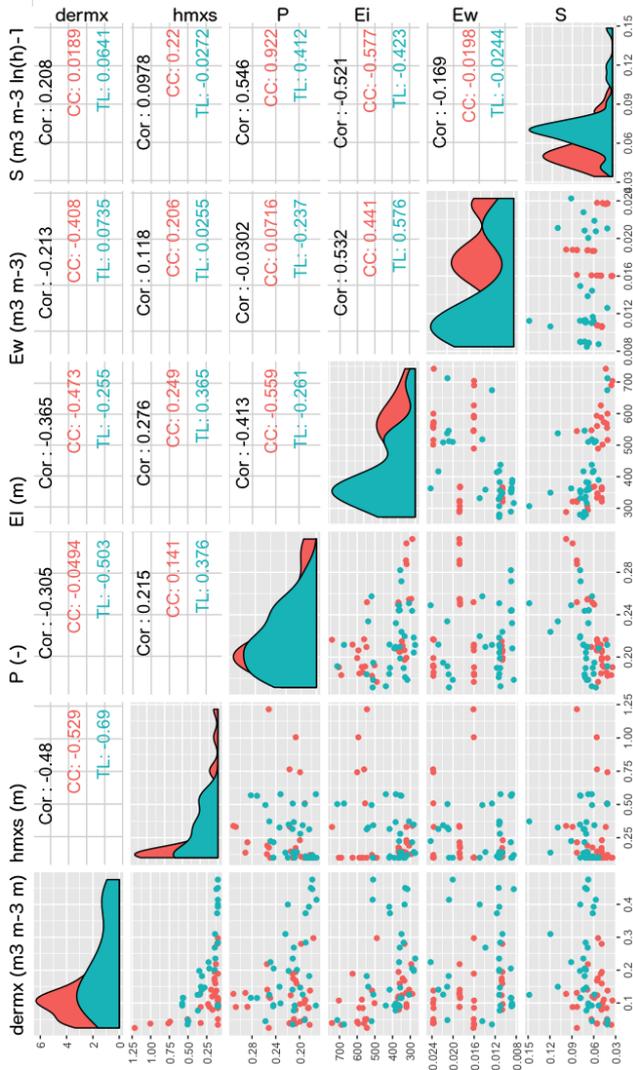
### 2.4. Statistical methods

Statistical analysis was performed using the PAST software (Hammer et al., 2001) and the ggpairs package (Emerson et al., 2012) in R. Kruskal-Wallis test were performed to compare medians of non-gaussian distributions.

### 3. Results and discussion

From the visual inspection of most of the measured SWRC (results not shown) it is very hard to find the air-entry state, as in Fig. 1. The water content gradually decreases as the suction increases, not as in the sharp slope discontinuity point in the water retention curves shown by Haverkamp and Parlange (1986), and Haverkamp et al. (2002). Nevertheless, the static field capacity in the interpolated water retention curves can be easily estimated as described by Assouline and Or (2014).

Figures 3 and 4 show the probability distribution functions (pdf) and correlation matrix of the water retention-derived indices at Benacazón and Pedrera, respectively. In most of the cases, the pdf showed positively skewed multimodal distributions reflecting the large spatial variability of soil water retention at both sites. This multimodality mainly relates with the differences in location (inter tree rows versus under olive's canopies) and depth (0-0.1 and 0.1-0.2 m) of the samples at both sites. In general, the *S*-index showed the highest correlations with the other indices (Fig. 3 and 4) in both fields, being the correlations higher for Benacazón than Pedrera. The highest and significant ( $p < 0.05$ ) correlations found were obtained between the two shape indices, *S* and *P*. Kruskal-Wallis tests performed on the data grouped by field yielded significantly different medians ( $p < 0.05$ ) in all indices but the shape index *P*. This analysis manifests a weak dependence of the shape index *P* on the two soil types studied here, given the large differences in soil texture between both fields. Soil management gave significant differences ( $p < 0.05$ ) between median values of *dermx*, *W<sub>I</sub>* and the *S*-index at Pedrera and only between median values of *hmxs* and *W<sub>I</sub>* at Benacazón.

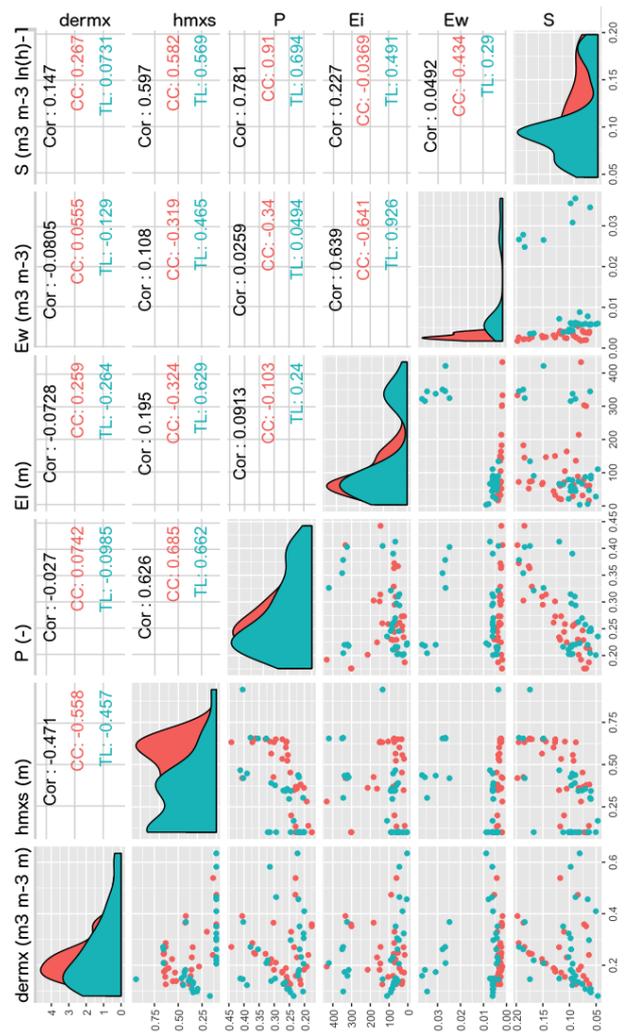


**Fig. 3.** Probability distribution functions and correlation matrix of the water retention-derived indices at Benacazón considering the two managements under evaluation, cover crop (CC) and conventional tillage (CT).

Regarding the soil management, the cover crop plots showed, at both locations (P and B), better indicators of soil quality, in general terms. For instance, *Bd* was lower at the 0-10 cm along the olives rows (P\_CC\_TC and B\_CC\_TC), *K<sub>s</sub>* was higher at the 10-20 cm along the olives rows (P\_CC\_DC and B\_CC\_DC) and *OM* at 0-10 cm along the inter-tree rows (P\_CC\_TX and B\_CC\_TX).

No relationship was found between the SWRC *P*, *E<sub>i</sub>*, *W<sub>i</sub>* and *S* indices with the soil quality indicators analyzed.

The comparison between the SWRC-derived and directly measured soil quality reveals that the *dermx* and *hmxx* have better performance than the rest of indices.



**Fig. 4.** Probability distribution functions and correlation matrix of the water retention-derived indices at Pedrera considering the two managements under evaluation, cover crop (CC) and conventional tillage (CT).

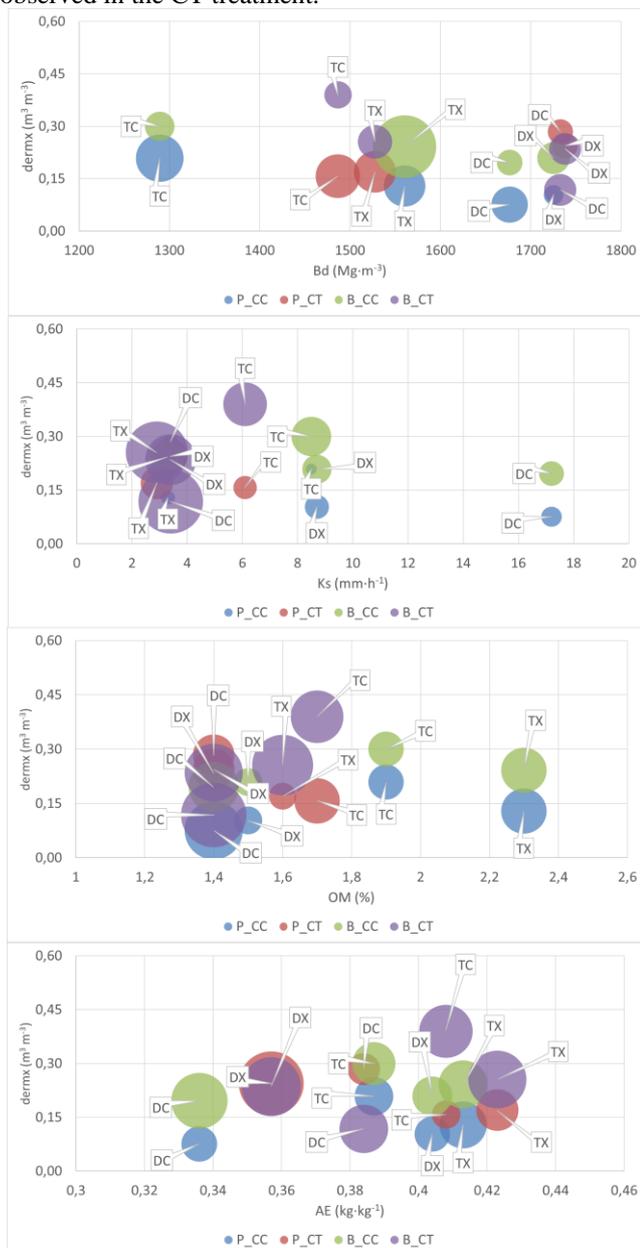
Figures 5 and 6 show the possible relations between those two indices, *dermx* and *hmxx*, respectively, and the field-measured conditions: bulk density, *Bd*, field saturated hydraulic conductivity, *K<sub>s</sub>*, organic matter, *OM*, and aggregate stability, *AE*.

The maximum value of the water capacity, *dermx*, and the corresponding value of the suction, *hmxx*, respond in a different way to the changes of the field-measured conditions. The higher *dermx*, and lower *hmxx* indicate an improvement of soil quality.

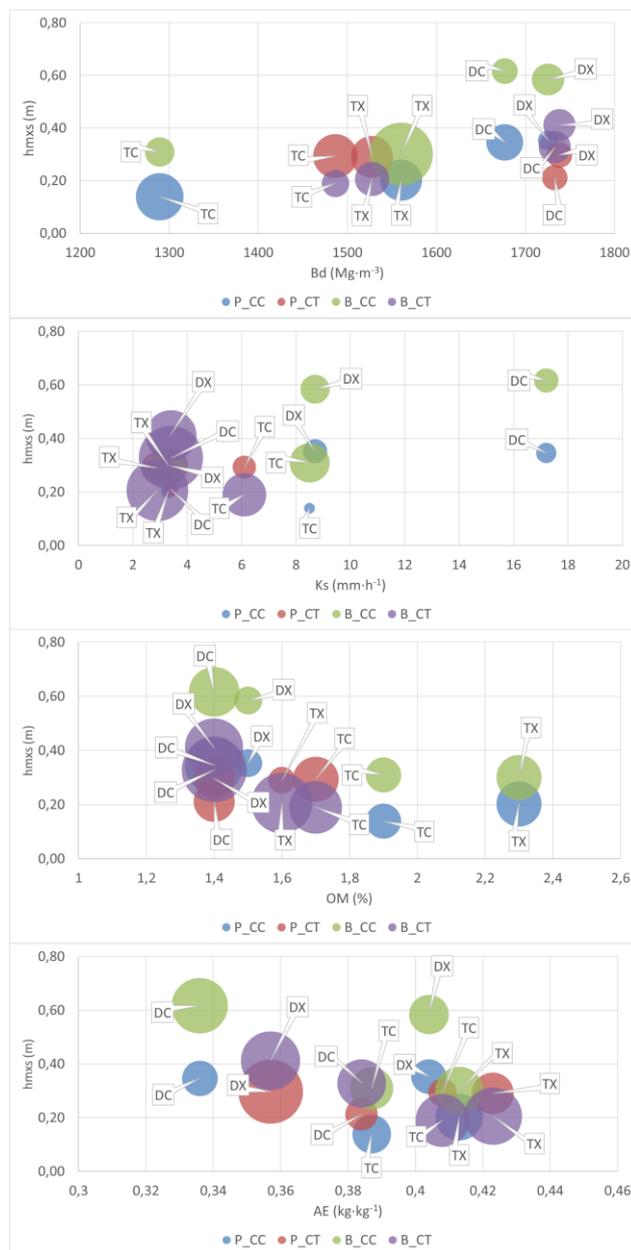
The large variability of the measured indicators, the bubble radius of Figs. 5 and 6, prevent the formulation or the detection of a clear relationship between soil properties and the estimated indices. However, some trends can be appreciated, especially when analysing each location (P and B) separately or grouping soil management systems (CC and CT).

In the CC treatment, the greater the *dermx* and the smaller the *hmxx*, the lower the apparent density and *K<sub>s</sub>* and the

higher the *MO* content and the stability of the aggregates. On the contrary, no such a clear relationship between the SWRC-derived indices and the field measured properties is observed in the CT treatment.



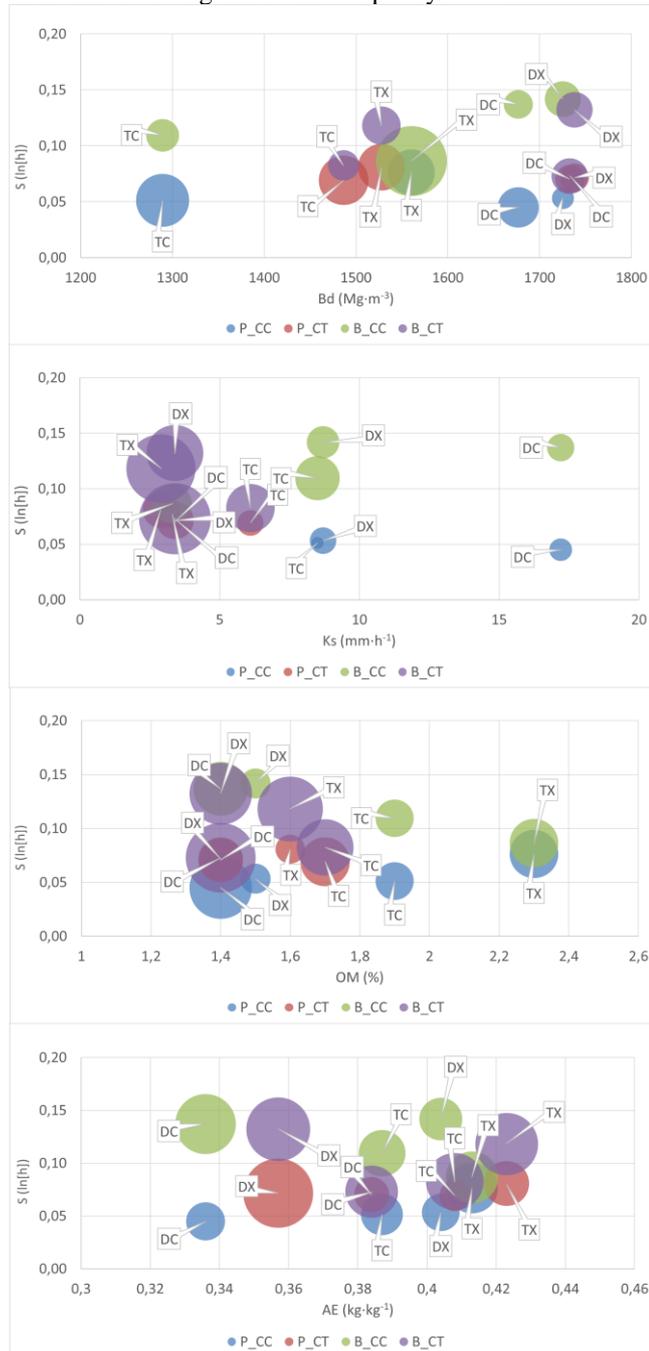
**Fig. 5.** Bubble plot of mean *dermx* and mean measured indicators (*Bd*, *Ks*, *OM* and *AE*) for the two locations (P and B), managements (CC and CT) and zones (TX, TC, DX and DC). The size of the bubbles indicates the variance coefficient of the indicators.



**Fig. 6.** Bubble plot of mean *hmsx* and mean measured indicators (*Bd*, *Ks*, *OM* and *AE*) for the two locations (P and B), managements (CC and CT) and zones (TX, TC, DX and DC). The size of the bubbles indicates the variance coefficient of the indicators.

Figure 7 presents the relation between the *S*-index and the indicators measured at the field site: *Bd*, *Ks*, *OM* and *AE*. An *S*-index above 0.035 is usually found in non-degraded soils (Dexter, 2004). Our values show the moderate good quality of these soils, especially in Benacazón. Analysing the *S*-index values of the SX (0–10 cm along the inter tree row), CT treatment showed similar values (*S*~0.070) at both locations, and therefore showing the fast effect of tillage in Benacazón. The implementation of cover crops leads into high *S* values, as it can be observed for B\_CC, although the CC effect was not that clear in Pedrera (*S*~0.045) at the short term. Despite the mentioned above, no strong trend is evident between the *S*-index and these indicators likely due to the

field conditions (interaction among management systems, areas, and depths) and therefore further analysis must be performed. As Andrews et al. (2004) described the indicators values can be integrated in a soil quality index.



**Fig. 7.** Bubble plot of mean  $S$ -index and mean measured indicators ( $Bd$ ,  $Ks$ ,  $OM$  and  $AE$ ) for the two locations (P and B), managements (CC and CT) and zones (TX, TC, DX and DC). The size of the bubbles indicates the variance coefficient of the indicators.

#### 4. Conclusions

Although the fit of simple analytical functions to the soil water retention curve is not always easy, simple interpolation schemes can be used to detect some of the proposed soil quality indicators based on it.

The comparison of some of the soil quality indices with field-measured physical properties indicate that those related to the main inflection are the most appropriated.

*Acknowledgements.* The authors would like to thank the support received by the CATCH-C project (Grant Agreement N° 289782), projects ProTerra I-II and Biosuelo (Syngenta) and EU-FEDER funds.

#### 5. References

- Andrews, S.S., D.L. Karlen, and C.A. Cambardella, 2004. The Soil Management Assessment Framework: A quantitative soil quality evaluation method. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 1945-1962.
- Assouline, S., Tessier, D., and A. Bruand, 1998. A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.* 34, 223-231.
- Assouline, S., and D. Or. 2014. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resour. Res.* 50, 4787-4802.
- Childs, E.C., 1940. The use of moisture characteristics in soil studies. *Soil Sci.* 50, 239-250.
- Collis-George, N., and B.S. Figueroa, 1984. The use of high energy moisture characteristic to assess soil stability. *Aust. J. Soil Res.* 22, 349-356.
- de Jong van Lier, Q., 2017. Field capacity, a valid upper limit of crop available water? *Agric. Water Manag.* 193, 214-220.
- Dexter, A.C., 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* 120, 201-214.
- Emerson, J.W., W.A. Green, B. Schloerke, J. Crowley, D. Cook, H. Hofmann, and H. Wickham. 2012. The generalized pairs plot. *J. Comput. Graph. Stat.*, 22, 79-91.
- Erh, K.T., 1972. Application of spline function to soil science. *Soil Sci.* 114, 333-338.
- Fredlund, D.G., and A. Xing, 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Can. Geotech. J.* 31, 521-532.
- Groenevelt, P.H., and C.D. Grant, 2004. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. *Eur. J. Soil Sci.* 55, 479-485.
- Guzmán, G., A.J. Perea-Moreno, J.A. Gómez, M.A., Cabrerizo-Morales, G. Martínez, and J.V. Giráldez, 2019. Water related properties to assess soil quality in two olive orchards of south Spain under different management strategies. *Water*, 11, 367, doi:10.3390/w11020367.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., and P.D. Ryan, 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1): 9pp.
- Haverkamp, R., and J.-Y. Parlange, 1986. Predicting the water retention curve from particle-size distribution: I. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142, 325-339.
- Haverkamp, R., P. Reggiani, P. J. Ross, and J.-Y. Parlange, 2002. Soil water hysteresis prediction model based on theory and geometric scaling. In Raats, P.A.C., D.E. Smiles, and A.W. Warrick. (eds.) *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*. AGU Geophys. Monograph Ser., Vol. 129. pp. 213-246.
- Haverkamp, R., F.J. Leij, C. Fuentes, A. Sciortino, and P.J. Ross, 2005. Soil water retention: I. Introduction of a shape index. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1881-1890.
- Heinen, M., and G. Bakker, 2016. Implications and application of the Raats superclass of soil equations. *Vadose Zone J.* vol. 15, doi:10.2136/vzj2016.02.0012.
- Hunt, A.G., R.P. Ewing, and R. Horton, 2013. What's wrong with soil physics? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 1877-1887.
- Karlen, D.L., M.J. Mausbach, J.W. Doran, R.G. Kline, R.F. Harris, and G.E. Schuman, 1997. Soil Quality: A Concept, Definition, and Framework for Evaluation (A Guest Editorial). *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 4-10.
- Kastanek, F.J., and D.R. Nielsen, 2001. Description of soil water characteristics using cubic spline interpolation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 379-283.
- Leij, F.J., W.B. Russell, and S. Lesch, 1997. Closed-form expressions for water retention and conductivity data. *Ground Water* 35, 848-858.
- Mamedov, A-I., and G.J. Levy, 2013. High energy moisture

- characteristics: Linking between some soil physical processes and structure stability. in Logsdon, S., M. Berli, and R. Horn (eds.) *Quantifying and modeling soil structure dynamics*, Advances in Agricultural Systems Modeling no. 3. Soil Science Society of America, Madison, WI., Chap. 3.
- Minasny, B., and A.B. McBratney, 2003. Integral energy as a measure of soil-water availability. *Pl. Soil.* 249, 253-262.
- Or, D., and M. Tuller, 1999. Liquid retention and interfacial area in variably saturated porous media: Upscaling from single-pore to sample-scale model. *Water Resour. Res.* 35, 3591-3605.
- Or, D., F.J. Leij, V. Snyder, and T.A. Gezeze, 2000. Stochastic model for post-tillage soil pore space evolution. *Water Resour. Res.* 36, 1641-1652.
- Or, D., P. Lehmann, E., Shahraeni, and N. Shokri, 2013. Advances in Soil evaporation physics—A review. *Vadose Zone J.* doi:10.2136/vzj2012.0163.
- Peck, A.J., 1971. Redistribution of soil water after infiltration. *Aust. J. Soil Res.* 9, 59-71.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, and B.P. Flannery, 1992. *Numerical recipes in Fortran*, 2<sup>nd</sup> ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Raats, P.A.C., 2001. Development in soil-water physics since the mid 1960s. *Geoderma.* 100, 355-387.
- Reynolds, W.D., 2018. An analytic description of field capacity and its application in crop production. *Geoderma.* 326, 56-67.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*, 2<sup>nd</sup> ed.; USDA–Soil Conservation Service, Agricultural Handbook #436; U.S. Government Printing Office: Washington, DC, USA, p. 869.
- Soil Survey Staff, 2009. Soil survey field and laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. R. Burt (ed.). U.S. D.A., Natural Resources Conservation Service.
- Sojka, R.E., D.R. Upchurch, and N.E. Borlaugh, 2003. Quality soil management or soil quality management: Performance versus semantics. *Adv. Agron.* 79, 1-68.
- Twarakavi, N.K.C., M. Sakai, and J. Šimůnek, 2009. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. *Water Resour. Res.* vol. 45, doi: 10.1029/2009WR007944.
- Wang, Z., W.A. Jury, A. Tuli, and D.-J. Kim, 2004. Unstable flow during redistribution: controlling factors and practical implications. *Vadose Zone J.* 3, 549-559.
- Youngs, E.G., 1958. Redistribution of moisture in porous materials after infiltration, 1. *Soil Sci.* 86, 117–125.

## EVALUACIÓN DE 24 SONDAS DE HUMEDAD: CALIBRACIÓN Y VOLUMEN DE INFLUENCIA

I. Iturria<sup>1</sup>, I., M.A. Campo-Bescós<sup>1\*</sup>, U. Gómez<sup>1</sup>, M. López<sup>1</sup>, R. Giménez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ingeniería, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra, 31006 Pamplona, [miguel.campo@unavarra.es](mailto:miguel.campo@unavarra.es)

**RESUMEN.** La monitorización del contenido de humedad del suelo en continuo es clave para comprender la dinámica del agua en la zona no saturada. A día de hoy, existen diferentes sensores electromagnéticos para la estimación del contenido volumétrico en aplicaciones agrícolas o ambientales. Disponibles bajo diferentes formas y nombres comerciales. Cada sonda posee una función de calibración genérica proporcionada, en la mayoría de los casos, por el fabricante, así como una estimación del volumen de influencia que explora el sensor. El objetivo de este trabajo ha sido evaluar el funcionamiento de 24 sondas comerciales y sondas procedentes del mundo aficionado (maker), en 3 suelos de textura contrastante y analizar el volumen de influencia de cada una de las sondas. Los primeros resultados muestran variaciones de error 2-8% RMSE. El volumen de influencia de las zonas analizadas se encuentra en el rango de 0,09-1509cm<sup>3</sup>.

**ABSTRACT.** Continuous soil moisture content monitoring is key to understand the soil water dynamics in the vadose zone. There are a wide variety of electromagnetic sensors for estimating soil volumetric content for agricultural or environmental applications. For each sensor the manufacturer usually provides both a calibration function and an estimation of the reading volume of the device. The objective of this work is to evaluate the performance – regarding accuracy and effective reading volume– of a wide variety of soil water sensors and to compare these results with those provided by the respective manufacturer. Twenty four different electromagnetic sensors representative of the current best known commercial brands and the so-called makers (amateurs) also were analyzed in the lab using 3 soils of contrasting texture. The Root Mean Square Errors of the reading ranged from 2 to 8%. The reading volume of the different probes ranged from 0.5 to 1520.8 cm<sup>3</sup>.

### 1.- Introducción

La medición continua de la humedad del suelo es una variable importante debido a que permite conocer la disponibilidad del agua por cultivos (Mzezewa et al., 2011), y permite realizar una gestión integral del riego (Kizito et al., 2008), siendo una variable hidrológica y climática fundamental (Mittelbach et al., 2012).

Los sensores de humedad del suelo se pueden clasificar por las diferentes tecnologías que utilizan (Muñoz-Carpena et al., 2005). Así nos encontramos los métodos más tradicionales

como el método gravimétrico/volumétrico, hasta la aparición de sondas de neutrones (Jorapur et al., 2015; Susha Lekshmi et al., 2014), sondas que miden la constante dieléctrica del suelo como las Time Domain Reflectometry (TDR) (Clarke Topp y Reynolds, 1998; Walker et al., 2004), sondas capacitivas (Bello et al., 2019; Bogen et al., 2007) o las que estiman la resistencia del medio al paso eléctrico como las sondas resistivas (Kalita et al., 2016). La tecnología ha ido evolucionando con la aparición de otras tecnologías como Dual-Probe Heat-Pulse (DPHP) (Ravazzani, 2017), Time Domain Transmission (TDT) (Blonquist et al., 2005) o Coaxial Impedance Dielectric Reflectometry. Además, los métodos pueden ser destructivos (por ej. el método gravimétrico) o no destructivos: TDR, TDT (Time Domain Transmission), FDR (Frequency Domain Reflectometry) ADR (Amplitude Domain Reflectometry) (Muñoz-Carpena et al., 2005).

Entre los métodos para determinar el contenido volumétrico de agua en el suelo ( $\Theta$ ), destacan los sensores electromagnéticos que permiten estimar la permitividad dieléctrica del suelo ( $\epsilon$ ). Las ventajas de estos sensores son varias, entre ellas como destacan Vaz et al. (2013) i) no usa radiación y se pueden usar cerca de la superficie del suelo, ii) no son invasivos, iii) permiten una medición continua de la humedad del suelo, y iv) se pueden utilizar en la mayoría de suelos y sustratos. Su uso se ha generalizado con la aparición de diversos sensores comerciales debido a que estas tecnologías permiten conocer en tiempo real el estado hídrico del suelo y actuar en consecuencia más rápidamente.

Existe una amplia gama de sondas en el mercado, pero su coste supone una limitación para su uso extensivo (González-Teruel et al., 2019). Por este motivo, debido a su sencillo funcionamiento y facilidad de implementación las sondas capacitivas se presentan como una alternativa cada vez más común y asequible, muchas de ellas procedentes del mundo aficionado (“maker”). Pero estas últimas todavía no han recibido la adecuada evaluación, lo que genera incertidumbre en la calidad de los datos recogidos.

En este trabajo se ha llevado a cabo una evaluación de 24 sondas de humedad de suelo de reconocidas casas comerciales y prototipos de sondas de bajo coste. El objetivo del mismo es, por un lado, evaluar y calibrar cada una de las sondas en materiales de textura contrastante, y por otro lado determinar el volumen explorado por cada una de ellas.

Hasta donde sabemos, este es el primer trabajo donde se realiza una exhaustiva evaluación de un número tan importante de sondas de humedad.

## 2.- Materiales y métodos

### 2.1. Materiales

Se emplearon 3 suelos contrastantes (Tabla 1).

**Tabla 1.** Porcentaje de arena, limo y arcilla para cada suelo utilizado.

	Suelo 1	Suelo 2	Suelo 3
Arena Gruesa (USDA)	7,5	80,9	27,4
Arena Fina (USDA)	14,6	12,8	20,1
Limos Gruesos (USDA)	18,1	2,3	12,7
Limos Finos (USDA)	29,2	1,0	19,4
Arena	22,1	93,7	47,5
Limo	47,3	3,3	32,1
Arcillas	30,6	3,0	20,4
pH	8,1	8,5	7,8
M.O. (%)	2,18	0,51	3,17
CE (dS/m)	1,18	0,24	2,81
Textura	Franco Arcillosa	Arenosa	Franca

### 2.2. Sondas de humedad

En el estudio se han utilizado 24 sondas de humedad (Tabla 2), tratando de recoger prácticamente la totalidad de las sondas disponibles a día de hoy. Dada la amplia variedad de sensores ha sido necesario emplear tres modelos de registradores (dataloggers) para recoger los datos.

Los registros de las sondas de humedad de bajo coste I2C Capacitive Soil Moisture, Temperature and EC sensor (TINOVÍ), WaterScout (Spectrum), DF robot (DFrobot), SoilWatch 10 (PinoTech), Vegetronix VH400 y Chirp.) han sido realizados utilizando una placa Arduino UNO.

Las sondas de Decagon han sido utilizadas a través del datalogger em50 que permite obtener las lecturas tanto crudas como transformadas a contenido volumétrico de agua ( $\Theta$ ). En este caso se ha utilizado el software ECH2O Utility para programar el datalogger.

El resto de sondas han sido conectadas a un datalogger CR10X de CampbellScientific mediante el protocolo de comunicación SDI-12. Para programar el datalogger CR10X se han utilizado los programas PC200W y ShortCut.

Debido a que muchas de las sondas disponen de varios sensores de humedad, en este trabajo tan solo se ha evaluado un sensor por sonda.

**Tabla 2.** Sondas de humedad evaluadas.

Nombre	Casa	Tipo	Precios	Forma*
Soil Watch 10	Pino-Tech	Capacitiva	<50€	1P
10HS	Decagon	Capacitiva	50-150€	2P
5TE	Decagon	Capacitiva	>250€	3P
EC 5	Decagon	Capacitiva	150-250€	2P
TEROS 12	Decagon	Capacitiva	150-250€	3C
GS 1	Decagon	Capacitiva	50-150€	2C
Vegetronix VH400	Vegetronix	Capacitiva	<50€	1P
Chirp	Wemakethings	Capacitiva	<50€	1P
DF robot	DF robot	Capacitiva	<50€	1P
Hydra-Probe II	Stevens	Capacitiva	>250€	4C
Drill & Drop Probe, 60cm TriSCAN	Sentek	Capacitiva	150-250€	1C
Drill & Drop Probe, 60 cm Moisture	Sentek	Capacitiva	50-150€	1C
HydraSCOUT 700mm	HSTI	Capacitiva	50-150€	1C
Sub-Surface Probe	Aquacheck	Capacitiva	50-150€	1C
Classic Probe	Aquacheck	Capacitiva	50-150€	1C
I2C Capacitive Soil Moisture sensor	Tinovi	Capacitiva	<50€	1P
TEROS 10	Decagon	Capacitiva	50-150€	2C
CS655	Campbell Scientific	Capacitiva	150-250€	2C
HD3910.1	Delta ohm	Capacitiva	150-250€	2P
HD3910.2	Delta ohm	Capacitiva	150-250€	3P
GroPoint Profile	GroPoint	TDT	150-250€	1P
GroPoint Lite	GroPoint	TDT	150-250€	1P
GroPoint Pro	GroPoint	TDT	>250€	1P
WaterScout	Spectrum	Capacitiva	<50€	1P

\*El número indica la cantidad de elementos a introducir en el suelo y las letras la forma del elemento, C: cilíndrico y P: planar.

### 2.3. Diseño experimental

#### Calibración de sondas

Cada suelo utilizado se seca al aire y luego se tamiza (4 mm). A continuación, se lleva a estufa (105°, 24h), para asegurar un contenido de humedad de referencia que llamaremos cero. Este material se vuelca sobre un contenedor hasta ocupar 10 litros. Luego se agrega un

volumen de agua, fracción del total (10 litros), de tal manera de definir un cierto contenido hídrico volumétrico (ej, 10% de contenido hídrico se lograría agregando 1 litro de agua a los 10 litros) y se mezcla. Se almacena en un depósito estanco por 24h para que el agua se redistribuya por capilaridad, por todo el volumen de suelo. A continuación, parte de este suelo se retira para rellenar un recipiente graduado. El relleno se hace de tal manera de que una determinada cantidad (peso) de suelo termine ocupando un cierto volumen del recipiente; para esto el suelo se compacta gradualmente a medida que el recipiente se rellena. Se busca, en definitiva, asegurar un valor constante de densidad aparente, y próximo al que presentaría el suelo en condiciones naturales.

Sobre este suelo se coloca la sonda de humedad a evaluar y se extrae con un pequeño cilindro –lejos de la zona de lectura de la sonda– un volumen constante de suelo. Esta muestra será secada en estufa para poder determinar así, con exactitud, el contenido hídrico volumétrico del suelo al momento del ensayo (valor de referencia). A continuación, se realizan lecturas con la sonda. Una vez finalizado el ensayo, todo el suelo es devuelto al recipiente original de 10 litros, donde es mezclado con el suelo remanente; quedando así listo para repetir la operación, esta vez, con una sonda distinta.

Toda esta experimentación se repite con cada material/suelo (3), cada una de las sondas (24) y bajo 5-6 diferentes contenidos de humedad (entre un rango de 0 a 30%), resultando así un total de más de 350 tratamientos.

Con los datos de humedad y las lecturas crudas de las sondas se ha obtenido una ecuación de calibración para cada sonda. Debido a que la cantidad de mediciones/muestras obtenidas en cada tipo de material es reducida, como primer paso se ha procedido a realizar un ajuste lineal.

$$y = ax + b \quad (1)$$

Donde:

y = contenido volumétrico real

x = lectura de la sonda

a = pendiente

b = punto de intersección en la ordenada o intercepto

El objetivo de la calibración es obtener los valores de pendiente e intercepto de la ecuación de tal forma que se obtenga una recta capaz de relacionar los valores de las lecturas con la humedad del suelo determinada.

Para evaluar la precisión de cada sonda se ha obtenido el error cuadrático medio (RMSE) y el índice Nash-Sutcliffe (NSE) de cada una de las ecuaciones de calibración.

#### Volumen explorado por cada sensor

El volumen explorado para cada sonda se ha caracterizado registrando lecturas mientras las sondas se aproximan de un medio con una constante dieléctrica contrastante (Benninga et al., 2018; Paltineanu y Starr, 2010), en este caso aire y agua, realizando las medidas en

las dos direcciones (agua-aire, aire-agua). Se han realizado medidas de forma continua para determinar el punto en el que cambia esta medida (Kuo, 2007; Sakaki et al., 2008) y se ha anotado la distancia desde un punto identificable en la propia sonda (este punto varía de una sonda a otra, por la diferente morfología que tienen). Para limitar el efecto de las variaciones de contenido de humedad cerca de la superficie de agua (capa límite) se ha utilizado un film plástico para asegurar la separación de los dos medios, aire y agua. Este proceso se ha realizado en todas las posiciones posibles con cada sonda, de tal forma que al final del proceso es posible aproximar el volumen explorado por cada una de ellas (Fig. 1).

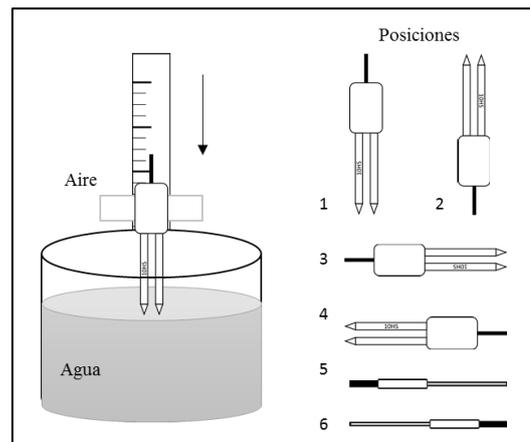


Fig 1. Esquema del método empleado para realizar la caracterización del volumen explorado de las sondas y las posiciones en las que se ha llevado a cabo.

Para poder realizar una medición precisa se ha utilizado una plataforma con un soporte vertical graduado y un mecanismo para controlar el desplazamiento de forma precisa de cada una de las sondas evaluadas. En la base de la plataforma se ha colocado un cubo con agua, de tal forma que se ha tomado como punto de referencia la altura determinada por la lámina de agua.

Algunas de las sondas de bajo coste, no contaban con el aislamiento necesario para ser sumergidas en agua, es por ello que ha sido necesario proporcionarles un aislamiento de forma manual. Para ello se ha utilizado silicona en cinta, cinta aislante y finalmente se ha recubierto de plástico termo retráctil. El correcto funcionamiento de las sondas ha sido verificado después de realizar el proceso de aislamiento, comparando las mediciones de antes y después de ser sumergidas en agua.

La variación de las lecturas se va dando de forma progresiva a medida que la sonda se acerca al medio contrastante (agua en este caso). Este dato es relevante debido a que la medición de la sonda varía para un mismo punto y dificulta a la hora de determinar si la alteración detectada es el resultado de la aproximación al medio o de la propia variabilidad de la sonda.

Este ensayo se ha llevado a cabo teniendo en cuenta la existencia de esta variación y con objetivo de minimizar el posible error de interpretación, se han realizado mediciones por cada cm aproximado hasta detectar un cambio. En ese momento se vuelve al cm anterior, y se repite el proceso en cada mm aproximado. De esta forma se detecta el cambio de medio con una mayor precisión.

A la hora de realizar el cálculo de volumen explorado, se ha tenido en cuenta que la superficie generada por los ejes perpendiculares a la sonda forma una elipse (Fig. 1), pudiendo estar desplazado el centro del eje central de la sonda. Obteniendo el producto de dicha superficie y la distancia vertical explorada por las sondas se ha obtenido el volumen explorado (Fig. 2).

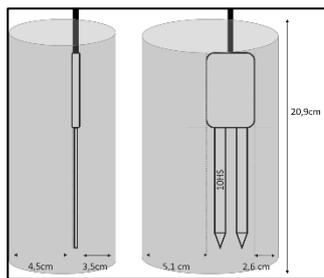


Fig 2. Ejemplo de procedimiento de cálculo del volumen explorado por cada sonda.

### 3.- Resultados

#### 3.1. Ecuaciones de calibración

A continuación, se muestran los resultados obtenidos para las ecuaciones de calibración de cada sonda. En la Fig. 4 se muestran las raíces de los errores cuadráticos medios (RMSE) para comparar la precisión obtenida por cada una de ellas. En la Fig. 3 se describe por un lado la ecuación particular obtenida para cada tipo de material (arenoso, franco arcilloso y franco) y la ecuación genérica obtenida utilizando todos los datos.

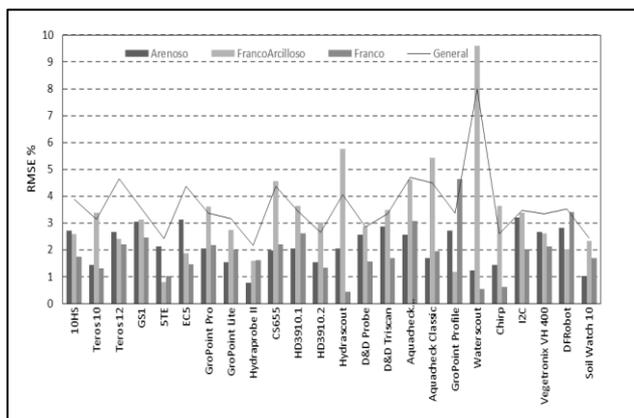


Fig 3. Análisis comparativo del RMSE obtenido para cada ecuación de calibración de las sondas en los diferentes suelos y la ecuación de calibración general.

Como se puede apreciar en la Fig. 3, en la columna correspondiente al suelo arenoso, la sonda cuya calibración obtiene mejores resultados es la Hydraprobe II con un RMSE inferior a 0,6% y un NSE superior al 0,95 siendo seguido por las sondas SoilWatch y Waterscout con un RMSE entre 1-1,5%. Se puede apreciar que las calibraciones realizadas para las sondas de bajo coste (low-cost) tienen buena precisión en suelos arenosos exceptuando la sonda I2C.

En el suelo de textura arcillosa la precisión general de las calibraciones baja, siendo la 5TE la que mejores resultados obtiene, seguido de la GroPoint Profile. Además, se muestra gran variabilidad entre los errores cometidos por unas sondas y otras. Ocurre algo similar en el ensayo realizado por (Varble y Chávez, 2011) apreciando un menor ajuste en suelos con mayor contenido en arcilla frente a suelos de otras clases texturales.

El ajuste de las sondas ha sido superior en el suelo de clase textural franca, se percibe que la precisión general de las calibraciones mejora, exceptuando GroPoint y DFRobot, el RMSE es inferior del 3%. Destacan principalmente la Hydrascout (0,43%) y la Chrip (0,69%).

En la calibración general de las sondas se puede observar que en general la ecuación que mejor se ajusta a cualquier tipo de suelo es la Hydraprobe II de Stevens con un RMSE de 2,17%. Lo que concuerda con lo obtenido en (Mortl et al., 2011) quienes observaron que HydraProbe (Stevens) era la mejor entre las que no son TDR (ya que opera a una frecuencia mucho más alta que las otras económicas, aunque sin llegar al TDR), es robusta y además permite medir salinidad.

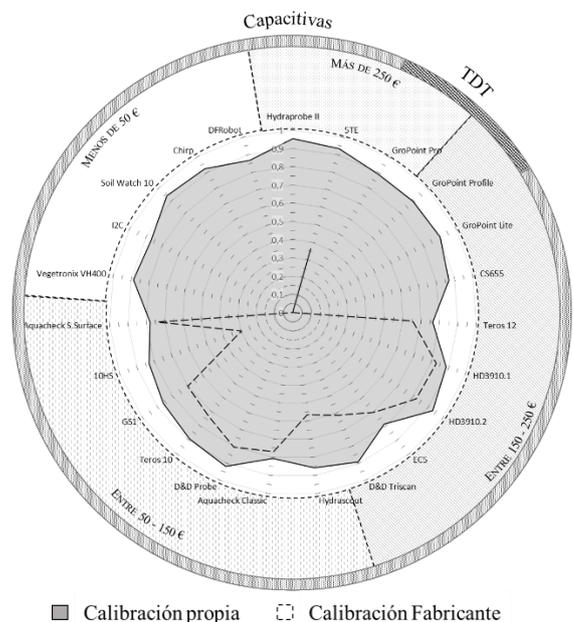


Fig 4. Comparación del NSE para la calibración general, considerando los tres suelos, y la proporcionada por el fabricante (si existe) de cada sonda, agrupados por tipo tecnología utilizada y rangos de precios.

En la Fig. 4 se presenta el NSE obtenido de la ecuación de calibración calculada mediante el ensayo, frente a la ecuación de calibración aportada por el fabricante (solo en las que se conoce la ecuación). Las sondas se muestran agrupadas por rangos de coste económico (en euros) y por la tecnología que utilizan para estimar la humedad.

Observando la Fig. 4, se puede apreciar que la calibración realizada en laboratorio genera unas estimaciones más precisas que las ecuaciones que vienen implementadas por defecto por los fabricantes. Por lo que es muy recomendable realizar calibraciones en el caso de necesitar unas lecturas precisas de la humedad del suelo.

### 3.2. Volumen explorado por sonda

A modo de ejemplo en la Fig. 5 se presenta la variación de las lecturas en función de la distancia a la superficie del agua en una determinada configuración de la sonda 10HS.

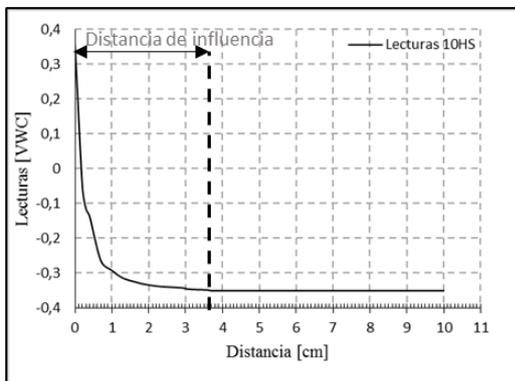


Fig 5. Evolución de las lecturas de la sonda 10HS en función de la distancia [cm] a la lámina de agua.

Se puede apreciar que la distancia de influencia es interpretable, en este caso se ha tomado en cuenta cuando la lectura ha demostrado valores fuera del rango de variabilidad natural para el punto.

En la Fig. 6 se muestra el volumen explorado por cada uno de los sensores de las sondas evaluadas en el estudio. Los resultados muestran que hay diferencias superiores a 1000 cm<sup>3</sup> de volumen explorado entre las sondas evaluadas. Según los ensayos realizados se puede apreciar que la sonda que más volumen explora es la 10HS (1509,43 cm<sup>3</sup>), seguido del resto de sondas de tipo cilíndrico que por su longitud permiten explorar un mayor volumen de suelo. Resulta interesante la observación de que las sondas de bajo coste tienden a explorar un menor volumen que las demás, aun así, la que menor volumen explora es la I2C (0,09 cm<sup>3</sup>), seguido por las ya comentadas sondas de bajo coste.

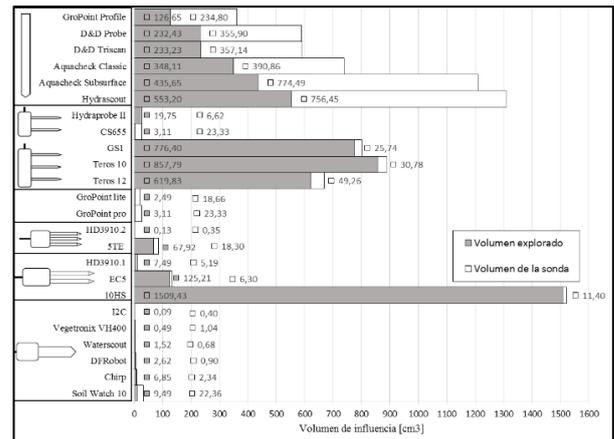


Fig 6. Volumen explorado por cada sonda en cm<sup>3</sup>.

En cuanto a la bibliografía consultada a la hora de validar los resultados obtenidos, se ha percibido que hay gran variabilidad de volumen para una misma sonda en diferentes ensayos (Sakaki et al., 2008; Vaz et al., 2013) y los datos que aportan los fabricantes. Por ejemplo, el volumen explorado de la sonda EC-5 varía desde 18 cm<sup>3</sup> observados en la literatura hasta los 240 cm<sup>3</sup> aportado por el fabricante, con un valor de 127,51 estimado en este trabajo.

Cabe mencionar que en las sondas cilíndricas el volumen de suelo explorado supone un volumen en el rango del 53% al 90% del volumen de la propia sonda.

## 4.- Conclusiones

De forma preliminar, en el presente estudio se puede concluir que las sondas evaluadas en los 3 diferentes materiales poseen calibraciones dispares lo que hace necesario una calibración específica para cada tipo de suelo/material si se desea obtener resultados fiables.

Las sondas evaluadas en condiciones de laboratorio poseen errores por tipo de suelo diferentes. Los resultados preliminares muestran que existen diferencias en la media de los errores cuadráticos medios de las sondas en función del suelo. Así, el suelo franco es la textura que presenta menores errores, seguido del material arenoso y finalmente el arcilloso. Es por ello por lo que se considera el más favorable para determinar el contenido volumétrico de agua. En el caso de desear analizar otro tipo de textura puede ser interesante escoger un tipo de sonda dependiendo del modelo que mejor se adapte a la textura.

No se han detectado diferencias significativas en la precisión de las medidas entre sondas de bajo coste y sondas de un precio más elevado. Los resultados obtenidos con las sondas de bajo coste han presentado unos errores cuadráticos medios muy similares a las sondas de mayor coste, aunque bien es cierto, que estos resultados corresponden a ensayos realizados en laboratorio y es posible que el comportamiento de estas

sondas se vea alterado en condiciones de campo donde variables como la temperatura, presencia de sales y la estructura del suelo puedan afectar la fiabilidad de la lectura.

Del estudio del volumen de suelo explorado se puede concluir que las sondas de bajo coste exploran un volumen más reducido que sus competidoras comerciales de amplia difusión, a excepción de la SoilWatch de Pinotech. Esto último puede ser considerado una desventaja como herramienta para la gestión de riegos, pero una ventaja en ciertos estudios de investigación en campo y/o laboratorio.

Como parte limitante del estudio y en lo que se prevé trabajar como siguiente línea de investigación, es aumentar la cantidad de repeticiones para cada sonda, humedad y suelo. Se pretende poder ver, por un lado, la fiabilidad de cada fabricante (replicabilidad) al fabricar las sondas y por otro lado tener suficientes datos para realizar ajustes más complejos a los lineales a la hora de generar las ecuaciones de calibración.

## 5.- Bibliografía

- Bello, Z. A., Tfwala, C. M., y van Rensburg, L. D. (2019). Evaluation of newly developed capacitance probes for continuous soil water measurement. *Geoderma*, 345(March), 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.03.030>
- Benninga, H. J. F., Carranza, C. D. U., Peziz, M., Van Santen, P., Van Der Ploeg, M. J., Augustijn, D. C. M., y Van Der Velde, R. (2018). The Raam regional soil moisture monitoring network in the Netherlands. *Earth System Science Data*, 10(1), 61–79. <https://doi.org/10.5194/essd-10-61-2018>
- Blonquist, J. M., Jones, S. B., y Robinson, D. A. (2005). A time domain transmission sensor with TDR performance characteristics. *Journal of Hydrology*, 314(1–4), 235–245. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.005>
- Bogena, H. R., Huisman, J. A., Oberdörster, C., y Vereecken, H. (2007). Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *Journal of Hydrology*, 344(1–2), 32–42. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2007.06.032>
- Clarke Topp, G., y Reynolds, W. D. (1998). Time domain reflectometry: a seminal technique for measuring mass and energy in soil. *Soil and Tillage Research*, 47(1–2), 125–132. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)00083-X](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)00083-X)
- González-Teruel, J. D., Torres-Sánchez, R., Blaya-Ros, P. J., Toledo-Moreo, A. B., Jiménez-Buendía, M., y Soto-Valles, F. (2019). Design and Calibration of a Low-Cost SDI-12 Soil Moisture Sensor. *Sensors (Basel, Switzerland)*, 19(3). <https://doi.org/10.3390/s19030491>
- Jorapur, N., Palaparthi, V. S., Sarik, S., John, J., Baghini, M. S., y Ananthasuresh, G. K. (2015). A low-power, low-cost soil-moisture sensor using dual-probe heat-pulse technique. *Sensors and Actuators A: Physical*, 233, 108–117. <https://doi.org/10.1016/J.SNA.2015.06.026>
- Kalita, H., Palaparthi, V. S., Baghini, M. S., y Aslam, M. (2016). Graphene quantum dot soil moisture sensor. *Sensors and Actuators B: Chemical*, 233, 582–590. <https://doi.org/10.1016/J.SNB.2016.04.131>
- Kizito, F., Campbell, C. S., Campbell, G. S., Cobos, D. R., Teare, B. L., Carter, B., y Hopmans, J. W. (2008). Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. *Journal of Hydrology*, 352(3–4), 367–378. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2008.01.021>
- Mittelbach, H., Lehner, I., y Seneviratne, S. I. (2012). Comparison of four soil moisture sensor types under field conditions in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 430–431, 39–49. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.01.041>
- Munoz-Carpena, R., Ritter, A., y Bosch, D. D. (2004). Field methods for monitoring soil water status. *Soil--Water--Solute Process Characterization. CRC Press, Boca Raton, Fla*, 167–195.
- Mzezewa, J., Gwata, E. T., y van Rensburg, L. D. (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. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2011.06.003>
- Paltineanu, I. C., y Starr, J. L. (2010). Real-time Soil Water Dynamics Using Multisensor Capacitance Probes: Laboratory Calibration. *Soil Science Society of America Journal*, 61(6), 1576. <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100060006x>
- Ravazzani, G. (2017). Open hardware portable dual-probe heat-pulse sensor for measuring soil thermal properties and water content. *Computers and Electronics in Agriculture*, 133, 9–14. <https://doi.org/10.1016/J.COMPAG.2016.12.012>
- Sakaki, T., Limsuwat, A., Smits, K. M., y Illangasekare, T. H. (2008). Empirical two-point  $\alpha$ -mixing model for calibrating the ECH 20 EC-5 soil moisture sensor in sands. *Water Resources Research*, 44(4), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2008WR006870>
- Susha Lekshmi, S. U., Singh, D. N., y Shojaei Baghini, M. (2014, August 1). A critical review of soil moisture measurement. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation*, Vol. 54, pp. 92–105. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2014.04.007>
- Varble, J. L., y Chávez, J. L. (2011). Performance evaluation and calibration of soil water content and potential sensors for agricultural soils in eastern Colorado. *Agricultural Water Management*, 101(1), 93–106. <https://doi.org/10.1016/J.AGWAT.2011.09.007>
- Vaz, C. M. P., Jones, S., Meding, M., y Tuller, M. (2013). Evaluation of Standard Calibration Functions for Eight Electromagnetic Soil Moisture Sensors. *Vadose Zone Journal*, 12(2), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0160>
- Walker, J. P., Willgoose, G. R., y Kalma, J. D. (2004). In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*, 293(1–4), 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.008>

## CORRELATION BETWEEN VEGETATION INDEX AND SOIL MOISTURE INDEX USING SENTINEL-2

Carmelo Alonso<sup>1\*</sup>, Pilar López<sup>2</sup>, Rosa M. Benito<sup>3</sup> and Ana M. Tarquis<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup> Earth Observation Systems, Indra Sistemas S.A., Madrid, Spain e-mail: [calonso@indra.es](mailto:calonso@indra.es)

<sup>2</sup> Dept. of Applied Mathematics, Universidad Complutense de Madrid (UCM), 28040 Madrid, Spain. e-mail: [maplopez@bio.ucm.es](mailto:maplopez@bio.ucm.es)

<sup>3</sup> Grupo de Sistemas Complejos (GSC), E.T.S.I.A.A.B., Universidad Politécnica de Madrid (UPM), 28040 Madrid, Spain e-mail: [rosamaria.benito@upm.es](mailto:rosamaria.benito@upm.es)

<sup>4</sup> CEIGRAM, E.T.S.I.A.A.B., UPM, 28040 Madrid, Spain. e-mail: [anamaria.tarquis@upm.es](mailto:anamaria.tarquis@upm.es), web: [http:// www.ceigram.upm.es/](http://www.ceigram.upm.es/)

**RESUMEN.** La dinámica de pastos es el resultado de la interacción entre vegetación, suelo, clima y manejo del terreno. En este trabajo, se estudia la correlación entre un índice de vegetación y otro de humedad del suelo a distintos niveles de agregación. Para ello, imágenes mensuales del Sentinel-2A, desde 7/2015 hasta 8/2016, fueron procesadas para extraer el índice de vegetación de diferencia normalizada (*NDVI*) y el índice normalizado de humedad del suelo (*NSMI*). El área de estudio está en una zona de pastos al norte de la Comunidad de Madrid (España). Los valores del *NDVI* están relacionados con la proporción de vegetación en el píxel. Los píxeles fueron clasificados en: suelo desnudo, cubierto por vegetación y una mezcla de ambos. Las mayores correlaciones se encontraron en suelo desnudo, siendo no significativas en las otras clases. Cuando los datos se agregaron a nivel mensual y estacional, el coeficiente de correlación aumentó significativamente.

**ABSTRACT.** The study of the dynamics of pasture is the result of a complex interaction between vegetation, soil, climate and man activity. In the present work we study the correlation of vegetation index and soil moisture in a pasture area at different aggregation levels. In order to do so, monthly Sentinel-2A images, from July 2015 till August 2016, were processed to extract Normalized Difference Vegetation Index (*NDVI*) and Normalized Soil Moisture Index (*NSMI*). The area of study is located in a pasture landscape at the north of the Community of Madrid (Spain) *NDVI* positive values are sensitive to the proportion of vegetation into the pixel. Based on this, the pixels were classified in: bare soil, a mixture of vegetation and full vegetated. The highest correlations were found in bare soil being the other two non-statistically significant. When data aggregation was made at month and season scale the  $R^2$  increased significantly.

### 1.- Introduction

The normalized difference vegetation index (*NDVI*), which is the normalized reflectance difference between the near infrared (NIR) and visible red bands (Tucker, 1979), has been used in drought monitoring and assessment during the last decade (Kogan, 1995; Yang et al., 1998; McVicar and Bierwirth, 2001; Ji and Peters, 2003; Wan et al., 2004; Gu et al., 2007). However, several authors have found that there is a time lag between a rainfall deficit and *NDVI* response (Reed et al., 1994; Di et al., 1994; Rundquist and

Harrington, 2000; Wang et al., 2001).

Remote sensing has provided measurement of soil moisture content (SMC) with a consistent spatial and time resolution (Cashion et al., 2005). It is expected that the relation between *NDVI* and SMC are closer in time than with any precipitation index. Root-zone soil moisture controls surface vegetation health conditions and coverage, especially in arid and semi-arid areas, where water is the main controlling factor for vegetation growth (Magagi and Kerr, 2001).

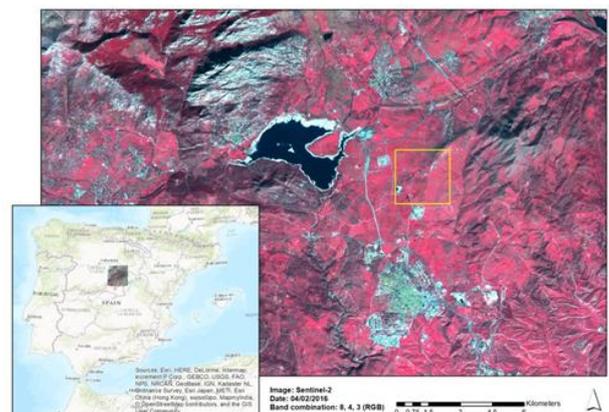
Our aim in this work is to analyse the correlation between *NDVI* and *NSMI* taking in account the season and the fractional vegetation cover.

### 2.- Material and Methods

#### 2.1.- Site description

A selected area, approximately 6.55 Km<sup>2</sup> (2.56 Km x 2.56 Km), is located in a pasture landscape at the north of the Community of Madrid (Spain) between the municipalities of *Soto del Real* and *Colmenar Viejo* (see Fig. 1). The study area is located between meridians 3° 46' 40" and 3° 44' 44" W and parallels 40° 43' 12" and 40° 42' 36"

The average annual temperature ranges during study period was from 13.8 to 12.7°C, and mean precipitation ranges from 360 to 781 mm. The stations studied were identified semi-arid according to the global aridity index developed by the United-Nations Convention to Combat Desertification (UNEP, 1997). It presented an annual ratio of precipitation and evapotranspiration (P/ET<sub>o</sub>) between 0.2 and 0.5.



**Fig. 1.** Area selected in this study with a yellow box between the municipalities of *Soto del Real* and *Colmenar Viejo*.

## 2.2.- Remote sensing images

In this work we have used images acquired by Sentinel-2A satellite. The Sentinel-2 mission is part of the Copernicus programme of the European Commission, which has been developed and it is operated by the European Space Agency (ESA).

Sentinel-2A satellite was put in orbit in June 2015. It follows a sun-synchronous orbit at 786 km of altitude, with an equatorial crossing time at 10:30 a.m. descending node. Their main sensor for Earth observation is the Multi-Spectral Instrument (MSI) that it is a filter-based push-broom imager and acquires data for thirteen spectral bands in the VNIR and SWIR, with three spatial resolutions. The Table 1 summarize the main characteristics of the MSI spectral bands for Sentinel-2A satellite. The radiometric resolution of the MSI instrument is 12 bits per pixel or 4096 grey levels for the pixel digital value.

**Table 1.** Main characteristics of the Multi-Spectral Instrument (MSI) spectral bands of Sentinel-2A satellite. The bands marked in bold are the ones used for NDVI (#4 and #8) and for NSMI (#11 and #12).

Band number	Central wavelength (nm)	Bandwidth (nm)	Spatial resolution (m)
1	443.9	27	60
2	496.6	98	10
3	560.0	45	10
<b>4</b>	<b>664.5</b>	<b>38</b>	<b>10</b>
5	703.9	19	20
6	740.2	18	20
7	782.5	28	20
<b>8</b>	<b>835.1</b>	<b>145</b>	<b>10</b>
8A	864.8	33	20
9	945.0	26	60
10	1373.5	75	60
<b>11</b>	<b>1613.7</b>	<b>143</b>	<b>20</b>
<b>12</b>	<b>2202.4</b>	<b>242</b>	<b>20</b>

The processing level of the images that we have used is L1C (Gascon et al. 2017). This product corresponds to the Top-Of-Atmosphere (TOA) normalized reflectance in cartographic geometry for each spectral bands. That is, the images are projected in Universal Transverse Mercator (UTM). These images are publicly disseminated by ESA through the Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>).

Monthly Sentinel-2A images, from July 2015 till August 2016, were processed to extract Normalized Difference Vegetation Index (*NDVI*), with a resolution of 10mx10m, and Normalized Soil Moisture Index (*NSMI*), with a resolution of 20mx20m.

### 2.2.- Normalized Index Vegetation Index (*NDVI*)

One of the parameter most commonly used to extract the vegetation cover from remote sensing data is the Normalized Difference Vegetation Index or *NDVI* (Tucker, 1979). This index is defined by

$$NDVI = \frac{\rho_{\#8} - \rho_{\#4}}{\rho_{\#8} + \rho_{\#4}} \quad (1)$$

where  $\rho_{\#8}$  is the 8 band (NIR) reflectance and  $\rho_{\#4}$  is the 4 band (Red) reflectance of Sentinel-2 data. The original *NDVI* matrix was then passed to a resolution of 20mx20m calculating an average each 2x2 values. For this reason, from a matrix of 256x256 *NDVI* values we passed to 128x128 matrix, each one representing the *NDVI* value of 20mx20m. In this way *NDVI* and *NSMI* presented the same spatial resolution.

The values of this index are within the range  $\{-1, 1\}$ . Their positive values are sensitive to the proportion of vegetation into the pixel (Carlson and Ripley, 1997). That is, the Fractional Vegetation Cover (*FVC*) is a function of the *NDVI*

$$FVC = \left[ \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_\infty - NDVI_0} \right]^2 \quad (2)$$

where  $NDVI_0$  and  $NDVI_\infty$  correspond to the threshold values of *NDVI* for bare soil and a surface with a *FVC* of 100%, respectively. For these thresholds we are used the values proposed by Raissouni and Sobrino (2000). In this case:

- $NDVI < 0.2$ : the pixel is considered without vegetation or bare soil,
- $0.2 \leq NDVI \leq 0.5$ : the pixel is composed by a mixture of bare soil and vegetation. The vegetation proportion is calculated with equation [2].
- $NDVI > 0.5$ : the pixel is considered as fully vegetated. The vegetation proportion is 100%.

### 2.3.- Normalized Soil Moisture Index (*NSMI*)

The measurement of soil moisture from optical remote sensing data was analysed by Musik and Pelletier (1986). Their work was based on the Thematic Mapper bands from Landsat-5 and as a result it was established the correlation between the SWIR bands ratio (TM5/TM7) of Thematic Mapper sensor and the moisture content of soil.

Based on the previous result and using the SWIR bands of Sentinel-2A, the Normalized Soil Moisture Index (*NSMI*) is defined as (Fabre et al. 2015)

$$NSMI = \frac{\rho_{\#11} - \rho_{\#12}}{\rho_{\#11} + \rho_{\#12}} \quad (3)$$

where  $\rho_{\#11}$  is the 11band (SWIR, 1613 nm) reflectance and  $\rho_{\#12}$  is the 12 band (SWIR, 2202 nm) reflectance of Sentinel-2 data.

The *NSMI* represents a dimensionless parameter that can be used to quantify gravimetric soil moisture (Haubrock et al. 2008).

### 2.4.- Descriptive statistics

The first fourth moments of both index values, *NDVI* and *NSMI*, were calculated for each image: average, variance, kurtosis and asymmetry. In this way we could

study their temporal variation and the characteristics of their values distribution.

On the other hand, an average value of both indexes per season and year were calculated to check the existence of a significant correlation between them.

### 3.- Results and Discussion

#### 3.1.- Statistical distribution of NDVI and NSMI

The NDVI values obtained in each image, once that the matrix was aggregated in 20mx20m, are statistically described in Table2. As expected, the NDVI median and average show a cyclic pattern through the seasons. The highest variance is achieved from November to April. The kurtosis is especially high during the summer reducing its value in November and December. The asymmetry is minimum in October and November showing absolute values higher than one in the rest of the months. Both statistical moments point out that the distribution of the NDVI values doesn't follow a Gaussian shape in agreement with earlier works by Martin-Sotoca et al. (2019) in pasture.

NDVI average values lower than 0.2 are found in July and August. In September and October this value is between 0.2 and 0.5 being the rest of the months higher than 0.5 in general.

**Table 2.** The median and the first fourth statistical moments of NDVI values for each date: average, variance, kurtosis, asymmetry.

Month	Median	Average	Variance	Kurtosis	Asymmetry
July-15	0.1770	0.1838	0.0015	15.70	2.35
August-15	0.1677	0.1740	0.0013	17.18	2.47
September-15	0.2356	0.2100	0.0029	16.20	1.38
October-15	0.3710	0.3600	0.0069	8.89	0.20
November-15	0.5065	0.4870	0.0108	1.59	-0.98
December-15	0.4889	0.4718	0.0102	2.00	-1.07
January-16	0.5100	0.5300	0.0103	3.75	-1.38
February-16	0.5728	0.5512	0.0107	4.37	-1.74
March-16	0.5848	0.5900	0.0110	4.58	-1.75
April-16	0.6291	0.6037	0.0113	4.70	-1.84
May-16	0.5800	0.6000	0.0081	5.94	-1.61
June-16	0.3062	0.3197	0.0062	4.47	1.26
July-16	0.2157	0.2277	0.0033	8.79	1.89
August-16	0.1755	0.1826	0.0017	12.12	1.58

The statistics of the NSMI values obtained in each image are shown in Table 2. It shows, as the NDVI, a seasonal pattern the median and average reaching the maximum value during spring. Accordingly, the highest variance is achieved in the same season. The kurtosis and asymmetry show lower values if we compare them with the NDVI statistics. The kurtosis is high from May to August and the asymmetry is lower than the unit from September till December. Again, both statistical moments point out that the distribution of the NSMI values doesn't follow a Gaussian shape. However, the tails of these NSMI distributions in each date are shorter as the kurtosis values are lower compared with the NDVI distributions.

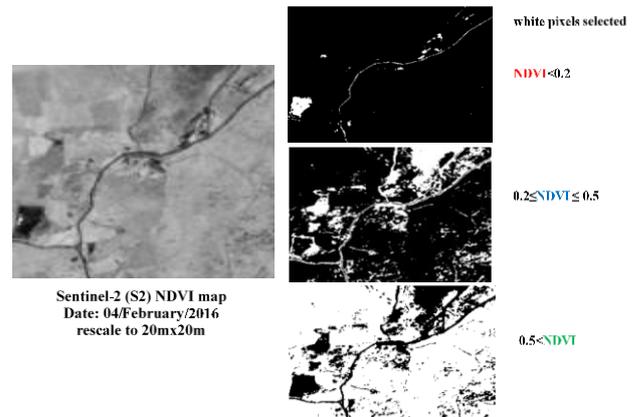
In general, NSMI average values lower than 0.23 are found in July and August. In September and October this value is between 0.23 and 0.25 being the rest of the months higher than 0.25.

**Table 3.** The median and the first fourth statistical moments of NSMI values for each date: average, variance, kurtosis, asymmetry.

Season	Month	Median	Average	Variance	Kurtosis	Asymmetry
Summer	July-15	0.2242	0.2220	0.0006	6.70	-1.36
	August-15	0.2265	0.2251	0.0006	4.74	-1.12
Autum	September-15	0.2356	0.2370	0.0009	3.11	-0.98
	October-15	0.2410	0.2430	0.0010	2.75	-0.85
	November-15	0.2554	0.2517	0.0014	2.11	-0.75
Winter	December-15	0.2586	0.2550	0.0012	2.54	-0.82
	January-16	0.2500	0.2520	0.0130	2.76	-0.90
	February-16	0.2534	0.2496	0.0013	2.82	-0.97
Spring	March-16	0.2700	0.2800	0.0017	3.55	-1.20
	April-16	0.3013	0.2950	0.0019	3.44	-1.33
	May-16	0.2750	0.2700	0.0017	6.23	-1.31
Summer	June-16	0.2641	0.2614	0.0011	4.63	-1.09
	July-16	0.2476	0.2463	0.0010	6.74	-1.58
	August-16	0.2388	0.2377	0.0008	6.67	-1.22

#### 3.2.- Evolution of classified pixels

As an example, the selection of pixels based on their NDVI value is showed in Fig. 2. As it can be observed in February, pixels corresponding to NDVI values lower than 0.2 are mainly rural roads and buildings. The ones in the range of 0.2 to 0.5 are the surrounding areas to rural roads and with certain slope.



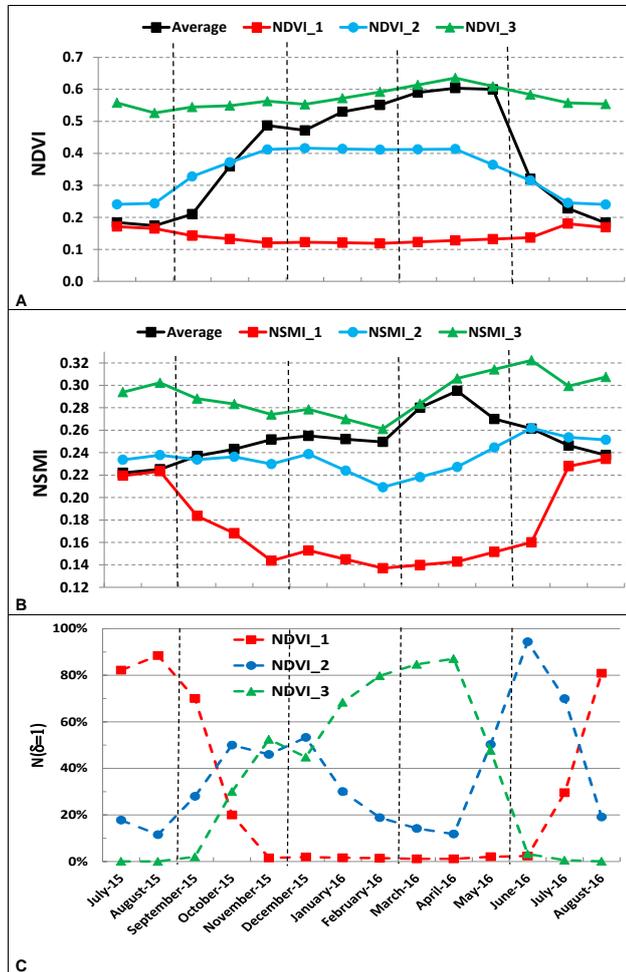
**Fig 2.** Example of NDVI map segmented in three black and white images based on NDVI value.

Once that the pixels are segmented based on the NDVI value, the NSMI values are extracted from the same ones to study their behaviour and correlation.

In Fig. 3 the evolution of both indexes in general and the three sets classified are shown. The range of variation for NDVI\_1 is small, from 0.2 to 0.1. However, for NSMI\_1 the variation is higher being from 0.22 till 0.14, except at the end of 2016 summer that the value achieves 0.24 due mainly to a rain event in July. In the case of NDVI\_2, the variation is higher than NDVI\_1, moving in a range of 0.23 – 0.40. Contrary, NSMI\_2 shows an almost plane evolution with values between 0.22 and 0.26. From July till

December 2015 NSMI\_2 value is almost constant.

Finally, NDVI\_3 shows a variation from 0.52 till 0.62 and NSMI\_3 varies from 0.26 till 0.32. Observing the number of pixels in each of the sets (Fig.3. C) the average of all the values in NDVI and NSMI reflects the dominant class in each month.



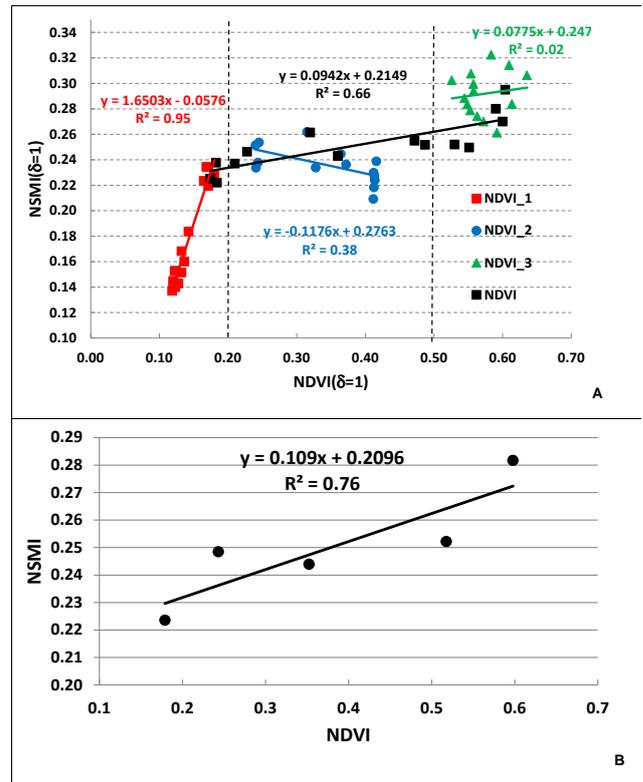
**Fig 3.** Evolution in time of the average of *NDVI* and *NSMI* maps (A and B respectively). In black the average of all values, in colours the selected pixels based on *NDVI* values:  $NDVI < 0.2$  (*NDVI\_1*),  $0.2 \leq NDVI \leq 0.5$  (*NDVI\_2*) and  $0.5 < NDVI$  (*NDVI\_3*). (C) Percentage of pixels belonging to each *NDVI* classification.

### 3.3.- *NDVI* and *NSMI* Correlations

The correlations were made at different levels of aggregation. First, each classified set correlated *NDVI* and *NSMI* values, the next level was at each date and the last level was aggregated the values at each season.

Fig. 4 shows the results obtained at the three levels. When only the pixels with  $NDVI \leq 0.2$  are used (bare soil) the correlation coefficient obtained with *NSMI* is 0.95 and *NSMI* value is lower than 0.24. In the case that  $NDVI \geq 0.5$ , full vegetation cover, there is no correlation and *NSMI* values are over 0.27. In the third case, mix of soil and vegetation, the correlation is not significant and

the *NSMI* show a dispersion with values ranging from 0.21 till 0.26.



**Fig 4.** Plot of *NSMI* average versus *NDVI* average. A) For each date, at pixel scale ( $\delta=1$ ), in black the average of all values, in colours the selected pixels based on *NDVI* values:  $NDVI < 0.2$  (*NDVI\_1*),  $0.2 \leq NDVI \leq 0.5$  (*NDVI\_2*) and  $0.5 < NDVI$  (*NDVI\_3*). (B) *NSMI* and *NDVI* average of all values and per season.

The correlation obtained by date using all the *NDVI* values is significant with an  $R^2=0.66$ . This result is obtained thanks to the high correlation of bare soil pixels. When we aggregate the values as season level, see Fig. 4B, the correlation coefficient increases to 0.76.

When a pixel contains a certain coverage by vegetation the correlation between *NDVI* and *NSMI* is lost in a resolution 20 m x 20 m.

### 6.- Conclusions

The term drought is normally used to refer to deficiency in rainfall, soil moisture, vegetation greenness or ecological conditions. To calculate the impact of a drought is crucial in determining the environmental and agricultural consequences. However, drought intensity varies spatially and temporally pointing out the complexity to study this hazard. Due to this, the use of remote sensing data has been increasingly used as it provides more continuous information in time and space than other approaches.

The *NDVI* has been used in drought monitoring and assessment during the last decade. However, several

authors have found that there is a time lag between a rainfall deficit and *NDVI* response and some authors question the correlation between *NDVI* and the soil moisture content measured with the *NSMI*.

In order to establish these comparisons, monthly Sentinel-2A images, from July 2015 till August 2016, were processed to extract *NDVI* and *NSMI*. An area was selected, approximately 6.55 Km<sup>2</sup> (2.56 Km x 2.56 Km), and located in a pasture landscape at the north of the Community of Madrid (Spain) between the municipalities of *Soto del Real* and *Colmenar Viejo*.

*NDVI* pixels were classified as: bare soil (*NDVI*<0.2), mixture of soil and vegetation and full vegetated (*NDVI*>0.5). Correlations for each set of *NDVI* and the corresponding *NSMI* pixels were calculate with a resolution of 20mx20m as well as without any segmentation. Only a significant correlation was found in pixels of bare soil. When data was aggregated by date and by season using all the pixels the correlation coefficient was again significant obtaining 0.66 and 0.72 respectively.

*Acknowledgements.* This research has been partially supported by funding from Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades under contract no. PGC2018-093854-B-I00. The authors are also grateful to the Comunidad de Madrid (Spain) and Structural Funds 2014–2020 (ERDF and ESF) for the financial support (project AGRISOSTCM S2018/BAA-4330) and EU project 821964 – BEACON.

## 7.- References

- Carlson, T. N. and D.A. Ripley, 1997. On the relation between *NDVI*, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sens. Environ.*, 62, 241–252.
- Cashion, J., V. Lakshmi, D. Bosch and T.J. Jackson, 2005. Microwave remote sensing of soil moisture: evaluation of the TRMM microwave imager (TMI) satellite for the Little River Watershed Tifton, Georgia. *J. Hydrol.*, 307, 242–253.
- Di, L., D.C. Rundquist and L. Han, 1994. Modelling relationships between *NDVI* and precipitation during vegetative growth cycles. *Int. J. Remote Sens.*, 15, 2121-2136.
- Gascon, F., C. Bouzinac, O. Thépaut, M. Jung, B. Francesconi, J. Louis, V. Lonjou, B. Lafrance, S. Massera, A. Gaudel-Vacaresse, F. Languille, B. Alhammoud, F. Viallefont, B. Pflug, J. Bieniarz, S. Clerc, L. Pessiot, T. Trémas, E. Cadau, R. De Bonis, C. Isola, P. Martimort and V. Fernandez, 2017. Copernicus Sentinel-2A Calibration and Products Validation Status. *Remote Sens.*, 9, 584; doi:10.3390/rs9060584.
- Gu, Y., J.F. Brown, J.P. Verdin and B. Wardlow, 2007. A five-year analysis of MODIS *NDVI* and *NDWI* for grassland drought assessment over the central Great Plains of the United States. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06407.
- Haubrock, S.N., S. Chabrillat, C. Lemmertz and H. Kaufmann, 2008. Surface soil moisture quantification and validation based on hyperspectral data and field measurements. *J. of Applied Remote Sens.*, 2, 023552.
- Ji, L. and A.J. Peters, 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. *Remote Sens. Environ.*, 87(1), 85-98.
- Kogan, F.N., 1995. Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar-orbiting satellite data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 655-668.
- Magagi, R.D., and Y.H. Kerr, 2001. Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. *Remote Sens. Environ.*, 75, 432–445.
- Martín-Sotoca, J. J., A. Saa-Requejo, R. Moratiel, N. Dalezios, I. Faraslis and A.M. Tarquis, 2019. Statistical analysis for satellite-index-based insurance to define damaged pasture thresholds. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 19, 1685–1702.
- McVicar, T. R. and P.N. Bierwirth, 2001. Rapidly assessing the 1997 drought in Papua New Guinea using composite AVHRR imagery. *Int. J. Remote Sens.*, 22(11), 2109-2128.
- Musick, H.B. and R.E. Pelletier, (1986). Response of Some Thematic Mapper Band Ratios to Variation in Soil Water Content. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 52, 1661–1668.
- Raïssouni, N. and J. Sobrino, 2000. Toward Remote Sensing Methods for Land Cover Dynamic Monitoring: Application to Morocco. *Int. J. Remote Sens.*, 21, 353-366.
- Reed, B.C., J.F. Brown, D. VanderZee, T.R. Loveland, J.W. Merchant and D.O. Ohlen. 1994. Measuring phenological variability from satellite imagery. *J. of Vegetation Science*, 5, 703-714.
- Rundquist, B. C., and J.A. Harrington, 2000. The effects of climatic factors on vegetation dynamics of tallgrass and shortgrass cover. *GeoCarto International*, 15, 33-38.
- Tucker, C. J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sens Environ.*, 8, 127–150.
- UNEP (1997). World Atlas of Desertification. Second Ed. *United Nations Environment Programme*, Nairobi, 182 p.
- Wan, Z., P. Wang and X. Li, 2004. Using MODIS land surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA. *Int. J. Remote Sens.*, 25, 61-72.
- Wang, Q., and J.D. Tenhunen, 2004. Vegetation mapping with multi temporal *NDVI* in North Eastern China transect (NECT). *Int. J. Appl. Earth Obs.*, 6, 17-31.
- Yang, L., B.K., Wylie, L.L. Tieszen and B.C. Reed, 1998. An analysis of relationships among climate forcing and time-integrated *NDVI* of grasslands over the US northern and central Great Plains. *Remote Sens Environ.*, 65, 25-37.



## **Área temática II**

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



## REUTILIZACIÓN INDIRECTA: ¿ATENCIÓN NATURAL O RIESGO PARA LA SALUD? PRIMEROS RESULTADOS DEL PROYECTO FATEPHARM

G. Teijón Ávila<sup>1\*</sup>, A. de Santiago Martín<sup>1</sup>, R. Meffe<sup>1</sup>, M. V. Martínez Hernández<sup>1</sup>, C. Alonso Alonso<sup>1</sup>, I. López-Heras<sup>1</sup>, L. Nozal<sup>2</sup>, I. de Bustamante<sup>1&2</sup>

<sup>1</sup>Grupo Soil and Water Quality in the Environment. Instituto IMDEA Agua, Avenida Punto Com 2, 28805, Alcalá de Henares, Madrid, España. e-mail: [gloria.teijon@imdea.org](mailto:gloria.teijon@imdea.org), web: <http://www.soilwaterquality.es>

<sup>2</sup>Centro de Química Aplicada y Biotecnología (CQAB). Universidad de Alcalá. Ctra. Madrid-Barcelona (A-2), Km 33, 28871, Alcalá de Henares (Madrid). e-mail: [leonor.nozal@uah.es](mailto:leonor.nozal@uah.es)

<sup>3</sup>Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, Ctra. A-II km33, 600. Alcalá de Henares, Madrid, España. e-mail: [irene.bustamante@uah.es](mailto:irene.bustamante@uah.es), web: <http://www3.uah.es/filtrosverdes/>

### RESUMEN

En las aguas superficiales localizadas aguas abajo de grandes ciudades se detectan frecuentemente fármacos y productos de transformación (PTs). La reutilización indirecta de este recurso en el riego de cultivos requiere estudiar la posible propagación de la contaminación desde la fuente al receptor. En la zona de estudio, situada aguas abajo de Madrid, el agua de los ríos Jarama y Manzanares es utilizada para el riego de cultivos intensivos, principalmente de maíz. Se realizaron campañas de muestreo de agua de riego, suelo y planta. En cada matriz, se analizó un grupo de fármacos y PTs. Los resultados muestran que el patrón del contenido en fármacos y PTs en el agua de riego no coincide con el de la concentración en el suelo ni en la mazorca, indicando que niveles bajos en agua pueden enmascarar contenidos altos en otros compartimentos ambientales. En conclusión, el riesgo asociado a la ingesta de fármacos es despreciable.

### ABSTRACT

In the surface water downstream large cities, pharmaceuticals and transformation products (TPs) are frequently detected. The indirect reuse of this resource in the irrigation of crops requires the study of the possible spread of contamination from the source to the receptor. In the study area, located downstream from the city of Madrid, the water of Jarama and Manzanares rivers is used to irrigate intensive crops, mainly represented by corn. Sampling campaigns to collect water, soil and plants have been carried out. In each matrix, a group of pharmaceuticals and TPs was analyzed. The results show that the pattern of pharmaceutical and TPs content in the irrigation water neither coincide with the concentration in the soil nor in the corn, indicating that low levels in water can hide high contents in other environmental compartments. In conclusion, the risk associated with the dietary uptake of pharmaceuticals was predicted to be low.

de los cuales se encuentran los fármacos. La entrada en el medioambiente a través del vertido de efluentes de las Estaciones Depuradoras de Aguas Residuales (EDARs) implica que estas sustancias migren largas distancias hasta llegar al medio receptor. En muchos casos se generan productos de transformación (PTs), que pueden ser más solubles y polares que los compuestos originales y, por ende, más móviles (García-Galán et al., 2011).

Según el informe final de la Comisión Europea, elaborado por investigadores de la Universidad Técnica de Múnich (EC, 2017), el uso de los recursos hídricos superficiales con un elevado caudal procedente de efluentes urbanos puede definirse como reutilización indirecta. En el caso del riego de cultivos con un agua fuertemente impactada por vertidos de efluentes de EDARs, el medio receptor es el suelo agrícola, el agua subterránea y el mismo cultivo, lo que puede suponer un riesgo emergente. Cuando el agua es utilizada para el riego de cultivos de consumo humano o animal, el riesgo se traduce en la posible introducción en la cadena alimentaria de sustancias no deseadas cuyos efectos sobre la salud son todavía desconocidos.

En los últimos años, se han llevado a cabo numerosos estudios, sobre todo a escala de laboratorio en condiciones controladas y simplificadas, que demuestran cómo la transferencia de un contaminante desde el agua y/o suelo hasta las diferentes partes de la planta depende de varios factores como las propiedades físico-químicas del suelo, el tipo de planta y las características del mismo contaminante (Christou et al., 2019; Li et al., 2019). A pesar de la importancia de estos trabajos, Christou et al. (2019) señalan la necesidad de estudiar la absorción de contaminantes por parte de las plantas en condiciones de cultivo reales, donde las plantas se encuentran en las condiciones hídricas de campo y donde los contaminantes estén en el medioambiente en forma de mezcla multicomponente. En este sentido, Margenat et al. (2019) evalúan el riesgo para la salud humana de la bioacumulación de carbamazepina y sus PTs en varias hortalizas y concluyen que, debido al bajo consumo diario, el riesgo es actualmente despreciable. No obstante, es de gran importancia seguir realizando estudios en esta dirección incluyendo sustancias pertenecientes a distintos grupos terapéuticos, diferentes tipos de plantas y evaluando el destino de los fármacos en los diferentes compartimentos ambientales implicados, como el agua, el suelo y la planta.

### 1.- Introducción

Las actuales técnicas de tratamiento de las aguas residuales son ineficaces en la total eliminación de los contaminantes de preocupación emergente (CPEs), dentro

El objetivo global del presente estudio es evaluar la presencia de fármacos y PTs de distintos grupos terapéuticos en el sistema agua-suelo-planta como consecuencia de la reutilizaci3n indirecta. Para ello, se ha seleccionado un área de estudio aguas abajo de la ciudad de Madrid, cuyo uso del suelo está casi totalmente destinado a prácticas agrícolas intensivas, principalmente de maíz, cereal de mayor producci3n a escala mundial (FAOSTAT, 2017). Bajo estas condiciones, se evaluar si el riego de cultivos con aguas impactadas por efluentes de EDARs supone un riesgo para la salud o si los procesos de atenuaci3n natural mitigan la propagaci3n de la contaminaci3n.

## 2.- Proyecto FatePharM

La utilizaci3n de aguas superficiales receptoras de efluentes de EDARs para el riego de cultivos plantea la incertidumbre sobre si la contaminaci3n en la fuente se propaga y alcanza al receptor o consumidor final de esos cultivos, o si el medio es capaz de atenuar dicho efecto (Fig. 1). El proyecto FatePharM “Riego de cultivos con aguas superficiales contaminadas con fármacos y metales traza: atenuaci3n natural o riesgo para la salud?” (CTM2017-89995-R) nace de la necesidad de determinar si la reutilizaci3n indirecta de agua superficial impactada por efluentes de EDARs en la agricultura puede representar un riesgo para la salud o si los procesos de atenuaci3n natural evitan la propagaci3n de los contaminantes a otros compartimentos ambientales y, sobre todo, a las plantas de cultivo.



Fig. 1. Esquema conceptual del sistema Fuente-Propagaci3n-Receptor

Las aguas superficiales impactadas por efluentes de EDARs se caracterizan por ser matrices muy complejas compuestas por Mezclas de Contaminantes Químicos (MCQs) de origen muy diverso, entre los que se encuentran fármacos, productos de diagn3stico, productos para el cuidado personal, estimulantes, surfactantes y metales traza (MTs). Si bien existen numerosos estudios sobre el comportamiento de estos compuestos en el medio ambiente, son escasos los que abarcan la presencia de estos contaminantes en forma de mezcla, donde el impacto de los MTs en el comportamiento de los fármacos puede producir reacciones sinérgicas o antag3nicas, condicionando el equilibrio entre los procesos de atenuaci3n. Los riesgos potenciales para la salud humana de la exposici3n a estas MCQs por ingesta a través del agua potable, y/o a través de

productos agrícolas, es un asunto que genera gran preocupaci3n. FatePharM, mediante un enfoque multidisciplinar y multiescala, hace frente a esta inquietud generada en el ámbito científico-técnico, social y econ3mico siguiendo dos ejes principales de actuaci3n.

El primer eje de actuaci3n persigue evaluar la transferencia de los fármacos, sus PTs y los MTs a lo largo de su recorrido desde la EDAR hasta el cultivo. Atendiendo a este eje, se ha llevado a cabo la primera campa de campo en el 2018. El rea de estudio seleccionada supone un escenario inmejorable al tratarse de un acuífero aluvial aguas abajo de la ciudad de Madrid y cuyo uso del suelo está casi totalmente destinado a prácticas agrícolas intensivas. Este contexto es extrapolable a toda el área mediterránea, considerado un escenario muy vulnerable en las previsiones de cambio climático. Además, el cultivo diana de este estudio es el maíz, el cereal de mayor producci3n en el mundo (38% del cultivo de cereal). Los mayores productores mundiales son EE.UU., China y Brasil, mientras que España se encuentra en la posici3n n 29 del *ranking* (FAOSTAT, 2017). En este artículo se muestran los resultados preliminares obtenidos de la campa del año 2018 en cuanto a los fármacos y PTs en el agua de riego, el suelo de varias parcelas agrícolas y el fruto del maíz, cultivo mayoritario del rea. En la segunda campa de campo (*en proceso*) se evaluarán los procesos de atenuaci3n (agua de riego *versus* agua de infiltraci3n) y de translocaci3n (raíz, parte aérea y fruto) de fármacos, PTs y MTs, así como la generaci3n de resistencias bacterianas en el suelo por el continuo aporte de antibi3ticos. Con el fin de no alterar el escenario real, el diseño experimental se integra en las prácticas agrícolas tradicionales llevadas a cabo por los agricultores de la parcela seleccionada.

El segundo eje de actuaci3n trata de identificar y cuantificar el impacto de las interacciones fármaco-MT desde un enfoque tanto químico como toxicol3gico. En este eje se evaluar a escala de laboratorio el impacto de las interacciones fármaco-MT en MCQs mediante ensayos batch (*en proceso*) y durante la infiltraci3n a través del suelo mediante el empleo de reactores de infiltraci3n específicamente diseñados para el control y seguimiento de los contaminantes (transporte reactivo, actividad microbiol3gica y bioensayos con plantas de cultivo).

## 3.- Material y Métodos

### 3.1.- rea de estudio

El rea de estudio se localiza en la cuenca del río Jarama, al sureste de la ciudad de Madrid (Fig. 2). Aproximadamente 100 km<sup>2</sup> de terrenos agrícolas se riegan con el agua del río Jarama, que es distribuida por la red de acequias definida en su conjunto como la Real Acequia del Jarama (RAJ), una infraestructura que se desarrolla desde finales del siglo XVI hasta el siglo XX (Comunidad de Regantes de la RAJ, 2017). La RAJ posee una longitud de 72 km y se extiende desde la Presa del Rey (Rivas-

Vaciamadrid, Madrid) hasta el municipio de Mocejón (Toledo). Los cultivos más abundantes en la zona son el maíz (34%), el trigo (16%) y la alfalfa (8%), mientras que, aproximadamente, el 22% suele dejarse en barbecho (datos de la Comunidad de Regantes de la RAJ). El riego, mediante inundación, ocurre principalmente en los meses de verano. Los requerimientos hídricos de los cultivos se satisfacen mediante las dotaciones establecidas por la Comunidad de Regantes de la RAJ, cuyos usuarios son los mismos agricultores. En términos generales, cada año se aplican, aproximadamente, 15.000 m<sup>3</sup>/ha. Ocasionalmente, en los años más secos, se riegan también los cultivos de secano, como el trigo.

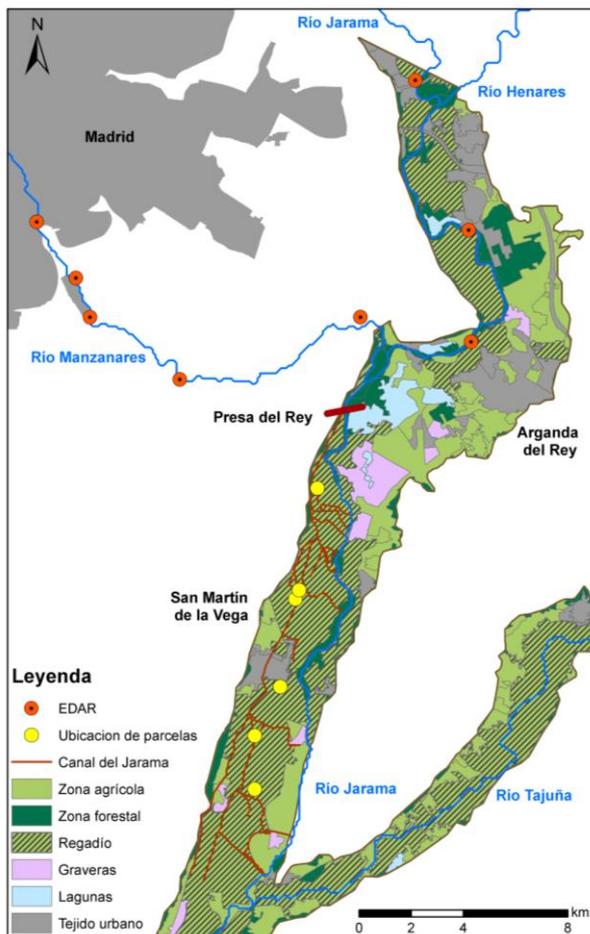


Fig. 2. Mapa de la zona de estudio

Aproximadamente 700 m aguas arriba de la Presa del Rey, el río Jarama recibe las aguas del río Manzanares después de su recorrido a través de la ciudad de Madrid, durante el cual recibe los aportes de las mayores EDARs de la ciudad. Al comparar los datos del caudal medio anual del río Manzanares y los datos de vertidos a este, resulta que las aportaciones de los vertidos constituyen aproximadamente el 85% del caudal (CHT, 2017; MAPAMA, 2015). Esta es una condición muy frecuente en los ríos del área mediterránea, donde los efluentes de EDARs son imprescindibles para mantener los caudales ecológicos (EC,

2017).

### 3.2.- Muestreo

En el 2018 se realizaron una serie de campañas de muestreo de las diferentes matrices ambientales: agua de riego, suelo de las parcelas agrícolas y mazorcas de maíz, los cuales se describen en detalle a continuación.

**Muestreo de agua** – en total se realizaron 3 muestreos (junio, julio y septiembre) durante el periodo de riego. El agua de riego se muestreó en la cabecera del canal principal de la RAJ, inmediatamente después de la Presa del Rey (40°17'56,16"N; 3°32'35,62"O). Para cada muestreo se recolectaron, aproximadamente, 6 L y se midieron *in situ* temperatura, oxígeno disuelto y pH. Las muestras fueron congeladas a -20°C y almacenadas hasta su análisis para inhibir cualquier actividad microbiana.

**Muestreo de suelo** – se seleccionaron 6 parcelas agrícolas uniformemente distribuidas en la zona de estudio (Fig. 2). Las 5 parcelas de estudio (C en la Fig. 4) estaban cultivadas con maíz. La parcela B estaba en barbecho en el momento del muestreo (septiembre 2018) y, por tanto, se utilizó como parcela de referencia. En cada una de las parcelas se muestreó en tres puntos situados a lo largo de la diagonal principal de las mismas. En cada punto se recolectó el suelo hasta una profundidad de 30 cm mediante una barrena manual obteniendo una muestra combinada de 6 kg por parcela. El suelo se secó al aire, se disgregó, se tamizó (< 2 mm) y se seleccionó una alícuota representativa por parcela para el análisis físico-químico y la cuantificación de los fármacos. En el caso del análisis de fármacos, las alícuotas de suelo se congelaron (-20°C) y se liofilizaron. Los suelos son de carácter básico (pH 7,9-8,5), con la presencia de material calcáreo (5-28 % CaCO<sub>3</sub> equivalente), de carácter no salino (0,1-0,2 dS m<sup>-1</sup>) y textura media (franco-limosa y franca). Los contenidos en materia orgánica son los habituales en regadío intensivo en España (2-3%) y la relación C/N desde normal a media-alta (9,5-12,9).

**Muestreo de mazorcas** – Simultáneamente al muestreo de suelo, se llevó a cabo el muestreo de los frutos de las plantas. Las mazorcas se recolectaron en los mismos puntos de muestreo del suelo, dos plantas por punto, obteniendo un total de 6 frutos por parcela. Una vez en el laboratorio de IMDEA Agua, las mazorcas se pesaron para la obtención de la biomasa. Posteriormente, se desgranaron y una alícuota se secó en estufa a 100°C para la determinación de la humedad y otra se congeló y liofilizó para su posterior análisis de fármacos.

### 3.3 Selección de fármacos

Los 50 fármacos investigados (Tabla 1), cuyos principios activos actúan sobre distintos sistemas del cuerpo humano, han sido seleccionados en base a diferentes criterios bien definidos. En primer lugar, se seleccionaron los fármacos que aparecen en las listas de

observación del 2015 y 2018 (2015/495/UE, 2018/840/UE), que se diferencian entre ellas por la exclusión del antiinflamatorio diclofenaco y la inclusión del antibiótico amoxicilina en la lista más reciente. También se tuvieron en cuenta los datos del Sistema Nacional de Salud (2016) y del Observatorio del Medicamento (2016) en cuanto a los consumos nacionales calculados a partir de las prescripciones médicas.

En el año 2019, un grupo de investigación de IMDEA Agua realizó un barrido en el agua superficial de la cuenca del río Tajo donde se identificaron y cuantificaron un conjunto de CPEs, entre los cuales se encontraban los fármacos (Rico et al., 2019). Todos estos datos también se tuvieron en cuenta para la selección de los fármacos de este trabajo. Finalmente, debido al creciente interés hacia los PTs, se incluyó el análisis de aquellos PTs que han sido detectados frecuentemente en estudios previos del grupo de investigación, como la epoxi-carbamazepina (procedente de la carbamazepina), el ácido atenolico (procedente del atenolol), la paraxantina (procedente de la cafeína) y el 4-FAA, 4-AAA, 4-AA (procedente del metamizol), entre otros.

**Tabla 1.** Fármacos seleccionados para el presente estudio

Acrónimo	Compuesto	Acrónimo	Compuesto
<b>Tracto alimentario y metabolismo</b>		<b>Sistema musculoesquelético</b>	
OME	Omeprazol**	IBU	Ibuprofeno**
METFOR	Metformina**	NAP	Naproxeno
		KET	Ketoprofeno
		DIC	Diclofenaco*
<b>Antiinfecciosos uso sistémico</b>		<b>Sistema nervioso</b>	
AMO	Amoxicilina*	COD	Codeína
TRI	Trimetoprim	BENZ	Benzoilecgonina†
SUL	Sulfametoxazol	META	Metamizol/Antipirina
N4ACE	N4-acetilsulfametoxazol	4AA	4-Aminoantipirina
ERI	Eritromicina*	4AAA	4-Acetamido antipirina
		4DAA	4-Dimetilamino antipirina
CLA	Claritromicina*	4FAA	4-Formilamino antipirina
AZI	Azitromicina*	ACE	Acetaminofeno**
LIN	Lincomicina	CAR	Carbamazepina
OFLO	Ofloxacino	CAREPO	Epoxi - X carbamazepina
CIP	Ciprofloxacino	LORZ	Lorazepam**
MET	Metronidazol	CIT	Citalopram
<b>Sistema cardiovascular</b>		VEN	Venlafaxina
FLE	Flecainida	CAF	Cafeína†
FURO	Furosemida**	PAR	Paraxantina†
ATE	Atenolol	NIC	Nicotina†
ATE AC	Ácido Atenolico	COT	Cotina†
ENA	Enalapril**	<b>Sistema genitourinario y hormonas sexuales</b>	
VAL	Valsartan	TES	Testosterona
ATOR	Atorvastatina**	E2	Estradiol
GEM	Gemfibrozilo	E3	Estríol
<b>Sistema respiratorio</b>		E1	Estrona
SAL	Salbutamol**	ETI	Etinilestradiol
LOR	Loratadina	PRO	Progesterona

\*Lista de Observación (2015/495, 2018/840); \*\* Sistema Nacional de Salud (2016) y Observatorio del Medicamento (2016); † Compuestos de estilo de vida o drogas ilícitas. Los PTs están en cursiva.

### 3.4.- Métodos analíticos

#### 3.4.1 Tratamiento de muestras y análisis de fármacos y PTs

**Muestras de agua.** Las muestras de agua de riego se filtraron utilizando filtros de fibra de vidrio de 0,7 µm, y posteriormente se ajustó su pH a 9 con hidróxido amónico (32% v/v). Una alícuota (100 mL) de la muestra, fortificada junto con 100 µL de una disolución de estándares internos de 40 µg L<sup>-1</sup>, se adicionaron a través de un cartucho de extracción en fase sólida Oasis HLB (200 mg, 6cc, Waters, Mildford, MA, USA), previamente acondicionado con 6 mL de MeOH, 6 mL de agua ultrapura y 6 mL de agua ultrapura basificada (pH 9). Tras la carga de la muestra, se adicionaron 10 mL de agua ultrapura y seguidamente, el cartucho se secó al vacío para eliminar los restos de agua. Los analitos fueron eluidos del cartucho con 12 mL de MeOH. El extracto orgánico se evaporó hasta sequedad en un concentrador SpeedVac (Thermo Scientific, Massachusetts, USA), y finalmente se reconstituyó en 500 µL de MeOH:H<sub>2</sub>O (10:90, v/v) para su posterior análisis mediante LC-MS/MS.

**Muestras de mazorca.** Se pesó 1 g de muestra en un tubo falcón de 50 mL y se adicionaron 200 µL de una disolución de estándares internos de 40 µg L<sup>-1</sup> junto con la mezcla de sales (4 g de MgSO<sub>4</sub>, 1 g de NaCl, 1 g de C<sub>6</sub>H<sub>5</sub>Na<sub>3</sub>O<sub>7</sub>·2H<sub>2</sub>O y 0,5 g de C<sub>6</sub>H<sub>6</sub>Na<sub>2</sub>O<sub>7</sub>·1,5H<sub>2</sub>O). Se realizó una doble extracción mediante sonicación (15 min) en baño de ultrasonidos (Fisherbrand Modelo FB11201, Fisher Scientific, USA) utilizando 30 mL de MeOH. Los extractos se centrifugaron (4000 rpm, 15 min), se separaron los sobrenadantes y el disolvente orgánico se evaporó hasta sequedad. Los analitos fueron reconstituidos en 25 mL de agua ultrapura conteniendo 25 mg de EDTA, y se sometieron a un proceso de SPE empleando las mismas condiciones que las especificadas en el tratamiento de las muestras de agua de riego. Finalmente, el extracto orgánico se evaporó hasta sequedad y se reconstituyó en 1 mL de MeOH:H<sub>2</sub>O (10:90, v/v) para su posterior análisis mediante LC-MS/MS.

**Muestras de suelo.** Se pesó 1 g de suelo y se añadió a 200 µL de una disolución de estándares internos de 40 µg L<sup>-1</sup>. Se realizó una extracción por triplicado con 65 mL de MeCN y 15 mL de tampón fosfato a pH 2 sonicando la mezcla en baño de ultrasonidos durante 30 min. A continuación, los sobrenadantes se separaron por centrifugación (3000 rpm, 5 min) y se concentraron hasta un volumen de 10 mL. Se adicionaron 250 mg de EDTA y el extracto se llevó a un volumen de 100 mL con agua ultrapura. La disolución se sometió a un proceso de SPE utilizando los cartuchos Oasis HLB (1 g, 20 cc, Waters, Mildford, MA, USA), previamente acondicionados con 20 mL de MeOH, 6 mL de agua ultrapura y 6 mL de agua ultrapura acidificada (pH 2). Tras el paso de la muestra, el cartucho se lavó con 20 mL de agua ultrapura y se secó a vacío durante 5 min. Finalmente, los analitos se eluyeron con 20 mL de MeOH. El extracto orgánico se evaporó

hasta sequedad y se reconstituyó en 4 mL de MeOH:H<sub>2</sub>O (10:90, v/v) para su posterior análisis mediante LC-MS/MS.

La cuantificación de los fármacos y PTs en los extractos obtenidos de las diferentes matrices se llevó a cabo utilizando un cromatógrafo de líquidos (1200 series, Agilent Technologies, Palo Alto, CA, USA) acoplado a un espectrómetro de masas triple cuadrupolo (6495A, Agilent Technologies). Debido a las distintas propiedades físico-químicas de los compuestos, fueron necesarias dos separaciones cromatográficas. Para la separación y cuantificación de los compuestos en modo de ionización positivo se empleó la columna Kinetex Biphenyl (50mm x 3 mm, 2,7 µm, Phenomenex, Torrance, CA, USA). La fase móvil utilizada fue una mezcla de 0,1% (v/v) de ácido fórmico en agua ultrapura (fase A) y 0,1% (v/v) de ácido fórmico en MeOH (fase B). Los compuestos en modo de ionización negativo se separaron utilizando la columna Poroshell 120 EC-C18 (50mm x 3 mm, 2,7 µm, Agilent Technologies). La fase móvil utilizada fue una mezcla de 5 mM de fluoruro amónico (fase A) y MeOH:MeCN (65.35, v/v) (fase B). Para ambos métodos, el flujo de la fase móvil fue 0,6 mL min<sup>-1</sup> y el volumen de inyección de muestra de 20 µL. Para llevar a cabo la cuantificación de los analitos se han seleccionado los iones mayoritarios (ion cuantificador, Q) de cada analito y otros iones cualificadores (q1, q2) para realizar su identificación.

## 4.- Resultados y Discusión

### 4.1 Fármacos en el agua de riego

La concentración media de los fármacos que superan los 100 ng L<sup>-1</sup> en el agua de riego en las 3 campañas de muestreo se muestra en la Fig. 3. Los fármacos detectados han sido agrupados para su estudio en función de su rango de concentración.

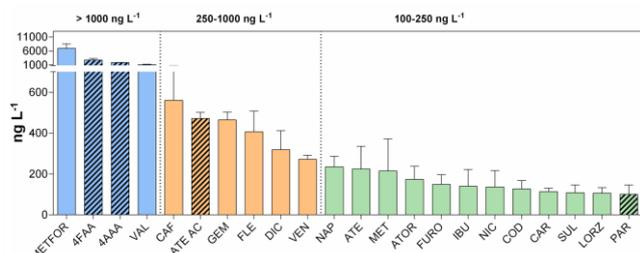


Fig. 3. Valores medios de concentración de fármacos que superan los 100 ng L<sup>-1</sup> en el agua de riego. Los PTs se indican con una trama.

Las sustancias detectadas en concentraciones mayores a 1.000 ng L<sup>-1</sup> son fármacos que actúan sobre el metabolismo (metformina) y los sistemas nervioso y cardiovascular (4-AAA, 4-FAA y valsartan). El antidiabético oral metformina es el fármaco que presenta la concentración media más elevada (7.000 ng L<sup>-1</sup>). Cabe destacar que mientras que el analgésico metamizol no se detecta en el agua de riego, sus PTs (4-AAA y 4-FAA) se encuentran en concentraciones

medias superiores a los 1.800 ng L<sup>-1</sup>. Estos resultados confirman lo descrito en la literatura sobre la mayor persistencia y movilidad de los PTs de este analgésico (Leal et al., 2017; Martínez-Hernández et al., 2018).

En el rango de concentración que oscila entre 250 y 1.000 ng L<sup>-1</sup> se detectan compuestos como la cafeína, el ácido atenolico (PT del atenolol, presente en mayor concentración que su compuesto parental), el gemfibrozil, la flecainida, el diclofenaco y la venlafaxina, pertenecientes en su mayoría a la categoría de fármacos que actúan sobre el sistema nervioso y cardiovascular, con la excepción del diclofenaco. Este antiinflamatorio no esteroideo (AINE), que actúa en el sistema musculoesquelético, excluido de la lista de observación del 2018, se encuentra en el agua de riego en concentraciones medias de, aproximadamente, 300 ng L<sup>-1</sup>.

A excepción de la estrona (E1), las hormonas no se han detectado en esta matriz. Los antibióticos macrólidos azitromicina, claritromicina y eritromicina, el betalactámico amoxicilina y la fluoroquinolona ciprofloxacino se han detectado con concentraciones bajas, inferiores a los 100 ng L<sup>-1</sup>. Estos grupos de antibióticos han sido clasificados como críticamente importantes en el informe JIACRA España por la existencia de evidencias de transmisión de microorganismos o genes de resistencia (AEMPS, 2018). El metronidazol, perteneciente al grupo de los nitroimidazoles, indicado para bacterias anaerobias y como antiparasitario, presenta concentraciones en torno a los 200 ng L<sup>-1</sup>.

Cabe destacar que tanto la paraxantina (PT de la cafeína) como la cotinina (PT de la nicotina, *dato no mostrado*), se encuentran en concentraciones mucho más bajas que el compuesto parental.

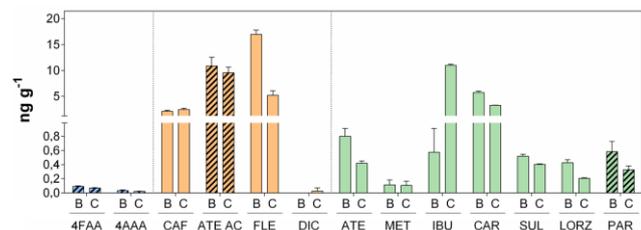
De forma general, comparando los datos de concentración obtenidos en este estudio con los datos publicados de aguas superficiales en Europa, se concluye que las concentraciones medidas en el agua de riego se encuentran en el rango de concentración de bajo a medio, con la única excepción de los 4 fármacos con niveles > 1.000 ng L<sup>-1</sup> (Zhou et al., 2019).

### 4.2 Fármacos en el suelo de las parcelas agrícolas

El contenido en fármacos presente en los suelos de las parcelas agrícolas se muestra en la Fig. 4. Las concentraciones medidas son del orden de ng g<sup>-1</sup> para todos los compuestos.

Como se puede observar, el patrón del contenido en fármacos en el suelo no se corresponde con el patrón de concentraciones en el agua de riego. De hecho, aquellos fármacos que se detectan en el agua con niveles elevados presentan concentraciones muy bajas en el suelo o incluso no se detectan, como es el caso de 4-AAA, 4-FAA y el valsartan. La metformina, con concentraciones muy elevadas en el agua de riego, no ha podido analizarse en el suelo debido a la baja recuperación obtenida en esta matriz con la metodología utilizada. Actualmente, se está

trabajando en la optimización de la extracción de este fármaco en suelos.



**Fig. 4.** Valores medios del contenido en fármacos en los suelos en barbecho (B) y cultivados (C). Los PTs se indican con una trama.

Se observa que los fármacos que tienden a acumularse en el suelo son la cafeína, el ácido atenolico, la flecainida, el ibuprofeno y la carbamazepina, que pertenecen a los rangos de concentración media y medio-baja en el agua de riego. Estudios precedentes ya mostraron la persistencia de algunos de estos compuestos en el suelo, como la carbamazepina (Carter et al., 2018).

Estos resultados ponen de manifiesto que bajas concentraciones de fármacos en el agua de riego pueden enmascarar elevados contenidos en el suelo y que, por tanto, es esencial considerar todas las matrices ambientales involucradas. En un estudio similar en zonas agrícolas en Arabia Saudí regadas con agua residual pretratada, Pico et al. (2019) también observaron que los fármacos y PTs que se acumulaban en el suelo (atenolol, cafeína, carbamazepina y gemfibrozil) no eran exactamente los mismos que los que se cuantificaban en las diferentes hortalizas estudiadas (atenolol, cafeína, epoxi-carbamazepina e hidroxibuprofeno).

Cabe señalar, no obstante, que en nuestro estudio no se aprecian diferencias entre el contenido en fármacos en el suelo de la parcela de referencia (B en la Fig. 4), que se encontraba en barbecho durante el año de muestreo, con respecto al resto de las parcelas de estudio (C en la Fig. 4) a excepción de la flecainida, el ibuprofeno y la paraxantina. Esto podría deberse a dos razones principales: i) el suelo, a pesar de estar en barbecho, recibe aportes continuos de fármacos debido a la lenta degradación de los restos vegetales producto de la cosecha del maíz con el que ha sido enmendado en años precedentes; ii) la falta de humedad y la ausencia de vegetación ralentizan la actividad microbiana responsable de la biodegradación de los compuestos. A pesar de estas consideraciones, se debería también investigar las causas de la aparente falta de lixiviación de los fármacos como consecuencia de las precipitaciones meteorológicas.

La acumulación de los fármacos en el suelo depende de sus propiedades físico-químicas, como el estado de ionización y la hidrofobicidad, y de las propiedades del suelo como el contenido en arcilla, en materia orgánica y en hidróxidos (Martínez-Hernández et al., 2014; Meffe et al., 2014). Por ejemplo, la sorción del antiarrítmico flecainida se puede interpretar como el resultado de su ionización positiva y del elevado valor del coeficiente de partición

octanol/agua ( $\log K_{ow}$  3,78) (<https://chem.nlm.nih.gov/chemidplus>) que favorecen la interacción con la materia orgánica y las arcillas del suelo.

### 4.3 Fármacos en la mazorca de maíz

Al igual que ocurría en el suelo, la concentración de fármacos y PTs en el agua de riego no responde al patrón de bioacumulación en el fruto de las plantas. De los fármacos analizados en la planta, únicamente se han cuantificado el acetaminofén (8,4-27,5 ng g<sup>-1</sup>), la nicotina (0,03-1,2 ng g<sup>-1</sup>), el ibuprofeno (0,2-1,1 ng g<sup>-1</sup>) y la carbamazepina (0,04-0,4 ng g<sup>-1</sup>). Para el ibuprofeno y la carbamazepina, ambos detectados también en el suelo y en el agua de riego a muy bajas concentraciones, ha sido posible calcular el factor de transferencia suelo-planta. Este factor se encuentra en los dos casos muy por debajo de 1 (en torno a 0,1), indicando que los compuestos presentan la tendencia a quedarse retenidos en el suelo más que a translocar hasta el fruto. No obstante, para confirmar estos resultados se deberían realizar medidas del contenido en fármacos en las diferentes partes del maíz como la raíz, el tallo y las hojas para averiguar si los factores de translocación también son inferiores a la unidad.



**Fig. 5.** Esquema de la detección y cuantificación de los fármacos en las mazorcas de maíz.

Un grupo de fármacos y PTs, en el cual están incluidos la metformina, la cafeína, el gemfibrozil y la flecainida, entre otros, han sido detectados en la mazorca en una concentración por debajo del límite de cuantificación metodológico (MQL) y, por tanto, solamente se puede confirmar su presencia sin poder proporcionar un dato cuantitativo (Fig. 5). Otro grupo muy extenso de fármacos y PTs no fueron detectados en el fruto, a pesar de que algunos de ellos, como el 4-AAA, 4-FAA y el valsartan, presentan en el agua de riego concentraciones superiores a 1.000 ng L<sup>-1</sup>.

En general, la absorción por las plantas de los compuestos aniónicos es menor que la de los neutros

debido a la repulsión con la superficie eléctricamente cargada de la raíz (Christou et al., 2019; Li et al., 2019).

Los compuestos catiónicos o neutros tienden a acumularse en la raíz, mientras que la translocación a la parte aérea se ve disminuida. En el presente estudio, la relación entre la carga iónica y la absorción no está tan clara. Carter et al. (2018) concluyeron que es la combinación de varios factores, como el potencial de sorción y la hidrofobicidad, lo que explicaba el patrón de absorción de benzodiazepinas por rábano y remolacha. Así mismo, observaron que ciertos PTs se producen como parte del metabolismo de las plantas, lo que merece futuros estudios.

## 5.- Conclusiones

El presente estudio pone de manifiesto la necesidad de incluir los diferentes compartimentos ambientales a la hora de determinar el destino de los fármacos y PTs en las prácticas agrícolas. Las principales conclusiones derivadas de evaluar el sistema agua-suelo-plantas son:

- En el agua de riego se detecta un amplio grupo de fármacos y PTs, principalmente aquellos que actúan sobre el sistema nervioso y cardiovascular. La concentración de los compuestos investigados se encuentra dentro de los rangos descritos en aguas superficiales de la Unión Europea.
- La presencia de ciertos PTs en mayor concentración que su compuesto parental (ácido atenololico), o en ausencia de éste (4-AAA, 4-FAA), pone de manifiesto que la degradación de los fármacos no implica necesariamente una disminución en la contaminación. Por tanto, se hace necesario el avance en el desarrollo de técnicas analíticas de estos compuestos.
- Los compuestos incluidos en las listas de observación de la UE (2015, 2018) se han cuantificado en concentraciones muy bajas (antibióticos macrólidos, ciprofloxacino, diclofenaco) o no se han detectado (la mayor parte de las hormonas) en el agua de riego. En nuestro escenario no supondrían, por tanto, un riesgo emergente.
- El patrón de concentración de los fármacos y PTs en el agua de riego no se corresponde con el patrón de contenido en suelo y planta. Este resultado reafirma la importancia de realizar estudios integrados capaces de describir los procesos de forma global.
- Para la mayoría de los fármacos y PTs detectados tanto en los suelos cultivados como en el suelo de referencia (barbecho), no se observa una clara diferencia en cuanto a su contenido. Esto podría deberse a la incorporación de restos de las cosechas anteriores en la parcela de barbecho (rastrajo) y a la falta de humedad y vegetación que puede ralentizar los procesos de biodegradación.
- La bioacumulación de fármacos y PTs en los frutos de las plantas es limitada, solamente el ibuprofeno, el acetaminofén, la nicotina y la carbamazepina se han podido cuantificar en concentraciones bajas. Para

confirmar este comportamiento, es necesario estudiar la posible bioacumulación en otras partes de la planta, como la raíz, el tallo o las hojas y determinar, así, los factores de translocación.

*Agradecimientos.* Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CTM2017-89995-R del Ministerio de Economía y Competitividad, y el Programa de Atracción de Talento de la Comunidad de Madrid (2016T2/AMB1426). Agradecer la colaboración de la Comunidad de Regantes de la Real Acequia del Jarama, especialmente a Julián Martín de la Sierra. Agradecer también a los técnicos de laboratorio y a los colaboradores Lesly A. Ayala y Daniel Montejo.

## 7.- Bibliografía

- 2015/495/U, 2015. Decisión de ejecución 2015/495 de la comisión de 20 de marzo de 2015 por la que se establece una lista de observación de sustancias a efectos de seguimiento a nivel de la Unión en el ámbito de la política de aguas de conformidad con la Directiva 2008/105/CE del Parlamento Europeo y del Consejo.
- 2018/840/UE, 2018. Decisión de ejecución 2018/840 de la comisión de 5 de junio de 2018 por la que se establece una lista de observación de sustancias a efectos de seguimiento a nivel de la Unión en el ámbito de la política de aguas, de conformidad con la Directiva 2008/105/CE del Parlamento Europeo y del Consejo.
- AEMPS (Agencia Española de Medicamentos y Productos Sanitarios), 2018. Plan Nacional de Resistencia a Antibióticos, Informe JIACRA España. Primer análisis integrado del consumo de antibióticos y su relación con la aparición de resistencia, 165 pp.
- Carter, L. J., Williams, M., Martin, S., Kamaludeen, S.P., Kookana, R.S., 2018. Sorption, plant uptake and metabolism of benzodiazepines. *Sci. Total Environ.* 628, 18-25.
- Christou, A., Papadavid, G., Dalias, P., Fotopoulos, V., Michael, C., Bayona, J.M., Piña, B., Fatta-Kassinos, D., 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), 2017. Control de vertidos. <http://www.chtajo.es/Servicios/Tramitaciones/Paginas/default.aspx> [consulta: 13 mayo 2019]
- Comunidad de Regantes de la Real Acequia del Jarama, 2017. <http://www.canaljarama.es/> [consulta: 13 mayo 2019]
- Delgado, P., Rivas, A.D.L.P., Agulleiro, C.D., 1995. La real acequia del Jarama. Madrid: Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Centro de Publicaciones. Ed. Doce Calles, 11 pp. ISBN 84-380-0093-2.
- EC (European Commission), 2017. Characterization of unplanned water reuse in the EU. Final report. ISBN 978-92-79-71306-4.
- FAOSTAT, 2017. Food and agriculture organization of the United Nations. Statistical database. <http://www.fao.org/faostat/en/#home> [consulta: 13 mayo 2019]
- García-Galán, M.J., Garrido, T., Fraile, J., Ginebreda, A., Díaz-Cruz, M.S., Barceló D., 2010. Simultaneous occurrence of nitrates and sulfonamide antibiotics in two ground water bodies of Catalonia (Spain). *H. Hydrol.* 383, 93-101.
- Leal, M., Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Lillo, J., de Bustamante, I., 2017. Clinoptilolite and palygorskite as sorbents of neutral emerging organic contaminants in treated wastewater: sorption-desorption studies. *Chemosphere* 175, 534-542.
- Li, Y., Sallach, J.B., Zhang, W., Boyd, S. A., Li, H., 2019. Insight into the distribution of pharmaceuticals in soil-water-plant systems. *Water Research* 152, 38-46.
- MAPAMA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), 2015. Red de seguimiento del Estado e Información Hidrológica. <https://sig.mapama.gob.es/redes-seguimiento/> [consulta: 04 junio 2019]
- Margenat, A., Matamoros, V., Díez, S., Cañameras, N., Comas, J., Bayona, J.M., 2019. Occurrence and human health implications of chemical contaminants in vegetables grown in peri-urban agriculture. *Environ. Int.* 124, 49-57.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Herrera, S., Arranz, E., 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., Leal, M., Meffe, R., de Miguel, A., Alonso-Alonso, C., de Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I., Salas, J.J., 2018. Removal of emerging organic contaminants in a poplar vegetation filter. *J. Hazard. Mat.* 342, 482-491.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Herrera, S., Arranz, E., de Bustamante, I., 2014 Sorption/Desorption of non-hydrophobic and ionizable pharmaceutical and personal care products from reclaimed water onto/from a natural sediment. *Sci. Total Environ.* 481, 280-295.
- Meffe, R., De Bustamante, I., 2014. Emerging organic contaminants in surface water and groundwater: A first overview of the situation in Italy. *Sci. Total Environ.* 481, pp. 280-295.
- Observatorio del Medicamento, 2016. Informe técnico. Federación Empresarial de Farmacéuticos Españoles, 14 pp.
- Picó, Y., Alvarez-Ruiz, R., Alfarhan, A.H., El-Sheikh, M. A., Alobaid, S.M., Barceló, D., 2019. Uptake and accumulation of emerging contaminants in soil and plant treated with wastewater under real-world environmental conditions in the Al Hayer area (Saudi Arabia). *Sci. Total Environ.* 652, 562-572.
- Rico, A., Arenas-Sánchez, A., Alonso-Alonso, C., López-Heras, I., Nozal, L., Rivas-Tabares, D., Vighi, M., 2019. Identification of contaminants of concern in the upper Tagus river basin (central Spain). Part 1: Screening, quantitative analysis and comparison of sampling methods. *Sci. Total Environ.* 666, 1058-1070.
- Sistema Nacional de Salud, 2016. Informe Anual del Sistema Nacional de Salud 2016. Informes, Estudios e Investigación 2017. Ministerio de Sanidad, Servicios Sociales e Igualdad., 1008 pp.
- U.S.National Library of Medicine. Toxicology Data Network. ChemIDplus. <http://chem.nlm.nih.gov/chemidplus/name/flacainide>. [consulta: 19 noviembre 2018]
- Zhou, S., Di Paolo, C., Wu, X., Shao, Y., Seiler, T.B., 2019. Optimization of screening-level risk assessment and priority selection of emerging pollutants – The case of pharmaceuticals in European surface waters. *Environ. Int.* 128, 1-10.

## CARACTERIZAÇÃO MULTIFRACTAL DA DIVERSIDADE BIOLÓGICA DO SOLO E DO ESTOQUE DE CARBONO EM CULTIVO DE CANA-DE-AÇÚCAR

Anderson de Almeida Souza<sup>1</sup>, Glécio Machado Siqueira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geociências, Universidade Federal do Maranhão, São Luís, Maranhão, Brasil. e-mail: [anderson.souza@outlook.com](mailto:anderson.souza@outlook.com); [gleciosiqueira@hotmail.com](mailto:gleciosiqueira@hotmail.com)

**RESUMO.** A intensidade de manejo do solo nas áreas de produção com cana-de-açúcar pode contribuir negativamente sobre o estoque de carbono do solo e a fauna epígea, modificando inclusive o seu padrão de variabilidade espacial. O objetivo deste trabalho foi avaliar a multifractalidade da fauna epígea e do estoque de carbono sob cultivo de cana-de-açúcar. A amostragem foi realizada em um transecto contendo 145 pontos com espaçamento de 20 m. A fauna do solo foi avaliada considerando os grupos funcionais (sociais, predadores, micrófagos, fitófagos e outros) e índices de diversidade da fauna edáfica. Foi comprovado que a análise multifractal pode ser útil para avaliar o padrão de distribuição da diversidade da fauna do solo, representada por grupos funcionais e índices de diversidade, e, estoque de carbono. Os índices de diversidade apresentaram maior heterogeneidade quando comparado aos grupos funcionais, e estoque de carbono se comportou como quase monofractal ao longo do transecto.

**ABSTRACT.** Soil management intensity in sugarcane production areas can negatively contribute to soil carbon stock and epigeal fauna, even modifying their spatial variability pattern. The objective of this work was to evaluate the multifractality of epigeal fauna and carbon stock under sugarcane cultivation. Sampling was performed in a transect containing 145 points with a spacing of 20 m. The soil fauna was evaluated considering the functional groups (social, predators, microphages, phytophagous and others) and diversity indexes of the soil fauna. It has been shown that the multifractal analysis can be useful to evaluate the distribution pattern of the diversity of soil fauna, and functional groups represented by diversity index, and carbon stock. Diversity indices showed higher heterogeneity when compared to functional groups and carbon stock behave as quasi monofractal.

### 1.- Introdução

O Brasil é o maior produtor mundial de cana-de-açúcar, com estimativa de safra para 2019/20 de 616 milhões de toneladas, em uma área superior a 8 milhões de hectares (CONAB, 2019). Os sistemas de cultivos de cana-de-açúcar envolvem um elevado nível de manejo apresentando muitos problemas ambientais, como a diminuição do estoque de carbono e a redução da diversidade do solo.

Alguns estudos têm se dedicado à compreensão da dinâmica dos atributos biológicos na zona não saturada do

solo, principalmente com relação ao conhecimento da variabilidade espacial (Cambardella et al. 1994; Grüneberg et al. 2010; Gholami et al. 2016; Silva et al. 2018).

De acordo com Wagg et al. (2014), a diminuição da diversidade biológica do solo e a simplificação na composição da comunidade edáfica estão relacionadas com a produtividade dos cultivos, do conteúdo e qualidade do carbono orgânico do solo sendo os serviços/processos ecossistêmicos desenvolvidos pela fauna edáfica afeta a fertilidade do solo e a manutenção dos agroecossistemas.

Uma das formas de se avaliar a diversidade da fauna epígea é por meio de índices de diversidade biológica, que permitem avaliar a estrutura e composição dentro de uma comunidade e entre comunidades (Magurran, 2004). Todavia, se faz necessário outras técnicas que levem em conta escalas menores e assim sejam mais precisas para quantificar a fauna do solo, uma vez que a destruição de habitats é a maior causadora de extinção faunística (Skogen et al. 2018). De acordo com Freitas et al. (2018) os sistemas de cultivo de cana-de-açúcar apresentam elevada redução da diversidade da fauna edáfica associada principalmente à diminuição do estoque de carbono.

A variabilidade espacial e a heterogeneidade são consideradas como propriedades inerentes do solo e seus processos (Marinho et al. 2017). Desta maneira, é preciso compreender a dinâmica da fauna epígea e do estoque de carbono sob cultivo de cana-de-açúcar por meio de modelagem matemática que leve em consideração a variabilidade de escala dos dados. Nesse sentido, a análise multifractal permite estudar a variabilidade espacial da fauna do solo considerando diferentes escalas.

A análise multifractal nos últimos anos foi utilizada para o estudo de atributos físicos e químicos do solo (Siqueira et al. 2013; Dafonte Dafonte et al. 2015; Marinho et al. 2017; Paz-Ferreiro et al. 2018) e não há estudos sobre a aplicação dessa ferramenta à fauna edáfica. Por necessitar de mais de um expoente para descrever as propriedades de escalas, a análise multifractal permite caracterizar melhor o comportamento ou estruturas de objetos e fenômenos em séries temporais ou espaciais (Bertol et al. 2017), justificando a sua aplicação para a compreensão da diversidade da fauna edáfica e do estoque de carbono do solo em áreas de cultivo com cana-de-açúcar, dada a complexidade destes atributos já estudados por outros métodos de análise.

Assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar a multifractalidade da fauna do solo e do estoque de carbono ao longo de um transecto em área cultivada com cana-de-açúcar. Nós hipotetizamos que os atributos biológicos da

fauna edáfica e o estoque de carbono possuem propriedades de escala multifractal ao longo de transecto sob cultivo de cana-de-açúcar.

## 2.- Materiais e Métodos

### 2.1- Área de estudo

A área de estudo está localizada na Usina Santa Teresa, município de Goiana (Pernambuco, Brasil), cujas coordenadas geográficas são: 07° 34' 25" S e 34° 55' 39" W e altitude média de 62 m. O clima da região de acordo com a classificação de Köppen, é do tipo tropical úmido (As'), com temperatura média anual de 24 °C e volume pluviométrico médio anual de 1654 mm. O solo da área em estudo é classificado como Argissolo Amarelo distrocioso abrupto (EMBRAPA, 2018). A paisagem da região é composta predominantemente por restingas nas baixadas e floresta Atlântica nas regiões mais elevadas do relevo.

### 2.2.- Amostragem

A amostragem dos atributos em estudo foi realizada no dia 10/11/2015 em um transecto contendo 145 pontos com espaçamento de 20 m, totalizando 2880 m em uma área cultivada com cana-de-açúcar (variedade RB92579).

A fauna do solo foi amostrada utilizando armadilhas do tipo *pitfall*, contendo solução de 200 mL de formol a 4% (Aquino et al. 2006), e permaneceram em campo por um período de sete dias, e seu conteúdo armazenado em frascos herméticos e identificados à nível taxonômico de ordem ou família, seguindo os procedimentos descritos por Lawrence (1994). Após a identificação, foi determinado o número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> (Ind arm<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>) e calculados os índices de diversidade biológica da fauna epígea (Shannon e Pielou, para medir a diversidade e a uniformidade, respectivamente). Posteriormente, os grupos taxonômicos foram separados considerando sua relação com o ambiente, segundo Silva et al. (2013), considerando o uso do habitat e seus recursos alimentares. Agrupando os organismos em: sociais (Formicidae e Isoptera), predadores (Acari, Araneae, Colleoptera e Scorpionida), micrófagos (Collembola), fitófagos (Sternorrhyncha e Phasmatodea) e outros (Diptera, Lepidoptera e Orthoptera) que não apresentam função definida no solo.

O estoque de carbono do solo (Mg ha<sup>-1</sup>) foi determinado na camada de 0-0,2 m de profundidade, de acordo com Veldkamp (1994): EstC=(CO×Ds×E)/10; onde EstC é o estoque de carbono (Mg ha<sup>-1</sup>), CO é o teor de carbono orgânico (g Kg<sup>-1</sup>), Ds é a densidade do solo (Mg m<sup>-3</sup>) e E é a espessura da camada estudada (0-0.2 m). Neste caso, amostras indeformadas foram coletadas para determinação da densidade do solo utilizando anéis volumétricos de 100 cm<sup>3</sup>, e o seu conteúdo posteriormente foi utilizado para determinação do conteúdo de carbono orgânico utilizando espectrofotometria (Raij et al. 2001).

### 2.3.- Análise estatística

Foram determinados os principais momentos estatísticos [média, coeficiente de variação, assimetria, curtose e D - desvio máximo em relação à distribuição de frequência por meio do teste de Kolmogorov-Smirnov ( $p \leq 0,01$ )].

### 2.4.- Análise multifractal

A análise multifractal foi realizada considerando o método do momento (Halsey et al. 1986), onde foram geradas sucessivas partições para  $k$  ( $k=1, 2, 3...$ ), que geram para cada escala,  $\delta$ , um número de segmentos,  $N(\delta) = 2^k$  de tamanho característico,  $\delta = L \times 2^{-k}$ , cobrindo toda a extensão do suporte,  $L$ , no caso um transecto (Evertsz e Mandelbrot, 1992; Vidal-Vazquez et al. 2013).

Os atributos biológicos e o estoque de carbono foram convertidos em uma distribuição de massa ao longo do suporte. Assim, permitindo o cálculo de probabilidade da função de massa ( $p_i$ ) para cada segmento foi estimado com uma proporção de acordo com:  $p_i(\delta) = N_i(\delta)/N_t$ , onde  $N_i(\delta)$  é o valor da medida em um determinado segmento, e  $N_t$  é a soma da medida em todo transecto.

A função de partição,  $\chi(q, \delta)$ , de ordem  $q$  foi calculada a partir da probabilidade de função de massa,  $p_i(\delta)$ , Eq. (1):

$$\chi(q, \delta) = \sum_{i=1}^{N(\delta)} p_i^q(\delta) \quad (1)$$

onde  $N(\delta)$  é o número de segmentos com tamanho  $\delta$  e os momentos estatísticos  $q$  são definidos por  $-\infty < q < \infty$ .

Um gráfico log-log da quantidade  $\chi(q, \delta)$  versus  $\delta$  (função de partição) para diferentes valores de  $q$ , tem a seguinte propriedade de escala:

$$\chi(q, \delta) \propto \delta^{-\tau(q)} \quad (2)$$

sendo que,  $\tau(q)$  é uma função não linear de  $q$ , conhecida como função de expoente de massa. Observe que o método dos momentos justifica-se se os gráficos da função de partição de partição,  $\chi(q, \delta)$  versus  $\delta$ , apresentam linhas retas (Halsey et al. 1986).

A dimensão generalizada é utilizada para caracterizar as medidas multifractais de ordem  $q$ , sendo  $D_q$ , obtida diretamente da relação com o expoente de massa  $\tau q$  (Hentschel & Procaccia, 1983), Eq. (3):

$$D_q = \frac{\tau(q)}{1-q} \quad (q \neq 1) \quad (3)$$

Porém, quando se usa a Eq. (3),  $D_1$  se torna indeterminado porque o valor do denominador é zero. Portanto, para o caso de  $q=1$ ,  $D_q$  é estimado usando a regra de l'Hôpital, Eq. (4)

$$D_1 = \lim_{\delta \rightarrow \infty} \frac{1}{q-1} \frac{\log[\chi(q, \delta)]}{\log \delta} \quad (4)$$

Para medidas multifractais, o número  $N_\delta(\alpha)$  dos segmentos de tamanho  $\delta$ , com singularidade igual a  $\alpha$ ,

obedece a uma lei de potência:  $N(\alpha) \propto \delta^{-f(\alpha)}$ , onde  $\alpha$  é a singularidade ou expoente de Hölder caracterizando a densidade na enésima caixa e  $f(\alpha)$  é uma função contínua de  $\alpha$ . O gráfico de  $f(\alpha)$  versus  $\alpha$ , chamado de espectro multifractal, é caracterizado por apresentar uma forma de parábola côncava para baixo, com o alcance de  $\alpha$  valores aumentando com o aumento da heterogeneidade da medida.

Neste trabalho, a determinação das funções  $\alpha_q$  e  $f(\alpha)$  é realizada de acordo com o método de Chhabra e Jensen (1989). Este procedimento, permite que as propriedades de escala de uma função de partição modificada,  $\chi(q, \delta)$ , baseada na contribuição de segmentos individuais; uma vez que a função gerada é obtida, a variável normalizada  $\mu_i(q, \delta)$  é definida por:  $\mu_i(q, \delta) = \mu_i^q(\delta) / \sum_1^{n(\delta)} \mu_i^q(\delta)$ . Portanto, usando um conjunto de número reais,  $q$ , as relações aplicadas para calcular  $f(\alpha)$  e  $\alpha$  são:

$$f(\alpha(q)) \propto \frac{\sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i(q, \delta) \log[\mu_i(q, \delta)]}{\log(\delta)} \quad (5a)$$

$$\alpha(q) \propto \frac{\sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i(q, \delta) \log[\mu_i(\delta)]}{\log(\delta)} \quad (5b)$$

Neste trabalho, o espectro de dimensão generalizada,  $D_q$ , foi calculado variando entre os seguintes momentos estatísticos  $-5 \leq q \leq 5$  com incrementos de 1. Para os espectros de singularidade, os valores  $\alpha$  e  $f(\alpha)$  foram aceitos somente se o numerador das Eq. (5a) e (5b) variaram linearmente com o logaritmo de  $\delta$  (no denominador) com coeficientes de determinação,  $R^2 = 0.90$  como limite. Pares de  $f(\alpha) - \alpha$  com  $R^2$  menor que o limite não foram aceitos.

### 3.- Resultados e Discussão

Ao longo do transecto foram coletados 903 indivíduos distribuídos em 10 grupos taxonômicos [Sternorrhyncha (46), Colembolla (98), Acari (199), Araneae (18), Coleoptera (17), Scorpionida (29), Formicidae (469), Isoptera (3), Diptera (19) e Orthoptera (5)]. Os grupos com maior abundância ao longo do transecto foram Formicidae, Acari e Colembolla, sendo organismos comumente encontrados em áreas com cana-de-açúcar, pois estão relacionados com a quantidade e qualidade dos resíduos vegetais da cultura, conforme Franco et al. (2016) e Sauvadet et al. (2017).

O grupo funcional compreendido pelos artrópodes sociais (5,255) apresentou o maior valor médio ao longo do transecto (Tabela 1), sendo este o grupo funcional mais abundante, seguido por predadores (3,814), micrófagos (2,676), fitófagos (2,324) e outros (2,172). Nossos resultados coincidem com Silva et al. (2013) que descrevem os indivíduos sociais, predadores e micrófagos como os mais abundantes em uma área de restinga. Siqueira et al. (2016) estudando a fauna epigea do solo em áreas com cana-de-açúcar, restinga e floresta Atlântica também descreveram os grupos funcionais sociais, predadores e micrófagos como os mais abundantes.

O valor médio de estoque de carbono para a área em estudo

foi de 43,549 Mg ha<sup>-1</sup>, estando próximo aos valores descritos por Freitas et al. (2018) e Silva et al. (2018).

Os valores do coeficiente de variação (CV, % - Tabela 1) para os atributos em estudo descrevem variação média (CV = 12-60%) e elevada (CV  $\geq$  60%), conforme classificação de Warrick e Nielsen (1980). Silva et al. (2018) estudando a macrofauna do solo em diferentes usos e manejos encontraram valores de CV similares aos encontrados neste estudo. A elevada variabilidade dos dados é explicada por diversos fatores, entre eles se destacam o comportamento característico da fauna do solo, com grupos que vivem agregados ou devido ao comportamento social (Vasconcellos et al. 2013), as elevadas taxas de reprodução e oferta de alimento (Siqueira et al. 2014).

**Tabela 1.** Estatística descritiva de estoque de carbono e atributos biológicos ao longo do transecto.

	M	DP	CV (%)	A	C	D*
Micrófagos	2,676	1,343	50,193	2,286	4,789	0,403Ln
Predadores	3,814	3,034	79,566	2,852	9,389	0,275Ln
Sociais	5,255	5,340	101,606	3,154	11,740	0,271Ln
Fitófagos	2,324	1,269	54,586	5,182	30,506	0,497Ln
Outros	2,172	0,462	21,251	3,176	12,045	0,501Ln
Ind. arm <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup>	0,894	1,009	112,867	2,245	6,336	0,188Ln
Pielou	0,519	0,413	79,634	-0,332	-1,690	0,261Ln
Shanon-Wiener	0,219	0,195	88,815	0,277	-1,054	0,235Ln
Est de Carbono	43,549	11,510	25,083	1,454	4,664	0,160Ln

M: média; DP: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; A: assimetria; C: curtose; Ln: lognormal; D\*: teste de normalidade de Kolmogorov-Smirnov -  $p < 0,01\%$ .

O teste de Kolmogorov-Smirnov para os atributos em estudo confirmou a ocorrência de distribuição lognormal para todas as variáveis estudadas. A heterogeneidade dos grupos funcionais, dos índices de diversidade e do estoque de carbono são reflexo de relações ambientais complementares (Vasconcellos et al. 2013; Wagg et al. 2014).

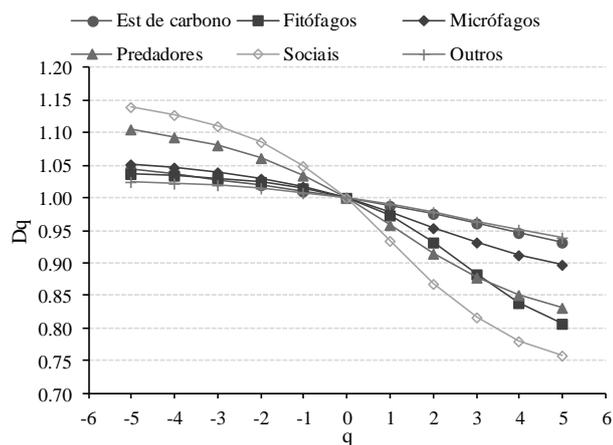
Os gráficos log-log das medidas normalizadas  $\chi(q, \delta)$  versus das medidas de escala,  $\delta$ , foram examinados para todos os momentos estatísticos de interesse para encontrar qual variável melhor obedece à lei de escalonamento de potência. Foram selecionados momentos de ordem  $q$  que variaram entre  $q = +5$  e  $q = -5$ , em passos de  $2^k$ ,  $k = 0$  a  $k = 7$ , com incrementos de 1. Para todos os momentos estatísticos estudados, os logaritmos das medidas normalizadas variaram linearmente com os logaritmos das medidas de escala ( $R^2 > 0.98$ ). A distribuição de uma medida é considerada como um fractal (mono ou multifractal) quando os momentos obedecem à uma de potência (Evertsz e Mandelbrot, 1992; Biswas et al., 2012).

As propriedades de escala das variáveis podem ser posteriormente caracterizadas para verificar se são do tipo simples (monofractal) ou de múltiplos (multifractal) tipos de escala por meio da inspeção do espectro de dimensão generalizada ( $Dq$ ), do espectro de singularidade [ $f(\alpha) - \alpha$ ] e

do expoente de massa ( $\tau_q$ ) (não utilizado neste trabalho). As diferenças e similaridades entre as dimensões ( $D_{-5}$ ,  $D_0$ ,  $D_1$  e  $D_2$  e  $D_5$ ) também são amplamente utilizadas para verificar se as propriedades de escala das medidas são do tipo monofractal ou multifractal (Vidal Vazquez et al. 2013; Dafonte Dafonte et al. 2015; Siqueira et al. 2018)

Os parâmetros selecionados das curvas dos espectros de dimensão generalizada,  $D_q$  ( $D_{-5}$ ,  $D_0$ ,  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_5$ ) das variáveis são apresentados na Tabela 2 e as curvas  $D_q$  para todas as variáveis estudadas estão representadas na Fig. 1.

A. Estoque de carbono e grupos funcionais



B. Estoque de carbono e índices de diversidade

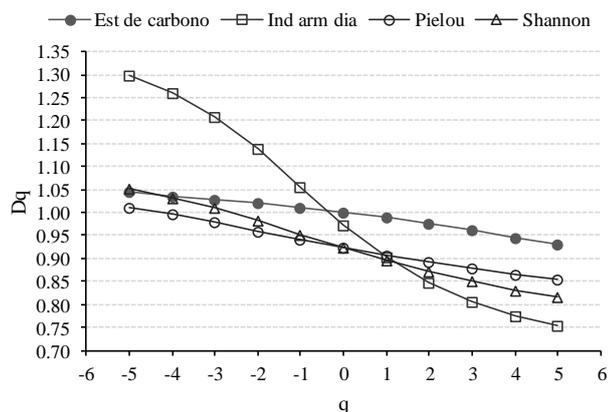


Fig 1. Espectros de dimensão generalizada,  $D_q$ , de estoque de carbono e grupos funcionais (A) e índices de diversidade da fauna epígea (B).

As curvas que descrevem a função  $D_q$  apresentaram formato similar ao de sigma para a maioria dos atributos biológicos, enquanto para o estoque de carbono, outros e o de micrófagos, a linha é quase reta (Fig. 1A). Quase todas as linhas cruzam 1.000 em  $q = 0$ , exceto para os índices de diversidade ( $\text{ind arm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ , Pielou e Shannon), onde o valor da dimensão de capacidade,  $D_0$ , para Shannon e Pielou foram os mesmos ( $D_0 = 0.923 \pm 0.025$ ) e para  $\text{ind arm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$  foi  $D_0 = 0.973 \pm 0.025$ . A razão para esse comportamento dos índices é que os índices de Shannon e Pielou tendem à zero quando há apenas um único grupo presente na amostra (Magurran, 2004). Assim, em muitos dos pontos amostrais o valor dos índices foi igual a 0, e isso resultou em uma partição com valores nulos, afastando dessa maneira o valor da dimensão de capacidade ( $D_0$ ) de 1, que é o valor esperado para uma

série de dados sobre um suporte unidimensional, no caso o transecto.

A dimensão de informação,  $D_1$ , está relacionada com a informação de entropia (Shannon), quantificando o grau de desordem do sistema, com variação de valores entre 0 e 1. Neste caso, valores de  $D_1$  próximos de 1 apresentam uma distribuição relativamente uniforme em todas as escalas, enquanto que um valor de  $D_1$  próximo de 0 representa um subconjunto de escalas onde as irregularidades estão concentradas (Biswas et al. 2012). Para o presente estudo os valores de  $D_1$  variaram entre  $0,896 \pm 0,026$  e  $0,988 \pm 0,002$  (Tabela 2), demonstrando que todas as séries de dados estudadas não representam sistemas uniformemente distribuídos.

A dimensão de correlação ( $D_2$ ) está associada à função de correlação e mede a densidade média de distribuição das medidas. Os valores de  $D_2$  neste estudo apresentaram variação entre  $0,847 \pm 0,019$  e  $0,977 \pm 0,006$ , indicando que há irregularidades na distribuição das séries de dados.

Para distribuições do tipo monofractal os valores das dimensões são iguais ( $D_0 = D_1 = D_2$ ), enquanto que, para a distribuição de uma variável ser considerada multifractal as dimensões devem seguir a relação  $D_0 > D_1 > D_2$  (Dafonte Dafonte et al. 2015). Em todas as séries de dados estudadas, a relação entre as dimensões foi:  $D_0 > D_1 > D_2$  (Tabela 2); indicando que o estoque de carbono e os atributos biológicos possuem tendência ao comportamento multifractal. Contudo, observamos que há diferentes graus de heterogeneidade entre os atributos em estudo que podemos notar nos observando as diferenças entre os valores das dimensões.

A diferença entre a dimensão de capacidade,  $D_0$ , e a dimensão de entropia,  $D_1$ , é um bom indicador do grau de heterogeneidade de uma variável. Quanto mais próximo o valor de  $D_0$  e  $D_1$ , mais homogênea é a distribuição de uma dada variável (Mirás-Avalos et al. 2016). Neste trabalho, as diferenças entre  $D_0$  e  $D_1$  oscilaram entre 0,010 (outros) e 0,070 ( $\text{ind arm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ ). Em geral, as séries de dados dos índices de diversidade apresentaram maiores diferenças entre  $D_0$  e  $D_1$  do que as séries de dados de estoque de carbono e dos grupos funcionais, onde, apenas os indivíduos sociais apresentou um alto grau de heterogeneidade ( $D_0 - D_1 = 0,065$ ).

Uma outra maneira de se verificar a multifractalidade das variáveis é por meio da amplitude de  $D_q$  ( $D_{-5} - D_5$ ), que variou de  $D_{-5} - D_5 = 0,087$  (outros) a  $D_{-5} - D_5 = 0,545$  ( $\text{ind arm}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ ). O estoque de carbono do solo na camada de 0-0,2 m apresentou um dos menores valores de amplitude ( $D_{-5} - D_5 = 0,112$ ), apresentando assim tendência de quase-monofractal. Marinho et al. (2017) estudando a multifractalidade do carbono orgânico do solo em perfis verticais na camada de 0-1,3 m de profundidade em áreas manejadas com cana-de-açúcar verificaram que o histórico de cultivo influenciou o comportamento multifractal dos dados, onde as áreas com menor tempo de cultivo exibiram perfis com um comportamento quase-monofractal. Os grupos funcionais (fitófagos, micrófagos, predadores, sociais e outros) apresentaram a menor amplitude, refletindo assim a sua menor heterogeneidade na

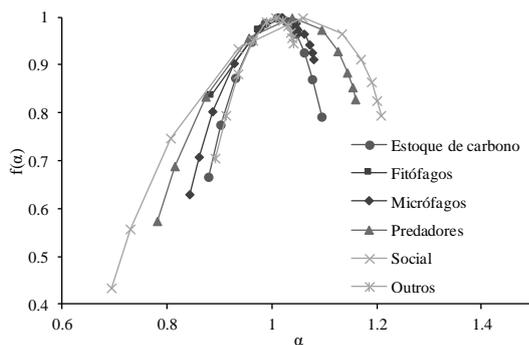
distribuição das medidas.

**Tabela 2.** Parâmetros multifractais obtidos para a dimensão generalizada ( $D_{-5}$ ,  $D_0$ ,  $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_5$ ) e os espectros de singularidade ( $\alpha_0$ ,  $\alpha_{\min}$  e  $\alpha_{\max}$ ) dos atributos biológicos e estoque de carbono

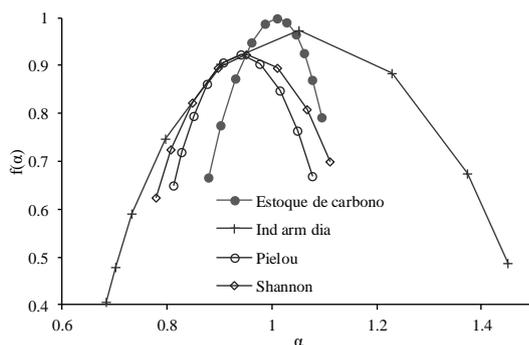
	$D_{-5}$	$D_0$	$D_1$	$D_2$	$D_5$	$\alpha_0$	$\alpha_{\max}$	$\alpha_{\min}$
Estoque de carbono	1,044±0,007	1,000±0,000	0,988±0,002	0,975±0,005	0,932±0,014	1,010±0,003	1,095±0,031	0,879±0,050
Fitófagos	1,037±0,004	1,000±0,000	0,974±0,005	0,932±0,016	0,808±0,047	1,019±0,007	1,051±0,011	0,884±0,058
Micrófagos	1,052±0,006	1,000±0,000	0,977±0,005	0,953±0,010	0,896±0,023	1,019±0,008	1,080±0,014	0,843±0,063
Outros	1,025±0,005	1,000±0,000	0,989±0,002	0,977±0,006	0,938±0,017	1,009±0,004	1,041±0,014	0,891±0,059
Predadores	1,103±0,008	1,000±0,000	0,957±0,008	0,914±0,017	0,831±0,032	1,039±0,013	1,159±0,017	0,782±0,081
Sociais	1,139±0,016	1,000±0,000	0,934±0,009	0,868±0,018	0,757±0,027	1,058±0,017	1,208±0,043	0,695±0,061
Ind arm <sup>-1</sup> dia <sup>-1</sup>	1,299±0,047	0,973±0,015	0,903±0,016	0,847±0,019	0,754±0,021	1,051±0,034	1,449±0,128	0,684±0,044
Pielou	1,010±0,056	0,923±0,025	0,907±0,022	0,892±0,022	0,853±0,024	0,941±0,057	1,077±0,161	0,812±0,057
Shannon	1,053±0,067	0,923±0,025	0,896±0,024	0,871±0,026	0,815±0,035	0,951±0,055	1,112±0,185	0,779±0,081

Todos os espectros de singularidade,  $f(\alpha) - \alpha$ , dos atributos estudados são mostrados na Fig. 2. As curvas  $f(\alpha) - \alpha$  apresentaram forma de parábola côncava para baixo, que é típica para variáveis com propriedades de escala multifractal (Dafonte Dafonte et al. 2015).

#### A. Grupos funcionais e estoque de carbono



#### B. Índices de diversidade e estoque de carbono



**Fig 2:** Espectros de singularidade dos grupos funcionais e estoque de carbono (A); e dos índices de diversidade e estoque de carbono (B).

A assimetria e a amplitude mostradas nas curvas do espectro de singularidade mostram informações importantes sobre as propriedades de escala das medidas (Bertol et al. 2017). Para a maioria das variáveis o ramo esquerdo foi o mais largo (mais assimétrico) e mais longo, isso sugere uma alta frequência de valores baixos das medidas dessas variáveis ao longo do transecto e que os valores baixos são

bastante semelhantes entre si. Enquanto que ind arm<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> e Pielou apresentaram assimetria à direita, sugerindo que há uma maior variedade dos expoentes de singularidade mais altos que corresponderam a baixas concentrações da medida (Fig 2B). Todavia, o ramo da esquerda se mostrou mais longo, significando que há grande concentração de valores altos ou extremamente altos dessas variáveis (San José Martínez et al., 2010; Bertol et al., 2017).

Com relação à largura dos espectros ( $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ ), o maior valor obtido foi para ind arm<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> [( $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ ) de 0.764] e o menor para outros [( $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ ) de 0.149]. Com exceção dos insetos sociais [( $\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ ) de 0.513], os demais grupos funcionais e o estoque de carbono mostraram menores larguras para os espectros de singularidade que os índices de diversidade, confirmando a menor heterogeneidade para estas variáveis. A largura do espectro de singularidade fornece informações a respeito da variabilidade nos índices de escala locais, aumentando conforme cresce a heterogeneidade da medida (San José Martínez et al., 2010; Marinho et al., 2017). Assim, como indicado pela dimensão generalizada ( $D_q$ ), ind arm<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> possui a série de dados mais heterogênea junto com os organismos sociais, e, o estoque de carbono junto com os outros grupos funcionais apresentam baixa heterogeneidade na distribuição das medidas (Tabela 2).

#### 4.- Conclusão

As distribuições espaciais dos atributos biológicos e o estoque de carbono ao longo do transecto em uma área cultivada com cana-de-açúcar exibiram comportamento multifractal que se deu em diferentes graus pela análise do espectro de dimensão generalizada e do espectro de singularidade para os conjuntos de dados. Os índices de diversidade, em especial ind arm<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>, e os organismos sociais são as séries com a maior heterogeneidade entre os atributos em estudo, enquanto que o estoque de carbono e os demais grupos funcionais apresentaram uma menor heterogeneidade na distribuição das medidas.

Nossos resultados sugerem que a análise multifractal pode ser útil para avaliar o padrão de distribuição de

## atributos biológicos do solo e do estoque de carbono.

*Agradecimentos.* Os autores agradecem à FAPEMA - Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão e ao CNPq - Conselho Nacional de Científico e Tecnológico pelo financiamento. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

## 5- Bibliografia

- Aquino, A.M., E.L.A. Menezes, e J.M. Queiroz, 2006. *Recomendações para coleta de artrópodes terrestres por armadilhas de queda (pitfall traps)*. Vol. 1. 1 vols. (Circular técnica 18. EMBRAPA).
- Bertol, I., J. Schick, D.H. Bandeira, J. Paz-Ferreiro, e E. Vidal-Vázquez, 2017. Multifractal and Joint Multifractal Analysis of Water and Soil Losses from Erosion Plots: A Case Study under Subtropical Conditions in Santa Catarina Highlands, Brazil. *Geoderma* 287 (fevereiro): 116–25. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.08.008>.
- Biswas, A. P. Hamish, e C. Si, 2012. “Application of Multifractal and Joint Multifractal Analysis in Examining Soil Spatial Variation: A Review”. In *Fractal Analysis and Chaos in Geosciences*, organizado por Sid-Ali Quadfeul. InTech. <https://doi.org/10.5772/51437>.
- Cambardella, C. A., T. B. Moorman, T. B. Parkin, D. L. Karlen, J. M. Novak, R. F. Turco, e A. E. Konopka, 1994. Field-Scale Variability of Soil Properties in Central Iowa Soils” *Soil Sci Soc Am J.* 58 (5): 1501. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800050033x>.
- Chhabra, A., e R.V. Jensen, 1989. Direct Determination of the  $f(\alpha)$  Singularity Spectrum. *Phys Rev Lett.* 62 (12): 1327–30. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.62.1327>.
- CONAB, 2019. Acompanhamento da safra brasileira de cana-de-açúcar. Boletim 1. Monitoramento agrícola. Brasília, DF: Companhia Nacional de Abastecimento. <<http://www.conab.gov.br>>.
- Dafonte Dafonte, J., M Valcárcel-Armesto, R.S. Dias, e Antonio Paz-González, 2015. Assessment Of The Spatial Variability Of Soil Chemical Properties Along A Transect Using Multifractal Analysis. *Cad Lab Xeol Laxe.* 38 (1): 11–24.
- EMBRAPA, 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.* 5 rev e ampli. Vol. 1. 1 vols. Brasília, DF: EMBRAPA.
- Everstz CJG, Mandelbrot BB. Multifractal measures. *Chaos and Fractals*, Berlin: Spinger; 1992.
- Franco, A.L.C., M.L.C. B.R. Cherubin, D. Baretta, C.E.P. C, Brigitte J. Feigl, D.H. Wall, C.A. Davies, e C.C. Cerri, 2016. Loss of Soil (Macro)Fauna Due to the Expansion of Brazilian Sugarcane Acreage. *Sci Total Environ.* 563–564 (setembro): 160–68. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.04.116>.
- Freitas, L, I.A. Oliveira, J.C. Casagrande, L.S. Silva, e M.C.C. Campos, 2018. Estoque de carbono de latossolos em sistemas de manejo natural e alterado. *Cienc Florest* 28 (1): 228. <https://doi.org/10.5902/1980509831575>.
- Gholami, S, E. Sayad, R. Gebbers, M. Schirrmann, M. Joschko, e J. Timmer, 2016. Spatial Analysis of Riparian Forest Soil Macrofauna and Its Relation to Abiotic Soil Properties. *Pedobiologia* 59 (1–2): 27–36. <https://doi.org/10.1016/j.pedobi.2015.12.003>.
- Grüneberg, E, I. Schöning, E.K.V. Kalko, e W.W. Weisser, 2010. Regional Organic Carbon Stock Variability: A Comparison between Depth Increments and Soil Horizons. *Geoderma* 155 (3–4): 426–33. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.01.002>.
- Halsey, T.C., M.H. Jensen, L.P.K. I. Procaccia, e B.I. Shraiman, 1986. Fractal Measures and Their Singularities: The Characterization of Strange Sets. *Phys Rev A* 33 (2): 1141–51. <https://doi.org/10.1103/PhysRevA.33.1141>.
- Hentschel, H.G E. & I. Procaccia, 1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica D*, 8(3), 435–444.
- Lawrence, JF. 1994. Key to Hexapod Orders and Some Other Arthropod Groups. In *Systematic and Applied Entomology: An Introduction*, por ID Naumann, 1º ed, 223–31. Carlton: Melbourne University Press: Naumann, ID.
- Magurran, A.E., 2004. *Measuring biological diversity*. Malden, Ma: Blackwell Pub.
- Marinho, M.A., Michender W.M. Pereira, E. Vidal Vázquez, M. Lado, e A. Paz González, 2017. Depth Distribution of Soil Organic Carbon in an Oxisol under Different Land Uses: Stratification Indices and Multifractal Analysis. *Geoderma* 287 (fevereiro): 126–34. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.09.021>.
- Mirás-Avalos JM, E. Trigo-Córdoba, R. da Silva-Dias, I. Varela-Vila, A. García-Tomillo, 2016. Multifractal behaviour of the soil water content of a vineyard in northwest Spain during two growing seasons. *Nonlinear Proc Geoph*;23:205–213. doi:10.5194/npg-23-205-2016.
- Paz-Ferreiro, J., M.A. Marinho, C.A. Abreu, e E. Vidal-Vázquez, 2018. Soil Texture Effects on Multifractal Behaviour of Nitrogen Adsorption and Desorption Isotherms. *Biosyst Eng* 168 (abril): 121–32. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2018.01.009>.
- Raij, B. van, H. Cantarella, J.A. Quaggio, e Á.M.C. Furlani, 2001. Recomendações de adubação e calagem para o estado de São Paulo. Boletim técnico 100. Campinas-SP: Instituto Agronômico de Campinas.
- San José Martínez F, M.A. Martín, F.J. Caniego, M. Tuller, A. Guber, Y. Pachepsky, et al, 2010. Multifractal analysis of discretized X-ray CT images for the characterization of soil macropore structures. *Geoderma* 2010;156:32–42. doi:10.1016/j.geoderma.2010.01.004.
- Sauvadet M, M. Chauvat, N. Brunet, I. Bertrand, 2017. Can changes in litter quality drive soil fauna structure and functions? *Soil Biol Biochem*;107:94–103. doi:10.1016/j.soilbio.2016.12.018.
- Silva, C.F., G.H.A. Pereira, M.G. Pereira, A.N. Silva, e L.F.T. Menezes, 2013. Fauna edáfica em área periodicamente inundável na restinga de Marambaia, RJ. *Rev Bras Cienc Solo*; 37 (1): 587–95.
- Silva, R.A, G.M. Siqueira, M.K.L. Costa, O.G. Filho, e Ê.F.F. Silva, 2018. Spatial Variability of Soil Fauna Under Different Land Use and Managements. *Rev Bras Cienc Solo*; 42 (0). <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20170121>.
- Siqueira, G. M., E. F. F. Silva, A. A. A. Montenegro, E. Vidal Vázquez, e J. Paz-Ferreiro, 2013. Multifractal Analysis of Vertical Profiles of Soil Penetration Resistance at the Field Scale. *Nonlinear Proc Geoph* 20 (4): 529–41. <https://doi.org/10.5194/npg-20-529-2013>.
- Siqueira, G. M., E.F.F. Silva, e J. Paz-Ferreiro, 2014. Land Use Intensification Effects in Soil Arthropod Community of an Entisol in Pernambuco State, Brazil. *Scient World J*; 2014: 1–7. <https://doi.org/10.1155/2014/625856>.
- Siqueira, G.M., R.A. Silva, A.F.A. Chagas, M.K.L.Costa, e E.F.F. Silva, 2016. Spatial variability of weeds in an Oxisol under no-tillage system. *Afr J Agr Res*; 11 (29): 2569–76. <https://doi.org/10.5897/AJAR2016.11120>.
- Skogen, K, H. Helland, e B. Kaltenborn. 2018. Concern about Climate Change, Biodiversity Loss, Habitat Degradation and Landscape Change: Embedded in Different Packages of Environmental Concern? *J Nat Conserv*; 44 (julho): 12–20. <https://doi.org/10.1016/j.jnc.2018.06.001>.
- Vasconcellos, L.F.R., J.C. Segato, J.A. Bonfim, D. Baretta, e E.J.B.N. Cardoso, 2013. Soil Macrofauna as an Indicator of Soil Quality in an Undisturbed Riparian Forest and Recovering Sites of Different Ages. *Eur J Soil Biol.* 58 (setembro): 105–12. <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2013.07.001>.
- Veldkamp, E. 1994. Organic Carbon Turnover in Three Tropical Soils under Pasture after Deforestation. *Soil Sci Soc Am J.* 58 (1): 175. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x>.
- Vidal-Vázquez, E., O.A. Camargo, S.R. Vieira, J.G.V. Miranda, J.R.F. Menk, G.M. Siqueira, J.M. Mirás-Avalos, e A. Paz González, 2013. Multifractal Analysis of Soil Properties along Two Perpendicular Transects. *Vadose Zone J.* 12 (3): 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0188>.
- Wagg, C., S. F. Bender, F. Widmer, e M. G. A. van der Heijden, 2014. Soil Biodiversity and Soil Community Composition Determine Ecosystem Multifunctionality. *P Natl Acad Sci.* 111 (14): 5266–70. <https://doi.org/10.1073/pnas.1320054111>.
- Warrick, A. W, e D. R Nielsen, 1980. Spatial Variability of soil physical properties in the field. In *Applications of Soil Physics*, 1º ed, 319–44. New York: Academic Press.

# ANÁLISE MULTIFRACTAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO E DA PRODUTIVIDADE DE SOJA

Glécio Machado Siqueira<sup>1</sup>, Suenas Santos Silva<sup>1</sup>, Raimunda Alves Silva<sup>1</sup>

<sup>1,2</sup>Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, Avenida do Portugueses, 1966, Bacanga, 65080-805. e-mail: [gleciosiqueira@hotmail.com](mailto:gleciosiqueira@hotmail.com); [suenasantos@hotmail.com](mailto:suenasantos@hotmail.com); [ray-234@hotmail.com](mailto:ray-234@hotmail.com)

**RESUMO.** O objetivo deste trabalho foi avaliar a multifractalidade do conteúdo de água no solo e da produtividade da soja. Foram amostrados a altitude, o conteúdo de água, a altura de plantas e a produtividade de soja em um transepto com 128 pontos. Os dados foram avaliados pelo método do momento, determinando as funções de partição e as dimensões generalizadas. As funções de partição foram ajustadas a coeficiente de determinação  $R^2 = <0,90$ . A variação na dimensão máxima e mínima ( $D_{-5}-D_5$ ) foi menor para altitude ( $D_{-5}-D_5 = 0,015$ ) e maior para altura de plantas ( $D_{-5}-D_5 = 0,136$ ), expressando maior heterogeneidade de escala para esse último atributo quando comparado ao demais atributos estudados. O conteúdo de água no solo nas diferentes profundidades, o relevo e produtividade da soja apresentaram tendência a um monofractal. O atributo de altura de plantas foi o que melhor expressou multifractalidade ao longo do transepto.

**ABSTRACT.** The objective of this work was to evaluate the multifractality of soil water content and soybean yield. Altitude, water content, plant height and soybean yield were sampled in a 128-point transept. Data were evaluated by the moment method, determining partition functions and generalized dimensions. The partition functions were adjusted to the determination coefficient  $R^2 = <0.90$ . The variation in the maximum and minimum dimension ( $D_{-5}-D_5$ ) was smaller for altitude ( $D_{-5}-D_5 = 0.015$ ) and greater for plant height ( $D_{-5}-D_5 = 0.136$ ), expressing greater scale heterogeneity for this. last attribute when compared to the other attributes studied. Soil water content at different depths, soybean relief and yield tended to be monofractal. The plant height attribute was the one that best expressed multifractality along the transept.

## 1.- Introdução

O Brasil é o segundo maior produtor mundial de soja, ficando atrás apenas dos Estados Unidos, e para o ano agrícola de 2018/2019 a produtividade deverá ser de 3210 kg ha<sup>-1</sup>, com estimativas de 120,50 milhões de toneladas e expansão de 7% da área plantada. Dentro desse panorama, o Estado do Maranhão é considerado uma das últimas fronteiras agrícolas do Brasil, no entanto, a sua produtividade média de soja é cerca de

3010 kg ha<sup>-1</sup>, representando 10,5% menos, que a média nacional.

O aumento da produtividade dos cultivos de soja no Brasil está relacionado ao elevado uso de técnicas de agricultura de precisão. A delimitação de zonas de manejo por meio da modelagem da variabilidade espacial dos fatores de produção, permite conhecer as variações em campo que afetam a produtividade dos cultivos (Siqueira et al., 2015; Leiva et al., 2019). Portanto, é preciso conhecer a variabilidade dos atributos de solo e planta, utilizando técnicas que permitam descrever a heterogeneidade intrínseca dos sistemas. Nesse sentido, a análise multifractal descreve a heterogeneidade na distribuição de uma variável, caracterizando e resumindo a variabilidade entre diferentes escalas (Biswas, 2019).

Siqueira et al. (2018) utilizando técnicas multifractais para o estudo de atributos químicos do solo, identificaram que os padrões multifractais de alguns atributos químicos são influenciadas pelo relevo. Leiva et al. (2019) determinando padrões multifractais da resistência do solo à penetração em cultivo de cana-de-açúcar identificaram que a multifractalidade da resistência à penetração possui diferenciação ao longo da paisagem em função das mudanças de relevo. Biswas (2019) utilizou técnicas multifractais de análise conjunta (joint multifractal) para avaliar a relação do armazenamento de água com o relevo e o conteúdo de areia, e concluiu que as mudanças na multifractalidade do armazenamento de água são correlacionadas com as variações do relevo e do conteúdo de areia, demonstrando claramente a capacidade da análise multifractal conjunta para caracterizar completamente a escala do comportamento entre três variáveis. Pahlevan et al. (2016) identificaram que propriedades hidráulicas do solo apresentam elevada multifractalidade ao longo da paisagem. Sala e Rujescu (2017) utilizaram técnicas multifractais para determinar a multifractalidade de atributos do solo sobre elementos da produtividade de trigo.

Desta maneira, o emprego de técnicas fractais e multifractais podem ser utilizadas para elucidar a complexidade dos processos que determinam os atributos do solo (Caniego et al., 2006). Portanto, é preciso compreender a dinâmica e complexidade dos atributos do solo e a sua relação com produtividade dos cultivos.

Assim, o objetivo deste trabalho foi caracterizar a multifractalidade do conteúdo de água no solo e da produtividade de soja em sistema de semeadura direta em um transepto com variações altimétricas.

## 2.- Material e Métodos

### 2.1.- Local de estudo

A área experimental está localizada no município de Mata Roma (Maranhão, Brasil), cujas coordenadas são: 03° 42' 27" S e 43° 11' 21" W, com altitude média de 130 m. O solo da área de estudo é um Latossolo Amarelo distrocoeso textura areno-argilosa de acordo com a classificação EMBRAPA (2018), sendo que os principais atributos do solo na camada de 0-0,2 m de profundidade são apresentados na Tabela 1.

**Tabela 1.** Caracterização química e física do Argissolo Amarelo distrocoeso da área de estudo.

Atributos químicos (0-0,2 m)						
MO	pH	P	K	Ca	Mg	CTC
g.dm <sup>3</sup>		Mg.dm <sup>3</sup>	.....mmol.dm <sup>-3</sup>	.....mmol.dm <sup>-3</sup>	.....mmol.dm <sup>-3</sup>	.....mmol.dm <sup>-3</sup>
22	5	49	0,7	18	3	46,7
Atributos físicos (0-0,2 m)						
Areia	Silte	Argila	Dens	Macro	Micro	PT
.....g.kg <sup>-1</sup>	.....g.kg <sup>-1</sup>	.....g.kg <sup>-1</sup>	Mg.m <sup>-3</sup>	.....m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>	.....m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>	.....m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
747	106	147	1,43	9	18	27

A área experimental possui 193,6 ha e vêm sendo manejada sob sistema de semeadura direta com cultivo de soja desde 2004. O clima, segundo a classificação de Köppen, é do tipo tropical quente e úmido (Aw'), com temperatura média anual de 27 °C e precipitação média anual de 1.835 mm, com períodos de chuva entre os meses de janeiro e junho e de seca de julho a dezembro.

Na parcela experimental foram demarcados 128 pontos em um transepto com espaçamento de 10 m entre pontos, onde no dia 20/04/2015 foram amostrados o conteúdo volumétrico de água (%), a altura das plantas de soja e a produtividade da cultura da soja nos 128 pontos de amostragem. Os pontos de amostragem foram georreferenciados utilizando GPS com correção diferencial pós-processada (DGPS), permitindo assim a determinação da altitude absoluta para cada ponto de amostragem.

O conteúdo de água no solo (%) foi determinado nas camadas de 0-0,2 (θ<sub>0,0,2</sub>) e 0,2-0,4 m (θ<sub>0,2,0,4</sub>) de profundidade, permitindo posteriormente o cálculo do conteúdo médio de água na camada de 0-0,4 m (θ<sub>0,0,4m</sub>). Os dados foram obtidos utilizando um equipamento TLO (Transmisión line oscillator) que é similar a técnica TDR, onde um sinal eletromagnético é emitido por meio de uma sonda instalada no solo e é contabilizado o número de vezes que o sinal retorna em determinado período de tempo (Modelo Hydrosense® - Campbell Scientific Austrália Pty. Ltd.), assim é possível determinar o conteúdo de água no solo por meio de uma equação que relaciona a frequência com o conteúdo volumétrico de água no solo (Topp et al., 1980). Eq. (1).

$$\theta = -5,310^{-2} + 2,9210^{-2} \varepsilon_b - 5,510^{-4} \varepsilon_b^2 + 4,310^{-6} \varepsilon_b^3 \quad (1)$$

A altura das plantas de soja (m) foi determinada em campo em 5 pontos utilizando parcela com área 18 m<sup>2</sup> (4,5 x 4,0 m) sendo o ponto central coincidente com os pontos de amostragem do transepto e os demais pontos

coincidentes com as extremidades da parcela. A produtividade da soja (kg ha<sup>-1</sup>) foi determinada nas parcelas de 18 m<sup>2</sup> ao longo do transepto nos 128 pontos de amostragem.

### 2.2.- Análise estatística

Os principais parâmetros estatísticos foram determinados para todos os atributos em estudo [média, desvio padrão, coeficiente de variação (CV%), assimetria e curtose e teste de normalidade de Kolmogorov-Sminorv (D) com probabilidade de erro de 0,01%].

### 2.2.- Análise multifractal

A análise multifractal foi realizada seguindo o método do momento, onde o tamanho de um segmento (δ) é empregado e dividido em segmentos menores, de acordo com a redução de escalas em k estágios (k = 1, 2, 3 ...) que geram a cada escala δ, um número de segmentos, N(δ) = 2<sup>k</sup> de tamanho característico, δ = L × 2<sup>-k</sup>, cobrindo toda a extensão do suporte, L (Evertsz e Mandelbrot, 1992; Caniego et al., 2005). A função de massa de probabilidade normalizada  $\mu_i(\delta) = \mu_i(\delta)$  é uma variável que caracteriza a contribuição de um segmento ou subintervalo de tamanho δ para a massa total, sendo obtida pela Eq. (2).

$$\mu_i(\delta) = \frac{N_i(\delta)}{N_t} \quad (2)$$

onde N<sub>i</sub>(δ) é o valor da medida em um determinado segmento, i<sup>th</sup>, e N<sub>t</sub> e a soma da medida em todo o transecto.

Para o presente trabalho, a função de partição  $\chi(q, \delta)$  que é resultado de uma soma ponderada de todos os segmentos, que é definida de acordo com Eq. (3).

$$\chi(q, \delta) = \sum_{i=1}^{n(\delta)} [\mu_i(\delta)]^q \quad (3)$$

onde n(δ) é o número de segmentos com tamanho δ e momentos estatísticos q são definidos para -∞ < q < ∞.

Várias funções são exibidas pelos multifractais, tais como: dimensão generalizada ou dimensão Rényi (D<sub>q</sub>), função exponencial de massa (t<sub>q</sub>), expoente de Hólder (α<sub>q</sub>) e índice de expoente (f(α)).

Nesse caso, a função de partição quando demonstrada graficamente em relação ao tamanho da caixa tem a propriedade de escala expressa pela Eq. (4).

$$\chi(q, \delta) \propto \delta^{-\tau(q)} \quad (4)$$

onde τ(q) é uma função não linear de q para variáveis monofractais, conhecida como função de expoente de massa. A função τ(q) é obtida a partir de um gráfico χ(q, δ) versus δ para os diferentes valores de q.

As medidas multifractais podem serem caracterizadas por meio da dimensão generalizada ou dimensão de Rényi da ordem q, D<sub>q</sub> sendo descritas pela Eq. (5) e em caso particular em que q = 1, D<sub>q</sub> é obtido pela regra de

l'Hôpital de acordo com Eq. (6).

$$Dq = \frac{1}{q-1} \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\log[x(q,\delta)]}{\log \delta} = \frac{\tau(q)}{q-1}, q \neq 1 \quad (5)$$

$$D_1 = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{n(\delta)} \mu_i(\delta) \log[\mu_i(\delta)]}{\log \delta}, q = 1 \quad (6)$$

As dimensões generalizadas,  $Dq$  para  $q = 0$ ,  $q = 1$  e  $q = 2$ , são denominadas como dimensão de capacidade, dimensão de entropia ou entropia de Shannon e dimensão de correlação e devem obedecer a relação de  $D_0 > D_1 > D_2$  para expressar multifractalidade dos dados.

O espectro de singularidade é um gráfico de  $f(\alpha)$  versus  $\alpha$  e é normalmente uma parábola com concavidade para baixo, com valores que aumentam com aumento da heterogeneidade da variável medida.

Assim, quando a variável apresenta espectro reduzido a um ponto, a escala determinada é um monofractal. Para a presente análise, os espectros de singularidade foram obtidos pelo método direto de Chhabra e Jensen (1989), Eq. (7). Esse método é baseado na contribuição dos segmentos individual para novas funções de partição definida pelas Eq. (8) e (9).

$$\mu_i(q, \delta) = \mu_i^q / \sum_{i=1}^{n(\delta)} \mu_i^q(\delta) \quad (7)$$

$$\alpha(q) \propto \frac{\sum_{i=1}^{n(\delta)} \mu_i(q, \delta) \log[\mu_i(\delta)]}{\log(\delta)} \quad (8)$$

$$f(\alpha(q)) = \alpha \frac{\sum_{i=1}^{n(\delta)} \mu_i(q, \delta) \log[\mu_i(q, \delta)]}{\log(\delta)} \quad (9)$$

Valores de  $\alpha$  versus  $f(\alpha)$  calculados pelas as Eq (6) e (7) foram aceitos com coeficiente de determinação,  $R^2 \geq 0,90$  para todos os dados avaliados.

### 3.- Resultados e Discussão

#### 3.1.- Análise estatística

A Tabela 2 apresenta os resultados da análise estatística clássica. O conteúdo médio de umidade na camada de 0-0,2 m foi de 17,19%, enquanto na camada subsuperficial (0,2-0,4 m) houve um aumento da ordem de 28,85 % (22,15%), e o conteúdo médio de água na camada de 0-0,4 m foi de 19,67%. Leiva et al. (2019) encontraram valores de umidade média para cultivos de soja na região para a camada de 0-0,6 m da ordem de 17,20%. A produtividade média de soja nas parcelas experimentais ao longo do transepto foi de 3456,157 kg ha<sup>-1</sup>, superior à média de produtividade nacional na safra de 2016/2017 (3362 kg ha<sup>-1</sup>) e na safra de 2017/2018 (3364 kg ha<sup>-1</sup>) (CONAB, 2016; 2017). O valor médio de produtividade encontrado neste estudo é superior ao encontrado por

Buss et al. (2019) na ordem de 3370,71 kg ha<sup>-1</sup> em sistema de semeadura direta com rotação entre soja e milho.

Os valores de CV (%) para os atributos em estudo são classificados como baixos (CV < 15%), conforme Wilding e Drees (1983), sendo: altitude (CV = 1,50), umidade 0-0,2 m (CV = 12,50), umidade 0,2-0,4 m (CV = 13,40), umidade média (CV = 12,50) e produtividade (CV = 14,60) obtiveram CV baixo; exceto a altura das plantas de soja, que apresentou CV mediano (15-53%). O conteúdo médio de água apresentou distribuição de frequência normal por meio do teste de Kolmogorov-Smirnov, e os atributos de planta (altura e produtividade) apresentaram distribuição de frequência lognormal.

**Tabela 2.** Estatística descritiva dos parâmetros avaliados em área cultivada com soja.

	Altitude	$\theta_{0,0,2}$	$\theta_{0,2,0,4}$	$\theta_{0,0,4}$	Altura	Produtividade
Média	107,588	17,190	22,150	19,670	0,988	3456,157
DP	1,578	2,143	2,966	2,456	0,314	504,333
CV	1,50	12,50	13,40	12,50	31,80	14,60
Assim	-0,617	-0,520	-0,305	-0,543	-0,275	2,096
Curtose	0,037	1,562	1,255	1,598	-1,102	7,192
D*	0,221Ln	0,104n	0,072n	0,102n	0,201Ln	0,165Ln

DP: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; Assim: assimetria; D\*: teste de normalidade Kolmogorov-Sminov-0.01%; Prod: produtividade

#### 3.2.- Análise multifractal

Todas as funções de partição foram ajustadas com coeficientes de determinação  $R^2 > 0,90$  e obedeceram a uma lei de potência (Fig. 1), sendo calculadas para  $\chi(q, \delta)$  em segmentos sucessivos diferentes,  $2^{-k}$ ,  $0 \leq k \leq 7$  no intervalo de momentos estatísticos  $-5 < q < 5$ .

Na tabela 3 estão apresentadas as dimensões generalizadas para todos os atributos. A diferença entre a dimensão máxima ( $D_5$ ) e a dimensão mínima ( $D_{-5}$ ) foi de  $D_{-5}-D_5 = 0,015$  para a altitude;  $D_{-5}-D_5 = 0,036$  para  $\theta_{0,0,2}$ ;  $D_{-5}-D_5 = 0,034$  para a  $\theta_{0,2,0,4}$ ;  $D_{-5}-D_5 = 0,034$  para a  $\theta_{0,0,4}$ ;  $D_{-5}-D_5 = 0,136$  para a altura média das plantas de soja e de  $D_{-5}-D_5 = 0,030$  para a produtividade de soja. A diferença nos valores de  $D_{-5}-D_5$  expressam a heterogeneidade dos dados, sendo nesse caso, mais heterogêneo o parâmetro de altura de plantas. Valores de diferença próximos a 1 são usados como percepção do comportamento multifractal do banco de dados (Vidal Vázquez et al., 2008; Paz Ferreiro et al., 2010; Dafonte Dafonte et al., 2015).

Diferenças ou semelhanças entre as dimensões  $D_0$ , dimensão  $D_1$  e dimensão  $D_2$ , são frequentemente utilizadas para avaliar se as propriedades de escala observadas correspondem à escala monofractal ou multifractal (Vidal-Vázquez et al., 2013).

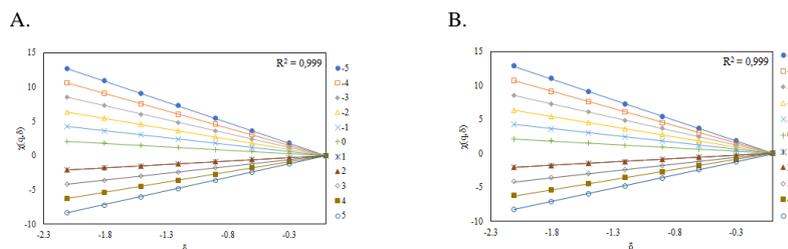


Fig. 1. Função de partição para a altitude e produtividade na área amostral. A. Altitude; B. Produtividade

Tabela 3. Multifractalidade para a altitude, conteúdo de água no solo, altura de planta e produtividade da soja.

Parâmetros	D <sub>-5</sub> -D <sub>5</sub>	D <sub>5</sub>	D <sub>-5</sub>	D <sub>0</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>
Altitude (m)	0,015	0,987±0,004	1,002±0,000	1,000±0,000	0,998±0,000	0,997±0,000
θ <sub>0-0,2</sub> (%)	0,036	0,978±0,005	1,015±0,002	1,000±0,000	0,997±0,000	0,993±0,001
θ <sub>0,2-0,4</sub> (%)	0,034	0,981±0,004	1,015±0,002	1,000±0,000	0,997±0,000	0,994±0,001
θ <sub>0-0,4</sub> (%)	0,034	0,980±0,005	1,015±0,002	1,000±0,000	0,997±0,000	0,994±0,001
Altura (m)	0,136	0,946±0,004	1,082±0,008	1,000±0,000	0,986±0,001	0,975±0,002
Produtividade (kg ha <sup>-1</sup> )	0,030	0,978±0,004	1,009±0,001	1,000±0,000	0,997±0,000	0,993±0,001
Parâmetros	q+	q-	α <sub>0</sub>	α <sub>min</sub>	α <sub>max</sub>	R <sup>2</sup>
Altitude (m)	5	-5	1,000±0,000	1,003±0,000	0,966±0,023	0,037
θ <sub>0-0,2</sub> (%)	5	-5	1,002±0,000	1,038±0,013	0,949±0,028	0,089
θ <sub>0,2-0,4</sub> (%)	5	-5	1,002±0,000	1,039±0,012	0,959±0,024	0,080
θ <sub>0-0,4</sub> (%)	5	-5	1,002±0,000	1,038±0,013	0,955±0,026	0,083
Altura (m)	5	-5	1,014±0,002	1,171±0,032	0,910±0,017	0,261
Produtividade (kg ha <sup>-1</sup> )	5	-5	1,002±0,000	1,017±0,005	0,952±0,022	0,065

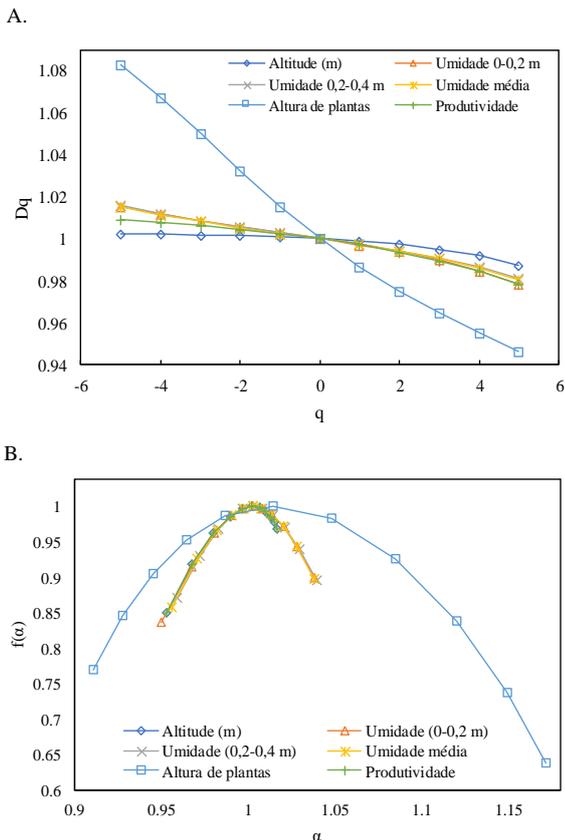
A dimensão D<sub>0</sub> ou dimensão de capacidade foi constante (D<sub>0</sub> = 1,000±0,000). A dimensão D<sub>1</sub> ou dimensão entropia variou de D<sub>1</sub> = 0,986±0,001 para a altura das plantas de soja a D<sub>1</sub> = 0,998±0,000 para a altitude. Essa dimensão fornece informações sobre o grau de heterogeneidade na distribuição das medidas avaliadas no sistema, refletindo pequenas escalas (Paz Ferreira et al., 2018). Nesse sentido, pode-se dizer que as séries em estudo compreendem sistemas uniformemente distribuídos em todas as escalas.

Os valores da dimensão de correlação (D<sub>2</sub>) variaram entre D<sub>2</sub> = 0,975±0,002 para a altura das plantas de soja e D<sub>2</sub> = 0,997±0,000 para a altitude da área de estudo. A dimensão de correlação (D<sub>2</sub>) associa-se a função de correlação e mede a densidade de distribuição média da variável (Dafonte Dafonte et al., 2015), indicando que neste estudo as séries de dados possuem irregularidades nas medidas.

Os valores das dimensões (D<sub>0</sub>, D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>) apresentam a tendência multifractal, onde D<sub>0</sub> > D<sub>1</sub> > D<sub>2</sub> expressando heterogeneidade entre os parâmetros avaliados, conforme descrito por Vidal Vázquez et al. (2013).

Na Fig. 2 são apresentados os espectros de singularidade para os atributos em estudo na área cultivada com soja. Os espectros de singularidade para a altitude, θ<sub>0-0,2</sub>, θ<sub>0,2-0,4</sub>, θ<sub>0-0,4</sub> e para a produtividade de soja obtiveram amplitudes reduzidas quando comparado com o espectro da altura de plantas de soja, demonstrando que a altura das plantas de soja possui maior multifractalidade

(α<sub>-5</sub>- α<sub>5</sub> = 0,261) quando comparada aos demais atributos (Tabela 3). A maior multifractalidade para a altura das plantas de soja já era esperada uma vez que este parâmetro possui elevada variabilidade em campo, respondendo a diferentes atributos biológicos, físicos e químicos do solo que por sua vez possuem também variação em campo. Destacamos também, que o fato da produtividade não apresentar espectro similar a altura das plantas de soja, pode ser justificado, considerando que a produtividade foi obtida por meio da colheita de todas as plantas presentes na parcela de 18 m<sup>2</sup> correspondente ao ponto amostral, havendo então uma suavização das diferenças amostrais entre pontos, enquanto que a altura das plantas é realizada apenas em 5 plantas ao longo da parcela de 18 m<sup>2</sup>, resultando desta maneira em maior heterogeneidade. Portanto, a variação da largura (α<sub>min</sub>) e amplitude (α<sub>max</sub>) do espectro de singularidade é indicativo de heterogeneidade, pois são parâmetros que fornecem informações sobre a diversidade dos valores nas escalas medidas (Vidal Vázquez et al., 2010; 2013; Wilson et al., 2015; Paz Ferreira et al., 2018; Siqueira et al., 2018).



**Fig. 2.** Parâmetros multifractais avaliados na área amostral. A. Dimensão generalizada e B. espectro de singularidade.

A assimetria do espectro para direita reflete o domínio de valores baixos ou extremamente baixos na avaliação da distribuição da variável. Os atributos em estudo [altitude (m),  $\theta_{0-0,2}$  (%),  $\theta_{0,2-0,4}$  (%),  $\theta_{0-0,4}$  (%) e produtividade ( $\text{kg ha}^{-1}$ )] possuem pouca amplitude, sendo um indicativo de que essas variáveis possuem tendência a um monofractal.

O gráfico do espectro de singularidade (Fig. 2) para a altitude (m) e a produtividade ( $\text{kg ha}^{-1}$ ) possuem similaridade na amplitude e largura dos ramos. É possível verificar também que as séries do conteúdo de água no solo ( $\theta_{0-0,2}$  e  $\theta_{0,2-0,4}$ ) possuem gráficos de espectro de singularidade similares, demonstrando que o conteúdo de água na área de estudo mantém padrão multifractal com maior ou menor grau de multifractalidade entre as medidas ao longo do transepto, e que o valor médio do conteúdo de água no solo ( $\theta_{0-0,4}$ ) apresenta a mesma tendência multifractal que  $\theta_{0-0,2}$  e  $\theta_{0,2-0,4}$  e que mais estudos devem ser realizados para se confirmar tal premissa e se os padrões são persistentes também em escala temporal. Mirás-Avalos et al. (2016) estudando padrões multifractais do conteúdo de água no solo, identificaram elevada heterogeneidade para o conteúdo de água no solo associado ao manejo de irrigação, com gráficos de espectro de singularidade mais amplos ao deste estudo. No entanto, Biswas (2019) identificou padrão multifractal para o armazenamento de água no solo relacionado as variações no relevo e conteúdo de areia.

#### 4.- Conclusão

A análise multifractal demonstrou que a altura das plantas de soja ao longo do transepto é o atributo com maior heterogeneidade entre as variáveis avaliadas, expressa pela diferença entre as dimensões generalizadas ( $D_5$ ) e ( $D_{-5}$ ). Os espectros de singularidade para as séries das variáveis em estudo expressaram maior amplitude dos ramos e largura para altura de plantas de soja, corroborando com as propriedades multifractais de dimensão generalizada que também indicaram a maior multifractalidade para a altura de plantas de soja, quando comparado com a altitude (m),  $\theta_{0-0,2}$  (%),  $\theta_{0,2-0,4}$  (%),  $\theta_{0-0,4}$  (%) e produtividade ( $\text{kg ha}^{-1}$ ). O conteúdo de água no solo medido nas camadas ( $\theta_{0-0,2}$  e  $\theta_{0,2-0,4}$ ) e o conteúdo médio de água no solo ( $\theta_{0-0,4}$ ) apresentaram espectros reduzidos, indicando que são correspondentes a um monofractal ou quasimonofractal.

*Agradecimentos.* Os autores agradecem à FAPEMA - Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão e ao CNPq - Conselho Nacional de Científico e Tecnológico pelo financiamento. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

#### 5.- Bibliografia

- Biswas, A, 2019. Joint multifractal analysis for three variables: Characterizing the effect of topography and soil texture on soil water storage. *Geoderma*, 334, 15-23.
- Buss,R.N., Silva, R.A., Siqueira, G.M., Leiva, J.O.R., Oliveira, O.C.C., y França, V.L, 2019. Spatial and multivariate analysis of soybean productivity and soil physical-chemical attributes. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 23, 446-453.
- Castro, O.M., Vieira, S.R., y Siqueira, G.M, 2010. Atributos físico-hídricos de um Latossolo vermelho eutroférrico sob diferentes sistemas de manejo. *Bragantia*, 69.,433-443.
- CONAB - Companhia Nacional de Abastecimento. 2017. Séries históricas.
- Camargo, O.A., Moniz, A.C., Jorge, J.A., y Valadares, J.M.A.S, 1986. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico, 94p. (Boletim Técnico nº 106).
- Coniego, F.J., Espejo, R., Martín, M.A., y San José, F, 2005. multifractal scaling of soil spatial variability. *Ecological Modelling*, 182, 291-301.
- Dafonte Dafonte, J., Valcárcel Armesto, M., da Silva Días, R.; Vidal Vázquez, E.; y Paz González, A, 2015. Assessment of the spatial variability of soil chemical properties along a transect using multifractal analysis. *Cadernos Laboratório Xeolóxico de Laxe*, v. 38, p. 11-24.
- Evertsz, C.J.G., y Mandelbrot, B.B, 1992.Multifractal measures. In Peitgen, H., Jürgens, H. & Saupe, D. Chaos and fractals. *Springer*, Berlim, 921-953.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. - EMBRAPA. Sistema brasileiro de classificação de solos - SBCS. 5. ed. Brasília, 2018. 590p.
- Grego, C.R., y Vierira S.R, 2005. Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo em uma parcela experimental, *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29,169-177.
- Halsey, T.C., Jensen, M.H., Kanadoff, L.P., Procaccia, I., Shariman, B.I., 1986. Fractal measures and their singularities: the characterization of strange sets. *Physical Review A*, 33, 1141-1151.
- Hentschel, J.G.E., Procaccia, I, 1983. The infinite number of generalized dimensions on fractals and strange attractors. *Physica D*, 8, 435-444.
- Johann, J.A., Uribe-Opazo, M.A., Souza, E.G., y Rocha, J.V, 2004. Variabilidade espacial dos atributos físicos do solo e da produtividade em um Latossolo Bruno Distrófico da região de Cascavel, PR. *Revista*

- Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 8, 212-219.
- Leiva, J.O.R., Silva, R.A., Buss, R.N., França, V.L., Souza, A.A., Siqueira, G.M., 2019. Multifractal analysis of soil penetration resistance under sugarcane cultivation. *Revista de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 23, n. 7, p. 538-544.
- Mirás-Avalos, J.M., Trigo-Córdoba, E., Silva-Dias, R., Varela-Vila, I., y García-Tomilo, A., 2016. Multifractal behaviour of the soil water content of a vineyard in northwest Spain during two growing seasons. *Nonlinear Process in Geophysics*, 23, 205-213.
- Pahlevan, N., M.R. Yazdani., A.A. Zolfaghari., y M. Ghodrati, 2016. Multifractal analysis of soil hydraulic properties in arid areas. *Soil Research* 54, 914-925.
- Paz Ferreira, J., Miranda, J.G V., y Vidal Vázquez, E., 20110. Multifractal analysis of soil porosity based on mercury injection and nitrogen adsorption. *Vadose Zone Journal*, 9, 325-335.
- Paz Ferreira, J., Marinho, M.A., Abreu, C.A., y Vdal Vázquez, E., 2018. Soil texture effects on multifractal behaviour of nitrogen adsorption and desorption isotherms. *Biosystems Engineering*, 168, 121-132.
- Sala, F., y Rujescu, C., 2017. Fractal analysis to evaluate the productivity elements at wheat spike. *Annals of West University of Timișoara, ser. Biology*, 20, 91-102.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., y Falci Dechen, S.C., 2009. Variabilidade espacial da densidade e da porosidade de um Latossolo Vermelho eutroférrico sob semeadura direta por vinte anos. *Bragantia*, 68, 751-759.
- Siqueira, G.M., Silva, J.S. da., Bezerra, J.M., Silva, Ê.F. de F., Dafonte Dafonte, J., Melo, R.F., 2015. Estacionariedade do conteúdo de água de um Espodosolo Humilúvico. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 19, 439-448.
- Siqueira, G.M., Silva, E.F.F., Vidal Vázquez, E., y Paz González, A., 2018. Multifractal and joint multifractal analysis of general soil properties and altitude along a transect. *Biosystems Engineering*, 168, 105-120.
- Wilding, L.P., y Drees, L.R., 1983. Spatial variability and pedology. In: Winding, L. P., Smeck, N. E., Hall, G. F. (Ed.). 1983. Pedogenesis and soil taxonomy: I. Concepts and interactions. New York: Elsevier, p.83-116.
- Wilson, M.G., Miras-Avalos, J.M., Lado, M., y Paz González, A., 2015. Multifractal Analysis of vertical profiles of soil penetration resistance at varying water contents. *Vadose Zone Journal*, 15, 1-10.
- Vidal Vázquez, E., Paz Ferreira, J., Miranda, J.G.V., y Paz González, A., 2008. Multifractal analysis of pore size distributions as affected by simulated rainfall. *Vadose Zone Journal*. 7, 500-511.
- Vidal Vázquez, E., Camargo, O.A., Vieira, S.R., Miranda, J.G.V., Menk, J.R.F., Siqueira, G.M., Mirás-Avalos, J.M., y Paz González, A., 2013. Multifractal analysis of soil properties along two perpendicular transects. *Vadose Zone Journal*, 12, 1-14.

# PROPRIEDADES MULTIESCALAS DE ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO

Raimunda Alves Silva<sup>1</sup>, Glécio Machado Siqueira<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, Avenida do Portugueses, 1966, Bacanga, 65080-805. e-mail: [ray-234@hotmail.com](mailto:ray-234@hotmail.com); [gleciosiqueira@hotmail.com](mailto:gleciosiqueira@hotmail.com)

**RESUMO.** A dimensão fractal (D) descreve objetos uniformes ou em sistemas homogêneos, porém não oferece informação sobre as altas distribuições dentro do sistema. Assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar a multifractalidade de atributos químicos do solo nas profundidades de 0-0,2 e 0,2-0,4 m sob cultivo de cana-de-açúcar. A área de estudo possui 4,41 ha e está localizada no município de Coelho Neto (MA, Brasil), onde foram demarcados 441 pontos em grade regular de 10 m. A análise multifractal foi realizada pelo método *box-counting*. A multifractalidade dos atributos químicos do solo em estudo evidenciou maior heterogeneidade de escala para os atributos na camada superficial, quando comparada à camada subsuperficial. O Mg apresentou diferentes graus de multifractalidade nas duas camadas em estudo, e o V% na camada subsuperficial apresentou comportou-se como um sistema monofractal.

**ABSTRACT.** The fractal dimension (D) describes objects that are uniform or in homogeneous systems, but does not provide information on the high distributions within the system. Thus, the objective of this work was to evaluate the multifractality of soil chemical attributes at depths of 0-0.2 and 0.2-0.4 m under sugarcane cultivation. The study area has 4.41 ha and is located in the town of Coelho Neto (MA, Brazil), where 441 collecting spots were demarcated in a regular 10 m grid. Multifractal analysis was performed using the box-counting method. The multifractality of the chemical attributes of the soil under study showed greater scale heterogeneity for the attributes in the superficial layer, when compared to the subsurface layer. The Mg presented different degrees of multifractality in the two studied layers, and the V% in the subsurface layer behaved like a monofractal system.

## 1.- Introdução

A elevada intensidade de manejo do solo na cultura de cana-de-açúcar no Brasil apresenta muitos problemas de degradação dos seus atributos biológicos, físicos e químicos. Assim, o conhecimento da variabilidade espacial dos atributos do solo é importante, pois, possibilita o manejo

localizado (Souza et al., 2010), minimizando os impactos negativos ocasionados pelo manejo do solo (Marinho et al., 2017).

O estudo da variabilidade espacial dos atributos do solo, deve considerar a sua variação em diferentes escalas espaciais, que podem ser horizontais ou verticais (Leiva et al., 2019). Portanto, para um melhor entendimento da dinâmica espacial dos atributos do solo, são necessários métodos que sejam capazes de avaliar a variação em escalas até então ignoradas. A análise multifractal têm permitido a compreensão da variação de medidas dentro de um sistema (Jorge et al., 2008), que pode ser caracterizado como monoescala ou multiescala. Um sistema multiescala ou multifractal compreende subconjuntos fractais entrelaçados com várias dimensões que são expressos pelo espectro de singularidade (Hentschel e Procaccia, 1983; Vidal Vázquez et al., 2013; Yakimov et al., 2014; Paz Ferreira et al., 2018; Siqueira et al., 2018; Yakimov et al., 2018).

A análise multifractal permite analisar fenômenos que apresentam variabilidade espacial e temporal de forma quantitativa, sendo cada vez mais reconhecida a sua aplicabilidade aos atributos do solo (Caniego et al., 2005; Vidal Vázquez et al., 2010; Siqueira et al., 2013; Bertol et al., 2017; Siqueira et al., 2018; Leiva et al., 2019).

Jorge et al. (2008) estudando solos cultivados e não cultivados concluíram que há maior grau de multifractalidade nos solos cultivados, pois são sistemas mais caóticos, e assim estão em constante mudanças ao longo de todo o perfil. Siqueira et al. (2018) estudando a atributos químicos em um transecto por meio de ferramentas multifractais, determinaram que os atributos químicos do solo possuem elevada multifractalidade. Marinho et al. (2017) avaliando o conteúdo de carbono orgânico em transectos verticais determinaram diferentes graus de multifractalidade relacionada com a intensidade de uso do solo.

Assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar a multifractalidade de atributos químicos nas camadas de 0-0,2 e 0,2-0,4 m de um Latossolo Vermelho cultivado com cana-de-açúcar.

## 2.- Material e Métodos

### 2.1. Descrição da área experimental

A área de estudo possui 4,41 ha, e está localizada na Usina Itajubara no município de Coelho Neto (Maranhão, Brasil), cujas coordenadas geográficas são: 04° 15' 25" S e 43° 00' 46" W. A área é irrigada por meio de pivot linear nos períodos de estiagem e aplicado 60 mm ha<sup>-1</sup> de vinhaça no início de cada ano agrícola (dezembro/2015 a dezembro/2016). O clima da região é classificado Aw', com precipitação média anual de 1.181 mm e duas estações bem definidas: uma chuvosa (janeiro a junho) e uma estação seca (julho a dezembro), e temperatura média anual de 29 °C.

O solo da área de estudo é um Latossolo Vermelho Distrófico argiloso (EMBRAPA, 2018), cujas principais características químicas são apresentadas na Tabela 1. A área é cultivada com cana-de-açúcar (variedade RB92579) desde 1980, com corte e queima manual, e em setembro de 2014 a área foi renovada, gradeada, subsolada e aplicado como fonte de matéria orgânica em superfície 30 t ha<sup>-1</sup> de torta de filtro com composição aproximada de H<sub>2</sub>O = 77,7%, MO = 16,9%, N = 0,28%, K = 56,64 mg, P = 1,18 mg e Mg = 76,9%. A calagem é realizada em superfície utilizando calcário dolomítico com 15% MgO 28% de CaO. O plantio foi realizado em sulcos com profundidade média de 0,3 m, com cerca de 15 gemas por metro linear com aplicação localizada de NPK no sulco.

**Tabela 1:** Caracterização física e química do solo, Maranhão, Brasil.

	MO	pH	P	K	Ca	Mg	CTC	SB	V%
0-0,2 m	15	5,2	16	4,7	18	13	61	43	70
0,2-0,4 m	10	5,36	20,8	4,3	18	12	63,3	43	68

MO: Matéria orgânica; P: Fósforo; K: Potássio; Ca: Cálcio; Mg Magnésio; SB: Soma de bases; CTC: Capacidade de troca catiônica; V%:

## 2.2. Amostragem

As amostras de solo foram coletadas no dia 28/01/2015, em 441 pontos amostrais distribuídos em uma malha regular com espaçamento entre pontos de 10 m, nas camadas de 0-0,2 m e 0,2-0,4 m de profundidade.

Os seguintes atributos químicos do solo nos 441 pontos de amostragem foram determinados por meio de metodologia proposta por Raij et al, (2001): matéria orgânica (MO, g dm<sup>-3</sup>), pH em solução de CaCl<sub>2</sub>, fósforo (P, mg dm<sup>-3</sup>), potássio (K, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>), cálcio (Ca, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>), magnésio (Mg, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>) e sódio (Na, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>); e, após a realização da análise química foram calculados os seguintes atributos de fertilidade do solo: capacidade de troca catiônica (CTC, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>), soma de bases (SB, mmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>) e porcentagem de saturação por bases (V%).

## 2.3. Estatística descritiva e análise multifractal

Os principais momentos estatísticos [média, variância, desvio padrão, coeficiente de variação, assimetria, curtose e D (desvio máximo em relação à

distribuição normal por meio do teste de Kolmogorov-Sminorv,  $P \leq 0,01$ ].

A análise multifractal foi realizada por meio do método *box-counting*, onde a probabilidade de P para sistemas heterogêneos, segue conforme Eq. (1):

$$P_i(\varepsilon) \sim \varepsilon^{\alpha_i} \quad (1)$$

onde  $\alpha_i$  é a força de singularidade ou expoente de Lipschitz-Hölder,  $\varepsilon$  é a escala. Se pode caracterizar os conjuntos multifractais sobre a base das dimensões generalizadas do momento de ordem  $q$  em uma distribuição,  $D_q$  (Posadas et al., 2005), Eq. (2):

$$D_q = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \left( \frac{1}{q-1} \frac{\log \mu(q, \varepsilon)}{\log(\varepsilon)} \right) \quad (2)$$

A Eq. (2) se converte em:

$$D_0 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log(N(\varepsilon))}{\log(\varepsilon)} \quad (3)$$

$$D_1 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i(\varepsilon) \log(\mu_i(\varepsilon))}{\log(\varepsilon)} \quad (4)$$

$$D_2 = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log(C(\varepsilon))}{\log(\varepsilon)} \quad (5)$$

A dimensão zero,  $D_0$ , é chamada de dimensão de capacidade, que proporciona uma visão global de um sistema;  $D_1$ , é chamada de dimensão de informação, que está relacionada à informação da entropia (entropia de Shannon) e  $D_2$  é conhecida com dimensão de correlação que calcula a correlação das medidas contidas em uma caixa de tamanho  $\varepsilon$  (Posadas et al., 2005).

Em monofractais os valores de  $D_1$  e  $D_2$  se tornam semelhantes a  $D_0$ , e só ocorre quando o fractal é autosimilar e homogêneo, porém, no caso de multifractais, os espectros de dimensões diferentes  $q$  seguem a relação:  $D_0 > D_1 > D_2$ , conforme Eq. (6) e (7):

$$f(q) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{\log(N)} \sum_{i=1}^{N(L)} \mu_i(q, L) \log[\mu_i(q, L)] \quad (6)$$

$$\alpha(q) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{\log(N)} \sum_{i=1}^{N(L)} \mu_i(q, L) \log[P_i(L)] \quad (7)$$

Os momentos de ordem  $q$  da distribuição estatística variaram em incrementos de 1 em 1.

## 3.- Resultado e Discussão

Os parâmetros estatísticos são apresentados na Tabela 1. O valor médio do teor de MO foi maior para a camada superficial (MO = 16,6 g kg<sup>-1</sup>) em comparação com a camada de 0,2-0,4 m (MO = 11,31 g kg<sup>-1</sup>). O conteúdo de MO é um indicador de qualidade do solo que contribui diretamente para fertilidade do solo e desenvolvimento das culturas (Castellano et al., 2015).

**Tabela 1.** Estatística descritiva dos atributos químicos do solo na área de estudo.

0-0,2 m								
Parâmetros	Unidade	Média	Desvio Padrão	Variância	CV%	Assimetria	Curtose	D*
MO	g kg <sup>-1</sup>	16,66	10,57	111,87	63,50	2,97	13,48	0,20Ln
pH		5,29	0,39	0,15	7,50	-0,14	-0,68	0,10Ln
P	mg dm <sup>-3</sup>	15,87	8,90	79,21	56,10	2,11	7,14	0,15Ln
K	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	4,91	1,62	2,62	33,00	5,31	49,79	0,17Ln
Ca	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	18,97	5,32	28,39	28,10	0,39	-0,13	0,07Ln
Mg	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	12,97	4,05	16,44	31,30	0,15	2,59	0,11Ln
Na	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	7,90	1,72	2,96	21,18	0,47	1,07	0,10Ln
SB	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	44,76	9,40	88,39	21,10	0,17	-0,46	0,05n
CTC	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	63,78	11,56	133,76	18,10	0,30	0,07	0,05Ln
V%	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	70,29	8,24	67,91	11,70	-1,13	1,40	0,09Ln
0,2-0,4 m								
MO	g kg <sup>-1</sup>	11,31	7,46	2,73	24,10	0,87	1,01	0,09Ln
pH		5,44	0,14	0,37	6,90	-0,12	-0,82	0,09Ln
P	mg dm <sup>-3</sup>	19,99	217,85	14,76	73,80	1,53	4,17	0,13Ln
K	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	4,47	0,74	0,86	19,30	0,08	-0,31	0,08Ln
Ca	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	20,88	30,95	5,56	26,60	0,27	-0,88	0,08Ln
Mg	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	12,72	24,76	4,97	39,10	1,34	2,76	0,15Ln
Na	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	7,36	1,17	1,08	15,70	0,26	0,14	0,05Ln
SB	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	45,45	68,70	8,28	18,10	0,44	-0,40	0,10Ln
CTC	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	64,97	66,87	8,17	12,60	0,82	1,03	0,10Ln
V%	mmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup>	69,56	29,16	5,40	7,80	-0,48	-0,26	0,09Ln

Os valores de pH demonstram presença de baixa acidez nas duas camadas em estudo, conforme classificação de Raij et al. (2001). O conteúdo de P, Ca, SB e CTC apresentaram maiores teores médios na profundidade de 0,2-0,4 m, resultado do manejo do solo adotado na área com adubação de plantio em profundidade.

Os atributos em estudo na sua maioria apresentaram valores médios de CV (%), conforme classificação de Warrick e Nielsen (1980), com exceção do conteúdo de MO (0-0,2 m) e P (0,2-0,4 m) que apresentaram valores de CV elevados ( $CV \geq 60\%$ ). De acordo com o teste de Kolmogorov-Sminorv os atributos químicos do solo nas profundidades em estudo, apresentaram distribuição de frequência lognormal, exceto a SB (0-0,2 m) que apresentou distribuição de frequência normal.

A Tabela 2 apresenta os resultados da análise multifractal. Os valores de  $\Delta\alpha$  ou variação do expoente de Hölder, foram maiores na profundidade de 0-0,2 m. A análise de  $\Delta\alpha$ , na profundidade 0,2-0,4 m apresenta-se mais estável, uma vez que possui menor grau de multifractalidade do sistema, sendo mais homogêneo quando comparada com a profundidade 0-0,2 m correspondendo a um sistema caótico, indicando influência do manejo adotado, pois a adubação de

plantio é realizada na camada subsuperficial, favorecendo uma maior homogeneização dos atributos químicos do solo em profundidade. Na profundidade 0-0,2 m, o K ( $\Delta\alpha = 0,495$ ) apresentou maior grau de multifractalidade ou heterogeneidade, seguido pelo MO ( $\Delta\alpha = 0,429$ ) e Mg ( $\Delta\alpha = -0,423$ ). Para a profundidade 0,2-0,4 m, o conteúdo de P ( $\Delta\alpha = 0,082$ ) e MO ( $\Delta\alpha = 0,022$ ) apresentaram os maiores graus de multifractalidade.

Os valores de  $\Delta f$ ,  $\Delta f_{\max}$  e  $\Delta f_{\min}$  estão associados a simetria da curva do espectro de singularidade dos dados. Nesse caso, os maiores valores de  $\Delta f$  na profundidade 0-0,2 m foram encontrados para o conteúdo de K ( $\Delta f = 1,709$ ), MO ( $\Delta f = 1,150$ ), Mg ( $\Delta f = 1,090$ ) e P ( $\Delta f = 0,886$ ); na profundidade 0,2-0,4 m as maiores variações foram encontradas para o P ( $\Delta f = 0,860$ ), Mg ( $\Delta f = 0,546$ ) e MO ( $\Delta f = 0,227$ ). A variação nos valores de  $\Delta f_{\max}$  para a profundidade 0-0,2 m foi maior para o K ( $\Delta f_{\max} = 1,644$ ) e menor para o V% ( $\Delta f_{\max} = 0,012$ ). Na profundidade 0,2-0,4 m, a maior variação foi para P ( $\Delta f_{\max} = 0,627$ ) e menor para pH ( $\Delta f_{\max} = 0,005$ ). Para os valores de  $\Delta f_{\min}$ , a camada superficial apresentou o maior valor para Mg ( $\Delta f_{\min} = -0,767$ ) e pH ( $\Delta f_{\min} = 0,002$ ) e na camada subsuperficial, o P ( $\Delta f_{\min} = -0,233$ ) apresentou a maior variação e o pH ( $\Delta f_{\min} = 0,005$ ) a menor variação.

**Tabela 2.** Parâmetros multifractais dos atributos do solo na profundidade de 0-0,2 m e 0,2-0,4 m.

0-0,2 m										
Atributos	$\Delta f$	$\Delta f_{\max}$	$\Delta f_{\min}$	$\alpha_{\max}$	$\alpha_{\min}$	$\Delta\alpha$	$f(0)-f(-1)$	$f(0)-f(1)$	$\alpha(0)-\alpha(-1)$	$\alpha(0)-\alpha(1)$
MO	1,150	1,118	-0,032	0,451	0,021	0,429	0,017	0,060	-0,041	0,106
pH	0,020	0,018	-0,002	0,006	0,001	0,004	0,000	0,000	-0,001	0,001
P	0,886	0,863	-0,023	0,344	0,015	0,328	0,012	0,040	-0,029	0,070
K	1,709	1,644	-0,065	0,536	0,041	0,495	0,014	0,023	-0,029	0,042
Ca	0,167	0,124	-0,043	0,042	0,028	0,014	0,010	0,007	-0,020	0,015
Mg	1,090	0,323	-0,767	0,098	0,521	-0,423	0,184	0,022	-0,300	0,060
Na	0,089	0,061	-0,028	0,021	0,018	0,003	0,005	0,003	-0,010	0,007
SB	0,087	0,045	-0,042	0,018	0,027	-0,008	0,010	0,006	-0,019	0,013
CTC	0,053	0,041	-0,012	0,014	0,007	0,006	0,003	0,002	-0,006	0,005
V%	0,017	0,012	-0,005	0,004	0,003	0,001	0,001	0,001	-0,002	0,002
0,2- 0,4 m										
MO	0,227	0,169	-0,058	0,061	0,038	0,022	0,016	0,012	-0,031	0,025
pH	0,006	0,005	-0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	-0,0005	0,0006
P	0,860	0,627	-0,233	0,253	0,171	0,082	0,177	0,08	-0,344	0,183
K	0,076	0,064	-0,012	0,022	0,007	0,014	0,003	0,003	-0,007	0,007
Ca	0,133	0,090	-0,043	0,034	0,028	0,006	0,012	0,008	-0,023	0,017
Mg	0,546	0,376	-0,170	0,119	0,106	0,013	0,019	0,011	-0,034	0,022
Na	0,075	0,066	-0,009	0,022	0,006	0,015	0,003	0,002	-0,006	0,006
SB	0,058	0,048	-0,010	0,016	0,007	0,009	0,003	0,002	-0,005	0,004
CTC	0,049	0,043	-0,006	0,014	0,004	0,009	0,002	0,001	-0,004	0,003
V%	0,010	0,008	-0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	-0,001	0,000-8

Os valores de  $\Delta f_{\max}$  e  $\Delta f_{\min}$  definem o aspecto simétrico ou assimétrico da curva do espectro de singularidade, ou seja, por meio das variações de  $\Delta f_{\max}$  e  $\Delta f_{\min}$  pode se conhecer onde reside o domínio de valores na escala medida. De forma conceitual, o  $\Delta f$  caracteriza os arranjos estatísticos dos fractais, sendo  $f$  a entropia do sistema avaliado (Jorge et al., 2008).

O gráfico de dimensão generalizada (Fig. 1A) para o conteúdo de Mg na camada superficial (0-0,2 m de profundidade) demonstra que nos momentos  $q = 0$  a  $q = -2,5$  existe diferenciação nos momentos da dimensão quando comparado aos demais atributos químicos do solo. A diferenciação do Mg na camada superficial demonstrada pelo gráfico de dimensão generalizada pode ser resultado do manejo do solo aplicado na área de cultivo com cana-de-açúcar, que recebe calcário dolomítico com cerca de 15% de MgO aplicado em superfície, demonstrando que mesmo sendo o Mg um elemento móvel no solo, a correção da acidez do solo interfere sobre o comportamento multifractal deste elemento. O conteúdo de K, P e MO nos momentos  $q = 0$  a  $q = 5$  (Fig. 1A) demonstra que estes elementos possuem diferenciação na dimensão para estes momentos. Desta maneira, o manejo do solo na área de estudo com aplicação de torta de filtro alterou a multifractalidade do K, P e MO nestes momentos ( $q = 0$  a  $q = 5$ ). O gráfico de dimensão generalizada para o pH, CTC e os demais elementos na camada superficial (Fig. 1A) demonstra que estes atributos possuem

comportamento monofractal ou quasemonofractal.

A dimensão generalizada na camada subsuperficial (0,2-0,4 m de profundidade – Fig. 1B) demonstra que o conteúdo de P nesta camada é o atributo com maior heterogeneidade, tanto nos momentos positivos ( $q = 0$  a  $q = 5$ ) e negativos ( $q = 0$  a  $q = -2,5$ ). Neste caso, como a adubação de plantio é realizada nos sulcos em profundidade de 0,3 m, mais uma vez é possível evidenciar como o manejo aplicado a cultura da cana-de-açúcar interfere na multifractalidade dos atributos do solo. Os demais atributos medidos na camada de 0,2-0,4 m de profundidade (MO, pH, K, Ca, Na, SB, CTC e V%) apresentaram comportamento similar entre si, tendendo a uma reta, ou seja, tendendo a uma monoescala.

Os gráficos do espectro de singularidade apresentaram comportamento multifractal para os atributos de MO, P, K, e Mg na profundidade de 0-0,2 m (Fig. 2A). O comportamento dos demais atributos, coincidiu com o comportamento da dimensão generalizada (Fig. 1).

Os espectros de singularidade na camada de 0,2-0,4 m (Fig. 2B), demonstraram que o MO, Mg e P são os atributos com maior grau de multifractalidade. O conteúdo de P na camada de 0,2-0,4 m possui espectro de singularidade com elevada amplitude e baixa largura de espectro. Os demais elementos na camada subsuperficial apresentaram espectros reduzidos, todavia, indicando baixa tendência multifractal (Fig.

2B).

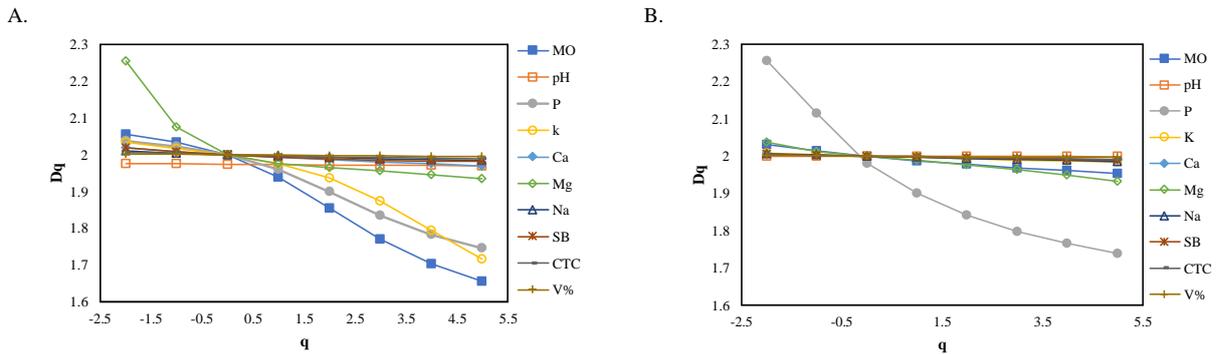


Fig. 1. Dimensão generalizada para os atributos químicos na área de estudo. A. 0-0,2 m e B. 0,2-0,4 m.

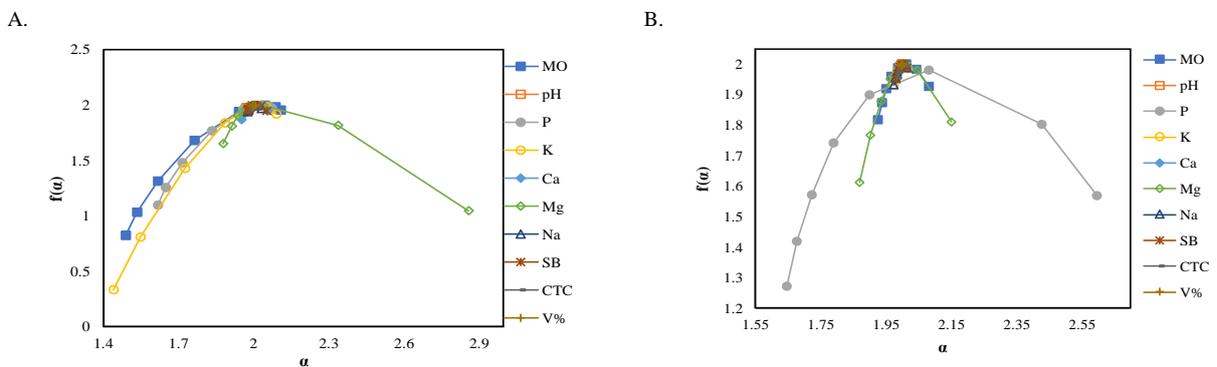


Fig. 2. Espectro de singularidade para os atributos químicos na área de estudo. A. 0-0,2 m e B. 0,2-0,4 m.

O Mg foi o elemento que apresentou maior assimetria do ramo direito, indicando que há domínios de valores baixos dentro da distribuição dos dados para as duas profundidades em estudo. Por outro, o P obteve maior amplitude do espectro, destacando assim, uma maior heterogeneidade nos índices de escalas, principalmente na profundidade 0,2-0,4 m. A amplitude do espectro de singularidade é indicativo de multifractalidade ou heterogeneidade de uma variável (Paz Ferreira et al., 2018; Siqueira et al., 2018). Marinho et al. (2017) avaliando conteúdo de carbono em diferentes usos do solo determinaram diferentes graus de multifractalidade para as variáveis, e diferente assimetria de ramos do espectro de singularidade, sendo o conteúdo de carbono em floresta nativa o mais heterogêneo em relação a cultivo de cana-de-açúcar, diferenciando padrões de distribuição de conteúdo de carbono no solo, podendo ser usado para avaliar qualidade do solo. Siqueira et al. (2018) estudando a multifractalidade de atributos químicos do solo em cultivo de cana-de-açúcar em transecto verificaram multifractalidade para os atributos de CO, P, Ca, Mg, K, CTC, SB e H+Al em múltiplas escalas, apenas o pH do solo obteve tendência monofractal.

### 3. Conclusão

O manejo do solo na área de estudo influenciou principalmente o conteúdo de MO na camada de 0-0,2

m e de P na camada de 0,2-0,4 m de profundidade, e o conteúdo de Mg nas duas profundidades em estudo.

A multifractalidade dos atributos químicos do solo em estudo evidenciou maior heterogeneidade de escala para os atributos na camada superficial, quando comparada a camada subsuperficial.

O gráfico do espectro de singularidade para o V% representou uma monoescala ou um sistema monofractal.

*Agradecimentos.* Os autores agradecem à FAPEMA - Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão e ao CNPq - Conselho Nacional de Científico e Tecnológico pelo financiamento. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

### 4. Bibliografia

- Anaya, C.A., y E.H. Sannwald, 2015. Long-term soil organic carbon and nitrogen dynamics after conversion of tropical forest to traditional sugarcane agriculture in East México. *Soil Till Res*, 147, 20-29.
- Banerjee, S., Y. He., X. Guo., y B.C. Si, 2011. Spatial relationships between leaf area index and topographic factors in a semi-arid grassland Joint multifractal analysis. *Aust J Crop Sci*, 6, 756-763.
- Bertol I., J. Schick., D.H. Bandeira., J. Paz Ferreira., y E. Vidal Vázquez, 2017. Multifractal and joint multifractal analysis of water and soil losses from erosion plots: a case study under subtropical conditions in Santa Catarina highlands, Brazil. *Geoderma*, 287, 116-125.

- Caniego, F. J., J.J. Ibáñez., y F. San José Martínez, 2006. Selfsimilarity of pedotaxa distributions at the planetary scale: A multifractal approach. *Geoderma*, 134, 306-317.
- Castellano M, K. Mueller., D. Olk., J. Sawyer., y J. Six, 2015. Integrating plant litter quality, soil organic matter stabilization and the carbon saturation concept. *Glob Change Biol*, 3200-3209.
- CONAB – Companhia Nacional de Abastecimento. Acompanhamento da safra brasileira – cana-de-açúcar Brasília-DF, v.4 Safra 2017/18 - Segundo levantamento, p.1-73, 2017.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2018) Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, EMBRAPA, 590p.
- Gouyet, J.F. 1996. Physics and Fractals Structure. Nova York: Springer.
- Hentschel, H.G.E. y I. Procaccia, 1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica D*, 8, 435-444.
- Leiva, J.O.R., R.A. Silva., R.N. Buss., V.L. França., A.A. Souza., y G. M. Siqueira, 2019. Multifractal analysis of soil penetration resistance under sugarcane cultivation. *Rev Bras Eng Agr Amb*, 23, 538-544.
- Marinho, M.A., M.W.M. Pereira., E. Vidal Vázquez., M. Lado., y A. Paz González, 2017. Depth distribution of soil organic carbon in an Oxisol under different land uses: Stratification indices and multifractal analysis. *Geoderma*, 287, 126-134.
- Paz Ferreira, J., M. A. Marinho., C.A. Abreu., y E. Vidal Vázquez, 2018. Soil texture effects on multifractal behaviour of nitrogen adsorption and desorption isotherms. *Biosyst Eng*, 168, 121-132.
- Jorge, A.C.L., A.N.D. Posadas., R. Nakamura., M.F. Guimarães., V.O. Roda., y P. Curmi, 2008. Aplicações da técnica multifractal para caracterização de manejo de solo. São Carlos: Embrapa. 2008.
- Raij, B. Van, J.C. Andrade., H. Cantarella., y J.A. Quaggio, 2001. Análise química para avaliação da fertilidade de solo tropicais. Campinas: Instituto Agronômico, 285p, 2001.
- Siqueira, G.M., E.F.F. Silva., E. Vidal Vazquez., y A. Paz González, 2018. Multifractal and joint multifractal analysis of general soil properties and altitude along a transect. *Biosyst Eng*, 168, 105-120.
- Signor, D., C.F. Zani., A.A. Paladini., M.D.I. Deon., y C.E.O. Cerri, 2014. Estoques de carbono e qualidade da matéria orgânica do solo em áreas cultivadas com cana-de-açúcar. *Rev Bras Cienc Solo*, 38, 1402-1410.
- Souza, Z.M., D.G.P. Cerri., P.S.G. Magalhães., y D.S. Siqueira, 2010. Spatial variability of soil attributes and sugarcane yield in relation to topographic location. *Rev Bras Eng Agr Amb*, 14,1250-1256.
- Vidal Vázquez, E., I. Bertol., G.M. Siqueira., J. Paz Ferreira., y J. Dafonte Dafonte, 2010. Evolution of the soil surface roughness using geostatistical analysis. *Bragantia*, 69, 141-152.
- Vidal Vázquez, E., O.A. Camargo., S.R. Vieira., J.G.V. Miranda., J.R.F. Menk., G.M. Siqueira., J.M. Mirás-Avalos., y A. Paz González, 2013. Multifractal analysis of soil properties along two perpendicular transects. *Vadose Zone J*, 12, 1-13.
- Yakimov, B.N., L.A. Solntsev., G.S. Rozenberg., D.I. Ludin., A.I. Shirokov., O.A. Lokteva., y D.B. Gelashvili, 2014. Local multifractal analysis of the spatial structure of Meadow communities at small scale. *Dokl Biol Scie*, 458, 297-301.
- Yakimov, B.N., D.B. Gelashvili., Y. Zhang., I.N. Markelov., S. Zhang., y K. Ma, 2018. Quantification of non-power-law diversity scaling with local multifractal Analysis. *Ecol Inform*, 48, 48-59.
- Warrick, A. W, 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. Application of soil physics. D. Hillel. p.319-344.

## VARIABILIDADE ESPACIAL DA FAUNA EDÁFICA SOB CULTIVO DE SOJA

Ricardo Niehues Buss<sup>1</sup>, Osmani Cid Conde Oliveira<sup>2</sup>, Raimunda Alves Silva<sup>2</sup>, Anderson de Almeida Souza<sup>2</sup>, Glécio Machado Siqueira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciência da Administração. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, Santa Catarina, Brasil. E-mail: [rnbus@gmail.com](mailto:rnbus@gmail.com)

<sup>2</sup>Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, Avenida do Portugueses, 1966, Bacanga, 65080-805. e-mail: [gleciosiqueira@hotmail.com](mailto:gleciosiqueira@hotmail.com); [cid.conde1@gmail.com](mailto:cid.conde1@gmail.com); [ray-234@hotmail.com](mailto:ray-234@hotmail.com); [Anderson.souza@hotmail.com](mailto:Anderson.souza@hotmail.com)

**RESUMO.** O objetivo deste trabalho foi avaliar a variabilidade espacial da fauna edáfica em cultivo de soja sob semeadura direta. A área experimental está localizada no município de Mata Roma (Maranhão, Brasil). Foram instaladas 70 pontos de amostragem para avaliação da produtividade, carbono orgânico e da fauna do solo. Os índices de diversidade foram calculados e avaliados por meio da geoestatística. Foram coletados 1.009 espécimes distribuídos em 15 grupos. Os índices de diversidade biológica ajustaram-se ao modelo esférico, exceto a riqueza e diversidade total apresentaram efeito pepita puro. Os valores de alcance (a) variaram de 150 m (diversidade de Shannon) a 235 m (equitabilidade de Pielou). A variabilidade da fauna do solo está relacionada a variabilidade da produtividade e do conteúdo de carbono orgânico, indicando que estes organismos podem ser utilizados como indicadores biológicos de qualidade ambiental e de manejo do solo.

**ABSTRACT.** The objective of this work was to evaluate the spatial variability of edaphic fauna in soybean under no-tillage. The experimental area is located in the town of Mata Roma (Maranhão, Brazil). To evaluate productivity, organic carbon and soil fauna, 70 sampling points were installed. Diversity indices were calculated and evaluated using geostatistics. A total of 1,009 specimens were collected from 15 groups. The indices of biological diversity were adjusted to the spherical model, except the richness and total diversity, which presented pure nugget effect. Range values (a) ranged from 150 m (Shannon diversity) to 235 m (Pielou equitability). Soil fauna variability is related to variability of productivity and organic carbon content, indicating that these organisms can be used as biological indicators of environmental quality and soil management.

de nutrientes (Silva et al. 2012; de Vries et al. 2013; Waggoner et al. 2016, Oliveira et al. 2014), mineralização e humificação da matéria orgânica, bem como, melhoria da estrutura, condutividade hidráulica, estabilidade de agregados e porosidade total (Carrillo et al. 2011; Bernardi et al. 2012; Cabrera, 2012).

A agricultura intensiva e o manejo inadequado do solo impactam drasticamente na estrutura da comunidade de invertebrados do solo, promovendo alterações significativas na biomassa e na quantidade de fauna edáfica, gerando degradação, deterioração de terras, redução ou perda de nutrientes e da capacidade produtiva agrícola, além do aumento de pragas (Wolters, 2001; Marchão et al. 2009; Caproni et al. 2011; Siqueira et al. 2014; Domínguez et al. 2014).

No entanto, poucos são os trabalhos dedicados ao entendimento da variabilidade espacial da fauna do solo. Silva et al. (2018) estudando a fauna do solo em diferentes sistemas de uso e manejo, verificaram que a variabilidade espacial é modificada em função da intensidade de uso do solo. Gholami et al. (2017) relacionaram a variabilidade espacial da fauna do solo e de espécies vegetais, permitindo a identificação de relações espaciais entre os organismos da fauna do solo e a vegetação. Corbo et al. (2017) estudando a fauna do solo por meio de ferramentas de geoestatísticas verificaram que o sistema de manejo interfere sobre a variabilidade espacial da fauna do solo. Siqueira et al. (2014) em estudo da macrofauna em cultivo de cana-de-açúcar verificou que a fauna do solo é influenciada pelo manejo e pela disponibilidade e qualidade do carbono orgânico do solo.

Assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar a variabilidade espacial da fauna edáfica em área de cultivo com soja sob semeadura direta no município de Mata Roma (Maranhão, Brasil).

### 1.- Introdução

A zona não saturada do solo é um sistema complexo, natural, vivo e dinâmico, imprescindível para o funcionamento, manutenção e estabilidade dos ecossistemas terrestres (Bottinelli et al. 2015). A fauna edáfica exerce importante papel no ecossistema e no estado de conservação e alteração do solo (Silva et al. 2008; Alves et al. 2014). Muitos organismos da fauna edáfica são fundamentais para transformação das propriedades do solo, atuando na ciclagem

### 2.- Materiais e Métodos

#### 2.1.- Local de estudo

A área experimental está localizada no município de Mata Roma (Maranhão, Brasil), cujas coordenadas geográficas são: 3° 70' 80.88" S e 43° 18' 71.27" W. O clima da região é do tipo Aw, com duas estações bem definidas, uma chuvosa (dezembro a maio) e outra seca (junho a novembro).

**Tabela 1.** Caracterização física e química do Latossolo Amarelo Distrófico Argissólico cultivado com soja sob semeadura direta em Mata Roma (Maranhão, Brasil)

Profundidade 0-0,2 m													
Areia	Silte	Argila	Densidade	Macro	Micro	PT	MO	pH	P	K	Ca	Mg	CTC
----- g kg <sup>-1</sup> -----			Mg m <sup>-3</sup>	----- m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> -----			g dm <sup>3</sup>	-	mg dm <sup>3</sup>	----- mmolc/dm <sup>3</sup> -----			
745.258	138.214	117.143	1.268	0.169	0.378	0.547	22	5.0	49	0.7	18	3	46.7
Profundidade 0,2-0,4 m													
Areia	Silte	Argila	Densidade	Macro	Micro	PT	MO	pH	P	K	Ca	Mg	CTC
----- g kg <sup>-1</sup> -----			Mg m <sup>-3</sup>	----- m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> -----			g dm <sup>3</sup>	-	mg dm <sup>3</sup>	----- mmolc/dm <sup>3</sup> -----			
737.772	141.700	120.629	1.291	0.160	0.372	0.532	19	4.7	47	0.5	17	3	45.6

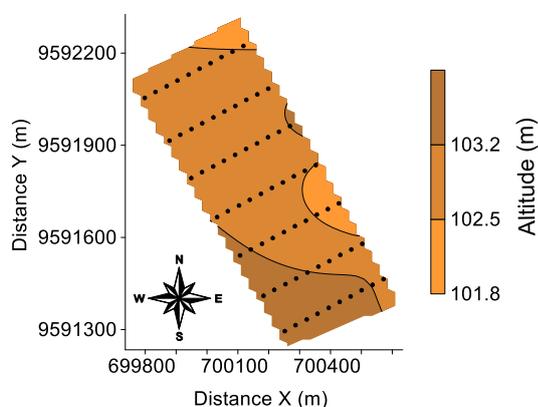
Macro: macroporosidade; Micro: microporosidade; PT: Porosidade Total; MO: Matéria Orgânica; CTC: Capacidade de troca de catiônica.

O solo da área experimental, é classificado como Latossolo Amarelo Distrófico Argissólico conforme EMBRAPA (2018). As principais características físicas e químicas são apresentadas na Tabela 1, conforme metodologia descrita por Camargo et al. (1986).

A área possui 44,75 ha cultivados a nove anos com soja (*Glicine max* L.), sob sistema de semeadura direta, sendo realizada subsolagem a cada 4 anos quando necessário em função da identificação de camadas compactadas na área de estudo.

## 2.2.- Coleta dos dados

A coleta da fauna do solo foi realizada no ano agrícola de 2015/2016 durante o ciclo da cultura da soja, por meio de armadilhas do tipo “pitfall” instaladas em 70 pontos de amostragem, com espaçamento de 70 x 35 m, distribuídas na área de estudo seguindo as linhas de plantio. As coordenadas geográficas dos pontos de amostragem foram determinadas utilizando GPS com correção diferencial pós-processada (DGPS) (Fig. 1). As 70 armadilhas permaneceram em campo por um período de sete dias, posterior a esse período foram retiradas do campo e todo conteúdo foi transferido para potes contendo álcool 70% (Aquino et al. 2001; Siqueira et al. 2014). Nesse estudo a família Formicidae foi separada da ordem Hymenoptera devido à importância ecológica exercida no ecossistema. Após identificação, todo conteúdo foi devolvido para seus respectivos potes e armazenados em laboratório como material controle.



**Fig 1.** Esquema de amostragem na área de estudo para os 70 pontos.

A produtividade da soja (t ha<sup>-1</sup>) foi determinada nos 70 pontos de amostragem em parcelas de 18m<sup>2</sup>. Amostras indeformadas de solo também foram coletadas para determinação em laboratório do conteúdo de carbono orgânico (g kg<sup>-1</sup>) por espectrofotometria, conforme Raij et al. (2001).

## 2.3.- Índices de diversidade biológica

O número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> foi calculado dividindo o número de indivíduos coletados pelo número de armadilhas instaladas e pelos os dias que cada armadilha permaneceu em campo. Posteriormente, foram calculados os seguintes índices de diversidade: riqueza, diversidade de Shannon, diversidade total, dominância de Simpson e equitabilidade de Pielou.

O estimador de riqueza Jackknife primeira ordem é uma função do número de espécies que ocorrem em uma amostra, denominadas de espécies únicas, assim quanto maior o número de espécies que ocorrem em somente uma amostra, entre todas amostras coletadas na comunidade estudada, maior será que estima o número total de espécies presente na comunidade Eq. (1).

$$E_D = S_{obs} + S_1 \left( \frac{f-1}{f} \right) \quad (1)$$

O índice de diversidade de Shannon é o mais utilizado para estudos de comunidades (Magurran, 1988) e tende a zero quando a amostra possui um único indivíduo Eq. (2):

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \times \log(b)p_i \quad (2)$$

onde: H' é a diversidade de Shannon; S o número de espécies; p<sub>i</sub> a abundância relativa de cada espécie e log é o logaritmo (base 10).

A diversidade total ou regional é calculada pela seguinte fórmula Eq. (3):

$$TD = \sum_{i=1}^n w_i [p_i(1-p_i)] \quad (3)$$

onde: TD é a diversidade total; w<sub>i</sub> é o peso dado à função, que expressa a importância que se quer dar a espécie i na quantificação da diversidade regional; p<sub>i</sub> é a frequência relativa.

A dominância de Simpson é determinada em função do índice de diversidade de Simpson (Simpson, 1949) Eq (4).

$$D_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n n_i \times (n_i - 1)}{N(n_i - 1)} \quad (4)$$

O índice de Pielou indica a uniformidade da fauna em cada área, ou seja, indica como os indivíduos estão distribuídos entre as diferentes espécies presentes na amostra Eq (5).

$$U' = \frac{H'}{\text{Log}_2 S} \quad (5)$$

### 2.3.- Análise geoestatística

Ferramentas de geoestatística foram utilizadas para determinar a variabilidade espacial da fauna do solo, e modelagem de semivariogramas experimentais, segundo Vieira et al. (2000). O semivariograma,  $\gamma(h)$ , de uma variável distribuída espacialmente,  $z(x_i)$ , é calculado conforme Eq. (6):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i - h)]^2 \quad (6)$$

onde:  $N(h)$  é o número de observações separadas por uma distância  $h$ .

Uma vez detectada a variabilidade espacial, os índices foram ajustados a um modelo geoestatístico (exponencial, esférico ou gaussiano) e evidenciado os parâmetros de efeito pepita ( $C_0$ ), variância estrutural ( $C_1$ ) e alcance ( $a$ ). O grau de dependência (GD) foi calculado de acordo com os intervalos propostos por Cambardella et al. (1994), em  $GD < 25\%$  - forte dependência espacial;  $25\% < GD < 75\%$  - dependência moderada;  $GD > 75\%$  - fraca dependência espacial.

### 3.- Resultados e discussão

Foram coletados 1.009 espécimes distribuídos em 15 grupos (Acari, Araneae, Coleoptera, Dermaptera, Diplura, Diptera, Entomobryomorpha, Heteroptera, Hymenoptera, Larva de Coleoptera, Larva de Diptera, Larva de Formicidae, Lepidoptera, Opillionida e Orthoptera) e uma família (Formicidae). Os grupos com maiores abundâncias foram Larva de Coleoptera (318 espécimes), Coleoptera (299 espécimes), Diptera (121 espécimes), Formicidae (109 espécimes) e Acari (102 espécimes). Os grupos que apresentaram menores abundâncias foram Dermaptera, Entomobryomorpha e Hymenoptera (1 espécime), Heteroptera e Larva de Diptera (2 espécimes), Diplura e Larva de Formicidae (3 espécimes).

A maior abundância de Coleoptera está relacionada ao conteúdo de matéria orgânica, conforme Silva et al. (2018). Por outro parte, Baretta et al. (2003) avaliando o efeito do cultivo sob a diversidade da fauna edáfica observou maior diversidade e equitabilidade nos sistemas de cultivo mínimo e sistema de semeadura direta em sistema com sucessão de culturas, devido à maior oferta de alimento, amplitude térmica e umidade do solo. A elevada abundância de Acari (102 espécimes), Formicidae (109 espécimes) e Coleoptera (299 espécimes) nos sistemas agrícolas têm demonstrado

que esses grupos possuem elevado potencial como bioindicadores de perturbações ambientais, corroborando com Silva et al. (2018). Embora os dados sejam coletados em apenas um ano agrícola da cultura de soja, o presente trabalho registra a importância de se avaliar a fauna do solo, considerando o manejo da área e os atributos do solo, haja vista a escassez de trabalho sob fauna edáfica em cultivos.

A Tabela 2 apresenta os principais parâmetros estatísticos para a produtividade ( $t \text{ ha}^{-1}$ ), carbono orgânico ( $g \text{ kg}^{-1}$ ) e dos índices de diversidade biológica do solo.

Os valores de CV (%) demonstram elevada variação (CV = 278,02%), para o número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>. Tal fato já era esperado uma vez que este parâmetro representa locais em campo os pontos de amostragem com ocorrência com maior e menor abundância de organismos do solo, corroborando com Baretta et al. (2003). A elevada abundância de organismos em alguns pontos, também pode ser explicada pelo comportamento agregado de alguns grupos da fauna edáfica que podem ser atenuados ou minimizados em função das técnicas de manejo do solo e das culturas. Os demais índices de diversidade (Riqueza, Diversidade de Shannon, Diversidade total, Dominância de Simpson e Equitabilidade de Pielou) apresentaram valores de CV variando entre 62,29% (Dominância de Simpson) e 86,57% (Diversidade de Shannon), conforme classificação de Warrick & Nielsen (1980). As diferenças entre o CV para o número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> e os índices de diversidade (Riqueza, Diversidade de Shannon, Diversidade total, Dominância de Simpson e Equitabilidade de Pielou) é devida a homogeneização matemática dos dados conforme são submetidos ao conjunto de operação matemáticas necessários para o seu cálculo.

A produtividade na área de estudo apresentou valor médio de 3370,71  $t \text{ ha}^{-1}$ , apresentando um valor de CV = 11,54% baixo (CV < 12%) conforme Warrick & Nielsen (1980). O conteúdo de carbono orgânico na área de estudo possui média de 7,34  $g \text{ kg}^{-1}$ , e valor de CV mediano (CV = 47,04%).

O teste de normalidade de Kolmogorov-Sminorv com probabilidade de erro de 1%, demonstrou que todas as variáveis possuem distribuição de frequência lognormal, exceto a produtividade, a riqueza e a dominância de Simpson.

A análise geoestatística demonstrou que os índices diversidade de Shannon, Dominância de Simpson, Equitabilidade de Pielou e Indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> se ajustaram ao modelo esférico (Tabela 3). A riqueza e diversidade total apresentaram efeito pepita puro (EPP), indicando que as variáveis em questão são espacialmente independentes, pois apresentam distribuição casual ou que o espaçamento amostral não foi suficiente para detectar variabilidade espacial do índice (Machado et al. 2007; Siqueira et al. 2015; Siqueira et al. 2016).

**Tabela 2:** Parâmetros estatísticos para a produtividade e conteúdo de carbono orgânico (CO) no solo e índices de diversidade biológica [Indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>, riqueza, Shannon, Diversidade total, Dominância de Simpson, Equitabilidade Pielou].

	Média	Variância	DP	CV	Assimetria	Curtose	D*
Produtividade	3370,71	189447,00	435,25	11,54	0,11	-0,50	0,065n
CO	7,34	11,91	3,45	47,04	1,15	1,43	0,194Ln
Indivíduos armadilha <sup>-1</sup> dia <sup>-1</sup>	3,79	111,21	10,54	278,02	3,28	10,54	0,431Ln
Riqueza	2,41	3,40	1,84	76,43	0,09	-1,17	0,153n
Diversidade de Shannon	0,94	0,66	0,81	86,57	0,03	-1,54	0,233Ln
Diversidade total	0,50	0,16	0,40	79,15	-0,37	-1,72	0,254Ln
Dominância de Simpson	0,44	0,07	0,28	62,29	0,98	-0,21	0,204n
Equitabilidade de Pielou	1,84	1,87	1,37	74,24	-0,50	-1,61	0,240Ln

DP: desvio padrão; CV: coeficiente de variação; D: desvio máximo em relação a média por meio do teste de Kolmogorov-Smirnov com probabilidade de erro de 0,01.

**Tabela 3.** Parâmetros geoestatísticos para os índices de diversidade do solo.

	Modelo	C <sub>0</sub>	C <sub>1</sub>	a (m)	R <sup>2</sup>	GD
Produtividade	Esférico	145000,00	250160	200,00	0,72	57,96
CO	Esférico	7,10	39,65	265,00	0,81	17,91
Indivíduos armadilha <sup>-1</sup> dia <sup>-1</sup>	Esférico	2,00	120,00	200,00	0,99	1,63
Riqueza	EPP (Efeito pepita puro)					
Diversidade de Shannon	Esférico	0,48	0,20	150,00	0,99	70,58
Diversidade total	EPP (Efeito pepita puro)					
Dominância de Simpson	Esférico	0,03	0,04	200,00	0,99	48,05
Equitabilidade de Pielou	Esférico	0,80	1,20	235,00	0,99	40,00

Ind. arm<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>: indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>; Div. de Shannon: Diversidade de Shannon; Dom. de Simpson: Dominância de Simpson; Equi. De Pielou: Equitabilidade de Pielou; Mod: modelo; Esf: Esférico; C<sub>0</sub>: efeito pepita; C<sub>1</sub>: variância estrutural; a: alcance; GD: Grau de dependência espacial (%).

Os índices que apresentaram variabilidade espacial possuem valores de alcance (m) variando entre 150,00 m para Shannon e de 235,00 para a equitabilidade de Pielou. Gholami et al. (2017) avaliando a variabilidade espacial em sistemas florestais ajustaram a diversidade e abundância da macrofauna do solo ao modelo exponencial, com elevados valores de alcance (m), o que pode ser resultado da heterogeneidade em grandes escalas, refletindo assim, a influência da cobertura do solo. Neste caso, os nossos resultados indicam que a variabilidade espacial dos dados ocorre em grandes distâncias, fato que pode ser justificado pelo manejo homogêneo do solo e da cultura de soja sob semeadura direta, sendo que as maiores diferenças são explicadas pelas mudanças de propriedade intrínsecas e extrínsecas do solo ao longo da paisagem (Leiva et al. 2019).

A produtividade e o conteúdo de carbono apresentaram valores de alcance de 200,00 m e de 265,00 m, respectivamente. Os valores de alcance neste caso demonstram que a escala de dependência espacial entre estas variáveis é similar com a dos índices de diversidade, exceto para a diversidade de Shannon (a = 150,00 m). Tal comportamento para a diversidade de Shannon em escala inferior à das demais variáveis, se deve ao fato deste índice refletir melhor uma comunidade representada neste caso pelos organismos coletados para cada ponto de amostragem, e por esta razão sua variabilidade é mais elevada em menor escala, quando comparado as demais variáveis.

O grau de dependência espacial para a maioria dos índices, de acordo com Cambardella et al. (1994) foi de moderada a fraca, com GD variando entre 1,63% para número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> e 70,58% para diversidade de Shannon. A produtividade de soja apresentou moderada dependência espacial entre as amostras (GD = 57,96%),

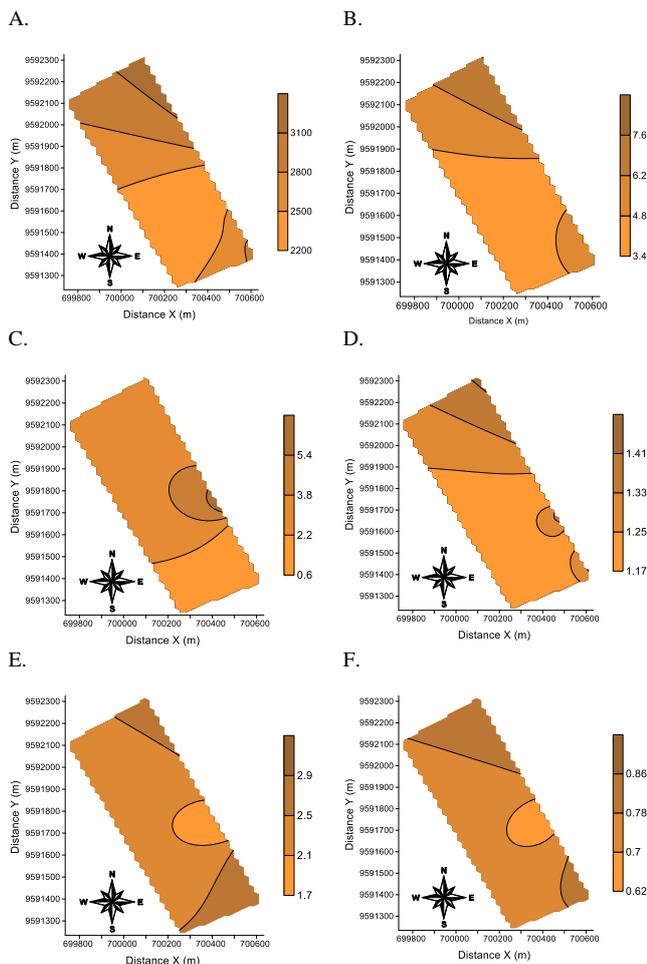
enquanto os dados para o conteúdo de carbono orgânico possuem forte dependência espacial (GD = 17,91%). Para Cambardella et al. (1994) a forte dependência espacial das variáveis pode ser influenciada por características intrínsecas do solo, enquanto a baixa dependência sofre influência de processos extrínsecos do solo. Neste caso, a presença de GD elevado para o número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> reflete o comportamento de grupos da fauna que possuem conduta agregada, ou seja, a probabilidade de captura de um organismo está diretamente relacionada ao seu comportamento, onde organismos de grupos sociais, predadores e micrófagos tendem a apresentar elevada variabilidade. Por outra parte, a diversidade de Shannon, possui fraca dependência espacial entre as amostras confirmando a dependência espacial entre amostras nas pequenas distâncias. Com relação ao grau de dependência espacial vale ressaltar a elevada dependência entre amostras descrita para o conteúdo de carbono orgânico do solo (GD = 17,91%), que neste caso descreve que mesmo a área de estudo sendo manejada de maneira homogênea, ainda existem elevadas variações ao longo da paisagem, conforme descrito por Buss et al. (2019).

Os mapas de variabilidade espacial dos atributos que apresentaram ajuste por meio do semivariograma são apresentados na Fig. 2.

A produtividade de soja e o conteúdo de carbono apresentaram variabilidade espacial com similaridade na distribuição das linhas de contorno. Buss et al. (2019) estudando a relação espacial entre atributos químicos do solo e a produtividade de soja, descreveram que a produtividade é diretamente relacionada com o conteúdo de carbono do solo, demonstrando que o manejo de solo e dos cultivos deve visar o aumento do estoque de carbono a longo

prazo, com vistas a sustentabilidade ambiental.

O mapa para o número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> demonstrou que a parte central direita da área em estudo é a que apresenta a maior abundância de organismos da fauna edáfica. No entanto, não existe relação clara na distribuição das linhas de contorno entre o mapa do número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>, e os mapas de produtividade de soja e conteúdo de carbono. Porém, o mapa do número de indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup>, possui diferenciação clara de duas zonas de manejo, uma com maior diversidade localizada na metade superior e outra na metade inferior da área, indicando que estudos futuros devem considerar tal diferenciação para se poder representar com maior acurácia a variabilidade espacial dos organismos da fauna do solo.



**Fig. 2.** Mapas de variabilidade espacial para a produtividade (A), carbono orgânico (B), e os índices de diversidades da fauna do solo na área de estudo: indivíduos armadilha<sup>-1</sup> dia<sup>-1</sup> (C), diversidade de Shannon (D), dominância de Simpson (E) e equitabilidade de Pielou (F).

Com relação aos índices de diversidade (Diversidade de Shannon, Dominância de Simpson e Equitabilidade de Pielou) se verifica que os mapas de variabilidade possuem comportamento aleatório, sem evidência de nenhum padrão persistente entre os mapas de variabilidade espacial. No entanto, o mapa de variabilidade espacial para o índice de diversidade de Shannon, dominância de Simpson e equitabilidade de Pielou possuem os maiores valores

relacionados a parte superior da área de estudo, que coincidem com o mapa de produtividade de soja e do conteúdo de carbono.

#### 4.- Conclusão

A fauna edáfica apresentou relação espacial com a produtividade de soja e com o conteúdo de carbono, indicando que estes organismos podem ser utilizados como indicadores biológicos de qualidade ambiental e de manejo do solo. O uso de ferramentas de geoestatística permitiu o mapeamento da diversidade da fauna do solo, evidenciando zonas com maior diversidade, no entanto, foi constatada elevada variabilidade em menores distâncias que a do espaçamento utilizado, demonstrando que os organismos da fauna são sensíveis ao manejo.

*Agradecimentos.* Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão (FAPEMA). Este estudo foi financiado em parte pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001. Nós também agradecemos ao Conselho Nacional de Científico e Tecnológico (CNPq, Brasil).

#### 5.- Bibliografia

- Aquino, A.M., 2001. *Manual para macrofauna do solo*. Embrapa Agrobiologia. 21p. (Embrapa-CNPAB. Documentos, 130).
- Alves, F.A.L., Alves, C.A.B., Alves, P.R.R., Oliveira, R. de, Rosa, J.H., Fernandes, Y.T.D., Nunes, E.N., Souto, J.S. 2014. Caracterização da macro e mesofauna edáfica sobre um fragmento remanescente de “mata atlântica” em Areia, PB. *Gaia Scientia*, v. 8, n. 1, 384-391.
- Ayuke, F. O.; Brussaarda, L.; Vanlauwe, B.; Six, J.; Lelei, D. K.; Kibunja, C. N.; Pulle, M. M., 2011. Soil fertility management: Impacts on soil macrofauna, soil aggregation and soil organic matter allocation. *Applied Soil Ecology*, v.48, 53-62.
- Bardgett, R.D., Patten, W.H., 2014. Belowground biodiversity and ecosystem functioning. *Nature*, v. 515, 505-511.
- Baretta, D; Santos, J. C. P.; Mafra, A. L.; Wildner, L. P.; Miquelluti, D. J. 2003. Fauna edáfica avaliada por armadilhas de catação manual afetada pelo manejo do solo na região oeste catarinense. *Revista de Ciências Agroveterinárias*, 2:97-106.
- Bernard, L., Chapuis-Laedy, L., Razafimbelo, T., 2012. Endogeic earthworms shape bacterial functional communities and affect organic matter mineralization in a tropical soil. *ISME Journal*, v. 6, 222-231.
- Bottinelli, N., Jouquet, P., Capowiez, Y., Podwojewski, P., Grimaldi, M., Peng, X., 2015. Why is the influence of soil macrofauna on soil structure only considered by soil ecologists? *Soil & Tillage Research*, v. 146, 118-124.
- Buss, R.N., R.A. Silva, G.M. Siqueira, J.O.R Leiva, O.C.C. Oliveira, e V.L. França, 2019. Spatial and Multivariate Analysis of Soybean Productivity and Soil Physical-Chemical Attributes. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 23 (6): 446-56. <https://doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v23n6p446-453>.
- Cabrera, G., 2012. La macrofauna edáfica como indicador biológico del estado de conservación/perturbación del suelo. Resultados obtenidos en Cuba. *Pastos y Forrajes*, v. 35, 349-364.
- Cambardella, C.A., Moorman, T.B, Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlem, D.L., Turvo, R.F., Konopa, A.E., 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Science Society of America Journal*, v. 58, 1501-1511.
- Caproni, A.L., Granha, J.R.D.O., Souchie, E.L., Figueira, A.F., Oliveira, A.C.S., 2011. Diversidade da macrofauna do solo em ecossistemas no município de Rolim de Moura, RO. *Global Science Technology*, v. 03, 48-57.
- Carrillo, T., Ball, B.A., Bradford, M.A., Jordan, C.F., Molina, M., 2011. Soil fauna alter the effects of litter composition on nitrogen cycling in a

- mineral soil. *Soil Biological Biochemistry*, v. 43, 1440–1449.
- Corbo, J.Z.F., Siqueira, G.M., Vieira, S.R. 2017. Spatial distribution of the fauna of the soil on the long-term system of direct sowing. *Journal of Geospatial Modelling*, v. 2, n.2, 16-31.
- Chiba, M.K., Filho, O.G., Vieira, S.R., 2010. Variabilidade espacial e temporal de plantas daninhas em Latossolo Vermelho argiloso sob semeadura direta. *Acta Scientiarum Agronomy*, v. 32, 735-742.
- Oliveira, F.S., Varajão, A.F.D.C., Varajão, C.A.C., Schaefer, C.E.G.R., Boulangé, B., 2014. The role of biological agents in the microstructural and mineralogical transformations in aluminium lateritic deposit in Central Brazil. *Geoderma*, v. 226, 250-259.
- Domínguez, A., Bedano, J.C.; Becker, A.R., Arofo, R.V. 2014. Organic farming fosters agroecosystem functioning in Argentinian temperate soils: evidence from litter decomposition and soil fauna. *Applied Soil Ecology*, v. 83, 170-176.
- EMBRAPA, *Sistema brasileiro de classificação de solos* - SBCS. 3. ed. Brasília, 2013. 353p.
- de Vries, F.T., Thébault, E., Liiri, M., Birkhofer, K., Tsiafouli, M.A., Bjørnlund, L., Jørgensen, H.B., Brady, M.V., Christensen, S., De Ruiter, P., Hertefeldt, T., Frouz, J., Hedlund, K., Hemerik, L., Holk, W.H.G., Hotes, S., Mortimer, S.N., Setälä, H., Sgardelis, S.P., Uteseny, K., Van Der Putten, W.H., Wolters, V., Bardgett, R.D., 2013. Soil food web properties explain ecosystem services across European land use systems. *Proceeding of the National Academy of Sciences U. S. A.* 110, 14296–14301.
- Gholami, S., Hosseini, S.M., Mohammadi, J., Mahini, A.S., 2014. Assessment of vegetation density and soil macrofauna relationship in riparian forest of Karkhe River for determination of rivers buffer zone. Iran. *Journal Applied Ecology*, v. 7, 1-13.
- Lemos Filho, L.C.A., Oliveira, E.L., Faria, M.A., Andrade, L.A.B., 2008. Variação espacial da densidade do solo e matéria orgânica em área cultivada com cana-de-açúcar (*Saccharum officinarum* L.). *Revista Ciência Agronômica*, v. 39, 193-202.
- Leiva, J.O.R, R.A. Silva, R.N. Buss, V.L. França, A.A. Souza, e G.M. Siqueira. 2019. Multifractal Analysis of Soil Penetration Resistance under Sugarcane Cultivation. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 23 (7): 538–44. <http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v23n7p538-544>.
- Magurran, A.E., 1988. *Ecological diversity and its measurement*. New Jersey: Princeton University Press.
- Marchão, R.L., Lavelle, P., Celini, L., Balbino, L.C., Vilela, L., Becquer, T., 2009. Soil macrofauna under integrated crop-livestock systems in a Brazilian Cerrado Ferralsol. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 44, 1011-1020.
- Raij, B. V.; Andrade, J. C.; Cantarella, H.; Quaggio, J. A. *Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais*. Campinas: Instituto Agronômico, 2001. 285 p.
- Simpson, E.H., 1949, Measurement of diversity. *Nature*, v. 163, 688.
- Silva, J., Jucksch, I., Feres, C.I.M.A, Tavares, R.C., 2012, Soil faunal in management systems with coffee. *Journal Biotechnology and Biodiversity*, v. 3, 59-71.
- Silva, J., Junior, R.N.A., Matias, S.S.R., Tavares, R.C., Andrade, F.R., Camacho-Tamayo, J.H., 2014. Using geostatistics to evaluate the physical attributes of a soil cultivated with sugarcane. *Revista Ciências Agronômica*, v. 57, 186-193.
- Silva, R.F. da; Aquino, A.M. de; Mercante, F.M.; Guimarães, M. de F. 2008. Macrofauna invertebrada do solo em sistema integrado de produção agropecuária no Cerrado. *Acta Scientiarum Agronomy*, v. 30, 725-731.
- Silva, R.A., G.M., Siqueira, M.K.L., Costa, O.Guedes Filho, e Ê.F.F., Silva. 2018. "Spatial Variability of Soil Fauna Under Different Land Use and Managements". *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 42 (0). <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20170121>.
- Siqueira, G.M., Silva, R.A., Aguiar, A.C.F., Costa, M.K.L., França e Silva, E.F., 2016. Spatial variability of weeds in an Oxisol under no-tillage system. *African Journal Agricultural Research*, v. 29, 2569-2576.
- Siqueira, G.M., Dafonte Dafonte, J., Valcárcel, A.M., 2015. Correlación espacial entre malas hierbas en una pradera y su relación con la conductividad eléctrica aparente del suelo (CEA). *Planta Daninha*, v. 33, 631-641.
- Siqueira, G. M., E. F. F. Silva, e J. Paz-Ferreiro, 2014. "Land Use Intensification Effects in Soil Arthropod Community of an Entisol in Pernambuco State, Brazil". *The Scientific World Journal* 2014: 1–7. <https://doi.org/10.1155/2014/625856>.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Falci Dechen, S.C., 2009. Variabilidade espacial da densidade e da porosidade de um latossolo vermelho eutroférrico sob semeadura direta por vinte anos. *Bragantia*, v. 68, 751-759.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Ceddia, M.B., 2008. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos. *Bragantia*, v. 67, 203-211.
- Veldkamp, E. 1994. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Science Society of America Journal*, Madson, v. 58, 175-180.
- Vieira, S.R., 2000. Uso de geoestatística em estudos de variabilidade espacial de propriedades do solo. In: NOVAIS, R. F. (Ed.). *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa: Soc. Bras. Ci. Solo. 1-54.
- Wagg, C., Bender, S.F., Widmer, F., Van der Heijden, M.G.A., 2016. Soil biodiversity and soil community composition determine ecosystem multifunctionality. *Proceeding National Academy Sciences*, v. 111, 5266-5270.
- Warrick, A. W. & Nielsen, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D., ed. *Applications of soil physics*. New York, Academic Press, 1980. 350p.
- Wolters, V., 2001. Biodiversity of soil animals and its function. *European Journal of Soil Biology*, v. 37, 221–227.
- Zonta, J.H., Brandão, Z.N., Medeiros, J.C., Sana, R.S., Sofiatti, V., 2014. Variabilidade espacial da fertilidade do solo em área cultivada com algodoeiro no Cerrado do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 18, 595-602.

## CAMBIO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS EN FUNCIÓN DEL SISTEMA DE LABOREO EN UN ENSAYO DE LARGA DURACIÓN

Martín-Lammerding, D.<sup>a\*</sup>, Tenorio, J.L.<sup>a</sup>, Gabriel, J.L.<sup>a</sup> y Bienes, R.<sup>b</sup>

<sup>a</sup> INIA-INAGEA (Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria), Dpto. Medio Ambiente y Agronomía, Ctra. de la Coruña km 7.5, 28040 Madrid.

<sup>b</sup> IMIDRA (Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario), Dpto. Investigación Aplicada y Extensión Agraria, Finca El Encín, Autovía del Noreste A-2, km. 38.2, 28805 Alcalá de Henares, Madrid.

\*autor para la correspondencia

**Palabras clave:** Agricultura de Conservación, largo plazo, agua disponible, propiedades hidráulicas del suelo, van Genuchten.

**Key words:** Conservation Agriculture, long-term, soil water availability, soil hydraulic properties, van Genuchten

### RESUMEN

En un ensayo de Agricultura de Conservación de larga duración localizado en Alcalá de Henares se evaluaron varias propiedades de suelo relacionadas con el movimiento y retención del agua en el suelo. Para ello se realizaron medidas de infiltración y se tomaron muestras inalteradas de suelo en distintos tratamientos de laboreo (tradicional, mínimo y no laboreo) y de rotación de cultivos (barbecho-trigo-leguminosa-cebada) en 2013 y 2018. En las muestras inalteradas se determinó: la porosidad total, la macro, meso y microporosidad, la densidad aparente y la capacidad de retención de agua. Además se tomaron medidas de infiltración de agua. Se encontraron diferencias entre las dos fechas de muestreo y entre las parcelas de monocultivo de trigo y las de rotación, mientras que no se encontró un efecto claro del sistema de laboreo. Parece que un mejor desarrollo del cultivo y de sus raíces fueron decisivos a la hora de mejorar algunas de las propiedades hidráulicas medidas.

### ABSTRACT

We evaluated several hydraulic properties related to water movement and retention in a long-term Conservation Agriculture experimental field located in Alcalá de Henares. For this purpose, we measured water infiltration and we took undisturbed soil samples from different soil tillage treatments (conventional, minimum and no-tillage) and different crop rotation (fallow-wheat-legume-barley) in 2013 and 2018. In undisturbed soil cores, we measured total porosity, macro, meso and microporosity, bulk density and available water content. Additionally soil water infiltration measurements were taken. We found significant differences between both sampling dates and between the monoculture and the rotation. However, no significant effect was found among tillage treatments. A better crop and roots development may have been the reason for the enhancement of some of the measured hydraulic properties.

### 1. Introducción

La disponibilidad de agua es un factor determinante en la producción de los cultivos, sobre todo en condiciones de secano y en climas áridos o semiáridos; además los modelos de escenario de cambio climático prevén cada vez menos precipitación total en las regiones del Mediterráneo (Kaye y Quemada, 2017) y en concreto en la zona centro de España, se han incrementado significativamente la intensidad de las lluvias (García-Díaz y col., 2015). Por lo tanto, por una parte hay que favorecer el proceso de entrada de agua en el suelo (infiltración) y por la otra maximizar la capacidad de retención de agua disponible en el mismo (AWC). La distribución del tamaño de los poros del suelo, su conectividad y su tortuosidad se relacionan con estos procesos de infiltración de agua, de retención y de drenaje. La velocidad de infiltración está controlada por la distribución del tamaño de los poros, por su continuidad y por los caminos de flujo preferencial (Kutílek, 2004). Los macroporos (o poros no-capilares) están relacionados con el movimiento de aire y agua en el suelo y, pese a representar una pequeña fracción de la porosidad total, el flujo a través de ellos domina en estados cercanos a la saturación del suelo (Lin y col., 1996). La infiltración de agua en un suelo seco ocurre inicialmente a gran velocidad que disminuye conforme se va humedeciendo, llegando a un valor más o menos constante, cercano a la conductividad hidráulica en medio saturado en campo ( $k_{fs}$ ). Por otra parte, los microporos (o poros capilares) tienen la capacidad de almacenar agua pero que no es demasiado accesible a su absorción por las raíces del cultivo. La AWC de un suelo se suele definir como la diferencia entre la humedad a capacidad de campo (FC) y la humedad en el punto de marchitez (WP), considerando FC como la humedad a un potencial mátrico de -33kPa y WP la humedad a -1500 kPa, aunque estos valores son arbitrarios y varían ligeramente entre autores (Hillel,

1998). Tanto factores abióticos (e. g. laboreo, secado-humectación, congelación-descongelación) como bióticos (e. g. raíces, lombrices) influyen en el tamaño, forma y continuidad de los poros (Kay y VandenBygaart, 2002). Mediante determinadas prácticas agronómicas de manejo (como las de Agricultura de Conservación, AC) se pueden favorecer la infiltración y la cantidad de agua disponible en la zona radical. El laboreo es la práctica de manejo más ampliamente estudiada por modificar las propiedades hidráulicas y otros procesos en el campo (Green y col., 2003). Al reducir la intensidad de laboreo, suele haber un aumento inicial de la densidad aparente y, consecuentemente, una disminución en la porosidad total (Moret y Arrúe, 2007); pero a largo plazo suele aumentar el contenido en materia orgánica, la estabilidad de los agregados, cambiar la distribución del tamaño de poros (sin variar la porosidad total), aumentar la conectividad de los macroporos y frecuentemente aumenta la capacidad de retención de agua (Green y col., 2003; Strudley y col., 2008). Además en AC se mantiene el suelo cubierto (mínimo un 30%) con los restos de cosechas anteriores. Este acolchado protege la superficie del golpeteo de las gotas de agua, reduciendo el riesgo de formación de costra. Además, al no labrar, no se destruyen los canales creados por raíces y lombrices, favoreciendo el flujo preferencial de agua. Todo ello favorece la infiltración y reduce las pérdidas por escorrentía.

El objetivo de este trabajo fue estudiar la influencia de las prácticas agronómicas de conservación comparándolas con las prácticas tradicionales de manejo del suelo sobre la capacidad de infiltración y la retención de agua en el suelo después de 25 años.

## 2. Material y métodos

El ensayo experimental se encuentra situado en la finca del INIA de “La Canaleja”, en Alcalá de Henares (40° 32'N, 3° 20'W; 600 m.s.n.m). La zona se caracteriza por un clima Mediterráneo semiárido, tipo Bsk en la escala de Köppen-Geiger (Peel y col. 2007), con una media de precipitaciones de 353 mm año<sup>-1</sup> (período 1994-2018). El suelo se clasificó dentro del subgrupo *Haploxeralf cálcico* (Soil Survey Staff, 2014) con clase textural franco arenosa, pobre en materia orgánica, pH cercano a 8 y sin características salinas. El ensayo de Agricultura de Conservación comenzó en 1994 y desde entonces se mantienen los mismos sistemas de laboreo para estudiar su efecto en el largo plazo: No Laboreo (NL), Mínimo Laboreo (ML) y el Laboreo Tradicional (LT). Desde 2010 se compara un monocultivo de trigo (*Triticum aestivum* vars. Astral o Marius) con una rotación de 4 años: barbecho- trigo - leguminosa [guisante (*Pisum sativa* var. Déclie) o veza (*Vicia Sativa* var. Senda)- cebada (*Hordeum*

*vulgare* vars. Kika o Vinagrosa)]. Estas parcelas se distribuyen en forma de split-plot, donde el tratamiento principal es el tipo de laboreo y el secundario el monocultivo vs. la rotación (para un total de 15 parcelas por bloque, cada una de ellas de 10 x 25 m<sup>2</sup>), y todo ello replicado en 4 bloques. Cada año, dos semanas antes de la siembra (sobre noviembre según las condiciones del terreno), se pasa una vertedera hasta 20 cm de profundidad y después un cultivador para preparar el lecho de siembra en las parcelas en LT; en ML se dan dos pases con un cultivador tipo chisel a 15 cm de profundidad; en NL se hace un tratamiento de control de malas hierbas con glifosato (Sting, Monsanto, 3 L ha<sup>-1</sup>) y la siembra se hace de forma directa sobre el rastrojo del año anterior. La fertilización en sementera de los cereales consiste en 200 kg ha<sup>-1</sup> de un fertilizante mineral compuesto (8/24/8, N/P/K). En todas las parcelas se realiza un tratamiento de control de malas hierbas en post-emergencia con Metsulfuron metil (30 g ha<sup>-1</sup>) y cloquintocet-mexyl pinoxaden (850 mL ha<sup>-1</sup>) a finales de febrero según las necesidades. En abril se realiza la fertilización en cobertera del cereal en función del contenido en N disponible del suelo, las necesidades del cultivo y el rendimiento esperado (3-4 Mg grano ha<sup>-1</sup> y extracción de 26-28 kg N Mg<sup>-1</sup> grano) y se añaden cantidades variables de nitrosulfato amónico al 27% de N. Las leguminosas se cortan en fresco en mayo de cada campaña, mientras que los cereales se cosechan a finales de junio. Los valores de biomasa vegetal se obtuvieron de recoger una superficie de 0.7 x 0.7 m de cada parcela. Los residuos de la cosecha se pican y se dejan sobre la superficie del suelo, independientemente del tratamiento.

Las medidas de infiltración se realizaron el 1 de julio de 2013 y el 21 de junio de 2018 en 12 parcelas del ensayo, las correspondientes al monocultivo de trigo en los tres sistemas de laboreo y cuatro bloques. Se usó el método del anillo simple (25 cm de diámetro interno) añadiendo el agua equivalente a 25 mm de altura hasta que se estabilizó el tiempo en infiltrar el agua (Bouwer, 1986). Se realizaron un mínimo de 3 repeticiones por parcela. La curva de velocidad de infiltración se obtuvo tras ajustar los datos de infiltración (y, mm h<sup>-1</sup>) frente al tiempo acumulado (x, tiempo, h) a una curva tipo  $y=k_{fs} \cdot x^a$ . La conductividad hidráulica vertical es el valor de infiltración estabilizado o final.

Para determinar la densidad aparente y la distribución del tamaño de poros se recogieron muestras de suelo inalterado con unos cilindros biselados de 50 mm de diámetro y volumen de 100 cm<sup>3</sup> a dos profundidades: de 2-7 cm y de 15-20 cm. Los muestreos de suelo se realizaron el 13 de mayo de 2013 y el 22 de mayo de 2018 en 24 parcelas fijas del ensayo (correspondiendo con 12 parcelas en monocultivo de trigo y 12 parcelas en rotación para cada uno de los cuatro bloques y de los tres tratamientos de laboreo).

Estas parcelas de la rotación estaban cultivadas de cebada en el muestreo de 2013 y se encontraban en barbecho en 2018. Los cilindros se humedecieron hasta saturación por capilaridad (se midió la humedad a saturación) y se fueron aplicando diferentes valores de potencial mátrico en distintos sistemas en función del valor de succión a aplicar: los valores de potencial mátrico de -0.10, -0.25, -1.00, -3.1, -6.2 y -10 kPa se aplicaron colocando los cilindros de muestra de suelo inalterada en una caja de arena (Eijkelkamp, The Netherlands) y los valores de -33, -196, -780 y -1500 kPa se aplicaron en una olla con las muestras inalteradas colocadas sobre una membrana de Richards (Richards, 1947, 1949). De forma que para cada valor de potencial mátrico ( $\Psi$ ) se obtuvo un valor de humedad de suelo ( $\theta$ ). La densidad aparente (DB,  $\text{Mg m}^{-3}$ ) se calculó como el peso de suelo seco en estufa (a  $105^\circ\text{C}$ ) dividido entre el volumen del cilindro (Blake and Hartge, 1986). Los parámetros hidráulicos  $\theta_r$  (humedad residual),  $\theta_s$  (humedad en saturación),  $\alpha$ ,  $n$  de la curva de van Genuchten (1980) se obtuvieron del ajuste de los contenidos en humedad medidos a los distintos puntos de potencial mátrico de cada cilindro recogido con el programa RETC (versión 6.02). Una vez obtenidos estos parámetros hidráulicos se recalcularon los valores de humedad para los valores de potencial mátrico de interés, e.g. FC (-33 kPa) y WP (-1500 kPa), el agua disponible ( $\text{AWC}=\text{FC}-\text{WP}$ ) y se calcularon el porcentaje de macro-poros como aquellos entre la humedad en saturación y -6.2 kPa y los meso-poros entre -6.2 y -33 kPa. La microporosidad ( $< -33$  kPa) coincide por lo tanto con el valor de FC. Además de los anillos con muestra inalterada, se recogieron muestras de suelo que se secaron al aire, se tamizaron ( $<2\text{mm}$ ) y se molieron para realizar análisis de carbono orgánico (SOC) mediante el método de oxidación húmeda (Nelson y Sommers, 1996).

### 3. Resultados

Como se observa en la Tabla 1, los años en los que se muestreó fueron bastante diferentes, siendo 2018 bastante más lluvioso sobre todo los primeros meses del año y justo antes de los muestreos y mediciones que se realizaron durante los meses de mayo de 2013 y 2018. Los valores de humedad en los primeros 15 cm de suelo fueron de media  $0.096 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  en mayo de 2013, mientras que en mayo de 2018 fueron superiores, alcanzando los  $0.190 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de media. No se observaron diferencias significativas en los valores de humedad de suelo entre los tratamientos.

**Tabla 1** Lluvia mensual caída (mm) durante las dos campañas en las que se tomaron las muestras

	2012-2013	2017-2018
	mm	
<b>Octubre</b>	90.0	26.5
<b>Noviembre</b>	57.3	3.9

<b>Diciembre</b>	3.8	16.3
<b>Enero</b>	32.9	46.1
<b>Febrero</b>	9.6	42.3
<b>Marzo</b>	76.8	110.3
<b>Abril</b>	56.9	52.9
<b>Mayo</b>	32.6	49.4
<b>Junio</b>	9.1	26.7
<b>Julio</b>	0.6	0.0
<b>TOTAL</b>	369.6	374.4

La biomasa vegetal producida por los cultivos varió significativamente entre los dos años (Tabla 2) siendo de media mayor en 2013 que en 2018 y mayor en el monocultivo que en las parcelas de la rotación.

**Tabla 2** Biomasa vegetal producida el año anterior y el mismo de los muestreos de suelo. Letras minúsculas indican diferencias significativas entre años para una misma rotación y letras mayúsculas indican diferencias significativas entre MONO y ROT para un mismo año  $p < 0.05$ .

AÑO	cultivo MONO	Biomasa	cultivo ROT	Biomasa
		(kg d.m ha <sup>-1</sup> )		(kg d.m ha <sup>-1</sup> )
<b>2012</b>	trigo	938.6 Bc	veza	2572.7 Aa
<b>2013</b>	trigo	2310.8 a	cebada	2640.5 a
<b>2017</b>	trigo	1311.0 Bb	cebada	2503.0 Aa
<b>2018</b>	trigo	1438.5 Ab	barbecho	0.0 Bb

#### Conductividad hidráulica saturada en campo

La conductividad hidráulica en saturación varió de forma muy significativa entre las fechas de medida, siendo los valores mayores en 2013 ( $168.7 \text{ mm h}^{-1}$ ) que en 2018 ( $99.4$ ). Los valores de  $k_{fs}$  de las parcelas en LT y en NL fueron significativamente más altos en 2013 que en 2018, mientras que  $k_{fs}$  en ML fue similar en las dos fechas de medida. No se encontraron diferencias significativas entre sistemas de laboreo.

#### Densidad aparente y parámetros de la ecuación de la curva de retención de agua en el suelo de van Genuchten

La densidad aparente (BD) fue significativamente menor en el muestreo de 2018 que en el de 2013 y significativamente menor en la superficie que entre 15 y 20 cm (Tabla 3). En cuanto al sistema de laboreo, el tradicional (LT) presentó un valor de DB significativamente menor que el no laboreo y el mínimo laboreo.

**Tabla 3** Valores medios y análisis de la varianza de la densidad aparente (DB) y de los parámetros de las curvas de van Genuchten. (solo se muestran los efectos principales; ns: no significativo  $p > 0.1$ )

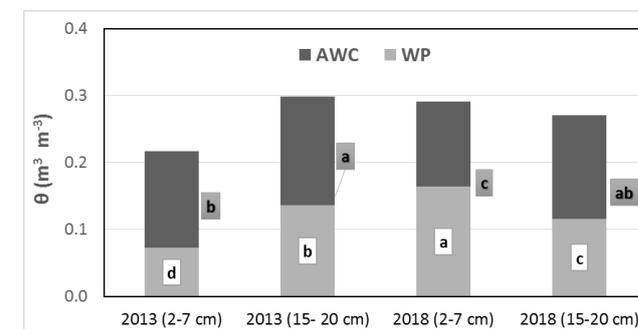
	SOC (g kg <sup>-1</sup> )	BD (Mg m <sup>-3</sup> )	θs (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	α (cm <sup>-1</sup> )	n
	Pr > F				
Fecha	ns	0.0018	ns	0.0026	<0.0001
2013	7.01	1.63 a	0.402	0.014 b	1.34 a
2018	7.27	1.55 b	0.408	0.025 a	1.24 b
Profundidad	<0.0001	0.0445	0.0057	0.0049	<0.0001
2-7 cm	8.30 a	1.56 b	0.417 a	0.024 a	1.34 a
15-20 cm	5.97 b	1.62 a	0.394 b	0.014 b	1.23 b
Laboreo	<0.0001	0.0020	0.0010	ns	ns
LT	6.00 b	1.53 b	0.427 a	0.022	1.28
ML	6.28 b	1.60 ab	0.398 b	0.016	1.31
NL	9.13 a	1.64 a	0.390 b	0.019	1.27
Rotación	ns	ns	0.0028	ns	ns
mono	7.16	1.58	0.418 a	0.018	1.30
rot	7.12	1.60	0.393 b	0.021	1.27

Los valores de humedad residual (θr) obtenidos por el ajuste de van Genuchten resultaron en su mayoría valores de 0. El contenido en humedad a saturación (θs) fue significativamente mayor en superficie que entre 15-20 cm. θs fue mayor en LT comparado con ML y NL y fue mayor en las parcelas en monocultivo comparado con las de la rotación. El parámetro α fue significativamente mayor en 2018 que en 2013 y mayor en la superficie que a mayor profundidad. Lo más destacable sobre el parámetro n fue que la interacción fecha\*profundidad fue muy significativa y que presentó el valor más alto en la zona superficial durante 2013 (1.45).

#### Capacidad de campo y punto de marchitez

La macroporosidad fue de media del 5.0 % y varió significativamente con la profundidad y su interacción con la fecha. En superficie, la macroporosidad fue del 6.4 % comparado con el 3.7 % de la zona entre 15-20 cm. El porcentaje de macroporos en profundidad durante 2013 fue el más bajo (sólo el 2.9 %). Independientemente de la profundidad, tanto FC como el WP aumentaron de 2013 a 2018, de 0.258 a 0.281 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> la FC y de 0.104 a 0.140 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> el WP con lo que el agua disponible (AWC=FC-WP) disminuyó de 0.153 a 0.141 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>. Independientemente de la fecha de muestreo, FC fue mayor en profundidad (0.285 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) comparado con la superficie (0.254), mientras que WP no varió, siendo AWC superior en profundidad (0.159 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) comparado con la zona superficial (0.135). Como se observa en la Fig. 1, los menores valores de FC y WP se encontraron en la zona superficial en el muestreo de 2013. La humedad a capacidad de campo fue significativamente menor en NL y ML (de media 0.263 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) que en LT

(0.281 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>). Independientemente de la fecha de muestreo, el agua disponible fue, en general, mayor en LT (0.153 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) que en NL (0.139), sobre todo entre 15 y 20 cm de profundidad.



**Fig. 1** Punto de marchitez (WP) y agua disponible (AWC) en función de la profundidad en los dos años de muestreo. Las letras indican diferencias significativas entre las medias de WP y AWC ( $p < 0.05$ ).

Los valores de FC y de AWC fueron significativamente mayores en las parcelas en monocultivo comparado con las de la rotación, siendo AWC en las parcelas en monocultivo del 0.154 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> y en las de rotación de 0.140 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>.

#### Curvas de retención de humedad

Como se observa en las gráficas (Fig. 2), las diferencias en la forma de las curvas ocurrieron principalmente en la zona superficial del suelo, en valores de potencial mátrico entre -100 y -10,000 kPa y entre las dos fechas de muestreo principalmente. Las diferencias entre sistemas de laboreo ocurrieron a humedades cercanas a saturación, como ya se ha comentado con θs.

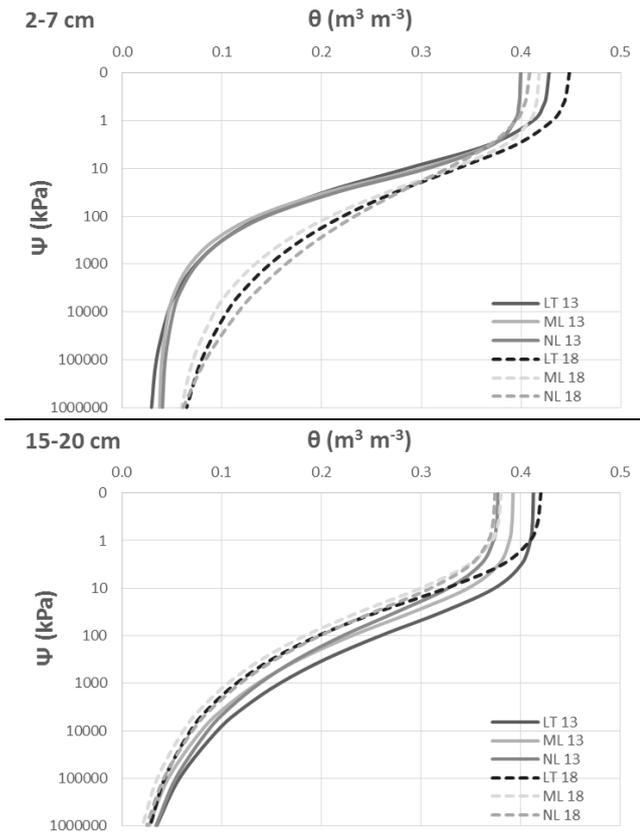


Fig. 2 Curvas potencial mátrico-humedad ( $\Psi$ - $\theta$ ) según ajuste de van Genuchten-Mualem en función del sistema de laboreo para las dos fechas de muestreo y la profundidad (2-7 y 15-20 cm).

#### 4.- Discusión

##### *Influencia de la fecha de muestreo*

Las diferencias entre los dos años de muestreo fueron notables, ya que 2013 fue un año seco mientras que 2018 fue un año de lluvias intensas en primavera, sin embargo en 2013 los cultivos se desarrollaron mejor que en 2018 ya que se obtuvo una mayor biomasa vegetal en cosecha. Estas diferencias pudieron deberse a una mayor presencia de malas hierbas en 2018 aprovechando las lluvias y que al final compitieron con el cultivo (por agua y/o nutrientes) resultando en menores valores de biomasa. El mejor desarrollo del cultivo durante 2013 pudo venir acompañado de un mejor desarrollo radical en general, o a mayor profundidad en busca de agua, lo que pudo ser la razón de los mejores valores de infiltración obtenidos en 2013 comparado con 2018 al favorecerse el flujo preferencial de agua. El aumento en la porosidad total ocurrido de 2013 a 2018 (y disminución de la BD) se debió sobre todo a un aumento en el porcentaje de microporos (con lo que aumentó el valor de FC) y, en menor medida, a los macroporos. Un ligero aumento en los valores de SOC pudo deberse al aumento en la microporosidad, ya que se encontró una correlación positiva ( $p=0.014$ ) entre ellas. El aumento del

parámetro  $\alpha$  de van Genuchten y la disminución de  $n$  de 2013 a 2018 indica que en estos 5 años se desarrolló una nueva macro-estructura, además se encontraron correlaciones entre el valor de  $\alpha$ , la  $\theta_s$  y la propia macroporosidad.

##### *Influencia del laboreo*

En este ensayo, después de 25 años de manejo diferenciado del suelo esperábamos encontrar diferencias entre los sistemas de laboreo en las propiedades hidráulicas del suelo. Sin embargo, las medidas de infiltración fueron similares entre tratamientos, al contrario de lo que encontraron otros autores, los cuales observaron una mayor conductividad hidráulica en suelos franco-arenosos no labrados (Azooz y Arshad, 1996). Además, estos valores de infiltración no correlacionaron positivamente con los de la porosidad total (o negativamente con la BD) como esperábamos. Por lo tanto, en este ensayo, no hemos detectado un aumento en flujo preferencial en las parcelas de NL debido a canales de lombrices y/o de raíces muertas, etc. comparado con las de LT. Los valores más altos de BD encontrados en las parcelas en AC (NL y ML) comparado con los de LT apuntan a un posible problema de compactación. Este hecho junto a que el pase de vertedera se realice solo hasta 20 cm de profundidad y de que no se retiren los restos de biomasa de los cultivos en LT, pueden estar enmascarando algunos de los potenciales impactos de la reducción del laboreo en las propiedades hidráulicas del suelo. Por otra parte, las parcelas en NL acumularon una mayor cantidad de SOC comparado con LT y ML, debido sobre todo a una menor pérdida de los restos de la cosecha por mineralización al haber una menor aireación del suelo al no labrar. Además, en trabajos anteriores, se encontró una mayor estabilidad de los agregados, mayores contenidos de biomasa microbiana, de materia orgánica particulada y una mayor actividad enzimática en las parcelas en NL que bajo LT (Martín-Lammerding y col., 2015 y 2011). Sin embargo, ni el aumento en la cantidad de materia orgánica del suelo ni la mejoría en las propiedades biológicas del suelo en NL han llegado a repercutir en una mejoría significativa en las propiedades hidráulicas.

##### *Influencia de la rotación*

La presencia o no de un cultivo y su propio desarrollo y de sus raíces sí que influyeron en algunas de las propiedades medidas, como la humedad en saturación, la porosidad total y la micro-porosidad, las cuales fueron más altas en las parcelas sembradas de forma continuada con trigo que en las de rotación. Las raíces ejercen presión y además generan un efecto de humectación-desección en la rizosfera que puede mejorar algunas propiedades como por ejemplo la microporosidad (Scanlan, 2009; Bodner y col., 2014).

## 5.- Conclusiones

En suelos de zonas semiáridas, con texturas franco-arenosas, de baja fertilidad y producciones, el hecho de labrar con mayor o menor intensidad durante 25 años consecutivos no tuvo una influencia significativa en las propiedades hidráulicas medidas como habríamos esperado. Sin embargo, la fecha elegida para los muestreos y mediciones y sus condiciones particulares, de humedad, de cultivo y de su desarrollo sí que tuvieron una influencia en estas propiedades. Por lo tanto, en casos como este, resulta de mayor importancia la elección de la rotación de cultivos que la propia elección del tipo de laboreo. Evitar la práctica del barbecho y mantener el suelo cubierto y con un cultivo con un buen desarrollo radical parece influir positivamente en la infiltración de agua y en otras propiedades hidráulicas. La elección del sistema de manejo del suelo se debe basar más en otros criterios como en el riesgo de encostramiento, el control de malas hierbas y/o enfermedades.

## 6.- Referencias

- Azooz, R.H., Arshad, M.A., 1996. Soil infiltration and hydraulic conductivity under long-term no-tillage and conventional tillage systems. *Can. J. Soil Sci.* 76, 143-152.
- Blake, G.R., Hartge, K.H., 1986. Bulk density. In: Klute A. (Ed.), *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods.* ASA-SSSA, Madison (USA), pp. 363-375.
- Bodner, G., Leitner, D., Kaul, H. P., 2014. Coarse and fine root plants affect pore size distributions differently. *Plant Soil* 380, 133-151.
- Bouwer, H., 1986. Intake rate: cylinder infiltrometer. In: Klute A. (Ed.), *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods.* ASA-SSSA, Madison (USA), pp. 825-844.
- García-Díaz, A, Bienes, R, Sastre B. 2015. Study of Climatic Variations and Its Influence on Erosive Processes in Recent Decades in One Location of Central Spain. *Engineering Geology for Society and Territory*, G. Lollino, A. Manconi, J. Clague, W. Shan, M. Chiarle (eds.). Vol.: 1, Part II, 105-108. Springer International Publishing. New York (USA).
- Green, T.R., Ahuja, L.R., Benjamin, J.G., 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116, 3-27.
- Hillel, D., 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations.* Elsevier Science.
- Kay, B.D., VandenBygaart, A.J., 2002. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil Till. Res.* 66, 107-118.
- Kaye, J.P., Quemada, M., 2017. Using cover crops to mitigate and adapt to climate change: a review. *Agron. Sust. Agric.* 37, 4.
- Kutíflek, M., 2004. Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil Till. Res.* 79, 175-184.
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P., Hallmark, C.T., 1996. Effective porosity and flow rate with infiltration at low tensions into a wellstructured subsoil. *Trans. ASAE* 39, 131-135.
- Martín-Lammerding, D., Hontoria, C., Tenorio, J.L., Walter, I., 2011. Mediterranean Dryland Farming: Effect of Tillage Practices on Selected Soil Properties. *Agron. J.* 103, 382-389.
- Martín-Lammerding, D., Navas, M., Albarrán, M.M., Tenorio, J.L., Walter, I., 2015. Long term management systems under semiarid conditions: Influence on labile organic matter,  $\beta$ -glucosidase activity and microbial efficiency. *Appl. Soil Ecol.* 96, 296-305.
- Moret, D., Arrúe, J.L., 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96, 103-113.
- Nelson, D.W., Sommers, L.E. 1996. Total carbon, organic carbon, and organic matter, In: Sparks, D.L., Page, A.L., Helmke, P.A., Loeppert, R.H., Soltanpour, P.N., Tabatabai, M.A., Johnston, C.T., Sumner, M.E. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 3. Chemical Methods.* ASA-SSSA, Madison, WI, USA, pp. 961-1010.
- Peel, M.D., B.L. Finlayson, T.A. McMahon, 2008. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633-1644.
- Richards, L.A., 1947. Pressure-membrane apparatus- construction and use. *J. Agric. Eng.* 28, 451-454.
- Richards, L.A., 1949. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil Sci.* 68, 95-112.
- Scanlan, C. A., 2009. *Processes and effects of root-induced changes to soil hydraulic properties,* University of Western Australia.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy.* USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC., USA, p. 372.
- Strudley, M.W., Green, T.R., Ascough, J.C., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Till. Res.* 99, 4-48.
- 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.

## **Área temática III**

**Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero**



## EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO EN UN ACUÍFERO SOMERO EN TERRENOS GRANÍTICOS

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

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

<sup>2</sup> Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [ir1peala@uco.es](mailto:ir1peala@uco.es).

<sup>3</sup> Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [fallalua@uco.es](mailto: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](mailto:ag1gicej@uco.es)

**RESUMEN.** La evolución del nivel piezométrico medido en un acuífero situado en la ladera formada sobre materiales graníticos en la Sierra Morena cordobesa, cerca de Cardeña, entre noviembre de 2016 y noviembre de 2018, muestra una respuesta rápida a la precipitación. La fragmentación y meteorización química y biológica del granito facilitan el paso del agua de lluvia a través de esta formación geológica lo que favorece la formación del suelo.

En los datos se aprecia una respuesta rápida de los niveles a los pulsos de lluvia con periodos prolongados de descarga debido a los escasos chubascos registrados. Se ha obtenido una relación entre los niveles piezométricos y el tiempo para los periodos de estiaje, evaluándose la recarga del acuífero por la lluvia y unos valores del rendimiento específico del mismo.

**ABSTRACT.** The piezometric levels of a hillslope aquifer on a granitic formation have been measured during experimental research on the hydrological, rock weathering, and soil-forming processes, in the Cordobesian part of Sierra Morena, near the village of Cardeña. Rock fractures and chemical and biological weathering induce the formation of cracks and macropores that enhance the fast circulation of water from the soil surface to the phreatic aquifer.

The response of the water table to the intense rain pulse is very quick. The large period between rain events allow the estimation of the Master Recession Curve using the water table fluctuation method. The use of this method allows an estimation of the aquifer recharge pulses and of the specific yield.

(Rempe y Dietrich, 2018), considerados ambos en los modelos del sistema Tierra (Fan *et al.*, 2019). Además, el flujo del agua va generalmente asociado a un frente químico bastante activo que meteoriza poco a poco las rocas que encuentra a su paso (*e.g.* Brantley *et al.*, 2017).

El agua de lluvia que se infiltra en el suelo puede llegar a los acuíferos subyacentes recargándolos (*e.g.* Besbes y de Marsily, 1984). En zonas semiáridas y áridas la recarga de los acuíferos es discontinua, consecuencia de chubascos o pulsos de lluvia de carácter aislado (Healy y Cook, 2002). Una vez en la zona saturada, en el acuífero, el agua puede evaporarse hacia la atmósfera bien por flujos ascendentes hasta la superficie, o bien absorbida por las raíces de las plantas, transportada hasta los estomas y posteriormente transpirada al exterior (*e.g.* Meinzer, 1927, Schenk y Jackson, 2005), aunque no suele ser muy frecuente la extracción del agua desde acuíferos profundos. La fluctuación de una capa freática somera permite estimar la intensidad de la evapotranspiración como fue propuesto por White en 1932 (*e.g.* Acharya *et al.*, 2014).

La posición de la capa freática somera depende por tanto de la ocurrencia o no de la lluvia por lo que se ha propuesto que esta posición sea un indicador de las fluctuaciones climáticas (*e.g.* Míguez-Macho *et al.*, 2008).

Aunque hay muchos trabajos dedicados al análisis del flujo en laderas, destaca la propuesta de Brutsaert (1994) que, partiendo de la ecuación de Boussinesq para el desagüe de una ladera la convirtió en una ecuación lineal con un factor de ajuste. De esta forma, con una transformada de Laplace integró la ecuación desarrollando soluciones para los niveles piezométricos en la ladera y para la descarga por el extremo inferior del acuífero de sección rectangular con el que representaba la ladera. El método fue seguido por el grupo de la Universidad de Gante (*e.g.* Pauwels y Uijlenhoet, 2018). Posteriormente Dralle *et al.* (2014) integraron la ecuación lineal de Boussinesq con una función auxiliar, una exponencial de una combinación lineal del tiempo y del espacio. Más recientemente, Bartlett y Porporato (2018) han aplicado otra función para integrar la misma ecuación de forma distinta.

La importancia física y química del flujo del agua en las laderas requiere especial atención en zonas en las que se observan procesos avanzados de meteorización como es la

### 1.- Introducción

Aunque los procesos hidrológicos se estudian habitualmente en cuencas completas, en muchas laderas se producen flujos de agua peculiares que son esenciales para explicar el comportamiento general de aquellas.

Las laderas canalizan el flujo del agua por la superficie (D'Odorico y Rigon, 2003), y, a través de sus macroporos, grietas y fisuras (Jarvis *et al.*, 2016), al flujo subterráneo

zona de Cardeña en la Sierra Morena cordobesa. Por el doble riesgo de que pueda disminuir el número de chubascos y la precipitación total y, que el calentamiento de la atmósfera pueda aumentar la evapotranspiración se considera esta zona como zona crítica. (<http://criticalzone.org/national/infrastructure/national-office/>)

El objetivo de esta comunicación es el análisis de la respuesta hidrológica de una ladera a los pulsos de lluvia observados en una zona de la Sierra Morena durante el periodo de noviembre de 2016 a noviembre de 2018.

## 2.- Material y métodos

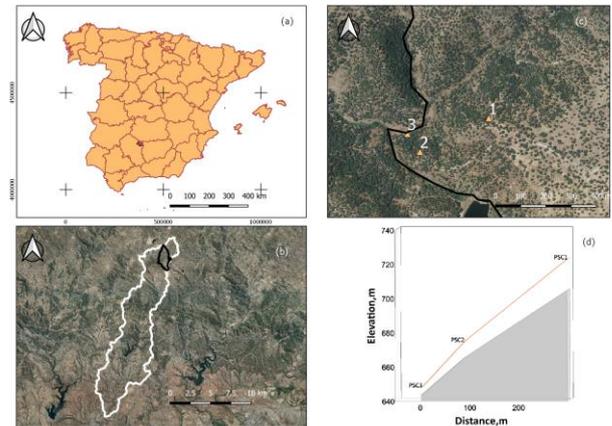
### 2.1.- Zona de estudio

La zona de estudio se sitúa en el término municipal de Cardeña al norte de la provincia de Córdoba, en pleno Parque Natural *Sierra de Cardeña y Montoro*, latitud 38.20° N, longitud 4. 17° W, con una elevación sobre los 700 m. Se trata de una propiedad privada, finca Santa Clotilde, una dehesa en la que predominan la encina (*Quercus Ilex L.*) y pastos anuales como *Lolium sp.*, *Bromus sp.*, y *Trifolium sp.*

La precipitación media anual es de 800 mm y la temperatura media de 15.3°C, siendo el mes de enero el más frío, con medias de 7°C y julio el más caluroso, con 25.4°C de media (Andreu *et al.*, 2013). La evapotranspiración de referencia, o potencial, media anual no es muy elevada por la altitud de la zona, 971 mm, lo que permite mantener una vegetación herbácea durante casi todo el año. El clima se clasifica como *Bsk*, (frío semiárido) en el esquema de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007)

Los suelos de la zona de estudio se han formado en materiales granodioríticos y graníticos del Batolito de los Pedroches, (Carracedo *et al.*, 2009). Pertenecen a los órdenes Regosol, Leptosol y Cambisol (IUSS Working Group WRB,2014), o al subgrupo Lithic Xerorthent en la Taxonomía de suelos (Soil Survey Staff, 1999). Son de la clase textural arenosa y franco-arenosa, con una gran pedregosidad y un espesor entre 0.5 y 1.0 m (Román-Sánchez *et al.*, 2018).

Se instalaron sensores en dos laderas concurrentes con orientación norte y sur, respectivamente. En la primera, se dispuso una red de tres piezómetros, figura 1, a 18.20 m de profundidad en la parte alta de la ladera, 9.50 m en la ladera y 4.20 m en la base de ésta. Las perforaciones tienen un diámetro de 0.076 m y están entubadas con tuberías de PVC en los primeros metros. En cada uno de ellos, se colocó un transductor de presión (HOBO, Water level (100 ft) Data Logger) que mide las fluctuaciones de la capa freática a intervalos de 15 minutos. Hay datos registrados en un período de 2 años de noviembre de 2016 a noviembre de 2018. Durante este período se han observado condiciones hidrológicas muy variables de muy secas a muy húmedas.



**Fig. 1.** (a)(b) Situación de la finca Santa Clotilde, (c) las dos laderas y (d) perfil longitudinal de la ladera con flujo subterráneo de agua, indicándose el fondo menos permeable del acuífero.

### 2.2. Estimación de la recarga causada por la lluvia

Para evaluar la recarga inducida por la precipitación es preciso detraer, en primer lugar, la interceptación de la cubierta vegetal. Como la cuenca es una dehesa con abundante vegetación arbórea y herbácea que supone una cubierta casi continua, se pueden adoptar unos valores umbrales como los que usaron Laio *et al.* (2001) de 2 mm para árboles y 0.5 mm para vegetación herbácea, que compensada representan 1.5 mm que se restan del calado de cada chubasco.

Se considera que el agua que ha pasado a través del dosel de vegetación se infiltra en el suelo debido a que el micro- y meso-relieve de la superficie, así como la presencia de grandes poros en la misma impiden que se genere escorrentía. En un reconocimiento de campo no se han encontrado marcas de flujo superficial. El paso del agua infiltrada por suelo hasta percolar hacia los acuíferos subyacentes puede regularse con un modelo sencillo basado un balance de la masa, o volumen, admitiendo que a la temperatura ambiente la densidad del líquido es constante. Alley (1984) propuso el uso de modelos sencillos como el de Thornthwaite y Mather, que describe el suelo como un cubo, similar al de Milly (1994), pero limitando la pérdida de agua por evaporación al control de la humedad del suelo, con la intensidad del proceso proporcional al volumen que hay en el perfil. Para evitar la influencia de los largos periodos entre chubascos en la estimación de la pérdida de agua por evaporación Steenhuis y van der Molen (1986) reemplazaron el tiempo por el volumen de agua potencialmente evaporado,  $\pi$ .

El modelo de Steenhuis y van der Molen (1986) se basa en la diferencia entre las contribuciones de la precipitación,  $p_t$ , y la evapotranspiración potencial  $e_{0t}$ , en el intervalo de tiempo  $(t-\Delta t)$ ,  $\Delta\omega_t = p_t - e_{0t}$ .

Si esta diferencia es negativa la humedad del suelo disminuye según el valor actualizado de la pérdida acumulada potencial,

$$\pi_t = \pi_{t-\Delta t} - \Delta\omega_t \quad (1)$$

siendo, usando el valor máximo de la humedad,  $\omega_{mx}$

$$\omega_t = \omega_{t-\Delta t} e^{-\pi_t/\omega_{mx}} \quad (2)$$

Por el contrario, si la diferencia anterior es positiva, dependiendo del valor provisional de la humedad,  $\rho_t$

$$\rho_t = \omega_{t-\Delta t} + \Delta\omega_t \quad (3)$$

Los valores de la humedad,  $\omega_t$ , percolación,  $\lambda_t$ , y pérdida acumulada potencial,  $\pi_t$ , se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Percolación y otras variables

$\rho_t$	$\omega_t$	$\lambda_t$	$\pi_t$
$> \omega_{mx}$	$\omega_{mx}$	$\rho_t - \omega_{mx}$	0
$\leq \omega_{mx}$	$\rho_t$	0	$-\omega_{mx} \ln(\rho_t/\omega_{mx})$

Por las condiciones de la zona de estudio se reduce el valor de la evapotranspiración potencial medida en la estación meteorológica de la finca, en un 75% por la cobertura de la vegetación, y se estima la humedad máxima en los 30 cm del perfil del suelo en 100 mm, a partir de la información obtenida en campo por Díaz (2019).

2.2.- Un balance de agua en el acuífero para interpretar las fluctuaciones de la capa freática

Partiendo del balance de masa de agua en un acuífero, con una variación de almacenamiento  $\Delta S_{cf}$ , una intensidad del flujo de agotamiento, o flujo base,  $Q_{fb}$ , una intensidad de la evapotranspiración desde la capa freática,  $ET_{cf}$ , y una variación del flujo más rápido, causado, entre otras formas por bombeos,  $\Delta Q_{cf}$ , la intensidad de la recarga,  $R$ , todos  $[LT^{-1}]$ , se evalúa como (Healy y Cook, 2002)

$$R = \Delta S_{cf} + Q_{fb} + ET_{cf} + \Delta Q_{cf} \quad (4)$$

El método de las fluctuaciones de la capa freática, WTF en las siglas inglesas se basa en la ecuación (4), cuando la contribución del flujo base, la evapotranspiración desde la capa freática y los bombeos, son despreciables, para establecer una relación entre la intensidad de la recarga y la variación temporal del nivel sobre la base impermeable,  $h$ ,  $[L]$ , tiempo,  $t$ ,  $[T]$ , usando el rendimiento específico del acuífero,  $S_y$

$$R = S_y \frac{dh}{dt} \approx S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (5)$$

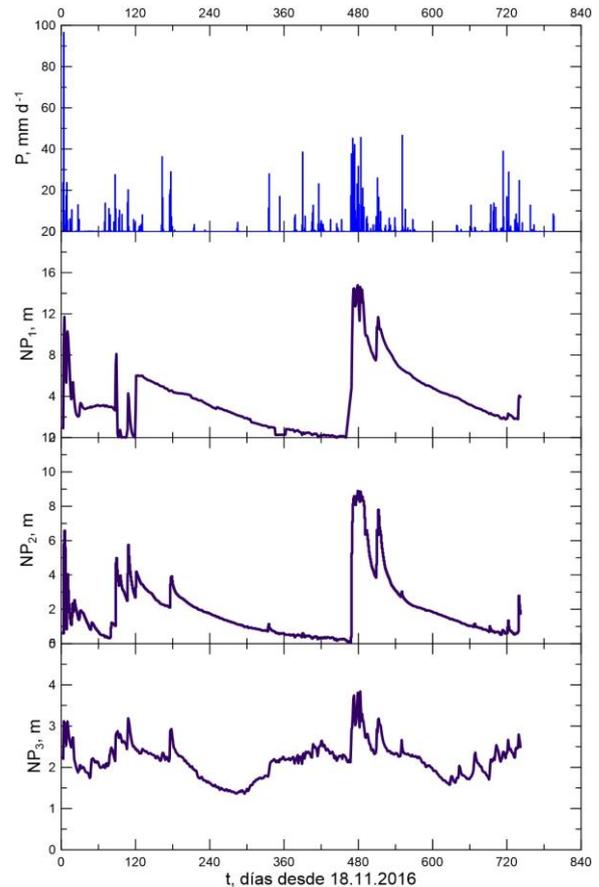
Aunque el rendimiento específico del acuífero es variable como ya advirtió Childs (1960) y con mayor detalle, posteriormente, Hilberts *et al.* 2005, y Dietrich *et al.* 2018, se podría suponer constante para una superficie extensa y un periodo largo de tiempo.

Para aplicar el método WTF las indicaciones de Heppner y Nimmo (2005) son muy convenientes, como muestran Heppner *et al.* (2007) en una zona húmeda. Nimmo *et al.* (2015) han refinado el método, y Allocca *et al.* (2015) en un acuífero kárstico en el sur de Italia para estimar la intensidad de la recarga.

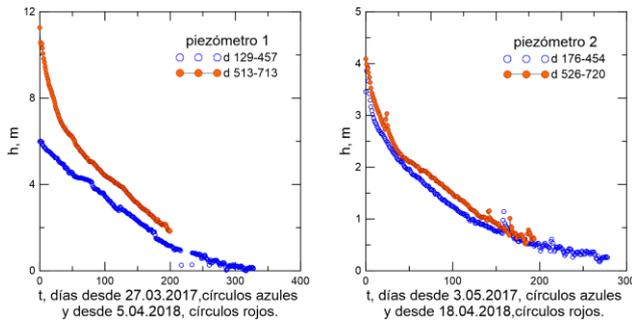
### 3.- Resultados

#### 3.1.- Datos observados

La figura 2 muestra los datos recogidos en la zona de estudio entre el 18 de noviembre de 2016 y el 29 de noviembre de 2018. En este periodo ha habido dos inviernos muy secos, desde el día 65 hasta el 124 para el primero, 2016-17, siendo el segundo, 2017-18, también muy seco hasta que el 26 de febrero de 2018, día 476, empezó a llover continuando los chubascos durante la primavera, lo que generó unas producciones muy elevadas en los cultivos de secano de la zona.



**Fig. 2.** Pulsos de lluvia y evolución de los niveles piezométricos en la ladera.



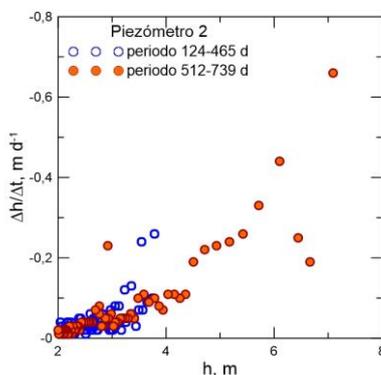
**Fig. 3.** Descenso de los niveles en los piezómetros 1 (PSC1) y 2 (PSC2), durante dos periodos de estiaje en los días que se indican.

El efecto de las lluvias del final de febrero de 2018 en los niveles piezométricos es muy evidente en la figura 2, en especial en los piezómetros 1 y 2. El piezómetro 3 está en al fondo del valle muy próximo al Arroyo de Martín Gonzalo, en conexión estrecha con su subálveo por lo que en sus niveles no se aprecia tanto este cambio.

Las ramas de descenso de los niveles en los piezómetros 1 y 2 son muy similares como la figura 3 indica. En esta figura los datos de los niveles se han desplazado en el tiempo para facilitar la comparación visual, como se indica en los respectivos ejes temporales.

### 3.2.- Valores estimados de la recarga

El método WTF de Heppner y Nimmo (2015) permite una comparación más precisa del comportamiento del acuífero en el intervalo entre chubascos que la inspección visual de la figura 2. Este método relaciona los niveles piezométricos,  $h$ , con su variación temporal,  $dh/dt$ . En la figura 4 se observa que los datos obtenidos en los dos periodos de estiaje, entre el 22 de marzo de 2017 y el 16 de febrero de 2018 (días 124 a 465), y entre el 4 de abril y el 17 de noviembre de 2018 (días 512 a 739), los datos diarios se agrupan dentro de la misma nube, con algunas excepciones causadas por la amplitud de la escala temporal diaria. Una figura similar fue obtenida por Allocca *et al.* (2015) para el acuífero previamente mencionado



**Fig. 4.** Relación entre los niveles del piezómetro 2 en dos periodos de estiaje días 124 a 465, y días 512 a 739, medidos a partir del 18 de

noviembre como en la figura 2, usando el método WTF de Heppner y Nimmo (2005).

La curva de agotamiento de los niveles piezométricos, curva patrón, o MRC en las siglas inglesas, es la línea de regresión de los datos obtenidos en la estimación de las derivadas temporales de dichos niveles. Siguiendo las recomendaciones de Heppner y Nimmo (2005), los datos fueron agrupados en intervalos de valores de los niveles. La función más sencilla para ajustar es una recta con pendiente  $\beta$ , y término independiente  $\alpha$

$$\frac{dh}{dt} \approx \frac{\Delta h}{\Delta t} = \alpha + \beta h \quad (6)$$

Los valores estimados de los parámetros se muestran en la Tabla 2. La información más valiosa procede del piezómetro 1 en el segundo periodo de estiaje, así como de los dos periodos en el piezómetro 2. Las condiciones del piezómetro 3 bajo la influencia de los flujos de la ladera y del subálveo limitan una interpretación similar

Como se ha observado en otros casos (*e.g.* Krakauer y Temimi, 2011) las curvas de agotamiento, tanto para el análisis de caudales de descarga como el de niveles, son muy variables. Stoelzle *et al.* (2013) recomiendan el uso de varios métodos alternativos para estudiar la fase de agotamiento de los acuíferos.

**Tabla 2.** Parámetros de la ecuación de la curva de agotamiento

P	periodo d	$\alpha$ m d <sup>-1</sup>	$\beta$ d <sup>-1</sup>	n	r <sup>2</sup>
1	124-469	-0.0299	-0.0143	12	.1524
	513-713	0.164	-0.0345	6	.9386
2	124-465	0.245	-0.102	4	.8778
	512-739	0.255	-0.0993	4	.9924
3	108-284	.0767	-0.046	5	.7145
	484-628	0.102	-0.058	4	.9087

P: piezómetro; n número de intervalos de nivel.

Integrando la ecuación (6), con la condición inicial del nivel  $h_0$ , en el tiempo  $t_0$ , se deduce una variación temporal de los niveles piezométricos,

$$h = -\frac{\alpha}{\beta} + (\alpha + \beta z_0) e^{\beta(t-t_0)} \quad (7)$$

La ecuación (7) es una exponencial negativa del tiempo semejante a la ecuación (16) de Brutsaert (1994), (24) de Dralle *et al.* (2014), o (24) de Bartlett y Porporato (2018), entre otros.

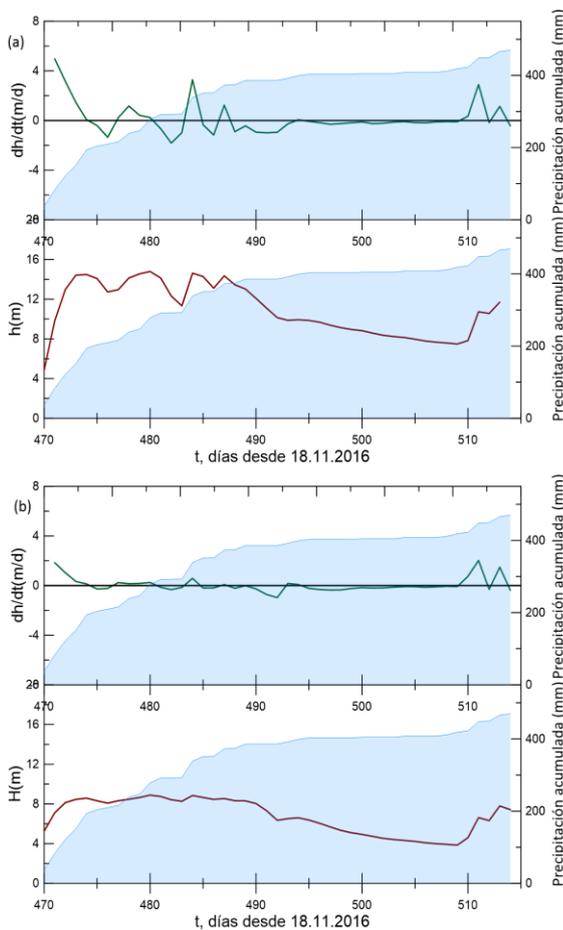
Para estimar la recarga usando el método WTF se adoptan los valores de los parámetros para la parte de acuífero próxima a cada piezómetro que recoge la Tabla 3.

**Tabla 3.** Valores de los parámetros de la ecuación (6)

Piezómetro	$\alpha$ , m d <sup>-1</sup>	$\beta$ , d <sup>-1</sup>
1	0.164	-.0345
2	0.250	-.0977
3	0.0894	-.0596

En la figura 5 se comparan las variaciones temporales de los niveles piezométricos con los valores de los propios niveles y con la evolución de la precipitación acumulada.

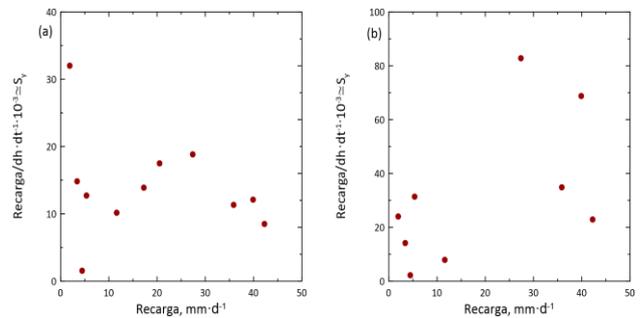
Destaca la recarga causada por los primeros chubascos, en particular el del día 21 de noviembre de 2016, en el que se recogió una precipitación de 96.6 mm, que supuso un acenso de casi 8 m en el piezómetro 1, que se aproxima a los datos recogidos por Gleeson *et al.* (2009) en un episodio extremo de fusión rápida de nieve en acuíferos en formaciones de rocas fracturadas en Canadá. En la zona de estudio las fracturas de las rocas graníticas favorecen flujos preferenciales como los descritos por Nimmo *et al.* (2017). Aunque el flujo sea rápido una parte del volumen percolado de agua ha de quedar retenido por las paredes de macroporos y fisuras.



**Fig. 5.** Variaciones temporales de los niveles piezométricos ( $dh/dt$ ) y valores de los propios niveles ( $h$ ) con la evolución de la precipitación acumulada en los piezómetros 1 (a) y 2 (b).

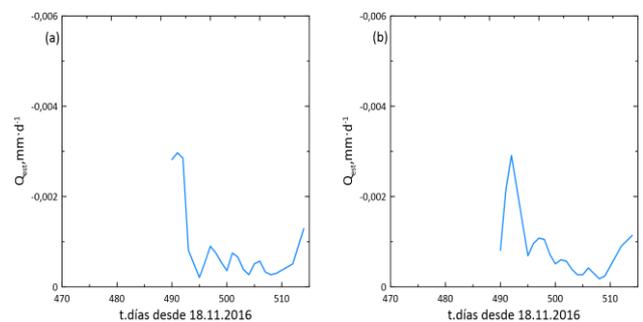
El método WTF, permitiría analizar la respuesta de los niveles piezométricos a la recarga, similar a lo que proponían Besbes y de Marsily (1984) o a lo que explicaba Kirchner (2009). Sin embargo, sin el contraste de los valores estimados de la recarga con la evaluación del caudal que el acuífero descarga en el Arroyo Martín Gonzalo no es posible realizar tal análisis.

La ecuación (5) puede servir para efectuar una primera estimación los valores del rendimiento específico del acuífero. En la figura 6 se comparan los valores del rendimiento específico calculados con la intensidad de la recarga, que sirve como un indicador de la humedad en la zona vadosa. La relación de esta figura es parecida a la relación mostrada por Acharya *et al.* (2012, fig. 11), en especial la figura 6<sup>a</sup>, aunque la última corresponde a condiciones de régimen permanente, y la escasez de datos no permite una precisión mayor.



**Fig. 6.** Comparación entre los valores de  $S_y$  y la intensidad de recarga en los piezómetros 1(a) y 2(b).

Los valores del rendimiento específico estimado son bajos, pero próximos a los que recogen Healy y Cook (2002, Tabla 1), o a los estimados por Chinnasamy *et al.* (2018) en un acuífero roso de Rajasthan. Se puede estimar, también de forma aproximada, la contribución del acuífero al flujo base del Arroyo Martín Gonzalo, cuando en la ecuación (4) el valor de la recarga es nulo mientras que la descarga,  $Q_{fb}$ , no lo es. Se ha adoptado para el rendimiento específico un valor  $S_y=0.003$ . La estimación aparece en la figura 7, en la que se aprecian fluctuaciones.



**Fig. 7.** Estimación del caudal de descarga, flujo base,  $Q_{fb}$  a partir de la variación de los niveles en los piezómetros 1 (a) y 2 (b).

Estos resultados representan un avance de resultados para continuar explorando el comportamiento del acuífero, y la evaluación de los tiempos empleados por el agua en su recorrido por el mismo para estudiar los procesos de meteorización y formación del suelo en la zona, que dependen de ellos (e.g. Maher, 2010).

Aunque la circulación del agua en el acuífero de ladera es rápida, los ríos y arroyos que circulan no se suelen secar durante los periodos de estiaje debido a la abundancia y complejidad de los flujos de agua los acuíferos de la cuenca como ocurre a escala regional (e.g. Gleeson *et al.*, 2011).

#### 4.- Conclusiones

Los acuíferos formados en rocas de granito fracturadas en regiones mediterráneas bajo una pluviometría anual elevada, alrededor de 800 mm a<sup>-1</sup>, y evapotranspiración potencial media anual reducida debido a la elevación, responden rápidamente a los pulsos de lluvia, con una circulación rápida en las laderas que convergen en valles fluviales encajados. Afortunadamente para el mantenimiento de la circulación fluvial, los acuíferos de ladera constituyen tan solo una de las muchas aportaciones de agua de la Sierra Morena.

El análisis del balance de agua tanto en el suelo como en el acuífero subyacente son esenciales para comprender el comportamiento del sistema, aunque se necesita una información detallada para evaluar los diferentes procesos como la recarga por la precipitación y la descarga hacia arroyos y ríos con mayor precisión.

En una posterior etapa de este trabajo se completará la información necesaria para refinar los resultados apuntados aquí.

*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. Los ingenieros Juan Carlos Cuerva, Mario Ramos, Cristian Cuesta, y Abraham Castillo colaboraron en la puesta a punto de la instalación y su mantenimiento. Los autores agradecen los consejos de un revisor Anónimo que han sido esenciales para la versión final de esta comunicación.

#### 7.- Bibliografía

Acharya, S., J.W. Jawitz y R. Mylavarapu, 2012. Analytical expressions for drainable and fillable porosity of phreatic aquifers under vertical fluxes from evapotranspiration and recharge. *Water Resour. Res.*, 48, 10.1029/2012WR012043.

Acharya, S., R. Mylavarapu, y J. Jawitz, 2014. Evapotranspiration estimation from diurnal water table fluctuations: implementing drainable

and fillable porosity in the White method. *Vadose Zone J.* doi: 10.2136/vzj2014.04.0048.

Alley, W.M., 1984. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.*, 20, 1137-1149.

Allocca, V., P. de Vita, F. Manna, y J.R. Nimmo, 2015. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. *J. Hydrol.* 529, 843-853.

Andreu, A., Graf, A., Polo, M.J., y M.P. González-Dugo, 2013. Medida de flujos de energía en superficie en un sistema adhesionado y análisis de sus distribuciones espaciales con vistas a la integración con sensores remotos, en *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, Vol.XI-ZNS'13*. 211-218.

Bartlett, M.S., y A. Porporato, 2018. A class of exact solution of the Boussinesq equation for horizontal and sloping aquifers. *Water Resour. Res.*, 54, 767-778.

Besbes, M., y G. de Marsily, 1984. From infiltration to recharge: Use of a parametric function. *J. Hydrol.* 74, 271-293.

Brantley, S.L., M.I. Lebedeva, V.N. Balashov, K. Singha, P.L., Sullivan, y G. Stinchcomb, 2017. Toward a conceptual model relating chemical reaction fronts to water flow paths in hills. *Geomorphol.* 277, 100-117.

Brutsaert, W., 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resour. Res.*, 30, 2759-2763.

Carracedo, M., J. Paquette, A. Alonso Olazabal, J. Santos Zalduegui, S. García de Madinabeitia, M. Tiepolo, y J.L. Gil Ibarguchi, 2009. U-Pb dating of granodiorite granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98, 1609-1624.

Childs, E.C., 1960. The non-steady state of the water table in drained land. *J. Geophys. Res.* 65, 780-782.

Chinnasamy, P., B. Maheshwari, P. Dillo, R. Purohit, Y. Dashora, P. Soni, y R. Dashora, 2018. Estimation of specific yield using water table fluctuations and cropped area in a hardrock aquifer system of Rajasthan, India. *Agric. Water Manag.* 202, 146-155.

Díaz, A., 2019. *Evaluación de las propiedades hidrofísicas de suelos de dehesa en Sierra Morena*, Trabajo Fin de Master, Universidad de Córdoba (en preparación).

Dietrich, S., J. Carrera, P. Weinzettel, L. Sierra, 2018. Estimation of specific yield and its variability by electrical resistivity tomography. *Water Resour. Res.* 54, 8653-8673.

D'Odorico, P., y R. Rigon, 2003. Hillslope and channel contributions in the hydrologic response. *Water Resour. Res.* vol. 39, doi: 10.1029/2002WR001708.

Dralle, D.N., G.F.S. Boisramé, y S.E. Thompson, 2014. Spatially variable water table recharge and the hillslope hydrologic response: Analytical solutions to the linearized hillslope Boussinesq equation. *Water Resour. Res.* 50, 8515-8530.

Fan, Y., M. Clark, D.M. Lawrence, et al., 2019. Hillslope hydrology in global change research and Earth system modelling. *Water Resour. Res.* 55, 1-36.

Gleeson, T., L. Marklund, L. Smith, y A.H. Manning, 2011. Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophys. Res. Lett.* vol. 38, doi:10.1029/2010GL046427.

Gleeson, T., K. Novakowski, y T.K. Kyser, 2009. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *J. Hydrol.*, 376, 496-509.

Laio, F., A. Porporato, L. Ridolfi e I. Rodríguez-Iturbe, 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Adv. Water Resour.*, 24, 707-723.

Healy, R.W., y P.G. Cook, 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol J.* 10, no. 1: 91-109.

Heppner, C.S., y J.R. Nimmo, 2005. *A computer program for predicting recharge with a master recession curve*. U.S. Geol. Survey Sci. Investig. Rep. 2005-5172.

Heppner, C.S., J.R. Nimmo, G.J. Folmar, W.J. Gburek, y D.W. Risser, 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeol. J.* 15, 915-927.

Hilberts, A.G.J., P.A. Troch, y C. Paniconi, 2005. Storage-dependent drainable porosity for complex hillslopes. *Water Resour. Res.* vol. 41, doi:10.1029/2004WR003725.

IUSS Working Group, W.R.B., 2014. *World Reference Base for Soil*

- Resources 2014. International soil classification system for naming soils creating legends for soil maps*, 3<sup>rd</sup> ed. FAO, Roma.
- Jarvis, N., J. Koestel, y M. Larsbo, 2016. Understanding preferential flow in the vadose zone: Recent advances and future prospects. *Vadose Zone J.* vol 15, doi:10.2136/vzj2016.09.0075.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.
- Krakauer, N.Y., y M. Temimi, 2011. Stream recession curves and storage variability in small watersheds. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2377-2389.
- Maher, K., 2010. The dependence of chemical weathering rates on fluid residence time. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 101-110.
- Meinzer, O.E., 1927. *Plants as indicators of ground water*. US Geol. Surv. Water Supply Paper 579. US Dept. of Interior.
- Míguez-Macho, G., H. Li, y Y. Fan, 2008. Simulated water table and soil moisture climatology over North America. *BAMS* 89, 663-672.
- Milly, P.C.D., 1994. Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balance. *Adv. Water Res.*, 17, 19-24.
- Nimmo J.R., C. Horowitz, y L. Mitchell, 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Ground Water.* 53, 282-292.
- Nimmo, J.R., K.M. Creasey, K.S. Perkins, y B.J. Mirus, 2017. Preferential flow, diffuse flow, and perching in an interbedded fractured-rock unsaturated zone. *Hydrogeol. J.* 25, 421-444.
- Pauwels, V.R.N., y R. Uijlenhoet, 2018. Confirmation of short-time expression for the hydrograph rising limb of an initially dry aquifer using laboratory hillslope outflow experiments. *Water Resour. Res.* 34, 10,350-10,361.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson, y T.A. McMahon, 2007. Updated world map of the Köppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.
- Rempe, D.M, y W.E. Dietrich, 2018. Direct observations of rock moisture, a hidden component of the hydrologic cycle. *PNAS.* 115, 2664-2669.
- Román-Sánchez, A., T. Vanwalleghem, A. Peña, A.M. Laguna, y J.V. Giráldez, 2018. Controls on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscape. *Geoderma* 311, 159-166.
- Schenk, H.J., R.B. Jackson, 2005. Mapping the global distribution of deep roots in relation to climate and soil characteristics. *Geoderma* 126, 129-140.
- Soil Survey Staff, 199, *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2<sup>a</sup> Ed. USDA Agr. Hbk. 436. USDA, NRS, Washington.
- Steenhuis, T.S. y W.H. van der Molen, 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *J. Hydrol.*, 84, 221-229.
- Stoelzle, M., K. Stahl, y M. Weiler. 2013. Are streamflow recession characteristics really characteristic? *Hydrol. Earth Syst.Sci.*,17, 817-828.

## SOSTENIBILIDAD DEL ABASTECIMIENTO CON AGUAS SUBTERRÁNEAS EN NÚCLEOS RURALES DE ABEGONDO (A CORUÑA) Y EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Javier Samper<sup>1\*</sup>, Acacia Naves<sup>1</sup>, Bruno Pisani<sup>1</sup>, Jorge Dafonte<sup>2</sup>, Luis Montenegro<sup>1</sup>, Alba Mon<sup>1</sup>, Aitor García-Tomillo<sup>1</sup> y Raymundo Rangel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Grupo Aquaterra, Centro de Investigaciones Científicas (CICA), Universidad de A Coruña, Campus de Elviña, 15071 A Coruña. e-mail: [jsamper@udc.es](mailto:jsamper@udc.es), web: <https://cica.udc.es/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

<sup>2</sup>Escuela Superior de Ingeniería, Universidad de Santiago, Rúa Benigno Ledo s/n, 27002 Lugo. e-mail: [jorge.dafonte@usc.es](mailto:jorge.dafonte@usc.es)

**RESUMEN.** Se ha analizado la sostenibilidad de los sistemas de abastecimiento autónomos con aguas subterráneas en los núcleos rurales de Abegondo (A Coruña). El área de estudio está situada en esquistos fracturados y meteorizados, que presentan una gran heterogeneidad que se ha analizado mediante tomografías eléctricas 3D. Se ha definido un modelo conceptual hidrogeológico de la zona. El nivel freático es somero. La transmisividad equivalente oscila entre 15 y 35 m<sup>2</sup>/d. Algunos pozos y manantiales muestran contaminación bacteriológica y por nitratos debida a la gestión inadecuada del purín. Se ha detectado en algunos casos también contaminación por metales (Fe y Mn). Se han estimado los recursos subterráneos mediante un modelo hidrológico de balance que se ha calibrado con datos históricos. Este modelo se ha utilizado después para evaluar los efectos del cambio climático a finales del siglo XXI para los escenarios A2 y B2. Los resultados de los modelos indican una disminución de los recursos subterráneos que no debería afectar a la disponibilidad de agua. Sin embargo, la concentración de la recarga en periodos más cortos podría agravar los problemas de suministro en los periodos de sequía.

**ABSTRACT.** This paper addresses the sustainability of the autonomous groundwater supply systems in rural areas of Abegondo (A Coruña). The study area is located in strongly-heterogeneous fractured and weathered schists and shales. Their heterogeneity has been characterized by means of 3D electrical tomographies. A conceptual hydrogeological model of the area has been postulated. The water table is shallow. The equivalent transmissivity ranges from 15 to 35 m<sup>2</sup>/d. Some wells and springs show bacteriological and nitrate pollution caused by inappropriate management of slurry. In some cases, metal contamination (Fe and Mn) has been detected. Groundwater resources have been estimated by using a hydrological water balance model which was calibrated with historical data. The model has been used later to assess the effects of climate change at the end of the 21st century for the A2 and B2 scenarios. Model predictions indicate a mild decrease in the average groundwater resources which should not affect the available water resources. However, the concentration of the recharge in shorter periods could aggravate water shortages in drought periods.

### 1.- Introducción

El 25% de la población gallega vive en comunidades rurales dispersas, en las que el abastecimiento de agua se realiza mediante la iniciativa privada usando soluciones autónomas que consisten en pozos particulares o traídas vecinales que captan manantiales. Existe una preocupación creciente acerca de la contaminación microbiológica y por nitratos de las aguas subterráneas. Esta contaminación es debida a la gestión inadecuada del abono orgánico en los cultivos, los vertidos ocasionales de purín de las granjas y una ordenación de los usos del suelo que no tiene en cuenta las captaciones de agua (Samper et al. 2016; 2018). La implantación de las normativas europeas de aguas de consumo humano (Directiva 98/83/CE) y la protección y gestión del agua (Directiva 2000/60/CE) en estas comunidades constituyen un gran reto para la administración del agua, ya que la viabilidad de infraestructuras centralizadas está limitada por las enormes inversiones necesarias y su alto coste de mantenimiento.

Más del 50% de la población de Abegondo (A Coruña) se abastece mediante sistemas autónomos (Ayuntamiento de Abegondo 2013; Naves et al. 2019). En el marco del proyecto LIFE Rural Supplies se evaluó la sostenibilidad de estos sistemas en el municipio de Abegondo y se desarrollaron medidas para mitigar los principales problemas que incluyen: (1) La insuficiente garantía de suministro; (2) El deterioro de la calidad del agua y (3) Las deficiencias en la gobernanza del uso del agua subterránea y la gestión de los residuos (Ameijenda, 2015).

La zona de estudio está situada en rocas metamórficas. Este tipo de formaciones presentan en general una gran heterogeneidad espacial, tanto en dirección horizontal como vertical, con importantes variaciones de los parámetros hidrogeológicos. La heterogeneidad está asociada a la fracturación y meteorización de las rocas y complica significativamente la caracterización de los parámetros y la definición del modelo conceptual del flujo (Sánchez-Vila et al. 1996). Los modelos conceptuales de flujo en rocas metamórficas incluyen: modelos de doble porosidad (Barenblatt et al. 1960), modelos de fracturas discretas (Lee y Farnet 1993), modelos de planos paralelos (Bear 1993; Lee y Farnet 1993) y modelos de medio poroso equivalente (McDonald y Harbaugh 1984),

que son los más extendidos.

La garantía de suministro de los sistemas autónomos se puede ver comprometida por la disponibilidad de recursos y por un diseño incorrecto o mantenimiento insuficiente de las obras de captación, regulación y distribución. El cambio climático podría causar un problema de suministro en periodos de sequía. Se han estimado los recursos hídricos subterráneos en la zona de estudio para las condiciones históricas y al final del siglo XXI, teniendo en cuenta los efectos del cambio climático. Los impactos del cambio climático se han evaluado a partir de las diferencias entre los recursos estimados para un periodo de control y un periodo de predicción (Akhtar et al. 2008; Stigter et al. 2014). Este método no predice el comportamiento futuro de las variables hidrológicas con precisión. Sin embargo, permite considerar la variabilidad diaria de las variables climáticas simuladas con los modelos climáticos (Hay et al. 2002; Wood et al. 2004) mejorando la evaluación de las componentes del balance hídrico cuando se usan pasos de tiempo diarios, como en el caso del código hidrológico VISUAL-BALAN (Espinha et al., 2013; Samper et al. 2015b; Pisani et al. 2019).

## 2.- Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio está situada en el municipio de Abegondo cerca de la ciudad de A Coruña (Fig. 1). Su superficie es de 29 km<sup>2</sup>. Su altitud varía entre 250 y 409 msnm, siendo la altitud media igual a 300 msnm. La pendiente del terreno tiene un valor medio de 9.1°.

El clima es Atlántico, con una temperatura media anual de 12.3°C, suaves variaciones y abundantes precipitaciones. La precipitación media anual es aproximadamente igual a 1500 mm. La red de drenaje es muy densa. Los arroyos drenan en su mayoría a los ríos Mero y Barcés.



Fig. 1. Situación del municipio de Abegondo.

Los suelos de la zona se han desarrollado sobre esquistos y presentan texturas limosas y franco limosas. Se pueden clasificar como umbrisoles ferrálicos y háplicos (FAO 1988). El espesor medio del suelo varía entre 45 y 180 cm y el contenido de materia orgánica es aproximadamente igual al 10% (Rodríguez Suárez et al. 2010).

El área de estudio está situada en una zona rural dispersa con baja densidad de población (~66 hab/km<sup>2</sup>). Los principales usos del terreno son: bosques (40%), cultivos (34%) y matorrales y pastos (26%). El abastecimiento de

agua se realiza mediante sistemas autónomos que incluyen pozos excavados artesanales, pozos de barrena y traídas vecinales que captan manantiales en las zonas más elevadas. Samper et al. (2016) presentaron los resultados de un estudio hidrogeológico en el que además se analizó la vulnerabilidad de las aguas subterráneas frente a la contaminación y la protección de las captaciones de las zonas rurales de Abegondo (A Coruña). Posteriormente, Samper et al. (2018) presentaron un análisis de la sostenibilidad de los sistemas autónomos de abastecimiento con aguas subterráneas en las zonas rurales del citado municipio de Abegondo.

## 3.- Geología

El Complejo de Órdenes es una unidad polimetamórfica con un núcleo esquistoso e intercalaciones discontinuas de anfibolitas e intrusiones de rocas básicas o ultrabásicas (Anthonioz y Ferragne 1978; Fernández y Macías 1985). La zona de estudio está situada en las metapsamitas y metapelitas de la Unidad Betanzos-Arzúa de dicho complejo. Se han identificado pocos afloramientos de los esquistos, debido a la extensa cobertura de suelo y la frondosa vegetación. La capa superior de esquistos alterados (regolito) es muy heterogénea y presenta un espesor entre 1 y 5 m, alcanzando algunas veces 15 m. La roca poco fracturada se ha encontrado en sondeos distribuidos en la zona de estudio a profundidades muy diferentes, entre 15 y 50 m. Al sur de la zona de estudio aparecen bandas de filitas de menos de 4 km de longitud. En las zonas más bajas y en los cursos de agua principales y sus zonas de inundación, se encuentran depósitos coluviales y aluviales del Cuaternario.

Se han realizado tomografías eléctricas al suroeste de la zona de estudio, utilizando un equipo ABEM Lund Imaging en una disposición multielectrodo dipolo-dipolo con 40 electrodos equiespaciados 5 m. Se ha medido la resistividad aparente a lo largo de 5 perfiles paralelos separados 5 m. Los resultados han sido combinados e invertidos con el programa RES3DINV 2.16 (Geotomo Software) obteniendo una imagen 3D de la resistividad eléctrica del terreno. Los valores de la resistividad del terreno varían entre 60 y 2000 Ω·m y muestran una gran heterogeneidad horizontal y vertical (Samper et al. 2019). Los resultados son coherentes con las observaciones realizadas durante la perforación de dos sondeos y con estudios en esquistos realizados por otros autores (Wrede et al. 2015).

## 4.- Hidrogeología

### 4.1.- Piezometría y ensayos hidráulicos

Se ha realizado un inventario de puntos de agua que incluye pozos excavados y perforados, manantiales y fuentes. Se han registrado 133 puntos distribuidos por toda el área de estudio. Con estos datos se han elaborado mapas de isopiezas (Fig. 2). En general, el nivel piezométrico es somero. La profundidad del nivel es menor de 10 m.

Se ha instalado una red de control piezométrico que consiste en tres sondeos perforados en los que se colocaron transductores de presión eléctricos, que registran continuamente el nivel piezométrico. Se han analizado los datos recogidos durante más de dos años (Fig. 3). El nivel freático es somero. Su profundidad es en general menor de 10 m y sólo supera los 20 m en las zonas más altas. Las oscilaciones estacionales son suaves. Las oscilaciones medidas durante 2 años son menores de 4 m. El nivel piezométrico asciende en respuesta a las precipitaciones de forma que se produce recarga en los días lluviosos y en los días inmediatamente posteriores. Posteriormente, cuando cesan las lluvias los niveles presentan curvas de recesión.

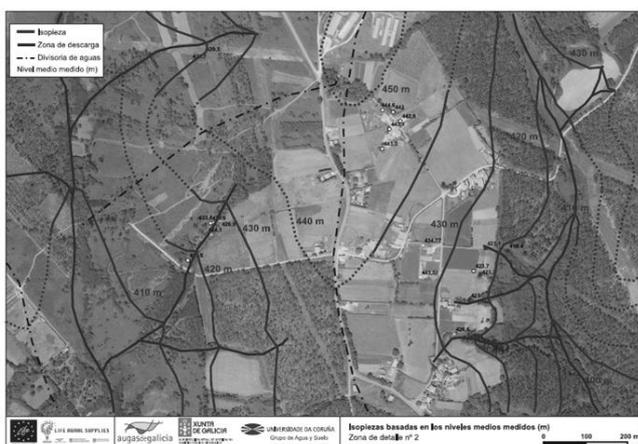


Fig. 2. Mapa de isopiezas en el entorno de la aldea de A Malata elaborado con los niveles medios medidos en los puntos de agua inventariados. El mapa muestra los arroyos (zonas de descarga) y las divisoria de aguas.

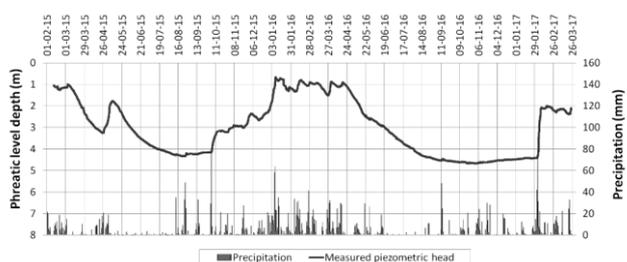


Fig. 3. Evolución temporal de la profundidad del nivel piezométrico medida en un piezómetro de la red de control y precipitación diaria entre febrero de 2015 y marzo de 2017.

Se han realizado varios ensayos hidráulicos en diferentes ubicaciones de la zona de estudio. La transmisividad equivalente estimada varía entre 15 y 35 m<sup>2</sup>/d. Estos valores son coherentes con los estimados por Carvalho et al. (2003) para los esquistos fracturados del norte de Portugal.

#### 4.2.- Modelo conceptual hidrogeológico

El modelo conceptual hidrogeológico de la zona de estudio es un modelo de medio poroso equivalente (McDonald y Harbaugh 1984) en el que se consideran las siguientes tres capas: una capa superior de roca alterada (regolito) en la que queda incluido el suelo, una capa

intermedia de roca fracturada y una capa profunda de roca poco fracturada (Fig. 4). Este modelo es similar al propuesto por Lubczynsky y Gurwin (2005) para la cuenca de Sardón (Salamanca).

La mayor parte del flujo subterráneo tiene lugar a través del regolito y la capa de roca fracturada. La zona de contacto entre la capa de regolito y la roca fracturada es una zona de flujo preferente. Sin embargo, los datos disponibles no permiten diferenciar las propiedades de cada una de estas dos capas. El modelo conceptual propuesto supone un único acuífero libre con una transmisividad equivalente entre 15 y 35 m<sup>2</sup>/d. El flujo subterráneo por la capa más profunda se considera despreciable.

La recarga del acuífero se produce por la infiltración del agua de lluvia. El regadío no es relevante ya que ocupa una superficie muy pequeña. El acuífero descarga en las partes bajas de los valles en arroyos y en manantiales distribuidos por la zona de estudio. Los manantiales no parecen estar asociados a contactos geológicos, diques de cuarzo u otras singularidades geológicas.

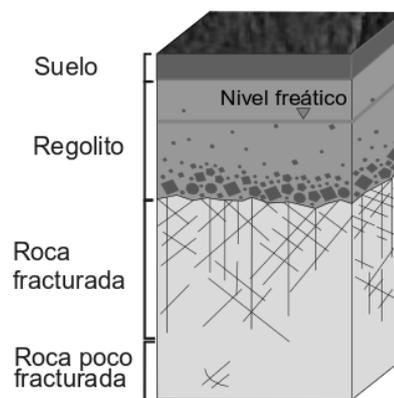


Fig. 4. Esquema del modelo conceptual hidrogeológico para los esquistos fracturados que incluye una capa superior de alteración (regolito), una capa intermedia de roca fracturada y una capa profunda de roca poco fracturada. Nótese que el suelo queda englobado en la capa superior de regolito.

#### 5. Hidroquímica y calidad de las aguas subterráneas

Las propiedades naturales de las aguas subterráneas en las cuencas de los ríos Mero y Mandeo, en las que se encuentra la mayor parte de la zona de estudio, fueron definidas en el marco del proyecto LIFE Aqua Plann (Aqua Plann 2011). Se trata de aguas ligeramente ácidas, con valores de pH entre 5.7 y 6.5, y una conductividad eléctrica baja, entre 40 y 110 μS/cm. La concentración de nitrato varía entre 1 y 10.4 mg/L. Los intervalos de concentraciones estimados para el hierro (0.01-0.23 mg/L) y el manganeso (5-67 μg/L) supera las concentraciones recomendadas para el agua de consumo humano (Directiva 98/83/EC). Estas altas concentraciones tienen un origen natural geogénico relacionado con las áreas de contacto de los esquistos y los granitos. La concentración de estroncio (20-31 μg/L), también de origen natural, está por debajo del valor paramétrico. Las concentraciones

naturales de otros metales son muy bajas.

En el marco del proyecto LIFE Rural Supplies, se han realizado 202 análisis físico-químicos y microbiológicos en muestras de agua tomadas entre 2014 y 2016 en puntos de agua distribuidos en la zona de estudio. Los resultados han sido comparados con los valores de referencia de los parámetros para el agua natural y con los límites establecidos por la legislación para el agua de consumo humano (Directiva 98/83/EC).

Las concentraciones de nitrato medidas indican la contaminación del agua subterránea en la parte sur de la zona de estudio. Las altas concentraciones de nitrato son consecuencia del manejo inadecuado del abono orgánico en los cultivos y de las descargas ocasionales de purín de las granjas de cerdos y visones de la zona en fincas situadas aguas arriba de las captaciones. Hay evidencias de una significativa contaminación bacteriológica en puntos de agua distribuidos por toda la zona de estudio. Por último, las concentraciones medidas de metales como Al, Mn, Fe, As y Pb superan los límites establecidos por la normativa para aguas de consumo humano. En la mayor parte de los casos, la contaminación por metales está asociada a la materia en suspensión y las concentraciones disueltas están por debajo de los valores paramétricos.

La contaminación microbiológica y por metales no es muy preocupante puesto que puede ser eliminada mediante la instalación de sistemas de cloración y filtrado asequibles y de pequeñas dimensiones en las traídas de agua vecinales. Sin embargo, la contaminación por nitratos no puede ser eliminada con ningún tratamiento de asequible. Las captaciones de agua que presentan contaminación por nitratos se deben sustituir por otras captaciones situadas en zonas no afectadas por este tipo de contaminación.

Sería necesario disponer de una planificación y ordenamiento del territorio que tuviesen en cuenta medidas de protección de las captaciones de agua. La sostenibilidad de los pequeños abastecimientos rurales requiere la definición, implantación y control de las zonas de protección de las captaciones que se deberían establecer de común acuerdo entre la administración local, el organismo de cuenca, la administración medioambiental, los propietarios de las granjas, los agricultores y las comunidades de usuarios de las aguas subterráneas.

## 5.- Modelo hidrometeorológico

Se ha utilizado un modelo de balance hidrometeorológico para la evaluación de los recursos hídricos en las condiciones actuales y de los efectos del cambio climático al final del siglo XXI, considerando los escenarios A2 y B2 del IPCC (Nakicenovic et al. 2000). El modelo se ha realizado con VISUAL-BALAN (Samper et al. 2015), un código hidrológico semidistribuido que calcula el balance hídrico diario en el suelo, la zona no saturada y el acuífero. Este código ha sido ampliamente utilizado en la Península Ibérica y en Latinoamérica para la evaluación de los recursos hídricos, la cuantificación de la recarga y la evaluación de los efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos (Alvares y Samper 2009, Alvares et al.

2009; Espinha et al. 2009, 2010; Pisani et al. 2011, 2013, 2017; Samper et al., 1999, 2005, 2007, 2011)

El modelo de balance se ha calibrado con los datos disponibles de niveles piezométricos en los puntos de la red de control piezométrico y con aforos del arroyo del Abelar entre 2007 y 2010 (Fig. 5).

Los resultados para el periodo 2006-2015 indican que la precipitación media anual, P, es igual a 1499 mm. La interceptación y la evapotranspiración (ETR) suponen el 34% de P, respectivamente. El 66% restante corresponde a la escorrentía total. La componente más importante de la escorrentía total es el flujo hipodérmico (78%). La recarga supone el 19% y la escorrentía superficial sólo el 3%.

## 6.- Evaluación del efecto del cambio climático

Se han evaluado los efectos del cambio climático en los recursos hídricos de la zona de estudio al final del s. XXI utilizando las simulaciones del modelo climático PROMES-HadAM3H (AEMET 2008; Christensen et al. 2007). Se han utilizado las series de precipitación y temperatura de los escenarios A2, más pesimista, y B2, más optimista (Nakicenovic et al. 2000). Los efectos del cambio climático en los recursos hídricos en el periodo 2071-2100 se han calculado tomando como referencia las condiciones hidrometeorológicas del periodo 1961-1990 y suponiendo que no varían los usos del suelo. Las series meteorológicas obtenidas del modelo climático para los periodos histórico y de simulación se han utilizado como datos en el modelo hidrológico calibrado del área de estudio. Se han calculado las diferencias relativas entre las componentes del balance calculadas para el periodo histórico y el periodo de simulación de forma análoga a los estudios realizados en otras zonas de España y Portugal (Stigter et al. 2014; Samper et al. 2015a; Pisani et al. 2019).

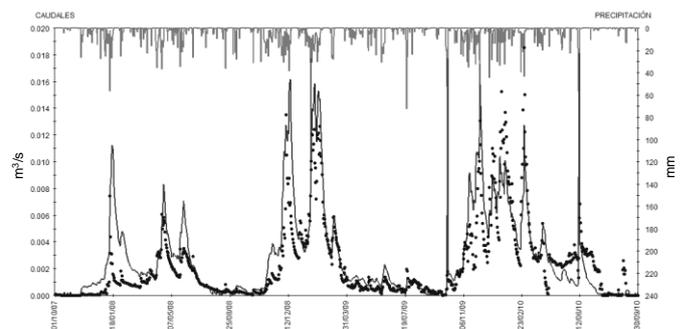


Fig. 5. Ajuste de los caudales calculados con el modelo de hidrológico de balance (línea continua) a los caudales medidos entre 2007 y 2010 (símbolos) del arroyo del Abelar.

Los resultados de los modelos indican que la temperatura media anual podría aumentar 2.4 °C en el periodo 2071-2100 para el escenario B2 y 3.4 °C para el escenario A2. Los recursos hídricos subterráneos disminuirían entre el 6 y el 12%. Esta reducción no debería afectar a la disponibilidad de los recursos para el abastecimiento de agua ya que el consumo de agua subterránea es mucho menor que los recursos medios. Se

espera que se produzca un ligero descenso de los niveles piezométricos y una leve disminución de los caudales de los manantiales. La recarga se concentraría en periodos más cortos, aumentando en invierno y disminuyendo el resto del año. Se esperan, por tanto, periodos sin recarga más frecuentes y más largos. Como consecuencia, el cambio climático podría acentuar los problemas de garantía de suministro existentes en algunas zonas donde las fuentes y los manantiales suelen secarse durante los periodos de sequía. Estos efectos del cambio climático podrían verse empeorados por el consumo de agua de las plantaciones de eucaliptos.

## 7.- Conclusiones

Se ha analizado la sostenibilidad de los sistemas de abastecimiento autónomos con aguas subterráneas en los núcleos rurales de Abegondo (A Coruña). El área de estudio está situada en esquistos fracturados y meteorizados que presentan una gran heterogeneidad vertical y horizontal que se ha analizado mediante una tomografía eléctrica 3D. El modelo incluye una capa de regolito, una capa intermedia de roca fracturada y una capa profunda de roca poco fracturada. La mayor parte del flujo se produce en las dos capas más superficiales. La transmisividad equivalente de dichas capas varía entre 15 y 35 m<sup>2</sup>/d. La infiltración de agua de lluvia es la única entrada de agua al acuífero. La descarga se produce en las partes bajas de los valles y los arroyos. Los datos de los manantiales y los niveles piezométricos medidos en los piezómetros y pozos de la zona de estudio, indican que el nivel piezométrico es somero y que oscila ligeramente con las precipitaciones.

El agua subterránea es ligeramente ácida y de conductividad eléctrica baja. No se aprecian cambios significativos en la composición del agua en la zona de estudio. Se ha detectado contaminación bacteriológica y por nitratos en algunos pozos y manantiales de la zona de estudio como consecuencia de un manejo inadecuado del abono orgánico en los cultivos y las descargas ocasionales de purín proveniente de granjas locales de cerdos y visones. Las concentraciones naturales de Fe y Mn superan los valores paramétricos para las aguas de consumo humano. Las concentraciones de Fe, Mn, Al, As y Pb medidas en algunos puntos de agua de la zona de estudio superan los valores paramétricos establecidos por la normativa. En la mayor parte de los casos, esta contaminación se encuentra en la materia en suspensión y puede ser eliminada mediante la filtración del agua.

Los resultados del modelo hidrológico de balance indican que la recarga media para el periodo 2006-2015 es igual a 187 mm/año, que supone un 19% de la precipitación media. El modelo hidrológico se ha utilizado para evaluar los efectos del cambio climático al final del s. XXI para los escenarios A2 (más pesimista) y B2 (más optimista) del IPCC. Se estima que los recursos subterráneos se podrían reducir entre un 6 y un 12% al final del s. XXI. Esta reducción supondrá un ligero descenso de la superficie freática y una disminución del caudal de los manantiales, especialmente en los periodos de sequía. Sin embargo, esta

reducción de los recursos hídricos subterráneos no supondrá una restricción importante puesto que el consumo de agua subterránea es mucho menor que los recursos medios. Podrían surgir problemas de garantía de suministro en algunas zonas durante los periodos de sequía. Estos problemas se podrían resolver mediante la profundización de las captaciones de los manantiales o la perforación de pozos más profundos.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos Aqua Plann y Life Rural Supplies del Programa LIFE+ (07/ENV/E/000826 y LIFE12 ENV/ES/000557) financiados parcialmente por la Comisión Europea. Se agradece el apoyo proporcionado por Carlos Ameijenda desde la Secretaría de los proyectos Aqua Plann y Life Rural Supplies en Abegondo así como por Aguas de Galicia (Raquel Piñeiro, Mónica Velo y Roberto Arias).

## 7.- Bibliografía

- AEMET, 2008. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España, Agencia Estatal de Meteorología, [http://escenarios.inm.es/escenarios/Documentacion/AEMET\\_Escenarios\\_Regionalizados.pdf](http://escenarios.inm.es/escenarios/Documentacion/AEMET_Escenarios_Regionalizados.pdf)
- Akhtar, M., N. Ahmad y M.J. Booij, 2008. The impact of climate change on the water resources of Hindukush–Karakorum–Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *J Hydrol* 355, 148-163.
- Alvares D. y J. Samper, 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona. Vol IX. 491-498.
- Alvares D., J. Samper y MA García Vera, 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona 499-506.
- Ameijenda, C., 2015. LIFE Rural Supplies 2013-2017: Sustainable solutions for very small water supplies. Planes de sostenibilidad de abastecimiento autónomo. *3ª Jornada de Abastecimiento Rural, Abegondo, A Coruña.*
- Anthonioz, P. y A. Ferragne A 1978. Le precambrien polymetamorphique allochtone de la Peninsule Iberique, temoin d'une nappe charriage caledonienne. *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, 27, pp.24-411978.
- Aqua Plann, 2011. Diagnosis and detailed study of the current state of groundwater quality in the Mero-Barcés basin / Proyecto Aqua Plann Porject, Final Report of Activity A.3-Municipality of Abegondo.
- Ayuntamiento de Abegondo, 2013. Gestion integrada de los recursos hídricos y su aplicacion en el planeamiento local de LIC embalse Abegondo- Cecebre. Informe Layman. After Life Communication Plan 07 ENV/E/000826 AQUA PLANN Project.
- Barenblatt G., I. Zheltov y I. Kochina, 1960. Basic concepts in the theory of homogeneous liquids in fissured rocks. *J Appl Math Mech USSR*, 24, 1286-1303.
- Bear, J., 1993. Modeling flow and contaminant transport in fractured rocks. En: Bear, J., C. Tsang y G. de Marsily (Eds.), *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rocks*. Academic Press, San Diego, pp 1-36.
- Carvalho J.M., H.I. Chaminé, N. Plasencia, 2003. Caracterização dos recursos hídricos subterráneos do maciço cristalino do Norte de Portugal: implicações para o desenvolvimento regional. En: *A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos: recursos geológicos e formação*. Volume de Homenagem ao Prof. Doutor Cotelto Neiva. Série Investigação Imprensa da Universidade de Coimbra, Vol. 2, 245-264, doi: 10.14195/978-989-26-0322-3\_18
- Christensen J.H., T.R. Carter, M. Rummukainen y G. Amanatidis, 2007. Evaluating the performance and utility of regional climate models: The PRUDENCE project. *Clim. Change* 81, suppl. 1, 1-6.
- Espinha Marques J, J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, F. Sodré Borges, 2009. Assessment of water resources in a mountain environment with a semi-distributed hydrological model: Serra da Estrela case, central Portugal, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona Vol IX. pp 514-521.
- Espinha Marques J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H.

- I. Chaminé, J. M. Marques, G. T. Vieira, C. Mora, F. Sodr e Borges, 2010 Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model, *Environmental Earth Sciences* (former *Environmental Geology*). Vol 62 (6): 1219-1234.
- Espinha Marques, J, JM. Marques, HI Chamin e, P.M. Carreira, P. E. Fonseca, F. A. Monteiro Santos, R. Moura, J. Samper, B. Pisani, J. Teixeira, J. M. Carvalho, F. Rocha y F. S. Borges, 2013, Conceptualizing a mountain hydrogeologic system by using an integrated groundwater assessment (Serra da Estrela, Central Portugal): a review, *Geosciences Journal*, Vol. 17, No. 3, p. 371 – 386.
- FAO, 1998. World reference base for soil resources. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Fern andez M. J. y F. Macías, 1985. Contribución a la caracterización químico-mineralog ica de los esquistos del “Complejo de Ordes”. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 9, 469-494.
- Hay L.E., M.P. Clark, R.L. Wilby, W.J. Gutowski, G.H. Leavesley, Z. Pan, R.W. Arritt y E.S. Takle, 2002. Use of regional climate model output for hydrologic simulations. *J Hydrometeorol*, 3, 571–590.
- Lee C.-H. y I. Farner, 1993. *Fluid Flow in Discontinious Rocks*. Chapman & Hall, London.
- Lubczynski, M.W. y J. Gurwin, 2005. Integration of various data sources for transient groundwater modeling with spatio-temporally variable fluxes–Sardon study case, Spain. *J. Hydrol.*, 306, 71–96.
- McDonald M.G. y A.W. Harbaugh, 1984. A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model, *USGS Open-File Report*, 83-875.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Gr bler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, R. van Rooijen, N. Victor y Z. Dadi, 2000. *IPCC Special Report on Emission Scenarios*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 570 pp.
- Naves, A., J. Samper, A. Mon, B. Pisani, L. Montenegro and J. Martins Carvalho, 2019, Demonstrative actions of spring restoration and groundwater protection in rural areas of Abegondo (Galicia, Spain), *Sustainable Water Resources Management*, Vol. 5: 175-186.
- Pisani, B, J Samper, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter, 2011, Evaluación de los impactos del cambio climático en el ac ifero de la Plana de la Galera. En: *Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011*, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 353-358
- Pisani, B, J Samper y MA García-Vera, 2013, Evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos y en las demandas agrarias de la cuenca del río Jalón. En: *XI Jornadas de La Zona no Saturada*, Lugo, 6-8 Noviembre, 219-226
- Pisani, B., J Samper y A Paz, 2017, Modelos hidrológicos de balance de agua y evaluación de los impactos del cambio climático en zonas rurales de Galicia con eucaliptos. En: *Estudios de la Zona no Saturada Vol XIII*, Zaragoza, 8-10 noviembre. 565-576.
- Pisani B, Javier Samper and Jorge Espinha Marques, 2019, Climate change impact on groundwater resources of Serra da Estrela mountain region in Central Portugal, *Sustainable Water Resources Management*, Vol. 5: 289-304.
- Rodríguez-Suárez J. A., B. Soto, M. L. Iglesias y F. Díaz-Fierros. 2010. Application of the 3PG forest growth model to a Eucalyptus globulus plantation in Northwest Spain. *Eur J Forest Res* (2010) 129:573–583.
- Samper, J., Hugu t, Ll., Ares, J. y M. A. García-Vera. 1999. Modelos interactivos de balance hidrológico. En: *IV Jornadas de Zona no Saturada*. Tenerife. Eds. R. Muñoz Carpena, A. Ritter, C. Tascón. ICIA. 187-193
- Samper, J., M.A. García-Vera, B. Pisani, D. Alvares, A. Varela y J.A. Losada, 2005. Modelos hidrológicos y sistemas de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas españolas. En: *VII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS’05*, Coruña, 269-274.
- Samper, J., B. Pisani y D. Alvares y M. A. García Vera, 2007. Evaluación del efecto del cambio climático en la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica. En: *VIII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS’07*, Córdoba, J.V. Giráldez y F.J. Jiménez Ed., 347-353.
- Samper, J, Y Li, B Pisani, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter 2011, Evaluación de los impactos del cambio climático en los ac iferos de la Plana de La Galera y del aluvial de Tortosa. En: *Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011*, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 359-364.
- Samper J, Y. Li, B. Pisani, 2015a, An evaluation of climate change impacts on groundwater flow in the La Plana de la Galera and Tortosa alluvial aquifers (Spain) *Environmental Earth Sciences*, Vol 73:2595–2608.
- Samper, J, B. Pisani y J. Espinha Marques, 2015b. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ. Earth Sci.*, 73, 2645-2656.
- Samper, J, A Naves, B Pisani, L Montenegro, A Mon, J Fern andez, R Arias, R Piñeiro, M Velo y C Ameijenda. 2016. Estudio hidrogeológico, vulnerabilidad y protección de las captaciones de los suministros rurales en Abegondo (A Coruña), Congreso Hispano-Luso de Aguas Subterráneas, AIH-GE, Madrid, Noviembre 2016 pp. 335-344.
- Samper J., A. Naves, B. Pisani, L. Montenegro, A. Mon, J. Martins, C. Ameijenda, R. Piñeiro y R. Arias. 2018. Sostenibilidad de los sistemas autónomos de abastecimiento con aguas subterráneas en zonas rurales de Galicia: lecciones aprendidas en el municipio de Abegondo. Congreso Ibérico sobre agua subterránea, medio ambiente, salud y patrimonio, A Navarro, E. Giménez y J.J. Dur n Ed. Salamanca. pp 415-424.
- Samper, J., A. Naves, B. Pisani, J. Dafonte, L. Montenegro, A. García-Tomillo y R. Rangel, 2019. Hydrogeological model of groundwater flow through fractured schists in rural areas of Abegondo (Galicia, Spain) and impact of climate change. Submitted to: *Hydrogeol. J.*
- Sánchez-Vila, X., J. Carrera y G. P. Girardi, 1996. Scale effects in transmissivity. *J Hydrol*, 183(1-2): 1-22.
- Stigter, T.Y., Nunes, J.P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., Tom e, S., Ribeiro, L., Samper, J., Oliveira, R., Monteiro, J.P., Silva, A., Tavares, P.C.F., Shapouri, M., Cancela da Fonseca, L., El Himer, 2014 Comparative assessment of climate change impacts on coastal groundwater resources and dependent ecosystems in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, Vol 14 (Suppl 1): S41–S56.
- Wood, A.W., L. R. Leung, V. Sridhar y D. P. Lettenmaier, 2004. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change*, 62, 189–216.
- Wrede, S., F. Fenicia, N. Martínez-Carreras, J. Juilleret, C. Hissler, A. Krein, H. Savenije, S. Uhlenbrook, D. Kavetski y L. Pfister, 2014. Towards more systematic perceptual model development: a case study using 3 Luxembourgish catchments. *Hydrol. Proc.*, 29(12), 2731-2750.

## ANÁLISIS PRELIMINAR DE LAS INFLUENCIAS EDÁFICAS Y METEOROLÓGICAS EN LA HISTÉRESIS DE LA RELACIÓN ENTRE CAUDALES Y CONCENTRACIONES DE SEDIMENTOS EN UNA CUENCA TROPICAL

J. P. García<sup>1</sup>, J.V. Giraldez<sup>1,2</sup> y T. Vanwalleghem<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: z22gamoj@uco.es (J.P. García); ag1gicej@uco.es (J.V. Giraldez); ag2vavat@uco.es (T. Vanwalleghem).

<sup>2</sup>Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba. e-mail: ag1gicej@uco.es (J.V. Giraldez).

**RESUMEN.** En un estudio del comportamiento hidrológico de la cuenca del río Tonusco, afluente del río Cauca que posteriormente vierte al río Magdalena, en la zona de Antioquia (Colombia), se han observado distintas ramas de histéresis en la relación entre los caudales y las concentraciones de sedimentos en el agua.

Aunque situada en la zona tropical, esta cuenca sufre un periodo de baja pluviosidad lo que ha generado un bosque tropical seco en la misma. La variación entre la cubierta vegetal estacional, unido a la ocurrencia de periodos con abundantes chubascos, en unas laderas muy pendientes causa pérdidas de suelo apreciables.

Sobre esta variación estacional intranual se superpone también una variación interanual causada por la ocurrencia de episodios de El Niño con la oscilación sur, ENSO.

Se presentan los resultados con una discusión sobre las causas predominantes de erosión de suelo y transporte de sedimentos.

**ABSTRACT.** This research was a hydrological study of the Tonusco River Basin, (Antioquia, Colombia), a tributary of the Cauca River and Magdalena River. Hysteresis cycles have been observed in the relationships between discharge and sediment concentration in the Tonusco River Basin. Although the basin is located in the tropical region, it has a season with lower rainfall, which leads to the formation of a tropical dry forest. The basin has high levels of soil loss associated to the seasonal change of vegetation, the high slopes and the intense rainfall periods. The weather of the region also is affected by the Niño Southern Oscillation (ENSO) resulting in soil loss variations.

### 1.- Introducción

El análisis de la generación y transporte de sedimentos en una cuenca permite estimar el estado de degradación del suelo y del agua, así como su evolución. Esta información es esencial para el desarrollo de programas de gestión racional del territorio.

La producción de sedimentos y solutos en una cuenca depende varios factores muy similares a los de formación de suelo como clima, geomorfología, litología, vegetación y fauna, y sistemas de manejo, a los que hay que añadir el propio factor edáfico.

En las estaciones de aforos que miden la descarga de agua, así como la concentración de sedimentos y solutos se suelen

observar distintos patrones en la relación entre las magnitudes medidas, en particular con la introducción de sensores que registran los datos de forma continua. A veces los caudales líquidos circulan con mayor rapidez que las ondas de concentración de sedimentos, o, por el contrario, el sedimento puede superar la velocidad del flujo de agua. En ambos casos, las ramas de la fase de avance y la de decaimiento forman bucles de histéresis caracterizadas inicialmente por Wood (1977) en Inglaterra y Williams (1989) en Estados Unidos, relacionando caudales líquidos con concentraciones de sedimentos. Posteriormente se han detectado estos ciclos de histéresis en las relaciones entre caudales y concentración de otras sustancias disueltas o dispersas en el agua de ríos y arroyos (*e.g.* Krueger et al, 2007). Comoquiera que sea la forma de los bucles mencionados, su ocurrencia indica la influencia temporal de los diferentes factores, y son, por tanto, importantes para caracterizar el comportamiento de la cuenca, y, en particular, de la generación de escorrentía y de sedimentos.

En esta comunicación se muestran los resultados preliminares de un estudio de la cuenca del río Tonusco, afluente del río Cauca, y luego del río Magdalena, que desemboca en el Mar Caribe. La cuenca está situada entre los municipios de Giraldo y Santa Fe de Antioquia, en Colombia. En este estudio se muestran unos ciclos de histéresis en las relaciones entre caudal líquido y concentración de sedimentos.

### 2.- Materiales y métodos

El río Tonusco nace en la cordillera Tonusco Arriba, cerca al páramo de las Alegrías, (6°34'21"N, 76°0'40"W) y desemboca en el río Cauca (6°30'49"N, 75°49'11"W, Saneambiente, 2011). En su cuenca están los municipios de Santa Fe de Antioquia y Giraldo, figura 1.

La elevación en la cuenca oscila entre 450 y 3025 m sobre el nivel medio del mar con una pendiente media de 39.4 % en la extensión total que es 393 km<sup>2</sup>. Los suelos de la cuenca están poco desarrollados, perteneciendo a los subórdenes Andepts y Orthents (I.G Agustín Codazzi, 1983). La cuenca está ocupada por bosques naturales, un 21% de la superficie, mezclas entre praderas y espacios naturales, un 35%, u otros cultivos, 28%.

La precipitación media anual oscila entre 1000 y 2200 mm

entre las diferentes estaciones de la cuenca con dos máximos anuales en abril-mayo y octubre-noviembre y un periodo seco más intenso entre diciembre y febrero. El clima de la cuenca es del tipo Aw (sabana tropical, Peel y col., 2007). El caudal medio del río Tonusco en la unión con el río Cauca es  $7.12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ .

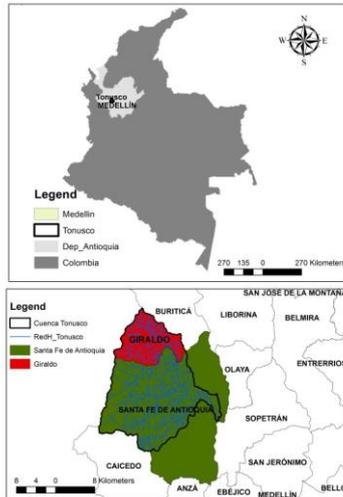


Fig. 1. Localización de la cuenca del río Tonusco.

Con respecto a la geología del terreno, en la parte alta la litología predominante corresponde a la de rocas metamórficas, aunque en el sector sur de la cuenca, cerca al paramo de las alegrías, se tienen mezclas de rocas ígneas y metamórficas y en las zonas bajas, rocas ígneas. En la parte media de la cuenca la litología comúnmente encontrada se corresponde con las rocas sedimentarias (areniscas, arcillolitas, grawacas) y rocas metamórficas en los sectores más al sur. En la región baja de la cuenca, se tiene predominantemente rocas sedimentarias clasificándose como areniscas, arcillolitas, conglomerados en las zonas más altas y areniscas, arcillas pizarrosas en la parte baja. También en la parte alta de la zona más baja de la cuenca, asociadas al cauce principal del río se tienen rocas ígneas. En la figura 2, se presenta la clasificación UCS (Sistema Unificado de Clasificación de Suelos) de los suelos de la cuenca, a partir de información suministrada por el IGAC (2019). Se observa como en la parte alta de la cuenca predominan los suelos rocosos, en la parte media los suelos de texturas finas a medias y en la parte baja los suelos arenosos.

En la cuenca se seleccionaron diferentes estaciones meteorológicas y limnimétricas para medir las precipitaciones, caudales y concentraciones de sedimentos en el río, figura 3. La Tabla 1 muestra los datos usados. Las estaciones meteorológicas IDEAM, registran la precipitación mediante el uso de pluviómetros, mientras que las estaciones limnimétricas se aforan los caudales midiendo la altura la lámina de agua con sensores al paso por un canal rectangular. Para el registro de concentraciones

de sólidos suspendidos, se toman muestras diarias en la estación limnimétrica, para su posterior análisis en los laboratorios.

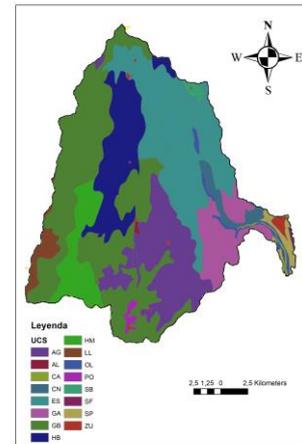


Fig. 2. Clasificación de suelos UCS, para la cuenca del río Tonusco, según datos del IGAC, escala 1:100000.

Se analizaron las relaciones entre la precipitación, el caudal y la concentración de sedimentos transportados por el río, a escala anual, mensual y diaria; identificándose la formación de bucles, o ciclos de histéresis. Aunque hay una gran variedad de estos bucles (e.g. Evans y Davies, 1998), se reconocen varios tipos (e.g. Rose y col., 2018, Table 2), ascendentes y descendentes en la concentración, y con sentido de giro horario, antihorario, o con doble bucle, en forma de ocho.

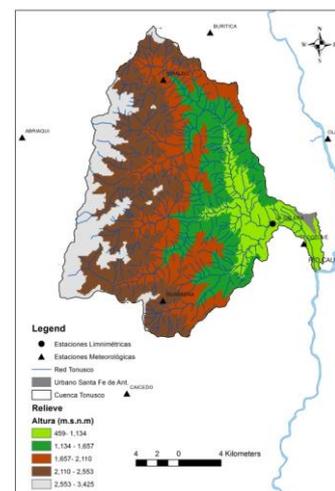


Fig. 3. Estaciones de medida de datos climáticos e hidroquímicos.

Con respecto a los ciclos de histéresis a escala diaria, se seleccionaron episodios de precipitación en los cuales se tuviera generación de escorrentía y arrastre efectivo de sedimentos, pues en muchos casos, aunque hay registros de lluvia, no hay precipitación efectiva por procesos de infiltración.

Para evaluar la influencia de las condiciones climáticas en

los ciclos de histéresis, se utilizaron las descripciones climatológicas de la región realizadas por Arango y Velázquez (2016), Velez y Rhenals (2008) y los análisis de balance hidrológico de una cuenca vecina al Tonusco, con un régimen climático casi idéntico, desarrollados por García et al (2019).

**Tabla 1.** Registros de datos meteorológicos (M) y limnimétricos (L).

Estación	Periodo analizado	Registros
Cotové (M)	1975-2015	12691
Guasabra (M)	1975-2015	13171
Giraldo (M)	1970-2015	13473
Abriacuí (M)	1974-2015	13366
Buriticá (M)	1970-2015	13240
La Galera- (L - Aforo)	1970-2015	13312
La Galera - (L- Sedimentos)	1970-2015	11286

Para cuantificar la magnitud de estos bucles de histéresis se estimaron unos índices propuestos por Lawler y col. (2006), y modificados ligeramente por Lloyd y col. (2015).

### 2.1.-Determinación de los valores de los índices de Histéresis de Lawler.

En los bucles con giro horario la concentración de sedimentos crece y decrece con el caudal, pero con menores valores para un mismo caudal en la fase de retroceso que en la fase de avance. El índice de histéresis correspondiente (*HI*), se estima a partir de la concentración de sedimentos en la fase de avance,  $C_{av}$ , y en la fase de decaimiento,  $C_{dc}$ , medidos en un valor intermedio del caudal  $Q_{md}$ , determinado por una relación lineal entre el caudal mínimo,  $Q_{mn}$  y máximo,  $Q_{mx}$ , con la ayuda de un coeficiente  $\delta$ .

$$Q_{mid} = \delta(Q_{max} - Q_{min}) + Q_{min} \quad (1)$$

El índice es

$$HI_{mid} = \frac{TU_{RL}}{TU_{FL}} - 1 \quad (2)$$

Donde  $TU_{RL}$  es el valor de la turbidez con respecto al caudal medio del ciclo ( $Q_{mid}$ ), en la cresta del sedimentograma;  $TU_{FL}$  es la turbidez asociada a  $Q_{mid}$ , cuando el caudal del agua vuelve a los valores previos a la crecida. Para el presente estudio, debido a la probada relación directa entre las turbideces y las concentraciones de sedimentos, se reemplazarán las variables referenciadas anteriormente por  $SST_{RL}$  y  $SST_{FL}$ .

En los bucles antihorarios la concentración de sedimentos es más elevada en la fase de retroceso que en la de crecida, por lo que se usa una ecuación distinta.

$$HI_{mid} = 1 - \frac{TU_{FL}}{TU_{RL}} \quad (3)$$

### 2.2.- Determinación de los índices de histéresis de Lloyd y col.

El índice de histéresis de Lloyd y col. (2016) se determina como el promedio de la diferencia entre producto entre las concentraciones normalizadas de sedimentos en la curva superior e inferior con el caudal normalizado.

$$HI_{Lloyd} = \frac{\sum_{i=1}^n (SST_{i superior}^* Q_i^* - SST_{i inferior}^* Q_i^*)}{n} \quad (4)$$

con  $i \in [1\%, 100\%]$

Los valores de la concentración de sedimentos se normalizan con los valores máximos y mínimos, ( $SST_i^*$ ),

$$SST_i^* = \frac{SST_i - SST_{min}}{SST_{max} - SST_{min}} \quad (5)$$

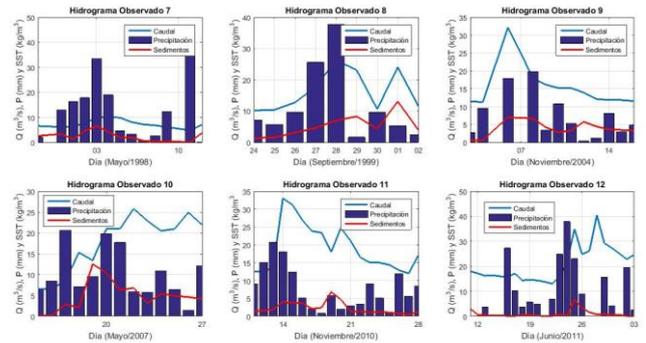
y de la misma forma se hace con los caudales ( $Q_i$ )

$$Q_i^* = \frac{Q_i - Q_{min}}{Q_{max} - Q_{min}} \quad (6)$$

## 3.- Resultados y Discusión

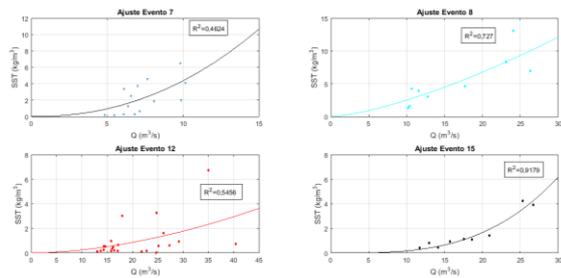
### 3.1.- Relaciones entre la precipitación, el caudal y la concentración de sedimentos.

Se seleccionaron 16 diferentes episodios causados por pulsos aislados de precipitación, teniendo en cuenta los casos con generación de escorrentía y arrastre de sedimentos. En la figura 4, se presentan 6 de los sedimentogramas obtenidos, para el periodo comprendido entre 1998 y 2011.



**Fig. 4.** Algunos de los sedimentogramas de los episodios de precipitación seleccionados entre las series de registros de la Estación La Galera, 1977-2015.

En la figura 5 se muestra las relaciones entre caudales y concentraciones de sedimentos. La mejor curva de ajuste fue una función exponencial con coeficientes de correlación,  $R^2$ , entre 0.4 y 0.92.



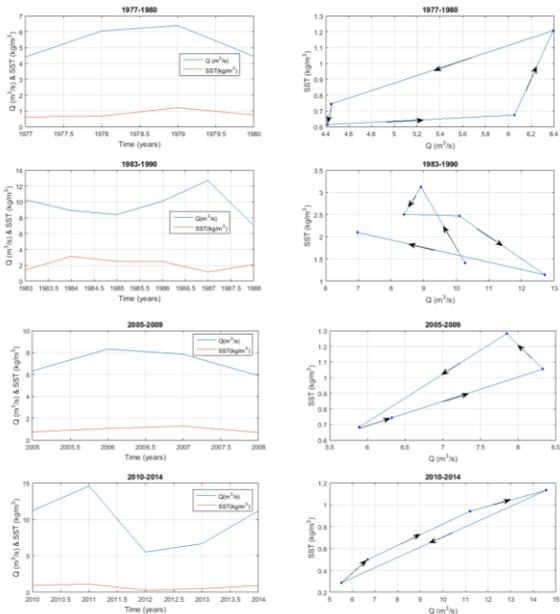
**Fig. 5.** Algunos ajustes de funciones potenciales a los datos de caudales y concentraciones de sedimentos de los episodios de lluvia de la figura 4.

La variabilidad de los ajustes puede deberse a la influencia de los procesos de arranque y transporte de los sedimentos, así como a las interacciones entre ellos.

Se seleccionaron los episodios con mayores coeficientes de correlación para profundizar su análisis.

### 3.2.- Identificación de ciclos de histéresis.

La relación entre caudal y concentración de sedimentos a escala anual, figura 6. puede servir para explorar la posible influencia de la Oscilación del Sur y El Niño, en las siglas inglesas, ENSO. En dichos episodios existen alteraciones de los regímenes de precipitación de la zona andina Colombia, asociados a la alteración de los vientos alisios y las zonas de inter-convergencia tropical de vientos, por el calentamiento o enfriamiento excesivo de regiones meridionales del océano pacifico, teniéndose reducciones en la precipitación promedio anual en fenómenos denominados “El Niño” y aumentos en los denominados “La Niña”. En la región estudiada, durante los fenómenos del Niño se tienen reducciones de la lluvia anual entre los 200 mm y 400 mm con respecto al promedio y en los fenómenos de la Niña se tienen aumentos entre 180 mm y 420 mm sobre el promedio anual.



**Fig. 6.** Hidrogramas y sedimentogramas obtenidos con valores promedio

anual de caudales y concentración de sedimentos, (ver izquierda), y relaciones entre valores promedio anual de caudal y concentración de sedimentos, (ver derecha), en el río Tonusco entre los periodos 1977-1980, 1983-1990, 2005-2009 y 2010-2014; seleccionados teniendo en cuenta, las transiciones entre años con periodos ENSO y regímenes normales.

Los años en los que se han registrado fenómenos ENSO, (NOAA, 2019), en e periodo de estudio se recogen en la tabla 2.

**Tabla 2.** Periodos anuales en los que se manifiestan fenómenos ENSO (NOAA, 2019).

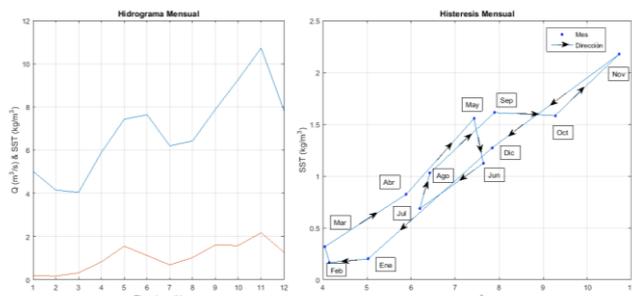
Fenómeno	Años
El Niño	1976-1977, 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1997, 2002, 2009 y 2015-2016
La Niña	1988, 1995-1996, 1998-2000 y 2010-2011

Para la mayoría de los periodos en los que se presentaron transiciones entre ocurrencia de fenómenos del “Niño” y años con regímenes hidrológicos normales, se generaron bucles con sentido de giro antihorario. Una causa probable para el sentido de giro identificado, es el cambio en las dinámicas de precipitación año tras año, viéndose una reducción de las mismas en los periodos iniciales y con ello de los caudales y las concentraciones de sedimentos, para luego presentarse su aumento gradual con el restablecimiento de las lluvias en periodos hidrológicos normales. Este es el caso de los periodos comprendidos entre 1977-1980 y 2005-2009.

En años de transición fenómeno de “La Niña” y periodos hidrológicos normales, se identificaron sentidos de rotación horaria de los ciclos, que pueden ser resultado del aumento proporcional de las lluvias, caudales y concentraciones de sedimentos en los años iniciales y la caída gradual de estos parámetros con el restablecimiento de las condiciones hidrológicas en los años siguientes. Este es el caso del periodo comprendido entre los años 2010 y 2014.

En la transición entre los fenómenos del Niño y la Niña se identifican bucles con forma de ocho, pues se presentan los sentidos de giro horario y antihorario, probablemente asociados a la variación de las lluvias anteriormente descrita. Este es el caso del periodo comprendido entre 1983 y 1990.

La figura 7 expone la relación entre caudal y concentración de sedimentos a una escala mensual.



**Fig. 7.** Hidrograma y sedimentograma obtenido con valores promedio mensual de caudales y concentración de sedimentos, (ver izquierda) y relación entre los valores medios mensuales de caudal y concentración de sedimentos en el río Tonusco (ver derecha), para cada mes del año, en la estación La Galera, entre 1977 y 2015.

Se observan desfases claros entre caudales y concentraciones en los diferentes meses del año. El primer valor máximo de la concentración ocurre en el mes de mayo, mientras que el primer caudal máximo aparece en el mes de junio. El siguiente valor máximo de concentración, algo más elevado que el anterior ocurre en el mes noviembre, esta vez, coincidiendo con el valor máximo de caudal del fin de año.

Teniendo en cuenta la distribución bimodal de la precipitación interanual (Arango y Velázquez, 2016), se observa que los dos primeros meses del año, en los que la precipitación es menor, los caudales y las concentraciones de sedimentos decrecen, llegando a valores mínimos en febrero. En el mes de marzo, aparecen los primeros chubascos en la parte alta de la cuenca, que pueden algunas generar escorrentía y arrastre de sedimentos, que, sin embargo, no son suficientes para aumentar los caudales de la fuente, debido a que en los meses antecedentes se tuvieron precipitaciones mínimas y altas tasas de evaporación por las altas temperaturas que se presentan en la zona, de manera, que los suelos están muy secos y la mayor parte de las aguas lluvias se infiltran. Durante los meses de abril y mayo, se producen las mayores precipitaciones del año en toda la región detectándose una tendencia creciente de los caudales y el transporte de sedimentos. En el mes de junio, aunque el caudal sigue creciendo, una leve reducción en las lluvias hace que la escorrentía y producción de sedimentos bajen. La tendencia en las precipitaciones medias, durante los meses de julio y agosto, es a la reducción, por lo que los caudales disminuyen y con esto la producción de sedimentos. El aumento de las lluvias en septiembre, hace que los caudales y el transporte de sedimentos aumenten de forma drástica, por lo cual, se genera un micro bucle, durante el trimestre descrito.

La precipitación alcanza nuevamente niveles máximos en los meses de octubre y noviembre, siendo el primero, el de mayores registros, sólo superado en algunas ocasiones mayo. Debido a la saturación de los suelos, el alto nivel piezométrico de los acuíferos y con esto la producción de

niveles máximos en el caudal de escorrentía, los caudales de la fuente alcanzan los niveles máximos del año. Aunque los niveles de precipitación máximos ocurren en octubre, los caudales y las concentraciones de sedimentos no son máximas en este periodo, sino en el mes de noviembre, probablemente, porque los niveles máximos de escorrentía no corresponden con los niveles máximos de los caudales base, y además, producen agotamiento de la producción de sedimentos en la cuenca, por lo tanto, ocurre recesión del hidrograma y del sedimentograma, que se evidencia con la formación de un bucle en forma de ocho. En el mes de diciembre las precipitaciones se siguen reduciendo, por lo que bajan los caudales y la concentración de sedimentos efectivamente transportados. Según lo anterior, se evidencia que el sentido predominante de la histéresis es el horario y que hay una relación directa con la precipitación.

El sentido horario del ciclo de histéresis causado por la escorrentía de la primera estación lluviosa del año parece indicar que el agua descarga la masa de sedimento depositado en el periodo menos lluvioso precedente cuando los menores caudales no pueden acarrear todo el sedimento generado. Esta observación coincide con la de Tuset y col. (2016). En otros casos, dicho patrón puede ser debido a que los chubascos más intensos ocurren en las proximidades de la unión del río Tonusco con el río Cauca, que es donde está localizada la estación de aforos. En el río Tonusco, durante la primera estación lluviosa, en los meses de abril y mayo, parte del sedimento procede de las zonas próximas a los cauces que quedaron parcialmente desprotegidas durante la etapa precedente más seca.

En el doble ciclo con forma de ocho, Sander y col. (2011) sugieren que puede haber un cambio en el tamaño de las partículas arrastradas por la corriente, más finas al principio y más gruesas al final, que justifique la variación en el patrón de la relación caudal y descarga. Este aspecto necesita una investigación más detallada. En el río Tonusco se presenta en el mes de octubre, en el cual, aunque aumenta el caudal, la concentración de sedimentos se reduce con respecto al mes anterior, de menor escorrentía.

En el ciclo con sentido anti-horario, parece que los sedimentos se generan en una zona alejada de la estación de aforos por lo que tardan en llegar a ella coincidiendo con la fase de decaimiento (Tuset y col., 2016). House y Warwick (1998), y posteriormente Chanut y col., (2002) han propuesto una explicación más sólida basada en los balances de agua y solutos en el cauce del río. Yang y Lee, (2018), explican la formación de ciclos basados en el estudio de los tiempos de viaje del agua y los sedimentos. Con respecto a los episodios a escala diaria, de los cuales se muestran algunos en la figura 8, se identifica uno con una marcada forma de ocho y otros cinco con una porción que sigue este ciclo. El primer ciclo de estos ocurrió en noviembre de 1984, y los otros en diciembre de 1990,

mayo de 1998, noviembre de 2010, junio de 2011 y noviembre de 2014. Este tipo de ciclos tienden a ocurrir en el último trimestre del año, aunque pueden aparecer en otros periodos por la variabilidad espacial de la precipitación.

Los eventos que presentan tendencia de histéresis horaria, son los de junio de 1978, mayo de 1998, noviembre de 2010, abril de 2012, septiembre y octubre de 2014, y mayo de 2015. Esta situación indica una relación directa entre la escorrentía y el arrastre de sedimentos, la cual, se focaliza en el segundo trimestre del año, cuando comienza la primera temporada de lluvias.

Hay ciclos anti-horarios en octubre de 1977, diciembre de 1990, noviembre de 2004, junio de 2011, noviembre de 2014.

Como se puede observar, a escala diaria se sigue una tendencia parecida a la observada a escala mensual, pues los ciclos anti-horarios ocurren en su mayoría a final de año, asociados a la variabilidad espacial de la precipitación y escorrentía, que son muy notables en la parte alta de la cuenca, además de la caída drástica de la precipitación entre diciembre y enero.

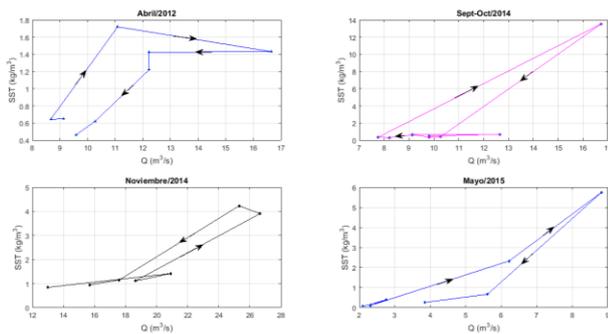


Fig. 8. Algunos ciclos de histéresis a escala diaria, obtenidos para los episodios de lluvia seleccionados en la figura 4.

También, fueron graficados algunos ciclos de histéresis representativos, con su respectivo hidrograma, como se puede observar en la figura 9, con el fin de identificar en la escala temporal, los diferentes ciclos de histéresis, tal y como lo realizan Yang y Lee (2018).

### 3.3.- Evaluación de los ciclos de histéresis

Inicialmente se calculó el índice de histéresis de Lawler y col. (2006), con las ecuaciones 1-2-3. Los resultados obtenidos a escala mensual se exponen en la tabla 3.

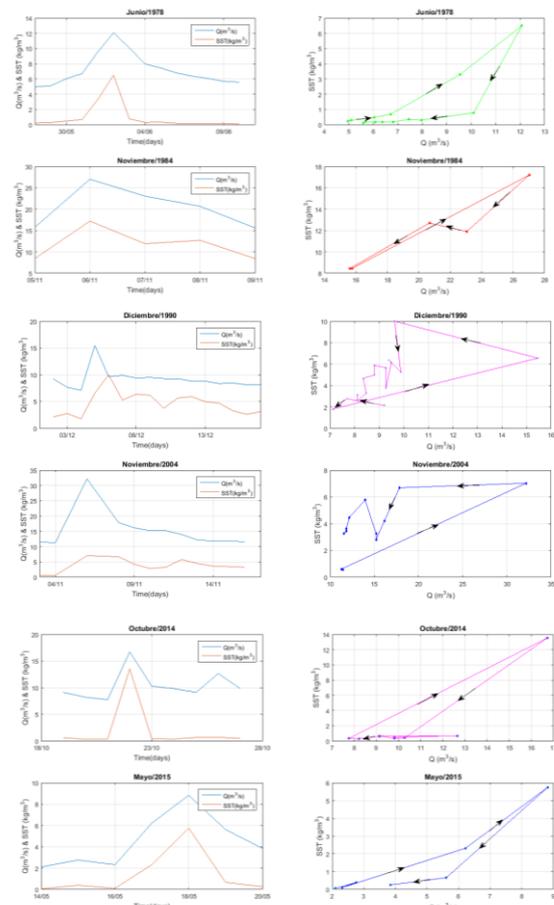


Fig. 9. Hidrogramas, Sedimentogramas y ciclos de histéresis de eventos diarios seleccionados.

Tabla 3. Índices de histéresis mensuales de Lawler y col. (2006).

Periodo	$Q_{mid}$ $m^3s^{-1}$	$SST_{FL}$ $kg\ m^{-3}$	$SST_{RL}$ $kg\ m^{-3}$	Índice $HI_{mid}$	Sentido
Completo	7.87	1.30	1.61	0.167	Horario
Ene-Abr	5.46	0.35	0.70	1.00	Horario
May-Ago	6.89	0.85	1.30	0.625	Horario
Sept-Dic	7.87	1.62	1.30	-0.246	Anti-horario

En la tabla 3 se observa que, a escala mensual predomina la tendencia horaria sobre las demás. Al realizar el análisis por trimestre la tendencia horaria se mantiene en los primeros tres trimestres, con una tendencia anti-horaria en el último trimestre, coincidiendo con lo detectado previamente.

La mayor magnitud del índice horario obtenido corresponde a la del primer trimestre, en donde hay una clara relación entre la generación de escorrentía por el aumento gradual de las lluvias y el arrastre de sedimentos. Posteriormente el índice disminuye con la precipitación, durante el final del segundo trimestre y todo el tercer trimestre. Por último, se obtiene un índice de magnitud negativa asociado a un ciclo anti-horario, por la recesión

anteriormente descrita al final del año.

Los índices de histéresis para los episodios diarios, (tabla 4), muestran tendencias horarias y antihorarias en 7 y 5 casos respectivamente. Con respecto a los ciclos en forma de ocho las tendencias dominantes son:

- noviembre de 1984: Horaria
- diciembre de 1990: Antihoraria
- mayo de 1998: Horaria
- noviembre de 2010: Horaria
- junio de 2011: Antihoraria
- noviembre de 2014: Antihoraria.

Los resultados coinciden con las las observaciones previas, en meses en los que cambian los regímenes de húmedos a secos, por la reducción de las lluvias. Además, se debe tener en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación, la cual es mucho mayor durante todo el año en las partes altas y alejadas la red de drenaje principal, sobre todo en los meses de mayo, octubre y noviembre, evidenciando posibles amortiguamientos en los hidrogramas y sedimentogramas.

Los valores de los índices para ciclos horarios oscilan entre 0.04 y 4.56, siendo los de mayor magnitud aquellos correspondientes al primer semestre del año.

Los valores de los índices para ciclos anti-horarios oscilan entre -0.84 y -0.27, con los más bajos en los meses de octubre y noviembre, lo que indica una mayor magnitud del ciclo de histéresis anti-horario, como es la tendencia del periodo.

**Tabla 4.** Índices de histéresis diarios de Lawler y col. (2006).

Periodo	Q <sub>mid</sub>	SST_FL	SST_RL	HI <sub>mid</sub>	Sentido
	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	kg m <sup>-3</sup>			
Octubre 1977	9.13	0.84	0.61	-0.38	AH
Junio 1978	8.52	0.45	2.50	4.56	H
Nov. 1984	21.4	12.50	13.00	0.04	H
Dic. 1990	12.3	8.20	4.90	-0.67	AH
Mayo 1998	8.37	1.98	5.38	1.72	H
Nov. 2004	21.8	6.90	3.75	-0.84	AH
Nov. 2010	24.1	4.10	4.90	0.20	H
Junio 2011	28.4	4.20	3.30	-0.27	AH
Abril 2012	12.9	1.41	1.62	0.15	H
Sept-Oct 2014	12.9	5.80	7.90	0.36	H
Nov. 2014	19.8	2.08	1.60	-0.30	AH
Mayo 2015	5.47	0.62	1.91	2.08	H

H: horario, AH: Antihorario

Los resultados son consistentes con los del análisis precedente.

Los ciclos de mayor índice de giro horario son los de junio de 1978 y mayo de 1998, mientras que para las tendencias

antihorarias son las de octubre de 1977 y noviembre de 2004.

En la tabla 5 se muestran los índices de Lloyd y col. (2015) calculados a escala mensual. Estos presentan una gran variabilidad. Las diferencias en los resultados se deben a la escala de detalle que tienen ambos métodos, como han señalado Krueger y col. (2012) y Aich y col. (2014).

**Tabla 5.** Índices de histéresis mensuales de Lloyd y col. (2015).

Periodo	Índice HI <sub>Lloyd</sub>	Sentido
Completo	0.0751	Horario
Ene-abr	0.0121	Horario
May-Ago	0.0816	Horario
Sept-Dic	-0.0735	Anti-horario

Para los índices de histéresis evaluados a escala diaria, se repite la tendencia anterior, pero los valores obtenidos muestran una gran variación entre ambos métodos. Sólo se parecen entre sí los datos de los episodios noviembre de 1984, noviembre de 2010, junio 2011 y abril de 2012, lo que representa la tercera parte de los casos. En la tabla 6, se pueden consultar los resultados.

**Tabla 6.** Índices de histéresis diarios de Lloyd y col. (2015).

Periodo	Índice HI <sub>Lloyd</sub>	Sentido
Octubre 1977	-0.170	Anti-Horario
Junio 1978	0.125	Horario
Noviembre 1984	0.029	Horario
Diciembre 1990	-0.071	Anti-Horario
Mayo 1998	0.214	Horario
Noviembre 2004	-0.077	Anti-Horario
Noviembre 2010	0.167	Horario
Junio 2011	-0.266	Anti-Horario
Abril 2012	0.120	Horario
Sept-Oct 2014	0.033	Horario
Noviembre 2014	-0.121	Anti-Horario
Mayo 2015	0.073	Horario

Con respecto a los análisis mensuales y diarios, se observa que la tendencia en la mayoría de los casos estudiados a escala mensual pertenece al tipo horario. Esto indica que los sedimentos la mayor parte del tiempo, se generan en las zonas aledañas al cauce.

Los estudios anuales, muestran una tendencia de giro antihoraria predominante, tendencia que según los análisis realizados podría estar asociada a la ocurrencia del fenómeno del Niño más frecuente durante los años de estudio, que el de la Niña

#### 4.- Conclusiones

Se observó que los ciclos de histéresis a escala anual dependen de la ocurrencia de los fenómenos ENSO, favoreciéndose ciclos antihorarios en periodos de cambio entre fenómeno del “Niño” y años hidrológicos normales, pues el aumento de la precipitación asociada depende del caudal y la concentración de sedimentos transportados.

Con respecto al ciclo de histéresis a escala mensual, se comprobó que existe una relación directa con la variabilidad de la precipitación media mensual y espacial. En periodos de cambio entre estaciones secas y lluviosas son frecuentes los ciclos horarios, mientras que en la transición entre periodos húmedos y secos hay recesiones del hidrograma y con esto ciclos anti-horarios. La inversión del sentido del ciclo de histéresis genera un bucle en forma de ocho.

A escala diaria los ciclos de histéresis muestran un comportamiento similar en algunos casos a las tendencias mensuales. La mayoría de ciclos en forma de ocho coinciden con los meses de octubre y noviembre, con hidrogramas decayendo.

También, se ha comprobó que el sentido y la forma de los ciclos de histéresis, están asociados a la variabilidad espacial de la lluvia en la cuenca.

Los resultados obtenidos en los índices de histéresis calculados son coherentes con las observaciones de las gráficas realizadas, aunque se presenta una alta varianza en algunos de los resultados obtenidos para cada una de las diferentes metodologías. El índice de Lloyd y col. (2015), parece más adecuado que el de Lawler y col. (2006) pues evalúa los ciclos con mayor detalle.

#### 5.- Bibliografía

- Aich, V., A. Zimmermann y H. Elsenbeer, 2014. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns: How much data do we need? *Catena*, 122, 120-129.
- Arango, Y., y Velázquez, C., 2016. “Dinámica del Clima y la vegetación en los Últimos 200 años del Holoceno en el Humedal La Bramadora , Antioquia-Colombia. ”. Medellín: Tesis doctoral Escuela de Geociencias. Universidad Nacional de Colombia.
- Chanat, J.G., K.C. Rice y G.M. Hornberger, 2002. Consistency of patterns in concentration-discharge plots. *Water Resour. Res.*, 38, 10.1029/2001WR000971.
- Eder, A., & col, y., 2010. Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects. *J. Hydrol.*, 389: 168-176.
- Evans, C. y T.D. Davies, 1998. Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry, *Water Resour. Res.*, 34, 129-137.
- García, J. P., T. Vanwalleghem, J.V. Giráldez, J. Morató, y J. Montoya, 2019. Determination of Environmental Flows for the Barbuda Stream in the municipality of Olaya, Antioquia, Colombia. *Rev. Fac. Ing., Universidad de Antioquia*, 91:1-32.
- House, W.A. y M.S. Warwick, 1998. Hysteresis of the solute concentration/discharge relationship in rivers during storms. *Wat. Res.*, 32, 2279-2290.
- I.G. Agustín Codazzi, 1983. *Mapa de suelos*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Agrología y Botánica, Ministerio de Hacienda y Crédito Público, Bogotá.
- Krueger, T., J. Freer, J.N. Quinton y C.J.A. Macleod, 2007. Processes affecting transfer of sediment and colloids, with associated phosphorus, from intensively farmed grasslands: a critical note on modelling of phosphorus transfers. *Hydrol. Proc.* 21, 557-562.
- Krueger, T., J.N. Quinton, J. Freer, C.J.A. Macleod, G.S. Bilotta, R.E. Brazier, J.M.B. Hawkins y P.M. Haygarth, 2012. Comparing empirical models for sediment and phosphorus transfer from soils to water at field and catchment scale under data uncertainty. *Eur. J. Soil Sci.*, 63, 211-222.
- Lawler, D.M., G.E. Petts, I.D.L. Foster, y S. Harper, 2006. Turbidity dynamics during spring storm events in an urban headwater river system: the Upper Tame, West Midlands, UK. *Sci. Tot. Environ.*, 360, 109-126.
- Lloyd, C.E.M., J.E. Freer, P.J. Johnes, y A.L. Collins, 2015. Testing an improved index for analysing storm discharge-concentration hysteresis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 625-632.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson, y T.A. McMahon, 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633-1644.
- Rose, L.A., D.L. Karwan, y S.E. Godsey, 2018. Concentration-discharge relationships describe solute and sediment mobilization, reaction, and transport at event and longer time scales. *Hydrol. Proc.*, 32, 2829-2844,
- Sander, G. C., T. Zheng, P. Heng, Y. Zhong y D.A. Barry, 2011. Sustainable soil and water resources: Modelling soil erosion and its impacts on the environment. *Proc. 19th Int. Congr. Model. Simul., Perth Australia, 12-16 dec.* <http://mssanz.org.au/modsim2011>, 45-56.
- Saneambiente , 2011. “Estudios y Diseños del Plan Maestro de Acueducto y Alcantarillado de los Municipios de San Jerónimo, Santa Fe de Antioquia, Sopetrán, Olaya y el corregimiento de Sucre, Informe Diagnostico Municipio de Olaya”. San Jerónimo.
- Tuset, J., D. Vericat y R.J. Batalla, 2016. Rainfall, runoff and sediment transport in a Mediterranean mountainous catchment, *Sci. Tot. Environ.*, 540, 114-132.
- Williams, G. P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in Rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.
- Wood, P. A., 1977. Control of variation in suspended sediment concentration in the river Rother West Sussex, England. *Sedimentol.*, 24: 437-445.
- Yang, C.-C., y K.T. Lee, K., 2018. Analysis of flow-sediment rating curve hysteresis based on flow and sediment travel time estimations. *Int. J. Sedim. Res.*, 33, 171-182.



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



## ATENUACIÓN DE CONTAMINANTES DE PREOCUPACIÓN EMERGENTE Y MICROORGANISMOS PATÓGENOS EN LA ZONA NO SATURADA: FILTROS VERDES Y EFECTO DE ENMIENDAS

V. Martínez-Hernández<sup>1\*</sup>, R. Meffe<sup>1</sup>, I. López-Heras<sup>1</sup>, J.A. Hernández-Martín<sup>1</sup>, C. Alonso-Alonso<sup>1</sup>, B. Huidobro<sup>1</sup>, A. de Santiago-Martín<sup>1</sup>, I. Martín<sup>4</sup>, G. Teijón-Ávila<sup>1</sup>, R. Pradana<sup>1</sup>, I. de Bustamante<sup>2&1</sup>, L. Nozal<sup>1&3</sup>, M. Leal<sup>5</sup>, F. Carreño<sup>5&1</sup>, J. Lillo<sup>5&1</sup>, J.J. Salas<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Instituto IMDEA Agua Avda Punto Com, 2 28805 Alcalá de Henares (Madrid). [virtudes.martinez@imdea.org](mailto:virtudes.martinez@imdea.org), [isabel.lopez@imdea.org](mailto:isabel.lopez@imdea.org), [covadonga.alonso@imdea.org](mailto:covadonga.alonso@imdea.org), [blanca.huidobro@imdea.org](mailto:blanca.huidobro@imdea.org), [raffaella.meffe@imdea.org](mailto:raffaella.meffe@imdea.org), [ana.desantiago@imdea.org](mailto:ana.desantiago@imdea.org), [gloria.teijon@imdea.org](mailto:gloria.teijon@imdea.org), [raul.pradana@imdea.org](mailto:raul.pradana@imdea.org) (<https://www.soilwaterquality.es/>)

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente. 28802. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid). [irene.bustamante@uah.es](mailto:irene.bustamante@uah.es) ([www3.uah.es/filtrosverdes/](http://www3.uah.es/filtrosverdes/))

<sup>3</sup> Centro de Química Aplicada y Biotecnología (CQAB). Ctra. Madrid-Barcelona (A-2), Km 33, 28871. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid). [leonor.nozal@uah.es](mailto:leonor.nozal@uah.es)

<sup>4</sup> Fundación Centro de Nuevas Tecnologías del Agua (CENTA), Autovía Sevilla-Huelva (A-49), Km. 28, 41820. Carrión de los Céspedes (Sevilla). [imartin@centa.es](mailto:imartin@centa.es), [jjsalas@centa.es](mailto:jjsalas@centa.es)

<sup>5</sup> Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica. Campus de Móstoles. Universidad Rey Juan Carlos. Móstoles (Madrid). [maria.leal@urjc.es](mailto:maria.leal@urjc.es), [francisco.carreño@urjc.es](mailto:francisco.carreño@urjc.es), [javier.lillo@urjc.es](mailto:javier.lillo@urjc.es)

**RESUMEN.** Los filtros verdes (FVs) utilizan la zona no saturada (ZNS) como agente depurador de aguas residuales aprovechando procesos naturales que ocurren en el conjunto suelo-planta-microorganismos. En el presente trabajo se analiza la atenuación de contaminantes de preocupación emergente (CPEs) y microorganismos patógenos en FVs. Además, se ha estudiado a escala laboratorio el efecto de dos enmiendas (astillas de madera y biochar) incorporadas al suelo como medida de mejora de la capacidad de tratamiento de CPEs. Los resultados demuestran que tanto para CPEs como *E.coli* existe una reducción de las concentraciones en el agua durante la infiltración a través de la ZNS. Los antiinflamatorios naproxeno y ketoprofeno son los CPEs que presentan una mayor persistencia. El uso de una enmienda de biochar en el suelo mejora la capacidad de tratamiento de los CPEs estudiados, siendo el naproxeno y el ketoprofeno los compuestos que presentan diferencias significativas.

**ABSTRACT.** Vegetation filters (VFs) use the vadose zone to treat wastewater by taking advantages of the processes that occur naturally during infiltration. In this paper, we analyze the attenuation of contaminants of emerging concern (CECs) and pathogenic microorganisms in VFs. In addition, two soil amendments (woodchips and biochar) have been tested as a measure to improve the treatment capacity of the CECs at laboratory scale. The results show that the concentration of both, CECs and *E. coli* decreases in the water during the infiltration through the vadose zone. The anti-inflammatories naproxen and ketoprofen present the higher persistence. The use of biochar as soil amendment improves the treatment capacity of the selected CECs, with naproxen and ketoprofen being the compounds that present significant differences.

### 1.- Introducción

Los Filtros Verdes (FVs) son plantaciones arbóreas, dimensionadas en función del caudal a tratar, que se riegan generalmente con agua residual pretratada. El agua, al infiltrarse a través de la zona no saturada (ZNS), se depura aprovechando los procesos naturales que ocurren en el conjunto suelo-planta-microorganismos. Esta técnica presenta numerosas ventajas: la regeneración del efluente, la reutilización del agua (para riegos, recarga de acuíferos y producción de biomasa), la mejora paisajística, la creación de nichos ecológicos, la mitigación de los efectos del cambio climático (fijación de carbono atmosférico) y su bajo coste de instalación y mantenimiento.

Sin embargo, los FVs también pueden introducir en el medio ambiente contaminantes presentes en los efluentes que no están regulados en la actual legislación de vertidos de aguas residuales urbanas. Uno de los retos a los que se enfrentan los FVs es la potencial lixiviación de contaminantes de preocupación emergente (CPEs) y de microorganismos patógenos hacia el acuífero subyacente. Por ello, se hace indispensable el control y el seguimiento de la calidad del agua durante la infiltración tanto a su paso por la ZNS como a su llegada a la zona saturada.

A pesar de que el uso del terreno como agente depurador de aguas residuales es una práctica muy antigua, pocos son los estudios que han analizado el comportamiento de CPEs durante la infiltración (McEachran *et al.*, 2016 y 2017, Karnjanapiboonwong *et al.*, 2011 y Martínez-Hernández *et al.*, 2018). En estos sistemas, la calidad del agua residual a tratar, las propiedades del suelo y las condiciones climáticas son factores que afectan a la calidad del agua final. Para poder asegurar la eficacia del tratamiento es fundamental disponer de un conjunto de datos que ayuden a entender los procesos que afectan a la atenuación de CPEs en estos sistemas.

La infiltración de microorganismos, que afectan a la salud pública, a través del suelo puede implicar la aparición de estos contaminantes en las aguas superficiales por movimientos de agua sub-superficiales, en las aguas subterráneas en acuíferos someros y limitar

su uso para agua de abastecimiento (WHO, 2016; IWA, 2006). La capacidad de tratamiento de los FVs no se encuentra bien estudiada para este tipo de contaminantes y sólo algunos artículos abordan el tema, sobre todo a escala de laboratorio (Engström *et al.* 2014; Madumathi *et al.* 2017).

Para mejorar la capacidad de tratamiento de los FVs, es necesario favorecer los procesos de atenuación de los contaminantes. El empleo de enmiendas que se incorporen al suelo y potencien la biodegradación y la adsorción podría implicar esta mejora. La adición de materia orgánica, con alta relación C/N, que complemente lo aportado en el agua residual urbana, estimula la actividad microbiana. Este es el caso de las astillas de madera, cuya incorporación al suelo mejora los procesos de desnitrificación y la eliminación del nitrato (Meffe *et al.* 2016). Por otro lado, el uso de enmiendas que incrementen la superficie de adsorción en el suelo también podría ayudar a la eliminación de CPEs y de microorganismos patógenos del agua.

En este contexto surge el proyecto FILVER+, que tiene como objetivo el desarrollo de un filtro verde enmendado (FVE) que actúe como tratamiento secundario y terciario de aguas residuales, maximizando la eliminación de nutrientes, CPEs y microorganismos patógenos. Las enmiendas a evaluar son materiales de bajo coste y fácil adquisición que proceden del propio FV. Su empleo para la mejora del tratamiento del agua residual en FVs se alinea con el concepto de economía circular y del uso sostenible de recursos.

Los objetivos de este estudio son: i) determinar el comportamiento de 5 CPEs durante la infiltración a través de la ZNS de 2 FVs; ii) determinar el grado de eliminación de microorganismos patógenos (*E.coli* y huevos de helmintos intestinales) en uno de los FVs y iii) evaluar a escala de laboratorio el efecto de la adición de dos enmiendas en la atenuación de los CPEs.

## 2.- Metodología

En el presente trabajo se comparan los resultados obtenidos en términos de capacidad de tratamiento de CPEs en dos FVs instalados en dos ubicaciones: IMDEA-Agua en Alcalá de Henares (Madrid) y CENTA en Carrión de los Céspedes (Sevilla). Para el FV de CENTA también se presentan los datos de eliminación de *E. coli* y huevos de helmintos intestinales. Ambos sistemas, con una densidad de plantación de 10.000 chopos por hectárea reciben aguas residuales pretratadas mediante un tanque Imhoff. El suelo fue nivelado previamente y se excavaron los surcos con una pendiente de aproximadamente un 3% que permite la llegada del agua al final de los mismos. Cada FV está dividido en surcos (5 en IMDEA y 10 en CENTA) donde se aplica el agua de riego por inundación. En el caso de CENTA el riego se realiza por gravedad según se genera el agua residual. En el caso de IMDEA, la aplicación se realiza por bombeo en volúmenes de aproximadamente 300 L. Cada día laborable se riega un surco (IMDEA) o dos surcos (CENTA). Los surcos se separan por caballones donde los

árboles están plantados. La Fig.1 representa de forma esquemática cada una de las instalaciones.

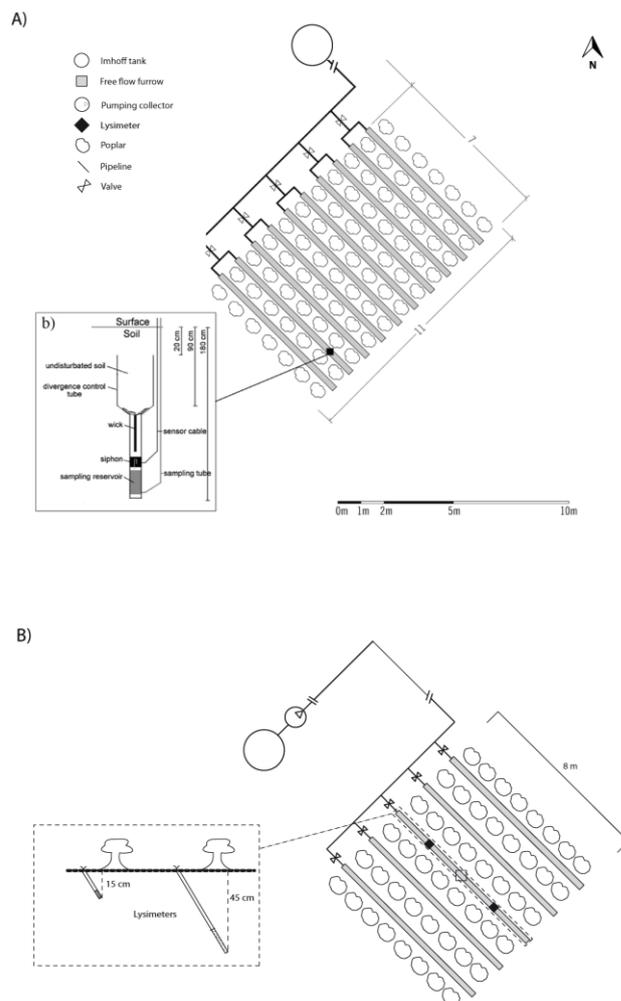


Fig. 1. Esquema de las instalaciones: A) CENTA y B) IMDEA.

La calidad del agua residual utilizada para riego, del agua infiltrada y del agua subterránea ha sido monitorizada en ambos FVs. La red de calidad de agua subterránea en la parcela del FV de IMDEA consta de 4 piezómetros: P7 y P9 aguas arriba del FV y P8 y P11 aguas abajo. En el FV de CENTA, el agua subterránea se muestrea en un único piezómetro, el P25, ubicado aguas abajo. La Tabla 1 describe los equipos y la profundidad de muestreo, el volumen y la calidad del agua residual utilizada para el riego, así como las propiedades fisicoquímicas y la textura del suelo de ambos FVs. La calidad del agua residual se monitorizó durante el periodo de muestreo y los valores medios junto con su desviación estándar se recogen en la Tabla 1. El suelo de ambos FVs se muestreó al principio del experimento. En el caso de CENTA, se presenta el valor medio de 6 muestras de suelo con su desviación estándar. En IMDEA, se realizó un único muestreo compuesto de 6 submuestras, por lo que no se puede presentar ninguna desviación estándar.

**Tabla 1.** Datos de equipamiento y funcionamiento de los dos FVs

Parámetro		IMDEA	CENTA
Equipamiento ZNS		Lisímetro de succión <sup>(1)</sup>	Lisímetro de succión pasiva <sup>(2)</sup>
Profundidad muestreo ZNS (cm) y nomenclatura		15 y 45 (C15 y C45)	90 (L90)
Profundidad muestreo piezómetros (m) y nomenclatura		10 (P8, P11 y P9) 15 (P7)*	10 (P25)*
Volumen de agua aplicada (m <sup>3</sup> /año)**		238,00	46,95
Precipitación anual (m <sup>3</sup> /año)**		21,60	33,99
Evapotranspiración de referencia (m <sup>3</sup> /año)**		65,99	106,84
Calidad del agua residual utilizada para el riego	DQO (mg/L)	98,33±34,84	157,88±85,85
	N <sub>i</sub> (mg/L)	49,13±17,76	133,86±14,94
	P <sub>i</sub> (mg/L)	4,22±1,49	13,77±1,94
	C/N	2,07±0,49	1,26±0,76
Propiedades fisicoquímicas del suelo	CCC (cmol/kg)	11,1	18,20±5,91
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/kg)	45,5	67,77±62,91
	CE (dS/m)	0,14	0,16±0,06
	pH (1:5)	8,24	7,88±0,45
Textura del suelo	MO (%)	1,69	2,12±1,18
	Arenas (%)	50,9	50,0±10,0
	Limos (%)	22,5	25,0±8,7
	Arcillas (%)	26,6	25,0±5,0

(1) Soil Measurement Systems, Tucson AZ, USA

(2) Decagon Devices, Pullman, Washington, USA

\*Los piezómetros P8, P11 (IMDEA) y P25 (CENTA) están aguas abajo del FV. Los piezómetros P7 y P9 (IMDEA) se encuentran aguas arriba.

\*\*Valores medios de los dos años de estudio de cada FV.

Las muestras de agua (residual, de infiltración y subterránea) se tomaron utilizando botellas de vidrio ámbar de 1 L y se conservaron a -20°C hasta su análisis. Para llevar a cabo la cuantificación de los CPEs, las muestras de agua se filtraron a través de un filtro de fibra de vidrio de 0,7 µm de tamaño de poro y se sometieron a un proceso de extracción en fase sólida (*solid phase extraction-SPE*) utilizando los cartuchos Oasis HLB (200 mg, 6 cc, Waters, Mildford, MA, USA) para realizar la limpieza y preconcentración de la muestra. Los análisis fueron realizados mediante cromatografía de líquidos acoplada a espectrometría de masas empleando el analizador triple cuadrupolo (LC-MS/MS) y el analizador cuadrupolo con tiempo de vuelo (LC-QTOF) para las muestras de IMDEA y CENTA, respectivamente. Los CPEs estudiados son paracetamol, naproxeno, ketoprofeno y 2 productos de transformación (PTs) de estimulantes, la paraxantina (procedente de la cafeína) y la cotinina (procedente de la nicotina).

Los resultados que se presentan a continuación pertenecen a un periodo de control y seguimiento de 2 años. En el caso del FV de IMDEA, este periodo abarca desde enero de 2017 hasta enero de 2019. Las muestras del agua de infiltración a través de la ZNS fueron tomadas a partir de enero de 2018 (15 cm de profundidad) y julio de 2018 (45 cm de profundidad), cuando los equipos de muestreo fueron

instalados en el FV. En el FV de CENTA, el periodo de toma de muestra abarca de marzo de 2013 a marzo de 2015.

Para evaluar la capacidad de atenuación de microorganismos patógenos en el FV de CENTA, paralelamente al muestreo de los CPEs, se llevó a cabo el muestreo para el análisis de *E. coli* y huevos de helmintos intestinales. Las muestras para *E. coli* se tomaron en duquesas estériles de 100 mL. Las correspondientes a huevos de helmintos intestinales se tomaron en garrafas de 10L. En ambos casos, se procedió a las determinaciones microbiológicas en un periodo no superior a 24 horas después del muestreo. Para *E. coli*, se empleó el método de filtración por membrana (ISO 9308-1:2000), cultivo en agar para coliformes (Chromocult) y recuento de bacterias β-Glucuronidasa positiva. Para huevos de helmintos intestinales se siguió el método modificado de Bailingier, 1979 (Bouhoum y Schwartzbrod, 1989), incluyendo modificaciones en el volumen y tiempo de sedimentación, de acuerdo a Sanz *et al.* (2008).

Finalmente, con el objetivo de identificar qué enmienda, mejorará el tratamiento en los FVs, se llevaron a cabo 3 ensayos de infiltración a escala de laboratorio simulando de la forma más realista posible las condiciones de campo. En concreto, se utilizó suelo del FV instalado en IMDEA para rellenar una columna de acero inoxidable con, aproximadamente, la misma densidad aparente del campo (columna de control sin enmienda). Por otro lado, se rellenó otra columna con el mismo suelo añadiendo el 3% en peso de astillas de madera de chopo procedentes del propio FV. Por último, se rellenó una tercera columna con el mismo suelo al que se le agregó un 3% en peso de biochar procedente de la pirólisis de astillas de madera de chopo. La incorporación de cada enmienda al suelo se realizó fuera de la columna hasta alcanzar una mezcla homogénea, que se utilizó para el relleno de las mismas. Las características de cada uno de los sistemas se describen en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Características de los tres ensayos de infiltración llevados a cabo en laboratorio con el suelo de IMDEA.

	Suelo	Suelo + Astillas	Suelo + Biochar
Diámetro de la columna (cm)	8,49	8,49	8,49
Altura del relleno (cm)	15,40	18,00	18,00
Densidad aparente (g/cm <sup>3</sup> )	1,53	1,34	1,34
Porosidad total (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0,49	0,52	0,51

Una vez por semana, a cada columna se le añadió un volumen de 500 ml (en dos tandas de 250 ml) de agua residual sintética (ARS) enriquecida con una concentración de 1 mg/L de una mezcla de los CPEs estudiados. El ARS fue preparada semanalmente, simulando la misma calidad en cuanto a iones, nutrientes y materia orgánica que el agua residual pretratada que se aplica al FV de IMDEA y se estableció el mismo patrón de riego. La salida de las columnas está conectada a una

cámara de vacío que aplica una succión para simular las condiciones hidrodinámicas de la ZNS. Tras cada evento de riego, se tomaron 5 muestras de agua (con un volumen de 100 mL, aproximadamente) a la salida de cada una de las tres columnas. Los resultados presentados en este trabajo se corresponden a 6 eventos de riego.

Los porcentajes de atenuación fueron calculados utilizando los valores de la mediana de todas las muestras analizadas tanto en el campo como en el laboratorio.

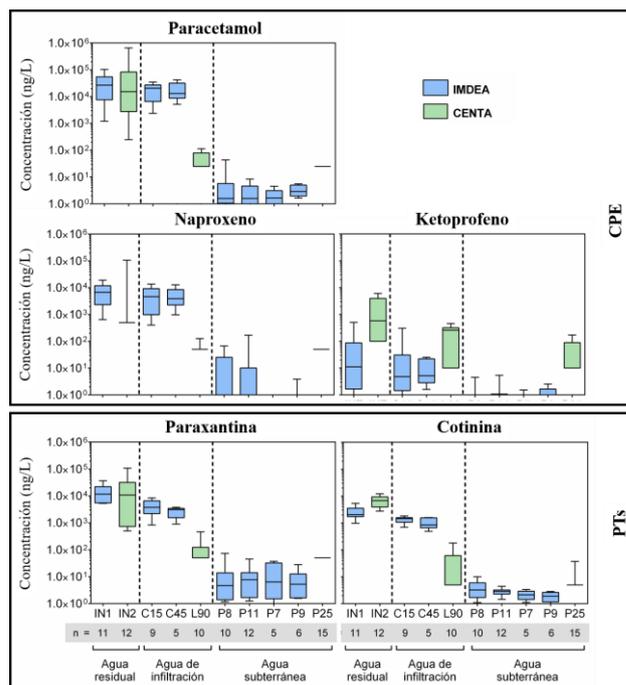
Para comparar la eficiencia de las enmiendas se calculó el porcentaje de atenuación de cada pareja de datos (entrada y salida) presentando la media y desviación estándar de estos valores. Además, se aplicó un test estadístico ANOVA usando un *post hoc* test (Tukey) para determinar si existen diferencias significativas ( $n=6$ ) en el porcentaje de eliminación para cada una de las enmiendas. La homogeneidad de la varianza fue verificada por el test Levene. Los análisis estadísticos fueron realizados utilizando SPSS (Statistical Package for the Social Sciences) v.17 (SPSS, Inc.) software.

### 3.- Resultados y discusión

- Comparación de FVs

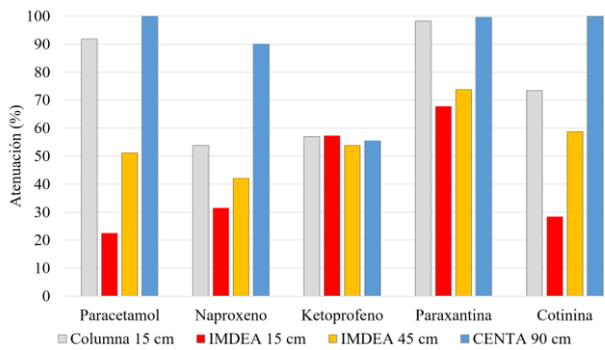
Las concentraciones medidas de cada uno de los compuestos estudiados en las diferentes matrices (agua residual, agua de infiltración y agua subterránea) de ambos FVs se muestran en la Fig. 2. Se puede observar que la variabilidad de las concentraciones suele ser elevada abarcando, en la mayor parte de los casos, entre uno y dos órdenes de magnitud dentro de la misma matriz. Sin embargo, no se ha encontrado un patrón temporal de las concentraciones en el agua residual, ni en el agua de infiltración, ni en el agua subterránea que pudiera explicar esa variabilidad (datos no mostrados). Se desconocen las bases de la variabilidad de estos compuestos a lo largo del año. Es importante destacar que los compuestos estudiados son sustancias pertenecientes a los grupos de analgésicos, antiinflamatorios y estimulantes, cuyo consumo está bastante generalizado e independiente de la época del año.

La presencia de concentraciones similares de paracetamol, paraxantina y cotinina en el agua subterránea, independientemente del punto de muestreo, indica la existencia de una contaminación de base en el acuífero. Sin embargo, en el caso del naproxeno, los resultados obtenidos llevan a una conclusión diferente. Los piezómetros donde aparece esta sustancia son únicamente los que se encuentran aguas abajo del FV (P8 y P11) sugiriendo que se lixivia del propio sistema. De hecho, los porcentajes de eliminación del naproxeno en el FV de IMDEA superan solo ligeramente el 30% y el 40% a 15 y 45 cm, respectivamente (Fig. 3). El ketoprofeno aparece en el agua subterránea de manera puntual en todos los piezómetros, tanto aguas arriba como aguas abajo, por lo que no se puede considerar que el FV sea la fuente de origen de este contaminante.



**Fig. 2.** Concentraciones en ng/L de los CPEs (Contaminantes de Preocupación Emergente) y PTs (Productos de Transformación) estudiados en el agua residual utilizada para el riego (IN1 de IMDEA e IN2 de CENTA), en el agua de infiltración a 15, 45 y 90 cm y en el agua subterránea (P8 y P11 aguas abajo y P7 y P9 aguas arriba del FV de IMDEA y P25 aguas abajo del FV de CENTA).

Las concentraciones en el agua de infiltración del FV de CENTA son inferiores y significativamente diferentes al agua residual para todos los compuestos (Fig. 3), con la excepción del ketoprofeno. El FV de IMDEA presenta concentraciones en el agua de infiltración inferiores al agua residual para todos los compuestos. Sin embargo, no se puede confirmar que sean significativamente diferentes ni a 15 ni a 45 cm. A pesar de ello, para comparar con el FV de CENTA, se han utilizado los valores de las medianas para calcular los porcentajes de atenuación. Hay que destacar que, por un lado, en el FV de CENTA las concentraciones se han analizado a 90 cm de profundidad, lo que otorga 45 cm más de tratamiento en la ZNS. Por otro lado, el volumen de agua aplicada en el FV de IMDEA ha sido sustancialmente mayor (Tabla 1), implicando una posible reducción de la capacidad de tratamiento. En el caso del ketoprofeno, a pesar de presentar concentraciones en el agua residual bastante inferiores a lo cuantificado en el agua residual de CENTA, también presenta unas concentraciones en el mismo orden de magnitud en el agua de infiltración. De hecho, la capacidad de atenuación se encuentra entre el 50-60% no mostrando una mejora durante su infiltración más allá de los primeros 15 cm (Fig. 3). La potencial lixiviación del ketoprofeno ha sido demostrada por otros autores (Onesios y Bouwer, 2012, Xu *et al.*, 2009).



**Fig. 3.** Porcentajes de atenuación de los CPEs (Contaminantes de Preocupación Emergente) y PTs (Productos de Transformación) estudiados a la salida de la columna de laboratorio con suelo y a las diferentes profundidades de la ZNS.

Si se observa la Fig. 3, a excepción del ketoprofeno, en el resto de CPEs se aprecia un aumento de la capacidad de atenuación durante la infiltración en la ZNS. El porcentaje de eliminación en los primeros 45 cm es mayor del 50% en todos los casos, exceptuando el naproxeno que supera ligeramente el 40%.

Tanto el naproxeno como el ketoprofeno se encuentran ionizados negativamente a pH ambiental (en torno a 7-8). Su capacidad de ser adsorbidos es más limitada debido a las fuerzas de repulsión electrostática por la carga negativa de las arcillas (Xu *et al.*, 2009; Martínez-Hernández *et al.*, 2017).

En el caso del paracetamol, su capacidad de atenuación se ha visto sustancialmente reducida en el FV de IMDEA si lo comparamos con los resultados encontrados en el FV de CENTA y en la bibliografía. Anteriormente, se ha descrito la facilidad de degradación del paracetamol bajo condiciones aerobias (Martínez-Hernández *et al.*, 2016 y 2017). La mayor carga hidráulica en el FV de IMDEA ha podido propiciar no solo unos menores tiempos de retención sino condiciones anaerobias puntuales que hayan limitado la degradación de este compuesto.

#### • Microorganismos patógenos

La concentración de *E.coli* en el agua residual, el agua de infiltración y el agua subterránea se presenta en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Concentraciones de *E.coli* (mínimo, primer cuartil, mediana, segundo cuartil y máximo) en las diferentes matrices durante la infiltración en la ZNS (agua residual, agua de infiltración y agua subterránea) durante el periodo de estudio.

	Agua residual		Agua de infiltración		Agua subterránea	
	CFU/100 ml	Log CFU/100 ml	CFU/100 ml	Log CFU/100 ml	CFU/100 ml	Log CFU/100 ml
Mínimo	1,E+03	3,0	4,E+00	0,6	4,E+00	0,6
Primer cuartil	1,E+04	4,1	4,E+00	0,6	1,E+01	1,0
Mediana	4,E+04	4,5	1,E+01	1,0	1,E+01	1,0
Segundo cuartil	3,E+05	5,0	1,E+01	1,0	3,E+01	1,4
Máximo	2,E+07	6,8	5,E+03	3,7	8,E+02	2,9

Los resultados de concentración de *E.coli* indican que hay diferencias significativas entre el agua residual y el agua de infiltración y la subterránea. La concentración media de *E.coli* fue significativamente menor en el agua de infiltración y la subterránea ( $3,8E+02$  CFU/100 ml, 2,6 Log CFU/100 ml y  $7,0E+01$  CFU/100 ml, 1,8 Log CFU/100 ml; respectivamente).

Las tasas de eliminación superiores al 99,9% evidencian el rol del suelo de la ZNS en el tratamiento adicional del agua residual durante la infiltración hacia el agua subterránea, así como su capacidad como tecnología natural de regeneración para la recarga de acuíferos por percolación a través del terreno.

En relación a los huevos de helmintos, durante el periodo de estudio, no se detectaron en ninguna de las muestras analizadas, ni del agua residual, ni del agua de infiltración, ni de la subterránea.

#### • CPEs: campo vs laboratorio

La capacidad de atenuación de todos los CPEs en los 15 cm de suelo a escala laboratorio supera sustancialmente la observada en campo, incluso a 45 cm de profundidad. Esto indica que los ensayos de laboratorio son muy útiles cuando se pretende realizar una comparativa de tratamientos, pero presentan en ocasiones limitaciones de escalado. Esto se debe principalmente a que a escala laboratorio la temperatura está controlada a 20-25°C y, por tanto, los procesos de biodegradación se ven favorecidos. Los resultados demuestran que es fundamental escalar el estudio de la ZNS y de los procesos que se dan en ella a escala de campo para obtener una mayor fiabilidad en la cuantificación de los procesos.

La excepción vuelve a ser el ketoprofeno que no presenta cambios sustanciales después de los primeros 15 cm en ninguno de los estudios (campo o laboratorio), indicando su marcado carácter recalcitrante.

#### • Enmiendas en el tratamiento de CPEs

La comparación entre los porcentajes medios de atenuación de los CPEs seleccionados en los 3 ensayos de infiltración se presentan en la Tabla 4. A pesar de que la atenuación es diferente entre compuestos, se puede observar que la enmienda de biochar consigue porcentajes de eliminación mayores para todos los compuestos. La eficiencia en el tratamiento, con diferencias significativas, se consigue para el naproxeno y el ketoprofeno, que en presencia del biochar presentan un porcentaje de eliminación que aumenta un 22% y un 17%, respectivamente. La mayor superficie de adsorción parece ser la responsable de esa atenuación. Sin embargo, las astillas de madera disminuyen los porcentajes de atenuación de media un 9%, encontrándose diferencias significativas en el paracetamol, la paraxantina y la cotinina.

**Tabla 4.** Porcentajes medios de atenuación de cada compuesto en el suelo y el suelo enmendado con astillas y biochar.

Compuesto	Suelo (%)	Suelo + Astillas (%)	Suelo + Biochar (%)
Paracetamol	92,46±5,54 <sup>(a)</sup>	77,70±6,98 <sup>(b)</sup>	97,90±1,64 <sup>(a)</sup>
Naproxeno	56,95±16,12 <sup>(b)</sup>	51,36±17,27 <sup>(b)</sup>	78,97±6,13 <sup>(a)</sup>
Ketoprofeno	60,57±11,04 <sup>(b)</sup>	56,49±9,81 <sup>(b)</sup>	77,70±3,94 <sup>(a)</sup>
Paraxantina	98,47±1,03 <sup>(a)</sup>	91,52±2,24 <sup>(b)</sup>	98,96±0,71 <sup>(a)</sup>
Cotinina	76,24±8,44 <sup>(a)</sup>	63,03±10,39 <sup>(b)</sup>	87,73±3,32 <sup>(a)</sup>

Las diferentes letras indican diferencias significativas a  $p < 0,05$ .

La reducción de la eficiencia del tratamiento en presencia de las astillas puede estar relacionada con el establecimiento de un ambiente más anaerobio como consecuencia del incremento de la actividad microbiana que reduce los niveles de oxígeno en el agua. Además, las astillas de madera mejoran la capacidad de infiltración del terreno reduciendo el tiempo de residencia en el mismo y, por tanto, la magnitud de la atenuación.

### 3.- Conclusiones

La presencia en las aguas naturales de CPE y microorganismos patógenos procedentes del agua residual puede alterar las condiciones ambientales y afectar de forma directa o indirecta a la salud pública. En este trabajo se ha evaluado la capacidad de atenuación de CPE y microorganismos patógenos mediante el uso de FVs en distintos emplazamientos, a distintas escalas (laboratorio y campo) y aplicando diferentes enmiendas. Los resultados muestran una elevada variabilidad en las concentraciones de los CPE y como decrece la concentración de estas sustancias y de *E.coli* durante la infiltración a través de la ZNS. Las sustancias con mayor consumo, como es el caso del paracetamol y los PTs de estimulantes como cotinina y paraxantina, muestran una aparición en el agua subterránea que está relacionada con una concentración regional de base en el acuífero, independiente de la presencia del FV. Los antiinflamatorios naproxeno y ketoprofeno presentan una atenuación más limitada tanto a escala de campo como a escala de laboratorio. Las diferencias encontradas al comparar los diferentes emplazamientos demuestran que la dinámica de flujo y las condiciones de la ZNS controlan la eficiencia de degradación de los CPE y PTs en el FV. El uso del biochar como enmienda en el suelo incrementa la capacidad de tratamiento de los CPEs estudiados, siendo el naproxeno y el ketoprofeno los que presentan una mejora significativa. Las astillas de madera, cuando son añadidas al suelo, tienden a disminuir la atenuación de los CPEs seleccionados como consecuencia, probablemente, del establecimiento de condiciones más reductoras y de tiempos de residencia más cortos.

Para determinar de una forma más concluyente cuáles son los parámetros que condicionan en mayor medida el tratamiento es necesario acoplar, al estudio de la parte química, el estudio de la hidrología y las propiedades fisicoquímicas de la ZNS. Por ello, actualmente se está monitorizando parámetros como la humedad, la temperatura, la conductividad eléctrica y la presión de

succión a escala de campo. Además, con los datos sobre la hidrodinámica obtenidos a escala de laboratorio se desarrollarán modelos de flujo y transporte que permitan entender el comportamiento de estos compuestos cuando la humedad es variable como ocurre durante la infiltración a través de la ZNS.

Este trabajo demuestra que, aunque los FVs se caractericen por su sencillez de operación, la lixiviación de contaminantes puede representar un riesgo sobre todo en ausencia de un seguimiento apropiado del sistema. Al ser una tecnología basada en la naturaleza, el tratamiento depende de muchos factores que tienen que tenerse en cuenta cuando se procede a su diseño. Los FVs siguen siendo opciones interesantes para pequeñas poblaciones, pero el éxito de estos sistemas depende de la posibilidad de adaptar el sistema conforme cambian los condicionantes ambientales.

*Agradecimientos.* Esta investigación ha sido financiada parcialmente por una ayuda de la Comunidad de Madrid para ayudantes de investigación (CPI/0613/2008), el Programa de Atracción de Talento de la Comunidad de Madrid (2016T2/AMB1426), el proyecto FILVER+ (CTM2016-79211-C2-1-R), el proyecto REAGUA2 (CGL2012-39520-C03-01) y el proyecto REAGUAM (CGL2009-13168-C03-01-02-03) del Ministerio de Economía y Competitividad de España.

### 4.- Bibliografía

- Bouhoum K., Schwartzbrod J., 1989. Quantification of helminth eggs in wastewater. *Zentralblatt für Hygiene und Umweltmedizin*, 188, 322-330.
- Engström, E., Thunvik, R., Kulabako, R., Balfors, B., 2014. Water Transport, Retention, and Survival of *Escherichia coli* in Unsaturated Porous Media: A Comprehensive Review of Processes, Models, and Factors. *Critical reviews in Environmental Science and Technology*, 45, Issue 1, 1-100.
- ISO 9308-1:2000 en UNE-EN ISO 9308-1:2001. Calidad del agua. Detección y recuento de *Escherichia coli* y de bacterias coliformes. Parte 1: Método de filtración en membrana. (ISO 9308-1:2000).
- IWA, 2006. Protecting Groundwater for Health. Managing the Quality of Drinking- water Sources.
- Madumathi, G., Philip, L., Bhallamudi, S.M., 2017. Transport of *E. coli* in saturated and unsaturated porous media: effect of physiological state and substrate availability. *Sādhanā*. 42(6), 1007–1024. Published by *Indian Academy of Sciences*.
- McEachran, A.D., Shea, D., Nichols, E.G., 2017. Pharmaceuticals in a temperate forest-water reuse system. *Sci. Total Environ.* 581–582, 705–714.
- McEachran, A.D., Shea, D., Bodnar, W., Nichols, E.G., 2016. Pharmaceutical occurrence in groundwater and surface waters in forests land-applied with municipal wastewater. *Environ. Toxicol. Chem.* 35, 898–905.
- Karnjanapiboonwong, A., Suski, J., Shah, A., Cai, Q., Morse, A., 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.
- Martínez-Hernández, V., Leal, M., Meffe, R., De Miguel, Á., Alonso-Alonso, C., De Bustamante, I., Lillo, J., Martín, I., Salas, J. J., 2018. Removal of emerging organic contaminants in a poplar vegetation filter. *J. Hazardous Mater.*, 342, 482-491.
- Martínez-Hernández, V., Meffe, R., Kohfahl, C., de Bustamante, I., 2017. Investigating natural attenuation of pharmaceuticals through unsaturated column tests. *Chemosphere*, 177, 292-302.
- 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., de Miguel, Á., Hernández, V. M., Lillo, J., de Bustamante, I., 2016. Soil amendment using poplar woodchips to enhance the treatment of wastewater-originated nutrients. *Journal of environmental management*, 180, 517-525.
- Onesios, K. M., y Bouwer, E. J., 2012. Biological removal of pharmaceuticals and personal care products during laboratory soil aquifer treatment simulation with different primary substrate concentrations. *Water research*, 46(7), 2365-2375.
- Sanz, J., de Montoliu, I., Gracenea, M., Mujeriego, R., 2008. Validación del sistema Hydrotech Dicfilter para la eliminación de huevos de helmintos parásitos en aguas regeneradas. *Tecnología del agua*, 297, 66-74.
- WHO, 2016. Protecting surface water for health. Identifying, assessing and managing drinking-water quality risks in surface-water catchments, WHO Library. <https://doi.org/10.1002/9780470172926.ch2>
- Xu, J., Chen, W., Wu, L., Chang, A. C., 2009. Adsorption and degradation of ketoprofen in soils. *Journal of environmental quality*, 38(3), 1177-1182.

## DRENAJE ÁCIDO DE AGUAS LIXIVIADAS DESDE EL TERRAPLÉN DEL APARRAL DE LA AUTOVÍA AG-64: ESTUDIO HIDROLÓGICO Y DE LA CONTAMINACIÓN DEL RÍO CHAMOSELO (AS PONTES, A CORUÑA)

Jorge Dafonte<sup>1</sup>, Héctor Dopico<sup>2</sup>, Javier Samper<sup>3</sup>, Luis Montenegro<sup>3</sup>, Bruno Pisani<sup>3</sup>, Alba Mon<sup>3</sup> y Acacia Naves<sup>3</sup>

<sup>1</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](mailto:jorge.dafonte@usc.es).

<sup>2</sup>Intacta Gestión Ambiental. Edif SEARA. P.I. Penapurreira. 15320 As Pontes A Coruña. e-mail: [h.dopico@intacta.es](mailto:h.dopico@intacta.es).

<sup>3</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](mailto:j.samper@udc.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. Este trabajo se centra en el terraplén del Aparral, cuya construcción provocó que el pH natural del arroyo del Aparral de 6.5 bajara hasta 2.3. Desde entonces el pH del río Chamoselo se corrige añadiendo hidróxido cálcico en varios puntos de su cuenca. Esta contribución presenta los trabajos realizados para identificar las posibles fuentes y los flujos de agua causantes de las aguas ácidas que incluyen el drenaje del propio terraplén y la interacción de las aguas subterráneas con los rellenos del terraplén. 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 to identify and quantify the solid sources and the water flows causing the acidity of the waters in the embankment. The ultimate objective is to reduce the water flows through the embankment in order to minimise the water treatment.

### 1.- Introducción

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 de la escorrentía superficial y subterránea que estuvieron en contacto con los estériles de la construcción de la autovía AG-64 Ferrol-Vilalba que contenían sulfuros (principalmente pirita, FeS<sub>2</sub>).

La construcción del terraplén del Aparral provocó que el pH normal del arroyo de Aparral (en torno a 6.5) bajara a un pH de alrededor de 2.3. El nivel freático de la zona está muy próximo a la superficie por lo que los materiales del relleno

se pueden inundar con aguas subterráneas. Para restaurar las condiciones naturales del río se viene añadiendo una solución de hidróxido cálcico de forma controlada en varios puntos de la cuenca del río Chamoselo. En la Fig. 1 se muestra la localización del terraplén del Aparral y de la cuenca del río Chamoselo en el municipio de As Pontes (A Coruña).



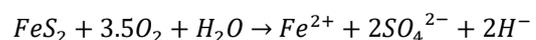
Fig. 1. Situación del terraplén del Aparral (derecha) y de la cuenca del río Chamoselo (centro) en As Pontes (izquierda).

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. Sus efectos ambientales 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; Roads and traffic authority NSW, 2005)

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 pirita (FeS<sub>2</sub>), la marcasita (otra forma de FeS<sub>2</sub>), y la pirrotita (Fe<sub>x</sub>S).

La meteorización de la pirita empieza con la exposición de la pirita al oxígeno y al agua. La pirita 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/deseccación 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 pirita 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 pirita y a otros minerales, liberando notables cantidades de hierro ferroso (Hammastron et al. 2005).

El problema causado por el drenaje ácido de las aguas lixiviadas desde el terraplén del Aparral se encuentra localizado en As Pontes de García Rodríguez (A Coruña). En el entorno de la zona de estudio hubo una explotación para la extracción de lignito que ya presentaba problemas de drenaje ácido en las escombreras debido al elevado contenido en sulfuros de los estériles de la mina (Samper et al. 2008a,b).

Para acotar e identificar el origen del drenaje ácido y proponer soluciones al problema en el terraplén del Aparral, se llevaron a cabo las siguientes tareas: (1) La utilización de diferentes técnicas geofísicas como la tomografía eléctrica resistiva y la polarización inducida para definir la variabilidad espacial de la geología del subsuelo, (2) La instalación de aforadores aguas arriba y abajo del terraplén del Aparral, (3) La realización de un modelo hidrológico en la cuenca del río Chamoselo con el código VISUAL BALAN; y (4) El análisis de los datos disponibles de niveles piezométricos y de pH medidos desde el año 2016 en una red de 18 piezómetros situados en la zona de estudio.

La tomografía eléctrica resistiva se ha convertido en una técnica muy usada en ingeniería y en aplicaciones ambientales en los últimos veinte años debido a que es un procedimiento de campo rápido y sencillo y que en combinación con la disponibilidad de programas de inversión de datos (Dahlin y Loke, 2015), permite no solamente la medida de la resistividad eléctrica, sino también la polarización inducida en el dominio del tiempo.

La polarización inducida es una técnica geofísica que mide el lento descenso del voltaje en el subsuelo después del cese de un pulso de excitación eléctrica. La corriente eléctrica se inyecta en el suelo igual que en el método de resistividad eléctrica. El agua dentro de las fisuras y poros del material geológico permite para ciertos materiales geológicos mostrar un efecto que se conoce como polarización inducida cuando se aplica una corriente eléctrica. Durante la aplicación se producen reacciones electroquímicas dentro del terreno y se almacena energía eléctrica. Cuando se interrumpe la corriente eléctrica, la energía eléctrica almacenada se descarga provocando un flujo de corriente dentro del terreno. Los equipos miden este flujo de corriente. El material del subsuelo actúa como un gran condensador (Department of Environmental Protection, 2005).

El efecto de la polarización inducida en el dominio del tiempo se expresa mediante la cargabilidad, que mide el voltaje de caída después de cortar la corriente eléctrica aplicada al terreno (Gonzales Amaya et al. 2016). Se puede usar una combinación de las medidas de resistividad eléctrica y polarización inducida, ya que la polarización inducida tiene una respuesta a la presencia de sulfatos. Además, se pueden utilizar los valores obtenidos del modelo de cargabilidad para estimar la distribución de sulfatos en el perfil (Yubal y Oldenburg, 1996).

Para cuantificar el volumen de agua afectado por los lixiviados de materiales ácidos es necesario cuantificar la

escorrentía total de una cuenca y sus componentes (escorrentía superficial, subsuperficial, y subterránea) y los recursos subterráneos. Para ello, se pueden utilizar modelos hidrológicos de balance (Samper et al. 1999, 2011a,b).

En esta comunicación se presentan los trabajos realizados para identificar las posibles fuentes y los flujos de agua causantes de las aguas ácidas. Los posibles flujos incluyen el drenaje del propio terraplén y los flujos desde (hacia) el medio subterráneo subyacente hacia (desde) los rellenos del terraplén que contienen materiales piríticos. El objetivo final es reducir los flujos de agua a través del terraplén para minimizar los caudales de agua a tratar.

## 2.- Descripción de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra situada en la cuenca Terciaria de As Pontes que, con una extensión de 12 km<sup>2</sup>, es una de las cuencas terciarias más pequeñas existentes en el NO de la Península Ibérica (Macías-García et al. 2007). El sustrato litológico de la cuenca y su entorno está formado por bandas de filitas y pizarras paleozoicas con contenidos variables de sulfuros (<0.1-3% de azufre pirítico), con predominio de valores inferiores a 0.4% (Monterroso, 1995). La Figura 2 muestra la geología de la zona de estudio.



Fig. 2. Mapa geológico de la zona de estudio, traza de la autovía AG-64 y situación de los piezómetros.

En el año 2008 se inauguró el tramo As Pontes de García Rodríguez-Cabreiros de 9.7 km de longitud de la autovía AG-64 (Ferrol-Vilalba). Durante la construcción de este tramo se excavó una enorme trinchera en la zona de “Os Airios” con una profundidad máxima de 50 m (Fig. 3). 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 (0.5 hm<sup>3</sup>) y en el polígono de “Os Airios” (0.3 hm<sup>3</sup>) 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 (1 hm<sup>3</sup>). Para la construcción del terraplén del Aparral (Fig. 4) se utilizó como material competente el material excavado de la trinchera de “Os Airios”. Se retiró una capa de 1 m de espesor de suelo natural para el saneo de la base del terraplén (Fig. 5). Una vez finalizada la obra del terraplén, se impermeabilizaron los taludes.

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 la escorrentía superficial y subterránea procedente de los materiales de relleno y saneo utilizados en la construcción de la autovía AG-64. 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 de Lavadoiro. El río Chamoselo es a su vez afluente del río Eume. La cuenca del río Chamoselo tiene una superficie de 30 km<sup>2</sup>. 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.



Fig. 3. Trinchera de "Os Airios" (Fuente: Google Street View).



Fig. 4. Ortofoto del terraplén de Aparral en 2007 (Fuente: PNOA-IGN).

En la Fig. 5 se muestra un esquema de la composición del terraplén del Aparral y del material subyacente. En el perfil se incluye: (1) La roca del terreno natural, (2) La capa de suelo natural, (3) La capa de saneo en la base del terraplén (material competente) añadida después de retirar una capa de suelo original de 1 m de espesor. El material de saneo consiste en material pétreo de elevada resistencia a la compresión procedente de la trinchera de "Os Airios" y, (4) Los materiales del relleno procedentes de la citada trinchera.

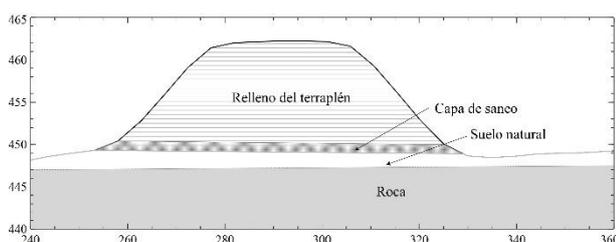


Fig. 5. Perfil transversal del terraplén del Aparral en el que se indican los principales materiales.

### 3.- Trabajos de campo

Se dispone en la zona de una red de 18 piezómetros, de los cuales los piezómetros P24, P25 y P29 se encuentran en el entorno del terraplén del Aparral y los piezómetros P30, P32 y P33 se encuentran en un área de descanso próxima (Fig. 6). En estos piezómetros se realizan medidas de nivel piezométrico y de pH con una periodicidad mensual desde el año 2016.

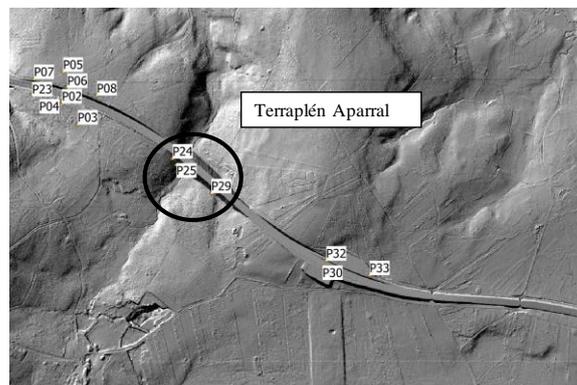


Fig. 6. Mapa de situación del terraplén y de los piezómetros.

Se han realizado aforos en el río Chamoselo antes de su confluencia con el río Eume. Los datos de aforo se obtuvieron mediante el registro en continuo del calado en una sección transversal del cauce de la que se conoce su curva de aforo. Los datos de aforo corresponden al período comprendido entre el 1/9/2016 y el 31/8/2017, en el que la precipitación media anual ha sido igual a 1600 mm.

Se instalaron también dos aforadores de tipo RBC (Clemmens et al. 1984) para la medida del caudal del arroyo del Aparral, que atraviesa el terraplén. El aforador situado aguas arriba del terraplén mide el caudal del arroyo. El régimen de caudales del arroyo está muy modificado por los trabajos de explotación de varias graveras. El aforador situado aguas abajo del terraplén mide los caudales de escorrentía procedentes del terraplén y de las cunetas del pie de la ladera próxima.

Se utilizó la técnica de tomografía eléctrica con un equipo Terrameter SAS 1000 (ABEM) junto con un selector de electrodos ES 10-64. Los electrodos metálicos tenían una separación y una apertura de alas de 300 m. Los datos medidos de resistividad eléctrica y cargabilidad aparente se invirtieron mediante el código RES2DINV para obtener un modelo 2D de los datos de resistividad real y cargabilidad. El protocolo elegido para realizar la medida fue el de Wenner-Schlumberger

Se realizaron dos transectos el 15 de marzo de 2019, uno aguas arriba y otro aguas abajo del terraplén. Aguas arriba del terraplén se midió solamente la resistividad eléctrica aparente y aguas abajo del terraplén se midieron la resistividad eléctrica aparente y la cargabilidad. No se midió la cargabilidad en el perfil situado aguas arriba del terraplén ya que en las medidas anteriores no se apreciaron diferencias importantes en los valores a lo largo del perfil.

Se utilizó también la técnica de polarización inducida. El

tipo de medida realizada fue en el dominio temporal y el índice utilizado fue la cargabilidad (en milisegundos). Este parámetro se define como la relación del área bajo la curva de agotamiento (en mV-s) con la diferencia de potencial (en mV) medida antes de apagar la corriente aplicada.

#### 4.- Resultados y discusión

##### 4.1- Geofísica

La Fig. 7 muestra el perfil de los modelos de resistividad eléctrica y cargabilidad en el perfil realizado aguas abajo del terraplén corregido con la topografía. Se aprecian valores de resistividad eléctrica del terreno muy bajos, lo que indica que el terreno está próximo a la saturación. En las medidas de cargabilidad se han obtenido muchos valores negativos, lo cual habitualmente se supone como indicador de una mala calidad de la medida. No obstante, según Dahlin y Loke (2015), los datos de cargabilidad negativos pueden ser el resultado de una distribución de las zonas de cargabilidad en relación a la distribución de sensibilidad, por lo que los datos negativos no deberían de ser eliminados antes de la inversión. En la Fig. 7 (abajo) se aprecia en el modelo de cargabilidad una zona central con un valor elevado de cargabilidad. Yubal y Oldenburg (1996) identificaron estas zonas de alta cargabilidad con la presencia de materiales con contenido de sulfatos en una mina en Canadá y utilizaron los datos de cargabilidad para estimar la cantidad y distribución de sulfatos.

En el estudio geofísico del terreno en el transecto realizado aguas abajo del terraplén del Aparral no se ha podido establecer la relación entre cargabilidad y presencia de sulfatos ya que no se dispone de medidas de concentración de sulfuros en los materiales de relleno utilizados en la construcción del terraplén del Aparral.

##### 4.2- Modelo hidrológico

Se ha realizado un modelo hidrológico utilizando los datos de caudal medidos antes de la confluencia del río Chamoselo en el río Eume. El modelo hidrológico de balance hídrico se realizó con el código VISUAL-BALAN v2.0 (Samper et al. 1999; Espinha Marques et al. 2010). Este programa calcula balances diarios de agua en el suelo, la zona no saturada y el acuífero, utilizando como datos entrada los datos meteorológicos. Las componentes del balance se resuelven secuencialmente comenzando por las correspondientes al suelo y finalizando por las del acuífero. El programa permite obtener los valores diarios de todas las componentes del balance, así como de las oscilaciones del nivel freático en el acuífero. Este código se viene utilizando ampliamente en la Península Ibérica y en Latinoamérica para la evaluación de los recursos hídricos, la estimación de la recarga y la evaluación del impacto hidrológico del cambio climático (Alvares y Samper 2009, Alvares et al. 2009; Espinha et al. 2009, 2010; Pisani et al. 2011, 2013, 2017; Samper et al.

1999, 2011a,b).

El modelo hidrológico se calibró con los datos diarios de aforo en el río Chamoselo. De acuerdo con los criterios presentados por Moriasi et al. (2007), el ajuste del modelo es aceptable ya que el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe es igual a 0.5. No obstante, Ritter y Muñoz-Carpena (2013) advierten que el error de un modelo no varía linealmente con el índice de eficiencia.

La Fig. 8 muestra la comparación de los caudales calculados y los medidos y la Fig. 9 muestra los valores medios anuales de las componentes del balance de agua en la cuenca del río Chamoselo. Hay que destacar la importancia del flujo hipodérmico, que supone el 42.2% de las aportaciones totales. Estos resultados son coherentes con los resultados obtenidos en las modelizaciones realizadas en otras cuencas de Galicia (Samper et al. 2015; Raposo et al. 2011).

##### 4.3- Niveles piezométricos y pH

Para analizar con detalle los posibles flujos de aguas ácidas, se realizó un análisis de los datos de los niveles piezométricos y de pH de los siguientes piezómetros:

(1) Los piezómetros P24, P25 y P29 situados en el terraplén del Aparral y afectados por el drenaje de aguas ácidas.

(2) Los piezómetros P30, P32 y P33 situados en el área de descanso de la autovía AG-64 y afectados por el drenaje de aguas ácidas.

(3) Los piezómetros P3 y P5 situados en una zona aparentemente no afectada por las obras de la autovía AG-64 y los drenajes de aguas ácidas.

La Fig. 10 (superior) muestra la evolución temporal de los niveles piezométricos y del pH en los piezómetros P3 y P5 que se encuentran alejados de la autovía AG-64. Los niveles piezométricos varían a lo largo del año, siendo los mínimos en el verano y en el comienzo del otoño y los máximos en invierno. Las fluctuaciones del nivel son del orden de 3.5 m en el P3 y 7.5 m en el P5. Los datos de pH de estos dos piezómetros son los más elevados de todos los piezómetros. Generalmente, varían entre 5 y 7. Sus valores medios son 6.35 en el P3 y 5.92 en el P5. Se desconocen las causas de las fuertes fluctuaciones del pH de casi 2 unidades en el P3 en el año 2016. Las fluctuaciones de pH en el año 2018 fueron menores.

La Fig. 10 (intermedia) muestra la evolución temporal de los niveles piezométricos en los piezómetros P24, P25 y P29 situados en el terraplén del Aparral y afectados por el drenaje de aguas ácidas. Los niveles piezométricos varían a lo largo del año, siendo los mínimos en el verano y al comienzo del otoño y los máximos en invierno. Las fluctuaciones del nivel son del orden de 4.7 m en el P24, 2.75 m en el P25 y solo de 1.15 m en el P29. Los niveles medios son iguales a 445.8 m en el P24, 446.4 m en el P29 y 439.4 m en el P25.

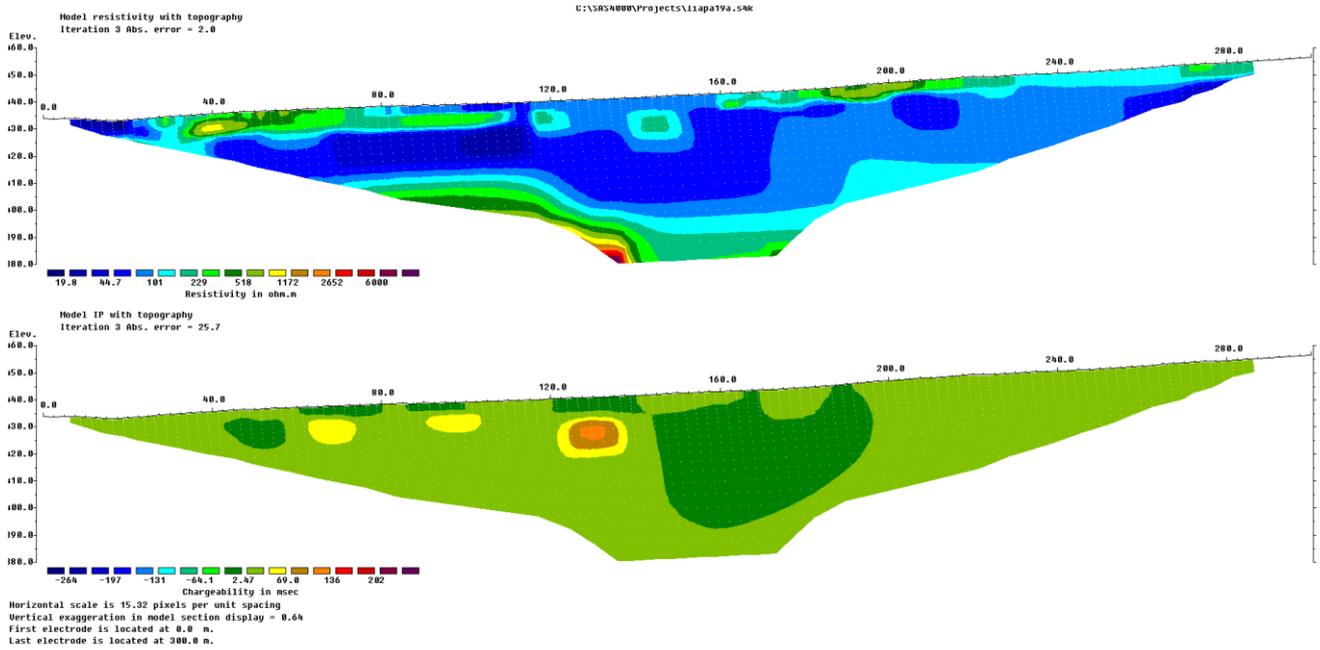


Fig. 7. Perfil del modelo de resistividad eléctrica (arriba) y cargabilidad (abajo) del terreno en el transecto realizado aguas abajo del terraplén del Aparral.

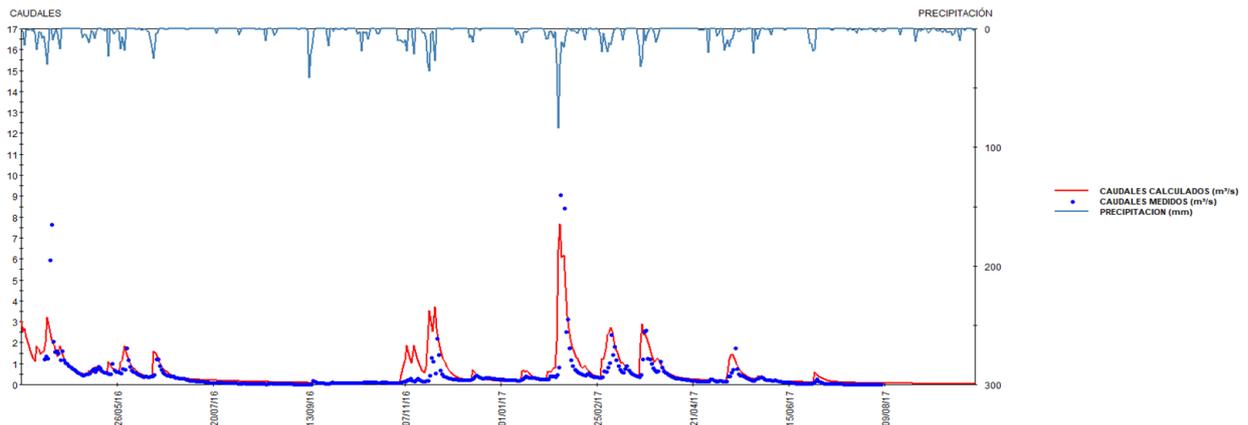


Fig. 8. Evolución temporal de los caudales calculados (línea) y medidos (símbolos) en el río Chamoselo.

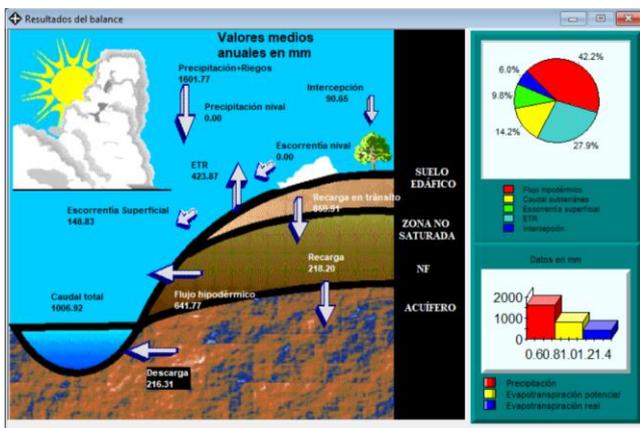


Fig. 9. Valores medios anuales de las componentes del balance de agua en la cuenca del Chamoselo calculadas con el modelo hidrológico de balance.

Los datos de pH de los piezómetros P24, P25 y P29 son muy bajos a pesar de que estos piezómetros se encuentran aguas arriba del terraplén. Los datos de pH de los piezómetros P24 y P25 muestran tendencias temporales muy similares. Generalmente, varían entre 2.42 y 2.95 en el P24 y entre 2.27 y 3.02 en el P25. Sus valores medios son 2.74 en el P24 y 2.71 en el P25. Por otro lado, los datos de pH en el piezómetro P29 presentaron fuertes oscilaciones en 2016 y 2017. Se desconocen las causas de las fluctuaciones de pH en el P29. En este piezómetro el pH varía entre 3.53 y 5.55. El valor medio es igual a 4.27. Hay que reseñar que este piezómetro P29 está situado aguas arriba del terraplén y cerca del afluente del Aparral. El valor medio del pH en el piezómetro P29 es mayor que el de los piezómetros P24 y P25 en casi dos unidades.

La Fig. 10 (inferior) muestra la evolución temporal de los niveles piezométricos y del pH en los piezómetros P30, P32 y P33 situados en un área de descanso de la autovía AG-64 próxima al terraplén del Aparral y afectados también por el drenaje de aguas ácidas. Al igual que en otros piezómetros, los niveles piezométricos en estos piezómetros varían a lo largo del año, siendo los mínimos en verano y comienzo del otoño y los máximos en invierno. Los hidrogramas de los piezómetros P30 y P32 son similares. Las fluctuaciones del nivel son iguales a 7.2 m en el P30, 5 m en el P32 y 7.09 m en el P33.

Los datos de pH de los piezómetros P30, P32 y P33 son muy bajos a pesar de que estos piezómetros se encuentran alejados del terraplén y muestran tendencias temporales muy similares. Varían entre 2.25 y 3.63 en el P30, entre 2.67 y 4 en el P32 y entre 3.32 y 5.1 en el P33. Los valores medios en los piezómetros P30, P32 y P33 son iguales a 2.89, 3.37 y 4.13, respectivamente. Hay que destacar que la variación temporal del pH guarda una estrecha relación con la variación temporal de los niveles. En general, los valores de pH aumentan cuando suben los niveles. Posiblemente, el pH se recupera cuando se producen episodios de recarga. En general, el pH del agua de lluvia en Galicia oscila entre 5.5 y 7.0 (Vázquez et al. 2003) mientras que el pH de las aguas subterráneas en Galicia varía entre 5 y 6.

### 5.- Análisis de los flujos en el terraplén del Aparral

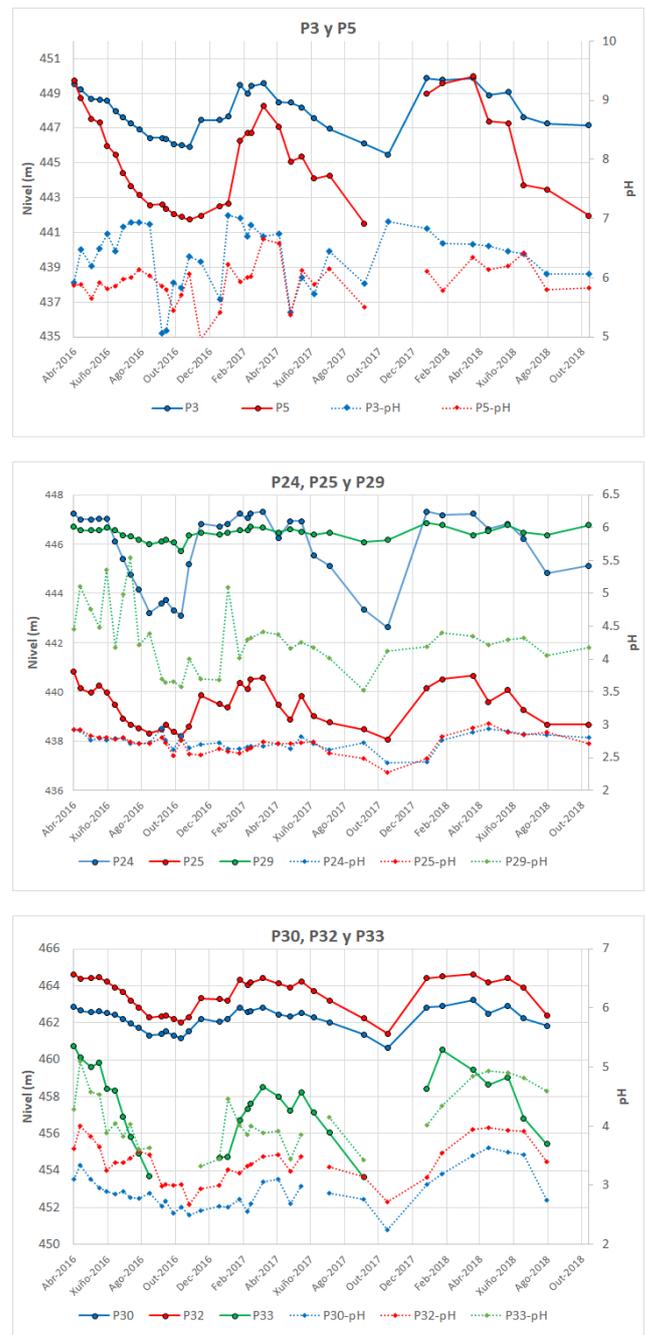
La construcción del terraplén alteró las condiciones de flujo de agua, la escorrentía superficial y los flujos subsuperficial y subterráneo. Se construyeron obras de drenaje transversal (ODT) mediante conducciones de hormigón para facilitar el tránsito de la escorrentía superficial tanto del arroyo del Aparral como de su afluente. En la actualidad, las aguas del arroyo del Aparral son conducidas mediante una tubería (bypass) hasta aguas abajo del terraplén para evitar su contacto con los rellenos del terraplén. Sin embargo, las aguas del afluente del Aparral no son evacuadas por la ODT.

Los posibles flujos de entrada de agua al terraplén incluyen: (1) Los flujos subterráneos desde el terreno natural en las zonas de las laderas del terreno natural cuando el nivel freático en el terreno sea mayor que el nivel freático en el relleno, (2) La escorrentía superficial y subsuperficial del afluente del Aparral, ya que el cauce de este afluente carece de continuidad con la ODT y por tanto el caudal de este afluente se infiltra en el terraplén, (3) La infiltración de agua desde la plataforma de la autovía, a través de las cunetas; y (4) La infiltración del agua por los taludes del terraplén, que posiblemente es poco importante ya que los taludes están impermeabilizados.

Los posibles flujos de salida de agua desde el terraplén incluyen: (1) Los flujos subterráneos desde el terraplén hacia el terreno natural en las laderas del terreno natural cuando el nivel freático en el relleno esté más alto que el nivel freático en el terreno, (2) El flujo de salida por la ODT del arroyo del Aparral ya que la ODT recoge aguas

procedentes del terraplén, como lo atestigua la salida de agua por dicho tubo incluso después del bypass del arroyo, (3) El flujo subterráneo de salida por la capa de material de saneo; y (4) Los rezumes en los taludes y en el pie del terraplén.

El análisis de los datos de pH de los piezómetros P24 y P25, con variaciones entre 2.42 y 2.5 en el primero y entre 2.27 y 3.02 en el segundo, indican que posiblemente exista un flujo de aguas ácidas desde el propio terraplén hacia aguas arriba del terraplén.



**Fig. 10.** Evolución temporal de los niveles piezométricos y del pH en los piezómetros P3 y P5 situados en zonas no afectadas por los drenajes ácidos (figura superior), los piezómetros P24, P25 y P29 situados en el terraplén del Aparral (figura intermedia) y los piezómetros P30, P32 y P33 situados en el área de descanso.

## 6. Conclusiones y trabajos futuros

Se han analizado los posibles términos fuente y flujos de agua causantes de las aguas ácidas del terraplén de Aparral. Estos flujos incluyen el drenaje del propio terraplén y la interacción de las aguas superficiales y subterráneas con los rellenos del terraplén que contienen materiales piríticos. Se han aplicado modelos hidrológicos de balance para cuantificar las componentes del balance hídrico en la cuenca vertiente al terraplén. También se han realizado campañas de geofísica y se ha realizado el seguimiento del nivel y del pH en una red de piezómetros.

Está previsto complementar la información mediante la perforación de varios piezómetros situados aguas arriba, aguas abajo y dentro del propio terraplén del Aparral en la plataforma de la autovía. Los sondeos se realizarán con recuperación de testigos para caracterizar la columna litológica y estudiar la composición geoquímica de los rellenos. Se realizarán análisis de la composición geoquímica de los materiales generadores de acidez, análisis mineralógicos y ensayos de lixiviación. También está previsto realizar modelos de flujo subterráneo y de transporte reactivo del terraplén del Aparral.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado en el marco de un Proyecto financiado por la Agencia Gallega de Infraestructuras. Se ha contado además con fondos de la Universidad de A Coruña, de un Proyecto RETO del Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto CGL2016—78281-R) y de un Proyecto de la Xunta de Galicia para Grupos de Referencia Competitivos, ED431C 2017/67, del Programa de “Consolidación e estructuración de unidades de investigación competitivas”;

## 5.- Bibliografía

- Alvares D. y J. Samper, 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona. Vol IX. 491-498.
- Alvares D., J. Samper y MA García Vera, 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona 499-506.
- Clemmens, A., Bos, M.G., Replogle, J. 1984. Portable RBC Flumes for Furrows and Earthen Channels. Trans. ASAE 27, 1016-1021.
- Dahlin, T. y Loke, M. 2015. Negative apparent chargeability in time-domain induced polarisation data. *J. Appl. Geophys.* 123, 322-332
- Department of Environmental Protection 2005. *Field sampling procedures manual*. New Jersey State
- Espinha Marques J, J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, F. Sodr e Borges, 2009. Assessment of water resources in a mountain environment with a semi-distributed hydrological model: Serra da Estrela case, central Portugal, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona Vol IX. pp 514-521.
- Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chamin e, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora y F. Sodr e Borges, 2010. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62:6, 1219-1234.
- Gonzales Amaya, A., T. Dahlin, G. Barmen, J-E. Rosberg, 2006. Electrical Resistivity Tomography and Induced Polarization for Mapping the Subsurface of Alluvial Fans: A Case Study in Punata (Bolivia). *Geosciences* 6(4), 51.
- Hammarsstrom, J., Brady, K., Cravotta, C. 2005. *Acid-rock drainage at Skytop, Centre County, Pennsylvania, 2004*. USGS Open-File Report 2005-1148.
- Macías-García, I, P erez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A, Nieto, C, Otero, X. 2007. 11 Millones de años de ciclos de biostaxia, resistaxia en la cuenca oligoceno-miocénica de As Pontes en Galicia.. *Edafologia*,(1-3), 67-78.
- Monterroso, C. 1995. Caracterización de los procesos edafogeoqu micos en una escombrera de estériles de lignito en proceso de restauración ambiental. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Moriari, D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Bingner, R.D. Harmel, T.L. Veith, 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE 50, 885-900.
- 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.
- Pisani, B, J Samper, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter, 2011, Evaluación de los impactos del cambio climático en el acuífero de la Plana de la Galera. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 353-358
- Pisani, B, J Samper y MA García-Vera, 2013, Evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos y en las demandas agrarias de la cuenca del río Jalón. En: XI Jornadas de La Zona no Saturada, Lugo, 6-8 Noviembre, 219-226
- Pisani, B., J Samper y A Paz, 2017, Modelos hidrológicos de balance de agua y evaluación de los impactos del cambio climático en zonas rurales de Galicia con eucaliptos, En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIII, Zaragoza, 8-10 noviembre. 565-576.
- Raposo, J., Molinero, J., Dafonte, J. 2010. Quantitative evaluation of hydrogeological impact produced by tunnel construction using water balance models. *Eng. Geol.* 116, 323-332.
- Ritter, A y R. Muñoz-Carpena, 2013, Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments, *J of Hydrol.* 480: 33-45.
- Roads and Traffic Authority NSW. 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. <https://www.rms.nsw.gov.au/business-industry/partners-suppliers/documents/guides-manuals/guidelines-management-acid-sulfate-materials.pdf>. [consulta: 9 mayo 2019]
- Samper J, Ll. Hugu t, M.A. García Vera y J. Ares, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA n  5/99. Madrid. 205 pp.
- Samper, J., S. Moreira, D. Alvares, L. Montenegro, C. Lu, C. López, M. Bonilla, H. Ma, Y. Li, B. Pisani, F. Arechaga, A. Gil, J.A. Menéndez, T. Lucas, R. Valle-García, 2008a. Coupled hydrological and chemical model of coal mine dumps at As Pontes, A Coruña (Spain). Mine Water and the Environment. Proceedings of the 10th International Mine Water Association Congress, Karlovy Vary, Republica Checa, 2-5 June 2008. Ed. Rapantova, N. & Hrkal, Z., 403-406.
- Samper, J., S. Moreira, D. Alvares, L. Montenegro, C. Lu, C. López, M. Bonilla, H. Ma, Y. Li, B. Pisani, F. Arechaga, A. Gil, J.A. Menéndez, T. Lucas, R. Valle-García, 2008b. Model predictions of water chemistry for the future pit lake in As Pontes, A Coruña (Spain). Mine Water and the Environment. Proceedings of the 10th International Mine Water Association Congress, Karlovy Vary, Republica Checa, 2-5 June 2008. Ed. Rapantova, N. & Hrkal, Z., 607-610.
- Samper, J., B. Pisani y J. Espinha-Marques, 2011a. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. Actas de las X Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'11. Salamanca. Pp. 365-370.
- Samper, J, Y Li, B Pisani, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter 2011b, Evaluación de los impactos del cambio climático en los acuíferos de la Plana de La Galera y del aluvial de Tortosa. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 359-364.
- Samper, J., B. Pisani y J. Espinha-Marques, 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ. Earth Sci.* 73, 2645-2656.
- Vázquez, A., M. Costoya, R.M. Peña, S. García, C. Herrero, 2003. A rainwater quality monitoring network: a preliminary study of the composition of rainwater in Galicia (NW Spain). *Chemosphere* 51, 375-386.
- Yuval, D. y Oldenburg, D. 1996. DC resistivity and IP methods in acid mine drainage problems: Results from the Copper Cliff mine tailings impoundments. *J. Appl. Geophys.* 34, 187-198.

## MODELO HIDROLÓGICO DE BALANCE DEL VERTEDERO DE SARDAS EN SABIÑÁNIGO (HUESCA)

Javier Samper<sup>1</sup>, Bruno Pisani<sup>1</sup>, Joaquín Guadaño<sup>2</sup>, Acacia Naves<sup>1</sup>, Brais Sobral<sup>1</sup> y Jesús Fernández<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), ETS de Ingenieros de Caminos, Universidade da Coruña, España, e-mail: [j.samper@udc.es](mailto:j.samper@udc.es); [bruno.pisani@udc.es](mailto:bruno.pisani@udc.es); [acacia.naves@udc.es](mailto:acacia.naves@udc.es); [brais.sobral@udc.es](mailto: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/ Velázquez, 105, 28006, Madrid. e-mail: [jguadano@emgrisa.es](mailto:jguadano@emgrisa.es), web: <http://www.emgrisa.es>

<sup>3</sup>Unidad para la descontaminación integral del lindano. Departamento de Desarrollo Rural y Sostenibilidad. Gobierno de Aragón. Zaragoza. Plaza San Pedro Nolasco, 7, 50071 Zaragoza. E-mail: [jfernandezc@aragon.es](mailto:jfernandezc@aragon.es), web: <http://www.aragon.es/DepartamentosOrganismosPublicos/Departamentos/DesarrolloRuralSostenibilidad>

**RESUMEN.** La fábrica de lindano de INQUINOSA en Sabiñánigo cesó su actividad en 1992. Los residuos de la fábrica se depositaron en los vertederos de Sardas y Bailín. El emplazamiento de Sardas está a menos de 1 km al este del casco urbano, ocupa una superficie de casi 4 ha y es atravesado por la carretera N-330. Se ha realizado un modelo hidrológico de balance para cuantificar las entradas y salidas de agua diarias del vertedero de Sardas. Los resultados del modelo indican que: 1) La pantalla de bentonita actúa como barrera al flujo de agua desde el vertedero hacia la llanura aluvial; 2) El flujo subterráneo por el sustrato geológico margoso es muy pequeño; 3) La cobertera del vertedero sigue cumpliendo su papel de sellado; 4) Las cunetas perimetrales cumplen su función en la mayor parte del vertedero; 5) Las entradas de agua se han estimado entre 20 y 34 m<sup>3</sup>/d; 6) Las salidas de agua se realizan por bombeos y por debajo de la pantalla frontal con un caudal medio de 26 m<sup>3</sup>/d.

**ABSTRACT.** The INQUINOSA lindane factory in Sabiñánigo stopped operating in 1992. Lindane production wastes were disposed at the Sardas and Bailín landfills. The Sardas landfill occupies an area of 4 ha and is located less than 1 km to the East of the downtown. The landfill is crossed by the N-330 road. Daily water inflows and outflows of the landfill have been quantified by means of a water balance model. Model results indicate that: 1) The front slurry-wall acts as a barrier to the water flow from the landfill into the alluvial plain; (2) The geological marl substratum allows a small groundwater flow; (3) The cover of the landfill provides adequate sealing; (4) For the most part, the landfill perimeter ditches perform well; (5) Water inflows are small and range from 20 to 30 m<sup>3</sup>/d; (6) Water outflows include water pumping and groundwater flow underneath the slurry-wall (26 m<sup>3</sup>/d in average).

El lindano es el isómero comercial del hexaclorociclohexano (HCH) que se utilizó ampliamente como pesticida hasta su prohibición.

La acumulación de contaminantes orgánicos persistentes procedentes de la actividad de la antigua fábrica de lindano de INQUINOSA en Sabiñánigo (Huesca) es un condicionante potencial de la calidad del agua de la cuenca del río Ebro y representa un grave riesgo para la salud humana y los ecosistemas (GA, 2016). Los emplazamientos afectados por las actividades de INQUINOSA en Sardas y Bailín constituyen uno de los mayores retos medioambientales de la cuenca del río Ebro.

La situación del vertedero de Sardas en los años 80 era de completa colmatación, con un volumen de más de 400.000 m<sup>3</sup> de residuos. A principios de la década de 1990 se construyó la variante de la N330 y su trazado cortó el frente del vertedero. Debido a estas obras, aproximadamente 50.000 m<sup>3</sup> de residuos del vertedero fueron trasladados a la parte baja del emplazamiento (Fernández et al., 2013). El vertedero fue sellado de forma superficial y lateral en los años 1992 y 1993. El sellado consistió en la construcción de unas pantallas perimetrales y una pantalla frontal de cemento-bentonita. La superficie del vertedero se selló con una cubierta multicapa que incluía una lámina de polietileno de alta densidad.

Desde el año 2013 se viene realizando un modelo conceptual y numérico del funcionamiento hidráulico del vertedero utilizando programas comerciales.

El grupo de investigación de Gestión Sostenible de los Recursos Hídricos y del Suelo (AQUATERRA) de la UDC ha realizado recientemente un modelo hidrológico de balance para cuantificar los caudales diarios de entrada y salida de agua del vertedero. En este trabajo se presentan los resultados y las conclusiones de esta modelización.

### 1.- Introducción

En la década de 1960 se comenzaron a verter diversos tipos de residuos en una cárcava existente junto al río Gállego, incluyendo residuos industriales de la producción de lindano y otras industrias químicas, residuos sólidos urbanos y residuos de construcción.

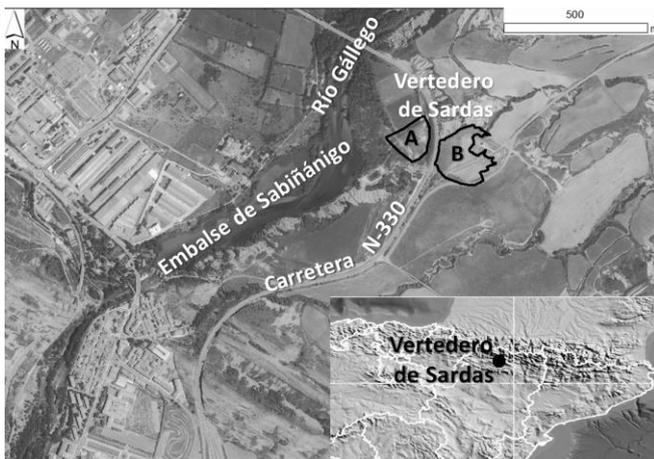
### 2.- Descripción de la zona de estudio

El vertedero de Sardas ocupa una superficie de casi 4 ha y está situado a menos de 1 km al este del casco urbano, en la margen izquierda del río Gállego (Fig. 1). El emplazamiento de Sardas incluye el vertedero y la parcela situada al pie del vertedero. Las instalaciones del vertedero

comprenden los siguientes elementos: 1) El relleno del vertedero, 2) Las parcelas al pie del vertedero, 3) Las dos balsas de lixiviados y 4) La depuradora de carbón activo.

Los materiales del vertedero fueron removidos y esparcidos sobre el aluvial del río Gállego en los años 90 durante la construcción de la N-330. La carretera N-330 divide al emplazamiento en dos partes (zonas A y B de la Fig. 1). Los depósitos del vertedero removidos durante la construcción de la carretera se encuentran sobre los limos del aluvial del río Gállego (zona A de la Fig. 1) (IDOM-EMGRISA, 2011).

El vertedero de Sardas se ubica sobre las margas de Larrés. Se trata de una formación fracturada de conductividad hidráulica entre baja y muy baja. Puede presentar zonas más permeables asociadas a zonas más fracturadas. Aguas abajo del vertedero, las margas están cubiertas por la terraza aluvial del río Gállego que está formada por una capa superior de limos arenosos de baja permeabilidad y potencia comprendida entre 5 y 10 m y una capa inferior de gravas y arenas que tiene un espesor aproximado de 5 m y una elevada conductividad hidráulica (Fernández et al., 2013).



**Fig. 1.** Situación del vertedero de Sardas (Sabiñánigo) en la cuenca del río Gállego. La carretera N-330 divide al emplazamiento en dos partes. La zona B es el vertedero y la zona A corresponde a los rellenos del vertedero removidos durante la construcción de la carretera.

## 2.- Metodología de cálculo

### 2.1.- Modelo conceptual

Se ha realizado un detallado análisis de las entradas y salidas de agua en el relleno que ha servido para elaborar un esquema conceptual y una visión tridimensional del relleno del vertedero de Sardas. Este esquema conceptual ha servido para visualizar y definir la hidrología del vertedero. Se han definido varios sectores en el vertedero de Sardas y se han identificado los segmentos más significativos del perímetro del vertedero (Fig. 2). Los flujos de entrada a los materiales del relleno del vertedero de Sardas aguas arriba de la pantalla de bentonita incluyen (Fig. 2): 1) la infiltración de la escorrentía superficial de los barrancos situados aguas arriba del vertedero; 2) la infiltración en las cunetas perimetrales y las cunetas de la carretera antigua de la escorrentía superficial y del flujo

subsuperficial (hipodérmico) de la capa de cobertera del relleno; 3) la infiltración del agua de lluvia a través de la cobertera del vertedero; 4) los flujos procedentes de los glaciares; y 5) los flujos procedentes de las margas subyacentes. Las tres primeras entradas son las más importantes y por ello se han cuantificado con mayor detalle.

Los flujos de salida de agua desde los materiales del relleno incluyen: 1) las descargas subterráneas por debajo de la pantalla de bentonita a través de la parte superior de la formación margosa en la que la roca está más fracturada, alterada y descomprimida; 2) los bombeos de agua en el pozo S37 (Fig. 3) para controlar el nivel del agua en el relleno y los bombeos en los sondeos destinados a la extracción de fase libre; 3) los flujos subterráneos desde el relleno hacia las margas subyacentes. Los dos primeros flujos de salida son los más importantes y por ello se han cuantificado con mayor detalle.

Hay que señalar las diferencias existentes entre el balance global de agua en el relleno del vertedero antes del inicio de los bombeos en junio de 2014 y después de esta fecha. Los bombeos de aguas han reducido las descargas de agua por las zonas de rezume y los desbordamientos por la coronación de la pantalla de bentonita/cemento.

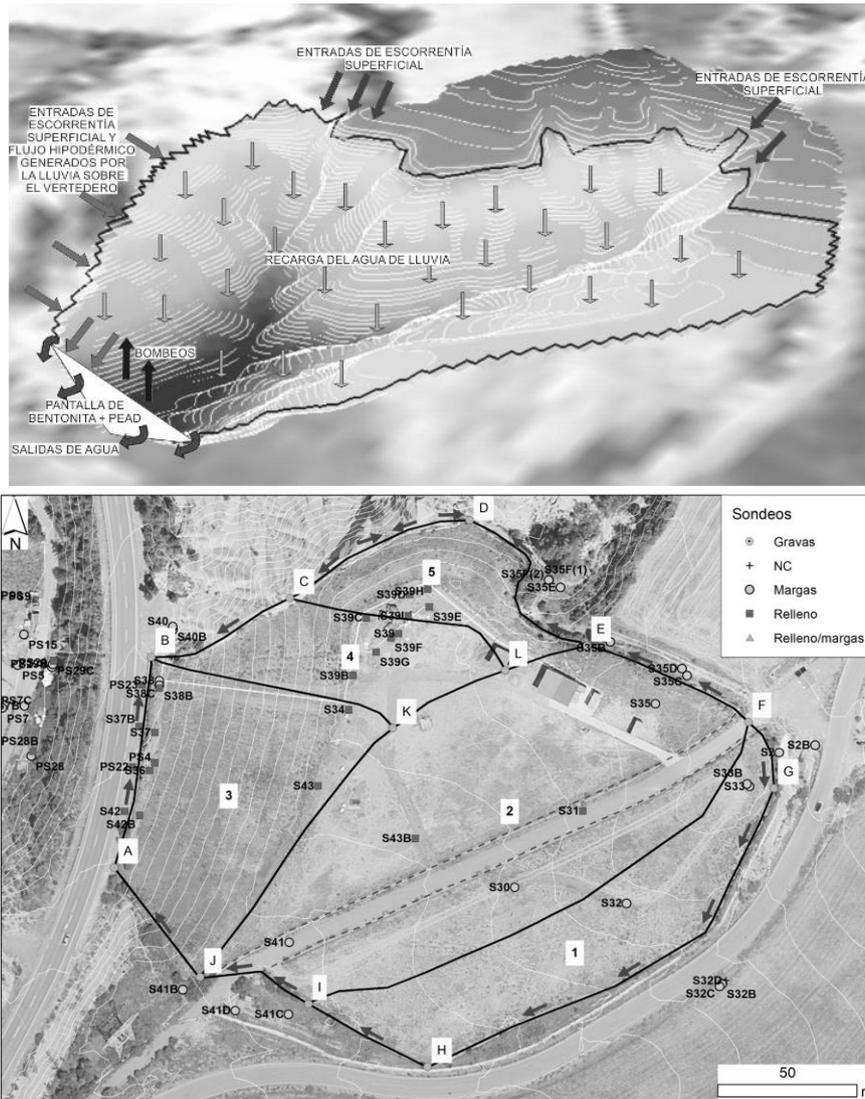
La Fig. 3 muestra el perfil del vertedero de Sardas en dirección E-W realizado por EMGRISA y el Gobierno de Aragón. Este perfil ha servido de base para definir el modelo conceptual de flujo del emplazamiento (Fernández et al., 2013). Su traza coincide con la situación de los sondeos PS26B, PS21, PS14, PS19B, PS5, PS29, S37, S39B, S39F y S35E.

El balance hidrometeorológico en el vertedero y en las cuencas situadas aguas arriba se calculó en el periodo comprendido entre octubre de 2011 y septiembre de 2018.

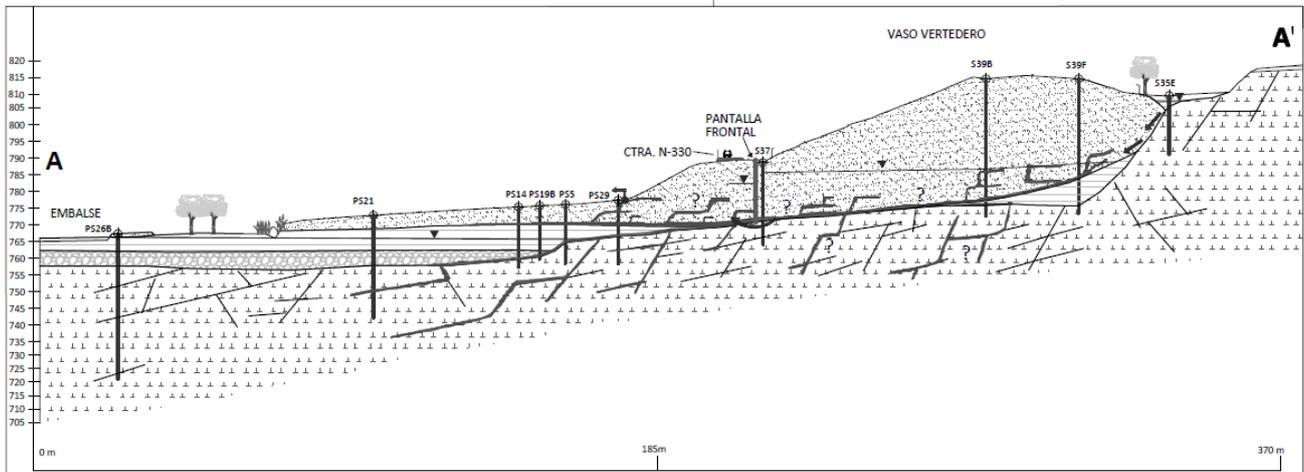
Se han realizado modelos hidrológicos de balance con el código VISUAL-BALAN que calcula balances diarios de agua en el suelo, la zona no saturada y el acuífero, utilizando como datos entrada los datos meteorológicos. Las componentes del balance se resuelven secuencialmente comenzando por las correspondientes al suelo y finalizando por las del acuífero. El programa permite obtener los valores diarios de todas las componentes del balance, así como de las oscilaciones del nivel freático en el acuífero. Este código se viene utilizando ampliamente en la Península Ibérica y en Latinoamérica para la evaluación de los recursos hídricos y la estimación de la recarga (Alvares y Samper 2009, Espinha et al. 2009, 2010; Pisani et al. 2011, 2013, 2017; Samper et al. 1999, 2011a,b; 2015).

### 2.2.- Escorrentía de las cuencas situadas aguas arriba del vertedero

Las entradas procedentes de la infiltración de la escorrentía superficial de los barrancos situados aguas arriba del vertedero se producen fundamentalmente en el barranco situado al norte del vertedero que desagua en la zona de los sondeos de la serie S35.



**Fig. 2.** Esquema del vertedero (zona B de la Fig. 1) con las principales entradas y salidas de agua (figura superior) y definición de los sectores 1, 2, 3, 4 y 5 del vertedero de Sardas y de los puntos y segmentos significativos a lo largo del perímetro del vertedero (figura inferior). Las flechas indican el sentido de la pendiente de las cunetas perimetrales. Se indican también los sondeos disponibles cuyos símbolos indican la formación en la que tienen su tramo de rejilla (Samper et al., 2019a).



**Fig. 3.** Perfil del vertedero de Sardas utilizado por EMGRISA y el Gobierno de Aragón para definir el modelo conceptual del emplazamiento (Fernández et al., 2013).

También se producen entradas al vertedero, aunque de menor entidad, por la infiltración de la escorrentía superficial del barranco situado al este del vertedero (zona de los sondeos S2 y S2B; Fig. 2). Las entradas por el barranco del S35 se han calculado con el modelo hidrológico VISUAL-BALAN de la cuenca vertiente del barranco situado aguas arriba del vertedero.

Se ha supuesto que una parte de la escorrentía de las cuencas situadas aguas arriba del vertedero penetra en el relleno del vertedero, principalmente en las zonas bajas de los segmentos ED y FG del perímetro del vertedero (Fig. 2). El modelo hidrológico de las cuencas vertientes al vertedero se ha realizado con el programa VISUAL-BALAN y se ha calibrado con datos de niveles medidos en los sondeos S35E y S35F(1). Los valores iniciales de los parámetros del modelo hidrológico se tomaron del modelo de la cuenca del Alto Gállego realizado por Pisani (2008).

### 2.3.- Recarga a través de la capa de cobertera

La capa de cobertera incluye una manta orgánica, una capa de tierra vegetal de 40 cm de espesor, una capa de geotextil y una capa drenante de zahorra de 30 cm de espesor que se apoya sobre una lámina de PEAD (polietileno de alta densidad). En la parte inferior de la cobertera hay una capa de arcilla de espesor variable (DGA, 1997).

Para calcular la recarga a través de la capa de cobertera, se realizó un modelo hidrológico de balance de agua de la cobertera del vertedero con el programa VISUAL-BALAN. Este modelo permitió calcular la escorrentía superficial sobre la superficie del vertedero, el flujo subsuperficial que recoge la capa drenante y la recarga a través de las capas de PEAD y de arcilla.

Los valores iniciales de los parámetros del modelo de la cobertera se tomaron de otros modelos de coberteras similares realizados por Samper et al. (2016a, b) y posteriormente se calibraron de modo que condujesen a un buen ajuste del modelo de balance hídrico del relleno del vertedero.

### 2.4.- Entradas por las cunetas perimetrales

El modelo conceptual considera que existen entradas de agua al relleno del vertedero por las cunetas perimetrales procedentes de la escorrentía superficial y subsuperficial de la cobertera del vertedero. Las entradas a lo largo de las cunetas perimetrales se evaluaron mediante un modelo de balance de agua en los sectores 3 y 4 del relleno del vertedero (Fig. 2).

La Fig. 4 muestra el esquema conceptual para las entradas de agua al relleno procedentes de la escorrentía superficial y del flujo hipodérmico de la cobertera en el contacto entre la capa de cobertera y la pantalla lateral de bentonita/cemento a lo largo del perímetro del vertedero.

Es habitual que la pantalla perimetral se ejecute antes de colocar la lámina de PEAD de forma que la lámina rodea la pantalla. Sin embargo, las calicatas realizadas en algunas

zonas del perímetro del vertedero indican que la lámina podría haberse despegado, permitiendo el flujo de agua hacia el relleno. Por otro lado, la pantalla perimetral puede no alcanzar las margas subyacentes y permitir también un flujo hacia (desde) el relleno.

El balance hídrico en los sectores 3 y 4 del relleno del vertedero se calculó a partir de los resultados del balance de agua en la cobertera. Además, se utilizaron las siguientes hipótesis y métodos:

1) Una fracción de la escorrentía superficial y del flujo hipodérmico generados por la precipitación sobre la capa de cobertera percola dentro del vertedero. Se calibraron las fracciones de estos flujos de agua que entran al vertedero:  $b$  ( $0 < b < 1$ ) para la escorrentía superficial y  $c$  ( $0 < c < 1$ ) para el flujo hipodérmico.

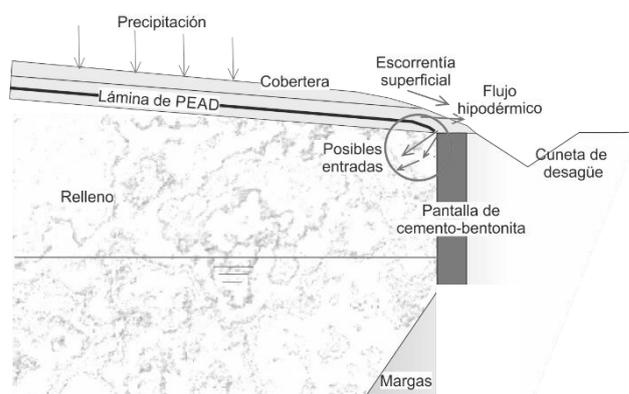
2) La salida de agua se calcula como el producto de un coeficiente de agotamiento,  $\alpha$ , por la diferencia ( $V - V_0$ ), donde  $V$  es el volumen de agua almacenado en el vertedero y  $V_0$  es el valor umbral de  $V$  a partir del cual hay descarga.

3) Se consideraron los datos mensuales de los bombeos de agua realizados en el relleno a partir de junio de 2014 en el sondeo S37.

4) La variación del nivel piezométrico en el relleno se calculó a partir del volumen almacenado de agua,  $V$ , del valor de la porosidad,  $\Phi$ , y de la curva cota-volumen del vertedero. Se supuso además que el volumen de agua acumulado en los sectores en los que se calculó el balance,  $V$ , es una fracción,  $f$ , del volumen total de agua almacenado en el relleno del vertedero.

Los parámetros del modelo en el sector en el que están situados los sondeos S37 y S38C se calibraron con los niveles piezométricos medidos en dichos sondeos.

La Fig. 5 presenta el ajuste de niveles en los sondeos S37 y S38C para dos pasadas representativas del modelo hidrológico de balance en el relleno que difieren en la magnitud de las entradas de la escorrentía procedente de las cuencas situadas aguas arriba del vertedero.



**Fig. 4.** Posibles entradas de agua al relleno procedentes de la escorrentía superficial y del flujo hipodérmico en el contacto entre la capa de cobertera y la pantalla lateral de bentonita/cemento a lo largo del perímetro del vertedero.

### 2.5.- Otras entradas de agua

Hay otras entradas de agua al vertedero posiblemente de

menor entidad a través de las cunetas de la carretera antigua (sector 2 en la Fig. 2) y en las zonas sur y sureste del vertedero procedentes de las margas subyacentes y de los glacis (tramos GH, HI e IJ en la Fig. 2). Estas entradas se estimaron de forma cualitativa mediante juicio de experto. Hay que tener en cuenta que la carretera situada dentro del vertedero está apoyada sobre la lámina PEAD. Las aguas recogidas por esta carretera son drenadas, captadas y conducidas fuera del vertedero.

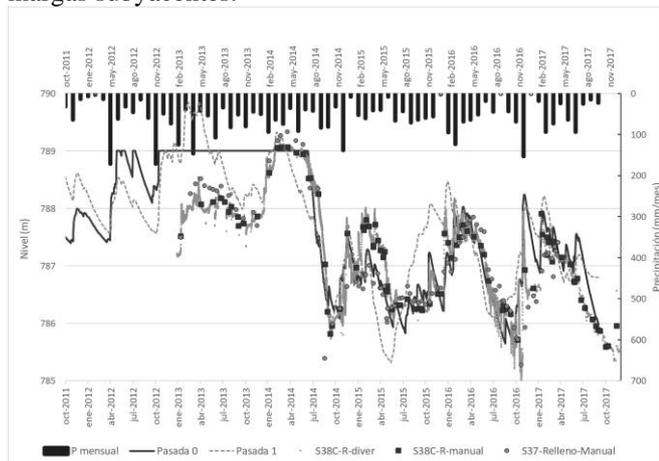
## 2.6.- Salidas de agua

Los flujos de salida de agua desde los materiales del relleno incluyen:

1) Las descargas subterráneas por debajo de la pantalla frontal de bentonita a través de la parte superior de la formación margosa en la que la roca está más fracturada, alterada y descomprimida y por los extremos de la pantalla.

2) Los bombeos de agua en el pozo S37 para controlar el nivel del agua en el relleno y los bombeos en los sondeos destinados a la extracción de fase libre.

3) Los flujos subterráneos desde el relleno hacia las margas subyacentes.



**Fig. 5.** Niveles medidos en los sondeos S37 y S38C situados en el sector 3 del relleno y niveles calculados con las pasadas 0 y 1 del modelo hidrológico de balance de agua en el relleno del vertedero. En el eje de ordenadas secundario se han representado las precipitaciones mensuales. La línea horizontal del hidrograma calculado en la pasada 0 considera que existe un nivel umbral a partir del cual el nivel del agua en el interior del vertedero rebosa por la coronación de la pantalla.

## 3.- Resultados e incertidumbres del modelo de balance hidrometeorológico en el vertedero

Se han cuantificado las siguientes entradas de agua al relleno del vertedero:

1) La entrada procedente de la infiltración de la escorrentía de los barrancos situados aguas arriba del vertedero.

2) La infiltración de la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial de la capa de cobertera del vertedero a lo largo de las cunetas perimetrales en el contacto de la capa de cobertera con el perímetro del vertedero.

3) La recarga de agua de lluvia a través de la lámina de PEAD.

El caudal medio anual de entrada al relleno del vertedero procedente de la escorrentía del barranco en la zona de los sondeos de la serie S35 entre los años hidrológicos 2011-12 y 2017-18 está comprendido entre 8 (pasada 0) y 20.5 m<sup>3</sup>/d (pasada 1).

El caudal medio anual de entrada por el barranco situado al este del vertedero (zona de los sondeos de la serie S2) se ha estimado suponiendo que las entradas por este barranco son proporcionales a las calculadas en el barranco del S35. Las entradas en el barranco del sondeo S2 se estiman entre 0.8 (pasada 0) y 2.1 m<sup>3</sup>/d (pasada 1).

El modelo hidrológico de balance de agua de la cobertera del vertedero ha permitido calcular la escorrentía superficial sobre la superficie del vertedero, el flujo subsuperficial drenado por el dren de la capa de cobertera del vertedero y la percolación o recarga a través de la capa de arcilla. La precipitación media anual sobre el vertedero en el periodo 2011/12 - 2017/18 es igual a 729 mm. Con el modelo hidrológico de la cobertera del vertedero se ha calculado una escorrentía superficial media comprendida entre 164 y 209 mm/a, mientras que la ETR está comprendida entre 258 y 297 mm/a. La recarga en tránsito está comprendida entre 230 y 268 mm/a. El flujo subsuperficial medio anual está comprendido entre 217 y 255 mm y la recarga a través de la lámina de PEAD y de la capa de arcilla es igual a 13 mm. Para el conjunto del vertedero, el caudal medio anual correspondiente a la recarga del agua de lluvia a través de la capa de cobertera es igual a 423 m<sup>3</sup>/a que equivale a 1.1 m<sup>3</sup>/d.

Las entradas procedentes de la infiltración de la escorrentía superficial de las cunetas perimetrales se han evaluado mediante modelos de balance de agua en los sectores del vertedero situados aguas arriba de los sondeos S37, S38C y S39. El mejor ajuste a los niveles medidos se ha obtenido con un caudal medio anual de entrada al vertedero en la zona del S37 comprendido entre 6.1 (pasada 0) y 6.9 m<sup>3</sup>/d (pasada 1).

El balance de agua en el sector de los sondeos de la serie S39 indica que el caudal de entrada de agua al vertedero por la cuneta perimetral septentrional del vertedero se encuentra dentro del rango comprendido entre 2.1 (pasada 0) y 2.5 m<sup>3</sup>/d (pasada 1).

Se ha calculado un caudal total medio diario de entrada al relleno del vertedero comprendido entre 20.4 (pasada 0) y 33.8 m<sup>3</sup>/d (pasada 1).

Se han evaluado también las siguientes salidas de agua desde el relleno: 1) el caudal de flujo subterráneo por debajo de la pantalla de bentonita a través de la parte superior de la formación margosa en la que la roca está más fracturada; 2) los bombeos de agua y fase libre; y 3) los flujos subterráneos entre el relleno y las margas subyacentes.

El caudal de descarga por debajo de la pantalla se ha calculado mediante un modelo de flujo subterráneo 2D a lo largo del perfil vertical que va desde la parte alta del vertedero hasta el embalse de Sabiñánigo (Samper et al., 2019b, en este mismo volumen). Se ha calculado un caudal medio de flujo subterráneo por debajo de la pantalla frontal

igual a 21.14 m<sup>3</sup>/d. Este caudal es similar al estimado por IDOM-EMGRISA (2011) (20 m<sup>3</sup>/d).

Los bombeos de agua se realizan mayoritariamente en el pozo S37. Los volúmenes bombeados en los años 2015, 2016 y 2017 fueron iguales a 2207 m<sup>3</sup>, 2857 m<sup>3</sup> y 1916 m<sup>3</sup>, respectivamente. El caudal medio de bombeo varía entre 6 y 7 m<sup>3</sup>/d.

Los datos disponibles no permiten cuantificar los flujos subterráneos desde el relleno hacia las margas subyacentes en zonas diferentes a la parte inferior de la pantalla de bentonita/cemento. Presumiblemente estas descargas serán de poca entidad. Se estima de forma cualitativa que serán menores de 2 a 3 m<sup>3</sup>/d.

La Tabla 1 muestra los caudales de entradas y salidas de agua del vertedero calculados con las 3 pasadas más representativas del modelo hidrológico (Samper et al., 2019a).

El modelo hidrológico de balance del vertedero tiene incertidumbres debidas a:

1) Las incertidumbres del modelo hidrológico de las cuencas situadas aguas arriba del vertedero. No se ha podido contar con datos de aforos en estas cuencas.

2) Las incertidumbres sobre la integridad y el estado de la conexión de la lámina PEAD y la capa de arcilla con el muro de bentonita perimetral.

3) La falta de datos de niveles piezométricos en algunas zonas del vertedero.

**Tabla 1.** Balance global de agua en el vertedero (Samper et al., 2019a).

	Entradas (m <sup>3</sup> /d)			Salidas (m <sup>3</sup> /d)	
	Pasada 0	Pasada 1	Pasada 2		
Escorrentía del barranco S35 (sector 5)	8.1	20.5	8.0	Por debajo de la pantalla	20
Escorrentía del barranco S2, S33 (sector 1)	0.8	2.1	0.8		
Recarga por infiltración a través de la cobertera (sectores 1, 2, 3, 4 y 5)	1.1	1.1	1.1		
Entradas laterales en la zona del S38C (sector 3)	6.9	6.1	6.7	Bombeos	6.4
Entradas laterales en la zona del S39 (sectores 4 y 5)	2.1	2.5	2.3		
Otras (cunetas de la carretera antigua, margas subyacentes y glacis) (sectores 1, 2, 3, 4 y 5)	1.5	1.5	1.5		
<b>TOTAL ENTRADAS</b>	<b>20.5</b>	<b>33.8</b>	<b>20.4</b>	<b>TOTAL SALIDAS</b>	<b>26.4</b>

Hay que tener en cuenta que el flujo de agua por las margas puede ser muy bajo. Sin embargo, este flujo en las margas tiene relevancia para el movimiento de la fase densa DNAPL (Dense Non-Aqueous Phase Liquid). Este hecho puede ser especialmente importante cuando las fracturas de las margas afloran en el terreno.

#### 4.- Conclusiones

Las principales conclusiones del modelo de balance hidrológico en el vertedero incluyen:

1) El caudal de entrada procedente de la infiltración de las aguas de lluvia de los barrancos situados aguas arriba del vertedero tiene un valor comprendido entre 8.8 y 22.6 m<sup>3</sup>/d y representa entre el 43% y el 67% del caudal total de entrada al vertedero.

2) El caudal de infiltración de la escorrentía superficial y subsuperficial de la capa de cobertera del vertedero a lo largo de las cunetas perimetrales en el contacto de la capa de cobertera con el perímetro del vertedero puede oscilar entre 8.6 y 9.0 m<sup>3</sup>/d y representa entre el 25% y el 44% del total.

3) El caudal de recarga de agua de lluvia a través de la lámina de PEAD es igual a 1.1 m<sup>3</sup>/d y representa entre el 3% y el 5% del total.

4) Otras entradas de agua tales como las entradas por las cunetas de la carretera antigua y las entradas de agua en la zona sur y sureste del vertedero procedentes de las margas subyacentes y de los glacis son de menor entidad. Se han estimado de forma cualitativa en aproximadamente 1.5 m<sup>3</sup>/d (representan entre el 4% y el 7% del total).

Los flujos de salida de agua desde los materiales del relleno del vertedero incluyen:

1) El caudal de flujo subterráneo por debajo de la pantalla de bentonita a través de la parte superior de la formación margosa en la que la roca está más fracturada se ha calculado con un modelo de flujo subterráneo y es igual a 21.14 m<sup>3</sup>/d (Samper et al., 2019b).

2) El caudal medio de bombeo en los años 2015, 2016 y 2017 varía entre 6 y 7 m<sup>3</sup>/d.

Los resultados de la modelización permiten concluir que:

1) Las entradas de agua al vertedero son pequeñas y se han estimado entre 20 y 30 m<sup>3</sup>/d;

2) Las salidas tienen lugar por debajo de la pantalla frontal con valores estimados de 26 m<sup>3</sup>/d y mediante bombeos.

3) La pantalla de bentonita actúa parcialmente como una barrera que limita el flujo de agua subterránea desde el vertedero hacia la llanura aluvial situada aguas abajo.

4) El sustrato geológico permite muy poco flujo subterráneo;

5) La cobertera del vertedero mantiene su función de sellado;

6) Las cunetas perimetrales funcionan correctamente

en la mayor parte del perímetro del vertedero ya que los datos medidos de los niveles de agua en los sondeos perforados dentro del vertedero no indican entradas de agua asociadas a las lluvias;

Cuando no se bombea, es posible que se produzcan descargas de agua desde el vertedero cuando el nivel del agua en el relleno llega a la cota de la coronación de la pantalla de bentonita/cemento. Se carece de datos de los caudales de rezume. Con la implantación de los bombes a partir de 2014, los niveles de agua en el relleno descendieron y los rezumes y los desbordes de agua cesaron. Muy posiblemente, el caudal de bombeo es mayor que el caudal de los rezumes ya que los niveles en el relleno con los bombes son menores que los niveles de agua existentes previamente.

*Agradecimientos.* El trabajo de la UDC presentado en esta contribución se ha realizado en el marco de un contrato suscrito entre EMGRISA y la Fundación de la Universidad de A Coruña. Los trabajos de EMGRISA han sido financiados por el Gobierno de Aragón. Se agradecen los comentarios y sugerencias del revisor anónimo que han servido para mejorar esta comunicación.

## 5.- Bibliografía

- Alvares D. y J. Samper, 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona. Vol IX. 491-498.
- DGA (Diputación General de Aragón) (1997). Proyecto de Impermeabilización del vertedero de Sardas. Sabiñánigo (Huesca). Liquidación Provisional.
- Espinha Marques J, J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, F. Sodr  Borgas, 2009. Assessment of water resources in a mountain environment with a semi-distributed hydrological model: Serra da Estrela case, central Portugal, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona Vol IX. pp 514-521.
- Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora y F. Sodr  Borgas, 2010. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62:6, 1219-1234.
- Fernández J., Arjol M A Arjol y Cacho C (2013) POP-contaminated sites from HCH production in Sabi n nigo, Spain. *Environ Sci Pollut Res* (2013) 20:1937–1950 DOI 10.1007/s11356-012-1433-8
- GA (Gobierno de Aragón) (2016). Plan estratégico de lucha integral contra la contaminación de los residuos generados por la fabricación de lindano en Aragón. Informe elaborado con la colaboración de EMGRISA. Versión diciembre 2016: [http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/AgriculturaGanaderiaMedioAmbiente/temas\\_medio\\_ambiente/areas/lindano/acciones\\_administrativas/plan\\_estrategico\\_lucha\\_lindano\\_201612\\_v1.pdf](http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/AgriculturaGanaderiaMedioAmbiente/temas_medio_ambiente/areas/lindano/acciones_administrativas/plan_estrategico_lucha_lindano_201612_v1.pdf) (consultado en diciembre de 2017).
- 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, Sabi n nigo (Huesca) en el año 2009. Planteamiento de alternativas y trabajos complementarios para una solución definitiva. Julio de 2011.
- Pisani, B. (2008). Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidad de Coruña. <https://ruc.udc.es/dspace/handle/2183/1102> (verificado en mayo de 2019).
- Pisani, B, J Samper, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter, 2011, Evaluación de los impactos del cambio climático en el ac ifero de la Plana de la Galera. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 353-358
- Pisani, B, J Samper y MA García-Vera, 2013, Evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos y en las demandas agrarias de la cuenca del río Jalón. En: XI Jornadas de La Zona no Saturada, Lugo, 6-8 Noviembre, 219-226
- Pisani, B., J Samper y A Paz, 2017, Modelos hidrológicos de balance de agua y evaluación de los impactos del cambio climático en zonas rurales de Galicia con eucaliptos, En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIII, Zaragoza, 8-10 noviembre. 565-576.
- Samper J, Ll. Huguet, M.A. García Vera y J. Ares, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA n  5/99. Madrid. 205 pp.
- Samper, J., B. Pisani y J. Espinha-Marques, 2011a. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. Actas de las X Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'11. Salamanca. Pp. 365-370.
- Samper, J, Y Li, B Pisani, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter 2011b, Evaluación de los impactos del cambio climático en los ac iferos de la Plana de La Galera y del aluvial de Tortosa. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 359-364.
- Samper, J., B. Pisani y J. Espinha-Marques, 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ. Earth Sci.* 73, 2645-2656.
- Samper J, Pisani B y Naves A (2016a). Trabajos adicionales de modelización del flujo y transporte de uranio del ac ifero de la FUA (ENRESA: 056-CO-TA-2015-0001). Informe de la actividad n  2: Revisión del modelo de balance hidrológico en la propiedad de la FUA (Versión revisada V1). Universidade da Coruña.
- Samper J, Mon A, Fernández J y Pisani B (2016b). Two-dimensional numerical flow models for the predesign of a multilayer cover for a LILW disposal facility in Bulgaria. Informe de la UDC para Westinghouse.
- Samper, J, Sobral B, Naves A y Pisani B (2019a). Hidrogeología y modelos de balance hidrológico, y modelos de flujo subterráneo y transporte de contaminantes en los emplazamientos afectados por INQUINOSA, Actividad 3: Modelos numéricos de flujo y transporte de contaminantes en el emplazamiento de Sardas. Informe Final, ETS Ingenieros de Caminos, Coruña, UDC, febrero 2019.
- Samper, J, Sobral B, Mon A, Pisani B, Naves A, Guadaño J y Fernández J. (2019b) Modelo de flujo y transporte de solutos del emplazamiento de Sardas en Sabi n nigo (Huesca). En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIV, Madrid, 28-30 octubre (este mismo volumen).

## DETERMINACIÓN DE LA EFICIENCIA DE USO DEL NITRÓGENO EN MAÍZ (*Zea mays* L.) Y DE LAS PÉRDIDAS POR LIXIVIACIÓN

R. Díaz<sup>1</sup>, O. Salazar<sup>2</sup>, M. Quemada<sup>3</sup>, A. Nario<sup>4</sup>, X. Videla<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Programa de Magíster en Manejo de suelos y aguas, Universidad de Chile Casilla 1004, Santiago Chile, Email: [renato.diaz@ug.uchile.cl](mailto:renato.diaz@ug.uchile.cl)

<sup>2</sup>Departamento de Ingeniería y Suelos, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile, Casilla 1004, Santiago, Chile. [osalazar@uchile.cl](mailto:osalazar@uchile.cl)

<sup>3</sup>Departamento Producción Agraria/CEIGRAM, Universidad Politécnica de Madrid, 28040, España, Email: [miguel.quemada@upm.es](mailto:miguel.quemada@upm.es)

<sup>4</sup>Departamento de Tecnologías Nucleares, División de Investigación y Aplicaciones Nucleares, Comisión Chilena de Energía Nuclear Email: [Adriana.nario@cchen.cl](mailto:Adriana.nario@cchen.cl), [ximena.videla@cchen.cl](mailto:ximena.videla@cchen.cl)

**RESUMEN.** Considerando que el nitrógeno (N) tiene una relación directa con el incremento del rendimiento del cultivo, muchos agricultores aplican excesiva fertilización nitrogenada, favoreciendo procesos de contaminación y elevando los costos de producción. Se estableció un estudio en la zona mediterránea de Chile, en un suelo Entic Haploxeroll a fin de determinar y comparar la eficiencia de uso de fertilizante N (EUN), mediante técnicas isotópicas (<sup>15</sup>N-urea al 5% a.e.). Los tratamientos fueron una combinación de la rotación de cultivo (maíz-barbecho y maíz –cultivo cubierta) con la dosis óptima (250 kg N ha<sup>-1</sup>) o excesiva de N (400 kg N ha<sup>-1</sup>). Se determinó que la dosis excesiva tiene menor EUN y mayores pérdidas de N frente a la dosis óptima siendo más eficiente cuando se asocia a una rotación de *Lolium multiflorum*. Se sugiere que se realicen más estudios en el sistema de rotación de cultivo de maíz asociada a cultivos cubierta y dosis óptima de N a fin de aumentar la EUN.

**ABSTRACT.** Considering that nitrogen (N) increases crop yield, many farmers tend to apply excessive N fertilization, favoring pollution processes and also raising production costs. For this reason, we set a study in the Mediterranean zone of Chile, in an Entic Haploxeroll soil, to determine and compare the N Use Efficiency (NUE), using isotopic techniques (<sup>15</sup>N-urea, 5% a.e.). The treatments were combinations of crop rotation (maize-fallow and maize -cover crop) and optimal N dose (250 kg N ha<sup>-1</sup>) or excessive (400 kg N ha<sup>-1</sup>). It was found that the excessive N dose had lower NUE and greater losses of N compared to the optimal N dose, being more efficient when associated with a rotation of *Lolium multiflorum*. It is suggested that more studies be carried out in the maize crop rotation system associated with cover crop and optimum N rate to increase the NUE.

### 1. INTRODUCCIÓN

La agricultura tiene como reto producir alimentos adaptando métodos eficientes y sostenibles en el uso de agroquímicos, reduciendo así su impacto en los recursos naturales. En este sentido, se identifica el uso del nitrógeno (N) como un manejo prioritario a mejorar. Aunque existe una relación entre la aplicación de fertilizante de N y el incremento de los rendimientos de los cultivos (hasta cierto umbral), muchos agricultores en forma equivocada han estado aplicando una

sobre-fertilización de N, favoreciendo procesos de contaminación de aguas superficiales y subterráneas y elevando además los costos de producción (FAO, 2017).

La rotación de cultivos es considerada una estrategia de producción eficaz y sostenible asociada a estrategias de adaptación y mitigación frente al cambio climático (FAO, 2017). Por ello se puede considerar que la introducción del cultivo de ballica (*Lolium sp*) en monocultivo de maíz (*Zea mays* L.) aumenta su diversidad y provee múltiples servicios ecosistémicos (Bowman *et al.*, 1998). Además, la ballica ha demostrado ser adaptable para las estaciones de otoño e invierno de Chile por sus condiciones de humedad y temperatura (INIA, 2008). El empleo de otras gramíneas como cultivos cubierta ha dado buenos resultados en climas Mediterráneos, así la introducción de cebada (*Hordeum vulgare* L.) durante 10 años permitió concluir que la sustitución del barbecho por cultivos cubierta, mejora la calidad de un suelo degradado (García-González *et al.*, 2018). La principal razón fue el aumento de la materia orgánica con la consiguiente mejora de la estabilidad del suelo y el aumento de nutrientes. Este tipo de investigación hizo posible mejorar los sistemas agrícolas en zonas de regadío bajo un clima tan peculiar como el mediterráneo, con inviernos fríos y veranos secos y al mismo tiempo se puede utilizar como estrategia para mejorar los beneficios ambientales y si se maneja adecuadamente, puede proporcionar ventajas económicas y agronómicas (Gabriel *et al.*, 2016).

La eficiencia de uso de fertilizante es una medida cuantitativa de la absorción real del nutriente por el cultivo, en relación con la cantidad de nutriente agregado al suelo como fertilizante (IAEA, 2001). El uso de técnicas isotópicas, tal es el caso del N que está formado por dos isótopos estables (<sup>14</sup>N y <sup>15</sup>N), permite de manera precisa y eficiente determinar la EUN.

En Chile, el cultivo de maíz es un producto de gran importancia en las explotaciones agrícolas, abarcando una superficie aproximada de 89 mil hectáreas con una producción de 1.1 millones de Mg y rendimiento promedio de 12,5 Mg ha<sup>-1</sup> durante la temporada 2017-18 (ODEPA, 2018). Siendo el cultivo más importante para los pequeños productores, quienes asocian el máximo rendimiento a la aplicación de fertilizante nitrogenado. Por ello, es común

realizar aplicaciones excesivas de N en la fertilización, llegando a superar los 400 kg N ha<sup>-1</sup> (INDAP, 2011). Las dosis recomendadas se basan en los manuales de producción de maíz (ej. Faiguenbaum, 2003) donde se indica que para un sistema de monocultivo de maíz con rendimientos entre 10 y 20 Mg ha<sup>-1</sup>, recomienda aplicar dosis de N entre 265 y 545 kg ha<sup>-1</sup> y entre 295 y 595 kg ha<sup>-1</sup> para casos que se incorpore el 50% y solo el 25% de los residuos, respectivamente. Por otro lado, las investigaciones realizadas en la zona central de Chile por Opazo *et al.* (2008) para el cultivo de maíz dulce bajo la metodología de Stanford (1973) adaptada en Chile concluyen que la aplicación de dosis de N son muy altas, superiores a 260 kg de N ha<sup>-1</sup>. Para aclarar estas aparentes contradicciones, se estableció un estudio en la estación experimental Antumapu perteneciente a la Universidad de Chile, que tuvo como objetivo principal comparar la eficiencia de uso de N mediante técnicas isotópicas y comparar la lixiviación de N en el suelo, cuando se establece: i) una rotación de cultivo de maíz-barbecho versus maíz – cultivo cubierta y ii) una dosis óptima de N versus excesiva de fertilización.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Ubicación del Estudio

El estudio se realizó en la Estación Experimental Antumapu, perteneciente a la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de Chile, ubicada en la Región Metropolitana de Santiago (33°34'13" S, 70°38'5" W) a una altitud de 625 msnm. Caracterizada por un clima mediterráneo seco con régimen de humedad semiárido, con temperaturas máximas de 30,2°C durante el mes de enero y mínimas de 3,6°C en el mes de junio y precipitación anual de 372 mm, AGRIMED (2018).

### 2.2. Diseño Experimental y manejo del Cultivo

En el experimento se evaluaron cuatro tratamientos, correspondientes a la combinación de 2 rotaciones de cultivo y 2 dosis de N (250 y 400 kg ha<sup>-1</sup>), con 3 repeticiones (Tabla 1). Así, se establecieron 12 parcelas experimentales (4 m x 2,65 m) con orientación N-S. El sitio del ensayo contaba con riego por goteo automatizado, con emisores de 1,4 L h<sup>-1</sup> y un marco de emisores de 0,20 x 0,65 m. Las variables climáticas fueron medidas con la estación meteorológica ubicada en el sitio de ensayo. En el medio de las unidades experimentales se instalaron los detectores de frente agua (FullStop™) a 50 cm de profundidad (Salazar *et al.*, 2014). El suelo del sitio experimental pertenece a la Serie de Santiago (CIREN, 1996) donde las características químicas del suelo son pH 8,99, materia orgánica (MOS) 1,12 %, conductividad eléctrica 0,97 dS m<sup>-1</sup>, capacidad de campo 30%, punto de marchitez permanente 15%, densidad aparente 1,42 Mg m<sup>-3</sup> y textura franca arcillosa.

El material vegetal en estudio fue el maíz grano (*Z. mays*) variedad tardía 33Y74 – Pioneer que se sembró con una dosis

de 9 semillas por metro lineal con una distancia de entre hilera de 0,7 m. Previo a la siembra, se realizó una preparación manual de las parcelas a una profundidad de 10 cm. En los tratamientos Zm-Lm se incorporó el cultivo de ballica (*L. multiflorum* Lam.) variedad Winter Star II de ANASAC, que fue sembrada en abril de 2018 a una dosis de semilla equivalente a 35 kg ha<sup>-1</sup>; mientras que en los tratamientos Zm-B se realizó el barbecho.

Tabla 1. Tratamientos estudiados, rotación de cultivo y dosis de N aplicada.

Tratamiento	Rotación anual de cultivos	Dosis N
		kg ha <sup>-1</sup>
Zm <sub>250</sub> -B	<i>Z. mays</i> – Barbecho	250
Zm <sub>400</sub> -B	<i>Z. mays</i> – Barbecho	400
Zm <sub>250</sub> -Lm	<i>Z. mays</i> - <i>L. multiflorum</i>	250
Zm <sub>400</sub> -Lm	<i>Z. mays</i> - <i>L. multiflorum</i>	400

### 2.3. Riego, fertilización y manejo

El riego se inició en Octubre del 2018 junto a la siembra del cultivo de maíz grano y aplicación de fertilizante nitrogenado y finalizó en abril del 2019 en el estado R6 (madurez fisiológica) del maíz. La evaporación de referencia (ET<sub>o</sub>) fue calculada a través de la ecuación de Penman – Monteith, utilizando las variables obtenidas de la estación meteorológica instalada en el sitio de estudio. Mientras que para el cálculo de la evapotranspiración del cultivo (ET<sub>c</sub>) se utilizó el valor de coeficiente único del cultivo (K<sub>c</sub>), Allen *et al.*, (2006).

La aplicación de la fertilización nitrogenada, se realizó basada en dos criterios: la dosis de 250 kg N ha<sup>-1</sup> que corresponde al resultado de la aplicación del método racional, en el cual la dosis aplicada se estimó a partir del suministro potencial del suelo (mineralización) y la demanda del cultivo, en base al rendimiento potencial esperado (Rodríguez, 1993); mientras que la dosis de 400 kg N ha<sup>-1</sup> corresponde a una fertilización excesiva de N, habitualmente usada por los productores de maíz grano en la zona central de Chile (Salazar y Nájera, 2011). La fuente nitrogenada fue urea (46% de N) y se agregó urea enriquecida al 5% átomos en exceso de <sup>15</sup>N a 10 cm de las plantas de maíz en un área de 1 m<sup>2</sup> (microparcela) (González, 2012; Landriscini *et al.*, 2015). Dentro de cada unidad experimental al momento de cosechar las muestras se consideró las recomendaciones para evitar el efecto borde (Gabriel y Quemada, 2011; Gabriel *et al.*, 2016). La fuente de K fue cloruro de potasio (60% de K<sub>2</sub>O) y para la fertilización de P se aplicó súper fosfato triple (46% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) en una dosis calculada de acuerdo a las características del suelo y los niveles de P y K disponibles. Para los tratamientos de 400 kg N ha<sup>-1</sup> la primera dosis (150 kg N ha<sup>-1</sup>) se aplicó en Octubre de 2018 junto a la siembra, posteriormente, en diciembre de 2018 se aplicó la dosis de

250 kg N ha<sup>-1</sup>, para ambos tratamientos, cuando el cultivo alcanzó la octava hoja (V8). Sin embargo, en los tratamientos de 250 kg N ha<sup>-1</sup> no se aplicó N en la siembra y el total de la dosis se aplicó en V8.

#### 2.4. Muestras vegetales y determinación de N<sup>15</sup>

La toma de muestras se realizó en la madurez fisiológica (R6). Se procedió a tomar las muestras de los órganos vegetales de la microparcela delimitada en cada unidad experimental. Las fracciones vegetales (raíz, tallo, coronta y grano) fueron secadas en horno a 70°C, pesadas y molidas para la determinación del contenido de N<sub>T</sub> por el método Kjeldahl, siguiendo el protocolo de Sadzawka (2006). En el caso del grano se llegó a secar a 14,5% H<sup>o</sup>. La relación isotópica N<sup>15</sup>/N<sup>14</sup>, se determinó por espectrometría de emisión óptica en el laboratorio de la CCHEN siguiendo los protocolos descritos por Reinhardt y Russow (1991). La fracción de N derivado del fertilizante (Nddf, %) se calculó utilizando la ecuación 1:

$$Nddf = \frac{\% N^{15} \text{ exceso planta}}{\% N^{15} \text{ exceso en fertilizante}} \times 100 \quad [1]$$

Donde, % N<sup>15</sup> exceso planta es el porcentaje de átomos de N<sup>15</sup> en exceso en la muestra de material vegetal; y % N<sup>15</sup> exceso en fertilizante se refiere al porcentaje de átomos de <sup>15</sup>N en exceso aplicados con el fertilizante marcado.

Para el cálculo del porcentaje de nitrógeno derivado del suelo (Ndds) se utilizó la ecuación 2:

$$Ndds = 100 - Nddf(\%) \quad [2]$$

Los cálculos para determinar la Eficiencia de Uso del Nitrógeno EUN (%) se realizaron siguiendo el protocolo descrito en el manual del IAEA (2001).

#### 2.5. Recolección y análisis de lixiviados

La recolección de lixiviados se realizó en cuatro etapas fenológicas del maíz: V6, V9, VT y R3, en las respectivas cápsulas-colecta de los FullStop<sup>TM</sup>. Para ello se simuló eventos de precipitación mayores a 15 mm. Las muestras de lixiviados fueron recolectadas 24 h después del riego. De los lixiviados se tomaron submuestras de 30 mL para el análisis de N total (Nt) y N inorgánico disuelto (NID) con el objetivo de obtener la fracción disuelta de la solución suelo, las muestras se filtraron con filtros de 0,45 µm. El Nt fue determinado por el método Kjeldahl y los átomos en exceso de N<sup>15</sup> por espectrometría de emisión óptica. Las concentraciones de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y NH<sub>4</sub><sup>+</sup> fueron determinadas por colorimetría (Hach, 2005). El NID se estimó como la suma del contenido de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y NH<sub>4</sub><sup>+</sup>. Los datos fueron analizados mediante modelos lineales mixtos (MLM), realizando la prueba de comparaciones múltiples de Fisher (α= 0,05), mediante el programa InfoStat, Di Rienzo *et al.*, (2018).

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 3.1. Eficiencia de Uso de Nitrógeno

Los resultados obtenidos muestran que, para el tratamiento con dosis de 250 kg N ha<sup>-1</sup> asociados a la rotación de cultivos con *L. multiflorum* (Zm<sub>250</sub>-Lm), de los 382 kg N ha<sup>-1</sup> presentes en la planta, 97 kg N ha<sup>-1</sup> son derivados del fertilizante (Nddf). El resto del N absorbido estaría dado por el aporte propio del suelo 285 kg N ha<sup>-1</sup> (Ndds). Esta misma tendencia se observó en el tratamiento Zm<sub>250</sub>-B, donde el Nddf fue de 83 kg N ha<sup>-1</sup> y el Ndds registró 299 kg N ha<sup>-1</sup> (Tabla 2). En el caso de los tratamientos con dosis excesiva de N combinadas con maíz-cultivo cubierta y maíz-barbecho, la cantidad de N absorbido fue de 106 kg ha<sup>-1</sup> y 109 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente, cifras que representan cerca del 27% del fertilizante aplicado. Los valores de Ndds son cercanos a 300 kg N ha<sup>-1</sup> para los tratamientos con dosis óptimas, mientras que en los tratamientos con dosis excesivas fueron por encima de 300 llegando a cifras cercanas a 350 kg N ha<sup>-1</sup> (Tabla 2). Estas cantidades altas de N derivado del suelo podrían deberse a los antecedentes en el manejo de la parcela, destacando la acumulación de N. Estos resultados contradicen aparentemente la observación de Zagal *et al.* (2003) en un suelo Volcánico (Typic Melanoxerand) en el que estudiaron una rotación de cultivos de maíz trigo por 4 años y llegaron a concluir que los residuos de maíz no constituyeron una fuente de N importante para los cultivos siguientes y que el manejo de residuos (adición extra de C) no conducía a una mayor retención de N en el sistema. En cualquier caso, la utilización de cultivos cubierta proporcionaría mejoras a largo plazo del suelo en materia orgánica y propiedades relacionadas Teasdale *et al.*, (2008).

**Tabla 2.** Eficiencia de uso del nitrógeno (EUN) expresada como porcentaje del N aplicado con el fertilizante, fracción del N derivado del fertilizante (Nddf) y fracción del N derivado del suelo (Ndds) para cada tratamiento.

Tratamiento	Nddf <sup>1</sup>	Ndds <sup>1</sup>	EUN <sup>3</sup>
	kg ha <sup>-1</sup>	kg ha <sup>-1</sup>	%
Zm <sub>250</sub> -Lm	96,98 ab	285,41 b	38,24 a
Zm <sub>250</sub> -B	83,20 b	299,04 b	33,28 b
Zm <sub>400</sub> -B	108,71 a	347,12 a	27,18 bc
Zm <sub>400</sub> -Lm	106,19 a	306,85 b	26,39 c
<sup>2</sup> P value	0,0456	0,0376	0,0121

<sup>1</sup>Valores promedio de los tratamientos. Letras diferentes en la columna indican diferencias estadísticamente significativas. En base a la comparaciones múltiples de LSD Fischer (α ≤ 0,05);

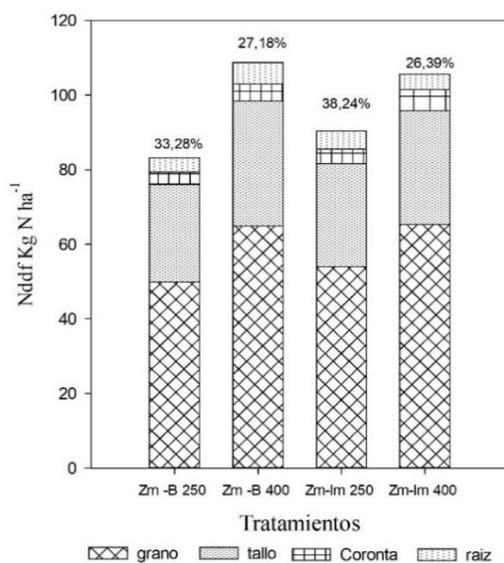
<sup>2</sup> P value (< 0,05) corresponde a diferencias estadísticas significativas.

<sup>3</sup> EUN Total es en base a la suma de todas las partes de la planta.

Es relevante destacar que EUN fue mayor en los tratamientos con 250 kg N ha<sup>-1</sup> que en los en los que recibieron 400. Ello nos permitió inferir que este efecto podría deberse al tiempo de aplicación. Dado que en las primeras etapas de

crecimiento el aporte del suelo suple la demanda de N del cultivo Lindquist *et al.*, (2010) y que casi el 50% del N total acumulado a madurez fisiológica es absorbido entre los estadios V3 y floración Ciampitti *et al.*, (2010); las pérdidas de N durante las fases iniciales serán menores, lo que aumenta la EUN en los tratamientos de 250 kg N ha<sup>-1</sup> en los que no se aplicó en siembra.

Por otro lado, observamos que existieron diferencias estadísticas significativas en la EUN entre los tratamientos (Tabla 2). Así, el tratamiento Zm<sub>250</sub>-Lm que recibió dosis de 250 kg N ha<sup>-1</sup> combinado con maíz-cultivo cubierta presentó una EUN de 38%. Sin embargo, la misma dosis de N asociada a una rotación maíz-barbecho manifestó tan solo un 33% de eficiencia de uso del N. En el caso del tratamiento de Zm<sub>250</sub>-Lm fue muy semejante a los reportados por Nario *et al.* (2012) en un clima mediterráneo con una precipitación media anual 550 mm y temperatura media 15°C y un manejo de riego por surcos. En las dosis excesivas como son los tratamientos Zm<sub>400</sub>-B y Zm<sub>400</sub>-Lm que corresponden a una fertilización de 400 kg N ha<sup>-1</sup> se obtuvo una EUN del 27 y 26%, respectivamente (Tabla 2).



**Fig 1.** Eficiencia de uso de Nitrógeno (EUN) en los tratamientos y distribución del N en el maíz.

Se observó que los tratamientos Zm<sub>250</sub>-Lm y Zm<sub>250</sub>-B presentaron mayores EUN que los tratamientos que recibieron dosis excesivas de 400 kg N ha<sup>-1</sup> (Fig. 1). Sin embargo, Zm<sub>250</sub>-Lm y Zm<sub>250</sub>-B absorbieron menos N proveniente del fertilizante. Es destacable que en todos los tratamientos cerca del 40% del N absorbido se concentró en el grano (rango de 50 – 65 kg N ha<sup>-1</sup>), lo cual corrobora el supuesto de que la cantidad de N absorbido en post-floración se encuentra directamente determinada por la demanda del grano (Ciampitti *et al.*, 2010; Havlin *et al.*, 2005).

De manera general esta baja EUN proveniente del fertilizante podría deberse a las labores de manejo de suelo tal como lo

señala Pino *et al.* (2002), quien observó que un suelo similar al utilizado en este experimento en condiciones de cero labranza y sin quema de rastrojo, era capaz de suministrar una elevada cantidad de N por mineralización. Por otro lado, Gonzales *et al.*, (2016) reportaron que los valores de EUN fueron mayores en suelos de textura arcillosa con dosis bajas de N, frente a los suelos de textura gruesa y dosis alta. Nuestro experimento tenía un suelo de textura franca, por lo que se encontraría en una situación intermedia. Así mismo, se trata de un suelo con un pH muy elevado (8,99) y en vista que el rango óptimo para la absorción del N por el cultivo es de 6 – 8 pudo afectar a una baja NUE. Además hay que tener en cuenta que en un pH elevado es de esperar que las pérdidas por volatilización de urea sean altas.

### 3.2. Materia seca, Rendimiento y EUN en el grano.

En la Tabla 3, podemos observar el rendimiento de grano, donde los tratamientos tuvieron diferencias estadísticas significativas. Se observó que los tratamientos con dosis óptimas donde se aplicó 250 kg N ha<sup>-1</sup> tuvieron menor rendimiento respecto a las dosis excesivas donde se aplicó 400 kg N ha<sup>-1</sup>. Estos rendimientos son elevados y en consonancia con los indicados para el maíz híbrido empleado en este experimento, al que se le asigna rendimientos por encima de 20 Mg ha<sup>-1</sup> (Pioneer, 2018). El tratamiento Zm<sub>250</sub>-B presentó un rendimiento de 16 Mg ha<sup>-1</sup> a comparación con la combinación de dosis óptima con la maíz-cultivo cubierta (*L. multiflorum*) que registró un rendimiento de 17,2 Mg ha<sup>-1</sup>, a pesar de que el Nddf fue de tan solo 92 kg N ha<sup>-1</sup>. Lo anterior, podría estar relacionado con que el aporte del suelo que fue significativo para poder suplir la demanda de N del cultivo, por ello la EUN fue de 38% lo que podría deberse a las prácticas de manejo, como incorporación de rastrojos, labranza y dosis realizadas durante tres años de rotaciones. Siendo la práctica más relevante la dosis y el tiempo de aplicación en vista de que se aplicó la segunda dosis de N en la fase V8. Tal como señala Cueto *et al.* (2013), que estudiaron la aplicación de N en forma fraccionada en maíz forrajero, durante el ciclo de crecimiento la mayor eficiencia se da en la fase V6, que es cuando el maíz inicia el crecimiento de los órganos vegetativos y los órganos reproductivos se están diferenciando. Sin embargo, también se debe considerar la gestión del riego tal como lo considera Lasa *et al.* (2011), quienes señalan que la eficiencia de N en el cultivo de maíz está influenciada por el riego. Estos autores indican que en el riego por surcos se provocan situaciones de déficit hídrico temporal y se manifiestan mayores pérdidas de N por lixiviación y desnitrificación, lo cual al final se traduce en un menor rendimiento de grano. En principio en nuestro estudio la aplicación de agua se realizó usando riego por goteo y ajustada a las necesidades del cultivo, Allen *et al.*, (2016) por lo que se esperaría que no fuese un causa relevante de la baja EUN registrada; sin embargo, posteriormente se verá que las pérdidas de lixiviación de nitratos fueron relevantes por las simulaciones de riego tal como lo hacen los agricultores de Chile, Salazar y Nájera (2011).

**Tabla 3.** Rendimiento de grano, materia seca y EUN en la fracción grano.

Tratamientos	Rendimiento	Biomasa	EUN
	grano		Grano
	Mg ha <sup>-1</sup>	Mg ha <sup>-1</sup>	%
Zm <sub>400</sub> -B	19,42 a	27,57 a	16,22 c
Zm <sub>400</sub> -Lm	18,72 a	27,53 ab	16,34 c
Zm <sub>250</sub> -Lm	17,24 b	25,76 bc	23,68 a
Zm <sub>250</sub> -B	16,08 c	24,80 c	19,92 b
<i>P value</i> <sup>2</sup>	0,0201	0,0456	0,0121

Valores promedio para los tratamientos. Letras diferentes en la columna indican diferencias estadísticamente significativas. En base a la comparaciones múltiples de LSD Fischer ( $\alpha \leq 0,05$ );

*P value* ( $< 0,05$ ) corresponde a diferencias estadísticas significativas.

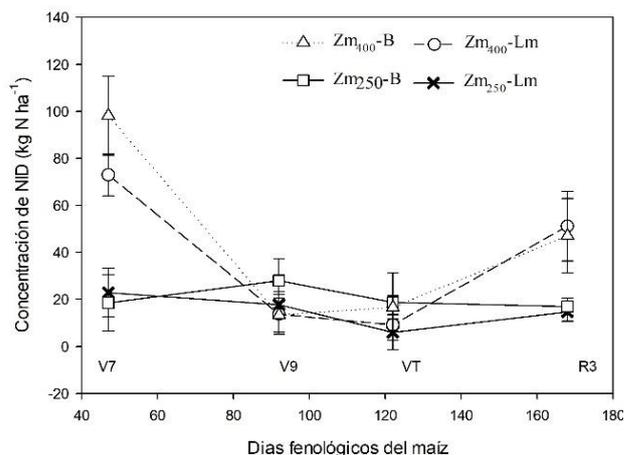
Por otro lado los tratamientos Zm<sub>400</sub>-B y Zm<sub>400</sub>-Lm presentaron los rendimientos en grano más altos, cercanos a 19 Mg ha<sup>-1</sup>. Estos rendimientos próximos a los reportes del proveedor, Pioneer (2018). De hecho se vuelve a mencionar al tratamiento con dosis óptima y asociada a un cultivo cubierta (Zm<sub>250</sub>-Lm) presentó un rendimiento destacable lo cual se podría deber a la aplicación oportuna del N fertilizante. Estos resultados coinciden con los estudios realizados por Snapp y Surapur (2017) que durante 8 años evaluaron la cobertura de centeno en invierno vs. barbecho en una secuencia de rotaciones maíz-maíz-soja y concluyeron que los rendimientos de maíz no se redujeron en parcelas con cubierta de centeno en invierno. Igualmente, estos autores observaron que el centeno como cultivo cubierta fue una herramienta eficaz en la gestión del N.

Finalmente las cantidades de materia seca total de los tratamientos Zm<sub>400</sub>-B y Zm<sub>400</sub>-Lm, concentraron 29,5 y 26,9 Mg ha<sup>-1</sup>, respectivamente considerando la raíz, el tallo y la coronta (= zuro). Por otra parte, los tratamientos con dosis óptimas: Zm<sub>250</sub>-B y Zm<sub>250</sub>-Lm produjeron 23,2 y 25,8 Mg ha<sup>-1</sup>, respectivamente. En este caso, destaca el tratamiento Zm<sub>250</sub>-Lm que se instaló sobre una rotación de cultivo con (*L. multiflorum*) y con una dosis de 250 kg N ha<sup>-1</sup> y cuyo rendimiento no se diferenció estadísticamente del tratamiento Zm<sub>400</sub>-Lm. Por ello podemos observar que el rendimiento del grano y acumulación de materia seca tienen mayor relación con el tiempo de aplicación y no con la dosis. En este sentido, los resultados coinciden con la recomendación de la tecnología de fertilización 4R, que implica fertilizar con la fuente, dosis, tiempo y lugar correcto (Johnston y Bruulsema, 2014).

### 3.3. Lixiviación de Nitrógeno Inorgánico Disuelto

En la Figura 2 podemos observar el comportamiento del NID durante el período del cultivo de maíz. En particular, se puede visualizar el comportamiento de los tratamientos en los días 47, 92, 122, 158 que corresponde a las fases V7, V9, VT, R3

del cultivo de maíz.

**Fig. 2.** Nitrógeno inorgánico disuelto para los diferentes momentos de muestreo y tratamientos.

En el análisis de los lixiviados recolectados se observó que la cantidad estuvo influenciada por la gestión del riego. Así, bajo una simulación de eventos de lluvia, equivalente a una precipitación de 25 mm día<sup>-1</sup> en cuatro eventos, se pudo observar que cuando el cultivo de maíz se encontraba a 47 días de siembra (V7) el tratamiento Zm-Lm (400 kg N ha<sup>-1</sup>) presentó las mayores pérdidas de NID llegando a cantidades de 98 kg N ha<sup>-1</sup>, concentrando más del 58% en forma de NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, seguido del tratamiento Zm<sub>400</sub>-B (Fig. 2). Esto nos indica que las pérdidas de lixiviación de NID se asocian a las dosis excesivas de N y están relacionadas con la baja EUN. Este dato es muy relevante en vista que la fertilización en estos tratamientos se presentó en forma fraccionada, aplicando 150 kg de N ha<sup>-1</sup> al momento de la siembra tal como lo realizan los agricultores en Chile Nájera *et al.*, (2015). Lo anterior confirmó la información publicada por Cueto *et al.* (2013), donde indican que durante la fase V0 del maíz el requerimiento de N es bajo y la demanda puede ser suplida por el aporte del suelo lo que nos permitió inferir que el N fertilizante aplicado se pierde en el sistema y por ello los valores de NID son más altos en las primeras muestras de lixiviados. Adicionalmente, también podemos relacionarlo a la baja evapotranspiración donde en los primeros estadios el suelo está más descubierto y se produce mayor percolación, tal como lo percibieron Salazar *et al.*, (2019) en un sistema de barbecho continuo donde se produjo la percolación profunda más alta, lo que denotaba la ausencia de evapotranspiración.

Por otro lado en este estudio resalta el tratamiento con dosis excesiva de N combinada con (*L. multiflorum*) tienden a presentar mayores valores de lixiviación NID. Estos resultados se asemejan a lo obtenido por Sánchez *et al.* (2014), donde determinaron que la principal forma de pérdidas de N es como nitrato (representado el 49% del total) y que se asociaba más a los tratamiento con altos contenidos de materia orgánica (MO) y no al tipo de fertilizante utilizado. En el tratamiento Zm<sub>400</sub>-Lm, podría haberse

acumulado alta cantidad de nitrato derivada por la mineralización de los niveles altos de MO provenientes de la incorporación de rastrojos del maíz y *L. multiflorum* en la preparación del suelo para la siembra del maíz. En el resto de tratamientos el aporte de N fue más ajustado a las necesidades del cultivo, lo que hizo que las pérdidas por lixiviación de nitratos fueran menores.

Por otra parte, los cuatro tratamientos en el segundo y tercer muestreo V9 y VT respectivamente, presentaron un comportamiento similar, donde se pudo evidenciar que las pérdidas de NID tienden a reducirse a cantidades de 6 kg N ha<sup>-1</sup>, siendo el 80% de las pérdidas en forma NO<sub>3</sub>. Esto podría deberse a que la máxima demanda de N por el maíz se manifiesta a partir de V8 Bundy y Andrasky (2005), por lo que la planta absorbe mayor cantidad de N del suelo y reduce las pérdidas de N. Esto ocurre incluso a pesar de que se realizó la aplicación de la segunda dosis (250 kg N ha<sup>-1</sup>) en V8. Sin embargo, a medida que transcurre el tiempo las pérdidas de NID tienden a incrementar sobre todo en los tratamientos con dosis excesivas de N (Fig. 2).

Adicionalmente en el ciclo de mediciones también se pudo observar que las mayores concentraciones de NID se dan en los muestreos I, IV, contando con las menores concentraciones en el muestreo II y III (Fig. 2). Finalmente se observó que, de manera general, el tratamiento Zm<sub>250</sub>-Lm presentó menores concentraciones de NID. Esto concuerda con los estudios de Salazar *et al.*, (2019), quienes concluyeron que una rotación de cultivos con maíz con dosis óptimas y cultivo cubierta (*L. multiflorum*) tuvieron las cargas NID más bajas en un ensayo de columna de suelos.

Considerando los datos obtenidos de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> y NH<sub>4</sub><sup>+</sup> (kg N ha<sup>-1</sup>) podemos deducir que la cantidad de NID en el suelo está relacionada con la gestión del riego. Los riegos iniciales fueron abundantes y ocasionaron pérdidas de lixiviación del NID acumulado en el suelo. Estos resultados coinciden con lo que señalan Bortolotto *et al.* (2012), quienes evaluaron la eficiencia del N fertilizante con urea marcada al 5% de átomos en exceso de <sup>15</sup>N en un clima tropical como el de Brasil en el cultivo de café. Por otro lado en un clima Mediterráneo, Vázquez *et al.* (2006) mostraron que el 80% de la lixiviación se generó debido al riego excesivo y una baja demanda de agua y N en el cultivo de tomate durante las 4 semanas siguientes a la plantación.

Adicionalmente, en los lixiviados intentamos medir el exceso de átomos <sup>15</sup>N, pero no pudimos debido a la dificultad de realizar la determinación en muestras líquidas.

#### 4. CONCLUSIÓN

En el estudio se determinó mediante la aplicación de técnicas isotópicas de <sup>15</sup>N que las dosis excesivas (400 kg N ha<sup>-1</sup>) tienen un EUN de tan sólo el 28%, sin mostrar diferencias estadísticamente significativas en los sistemas de cultivo maíz-barbecho o maíz-cultivo cubierta. Se observó que la

mayor absorción de N proviene de la mineralización del suelo y no del fertilizante. Mientras que utilizando la dosis óptima de 250 kg N ha<sup>-1</sup> en una rotación de maíz cultivo cubierta (*L. multiflorum*) se aumentó la EUN hasta un 40%. Siendo un factor relevante el momento de aplicación del fertilizante, obteniéndose una mayor eficiencia cuando se suprimió la fertilización en siembra. Así los valores de EUN disminuyeron al aumentar la dosis de fertilización.

Las pérdidas más altas de N por lixiviación se presentaron en los tratamientos con dosis excesivas de N. Particularmente en el tratamiento que combinó la incorporación de los residuos del cultivo cubierta con una elevada fertilización en pre-siembra. Al utilizar *L. multiflorum* como cultivo cubierta, el aumento de la dosis de fertilizante de 250 a 400 kg N ha<sup>-1</sup> incrementó el rendimiento de maíz en un 8%; mientras que cuando el suelo quedó en barbecho el aumento fue del 20%. Esto indica que el cultivo cubierta contribuyó a reciclar el N en el sistema suelo-cultivo.

De acuerdo a los resultados obtenidos se sugiere que se realice más estudios en el sistema de rotación de cultivo de maíz - cultivos cubierta y dosis óptima de N a fin de aumentar la EUN y reducir los procesos de contaminación difusa de N de aguas superficiales y subterráneas.

*Agradecimientos*, Este trabajo fue financiado por el proyecto RLA5077 titulado "Enhancing Livelihood through Improving Water Use Efficiency Associated with Adaptation Strategies and Climate Change Mitigation in Agriculture (ARCAL CLVIII)" y el proyecto FONDECYT Regular 2015 N°1150572. Se realizó con la colaboración de la Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN) por medio de sus profesionales como el Sr. Marco Acuña.

#### 5. BIBLIOGRAFIA

- AGRIMED (Centro de Agricultura y Medioambiente). 2017. Atlas agroclimático de Chile. Tomo III: Regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'Higgins y del Maule. Universidad de Chile y Fundación para la Innovación Agraria (FIA), Santiago, Chile.
- Allen, R.G., L. S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO riego y drenaje 56. Rome, Italia 277 p.
- Bowman, G., C. Shirley y C. Cremer. 1998. Benefits of cover crops. In *Managing Cover Crops Profitably* (Ed. A. Clark), pp. 9–11. Beltsville, USA: Sustainable Agriculture Network.
- Bundy, L.G. y T.W. Andraski. 2005. Recovery of fertilizer nitrogen in crop residues and cover crops on an irrigated sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 640–648.
- Bortolotto, R. P., I.P. Bruno, K. Reichardt, L.C. Timm, T. J. Amado, y A. Ferreira. 2012. Nitrogen fertilizer (<sup>15</sup>N) leaching in a central pivot fertigated coffee crop. *Revista Ceres (Brasil)* 59(4): 466 – 475.
- CIREN. 1996. Estudio agrológico Región Metropolitana. Centro de Información de Recursos Naturales. Publicación CIREN n° 115. ISBN Obra completa 956-7153-23-x. Santiago, Chile.
- Ciampitti, I.A., M. Boxler y F. O. García. 2010. Nutrición de maíz: requerimientos y Absorción de nutrientes. *Instituto Internacional de Nutrición de plantas* 48: 14 – 18.
- Cueto, J. A., D. Guadalupe, U. Figueroa, H. M. Quiroga, A. Ramos, y J.J. Peña. 2013. Recuperación de Nitrógeno aplicado en forma fraccionada en maíz forrajero utilizando <sup>15</sup>N. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas* 5(1): 11 – 16.
- Di Rienzo J.A., F. Casanoves. M.G. Balzarini, L. Gonzalez, M. Tablada y

- C.W. Robledo. 2018. InfoStat versión 2018. Centro de Transferencias InfoStat, FCA, Universidad de Córdoba, Argentina.
- Faiguenbaum, H. 2003. Labranza, siembra y producción de los principales cultivos de Chile. Universidad de Chile. Santiago de Chile, Chile.
- FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura). 2017. El futuro de la alimentación y la agricultura. Tendencias y desafíos. Rome, Italia. 47 p.
- Havlin, J. L., S. L. Tosdale, J.D. Beaton y W.L. Nelson. 2005. Soil fertility and Fertilizers. An introduction to nutrient management. 7<sup>o</sup> Edition Pearson Education Asia Ltd. China.
- INDAP (Instituto Nacional de Desarrollo Agropecuario). 2011. Manual de recomendaciones cultivo de maíz grano. Gobierno de Chile, Santiago de Chile 48 p.
- IAEA (International Atomic Energy Agency). 2001. Applications of nuclear techniques in soil fertility and plant nutrition studies. Use of isotope and radiation methods in soil and water management and crop nutrition. Vienna, Austria 247 p.
- INIA (Instituto de Investigación Agropecuaria). 2008. Balizas de rotación corta asociadas a avena. Boletín informativo N° 64. Gobierno de Chile. Santiago de Chile. 4 p.
- García-González, I., C. Hontoria, J.L. Gabriel, M. Alonso-Ayunso, y M. Quemada. 2018. Cover crops to mitigate soil degradation and enhance soil functionality in irrigated land. *Geoderma* 322: 81-88.
- Gabriel, J. L., M. Alonso-Ayuso, I. García-González, C. Hontoria y M. Quemada. 2016. Nitrogen use efficiency and fertiliser fate in a long-term experiment with winter cover crops. *European Journal of Agronomy* 79: 14 -22.
- Gabriel, J.L. y M. Quemada. 2011. Replacing bare fallow with cover crops in a maize cropping system: yield, N uptake and fertiliser fate. *European Journal of Agronomy* 34: 133-143
- González, A. I. 2012. Determinación de destino del nitrógeno aplicado a un cultivo de sésamo mediante la técnica isotópica. Tesis de Magister. Universidad Nacional de Asunción. Facultad de Ciencias Agrarias. San Lorenzo, Paraguay 113 h.
- Johnston, A.M. y T.W. Bruulsema. 2013. 4R Nutrient stewardship for improved nutrient use efficiency. *El Sevier* 83: 365 – 370.
- Landriscini, M. R., J.A. Galantini y J.M. Martínez. 2015. Eficiencia de recuperación de nitrógeno por métodos de la diferencia y de la dilución isotópica. *Ciencia Suelo (Argentina)* 34: 155 -162.
- Lasa, B., I. Irañeta, J. Muro, I. Irigoyen y P.M. Aparicio. 2011. Isotopic composition of maize as related to N-fertilization and irrigation in the Mediterranean Region. *Scientia Agrícola (Brasil)* 68(2): 182 -190.
- Lindquist, J. I., S.P. Evans, C. A. Shapiro y S.Z. Knezevic. 2010. Effect of nitrogen addition and weed interference on soil nitrogen and corn nitrogen nutrition. *Weed Technology* 24: 50 – 58.
- Nario, A., A.M. Parada, X. Videla, M. Casanova y O. Seguel. <sup>15</sup>N Fertilizer efficiency in Maize Cropped by small farmers at the VI Region of Chile. International symposium on Managing soils for food security and climate change adaptation and mitigation. 2012, Viña Australia.
- Nájera, F., Y. Tapia, C. Baginsky, V. Figueroa, R. Cabeza y O. Salazar. 2015. Evaluation of soil fertility and fertilisation practices for irrigated maize (*Zea mays* L.) Under Mediterranean conditions in central Chile. *J. Soil Sci. Plant Nutr.* 15, 84–97.
- ODEPA (Oficina de Estudios y Políticas Agrarias), Chile. 2018. Cereales: Producción, precios y comercio exterior de Trigo, Maíz y Arroz. Gobierno de Chile, Santiago: ODEPA. 60 p.
- Opazo, J. D., A. Luchsinger y O. Neyra. 2008. Factores de suelo y planta para determinar la fertilización nitrogenada en maíz dulce en la zona central de Chile. *Revista de Agricultura de Zonas Áridas IDESA (Chile)* 26(2) 53 -58.
- Pino, I., J.L. Rouanet, F. Zapata, A.M. Parada y A. Nario. 2002. Eficiencia de recuperación de nitrógeno en el sistema planta-suelo en un cultivo de trigo bajo manejo de suelo alternativos en un ultisol de la IX región. *Agricultura Técnica (Chile)* 62(2): 272 - 283.
- PIONEER. 2018. Catálogo de Híbridos de maíz. Híbrido 33Y74 de maíz.
- Rodríguez, J. 1993. Manual de fertilización. Facultad de Agronomía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Colección en Agricultura.
- Reinhardt, R y R. Roussow. 1991. Use of the <sup>15</sup>N isotope dilution technique to study the of mineral nitrogen on biological nitrogen fixation in red clover Abstract pp.193 – 200.
- Snapp, S y S. Surapur. 2017. Rye cover crop retains nitrogen and doesn't reduce corn yields. *Soil & Tillage Research.* 180: 107-115.
- Sadzawka, A., A. Carrasco, R. Grez, M. Mora, H. Flores y A. Reaman. 2006. Métodos de análisis recomendados para los suelos de Chile. Revisión 2006. Manual INIA y CNA de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo. Centro regional de investigación La Platina, Chile 164 p.
- Salazar, O., L. Balboa, K. Peralta, M. Rossi, M. Casanova, Y. Tapia, R. Singh y M. Quemada. 2019. Effect of cover on leaching of dissolved organic nitrogen and carbón in a maize-cover crop rotation in Mediterranean Central Chile. *Agricultural Water Management.* 212: 399 – 406.
- Salazar, O y F. Nájera. 2011. Contaminación de las aguas por el uso de fertilizantes nitrogenados y enmiendas orgánicas *Boletín de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo* 24: 147–152.
- Salazar, O. J. Vargas, F. Nájera, O. Seguel, y M. Casanova. Monitoring of nitrate leaching during flush flooding events in a coarse-textured floodplain soil. *Agriculture Water Management.* 146: 218 -227.
- Sánchez, E., C.D. Améndola y M. Soto. 2014. Nitrogen Losses by leaching in a midex grassland grazed in temperature climate. *Revista fitotecnia Mexicana* 37(3) 271 - 278.
- Teasdale, J.R., A. A. Abdul-Baki y Y. Bong Park. 2008. Sweet corn production and efficiency of nitrogen use in high cover crop residue. *Agronomy for sustainable Development. Journal.* 28: 559 -565.
- Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso y M. Quemada. 2006. Drainage and nitrate leaching in processing tomato under drip irrigation and plastic mulching. *Agriculture Ecosystems & Environment.* 112: 313-323.
- Zagal, E., N. Rodríguez, I. Vidal y G. Hofmann. 2003. Eficiencia de uso y dinámica del nitrógeno en una rotación con y sin uso de residuos. *Agricultura Técnica (Chile)* 63(3): 293 – 310.

## PERSPECTIVAS DEL USO DE AGUAS DE PROCESADO DE LA INDUSTRIA DE ACEITUNA DE MESA PARA RIEGO POR GOTEO EN OLIVAR: AVANCE DE RESULTADOS

B. Cuadrado-Alarcón<sup>1</sup>, A. Peña<sup>1</sup>, P. Reina<sup>2</sup>, J.V. Giráldez<sup>3,4</sup>, T. Vanwalleghem<sup>4</sup>, y A.M. Laguna<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [g82cualb@uco.es](mailto:g82cualb@uco.es)

<sup>2</sup>Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. A. Einstein, Cra Madrid km 390, 14071 Córdoba. e-mail: [g52regap@uco.es](mailto:g52regap@uco.es)

<sup>3</sup>Depto. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba

<sup>4</sup>Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: [ag1gicej@uco.es](mailto:ag1gicej@uco.es)

**RESUMEN.** La industria del cocido de aceituna de mesa genera un volumen apreciable de aguas residuales, con grandes cantidades de cloruro sódico e hidróxido de sodio. Además, el agua constituye el principal factor limitante en la producción agrícola de la zona, por ello se planteó su reutilización como recurso. Se diseñaron ensayos de campo en la Campiña Suroeste Sevillana, consistentes en riego por goteo de olivares de verdeo con diferentes diluciones de agua residual y dulce.

Los resultados muestran un aumento en la producción de aceituna, respecto los testigos. La conductividad eléctrica de la solución del suelo incrementó desde un intervalo 1-3 dS m<sup>-1</sup> al comienzo, hasta otro de 3-13 dS m<sup>-1</sup> al final del periodo de riego. Tras la infiltración del agua de las primeras lluvias otoñales, sufrió un incremento debido a la disolución de las costras salinas, reduciéndose con las lluvias invernales a valores por debajo de 6 dS m<sup>-1</sup>.

**ABSTRACT.** The olive-fruit processing industry generates an appreciable volume of wastewater containing sodium chloride and sodium hydroxide among other solutes. Due to the scarce and seasonally distributed rainfall in the area, water constitutes the main limiting factor for agricultural production. Field trials were installed within a project in the southwestern Sevillian Campiña, to recover water as a resource, and to reduce contaminants. A mixture of wastewater and freshwater was applied to rainfed olive-fruit orchards.

Yield of olive-fruit in treated trees was found higher than in those without treatment. During the first campaign solute concentration rose from an initial electrical conductivity of 1-3 dS m<sup>-1</sup> to a range of 3-13 dS m<sup>-1</sup> at the end of the irrigation period. Precipitated salts surrounding the drippers were dissolved by Autumn rains, showing an increase in the electrical conductivity, lowering later by the leaching of the winter rains to levels under 6 dS m<sup>-1</sup>.

### 1.- Introducción

El sector de la aceituna de mesa ocupa una superficie de 0.155 Mha, con una producción media anual de 596 Gg de aceituna. España es el país con mayor producción del sector, con un 21% de la producción mundial anual (2012-2016). El 80% de la producción de España se ubica en

Andalucía (MAGRAMA, 2016).

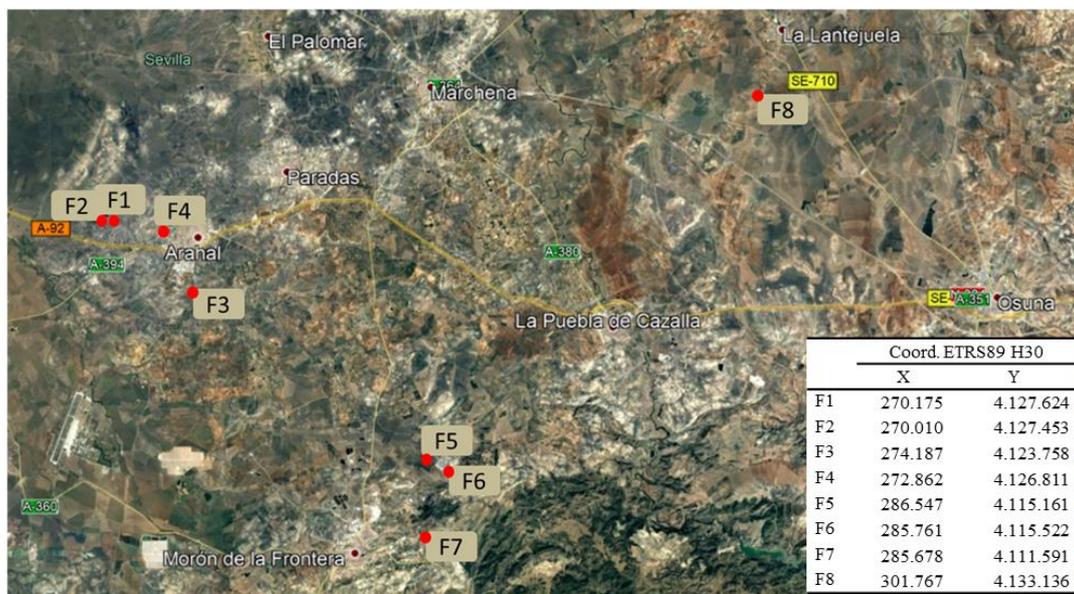
La industria genera un volumen considerable de aguas residuales. Solo en España, se ha estimado un volumen de al menos 0.894 hm<sup>3</sup> anuales. Estas aguas residuales, principalmente salmueras y aguas de cocido de aceituna, se almacenan en balsas de evaporación, incrementando su salinidad cada año y suponiendo un riesgo importante de contaminación por posibles desbordamientos o roturas. La figura 1 muestra unas balsas en la zona de estudio.



**Fig. 1.** Balsas de evaporación de aguas residuales de la industria de aderezo de aceituna de mesa de 24 ha ubicadas en la provincia de Sevilla (Google Earth, 2016).

Potencialmente, esta agua podría ser usada para el riego del olivar en zonas que actualmente se encuentren en secano (e.g. Oster, 1994). Dicha práctica podría aumentar la productividad del olivar (Oster y Wichelns, 2003), dado que las industrias se encuentran generalmente en regiones con precipitaciones estacionales en otoño a invierno, y veranos largos, secos y calurosos.

Este trabajo plantea la posibilidad de aprovechar el agua residual para el riego del olivar. Este posible uso alternativo del agua tendría como fin aprovechar el recurso y eliminar un contaminante puesto que el agua



**Fig. 2.** Ubicación en el plano de las 8 parcelas experimentales. F1, F2, F3 y F4 pertenecen al T.M. de Arahal, F5, F6 y F7 al T.M. de La Puebla de Cazalla, y F8 al T.M. de La Lantejuela (Google Earth, 2016).

de las balsas no se evapora fácilmente y puede provocar problemas de desbordamiento en el caso de chubascos intensos. El olivo es una planta relativamente tolerante a la salinidad (Melgar et al., 2009) que controla de forma eficaz la transpiración del agua a través de sus estomas. El uso de esta agua de menor calidad (Rhoades et al., 1992), implica la necesidad de evacuar el exceso de sales con la lluvia otoñal e invernal (e.g. Corwin et al. 2007, Letey et al., 2011).

Por ello se iniciaron unos ensayos de aplicación de riego por goteo con diferentes diluciones de agua residual de plantas de entamado en agua dulce cuyos son: (i) aliviar al olivo durante el estiaje para aumentar la producción y la calidad de la aceituna de mesa, (ii) controlar la acumulación de solutos en la solución del suelo, y (iii) reducir el riesgo de contaminación del agua consumiendo al menos parte del volumen de agua residual.

## 2.- Materiales y métodos

En junio de 2018 se instalaron 8 parcelas experimentales, en el marco de un Grupo Operativo en la Campiña suroccidental sevillana. Cada una de las parcelas dispone de un sistema de riego por goteo para 8 olivos, a los que se aportaron concentraciones salinas variables en el tiempo, pero idénticas para cada uno de los olivos dentro de una parcela experimental. En la figura 2 se muestran las localizaciones de las 8 parcelas experimentales.

### 2.1.- Descripción de los ensayos

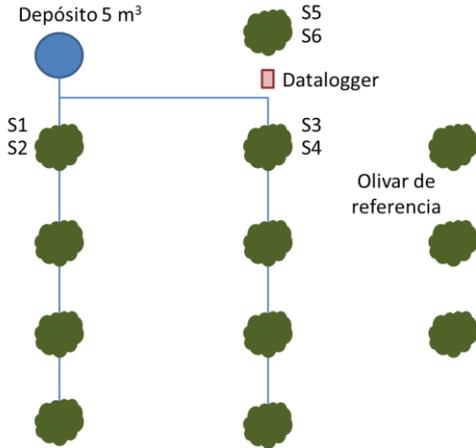
Las características de las parcelas seleccionadas, tabla 1, son diferentes en cada caso, la variedad más común para su uso como aceituna de mesa es manzanilla. Los suelos seleccionados son principalmente arcillosos, representativos de la zona, habiéndose seleccionado también un suelo franco arcilloso y otro arenoso franco.

**Tabla 1.** Características de las fincas

	Marco (m)	Diámetro de copa (m)	Variedad	Clase textural del suelo
F1	10 x 12	7	Manzanilla	Franco arcilloso
F2	10 x 10	4	Manzanilla	Arcilloso
F3	10 x 10	4,5	Gordal	Arenoso franco
F4	10 x 10	5,5	Manzanilla	Arcilloso
F5	7 x 7	4	Manzanilla	Arcilloso
F6	8 x 4	3	Manzanilla	Arcilloso
F7	7,5 x 7,5	3,5	Manzanilla	Arcilloso
F8	8 x 8	4	Manzanilla	Arcilloso

Las parcelas experimentales constan de un sistema de riego y una red de sensores, como se presenta en el esquema de la figura 3, en el que se puede observar el sistema de riego para ocho árboles, rodeados del olivar de referencia en secano.

El sistema de riego por goteo dispone de un depósito de 5 m<sup>3</sup>, que se recarga periódicamente con diluciones de agua residual. El sistema de impulsión para el riego se alimenta con la energía recogida por una placa solar, y almacenada en una batería. La red de riego está compuesta por una tubería con góteros integrados autocompensantes con un caudal de 2,2 L h<sup>-1</sup> por



**Fig. 3.** Esquema de una parcela experimental. Sistema de riego representado en azul, sistema de medidas representado por los sensores S1 a S6 y el datalogger.



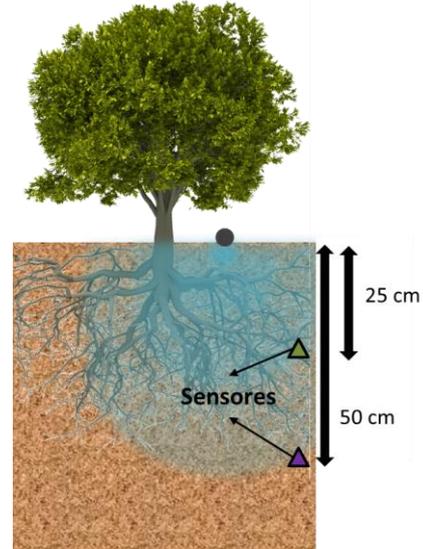
**Fig. 4.** Fotografía de la instalación para el riego de uno de los ensayos

gotero, y una separación de 1 m entre goteros.

## 2.2.- Instalación de sensores y recogida automática de los datos

Se ha dispuesto un conjunto de sensores instalados en dos profundidades del perfil del suelo, figura 5, para medir de forma continua la conductividad eléctrica del suelo (CE), la humedad, y la temperatura en 3 árboles por ensayo, con sensores Decagon GS3 cuyos datos se recogen cada 30' en un registrador Em60G. El conjunto de bomba y sensores está alimentado con una placa solar como se expone en la figura 4.

Paralelamente se está muestreando el suelo en el campo de forma periódica, incluyendo muestras de fruto en la recolección, y agua de riego. Posteriormente se analizan las



**Fig. 5.** Posición de sensores en el suelo bajo un olivo.

muestras en el laboratorio para estimar la humedad gravimétrica, la conductividad eléctrica del extracto 1:5 del suelo, la conductividad eléctrica del agua de riego (Corwin y Yemoto 2017), y el peso y tamaño del fruto con una balanza y un pie de rey.

Mediante el plan de muestreo establecido se determina también el agua residual en las industrias y las diluciones que se aplican al riego, controlando la salinidad y pH del agua utilizada durante la campaña.

## 2.3.- Modelo sencillo para interpretar la evolución de la humedad y la concentración de sales

La evolución de humedad y concentración de solutos en el suelo puede ser aproximada con ayuda de sendos balances de agua y sales a escala diaria (Reina, 2019). Para ello se puede reducir la complejidad de los procesos admitiendo un flujo unidimensional en torno al gotero y su bulbo (Han et al., 2007). Phogat et al. (2012, 2014), entre otros, han mostrado el carácter multidimensional del flujo de agua y solutos, pero es posible apreciar su comportamiento aún a una escala reducida. Se supone que el suelo se compone de dos horizontes para aprovechar la información suministrada por los dos sensores instalados.

El balance de la masa de agua se basa en las aportaciones de la lluvia,  $p_i$ , y del riego,  $r_i$ , así como de las pérdidas por escorrentía superficial,  $q_i$ , evapotranspiración,  $e_i$ , y percolación profunda,  $l_i$ . El balance se completa con la variación del volumen de agua en el perfil del suelo por unidad de superficie.

$$\Delta w_i = w_i - w_{i-1}$$

$$\Delta w_i = p_i + r_i - (q_i + e_i + l_i) \quad (1)$$

Usando los datos disponibles, precipitación y dosis de riego diarias, se complementa la información con (i) la estimación de la infiltración del agua de lluvia usando el modelo de Green y Ampt (e.g. Mein y Larson, 1973) adaptada a medios estratificados siguiendo a Moore (1981). El exceso de lluvia se convierte en el volumen de escorrentía,  $q_i$ , mientras que la percolación que va desde el primer horizonte al segundo,  $l_{i,1}$ , y la que sale de este último hacia horizontes más profundos,  $l_{i,2}$ , se obtienen como resultados de este modelo.

La intensidad de evapotranspiración,  $e_i$ , se estima a partir de las condiciones atmosféricas, la evapotranspiración de referencia de Penman-Monteith calculada y disponible en la red RIA de información agroclimática (IFAPA, 2019). Este valor máximo que corresponde a la primera etapa de la evaporación de control atmosférico se corrige en la segunda etapa de control edáfico con la ecuación sugerida por Philip (1957) y formulada por Ritchie (1972).

El balance de la masa de solutos se basa en la aportación externa, en el agua de riego, despreciando la concentración de la lluvia en comparación con la del agua de riego,  $c_{ri}$ , por tanto,  $r_i c_{ri}$ , la pérdida en el agua de percolación,  $l_{i-1} c_{i-1,1}$ , y considerando la masa de solutos que permanece en el horizonte,  $w_{i-1,1} c_{i-1}$ , (e.g. van der Zee et al., 2010). La concentración resultante en el día  $i$  es  $c_{i,1}$

$$c_{i,1} = \frac{w_{i-1,1}c_{i-1,1} + r_i c_{ri} - l_i c_{i-1,1}}{w_{i,1}} \quad (2)$$

En el segundo horizonte se procede de forma similar al primero, con la aportación debida a la percolación del horizonte superior,  $l_{i-1,1} c_{i-1,1}$ , la pérdida por análogo concepto hacia horizontes profundos,  $l_{i-1,2} c_{i-1,2}$ , y contemplándose la masa que se mantiene en el horizonte,  $w_{i-1,2} c_{i-1,2}$ . La concentración nueva de solutos en este horizonte es  $c_{i,2}$ .

$$c_{i,2} = \frac{w_{i-1,2}c_{i-1,2} + l_{i-1,1}c_{i-1,1} - l_{i-1,2}c_{i-1,2}}{w_{i,2}} \quad (3)$$

El modelo se resuelve numéricamente por un código sencillo pues las tres ecuaciones son explícitas y el modelo de Green y Ampt se resuelve por un método sencillo de búsqueda de raíces en una ecuación no lineal (e.g. Press et al. 1992, Cap. 9). Los datos usados en el modelo se han estimado con las funciones de edafotransferencia de Rawls et al. (1983). La bondad del ajuste de los datos calculados y medidos con los sensores se puede estimar con el índice de Nash y Sutcliffe (e.g. Ritter y Muñoz Capena, 2013). Se ha adoptado aquí la equivalencia aproximada entre la conductividad eléctrica y la concentración de solutos de Richards (1954).

### 3.- Resultados y discusión

En los primeros análisis del agua de las balsas, se observó una concentración de solutos muy elevada debida al predominio de la evaporación sobre la precipitación en el balance anual, con conductividades eléctricas en torno a  $100 \text{ dS m}^{-1}$ .

Se separó el agua residual a la salida de las industrias, que, aun siendo salmueras, contienen salinidades más bajas que las balsas de evaporación. Se han aplicado diluciones como agua de riego con conductividades eléctricas variando entre  $5\text{-}13 \text{ dS m}^{-1}$  durante el verano y el otoño de 2018.

Las precipitaciones en la zona de estudio se concentraron en el mes de octubre, cuando la intensidad de la evapotranspiración era aún elevada, por lo que no se produjo el lixiviado de sales esperado con las lluvias otoñales.

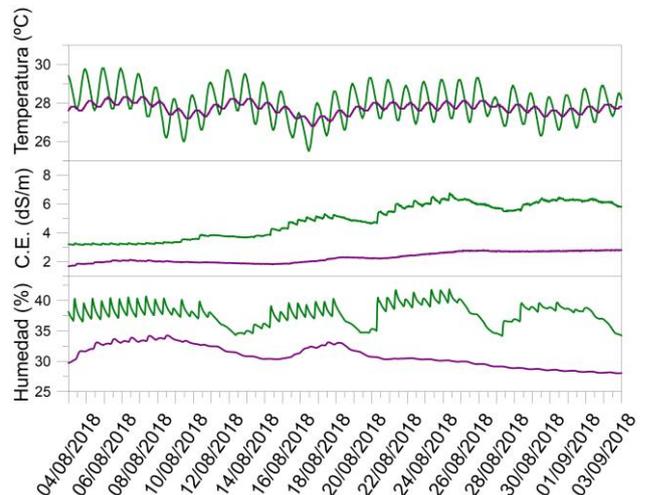


Fig. 6. Datos que recogen los sensores bajo cada árbol. En verde se presentan los datos suministrados por el sensor más somero, a 25 cm de la superficie. En morado, los datos obtenidos por el sensor ubicado a 50 cm de la superficie.

La figura 6 muestra las características de los datos recogidos en la red de sensores dispuesta en el suelo. Los datos de temperatura, humedad, y conductividad eléctrica aparente a dos profundidades, 25 y 50 cm, se capturan cada 30 minutos. El sistema radical del olivo es bastante somero. Se ha estimado una profundidad media de las raíces de 25 cm, y así es posible observar el comportamiento del suelo hacia un horizonte algo más profundo. Los datos de humedad muestran los pulsos de riego diarios, con corte del riego durante sábados y domingos. La conductividad eléctrica aparente, muestra una respuesta inmediata, aumentando al comienzo del riego con aguas salinas, comienzo de agosto.

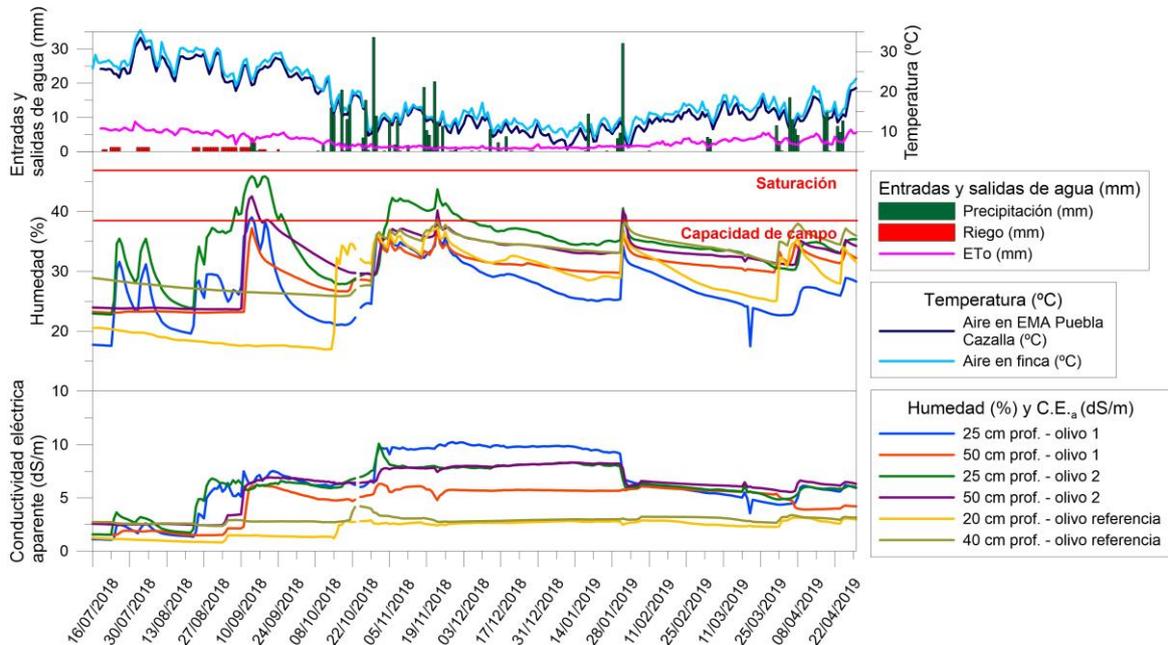


Fig. 7. Media diaria de los datos medidos por los sensores en una parcela experimental desde el comienzo del proyecto. F5.

En los datos obtenidos por los sensores se observa un incremento de la conductividad eléctrica aparente en todas las parcelas, que comienza con  $1-3 \text{ dS m}^{-1}$  y finaliza el periodo de riego con valores entre  $3-13 \text{ dS m}^{-1}$ . Tras el periodo lluvioso, la C.E.a ha disminuido en todas las parcelas experimentales llegando a valores máximos de torno a  $6 \text{ dS m}^{-1}$ . En la figura 7 se presenta la media diaria de los datos de una de las parcelas, F5, desde el comienzo del ensayo. En dicha figura se detecta la relación entre las primeras precipitaciones y el aumento de la conductividad, y la posterior disminución con las precipitaciones a partir de enero. Dichas tendencias se presentan en los 8 ensayos.

El aumento de la conductividad eléctrica del suelo tras la caída de las primeras lluvias otoñales es probablemente debido a la disolución de algunas sales precipitadas en la superficie del suelo que son lixiviadas hacia su interior.

Los análisis de laboratorio muestran tendencias similares a las observadas por la red de sensores. En la tabla 2 se presenta la superficie de los ensayos, el volumen total de riego aplicado durante la campaña, su conductividad media, y la conductividad eléctrica del extracto 1:5 del suelo en profundidades de 0-10 cm en tres momentos: antes del comienzo del riego, 01/07/2018, al terminar la campaña de riego, 09/10/2018, y tras las primeras lluvias invernales 12/12/2018.

La conductividad eléctrica en el extracto 1:5 aumenta considerablemente al final de la campaña de riego, para luego disminuir a valores parecidos a los del estado inicial, corroborando así las tendencias observadas por los sensores. A pesar de estas observaciones, aún es necesaria una comparación más exhaustiva de los datos de los sensores

Tabla 2. Resultados de análisis en laboratorio. Superficie de la parcela de ensayo, volumen total de agua de riego aplicada durante la campaña, conductividad eléctrica media del agua de riego aplicada, y conductividad eléctrica del extracto 1:5 del suelo en profundidades de 0-10 cm en los días indicados. Datos de 2018.

	Sup	Agua	C.E.	C.E.-1:5 suelo		
	(m <sup>2</sup> )	(m <sup>3</sup> )	riego	01/07	09/10	12/12
				(dS/m)		
F1	120	32	8,175	0,155	0,870	0,265
F2	100	31	8,200	0,324	0,339	0,219
F3	100	41	9,267	0,250	1,370	0,091
F4	100	30	8,375	0,276	1,570	0,133
F5	49	15	8,300	0,170	0,930	0,187
F6	32	26	6,125	0,219	1,100	0,171
F7	37,5	15	6,833	0,219	0,710	0,125
F8	64	24	7,375	0,171	2,070	0,169

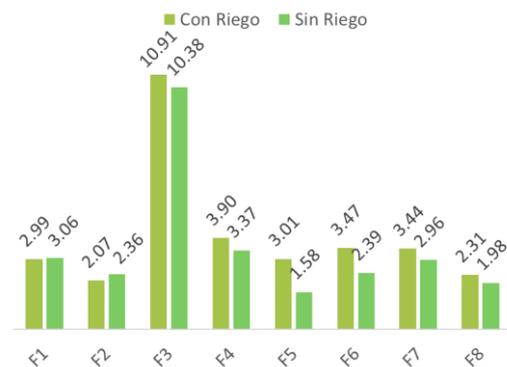


Fig. 8. Valores medios de peso, g, de 10 frutos por muestra. La variedad de aceituna es gordal en F3 y en el resto de los ensayos manzanilla.

con los datos de laboratorio, y a diferentes profundidades en el perfil del suelo.

Las medidas de fruto en octubre 2018 muestran como el árbol responde al riego con un incremento del tamaño y peso de la aceituna: incremento del 22% en peso, 3% largo y 5% ancho de aceituna. La figura 8 expone los pesos medios para muestras de cada ensayo, de los árboles sometidos al riego salino, respecto al olivar de referencia en secano. En el caso de las parcelas F1 y F2, se produjeron roturas del sistema de riego por roedores, por lo que la distribución del riego fue irregular, y se cortó el riego antes que en el resto de los ensayos. Esta podría ser la causa de la ausencia de beneficios en el peso medio del fruto en F1 y F2, con respecto al del olivar de referencia.

El modelo aplicado para interpretar la evolución de la humedad y la concentración de solutos ha sido aplicado a los datos del ensayo F5. La humedad del suelo que aparece en las figuras 9 y 10, primer y segundo horizonte, respectivamente, fluctúa con los aportes de riego y lluvia, y las pérdidas, especialmente de la evapotranspiración, tanto en el verano como en el otoño e invierno. Las lluvias otoñales se han reducido en 2018 a un mes, octubre, lo que ha menguado la infiltración y la percolación del agua hacia horizontes del suelo más profundos.

La figura 11 expone la evolución de la masa de solutos en suelo por unidad de superficie comparada con los resultados del modelo de Reina (2019). En la fase de desarrollo actual del modelo no se considera la disolución

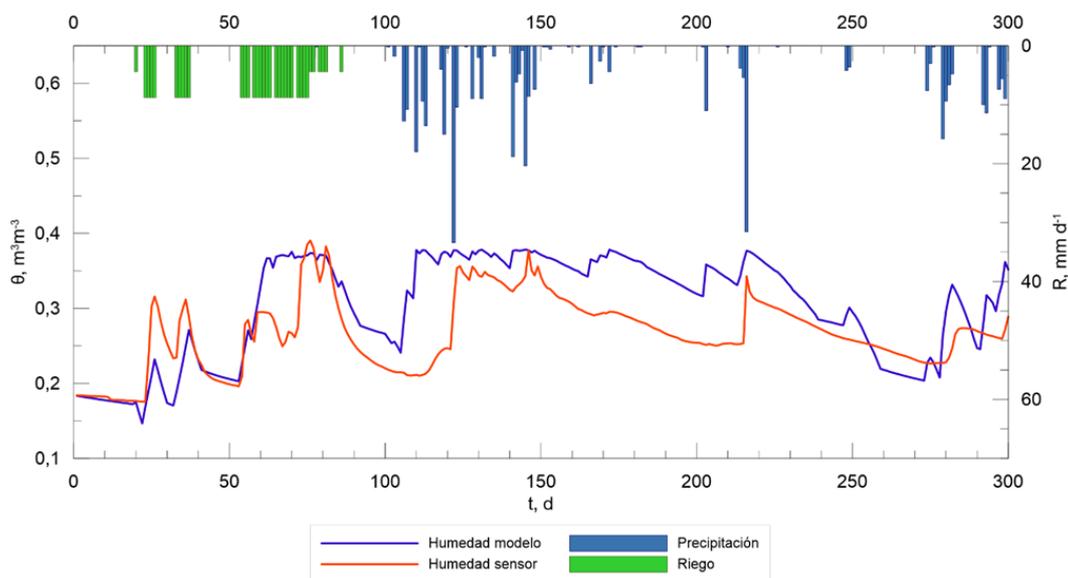


Fig. 9. Humedad media calculada entre 0 y 0,375 m de profundidad, respecto a la medida por el sensor ubicado a 0,250 m. Inicio de la simulación el día 1 de julio de 2018 (día 0). Resultados del modelo de Reina (2019).

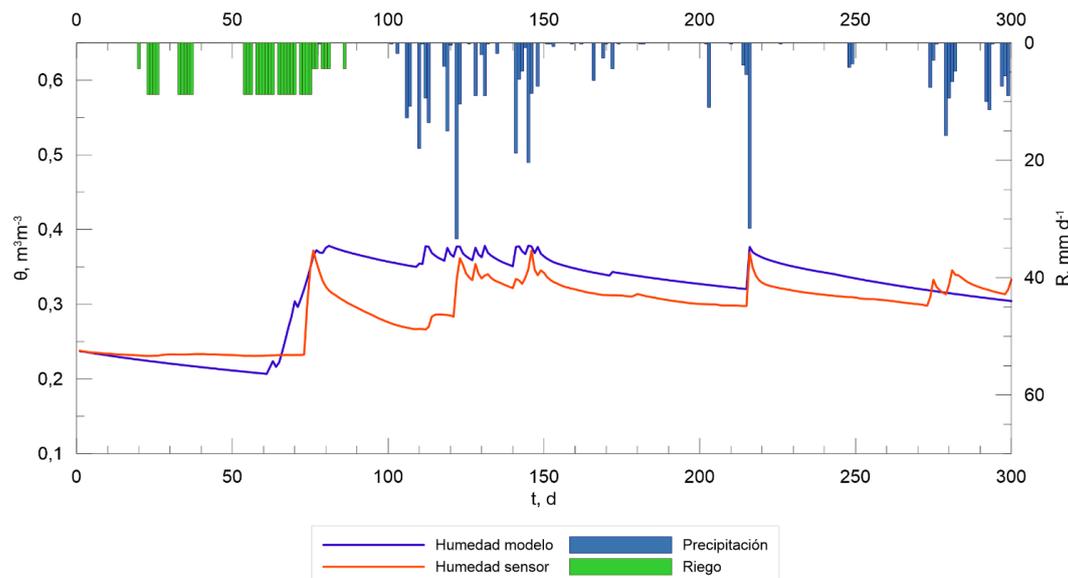
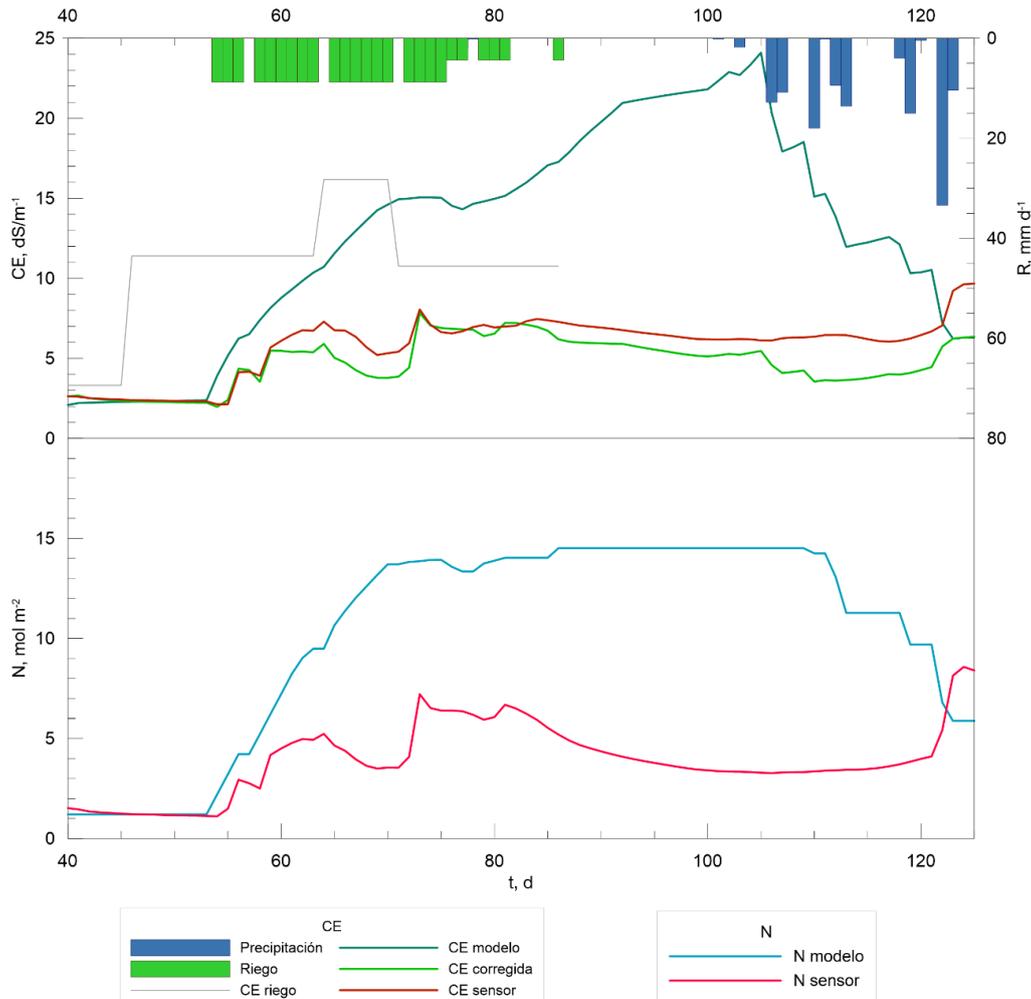


Fig. 10. Humedad media calculada entre 0,375 y 0,875 m de profundidad, respecto a la medida por el sensor ubicado a 0,500 m. Inicio de la simulación el 1 de julio de 2018 (día 0). Resultados del modelo de Reina (2019).



**Fig. 11.** Evolución de la conductividad eléctrica aparente (gráfico superior) y de la densidad de solutos, en  $\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}$  (gráfico inferior) en entre 0 y 0,375 m de profundidad entre los días 40 y 120. Inicio de la simulación el 1 de julio de 2018 (día 0). Resultados del modelo de Reina (2019).

de las sales precipitadas en la superficie del suelo, por lo que se ha efectuado una corrección consistente en la diferencia detectada entre la masa de sales aportada, mediante los valores calculados según salinidad del riego para los primeros 0,375 m de profundidad, y la masa de sales percolada, mediante los valores obtenidos diariamente por el sensor ubicado a 0,5 m de profundidad, determinando las sales precipitadas en los primeros centímetros del suelo. Este valor de sales precipitadas diario se ha restado a los resultados del modelo, obteniendo una curva de CE similar a la medida por el sensor. Los resultados muestran una tendencia parecida a la observada por Phogat et al. (2018), aunque en diferentes condiciones.

Sin embargo, se está modificando el modelo para incluir una representación más precisa del proceso de disolución de sales superficiales por el agua de lluvia que se infiltra en el suelo. Es también necesario considerar la dispersión de solutos en el flujo lateral del agua, e incluso la influencia de las irregularidades de la superficie, en el caso del agua de lluvia como, por ejemplo, sugieren Appels et al. (2016).

#### 4.- Conclusiones

La concentración de solutos en la superficie del suelo en primer lugar aumenta con la lluvia, probablemente debido a la disolución de solutos, y después comienza a reducirse con el lixiviado de los chubascos invernales. La humedad del suelo aumenta con el riego, por lo que el potencial de agua aumenta, lo que mitiga el posible efecto de la concentración de solutos en su solución.

El árbol ha respondido al riego con un incremento del tamaño y peso de la aceituna: 22% en peso, 3% largo y 5% ancho de aceituna. Y los análisis foliares no muestran cambios desde el comienzo del proyecto, el árbol parece estar aceptando bien las altas salinidades.

Aunque la concentración salina en las parcelas experimentales es aún alta, ha disminuido con los últimos chubascos, en un año especialmente seco.

La irregularidad en la meteorología anual, con una primavera bastante lluviosa, un verano normal, un mes de

octubre muy lluvioso y el resto del otoño y el invierno muy secos, impide generalizar los resultados. Es necesario recoger más datos, en un año con precipitaciones regulares, para caracterizar el movimiento de solutos en el suelo. Se seguirán recogiendo datos durante 2019-2020.

El agua utilizada en la industria no tiene la misma concentración de solutos a lo largo del año, es conveniente separar el agua residual en varios tipos, ya que las aguas de lavado de las industrias tienen menor concentración de solutos que las salmueras y otros tipos. Una separación previa permitiría un mejor aprovechamiento para el riego de apoyo.

*Agradecimientos.* Proyecto financiado por la Consejería de Agricultura, Pesca y Desarrollo Rural de la Junta de Andalucía (España), Cofinanciado con fondos FEADER [Proyecto GOP3I-SE-16-0002]. Acrónimo del proyecto: H2OliveTree (<http://www.h2olivetree.es/>).

## 7.- Bibliografía

- Appels, W.M., P.W. Bogaart, y S.E.A.T.M. van der Zee, 2016. Surface runoff in flat terrain: How field topography and runoff generating processes control hydrological connectivity. *J. Hydrol.* 534, 493-504.
- Corwin, D.L., J.D. Rhoades, y J. Šimůnek, 2007. Leaching requirement for soil salinity control: steady-state versus transient models. *Agric. Water Manag.* 65, 165-180.
- Corwin, D.L., y K. Yemoto, 2017. Salinity: electrical conductivity and total dissolved solids. en *Methods of Soil Analysis*, Vol. 2, doi:10.2136/soil2015.0039.
- Google Earth Pro, 2006. T.T.M.M. Arahál, Puebla de Cazalla y Lantejuela, 30 S 288349,88 E y 4118468,80 N, elevación 214M. Ortofotografía, accedido el 18 de julio de 2019. <<http://www.google.com/earth/index.html>>.
- IFAPA. Estaciones agroclimáticas. Provincia de Sevilla.. [https://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/ria/servlet/FrontController?action=Static&url=listadoEstaciones.jsp&c\\_provincia=41](https://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/ria/servlet/FrontController?action=Static&url=listadoEstaciones.jsp&c_provincia=41) [consulta: 18 julio 2019]
- Letey, J., G.J. Hoffman, J.W. Hopmans, S.R. Grattan, D. Suarez, D.L. Corwin, J.D. Oster, L. Wua, y C. Amrhein, 2011. Evaluation of soil salinity leaching requirement guidelines. *Agric. Water Manag.* 98, 502-506
- Hao, A., A. Marui, T. Haraguchi, y Y. Nakano, 2007. Estimation of wet bulb formation in various soil during drip irrigation. *J. Fac. Agr., Kyushu Univ.*, 52, 187-193.
- MAGRAMA, 2016. Diagnóstico sobre el sector de la aceituna de mesa en España, *Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medioambiente*.
- Mein, R.G., y C.L. Larson, 1973. Modeling infiltration during steady rain. *Water Resour. Res.* 9, 384-394.
- Melgar, J.C., Y. Mohamed, N. Serrano, P.A. García-Galavís, C. Navarro, M.A. Parra, M. Benlloch, y R. Fernández-Escobar, 2009. Long term responses of olive trees to salinity. *Agric. Water Manag.* 96, 1105-1113.
- Moore, I. D., 1981. Infiltration equation modified by surface effects. *J. Irrig. Drain. Div. ASCE* 107, 71-86.
- Oster, J. D., 1994. Irrigation with poor quality water. *Agric. Water Manag.* 25, 271-297.
- Oster, J. D., y D. Wichelns, 2003. Economic and agronomic strategies to achieve sustainable irrigation. *Irrig. Sci.* 22, 107-120.
- Pastor, M., y F. Orgaz, F., 1994. Los programas de recorte de riego en olivar. *Agricultura*, 746, 768-776.
- Philip, J.R., 1957. Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteor.* 14, 354-366.
- Phogat, V., M. Mahadevan, M. Skewes, y J.W. Cox, 2012. Modelling soil water and salt dynamics under pulsed and continuous surface drip irrigation of almond and implications of system design. *Irrig. Sci.* 30, 315-333.
- Phogat, V., M.A. Skewes, J.W. Cox, G. Sanderson, J. Alam, y J., Šimůnek, 2014. Seasonal simulation of water, salinity and nitrate dynamics under drip irrigated mandarin (*Citrus reticulata*) and assessing management options for drainage and nitrate leaching. *J. Hydrol.* 513, 504-516.
- Phogat, V., T. Pitt, J.W. Cox, J. Šimůnek, M.A. Skewes, 2018. Soil water and salinity dynamics under sprinkler irrigated almond exposed to a varied salinity stress at different growth stages. *Agric. Water Manage.* 201, 70-82.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, y B.P. Flannery, 1992. *Numerical recipes*. 2ª ed. Cambridge Univ. Press. Cambridge.
- Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, y N. Miller, 1983. Green-Ampt infiltration parameters from soils data. *J. Hydr. Eng. ASCE* 109, 62-70.
- Reina, P., 2019. *Descripción de la respuesta de un suelo de olivar al riego localizado con agua salobre*. Trabajo final de grado. Depto. de Física Aplicada. Universidad de Córdoba.
- Richards, L.A., 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agr. Hbk. 60.
- Ritchie, J.T., 1972. Model [or predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.* 8, 1204-1213.
- Ritter, A., y R. Muñoz-Carpena, 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J. Hydrol.* 480, 33-45.
- Rhoades, J.D., A. Kandiah, y A.M. Mashali, 1992. *The use of saline waters for crop production*. FAO Irrig. Drain. Pap. 48. FAO, Roma
- Smith, C.J., J.D. Oster, y G. Sposito, G., 2015. Potassium and magnesium in irrigation water quality assessment. *Agric. Water Manag.* 157, 59-64.
- Sposito, G., 2008. *The chemistry of soils*. 2ª Ed. Oxford Univ. Press, Oxford.
- Van der Zee, S.E.A.T.M., S.H.H. Shah, C.G.R. van Uffelen, P.A.C. Raats, y N. dal Ferro, 2010. Soil sodicity as a result of periodical drought. *Agric. Water Manag.* 97, 41-49.
- Wichelns, D., y M. Qadir, 2015. Achieving sustainable irrigation requires effective management of salts, soil salinity, and shallow groundwater. *Agric. Water Manag.* 157, 31-38.

## **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**



## COMPARACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN Y DEL LIXIVIADO DE CLORURO Y SULFATO EN DOS CUENCAS CON DIFERENTE DISTANCIA A LA COSTA

Rosane da Silva Dias\*, Bruno Pisani Veiga, Acacia Naves García-Rendueles y Aitor García Tomillo

Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, As Carballeiras, s/n, Campus de Elviña, 15071 A Coruña, España Dirección postal. e-mail: [rosane.dias@udc.es](mailto:rosane.dias@udc.es) web: <https://cica.udc.es/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

**RESUMEN.** Entre 2007 y 2016 se evaluaron las pérdidas de cloruro ( $\text{Cl}^-$ ) y sulfato ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) en dos cuencas situadas a diferentes distancias de la costa (10 km Valiñas y 30 km Abelar). Se determinaron las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en 898 muestras de agua mediante espectrometría y se emplearon datos de caudal para calcular las pérdidas de estos aniones. Las concentraciones medias anuales de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  se cifraron en, respectivamente, 22,2 y 12,0  $\text{mg L}^{-1}$  en Valiñas y 10,3 y 1,1  $\text{mg L}^{-1}$  en Abelar, si bien la variabilidad entre eventos fue elevada. En promedio, las pérdidas anuales de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en Valiñas se cifraron en 103,2 y 57,0  $\text{kg ha}^{-1}$ , respectivamente, mientras que ascendieron a 86,3 y 14,5  $\text{kg ha}^{-1}$  en Abelar. Se comprueba que las concentraciones de ambos aniones disminuyeron con la distancia a la costa, sin bien el  $\text{SO}_4^{2-}$  se reduce en mayor proporción.

**ABSTRACT.** Chloride ( $\text{Cl}^-$ ) and sulphate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) losses were assessed in waters from two catchments located at different distances from the sea (10 km Valiñas and 30 km Abelar) from 2007 to 2016. Concentrations of these two ions were determined in 898 water samples using spectrometry and flow data were employed for calculating the losses of these compounds. The annual average concentrations of  $\text{Cl}^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  were, respectively, 22.2 and 12.0  $\text{mg L}^{-1}$  in Valiñas, and 10.3 and 1.1  $\text{mg L}^{-1}$  in Abelar, although variability among events was high. On average, annual losses of  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  amounted to 103.2 and 57.0  $\text{kg ha}^{-1}$ , respectively, in Valiñas, while they were 86.3 and 14.5  $\text{kg ha}^{-1}$  in Abelar. It was proven that the concentrations of both ions decreased with the distance to the coast, although  $\text{SO}_4^{2-}$  was reduced in a higher proportion.

### 1.- Introducción

El ion cloruro ( $\text{Cl}^-$ ) es uno de los más difundidos en las aguas naturales. No suele plantear problemas de potabilidad a las aguas de consumo, aunque es un indicador de contaminación de las aguas por la acción humana, si bien la principal fuente de cloro son los océanos, con concentración aproximada del 3 al 3,5% (Straskraba y Tundisi, 1999). El  $\text{Cl}^-$  se encuentra en concentraciones de 1 a 3 ppm en el agua de lluvia y 2000 ppm en el agua de mar. La principal influencia del mar sobre las aguas continentales se denota por la presencia de  $\text{Cl}^-$  en concentraciones abundantes (Silva et al. 2007). Este ion es el más adecuado como indicador de

salinidad y se emplea como referencia para calcular la contribución marina de otros iones (Akkoyunlu y Tayanç, 2003). Existe una correlación significativa entre las concentraciones de cloro y sodio en el agua de lluvia, lo que sugiere que estos iones se originan a partir del agua de mar (Akkoyunlu y Tayanç, 2003). En consecuencia, cuanto más próxima a la costa se localice una cuenca, sus aguas tendrán una mayor concentración de cloro y sodio.

En los ríos españoles las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  varían entre 2  $\text{mg L}^{-1}$  y más de 2000  $\text{mg L}^{-1}$ , aunque lo más frecuente es que se encuentren entre 10 y 30  $\text{mg L}^{-1}$  (Catalán, 1990; Sande Fouz, 2005). En estudios realizados en Galicia (Antelo Cortizas y Arce Vázquez, 1996), se observó que los niveles de fondo de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  en las aguas superficiales de cuencas próximas a la costa se sitúan entre 5 y 30  $\text{mg L}^{-1}$ , con la mayor parte por debajo de 20  $\text{mg L}^{-1}$ . Los valores de referencia en tramos con escasos niveles de contaminación de oscilaron entre 2,8 y 12  $\text{mg L}^{-1}$ . Asimismo, en un análisis de cuerpos de agua situados a diversas distancias de la costa gallega (de 0 a 166 km tierra adentro), Silva et al. (2007) encontraron concentraciones máximas de sodio en aguas superficiales de las cuencas más próximas a la costa, hasta 57 km del mar y confirmaron que, tanto sodio como cloro, se depositan preferentemente mediante el proceso de deposición húmeda, ya que sus contenidos máximos se detectaron durante períodos de precipitación elevada.

Los sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) son compuestos que se pueden encuentran en el agua de forma natural, debido al lavado y la disolución parcial de materiales del terreno; como formaciones rocosas compuestas de yeso, principalmente, y suelos sulfatados (Sande Fouz 2005).

Desde comienzos del siglo XX tanto la emisión como la deposición de compuestos de azufre aumentaron considerablemente. A comienzos de la década de 1980 la deposición en ecosistemas de los países de Europa central y de los países nórdicos superaba los 100  $\text{kg ha}^{-1} \text{año}^{-1}$ . Durante la década de 1990 la deposición de  $\text{SO}_4^{2-}$  en las cuencas europeas disminuyó entre el 38 y el 82% (Pretchel et al. 2001). Garmo et al. (2014), analizaron 173 muestras de aguas superficiales en 12 regiones en Europa y América del Norte, observando que, en 11 de ellas, la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  (no marino) disminuyó significativamente entre 1990 y 2008 (entre 15% y 59%). Esta disminución parece deberse a la reducción de la deposición de  $\text{SO}_4^{2-}$ , confirmando el efecto sobre la química del agua de los programas de control de emisiones.

Las pérdidas de  $\text{SO}_4^{2-}$  del suelo son acompañadas de

acidificación, y por tanto de pérdidas de cationes básicos como calcio, magnesio, potasio y sodio, causando la acidificación de las aguas superficiales por la lixiviación de aluminio, hidrógeno, hierro y manganeso (Prechtel et al. 2001). Las masas de aire con compuestos de azufre pueden ser transportadas a grandes distancias, de modo que afectan a suelos y aguas superficiales de regiones alejadas de su origen, causando graves problemas medioambientales (Matzner y Murach 1995; Fischer et al. 2007).

Por lo que respecta al suelo, las pérdidas de  $\text{SO}_4^{2-}$  pueden ser originadas por desorción de  $\text{SO}_4^{2-}$  inorgánico oxidación de formas de azufre reducido, mineralización de compuestos orgánicos con azufre y meteorización de minerales que contiene azufre (pirita). La desorción de  $\text{SO}_4^{2-}$  es un proceso abiótico que depende de gradiente de concentración. La mineralización y la oxidación están controlados por microorganismos y por tanto depende de factores que influyen en el desarrollo de los mismos. Sin embargo la meteorización se considera estable en el tiempo, siempre que no varían las condiciones climáticas (Prechtel et al. 2001).

En este contexto, el objetivo del presente estudio ha sido determinar la evolución temporal en las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas superficiales de dos cuencas agroforestales situadas a diferencia distancia de la costa. Para ello, se han tomado muestras de agua durante 10 años en el cierre de las dos cuencas.

## 2.- Materiales y Métodos

### 2.1.- Áreas de estudio

En este trabajo se han estudiado dos cuencas agroforestales de pequeñas dimensiones en la Provincia de A Coruña (Galicia), situadas a diferentes distancias de la costa: Valiñas y Abelar.

La cuenca del Río Valiñas se localiza a 10 km al sur de la ciudad de A Coruña ( $43^\circ 17' 16,9''$  N,  $8^\circ 22' 15,9''$  O, 10 m sobre el nivel del mar). Posee una superficie de  $36,3 \text{ km}^2$  y, topográficamente, presenta contrastes entre pendientes abruptas, valles y planicies. Los suelos de esta cuenca se formaron sobre granodioritas, aunque existe una pequeña proporción de suelos sobre esquistos en el noreste de la cuenca. Por consiguiente, las propiedades de los suelos son variables: 39,5 – 70,1% arena, 17,3 – 39,5% limo, 11,7 – 21,8% arcilla, pH entre 4,4 y 6,1, carbono orgánico total entre 1,6 y 8,9%, y nitrógeno orgánico total entre 0,2 y 0,6% (Sande Fouz 2005). El uso del terreno consiste en pastos (20%), campos y huertas (35%) y monte (45%). Las aldeas y pueblos no están conectados a un sistema de alcantarillado público y emiten residuos al río. La escorrentía superficial procedente de las calles de los pueblos, carreteras y una autopista también impactan sobre la calidad del río (Sande Fouz et al. 2012). El punto de muestreo al cierre de la cuenca es representativo de las variaciones en las concentraciones de elementos e impactos importantes en la calidad del agua (Sande Fouz 2005; Sande Fouz et al. 2009). En promedio, el pH y la conductividad eléctrica

de las aguas de Valiñas fueron 7,18 y  $129,5 \mu\text{S cm}^{-1}$ , respectivamente.

La segunda cuenca de estudio, denominada Abelar, se sitúa aproximadamente a 25 km al sur de la ciudad de A Coruña ( $43^\circ 9' 1,49''$  N,  $8^\circ 20' 46,17''$  O, 417 m sobre el nivel del mar). Posee una superficie de 10,7 ha y presenta pendientes suaves, 7% en promedio. Los suelos de la cuenca se formaron sobre esquistos, presentan textura franca (35% arena, 45% limo y 20% arcilla), pH 5,4; y contenido en materia orgánica de 9,5% en promedio (Rodríguez-Suárez et al. 2011). La cuenca estaba dedicada a una granja de porcino que fue sustituida en 1998 por una plantación de eucaliptos ( $1270 \text{ árboles ha}^{-1}$ ) que ocupa la mayor parte de la superficie de la cuenca (Rodríguez-Suárez et al. 2011). Dentro de la cuenca se conserva un pequeño campo de maíz (3% de la superficie total) y, ocasionalmente, se aplica purín sobre el mismo (dos veces entre 1998 y 2010), lo que afecta a la concentración de elementos en las aguas superficiales. Desde el año 1997, se ha llevado a cabo un estudio hidrológico de la cuenca (Rodríguez-Suárez et al. 2011). En promedio, el pH y la conductividad eléctrica de las aguas de Abelar han sido de 6,45 y  $71,3 \mu\text{S cm}^{-1}$ , respectivamente.

La elección de estas cuencas ha obedecido a diversos criterios como: accesibilidad a la cuenca, distancia a la costa, representatividad en cuanto a cultivos, rotaciones y tipo de laboreo, estaciones meteorológicas disponibles en las proximidades, así como registros sistemáticos de caudal y análisis previos de calidad de agua (Sande Fouz et al. 2005, 2009, 2012; Mirás-Avalos et al. 2015).

### 2.2.- Muestreo y determinaciones de laboratorio

En este trabajo se determinó la concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en muestras de aguas recogidas durante crecidas y periodos de flujo base. El periodo de estudio comprende 10 años, desde 2007 hasta 2016, ambos inclusive. La estrategia de toma de muestras fue un muestreo estratificado, con más frecuencia durante periodos de crecida (Kronvang y Bruhn 1996). Se recogió un total de 898 muestras, 507 en Valiñas y 391 en Abelar. El número anual de muestras recogidas osciló entre 10 y 90 en Valiñas y entre 9 y 70 en Abelar. El desigual número de muestras entre cada año ha sido consecuencia de la frecuencia e intensidad de las precipitaciones registradas en cada uno de ellos.

Las muestras de agua se recogieron en el cierre de las cuencas empleando botellas PET (tereftalato de polietileno) de 0,5 L y se conservaron a  $4^\circ\text{C}$  hasta su análisis. La determinación de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  se realizó mediante cromatografía iónica con detección por conductividad empleando un sistema 850 Professional IC Anion – MCS (Metrohm AG, Herisau, Suiza) equipado con un robot de manejo de muestras. La separación de los aniones se llevó a cabo en modo isocrático con una columna Metrosep A Supp 7 - 250/4,0 (Metrohm AG, Herisau, Suiza) y una fase móvil  $3.6 \text{ mM}$

de carbonato sódico en agua a una temperatura de 45°C. La muestra se filtró in-lie antes de su inyección a través de un filtro de acetato de celulosa de 0,2 µm y el volumen de inyección fue de 20 µL.

### 2.3.- Análisis de datos

Para calcular el balance de masas de Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, se emplearon datos de caudal (Q) a la salida de las cuencas. Durante el período de estudio, estos datos de Q no han sido registrados de manera continua. Por consiguiente, el Q diario se estimó mediante el modelo Visual Balan (Samper et al. 1999). Este modelo calcula el balance hidrológico a partir de datos meteorológicos registrados en estaciones próximas a las cuencas de estudio (Alvedro y Abelar en los casos de Valiñas y Abelar, respectivamente). Las estimaciones de este modelo han mostrado un ajuste razonable a las medidas directas de Q realizadas en las cuencas de estudio (Samper y Pisani 2013).

Las pérdidas mensuales de Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> se calcularon a partir de los valores medios de Q y las concentraciones medias (Sande Fouz et al. 2009):

$$P_m = (Q_m * C_m) / \text{area (ha)} \quad (1)$$

En donde P<sub>m</sub> = pérdidas medias mensuales, Q<sub>m</sub> = caudal mensual promedio y C<sub>m</sub> = concentración media mensual de Cl<sup>-</sup> o SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. A partir de estas pérdidas mensuales se han calculado las estacionales y las anuales.

Se realizó una caracterización estadística de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> en ambas cuencas que consistió en el cálculo de los principales estadísticos descriptivos y de distribución de frecuencia. Se evaluó la relación entre las pérdidas de estos aniones y la precipitación registrada mediante el coeficiente de correlación de Pearson.

## 3.- Resultados y Discusión

### 3.1.- Evolución de las precipitaciones

A pesar de la gran variabilidad interanual, las alturas de las precipitaciones fueron superiores en otoño e invierno que en primavera y verano para ambas cuencas (Tablas 1 y 2). En Valiñas, las precipitaciones registradas en verano son un tercio de las recogidas en otoño o invierno y suponen un 11% del total de las registradas anualmente (Tabla 1). En primavera se registra el 20,5% de la precipitación anual, mientras que en otoño y en invierno se registra 33,8% y 34,7%, respectivamente. Durante el período de estudio, el valor más bajo de precipitación anual en la estación de Alvedro fue 729 mm, registrado en 2011, mientras que el valor más elevado se registró en 2013, cuando se alcanzaron 1202 mm (Tabla 1). Estos valores ponen de manifiesto la elevada variabilidad temporal de la precipitación, como demuestran trabajos anteriores (Mirás-Avalos et al. 2009).

**Tabla 1.** Alturas (mm) estacionales y anuales de las precipitaciones registradas en la estación meteorológica (Alvedro) más cercana a la cuenca de Valiñas durante el período de estudio.

Año	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Anual
2007	156	144	100	364	764
2008	297	117	403	285	1102
2009	204	152	462	276	1094
2010	235	65	519	353	1172
2011	93	76	346	214	729
2012	307	83	354	79	823
2013	215	50	383	554	1202
2014	170	133	355	356	1014
2015	96	155	219	281	751
2016	244	112	188	654	1198
<i>Promedio</i>	<i>202</i>	<i>109</i>	<i>333</i>	<i>342</i>	<i>985</i>

En el caso de Abelar, el volumen de precipitación recogido anualmente es 51% superior al registrado en Valiñas (Tabla 2). Respectivamente, se registran en primavera, verano, otoño e invierno 20,4%, 11,1%, 33,6% y 34,9% de las precipitaciones anuales. En este estudio, el valor más bajo de precipitación anual en Abelar fue 1097 mm, registrado en 2007, mientras que el más elevado se registró en 2009, alcanzando 1881 mm (Tabla 2). Se puede apreciar una variabilidad interanual entre las alturas de precipitación registradas (Tabla 2) superior a la observada en Valiñas. Sin embargo, la variabilidad estacional es similar a la observada en estudios anteriores (Mirás-Avalos et al. 2009).

**Tabla 2.** Alturas (mm) estacionales y anuales de las precipitaciones registradas en la estación meteorológica situada en la cuenca de Abelar durante el período de estudio.

Año	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Anual
2007	246	132	173	546	1097
2008	504	240	593	355	1692
2009	368	243	742	528	1881
2010	351	152	744	563	1810
2011	142	101	469	414	1126
2012	475	103	569	89	1236
2013	215	50	383	554	1202
2014	212	179	556	761	1708
2015	192	300	440	460	1392
2016	335	143	340	932	1750
<i>Promedio</i>	<i>304</i>	<i>164</i>	<i>501</i>	<i>520</i>	<i>1489</i>

En ambas cuencas, durante el período de estudio, se produjeron picos elevados de caudal a lo largo de los meses de otoño e invierno (de noviembre a febrero). A medida que avanza la primavera, el caudal disminuye hasta alcanzar valores bajos en verano por causa del descenso en el volumen de precipitaciones (datos no mostrados).

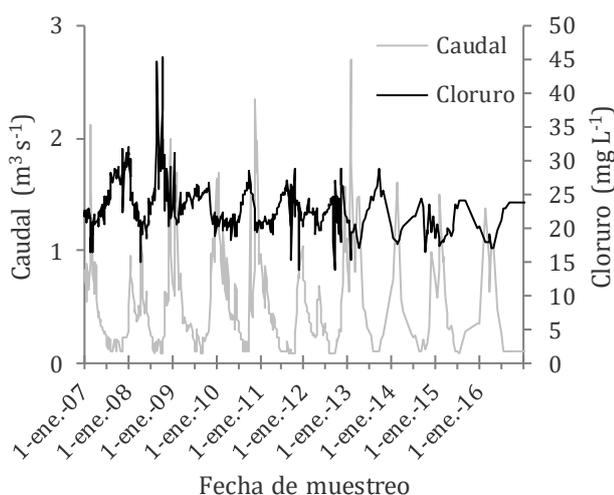
### 3.2.- Evolución de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

La concentración media de Cl<sup>-</sup> en las aguas de Valiñas durante los 10 años estudiados se cifró en 22,2 mg L<sup>-1</sup>; las medias anuales oscilaron entre 20,1 mg L<sup>-1</sup> en 2015 y 24,4 mg L<sup>-1</sup> en 2008. Considerando eventos individuales, la concentración mínima fue de 13,7 mg L<sup>-1</sup> en 2012 y la máxima de 45,4 mg L<sup>-1</sup> en 2008, ambos períodos lluviosos. El coeficiente de variación (CV) ha sido de 13% en promedio (Tabla 3). Con excepción de 2008, en todos los demás años las concentraciones de Cl<sup>-</sup> presentaron CV inferior al 20% (Tabla 3).

**Tabla 3.** Resumen estadístico de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> (mg L<sup>-1</sup>) en las aguas del Río Valiñas. N = número de muestras; DT = desviación típica; Mín. = mínimo; Máx. = máximo; CV = coeficiente de variación.

Año	N	Media	Mediana	DT	Mín.	Máx.	CV
		mg L <sup>-1</sup>					%
2007	83	23,3	22,4	3,9	16,4	32,2	17
2008	90	24,4	23,4	5,5	14,4	45,4	22
2009	60	23,9	24,0	2,0	18,8	31,1	9
2010	63	22,3	21,4	2,4	18,2	28,5	11
2011	70	22,9	22,3	2,5	13,8	28,9	11
2012	70	22,9	22,9	2,1	13,7	28,9	10
2013	22	21,7	21,0	3,2	15,4	28,8	15
2014	20	20,4	20,0	2,2	16,4	24,4	11
2015	19	20,1	19,8	2,0	17,3	24,0	10
2016	10	20,2	19,3	2,8	17,0	25,1	14
Promedio	51	22,2	21,7	2,9	16,1	29,7	13

Se observó que las concentraciones mínimas de Cl<sup>-</sup> se registran en los meses finales de invierno o comienzo de primavera (Fig. 1). Las concentraciones máximas se observan a comienzos de otoño y están asociadas a la rehumectación otoñal. Los dos picos de concentraciones que superan los 40 mg L<sup>-1</sup> se registraron a finales de agosto y en octubre de 2008 (Fig. 1).



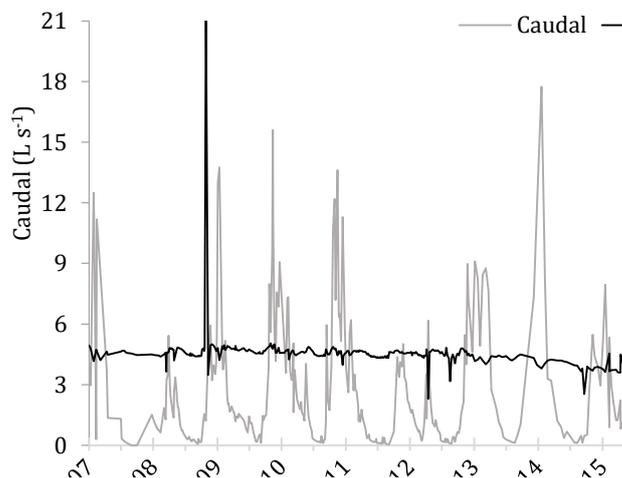
**Fig. 1.** Evolución temporal de la concentración de Cl<sup>-</sup> y el caudal en aguas del Río Valiñas durante el período de estudio (se representan los días en los que se llevó a cabo un muestreo, n = 501).

La concentración media de Cl<sup>-</sup> en aguas de Abelar durante los 10 años de estudio se cifró en 10,3 mg L<sup>-1</sup>, oscilando entre 8,6 mg L<sup>-1</sup> en 2016 y 10,9 mg L<sup>-1</sup> en 2007. Durante el período de estudio, la concentración mínima de Cl<sup>-</sup> determinada en un evento fue 5,5 mg L<sup>-1</sup> en 2012 y la máxima 52,2 mg L<sup>-1</sup> en 2008. En promedio, el CV ha sido de 8%; si bien en 2008 ascendió a 43% (Tabla 4).

**Tabla 4.** Resumen estadístico de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> (mg L<sup>-1</sup>) en las aguas del Río Abelar. N = número de muestras; DT = desviación típica; Mín. = mínimo; Máx. = máximo; CV = coeficiente de variación.

Año	N	Media	Mediana	DT	Mín.	Máx.	CV
		mg L <sup>-1</sup>					%
2007	15	10,9	11,0	0,5	9,9	11,8	5
2008	70	11,5	10,9	4,9	8,3	52,2	43
2009	56	11,3	11,3	0,4	10,0	12,0	3
2010	53	10,9	10,9	0,3	10,1	11,6	3
2011	65	10,7	10,8	0,4	9,5	11,2	3
2012	67	10,7	10,8	0,8	5,5	11,5	8
2013	20	10,3	10,4	0,3	9,5	10,7	3
2014	19	9,3	9,4	0,9	6,0	10,1	9
2015	17	9,1	9,1	0,4	8,6	9,8	4
2016	9	8,6	8,5	0,3	8,3	9,2	3
Promedio	39	10,3	10,3	0,9	8,6	15,0	8

En Abelar, se observó que las concentraciones mínimas de Cl<sup>-</sup> se registran en los meses de primavera o finales del verano. Las concentraciones máximas de Cl<sup>-</sup> se observan a comienzos de otoño y en noviembre y diciembre y están asociadas a la rehumectación otoñal. El pico de concentración de Cl<sup>-</sup> que superó el 50 mg L<sup>-1</sup> se registró en diciembre de 2008 (Fig. 2).



**Fig. 2.** Evolución temporal de la concentración de Cl<sup>-</sup> y el caudal en aguas del Río Abelar durante el período de estudio (se representan los días en los que se llevó a cabo un muestreo, n = 391).

Las concentraciones registradas en Valiñas y Abelar concuerdan con el promedio entre 10 y 40 mg L<sup>-1</sup> de Cl<sup>-</sup> en aguas superficiales de Galicia-Costa indicado por Antelo Cortizas y Arce Vázquez (1996), estando por debajo de los 20 mg L<sup>-1</sup> en la mayoría de los ríos,

aunque otros autores describen concentraciones más elevadas dependiendo del año de estudio (Rial Rivas 2007). Por tanto, las aguas de las cuencas estudiadas se han situado dentro de este orden de valores y la variabilidad en las concentraciones del ion cloruro se debe a las variaciones de caudal (Ovalle et al. 2013). La concentración media de  $\text{Cl}^-$  en las aguas superficiales de Abelar fue inferior a las de Valiñas. Sin embargo, el rango de variación entre eventos fue relativamente similar en ambas cuencas. Estas diferencias pueden deberse a la mayor cercanía al mar de la cuenca del Río Valiñas. La concentración de  $\text{Cl}^-$  en O Abelar es inferior con respecto al Río Valiñas, un resultado esperado en función de la distancia a la costa y están de acuerdo con resultados previos obtenidos en diversas campañas de agua efectuadas en Galicia (García Paz et al. 1977; Antelo Cortizas y Arce Vázquez, 1996).

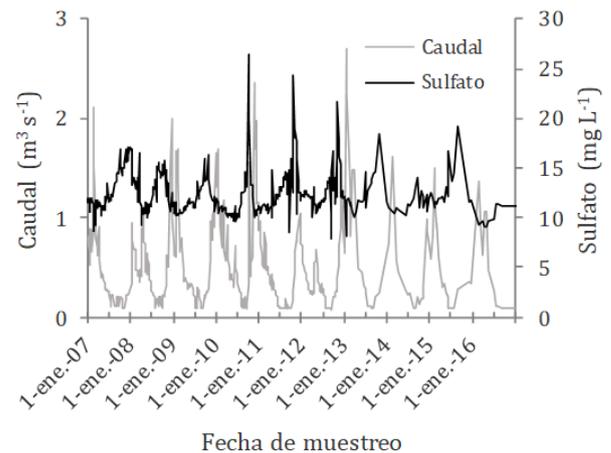
El incremento que se produjo en otoño e invierno en la concentración de este anión en ambas cuencas puede explicarse por su elevada solubilidad. Como el cloruro en el suelo procede principalmente de la lluvia, especialmente en una zona tan próxima a la costa como la cuenca de Valiñas, su aumento en concentración en las aguas superficiales durante otoño e invierno podría ser debido al incremento en el volumen de precipitaciones que se registró durante este período del año (Varela Martínez 2002; Rial Rivas 2007).

En cuanto al  $\text{SO}_4^{2-}$ , la concentración media en aguas del Valiñas para los 10 años de estudio se cifró en  $12,0 \text{ mg L}^{-1}$ , mientras que las medias anuales oscilaron entre  $10,0 \text{ mg L}^{-1}$  en 2016 y  $12,8 \text{ mg L}^{-1}$  en 2011. Considerando eventos individuales, la concentración mínima fue  $8,0 \text{ mg L}^{-1}$  en 2012, durante una estación muy lluviosa y la máxima de  $26,5 \text{ mg L}^{-1}$  se observó en 2010 durante un período seco. El CV ha sido de 15% en promedio (Tabla 5), inferior al observado para  $\text{Cl}^-$ .

**Tabla 5.** Resumen estadístico de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $\text{mg L}^{-1}$ ) en las aguas del Río Abelar. N = número de muestras; DT = desviación típica; Mín. = mínimo; Máx. = máximo; CV = coeficiente de variación.

Año	N	Media	Mediana	DT	Mín.	Máx.	CV
		$\text{mg L}^{-1}$					%
2007	83	12,4	11,7	2,1	8,7	17,1	17
2008	90	12,7	13,9	1,9	9,1	16,8	15
2009	60	11,8	11,5	1,3	10,2	16,3	11
2010	63	11,7	10,8	2,5	9,6	26,5	21
2011	70	12,8	12,3	2,3	10,1	24,3	18
2012	70	12,5	12,1	1,9	8,0	21,6	15
2013	22	12,3	11,8	2,0	8,2	18,4	16
2014	20	11,4	11,0	1,0	10,2	14,1	9
2015	19	12,7	11,9	2,0	10,9	19,2	16
2016	10	10,0	9,7	1,0	9,1	12,0	10
<i>Promedio</i>	<i>51</i>	<i>12,0</i>	<i>11,7</i>	<i>1,8</i>	<i>9,4</i>	<i>18,6</i>	<i>15</i>

En cuanto a la evolución temporal de los caudales y de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas superficiales de Valiñas (Fig. 3), se observa una oscilación estacional que presenta cierto paralelismo, pero también diferencias, con la observada para el  $\text{Cl}^-$ .



**Fig. 3.** Evolución temporal de la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  y el caudal en aguas del Río Valiñas durante el período de estudio (se representan los días en los que se llevó a cabo un muestreo, n = 501).

En general los picos máximos de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  no coinciden, siendo posteriores los de  $\text{SO}_4^{2-}$  a los de  $\text{Cl}^-$ . De este modo, las concentraciones mínimas de  $\text{SO}_4^{2-}$  tienden a ocurrir hacia finales de invierno o en primavera. A su vez, las concentraciones más elevadas de  $\text{SO}_4^{2-}$  están asociadas a la rehumectación otoñal, al igual que para  $\text{Cl}^-$ , aunque se puede apreciar un cierto desfase entre ambos aniones. En general los picos más elevados de  $\text{SO}_4^{2-}$  ocurren con más frecuencia en octubre pero también se observaron en noviembre y diciembre (Fig. 3).

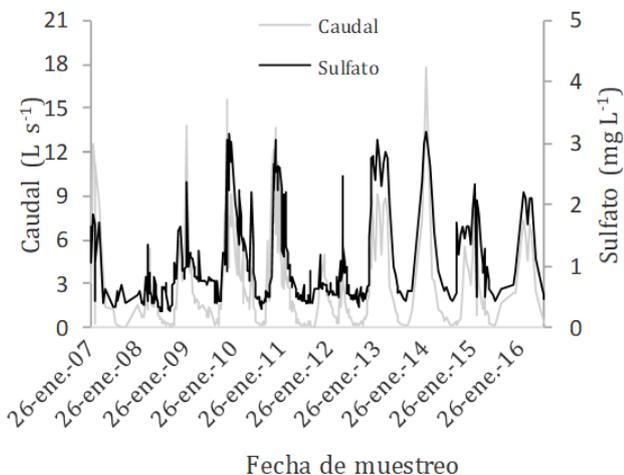
La concentración media de  $\text{SO}_4^{2-}$  en aguas de Abelar para los 10 años estudiados se cifró en  $1,1 \text{ mg L}^{-1}$ , variando entre  $0,6 \text{ mg L}^{-1}$  en 2008 y  $1,6 \text{ mg L}^{-1}$  en 2013 (Tabla 6). Considerando eventos individuales la concentración mínima registrada fue de  $0,3 \text{ mg L}^{-1}$  en 2008 y la máxima de  $3,2 \text{ mg L}^{-1}$  en 2014 (Tabla 2). Para todos los años de estudio, el CV ha sido de 59% en promedio (Tabla 6).

**Tabla 6.** Resumen estadístico de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $\text{mg L}^{-1}$ ) en las aguas del Río Abelar. N = número de muestras; DT = desviación típica; Mín. = mínimo; Máx. = máximo; CV = coeficiente de variación.

Año	N	Media	Mediana	DT	Mín.	Máx.	CV
		$\text{mg L}^{-1}$					%
2007	15	0,9	0,6	0,6	0,3	1,8	62
2008	70	0,6	0,5	0,3	0,3	1,6	49
2009	56	1,0	0,8	0,7	0,4	3,2	63
2010	53	1,2	0,9	0,8	0,3	3,1	67
2011	65	0,9	0,7	0,6	0,4	2,6	68
2012	67	0,7	0,6	0,5	0,3	2,8	66
2013	20	1,6	1,5	1,0	0,4	3,1	63
2014	19	1,5	1,5	0,8	0,4	3,2	56
2015	17	1,2	1,0	0,6	0,4	2,4	49
2016	9	1,4	1,7	0,7	0,5	2,2	49
<i>Promedio</i>	<i>39</i>	<i>1,1</i>	<i>1,0</i>	<i>0,6</i>	<i>0,4</i>	<i>2,6</i>	<i>59</i>

En cuanto a la evolución temporal de los caudales y de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas superficiales de Abelar (Fig. 4), se observa un

paralelismo, las mayores concentraciones se producen durante períodos de caudales más elevados. Las concentraciones mínimas tienden a ocurrir hacia verano e inicio de otoño. Las concentraciones más elevadas de  $\text{SO}_4^{2-}$  están asociadas a la rehumectación y los picos más elevados ocurrieron en diciembre de 2009 y febrero de 2014.



**Fig. 4.** Evolución temporal de la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  y el caudal en aguas del Río Abelar durante el período de estudio (se representan los días en los que se llevó a cabo un muestreo,  $n = 391$ ).

En lo que se refiere a las cuencas que vierten en la costa de Galicia, las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  medidas en 1993 fueron inferiores a  $10 \text{ mg L}^{-1}$  excepto en tres localidades, entre ellas una asociada a la central térmica de Puentes de García Rodríguez (Antelo Cortizas y Arce Vázquez 1996). Por lo tanto, las medidas del presente estudio pueden considerarse elevadas en las aguas de ambas cuencas.

Varela Martínez (2002), obtuvo valores medios de  $\text{SO}_4^{2-}$  inferiores a  $2,6 \text{ mg L}^{-1}$  en medidas tomadas durante dos años en tres puntos del Río Carballas. Esta autora no observó variaciones estacionales para este anión, al contrario de lo observado en el presente estudio.

Mayer et al. (2010), entre el período de 1992 y 2004, determinaron en el Río Sleepers (USA) concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  entre  $6,2$  y  $12,9 \text{ mg L}^{-1}$ ; excepto durante el período de rehumectación en que se observó una variación muy brusca de esta concentración, que ascendió a  $24,0 \text{ mg L}^{-1}$ . Por tanto, las concentraciones medias son inferiores a las de Valiñas, si bien en un muestreo se alcanzó una cifra del mismo orden de magnitud que los máximos en este río.

Las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas de Abelar presentaron valores inferiores (95% menos, en promedio) que las registradas en Valiñas. La variabilidad entre eventos en las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas de Abelar es un orden de magnitud inferior a las detectadas en el Valiñas. La distancia a la costa y por tanto el efecto de la deposición de origen marino es muy inferior o insignificante en la microcuenca de Abelar con respecto al Río Valiñas, lo cual causa las diferencias en la dinámica de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$ . Otros aportes de  $\text{SO}_4^{2-}$  son la contaminación atmosférica y la presencia de compuesto de azufre como la piritita que es relativamente abundante en el material de partida de O Abelar, los esquistos de Órdenes.

### 3.3.- Pérdidas de $\text{Cl}^-$ y $\text{SO}_4^{2-}$ en las cuencas de estudio

Las pérdidas anuales de  $\text{Cl}^-$  en Valiñas oscilaron entre  $73,9 \text{ kg ha}^{-1}$  en 2015 y  $130,8 \text{ kg ha}^{-1}$  en 2013 (Tabla 7). Estas pérdidas se consideran elevadas aunque presentan una gran variabilidad temporal. A escala mensual, el valor más bajo de pérdida de  $\text{Cl}^-$  se detectó en agosto de 2012 con  $1,7 \text{ kg ha}^{-1}$  y el más elevado,  $27,2 \text{ kg ha}^{-1}$ , se observó en enero de 2016 (datos no mostrados). Cuando se consideran las pérdidas de  $\text{Cl}^-$  por períodos estacionales, los mayores registros se observaron en otoño e invierno, con un promedio de  $74,2 \text{ kg ha}^{-1}$ , mientras que los menores, con media de  $29,0 \text{ kg ha}^{-1}$ , durante primavera y verano (Tabla 7). En líneas generales, a escala estacional, las mayores pérdidas de  $\text{Cl}^-$  coinciden con las precipitaciones más elevadas. Por término medio las pérdidas de  $\text{Cl}^-$  en los seis meses más secos suponen el 28,1% del total anual, oscilando entre 23,8% y 35,5%.

**Tabla 7.** Variación de las pérdidas de  $\text{Cl}^-$  ( $\text{kg ha}^{-1}$ ) en las aguas del Río Valiñas por período estacional y anual.

Año	Primavera y verano	Otoño e invierno	Anual
2007	30,1	54,8	84,9
2008	37,1	74,6	111,6
2009	27,3	81,4	108,7
2010	33,6	105,2	138,8
2011	19,4	62,0	81,4
2012	25,7	55,9	81,6
2013	34,9	95,9	130,8
2014	24,8	67,8	92,6
2015	20,6	53,2	73,9
2016	36,8	90,8	127,6
<i>Promedio</i>	<i>29,0</i>	<i>74,2</i>	<i>103,2</i>

A escala anual, las mayores pérdidas acumuladas de  $\text{Cl}^-$  se observaron en 2010, con  $138,8 \text{ kg ha}^{-1}$  (Tabla 7); registrando este año una elevada precipitación (Tabla 1). A su vez, 2015 y 2011 han sido los años con menores pérdidas,  $73,9$  y  $81,4 \text{ kg ha}^{-1}$  respectivamente (Tabla 7) y coinciden con los menores valores de precipitación anual (Tabla 1). De hecho, se observó una correlación significativa y positiva ( $r = 0,867$ ;  $p\text{-valor} < 0,01$ ) entre los valores anuales de precipitación y pérdida de cloruro.

En las aguas de Abelar, las pérdidas de  $\text{Cl}^-$  oscilaron entre  $53,0 \text{ kg ha}^{-1}$  en 2012 y  $126,2 \text{ kg ha}^{-1}$  en 2013 (Tabla 8), considerándose elevadas aunque presentan una gran variabilidad temporal. A escala mensual, el valor más bajo de pérdida de  $\text{Cl}^-$  se detectó en septiembre de 2007 con  $0,04 \text{ kg ha}^{-1}$  y el más elevado ( $28,7 \text{ kg ha}^{-1}$ ) se observó en enero de 2014 (datos no mostrados). Cuando se consideran las pérdidas de  $\text{Cl}^-$  por períodos estacionales, los mayores registros se observaron en otoño e invierno, con una media de  $68,0 \text{ kg ha}^{-1}$ , mientras que los menores valores se observaron durante primavera y verano, con una media de  $18,3 \text{ kg ha}^{-1}$  (Tabla 8). A escala estacional,

las mayores pérdidas coinciden con las precipitaciones más elevadas. Por término medio, las pérdidas de Cl<sup>-</sup> en los seis meses más secos suponen el 21,2% del total anual, oscilando entre 12,9% y 41,6%.

**Tabla 8.** Variación de las pérdidas de Cl<sup>-</sup> (kg ha<sup>-1</sup>) en las aguas del Río Abelar por período estacional y anual.

Año	Primavera y verano	Otoño e invierno	Anual
2007	13,1	46,5	59,6
2008	23,2	32,6	55,8
2009	18,6	90,8	109,3
2010	23,7	100,5	124,3
2011	8,6	57,8	66,4
2012	16,8	36,3	53,0
2013	27,3	98,8	126,2
2014	13,5	90,7	104,2
2015	12,0	51,7	63,7
2016	26,4	74,3	100,7
<i>Promedio</i>	<i>18,3</i>	<i>68,0</i>	<i>86,3</i>

A escala anual, las mayores pérdidas acumuladas de Cl<sup>-</sup> se observaron en 2013 y 2010, con 126,2 y 124,3 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 8); siendo estos años los que registraron las precipitaciones más elevadas (Tabla 2). A su vez, 2012 y 2008 registraron las menores pérdidas, 53,0 y 55,8 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 8), coincidiendo con los menores valores de precipitación anual (Tabla 2). Se observó una correlación significativa y positiva ( $r = 0,807$ ;  $p$ -valor  $< 0,01$ ) entre la precipitación y las pérdidas de Cl<sup>-</sup>.

En cuanto al ion SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, las pérdidas anuales en Valiñas, oscilaron entre 45,8 kg ha<sup>-1</sup> en 2007 y 78,7 kg ha<sup>-1</sup> en 2013 (Tabla 9). Las pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> se consideran elevadas y presentan una gran variabilidad temporal, igual que las de Cl<sup>-</sup>. A escala mensual, el valor más bajo de pérdida de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> para todo el período estudiado se detectó en agosto de 2012 con 0,9 kg ha<sup>-1</sup> y el valor más elevado, 15,6 kg ha<sup>-1</sup>, se observó en enero de 2016 (datos no mostrados).

**Tabla 9.** Variación de las pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (kg ha<sup>-1</sup>) en las aguas del Río Valiñas por período estacional y anual.

Año	Primavera y verano	Otoño e invierno	Anual
2007	15,6	30,3	45,8
2008	19,5	38,6	58,1
2009	13,2	41,1	54,3
2010	16,9	56,2	73,2
2011	10,3	37,3	47,6
2012	14,1	32,5	46,6
2013	19,4	59,3	78,7
2014	13,0	39,1	52,1
2015	14,1	33,4	47,5
2016	18,5	47,4	65,9
<i>Promedio</i>	<i>15,4</i>	<i>41,5</i>	<i>57,0</i>

Cuando se consideran las pérdidas de este ion por períodos estacionales, los mayores registros se observaron en otoño e invierno, 41,5 kg ha<sup>-1</sup> en promedio, mientras que los menores, con media de 15,4 kg ha<sup>-1</sup>, durante primavera y

verano (Tabla 9). En líneas generales, a escala estacional, las mayores pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> coinciden con las precipitaciones más elevadas, en paralelo con lo observado para Cl<sup>-</sup>. Durante los seis meses más secos, las pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> tienen un valor medio del 27,4% sobre el total anual. Este porcentaje es del mismo orden de magnitud que el observado para Cl<sup>-</sup>. A escala anual, las mayores pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> se observaron en 2013, con 78,7 kg ha<sup>-1</sup> (Tabla 9); en un año de elevada precipitación (Tabla 1). A su vez, 2007 y 2012 presentaron las menores pérdidas, 45,8 y 46,6 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 9) y coinciden con los menores registros de precipitación anual (Tabla 1). De hecho, se observó una correlación muy significativa y positiva ( $r = 0,940$ ;  $p$ -valor  $< 0,01$ ) entre los valores anuales de precipitación y pérdidas de sulfato.

En Abelar, se observaron pérdidas anuales de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> que oscilaron entre 4,2 kg ha<sup>-1</sup> en 2008 y 26,8 kg ha<sup>-1</sup> en 2013 (Tabla 10). Destaca la elevada pérdida de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> que se produce al inicio del año. A escala mensual, los valores más bajos de pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> para todo el período de estudio se detectaron entre septiembre y noviembre de 2007, no alcanzando 0,01 kg ha<sup>-1</sup>, mientras que la más elevada (9,3 kg ha<sup>-1</sup>) se observó en febrero de 2014 (datos no mostrados). Cuando se consideran las pérdidas por períodos estacionales, los mayores registros se observaron en otoño e invierno, 12,3 kg ha<sup>-1</sup> en promedio, mientras que los menores valores, con media de 2,2 kg ha<sup>-1</sup>, se observaron durante primavera y verano (Tabla 10). En general, a escala estacional, las mayores pérdidas de coinciden con las precipitaciones más elevadas, al igual que lo observado para Cl<sup>-</sup>. Durante los seis meses más secos, las pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> superan como media un 15,3% del total anual. Este porcentaje es del mismo orden de magnitud que el observado para Cl<sup>-</sup>.

**Tabla 10.** Variación de las pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (kg ha<sup>-1</sup>) en las aguas del Río Abelar por período estacional y anual.

Año	Primavera y verano	Otoño e invierno	Anual
2007	1,1	6,0	7,1
2008	1,3	2,9	4,2
2009	1,3	12,8	14,0
2010	2,8	20,8	23,6
2011	0,5	8,9	9,5
2012	1,9	5,2	7,1
2013	5,7	21,1	26,8
2014	1,5	24,6	26,0
2015	1,2	8,9	10,1
2016	5,0	12,0	17,0
<i>Promedio</i>	<i>2,2</i>	<i>12,3</i>	<i>14,5</i>

A escala anual las mayores pérdidas de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> se observaron en 2013 y 2014, con 26,8 y 26,0 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 10); siendo 2008 y 2012 los años con menores valores acumulados, con 4,2 y 7,1 kg ha<sup>-1</sup>, respectivamente (Tabla 10). Se observó una correlación muy significativa y positiva ( $r = 0,815$ ,  $p$ -valor  $< 0,01$ ) entre la precipitación y la pérdida de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> en Abelar.

Estudios realizados en 17 cuencas de diversos países localizados en el centro de la Unión Europea (UE), de 1990 a 2012 pusieron de manifiesto una gran variabilidad de las pérdidas anuales de sulfato (Vuorenmaa et al. 2017). Se observó que las mayores pérdidas ( $61,5 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ) correspondían a una cuenca de  $0,27 \text{ km}^2$ , con 100% de área forestal en Checoslovaquia, con precipitaciones anuales de 1006 mm. En el mismo período de estudio, en una cuenca finlandesa de  $4,64 \text{ km}^2$ , con 55% de área forestal, con precipitaciones anuales de 632 mm, las pérdidas de sulfato fueron de  $5,3 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ . Estos resultados ponen de manifiesto la elevada magnitud de las pérdidas en Valiñas.

En la UE, Canadá y Estados Unidos se ha puesto de manifiesto la relación entre deposición atmosférica y lixiviación de sulfato, de modo que las pérdidas de este anión son más elevadas en cuencas localizadas en regiones con elevados índices de contaminación atmosférica (Prechtel et al. 2001; Vuorenmaa et al. 2017).

Tanto la variación estacional de las concentraciones como las elevadas pérdidas de  $\text{SO}_4^{2-}$  medidas en el cierre de la cuenca de Valiñas parecen estar relacionadas con aportes de sulfato por deposición de aerosoles de origen marino. Las menores concentraciones y pérdidas de  $\text{SO}_4^{2-}$  registradas en Abelar apoyan esta teoría. La variación estacional de las concentraciones sugiere que el  $\text{SO}_4^{2-}$  que se deposita en el suelo no es lixiviado inmediatamente, si no que sufre procesos de reducción en la época húmeda y oxidación en la época seca en las zonas más hidromorfas de la cuenca. En cuencas con suelos hidromorfos los fenómenos de oxidación y reducción pueden contribuir a ampliar la oscilación estacional de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$ . De este modo, durante periodos estivales muy secos puede ocurrir la liberación de  $\text{SO}_4^{2-}$  por oxidación de compuestos de azufre previamente reducidos por exceso de agua. A su vez, las formas oxidadas en verano pueden ser lixiviadas durante el siguiente periodo de rehumectación lo que contribuye a aumentar la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  (Prechtel et al. 2001; Vuorenmaa et al. 2017).

#### 4.- Conclusiones

Las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas de las dos cuencas estudiadas, medidas durante 10 años, se encuentran dentro de los límites indicados en estudios previos en el noroeste de la Península Ibérica, exceptuando el  $\text{SO}_4^{2-}$  en Valiñas, que se observó en concentraciones superiores. Los valores más elevados se observaron en otoño e invierno, períodos con mayor volumen de precipitaciones. De hecho, se detectaron correlaciones significativas entre la altura de la precipitación y las pérdidas de ambos iones. Las concentraciones registradas en Valiñas fueron superiores a las observadas en Abelar, debido a la mayor proximidad a la costa de la primera de las cuencas.

#### 5.- Bibliografía

Akkoyunlu, B.O., y M. Tayanç, 2003. Analyses of wet and bulk deposition in four different regions of Istanbul, Turkey. *Atmos. Environ.* 37, 3571-3579.

- Antelo Cortizas, J.M., y F. Arce Vázquez, 1996. Características físico-químicas das augas superficiais. En: Díaz Fierros, F. (coord.) *As Augas de Galicia*. Consello da Cultura Galega. 351-446 pp.
- Catalán, J.G, 199. *Química del agua*. Editorial Bellisco, 423 pp.
- Fischer, R., V. Mues, E. Ulrich, G. Becher, y M. Lorenz, 2007. Monitoring of atmospheric deposition in European forests and an overview on its implication on forest condition. *Appl. Geochem.* 22(6), 1129-1139.
- Garmo, Ø.A., B.L. Skjelkvåle, H.A. de Wit, L. Colombo, C. Curtis, J. Fölster, A. Hoffmann, J. Hruška, T. Högåsen, D.S. Jeffries, W.B. Keller, P. Krám, V. Majer, D.T. Monteith, A.M. Paterson, M. Rogora, D. Rzychon, S. Steingruber, J.L. Stoddard, J. Vuorenmaa, y A. Worsztynowicz., 2014. Trends in surface water chemistry in acidified areas in Europe and North America from 1990 to 2008. *Water Air Soil Pollut.* 225, 1880. <https://doi.org/10.1007/s11270-014-1880-6>
- Kronvang, B., y A.J. Bruhn, 1996. Choice of sampling strategy and estimation method for calculating nitrogen and phosphorus transport in small lowland streams. *Hydrol. Proces.* 10, 1483-1501.
- Matzner, E., y D. Murach 1995. Soil changes induced by air pollutant deposition and their implication for forests in central Europe. *Water Air Soil Pollut.* 85(1), 63-76.
- Mirás-Avalos, J.M., R.M. Mestas-Valero, P. Sande-Fouz, y A. Paz-González, 2009. Consistency analysis of pluviometric information in Galicia (NW Spain). *Atmos. Res.* 94, 629-640.
- Mirás-Avalos, J.M., M. Valcárcel Armesto, C.A. de Abreu, R. da Silva Dias, y E. Vidal Vázquez, 2015. Temporal oscillation and losses of three carbon forms in a microcatchment of NW Spain. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 46(supl), 296-308.
- Ovalle, A.R.C., C.F. Silva, C.E. Rezende, C.E.N. Gatts, M.S. Suzuki, y R.O. Figueiredo. Long-term trends in hydrochemistry in the Paraíba do Sul River, southeastern Brazil. *J. Hydrol.* 481, 191-203.
- Prechtel, A., C. Alewell, M. Armbruster, J. Bittersohl, J.M. Cullen, C.D. Evans, et al., 2001. Response of sulphur dynamics in European catchments to decreasing sulphate deposition. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 5(3), 311-326.
- Rodríguez-Suárez, J.A., B. Soto, R. Pérez y F. Díaz-Fierros, 2011. Influence of *Eucalyptus glouulus* plantation growth on water table levels and low flows in a small catchment. *J. Hydrol.* 396, 321-326.
- Samper J, Ll. Huguet, M.A. García Vera, y J. Ares, 1999. *Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205.
- Samper, J., y B. Pisani, 2013. Balance hidrometeorológico e hidroquímico para el estudio de los recursos hídricos y la evolución de la calidad química del agua en pequeñas cuencas de Galicia. XI Jornadas de Estudios en la Zona no Saturada, ZNS'13. Lugo. 235-242.
- Sande Fouz, P., *Transporte de sólidos en suspensión y elementos químicos asociados desde una cuenca agroforestal*. Tesis Doctoral, Universidade da Coruña, UDC. España. 420 pp.
- Sande Fouz, P., J.M. Mirás Avalos, E. Vidal Vázquez y A. Paz González, 2009. Phosphorus contents and loads at the outlet of an agroforestry catchment in Northwestern Spain. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 40(1), 660-671.
- Sande Fouz, P., J.M. Mirás Avalos y E. Vidal Vázquez, 2012. Temporal oscillations of calcium, magnesium, potassium, and sodium dissolved contents in an agroforestry catchment from the Atlantic Galicia. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 43(1-2), 280-287.
- Silva, B., T. Rivas, E. García-Rodeja, y B. Prieto, 2007. Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea. *Atmos. Environ.* 41, 4396-4407.
- Straskraba, M., y J.G. Tundisi, 1999. *Reservoir water quality management: Guidelines of lake management*. Kusatsu, Japan: International Lake Environmental Committee, v.9, 227pp.
- Varela Martínez, C., 2002. *Control, diagnosis y prevención de la contaminación difusa en una cuenca agraria*. Tesis Doctoral, Universidad de Santiago de Compostela, USC, España. 632 pp.
- Vuorenmaa J., A. Augustaitis, B. Beudert, N. Clarke, H.A. de Wit, T. Dirnböck, J. Frey, M. Forsius, I. Indrikson, S. Kleemola, J. Kobler, P. Krám, A.J. Lindroos, L. Lundin, T. Ruoho-Airola, L. Ukonmaanaho, y M. Vána, 2017 Long-term sulphate and inorganic nitrogen mass balance budgets in European ICP Integrated Monitoring catchments (1990-2012). *Ecol. Indic.* 76, 15-29.

## OSCILACIÓN TEMPORAL Y PÉRDIDAS DE VANADIO REGISTRADAS DURANTE 14 AÑOS EN LA CUENCA DEL RÍO VALIÑAS

Rosane da Silva Dias\*, Bruno Pisani Veiga, Aitor García-Tomillo y Antonio Paz González

Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, As Carballeiras, s/n, Campus de Elviña, 15071 A Coruña, España Dirección postal. e-mail: [rosane.dias@udc.es](mailto:rosane.dias@udc.es) web: <https://cica.udc.es/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

**RESUMEN.** El vanadio (V) disuelto en agua ha sido poco estudiado, en comparación con otros elementos traza. En este trabajo se analizó la evolución temporal de las concentraciones y la exportación de V soluble durante 14 años (2003 a 2016) en el cierre de una cuenca agroforestal de 36,5 km<sup>2</sup>, localizada al sur de A Coruña. Se tomaron 984 muestras y en cuatro de ellas se detectaron cifras de V soluble comprendidas entre 13 y 34 µg L<sup>-1</sup>, que superan ampliamente los límites de riesgo medioambiental que han sido sugeridos o propuestos para dicho elemento. Los valores anómalos de V soluble fueron detectados en Julio de 2003 y parecen estar asociados al vertido puntual de un efluente contaminante. En las 980 muestras restantes el V soluble fluctuó entre 0,08 y 1,12 µg L<sup>-1</sup>, manteniéndose dentro del orden de magnitud que corresponde a aguas naturales no contaminadas. El V exportado en 2003 ascendió a 3,88 g ha<sup>-1</sup>, y durante los restantes años osciló entre 0,61 y 2,22 g ha<sup>-1</sup>. Las pérdidas de V soluble presentaron correlaciones significativas (p<0,01) con la precipitación y el drenaje, tanto a escala mensual como anual.

**ABSTRACT.** Water soluble Vanadium (V) has been less frequently studied than other trace elements. In this study we analyse the temporal evolution of concentrations and exportation of soluble V along a 14 years period (2003 to 2026) at an agroforestry catchment with a surface area of 36,5 km<sup>2</sup> located towards south of A Coruña. The total number of water samples was 984, and in four samples soluble V figures detected were between 13 and 34 µg L<sup>-1</sup>. These figures are by far much higher than thresholds of environmental risk suggested or proposed for the studied element. Such anomalous values of soluble V were detected in July 2003 and apparently they were associated to a point source of polluting effluent. Soluble V ranged from 0.08 to 1.12 µg L<sup>-1</sup>, and these concentrations are of an order of magnitude similar to that of natural, no contaminated waters. Exportation of V in 2003 was as high as 3.88 g ha<sup>-1</sup>, while in other years it ranged from 0.61 y 2.22 g ha<sup>-1</sup>. Soluble V losses were positively and significantly correlated (p<0.01) to precipitation and stream discharge, both at the yearly and monthly scales.

debido a que se encuentra en más de 70 minerales diferentes; entre los más importantes para la explotación minera se encuentran carnatita y vanadinita, si bien con frecuencia la producción de V está asociada a la de otros metales como Fe, U, Ti y Al. El contenido medio de V en la corteza continental se ha estimado en 97 mg/kg (Schelesinger et al., 2017), pudiendo variar entre límites amplios, según el tipo de roca. Los contenidos de V son más elevados en rocas ígneas básicas (200-250 mg/kg) que en las rocas ácidas (40-90 mg/kg); este elemento es más abundante en pizarras (100-130 mg/kg), que en sedimentos arcillosos (80-130 mg/kg), areniscas (10-60 mg/kg) y calizas (10-45 mg/kg) (Kabata Pendias y Pendias, 2001).

La mayor parte de la producción de vanadio se usa en la manufactura de aleaciones de acero, para aumentar la dureza y la resistencia a la corrosión del mismo. La industria de la energía atómica, la construcción aeronáutica y la tecnología espacial también requieren V. El V también se usa como catalizador para la producción de plásticos o de ácido sulfúrico, entre otras. Además, este elemento se emplea, en pequeñas cantidades, para muchas otras aplicaciones. Existen indicios de que en las últimas décadas se han reducido las emisiones de vanadio debido a la mejora en la eficiencia para limitar los efectos medioambientales adversos en las centrales térmicas a base de carbón y en la industria petrolífera.

La atmósfera es un compartimento importante en el ciclo biogeoquímico del vanadio, en donde este elemento se encuentra formando parte de aerosoles de origen natural o antrópico. Se considera que la mayor fuente natural de aerosoles con V es la erosión eólica, siendo menor la participación de las emisiones volcánicas, la quema de biomasa y las emulsiones marinas. La extracción y la combustión de combustibles fósiles, en particular carbón y petróleo no convencional o sus derivados como fueloil pesado, alquitrán, asfalto, etc., contribuye en mayor proporción que la minería a la emisión de vanadio a la atmósfera. Se ha estimado que la relación entre las emisiones a la atmósfera de origen natural y antrópico para el vanadio oscilan entre 0,59 y 1,71 (Schlesinger et al., 2107).

El contenido medio de V en el suelo es de 80 mg/kg, aunque varía ampliamente de acuerdo al material original, entre 2 y más de 400 mg/kg. En el horizonte superficial de suelos naturales de Galicia se han medido rangos de V entre 11 y 370 mg/kg, y las concentraciones más frecuentes oscilan entre 20 y 100 mg/kg. La concentración media es de 64 mg/kg, y dependiendo del material de

### 1.- Introducción

El vanadio es un metal traza relativamente abundante en la corteza terrestre, que presenta una importante dispersión

partida se obtuvieron valores medios de 37 mg/kg en suelos sobre materiales graníticos, 78 mg/kg sobre esquistos y 180 mg/kg sobre rocas básicas (Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2009). El V tiende a concentrarse en los horizontes subsuperficiales del suelo, siendo retenido y/o translocado sobre arcillas y oxi-hidróxidos de Fe (Shiller y Boyle 1987, Galindo et al. 1999, Macías Vázquez y Calvo de Anta, 2009).

El comportamiento geoquímico del V es fuertemente dependiente del estado de oxidación y de la acidez del medio. Los estados de oxidación más comunes del V son +3, +4 y +5, y dicho elemento puede formar un gran número de compuestos, por lo que se encuentra ampliamente distribuido en la naturaleza. Se admite que las concentraciones de V en suelos y aguas, en lugares contaminados por actividades industriales podrían causar un riesgo potencial de acumulación a través de la cadena alimentaria (Gummow et al. 2005). Cantidades elevadas de este elemento pueden ser tóxicas para el hombre y otros organismos, sin embargo, el V, en general, no está considerado como un contaminante ambiental problemático, pero (Gummow, 2011; Schiffer y Liber, 2017).

Las concentraciones de vanadio total y vanadio disuelto en el agua son muy variables. En condiciones prístinas dicha concentración depende de las características litológicas y de la intensidad de meteorización, pero el vertido de efluentes contaminados originados por la actividad humana puede incrementar enormemente las concentraciones de este elemento. A título de ejemplo, los contenidos de V total en el agua potable pueden variar entre 0 y más de 300  $\mu\text{g L}^{-1}$ , y los valores más frecuentes se encuentran entre 1 y 30  $\mu\text{g L}^{-1}$  (WHO 1988). Salvo excepciones, la concentración de vanadio en el agua potable es inferior a 10  $\mu\text{g L}^{-1}$  (WHO, 1988). Aunque en general las concentraciones admisibles de V en las aguas de consumo no están reguladas, el estado de California ha impuesto un límite máximo de 15  $\mu\text{g L}^{-1}$  para el vanadio total (Schelesinger et al., 2017).

El contenido medio en Vanadio soluble de las aguas continentales asciende a 0,7  $\mu\text{g L}^{-1}$ , mientras que en las aguas marinas este valor se cifra en aproximadamente 1,8  $\mu\text{g L}^{-1}$  (Gaillardet et al., 2005; Schelesinger et al., 2017). Los contenidos medios en aguas superficiales de diversos continentes oscilan entre 0,025 y 2,30  $\mu\text{g L}^{-1}$  (Chudaeva et al., 2011; Pérez Carrera et al., 2013; Shiller y Boyle, 1987; Shiller, 1997; Shotyk et al., 2017). En los Países Bajos, Smit (2012) propuso para el agua potable dos umbrales de riesgo medioambiental asociados a la toxicidad directa, el primero, considerando valores medios se cifra en 1,2  $\mu\text{g L}^{-1}$  y, el segundo, referido a caudales punta registrados en períodos breves se cifra en 3,0  $\mu\text{g L}^{-1}$  de vanadio soluble.

Las determinaciones de vanadio soluble en aguas superficiales en la Comunidad Autónoma de Galicia han sido menos comunes que las de otros metales traza y suponen más la excepción que la regla. Entre los pocos trabajos previos cabe citar a Bernárdez et al. (2013), quienes incluyen datos de V en un estudio acerca de los aportes de nutrientes, carbono orgánico y elementos traza solubles a las rías. Los datos de vanadio soluble son importantes para

evaluar el transporte fluvial de dicho elemento, los mecanismos implicados en el mismo y los aportes al medio marino. En este trabajo se presentan las concentraciones de V soluble medidas en el cierre de una cuenca agroforestal, localizada en la provincia de A Coruña, así como las cantidades exportadas de este elemento entre los años 2003 y 2016.

## 2.- Materiales y Métodos

### 2.1.- Área de estudio

El Río Valiñas, afluente del Mero, se localiza en las proximidades de la ciudad de A Coruña, al sur de la misma. En este río se delimitó una cuenca de 36,3 km<sup>2</sup> de superficie, cuyo cierre se ubica a 43° 17' 16,9 " N, 8° 22' 15,9" O, y 10 m de latitud sobre el nivel del mar. La unidad geológica sobre la que se localiza la cuenca del Valiñas presenta fracturación NO-SE, siendo la granodiorita la roca más frecuente; además se aprecian otras rocas plutónicas como granitos de dos micas y granitos con biotita precoz, y rocas metamórficas como esquistos del Precámbrico-Ordovícico. La intensa fracturación favorece la meteorización química de la roca, dando lugar al desarrollo de un manto de alteración superficial (regolito), que puede constituir pequeños acuíferos someros.

Los suelos desarrollados sobre estos materiales geológicos presentan texturas variables, que oscilan de medias (francas y franco-limosas) a gruesas (franco-arenosas). El contenido en arena varía entre 39,5 y 70,1%, el limo entre 17,3 y 39,5% y la arcilla entre 11,7 y 21,8%. Los valores de pH se encuentran en el rango comprendido entre 4,4 y 6,1, el carbono orgánico varía entre 1,6 y 8,9%, y el nitrógeno orgánico entre 0,2 y 0,6% (Sande Fouz 2005).

El suelo de esta cuenca está dedicado a pradera (20%), cultivos en rotación (35%) y monte (45%).

La población se encuentra muy dispersa y la mayor parte de las aldeas y pequeños pueblos ubicados en esta cuenca no están conectados a un sistema de alcantarillado público, de modo que las aguas residuales domésticas se vierten directamente al río (Sande Fouz et al. 2009, 2012). En la cuenca del Valiñas se localizan pequeños talleres y plantas industriales dedicados a diversas actividades, incluyendo la metalurgia.

De acuerdo con los valores registrados en la estación de Alvedro de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), muy próxima al cierre de la cuenca, durante el período de estudio, el valor medio de la precipitación anual ascendió a 998, oscilando entre 729 mm, en 2011, y 1202 mm en 2013. La precipitación anual media durante estos años fue del orden de un 10% inferior al valor normal en el período 1981-2010. Los datos facilitados por AEMET para Alvedro ponen de manifiesto que las diferencias estacionales de precipitación son importantes, de modo que por término medio durante la primavera y el verano se registra del

29,3 % del total anual, lo que está en consonancia con trabajos previos en la región estudiada (Mirás-Avalos et al. 2009).

## 2.2.- Muestreo y determinaciones de laboratorio

En este trabajo se determinó la concentración de  $V^+$  en muestras de aguas recogidas durante crecidas y periodos de flujo base. El periodo de estudio comprende 14 años, desde 2003 hasta 2016, ambos inclusive. Se recogieron un total de 984 muestras. El número anual de muestras recogidas osciló entre 10 y 193. En los años 2003 a 2012, en que se tomaron más de 60 muestras, la estrategia de muestreo fue priorizar los períodos de crecida (Kronvang y Bruhn 1996).

Las muestras de agua se recogieron en el cierre de la cuenca empleando botellas PET (tereftalato de polietileno) de 0,5 L y se conservaron a 4 °C hasta su análisis.

La preparación de la muestra se llevó a cabo de acuerdo a lo siguiente: en el momento de su recepción se toma una alícuota de 50 mL por muestra. Tras agitación manual previa, se filtran a través de filtros Millex-HN de 0,45  $\mu\text{m}$  (MILLIPORE) y se acidifican con  $\text{HNO}_3$  a 1% para su conservación, que se realiza en nevera a 4 °C.

La determinación de las concentraciones de  $V^{3+}$  se realizó por el método de espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) descrito por Taylor, 2001. En este trabajo se empleó un ICP-MS alta resolución tipo Element 2/XR. (Thermo Fisher Scientific Ltd., Waltham, MA, USA). Las determinaciones se efectuaron por duplicado.

## 2.3.- Cálculo de la exportación de vanadio

Las pérdidas de vanadio se obtuvieron multiplicando las concentraciones medias por el caudal en el cierre de la cuenca (Sande Fouz et al. 2009); los cálculos se efectuaron para cada período de muestreo y a escala mensual. Durante los 14 años estudiados, no se pudo registrar el caudal de forma continua. Por consiguiente, se estimó el caudal diario mediante el modelo Visual Balan (Samper et al. 1999), previo calibrado del mismo con los datos registrados durante varios años (Samper y Pisani 2013). Para aplicar este modelo se usaron datos meteorológicos registrados en la estación de Alvedro de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), muy próxima al cierre de la cuenca.

## 3.- Resultados y Discusión

De acuerdo con los datos proporcionados por el modelo GIS-BALAN, el caudal medio anual durante el período estudiado ascendió a 197  $\text{m}^3/\text{s}$ , oscilando entre un mínimo de 144  $\text{m}^3/\text{s}$  en 2102 y un máximo de 268  $\text{m}^3/\text{s}$  en 2006. Durante los meses de primavera y verano el caudal supone por término medio el 26,3% del total anual. La evolución del caudal diario entre el 1 de enero de 2003 y el 31 de diciembre de 2016 puede observarse en la Figura 1, en la que también se representa la oscilación estacional de la concentración de vanadio soluble.

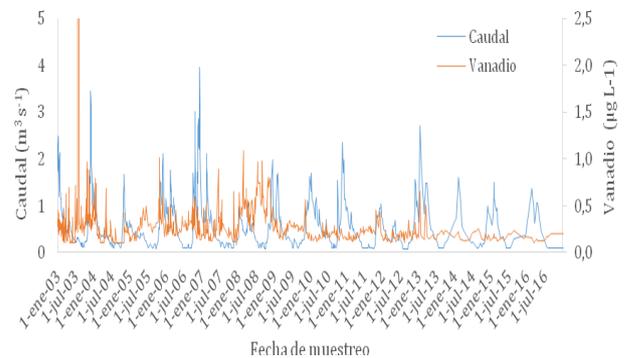


Fig. 1. Evolución temporal de la concentración de V y del caudal en aguas del Río Valiñas durante el período de estudio,

## 3.2.- Oscilación temporal de las concentraciones de V

En la Tabla 1 se presenta un resumen estadístico de las concentraciones de V soluble medidas en las aguas del Valiñas durante los 14 años estudiados. El número total de medidas efectuadas ascendió a 984. En 2003, durante cuatro fechas sucesivas se obtuvieron concentraciones de V soluble anómalamente elevadas, muy superiores a los límites de potabilidad sugeridos por algunas administraciones (Schelesinger et al., 2017). Los datos anómalos corresponden a fechas de finales de Julio de 2003, de modo que el día 26 se midieron 34  $\mu\text{g L}^{-1}$ , el día 27, 13  $\mu\text{g L}^{-1}$ , el día 29, 33  $\mu\text{g L}^{-1}$  y el día 31, 32  $\mu\text{g L}^{-1}$ . Las concentraciones de V en las fechas inmediatamente anteriores y posteriores a estos eventos singulares fueron muy inferiores, y se pueden considerar como normales para la serie temporal estudiada. Si se exceptúan estos cuatro eventos con concentraciones extraordinarias, el rango de V soluble en las 980 muestras restantes osciló entre 0,08 y 1,12  $\mu\text{g L}^{-1}$ .

La media anual de V soluble en 2013, prescindiendo de estas cuatro muestras con fuerte contaminación del agua, asciende a 0,33  $\mu\text{g L}^{-1}$  y es del mismo orden de magnitud que la de los años 2004 a 2016 que osciló entre 0,14  $\mu\text{g L}^{-1}$  (2016) y 0,52  $\mu\text{g L}^{-1}$  (2008). Al efectuar esta corrección, la media para los 14 años estudiados disminuye de 0,29 a 0,26  $\mu\text{g L}^{-1}$ .

La gráfica de evolución temporal de los caudales y de las concentraciones de vanadio soluble en las aguas superficiales del Río Valiñas (Figura 1) también pone de manifiesto que tras las elevadas concentraciones de V soluble registrados en julio de 2003, que superaron 30  $\mu\text{g L}^{-1}$ , en los años sucesivos no se apreciaron picos de V soluble superiores 1,12  $\mu\text{g L}^{-1}$ .

En general no se observó una clara dependencia estacional entre caudal y concentración de V soluble durante todo el período estudiado; no obstante, durante

algunos años, a partir de 2006, se aprecia una cierta tendencia a registrar valores más elevados de V soluble en la estación seca y más bajos en la estación húmeda.

**Tabla 1.** Resumen estadístico de las concentraciones de V disuelto ( $\mu\text{g L}^{-1}$ ) en las aguas del Río Valiñas. N = número de muestras; DT = desviación típica; Mín. = mínimo; Máx. = máximo; CV = coeficiente de variación.

Año	N	Media	Mediana	DT	Mín.	Máx.	CV
		$\mu\text{g L}^{-1}$					
2003	193	0,91	0,30	4,10	0,10	34,00	457
2004	113	0,21	0,17	0,14	0,10	0,79	62
2005	56	0,34	0,31	0,18	0,11	1,01	51
2006	115	0,30	0,28	0,11	0,14	0,78	38
2007	83	0,25	0,21	0,13	0,08	0,89	52
2008	90	0,52	0,50	0,17	0,18	1,09	32
2009	60	0,26	0,25	0,08	0,14	0,56	32
2010	63	0,19	0,18	0,05	0,10	0,32	24
2011	70	0,22	0,21	0,07	0,11	0,46	32
2012	70	0,18	0,17	0,05	0,10	0,35	27
2013	22	0,22	0,19	0,12	0,13	0,65	56
2014	20	0,17	0,17	0,04	0,12	0,26	23
2015	19	0,16	0,16	0,03	0,12	0,23	17
2016	10	0,14	0,14	0,03	0,11	0,20	19
Promedio	70	0,29	0,23	0,38	0,12	2,97	66

El coeficiente de variación (CV) para el conjunto de las muestras alcanzó 457%, como consecuencia de los valores excepcionales de los cuatro eventos con fuerte contaminación; en estas condiciones el CV promedio durante los 14 años estudiados se cifra en 66% (Tabla 1). Sin embargo, al prescindir de los cuatro eventos singulares durante 2003, se obtiene un CV de 55,9 % comparable al de los restantes años que osciló entre 17 % (2015) y 62% (2004). Una vez efectuada esta corrección el CV promedio descende de 66% a 37,2 %.

Si se exceptúan los eventos anómalos medidos en 2003, las concentraciones de V soluble fueron inferiores a las encontradas en otros estudios (Galindo et al. 1999; Pérez-Carrera y Fernández Cirelli 2013; Smit 2012).

Las elevadas concentraciones medidas en 4 eventos durante 2003 pueden ser debidas al vertido de efluentes de una pequeña instalación metalúrgica que efectuó trabajos de decapado. El decapado es un tratamiento superficial de metales que se utiliza para eliminar impurezas o quitar escorias, con el objetivo de limpiar aceros en varios procesos de fabricación de componentes mecánicos. La solución empleada para el decapado contiene ácidos fuertes y es rica en vanadio.

### 3.2.- Exportación de vanadio soluble

Si se exceptúa 2003, durante el resto de los años las pérdidas de V soluble fueron más elevadas en los meses invernales en comparación con los estivales. Los datos de exportación de V soluble a escala mensual, ponen de manifiesto un incremento excepcional en julio de 2003, que ascendió a

1,54  $\text{g ha}^{-1}$ . Durante los restantes meses, solamente agosto de 2003 y diciembre de 2006 presentan pérdidas superiores a 0,50  $\text{g ha}^{-1}$ . Por otro lado, septiembre es el único mes en que las pérdidas no superaron 0,10  $\text{g ha}^{-1}$ .

Cuando se consideran las pérdidas de vanadio soluble por períodos estacionales, los mayores registros se observaron en otoño e invierno, con una media de 0,94  $\text{g ha}^{-1}$ , mientras que los menores con una media de 0,44  $\text{g ha}^{-1}$  corresponden a la primavera y el verano. Por término medio, en la estación seca, se exporta el 27,92% del total anual (Tabla 2).

**Tabla 2.** Pérdidas estacionales y anuales de V soluble ( $\text{g ha}^{-1}$ ) en la cuenca del Río Valiñas

Año	Primavera y verano	Otoño e invierno	Anual
2003	2,27	1,61	3,88
2004	0,18	0,74	0,92
2005	0,34	1,08	1,41
2006	0,28	1,82	2,10
2007	0,32	0,56	0,88
2008	0,80	1,43	2,22
2009	0,29	0,91	1,20
2010	0,32	0,81	1,12
2011	0,17	0,67	0,85
2012	0,21	0,44	0,66
2013	0,28	1,26	1,55
2014	0,20	0,60	0,80
2015	0,17	0,43	0,61
2016	0,27	0,72	0,99
Promedio	0,44	0,93	1,37

A escala anual las mayores pérdidas acumuladas de V soluble se observaron en 2003 y 2008, con 3,88 y 2,22  $\text{g ha}^{-1}$ , respectivamente; siendo 2015, con 0,61  $\text{g ha}^{-1}$  y 2012 con 0,66  $\text{g ha}^{-1}$  los años con menores valores acumulados. No se descartan aporte de vanadio por vertidos desde plantas industrial durante años posteriores a 2003.

Si se exceptúa 2003, las pérdidas medias anuales de vanadio soluble se reducen a 1,18  $\text{g ha}^{-1}$ , siendo las exportaciones estacionales de 0,29  $\text{g ha}^{-1}$  en primavera y verano, mientras que en otoño e invierno se alcanzan 0,88  $\text{g ha}^{-1}$ . Por tanto, entre 2004 y 2016, en la estación seca se exporta el 25,56% del total anual.

A escala anual las pérdidas de vanadio soluble presentaron correlación positiva con la precipitación ( $r=0,595$ ;  $p<0,01$ ) y el caudal ( $r=0,536$ ;  $p<0,01$ ). Estas correlaciones también fueron significativas a escala mensual, tanto para la precipitación ( $r=0,434$ ;  $p<0,01$ ) como con el caudal ( $r=0,517$ ;  $p<0,01$ ).

#### 4.- Conclusiones

La medida a lo largo de 14 años de la concentración de V soluble en el cierre de la cuenca del Río Valiñas, puso de manifiesto la presencia de 4 eventos anómalos con concentraciones de este elemento muy superiores a las aceptables para el agua potable. El vertido puntual de efluentes de pequeñas industrias metalúrgicas es el probable origen de estas concentraciones de V soluble tan extraordinarias que se registraron en la cuenca estudiada.

Si se exceptúan estos episodios asociados a la contaminación, que afectaron a 4 muestras, el rango de V soluble en las 980 muestras restantes osciló entre 0,08 y 1,12  $\mu\text{g L}^{-1}$ , con un valor medio de 0,29 a 0,26  $\mu\text{g L}^{-1}$ .

#### 4.- Bibliografía

- Bernádez, P., N. Ospina-Alvarez, M. Caetano, y R. Prego, 2013. Fluvial contributions of nutrient salts, dissolved trace elements and organic carbon to the sea by pristine temperate rivers (SW Europe), *Environmental Chemistry* 10, 42–53.
- Chudaeva, V. A., Shesterkin, V. P. y O. V. Chudaev, 2011. Trace Elements in Surface Water in Amur River Basin. *Water Resources* 38(5):650-661.
- Gaillardet, J., J. Viers, y B. Dupre 2005. Trace elements in river waters. p. 225–272. In *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3, ed. by H.D. Holland y K.K. Turekian, Elsevier, Amsterdam.
- Galindo, G., M.A. Herrero, M. Flores, y J.L. Fernández Turiel, 1999. Correlación de metales trazas en aguas subterráneas en la cuenca del Río Salado, Provincia de Buenos Aires, Argentina. En *A. Tineo (Ed.), Hidrología Subterránea, II Congreso Argentino de Hidrogeología y IV Seminario Hispano Argentino sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea. Serie Correlación Geológica nº 13*, Instituto de Correlación Geológica - CONICET, Fac. Cs. Nat. e Inst. Miguel Lillo de la Univ. Nac. de Tucumán, 251-261.
- Gummow, B., C. Botha, J. Noodhuizen, y J. Heesterbeek, 2005. The public health implications of farming cattle in areas with high background concentrations of vanadium. *Prev. Veter. Med.* 72, 281-290.
- Gummow, B., 2011. Vanadium: environmental pollution and health effects. In: Nriagu, Jerome O., (ed.) *Encyclopedia of Environmental Health*. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, pp. 628-636.
- Kabata Pendias, A., y H. Pendias, 2001. Trace elements in soils and plants. 3rd edition. CRC Press, Boca Raton, Florida, 413 pp.
- Kronvang, B., y A.J. Bruhn, 1996. Choice of sampling strategy and estimation method for calculating nitrogen and phosphorus transport in small lowland streams. *Hydrol. Proces.* 10, 1483-1501.
- Macías Vázquez, F., Calvo de Anta, R., 2009. Niveles genéricos de referencia de metales pesados y otros elementos traza en suelos de Galicia. Xunta de Galicia, 299pp.
- Mirás-Avalos, J.M., R.M. Mestas-Valero, P. Sande-Fouz, y A. Paz-González, 2009. Consistency analysis of pluviometric information in Galicia (NW Spain). *Atmos. Res.* 94, 629-640.
- Pérez-Carrera, A., y A. Fernández-Cirelli, 2013. Niveles de arsénico y vanadio en aguas naturales en el Departamento de Unión, sudeste de la provincia de Córdoba, Argentina. *AUGMDOMUS* 5, 19-28.
- Rodríguez-Mercado, J.J., y M.A. Altamirano-Lozano, 2006. Vanadio: contaminación, metabolismo y genotoxicidad. *Rev. Int. Contam. Amb.* 22(4), 173-189.
- Samper J, Ll. Huguet, M.A. García Vera, y J. Ares, 1999. *Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205.
- Samper, J., y B. Pisani, 2013. Balance hidrometeorológico e hidroquímico para el estudio de los recursos hídricos y la evolución de la calidad química del agua en pequeñas cuencas de Galicia. XI Jornadas de Estudios en la Zona no Saturada, ZNS'13. Lugo. 235-242.
- Sande Fouz, P., J.M. Mirás Avalos y E. Vidal Vázquez, 2012. Temporal oscillations of calcium, magnesium, potassium, and sodium dissolved contents in an agroforestry catchment from the Atlantic Galicia. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 43(1-2), 280-287.
- Sande Fouz, P., J.M. Mirás Avalos, E. Vidal Vázquez y A. Paz González, 2009. Phosphorus contents and loads at the outlet of an agroforestry catchment in Northwestern Spain. *Comm. Soil Sci. Plant Anal.* 40(1), 660-671.
- Sande Fouz, P., *Transporte de sólidos en suspensión y elementos químicos asociados desde una cuenca agroforestal*, 2005. Tesis Doctoral, Universidade da Coruña, UDC. España. 420 pp.
- Schiffer, S., y K. Liber, 2017. Estimation of vanadium water quality benchmarks for the protection of aquatic life with relevance to the Athabasca Oil Sands region using species sensitivity distributions. *Environ Toxicol Chem.* 36, 3034-3044.
- Schlesinger, W. H., Klein, E. M., y A. Vengosh, 2017. Global biogeochemical cycle of vanadium, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114, E11092-E11100.
- Shiller, A.M., y E.A. Boyle, 1987. Dissolved vanadium in rivers and estuaries. *Earth Plan. Sci. Lett.* 86, 214-224.
- Shiller, A. M., 1997. Dissolved trace elements in the Mississippi River: Seasonal, interannual, and decadal variability, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4321-4330.
- Shoty, W., Bicalho B., Cuss C.W., Donner M.W., Grant-Weaver I., Haas-Neill S., Javed M. B., Krachler M., Noernberg T., Pelletier R., y C. Zaccone, 2017. Trace metals in the dissolved fraction (<0.45 $\mu\text{m}$ ) of the lower Athabasca River: Analytical challenges and environmental implications. *Science of the Total Environ*, 580, 660-669.
- Smit, C.E., 2012. *Environmental risk limits for vanadium in water. A proposal for water quality standards in accordance with the Water Framework Directive*. RIVM Letter Report 601714021/2012. National Institute for Public Health and the Environment. Ministry of Health, Welfare and Sport. Países Bajos.
- Taylor, H., 2001. *Inductively Coupled Plasm-Mass Spectrometry. Practices and Techniques*. Academic Press, USA.
- WHO (World Health Organization), 1988. *International Programme on Chemical Safety, Environmental Health Criteria 61*. World Health Organization, Ginebra, Suiza.

## EROSIÓN HÍDRICA BAJO LLUVIA SIMULADA EN DIFERENTES SISTEMAS DE MANEJO Y CONDICIONES DE COBERTURA DEL SUELO

Douglas Henrique Bandeira<sup>1\*</sup>, Tomás de Figueiredo<sup>2</sup>, Antonio Paz González<sup>1</sup>, Marcos Lado Liñares<sup>1</sup>, Ildegardis Bertol<sup>3</sup>, Aitor Garcia-Tomillo<sup>1</sup>, Maria Clotilde Chagas Neta<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Grupo Aquaterra, Universidade da Coruña, As Caballeiras, s/n, Campus de Elviña, 15071, A Coruña, España. E-mail: [douglas.bandeira@udc.es](mailto:douglas.bandeira@udc.es), [tucho@udc.es](mailto:tucho@udc.es), [marcos.lado@udc.es](mailto:marcos.lado@udc.es), [aitor.garcia.tomillo@udc.es](mailto:aitor.garcia.tomillo@udc.es), web: <http://www.cica.es>

<sup>2</sup>Departamento Ambiente e Recursos Naturais, Instituto Politécnico de Bragança, Campus de Santa Apolónia, 5300-253, Bragança, Portugal. E-mail: [tomasfig@ipb.pt](mailto:tomasfig@ipb.pt), web: [www.https://esa.ipb.pt](http://www.https://esa.ipb.pt)

<sup>3</sup>Grupo de Manejo e Conservação de Solos Subtropicais e de Água, Universidade do Estado de Santa Catarina, Campus de Lages, 88.520-000, Lages, Brasil. E-mail: [ildegardis.bertol@udesc.br](mailto:ildegardis.bertol@udesc.br), web: [www.cav.udesc.br](http://www.cav.udesc.br)

<sup>4</sup>Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel – Universidade Federal de Pelotas, 96050-500, Pelotas, Brasil. E-mail: [metamariacc@gmail.com](mailto:metamariacc@gmail.com), web: <https://portal.ufpel.edu.br/>

**RESUMEN.** Se evaluó el efecto de la cubierta del suelo por residuos vegetales, el manejo del suelo con diferentes implementos agrícolas y tipo de tracción, sobre la erosión hídrica. Para ello, se cuantificaron las pérdidas de suelo y agua bajo lluvia simulada. Se estudiaron tres tipos de aperos de labranza del suelo escarificado (T1), arado (T2) y arado + grada (T3) y tres condiciones de labranza y cobertura del suelo, tracción mecánica y ausencia de cubierta (SC), tracción mecanizada bajo cubierta vegetal de residuos de avena (*Avena strigosa*) (CC) y tracción animal sin cubierta (TA). La escarificación disminuyó las pérdidas de suelo con relación a los demás tipos de labranza. El laboreo del suelo usando tracción animal originó pérdidas de suelo y agua menores en comparación con la tracción mecanizada, para una misma condición de la superficie del suelo, corroborando la importancia del uso de la labranza con tracción animal en pequeñas propiedades o en zonas de difícil acceso.

**ABSTRACT.** This study evaluates the effect of soil cover by plant residues, soil management with different agricultural implements and type of traction, on soil water erosion processes. For this purpose, water and soil under simulated rain conditions were quantified. Three different farm implements were studied, scarification (T1), ploughing (T2) and ploughing + harrowing (T3), under three specific tillage and soil surface conditions, mechanical tillage and no vegetable cover (SC), mechanical tillage and soil cover with oats (*Avena strigosa*) residues (CC) and animal traction without vegetable cover. The scarification treatment decreased soil and water losses, compared to other implements. Soil tillage using animal traction resulted in lower soil and water losses than mechanized traction, for each soil surface condition studied. These results corroborate the importance of animal traction tillage operations at small properties or in areas of difficult access.

### 1.- Introducción

La erosión hídrica es un proceso que implica la pérdida de la capacidad productiva de las tierras agrícolas, debido a la degradación y pérdida de suelo por acción del agua que cae

o se mueve sobre el terreno. Una escasa cubierta vegetal o un suelo susceptible a la inestabilidad estructural son condiciones que favorecen la erosión (Bertoni & Lombardi Neto, 1985). La erosión hídrica está entre las amenazas que más pueden afectar a los agroecosistemas de las regiones áridas, semiáridas y subhúmedas secas. En estas regiones, junto con la desertificación, la erosión constituye uno de problemas ambientales de mayor extensión espacial e incidencia ambiental y económica (Ingram et al., 1996; Williams et al., 1996). En Europa, se estima que el 12% de las tierras están sujetas a erosión hídrica, estando considerada como uno de los agentes que más pueden contribuir a la degradación del suelo (referencia). Se han documentado ampliamente tanto los problemas que la erosión hídrica puede causar al suelo en el lugar de origen, las parcelas y fincas agrícolas, como a las infraestructuras fuera del mismo y más o menos alejadas del origen..

La erosión hídrica depende, básicamente, de los siguientes factores: clima, suelo, relieve, cubierta, manejo y prácticas de conservación. Entre ellos, la cubierta y el manejo son los que pueden ser más fácilmente modificados para regular las pérdidas de suelo y de agua.

Los distintos sistemas de manejo del suelo originan diferentes condiciones en la superficie del mismo y afectan a los atributos físicos, por lo que, en consecuencia, tienen incidencia sobre el control de la erosión. En pequeñas propiedades agrícolas, las operaciones de manejo del suelo, en general, se realizan con tracción animal (Batavo, 1999), lo que puede conservar las propiedades físicas de la capa tanto superficial como subsuperficial del suelo. Esto ocurre debido al hecho de que los implementos de tracción animal no presentan la característica de presionar el suelo durante la ejecución de las operaciones, como ocurre con la tracción mecanizada.

Obtener información que contribuya a mejorar los sistemas de manejo del suelo es fundamental para el productor agrícola. Por ello se llevó a cabo un estudio en parcelas experimentales de pequeñas dimensiones, bajo lluvia simulada, con el objetivo de evaluar el efecto de la cubierta del suelo por residuos vegetales y el manejo del suelo con diferentes implementos agrícolas y dos tipos de tracción (mecanizada y animal), sobre las pérdidas de suelo y de agua.

## 2.- Material y métodos

Se llevó a cabo un ensayo de campo entre el 1 de julio y el 30 de agosto de 2017, en la finca experimental aneja al Instituto Politécnico de Bragança (IPB), en la región de Tras-os-Montes, Portugal (Latitud: 41 ° 47 '52 0,06 "N Longitud: 6 ° 45' 58.65" N, y altitud 744 m sobre el nivel del mar). El clima de esta zona es de tipo Csb, según la clasificación de Köppen; la precipitación media anual asciende a 800 mm y el déficit hídrico es elevado durante los meses de verano, junio a septiembre.

El suelo, desarrollado sobre rocas ígneas básicas, se clasifica como *Cambisol dístico* según la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRBSR, 2014). La textura del mismo es franco arcilla arenosa (57% de arena, 23% de limo y 20% de arcilla) y presenta un contenido de materia orgánica moderado (2,5%), así como moderada pedregosidad.

Como unidades experimentales se emplearon pequeñas parcelas de 1m<sup>2</sup>, que fueron instaladas sobre una ladera con una pendiente media de 0,09 m m<sup>-1</sup>. Se cuantificaron las pérdidas de suelo y agua bajo lluvia simulada, mediante un equipo similar al descrito por Wilcox et al. (1986); este simulador se calibró para aplicar a las parcelas lluvias de 63 mm h<sup>-1</sup> de intensidad y 60 minutos de duración.

Se estudiaron tres tipos de aperos de labranza del suelo: escarificado (T1), arado (T2) y arado + gradeado (T3) y tres condiciones de labranza y cobertura de la superficie del suelo: tracción mecanizada y ausencia de cubierta vegetal (SC), tracción mecanizada bajo cubierta vegetal de avena (*Avena strigosa*) (CC) y tracción animal sin cubierta vegetal (TA). Por tanto el ensayo consistió en nueve tratamientos y cada uno de ellos se replicó tres veces, totalizando 27 parcelas. En cada parcela se aplicaron tres simulaciones sucesivas, con un intervalo de dos horas entre cada una.

En los tratamientos con tracción mecanizada se utilizó un escarificador tipo Vibrocultor Herculano, modelo RHV 210 con 27 dientes en 4 planos verticales, con una anchura de trabajo de 2,70 metros y un arado romano de 550 kg, modelo RV de 6 cuchillos, con una anchura de trabajo de 2 metros. En los tratamientos con tracción animal se acopló un escarificador modelo canadiense con 9 dientes y con anchura de trabajo de 1,5 metros, y un arado brabant de un cuchillo, con anchura de trabajo de 1 metro.

Antes y después de cada lluvia, se cuantificó la cubierta del suelo por residuos (en aquellas parcelas en las que se usaron los mismos), la rugosidad superficial, las características de la red hidrológica y algunos atributos físicos, relacionando los resultados posteriormente.

Se tomaron muestras no deformadas de los 5 primeros centímetros del suelo mediante anillos de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura para determinar macroporosidad, microporosidad, porosidad total y densidad aparente. La determinación se llevó a cabo mediante un ensayo de permeabilidad en laboratorio, usando un permeámetro de carga constante en circuito cerrado (Hillel, 1998).

Durante cada ensayo de lluvia simulada se recogieron muestras del agua de escorrentía de modo intermitente, cada cinco minutos, para medir la velocidad de descarga. Posteriormente, en laboratorio, se determinó la concentración de sedimentos en las muestras de agua de escorrentía. Por último, se calculó el volumen de flujo o escorrentía superficial y la pérdida total de suelo.

El volumen total de la precipitación aplicada realmente mediante el simulador fue ajustado para la intensidad de lluvia prevista, 63 mm h<sup>-1</sup>, debido a que se apreciaron oscilaciones temporales de la intensidad de las lluvias simuladas. La pérdida total de suelo medida también se ajustó a la intensidad real de la precipitación, así como las diferencias de pendiente de las parcelas experimentales.

La toma de muestras de escorrentía en campo, su procesamiento en laboratorio, el cálculo de las pérdidas de agua y suelo y el ajuste de los datos, se efectuaron según los métodos descritos en Cogo (1981) y Cogo et al. (1984).

Los datos fueron sometidos a análisis de varianza y, cuando el tratamiento aplicado generó un efecto significativo en la variable medida, se empleó el test de Tukey a un nivel de significación de 0,05 para comparar los valores medios. Para analizar las diferencias entre tratamientos, se utilizó el programa estadístico SISVAR 5.6 (Ferreira, 2014).

## 3.- Resultados y discusión

Los datos de macroporosidad, microporosidad y porosidad total en la capa superficial se presentan en la tabla 1. En general, las lluvias simuladas presentaron una reducción significativa del espacio poroso, para todos los sistemas de manejo y condiciones de superficie. Estos resultados son consistentes con la formación de una costra superficial promovida por el impacto de las gotas de lluvia. Según Bezerra & Cantalice (2006), la energía cinética asociada a las gotas de lluvia al flujo superficial promueven la desagregación del suelo, causando la obstrucción de los poros.

Las perturbaciones en la estructura del suelo impuestas por la movilización durante el laboreo en áreas cultivadas han sido consideradas genéricamente en el ámbito de los procesos de compactación por tráfico y acción de la maquinaria (Horn et al., 1995). En ese trabajo, el efecto de la lluvia fue más pronunciado que el efecto de los diferentes sistemas de manejo, pero en estudios anteriores, García-Tomillo et al. (2017) mostraron que las movilizaciones con diferentes implementos tienen un impacto significativo en la porosidad.

Entre los tratamientos de preparación del suelo, la escarificación presentó mayores valores de macroporos antes de la aplicación de la lluvia simulada, para ambas condiciones de superficie. Este resultado puede ser justificado por la perturbación homogénea que ese sistema promueve en la capa superficial, rompiendo la costra en los primeros centímetros de suelo, creando agregados de

menor tamaño y facilitando la aireación.

La labranza con tracción animal ha presentado un impacto menor en la microporosidad en comparación con la tracción mecanizada (4% menos con tractor en relación a la tracción animal, considerando la media de las lluvias y sistemas de manejo). Esto supone mayor capacidad de almacenamiento de agua en el suelo movilizado con tracción animal.

Tabla 1. Macroporosidad, microporosidad, y porosidad total en la capa de 0,0 – 5,0 cm, antes de instalar el experimento y tras finalizar el mismo (media de tres repeticiones).

Trat.	Cond. Sup.	Macro		Micro		Poros. Total	
		Ant.	Desp.	Ant.	Desp.	Ant.	Desp.
T1	SC	7,7aB	3,3aA	62,0aB	56,7aA	69,7aB	59,7aA
T2	SC	7,3aB	3,7aA	60,3aB	55,7aA	62,0aB	58,0aA
T3	SC	7,0aB	3,7aA	60,7aB	57,0aA	67,7aB	57,7aA
CV(%)		19,4	16,4	17,5	20,1	15,9	13,7
T1	CC	7,7bB	4,7aA	61,3aB	53,0aA	64,0aB	57,3aA
T2	CC	6,3abB	4,3aA	61,3aB	53,3aA	63,3aB	58,0aA
T3	CC	5,3aB	4,0aA	56,7aA	51,3aA	60,7aA	55,7aA
CV(%)		14,7	20,2	19,5	21,1	15,8	17,7
T1	TA	6,3bB	3,7aA	63,3aB	55,0aA	66,3aB	58,7aA
T2	TA	5,7abB	3,3aA	65,7aA	58,7aA	65,0aA	58,3aA
T3	TA	5,0aB	2,7aA	61,3aB	53,3aA	62,7aB	55,0aA
CV(%)		16,5	17,8	22,2	24,5	21,1	26,5

Medias seguidas de la misma letra: minúscula en una columna y mayúsculas en una línea no difieren entre si según el test de Tukey ( $p \leq 0.05$ ).

La condición de cubierta del suelo con residuos vegetales de avena (*Avena strigosa*), ha presentado menor reducción de la porosidad total, en comparación con el suelo desnudo, el 5% y el 8%, respectivamente, destacando la importancia en mantener el suelo protegido, minimizando así efectos negativos de los procesos erosivos. Los comportamientos similares para la porosidad total también fueron verificados por Almeida et al., (2016).

Los datos de densidad aparente del suelo en la capa superficial se presentan en la tabla 2.

Tabla 2. Densidad aparente del suelo y rugosidad aleatoria, RR, antes de instalar el experimento y tras finalizar el mismo (media de tres repeticiones)

Trat.	Cond. sup.	Densidad.del suelo (g cm <sup>-3</sup> )	
		Antes	Desp.
T1	SC	1,18aA	1,30aA
T2	SC	1,26aA	1,35aA
T3	SC	1,33aA	1,41aA
CV(%)		21,3	22,5
T1	CC	1,22aA	1,37aA
T2	CC	1,31aA	1,40aA
T3	CC	1,34aA	1,49aA
CV(%)		18,4	17,5
T1	TA	1,22aA	1,38aA
T2	TA	1,28aA	1,37aA
T3	TA	1,37aA	1,42aA
CV(%)		12,9	16,8

Medias seguidas de la misma letra: minúscula en una columna y mayúsculas en una línea no difieren entre si según el test de Tukey ( $p \leq 0.05$ ).

Se observa el aumento en los valores absolutos de densidad del suelo después de la aplicación de las lluvias simuladas para todos los sistemas de manejo y condiciones de superficie. Aunque no hay diferencias estadísticas, este comportamiento revela la incidencia de las lluvias sobre la compactación el suelo, comportamiento que está asociado al

reajuste de las partículas desagregadas y obstrucción del espacio poroso de la capa superficial.

Entre los sistemas de manejo del suelo, la escarificación ha determinado menores valores absolutos de densidad, tanto en la tracción animal, como en la mecanizada. Lo mismo ocurrió para las tres condiciones de superficie. Esto refleja la importancia de ese sistema, considerado conservacionista, por movilizar el suelo de forma menos agresiva que los demás sistemas analizados.

La menor densidad del suelo supone mayor espacio poroso (ya que todos los sistemas presentaban el mismo contenido de materia orgánica), con efectos benéficos en los procesos hidrológicos y erosivos (mayor infiltración y menor escorrentía superficial). Este comportamiento también fue verificado por Tormena et al. (2004) y Bandeira et al. (2019), ambos comparando los atributos físicos en diferentes sistemas de manejo del suelo.

Las pérdidas de suelo y agua se presentan en la Tabla 3. En general, el tratamiento T2 (arado + grade) presentó mayores pérdidas de suelo en las tres condiciones de superficie, y entre éstas, el suelo sin cubierta vegetal promovió mayores pérdidas, el 78% y el 19%, en relación con las condiciones con cubierta vegetal y la tracción animal sin cubierta, respectivamente, en la media de las repeticiones. El impacto directo de las gotas de lluvia sobre el suelo descubierto provocó la desagregación de sus partículas, obstruyendo los poros y formando un sellamiento superficial de baja permeabilidad, que dificultó la infiltración de agua, aumentó el flujo superficial e intensificó la erosión del suelo, según Duley (1939).

Tabla 3. Pérdidas de suelo y de agua en diferentes sistemas de manejo del suelo y condiciones de superficie (promedio de las repeticiones)

	Pérdidas de suelo (kg ha <sup>-1</sup> )			
	SC	CC	TA	Promedio
T1	1511.4 aA	243.3 aB	1137.5 aA	964.1
T2	1950.5 bA	449.7 bB	1549.3 bA	1316.5
T3	1658.4 abA	417.0 bB	1481.8 abA	1185.7
Promedio	1706.7	370.0	1389.5	
CV(%)	13.2	14.5	11.3	
Pérdidas de agua (% de lluvia aplicada)				
T1	26,1aC	9,1aB	13,2bA	16,2
T2	35,3aA	20,1bB	29,6aA	28,3
T3	34,1aC	14,7aB	22,0aA	23,6
Promedio	31,8	14,7	21,6	
CV(%)	14,3	17,5	10,6	

Médias seguidas da mesma letra: minúsculas na coluna e maiúsculas na linha, não diferem entre si pelo teste de Tukey a  $p \leq 0.05$ .

El efecto integrado de las gotas de lluvia y del flujo superficial del agua actuó como fuente de energía (Wischmeier & Smith, 1958), reflejándose en el aumento de las pérdidas de suelo, según Bertoni & Pastana (1964). Los implementos de tracción animal no presentan la característica de presionar el suelo durante la ejecución de las operaciones de manejo, tal como ocurre con la tracción mecanizada. Además, perturban el suelo menos intensamente, dañando menos la estructura que la tracción mecanizada, especialmente con motivo de la preparación del suelo (Bertol et al., 2000).

El tratamiento T1 (escarificación), presentó menores

pérdidas de suelo, corroborando con los datos obtenidos por Schick et al. (2000), Mello et al. (2003), Amaral et al. (2008) y Schick et al. (2014). Este comportamiento es explicado por la reducida movilización, pero suficiente para promover el rompimiento de capas compactadas (Gilles et al., 2009), favoreciendo la infiltración.

Las pérdidas de agua variaron entre sistemas de manejo del suelo y condiciones de cubierta superficial, pero en magnitud inferior que las pérdidas de suelo. Este comportamiento es explicado por el hecho de que los suelos presentan capacidad límite de infiltración de agua y, a partir de ese límite, el agua es igualmente perdida por flujo superficial, independientemente del tratamiento dado al suelo. Esta menor variación en las pérdidas de agua, en relación a las pérdidas de suelo, también fue verificada por Schick et al. (2000); Cogo et al. (2003); Schick et al. (2014) y Bandeira et al., (2019). La cubierta del suelo por residuos vegetales de avena promovió reducción del 17% en relación al suelo desnudo, en la media de los sistemas de manejo, reflejando una vez más el efecto beneficioso de la protección del suelo frente a los procesos erosivos. La tracción animal ha reducido significativamente las pérdidas de agua en relación a la tracción mecanizada. Esta reducción fue de 13% y 12%, en relación al T1 y T3, respectivamente, demostrando que, además de ser una alternativa en pequeñas propiedades o en zonas de difícil acceso, la tracción animal todavía promueve la conservación del suelo y del agua.

#### 4.- Conclusiones

La lluvia simulada afectó a los atributos físicos del suelo, de modo que redujo la macroporosidad, la microporosidad y la porosidad total, mientras que la densidad del suelo aumentó tras la aplicación de la misma.

Las pérdidas de suelo y de agua han sido afectadas por los sistemas de manejo del suelo, de modo que la escarificación originó menores pérdidas de suelo y agua en comparación con los sistemas de manejo que emplearon arado.

La protección del suelo mediante residuos de avena redujo la erosión hídrica y disminuyó el efecto de la lluvia simulada sobre los atributos físicos.

El uso de la tracción animal para la labranza del suelo ha supuesto una mayor eficiencia en la reducción de las pérdidas de suelo y de agua promovidas por la erosión hídrica, en comparación con la tracción mecanizada.

*Agradecimientos. Al Instituto Politécnico de Bragança, por la disponibilidad del área y de los implementos utilizados. A la Universidad de Coruña, por el apoyo cuando en la elaboración del proyecto. Al Profesor Dr. Tomás de Figueiredo y María Clotilde Chagas Neta, por el auxilio en los trabajos de campo. A los programas de CAPES e IACOBUS por los recursos financieros.*

#### 6.- Bibliografía

Almeida, W. S. de, D. F. Carvalho, de, E. Panachuki, W. C. Valim, S. A., Rodrigues, y C. A. Varela, 2016. Erosão hídrica em diferentes sistemas de cultivo e níveis de cobertura do solo. *Pesquisa Agropecuária*

- Brasileira*. 51, 1110-1119.
- Amaral, A. J., I. Bertol, N. P. Cogo, y F. T. Barbosa, 2008. Redução da erosão hídrica em três sistemas de manejo do solo em um cambissolo húmico da região do planalto sul- catarinense. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 32, 2145-2155.
- Bandeira, D. H., I. Bertol, E. V. Vázquez, J. C. Ramos, C. Bertol, 2019. Impact of pig slurry application on soil and water losses: Comparison with a historical series. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 23, 425-431.
- Batavo, A. 1999. O plantio direto e o cultivo de feijão na pequena propriedade. *Revista Batavo*. 7, p.15.
- Bertol, I. y J. A. Almeida, 2000. Tolerância de Perda de Solo Por Erosão Para Os Principais Solos do Estado de Santa Catarina. *R. Bras. Ci. Solo*. 24, 657-668.
- Bertoni, J., y F. Lombardi Neto, 1985. Conservação do solo. *Editora Livraceres*. 392p.
- Bezerra, S. A. y J. R. B. Cantalice, 2006. Erosão entre sulcos em diferentes condições de cobertura do solo, sob cultivo da cana-de-açúcar. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 30, 565-573.
- Bertoni, J., y F. I. Pastana, 1964. Relação chuva-perdas por erosão em diferentes tipos de solo. *Bragantia*. 23, 4-11.
- Cogo, N. P., R. Levien, R. A. Schwarz, 2003. Perdas de solo e água por erosão hídrica influenciadas por métodos de preparo, classes de declividade e níveis de fertilidade do solo. *R. Bras. Ci. Solo*. 27, 743-753.
- Cogo, N. P., W. C. Moldenhauer, y G. R. Foster, 1984. Soil loss reductions from conservation tillage practices. *J. Soil Sci. Soc. Am*. 48, 368-373.
- Cogo, N. P. 1981. Effect of residue cover, tillage induced roughness, and slope length on erosion and related parameters. Indiana, USA, 346p. Thesis (Ph.D. – Soil science) Purdue University.
- Duley, F. L., 1939. Surface factors effecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. of Am. Proc.* 4, 60-64.
- Ferreira, D. F. 2014. Sisvar: A guide for its bootstrap procedures in multiple comparisons. *J. Ciência e Agrotecnologia*. 38, 109-112.
- García-Tomillo, A., T. de Figueiredo, A. Almeida, J. Rodrigues, J. D. Dafonte, A. Paz-González, J. Nunes, Z. Hernandez, 2017. Comparing effects of tillage treatments performed with animal traction on soil physical properties and soil electrical resistivity: preliminary experimental results. *J. Open Agriculture*. 2, 300–307.
- Gilles, L., N. P. Cogo, C.A. Bissani, T. Bagatini, & J. C. Portela, 2009. Perdas de água, solo, matéria orgânica e nutriente por erosão hídrica na cultura do milho implantada em área de campo nativo, influenciadas por métodos de preparo do solo e tipos de adubação. *R. Bras. Ci. Solo*. 33, 1427-1440.
- Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations*. New York. Academic Press.
- Horn R., H. Domzal, A. Slowinskajurkiewicz, y C. Van Ouwerkerk, 1995. Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soils and the environment. *J. Soil and Tillage Research*. 35, 23-36.
- Ingram, J., J. Lee., C. Valentin, 1996. The GCTE Soil Erosion Network: A multi-participatory research program. *J. Soil and Water Conservation*. 51, 377-380.
- Mello, E.L., I. Bertol, V. Zapparoli, y M. R. Carrafa, 2003. Perdas de solo e água em diferentes sistemas de manejo de um nitossolo háptico submetido à chuva simulada. *R. Bras. Ci. Solo*. 27, 901-909.
- Schick, J., 2014. Fatores R e K da USLE e perdas de solo e água em sistemas de manejo sobre um Cambissolo Húmico em Lages, SC. Tese (Doutorado em Manejo do Solo) - Universidade do Estado de Santa Catarina.
- Schick, J., I. Bertol, O. Batistela, y A. A. Balbinot Junior, 2000. Erosão hídrica em Cambissolo Húmico submetido a diferentes sistemas de preparo e cultivo do solo: I. Perdas de solo e água. *R. Bras. Ci. Solo*. 24, 427-436.
- Tormena, C. A., P. S. Vidigal, Filho, A. C. A. Gonçalves, M. A. Araújo, y J. C. Pinto, 2004. Influência de diferentes Influência de diferentes sistemas de preparo do solo nas propriedades sistemas de preparo do solo nas propriedades físicas de um L físicas de um Latossolo Vermelho distrófico. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 8, 65-71.

- Wilcox, B., M. K. WOOD., J. M. TROMBLE., T. WARD, 1986. A hand portable single nozzle simulator designed for use on steep slopes. *J. Range Management.* 39, 331-335.
- William, S. J., M. Nearing., A. Nicks., E. Skidmore., C. Valentin., K. King., R. Savari, 1996. Using soil erosion models for global change studies. *J. Soil and Water Conservation.* 51, 381-385..
- Wischmeier, W. H. y D. D. Smith, 1958. Rainfall energy and its relationships to soil loss. *Trans. Am. Geophys. Union.* 39, 285-291.
- WRBSR. 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. Italy.

## NONISOTHERMAL REACTIVE TRANSPORT MODELS OF CONCRETE/BENTONITE COLUMN TESTS

J. Samper<sup>1\*</sup>, A. Mon<sup>1</sup>, L. Montenegro<sup>1</sup>, A. Naves<sup>1</sup>, J. Fernández<sup>1</sup>, J. Cuevas<sup>2</sup>, R. Fernández<sup>2</sup>, M. J. Turrero<sup>3</sup> y E. Torres<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](mailto:j.samper@udc.es).

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco, Calle Francisco Tomás y Valiente, 7, 28049 Madrid. e-mail: [jaime.cuevas@uam.es](mailto:jaime.cuevas@uam.es).

<sup>3</sup> Centro de Investigaciones Energéticas, Medio Ambientales y Tecnológicas. Av. Complutense, 40, 28040 Madrid. e-mail: [mj.turrero@ciemat.es](mailto:mj.turrero@ciemat.es).

**RESUMEN.** El almacenamiento geológico profundo de residuos radiactivos contempla el uso de barreras de bentonita compactada y revestimientos de hormigón. Las condiciones alcalinas causadas por la degradación del hormigón pueden afectar a la integridad de la barrera bentonítica. En este trabajo se presentan modelos acoplados térmicos, hidrodinámicos, geoquímicos y mecánicos de una serie de ensayos de hidratación y calentamiento realizados en el CIEMAT en columnas de bentonita y hormigón (Turrero et al. 2011; Torres et al. 2013) para estudiar las interacciones geoquímicas en la interfaz hormigón-bentonita en las condiciones no isotermas y no saturadas previstas después de la clausura de un almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad. Los ensayos se realizaron con duraciones comprendidas entre 6 y 104 meses. Los resultados de los modelos reproducen las tendencias generales de los datos medidos de contenido de humedad, porosidad y temperatura y las observaciones experimentales cualitativas de las fases minerales.

**ABSTRACT.** Radioactive waste disposal in deep geological repositories in clay formations envisage compacted bentonite engineered barriers and concrete liners. The alkaline conditions caused by the degradation of concrete could affect the performance of the bentonite barrier. Here we present coupled thermal, hydrodynamic, chemical and mechanical models of several heating and hydration concrete/bentonite column tests, which were performed by CIEMAT (Turrero et al. 2011; Torres et al. 2013) to study the geochemical interactions occurring at the concrete-bentonite interface for the non-isothermal unsaturated conditions prevailing after the closure of a high-level radioactive waste repository. The tests lasted from 6 to 104 months. Model results reproduce the general trends of the measured water content, porosity, temperature and the observed qualitative patterns of mineral phases.

### 1.- Introduction

Compacted bentonite is a backfill and sealing material for high-level radioactive waste (HLW) disposal in deep geological repositories. A concrete liner will be the support of the galleries in the Spanish Reference Concept for disposal in a clay host rock (ENRESA, 2004). Concrete is a source of alkaline solutions, which may reduce the porosity at its interfaces with other materials due to the precipitation of mineral phases.

CIEMAT performed several heating and hydration concrete/bentonite column tests to study the geochemical interactions occurring at the concrete-bentonite interface for the non-isothermal unsaturated conditions prevailing after the closure of a high-level radioactive waste repository (Turrero et al. 2011; Torres et al. 2013). The tests are denoted as HB (“Hormigón-Bentonita”) tests. The HB column tests were dismantled after 6, 12, 18, 54, 80 and 104 months for the HB1 to the HB6 tests. They provide data on the concrete and bentonite interactions after contact times ranging from 6 to 104 months.

The geochemical evolution of the bentonite barrier during the initial stages of the hydration and heating of the repository depends on the thermal, hydrodynamic and mechanical processes (Samper et al. 2008a; Zheng and Samper, 2008; Zheng et al, 2008a, 2008b, 2010, 2011). Thus, coupled thermo-hydro-chemical-mechanical, (THCM) numerical models are required. Here we present the coupled THCM models of the entire set of the HB column tests. In addition, we report a sensitivity analysis of the model results for the HB4 column test.

### 2.- HB column tests

The HB column tests were performed on cells containing a 7.15 cm thick bentonite sample in contact with a 3 cm thick concrete sample. The concrete was made of sulphate-resistant ordinary Portland cement, OPC, (CEM I-SR) following the mix by CSIC-IETcc: 400 kg of CEM I-SR cement, 911 kg of sand (0-5 mm), and 946 kg of aggregates (6-16 mm) with a w/c ratio of 0.45. The bentonite was FEBEX bentonite from the Cortijo de Archidona. The bentonite blocks were compacted with a gravimetric water content of 14% and a dry density of 1.65 Mg/m<sup>3</sup>. The cells were hydrated with the synthetic Spanish Reference Clay porewater (RAF water, Turrero et al. 2011). The cells were hydrated at a constant pressure (Figure 1).

The initial porosity of the bentonite is 0.4, which corresponds to a water saturation of 57% and a suction of 1.27·10<sup>8</sup> Pa. The concrete has a porosity of 0.125 and a gravimetric water content of 2.2%. The initial temperature is 22°C along the cell. The temperature of the hydration water is 25°C. The prescribed temperature at the bottom of the column, where the heater is located, is 90 °C. This temperature is lower than the heater temperature due to lateral heat losses. Relative humidity and

temperature in the bentonite were monitored during the tests at 50 and 95 mm from the hydration boundary. Water content and dry density were measured along the cells at the end of the tests. The relative humidity data measured in the sensor located near the heater are judged to be unreliable because these data are affected by vapor leakage through the sensors.

HB1, HB2 and HB3 column tests were dismantled after 6, 12 and 18 months, respectively within the framework of the NFPRO EU Project (Near Field Processes Project). HB4 and HB5 tests were dismantled after 54 and 80 months within the context of the PEBS EU Project (Long-term Performance of Engineered Barrier Systems). The HB6 column test was dismantled after 104 months within the framework of the CEBAMA EU Project (Cement-based materials, properties, evolution, barrier functions)). The laboratory observations of mineral patterns from HB5 and HB6 tests are not yet available for modelling.

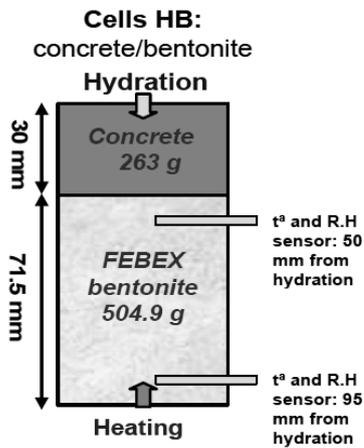


Fig. 1. Setup of the concrete-bentonite HB column tests (Turrero et al. 2011).

2.- Model description

The models assume that the thermal, hydrodynamic and solute transport processes occur mostly in the longitudinal direction (along the direction of the axis of the cells). The HB column tests were modelled with a 1D grid (see Figure 2). The model includes two materials, the concrete ( $0 < x < 3$  cm), and the bentonite ( $3 \text{ cm} < x < 10.15$  cm). The cells constrained partly the deformation of the bentonite blocks. The model accounts for bentonite swelling and allows for the displacement of the bentonite column to simulate the measured deformation. No concrete vertical displacement was allowed in the model because the concrete is not expected to deform.

Bentonite and concrete parameters were taken from previous models of the HB4 test (Samper et al. 2013, 2017, 2018b). Similar to previous THCM models of the FEBEX bentonite (Zheng et al. 2010), the initial total stress was assumed uniform and equal to 250 kPa. There were experimental problems to maintain a constant water

injection pressure during some of the tests. Given the lack of reliable water injection pressure data, the liquid injection pressure was estimated from measured cumulative inflow data. Its value is equal to 100 kPa (Samper et al. 2018a).

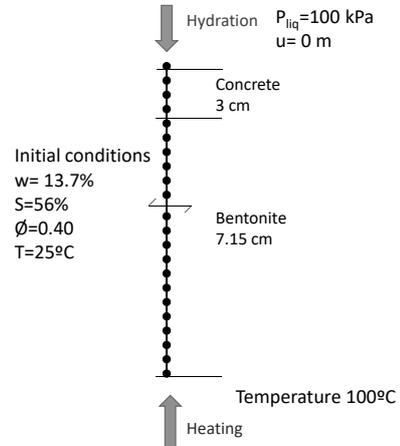


Fig. 2. Finite element mesh and boundary conditions for the numerical model of the HB column tests.

The geochemical model accounts for the following reactions: 1) Aqueous complexation; 2) Acid/base; 3) Cation exchange of  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$ ; 4) Surface complexation of  $\text{H}^+$  in three types of sorption sites (SS-OH, SW1-OH and SW2-OH) and; 5) mineral dissolution/precipitation. The chemical system is defined in terms of the concentrations of the following primary species:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SiO}_2(\text{aq})$  and  $\text{Al}^{3+}$ . The model takes into account 42 aqueous species and 12 minerals. Cation exchange reactions were modelled with the Gaines-Thomas convention. The triple sorption site model of Bradbury and Bayens (1997; 2003) is used for the surface complexation. Chemical reactions and their equilibrium constants,  $K$ , at 25°C for the aqueous complexes, mineral phases, selectivity coefficients and protolysis constants are listed in Table 1. It should be pointed out that the values of log  $K$  have uncertainties. Model results are strongly dependent on the values of the log  $K$ . Therefore, the uncertainties in log  $K$  values lead to model uncertainties.

The initial composition of the OPC concrete porewater was derived from speciation runs performed with the code EQ3/6 (Wolery 1992) by assuming that the concentration of dissolved  $\text{Ca}^{2+}$  is controlled by local chemical equilibrium with respect to portlandite,  $\text{HCO}_3^-$  concentration is at equilibrium with respect to calcite,  $\text{Mg}^{2+}$  concentration is derived from the equilibration with brucite,  $\text{Al}^{3+}$  is at equilibrium with ettringite and  $\text{SiO}_2(\text{aq})$  is controlled by equilibrium with respect to C1.8SH. The initial mineral volume fractions in the concrete are: 7.4% for portlandite, 2.2% for ettringite, 14.6% for C1.8SH, 1% for brucite, 0.1% for calcite and 62.2% for quartz. Quartz is assumed to be nonreactive. The initial pore water composition of the FEBEX bentonite was taken from Fernández et al. (2004). The initial mineral volume fractions in the bentonite are: 0.36% for calcite, 0.0829%

for gypsum, 1.18% for cristobalite; and 57% for the nonreactive smectite. The smectite was assumed to be unreactive. The model allows for the precipitation of the following secondary minerals: sepiolite, C0.8SH, anorthite and anhydrite. The dissolution/precipitation of portlandite, ettringite, C1.8SH, C0.8SH, quartz and cristobalite was simulated with the kinetic rate laws of Fernández et al. (2009). Cation exchange and proton surface complexation reactions were assumed to take place only in the bentonite (Huertas et al. 2001).

The models were solved with INVERSE-FADES-CORE V2, a code developed at the University of A Coruña (UDC) (Zheng et al. 2011; Mon, 2017). This is part of a series of reactive transport codes developed at UDC (Samper et al. 2008b; Soler et al. 2008; Yang et al. 2008).

### 3.- Model results

#### 3.1.- THM results

The computed water content and porosity reproduce the general trends of the measured data at the end of the HB1 to HB 4 tests (see Figures 3 and 4). The concrete is fully saturated after 7 days and then, the bentonite hydrates at a very low rate through the concrete. Water content increases near the concrete and decreases near the heater due to the evaporation. The volumetric water content increases in the bentonite near the concrete interface and reaches a maximum value of 0.5 at 7 days. The porosity increases in the bentonite near the concrete interface due to bentonite swelling and decreases slightly near the heater. The hydrodynamic results of the HB1 to HB6 column tests are similar because the water intake is fast in the first months and slows down after 10 months.

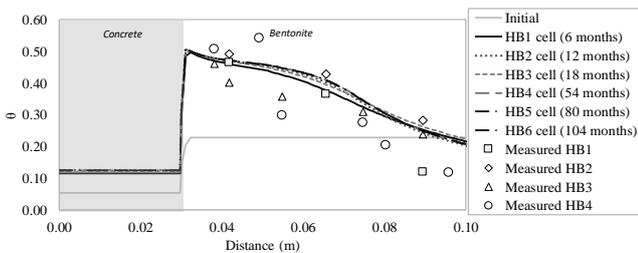


Fig. 3. Computed volumetric water content (lines) and measured data (symbols) for the HB1, HB2, HB3, HB4, HB5 and HB6 column tests.

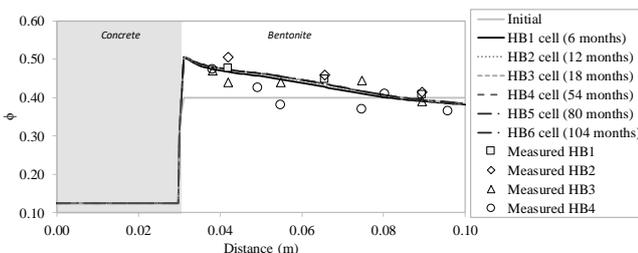


Fig. 4. Computed porosity (lines) and measured data (symbols) for the HB1, HB2, HB3, HB4, HB5 and HB6 column tests.

**Table 1.** Chemical reactions and equilibrium constants for aqueous complexes and minerals (Wolery, 1992), protolysis constants for surface complexation reactions (Bradbury and Baeyens, 1997) and selectivity coefficients for cation exchange reactions (Huertas et al. 2001; ENRESA, 2006) at 25°C.

Aqueous complexes	Log K
$\text{CaCO}_3(\text{aq}) + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	7.0017
$\text{CaHCO}_3^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	-1.0467
$\text{CaSO}_4(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-2.1111
$\text{CaCl}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{Cl}^-$	0.6956
$\text{CaOH}^+ + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{O}$	12.850
$\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	-6.3447
$\text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{HCO}_3^-$	10.3288
$\text{KSO}_4^- \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-0.8796
$\text{MgCO}_3(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-2.9789
$\text{MgHCO}_3^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	-1.0357
$\text{MgSO}_4(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-2.4117
$\text{MgCl}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{Cl}^-$	0.1349
$\text{NaHCO}_3(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$	-0.1541
$\text{NaSO}_4^- \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-0.8200
$\text{NaCO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$	9.8367
$\text{NaCl}(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	0.7770
$\text{NaOH}(\text{aq}) + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{H}_2\text{O}$	14.1800
$\text{H}_3\text{SiO}_4^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	9.8120
$\text{OH}^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O}$	13.9951
$\text{CaCl}_2(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{Cl}^-$	0.6436
$\text{Ca}(\text{H}_2\text{SiO}_4)_2(\text{aq}) + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{SiO}_2(\text{aq}) + 4\text{H}_2\text{O}$	15.0532
$\text{CaH}_2\text{SiO}_4(\text{aq}) + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	18.5616
$\text{CaH}_3\text{SiO}_4^+ + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	8.7916
$\text{MgOH}^+ + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{H}_2\text{O}$	11.607
$\text{Mg}_4(\text{OH})_4^{4+} + 4\text{H}^+ \rightleftharpoons 4\text{Mg}^{2+} + 4\text{H}_2\text{O}$	39.750
$\text{MgH}_2\text{SiO}_4(\text{aq}) + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	17.4816
$\text{MgH}_3\text{SiO}_4^+ + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	8.5416
$\text{NaH}_2\text{SiO}_4(\text{aq}) + \text{H}^+ \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{O} + \text{Na}^+ + \text{SiO}_2(\text{aq})$	8.6616
$\text{NaHSiO}_3(\text{aq}) + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O} + \text{Na}^+ + \text{SiO}_2(\text{aq})$	8.3040
$\text{KOH}(\text{aq}) + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{H}_2\text{O}$	14.4600
$\text{KCl}(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{Cl}^-$	1.4946
$\text{KHSO}_4(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{K}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-0.8136
$\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2(\text{aq})$	22.9116
$\text{H}_4(\text{H}_2\text{SiO}_4)_4^{4+} + 4\text{H}^+ \rightleftharpoons 8\text{H}_2\text{O} + 4\text{SiO}_2(\text{aq})$	35.7464
$\text{HSiO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2(\text{aq})$	9.9525
$\text{H}_6(\text{H}_2\text{SiO}_4)_4^{2-} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons 8\text{H}_2\text{O} + 4\text{SiO}_2(\text{aq})$	13.4464
$\text{HCl}(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{Cl}^-$	0.6700
$\text{HSO}_4^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	1.9791
$\text{Al}(\text{OH})_4^- + 4\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Al}^{3+} + 4\text{H}_2\text{O}$	22.1477
$\text{Al}(\text{OH})_3(\text{aq}) + 3\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O}$	16.1577
$\text{Al}(\text{OH})_2^+ + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Al}^{3+} + 2\text{H}_2\text{O}$	10.0991
$\text{AlOH}^{2+} + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Al}^{3+} + \text{H}_2\text{O}$	5.0114
Minerals	Log K
$\text{Calcite} + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	1.8487
$\text{Anhydrite} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-4.3064
$\text{Gypsum} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	-4.4823
$\text{Cristobalite} \rightleftharpoons \text{SiO}_2(\text{aq})$	-3.4488
$\text{Quartz} \rightleftharpoons \text{SiO}_2(\text{aq})$	-3.9993
$\text{Portlandite} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O}$	22.5552
$\text{Brucite} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O}$	16.2980
$\text{Sepiolite} + 8\text{H}^+ \rightleftharpoons 4\text{Mg}^{2+} + 6\text{SiO}_2(\text{aq}) + 11\text{H}_2\text{O}$	30.4439
$\text{C1.8SH} + 3.6\text{H}^+ \rightleftharpoons 1.8\text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2.8\text{H}_2\text{O}$	32.4814
$\text{C0.8SH} + 1.6\text{H}^+ \rightleftharpoons 0.8\text{Ca}^{2+} + \text{SiO}_2(\text{aq}) + 1.8\text{H}_2\text{O}$	10.8614
$\text{Ettringite} + 12\text{H}^+ \rightleftharpoons 2\text{Al}^{3+} + 3\text{SO}_4^{2-} + 6\text{Ca}^{2+} + 38\text{H}_2\text{O}$	60.8127
$\text{Anorthite} + 8\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{Al}^{3+} + 2\text{SiO}_2(\text{aq}) + 4\text{H}_2\text{O}$	24.8686
Surface complexation reactions	Log K
$\equiv \text{S}^{\text{S}}\text{OH}_2^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{S}}\text{OH} + \text{H}^+$	-4.5
$\equiv \text{S}^{\text{S}}\text{O}^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{S}}\text{OH}$	7.9
$\equiv \text{S}^{\text{W1}}\text{OH}_2^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{W1}}\text{OH} + \text{H}^+$	-4.5
$\equiv \text{S}^{\text{W1}}\text{O}^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{W1}}\text{OH}$	7.9
$\equiv \text{S}^{\text{W2}}\text{OH}_2^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{W2}}\text{OH} + \text{H}^+$	-6.0
$\equiv \text{S}^{\text{W2}}\text{O}^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \equiv \text{S}^{\text{W2}}\text{OH}$	-10.5
Cation exchange reactions	K <sub>Na-cation</sub>

$\text{Na}^+ + \text{X-K} \leftrightarrow \text{K}^+ + \text{X-Na}$	0.1456
$\text{Na}^+ + 0.5 \text{X}_2\text{-Ca} \leftrightarrow 0.5 \text{Ca}^{2+} + \text{X-Na}$	0.3265
$\text{Na}^+ + 0.5 \text{X}_2\text{-Mg} \leftrightarrow 0.5 \text{Mg}^{2+} + \text{X-Na}$	0.3766

### 3.1.- Chemical results

Calcite is initially present in the concrete and in the bentonite. Calcite precipitates slightly in the concrete near the hydration zone because the concentration of dissolved  $\text{Ca}^{2+}$  in the hydration water is larger than that of the initial concrete porewater. Calcite precipitates at both sides of the concrete/bentonite interface, being larger in the concrete near such interface. The precipitation front of calcite penetrates 0.95 cm into the bentonite and 0.4 cm into the concrete after 104 months. The precipitation and dissolution front of calcite in the bentonite advances with time. Portlandite dissolves throughout the concrete domain, and especially near the concrete/bentonite interface. C1.8SH dissolves in the concrete, except near the hydration boundary where it precipitates because the dissolved concentrations of  $\text{SiO}_2(\text{aq})$  and  $\text{Ca}^{2+}$  in the boundary water are larger than those of the concrete porewater (Samper et al. 2018b).

Brucite precipitates near the hydration boundary because the concentration of dissolved  $\text{Mg}^{2+}$  in the hydration water is larger than that of the initial concrete porewater. Brucite precipitates also in the concrete and the bentonite near the concrete/bentonite interface. The peaks of precipitation are located in the concrete. The front of brucite precipitation spreads 0.21 cm into the concrete and 0.8 cm into the bentonite after 104 months. Sepiolite precipitates in narrow bands at both sides of the concrete/bentonite interface in the HB1, HB2, HB3 and HB4 column tests. Later, sepiolite dissolves in the concrete and extends 0.48 and 0.8 cm in the bentonite for the HB5 and HB6 column tests, respectively.

Gypsum dissolves initially because the initial bentonite water is not in equilibrium with gypsum. It precipitates in the bentonite near the concrete/bentonite interface in HB1 column test and near the heater in the HB4 column test. A precipitation front of anhydrite moving in the bentonite to the heater side is calculated in the models of the HB1, HB2 and HB3 column tests. Gypsum and anhydrite are not present at the end of the HB5 and HB6 tests. Model results show very small values of precipitation or dissolution of cristobalite, quartz, CSH0.8 and ettringite.

Figure 5 to Figure 10 show the computed pH and the mineral volume fractions for the HB1 to HB6 tests. The penetration of the pH front into the bentonite increases with time. The high pH plume ( $\text{pH} > 8.5$ ) penetrates 0.23, 0.32, 1.04, 5.8 and 6.7 cm into the bentonite at the end of the HB1, HB2, HB3, HB4, HB5 and HB6 tests, respectively. The diffusion of the alkaline plume is retarded by the precipitation of brucite in the concrete and calcite and sepiolite in the bentonite. The final pH in the concrete near the hydration boundary ( $x=0$ ) is around 12. The pH in the bentonite near the concrete/bentonite interface ( $x=0.03$  m) in the HB1, HB2 and HB3 column

tests is equal to 9.5 and around 11 for the HB4, HB5 and HB6 column tests.

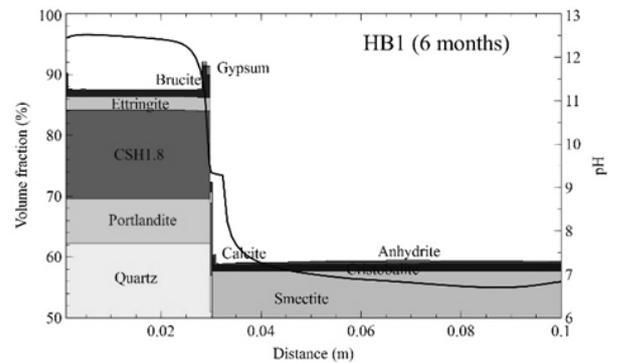


Fig. 5. Computed pH and mineral volume fractions for the HB1 test.

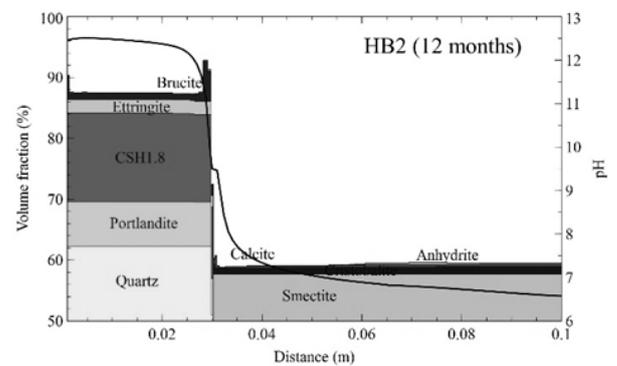


Fig. 6. Computed pH and mineral volume fractions for the HB2 column test.

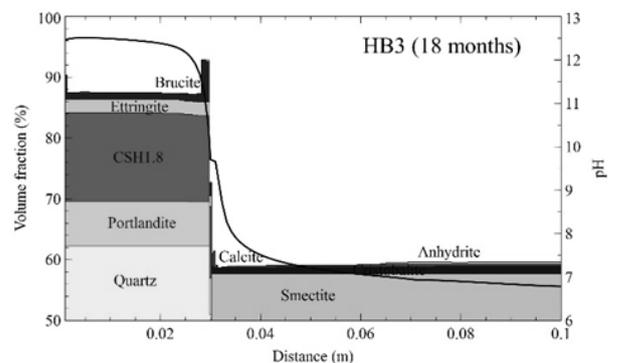


Fig. 7. Computed pH and mineral volume fractions for the HB3 test.

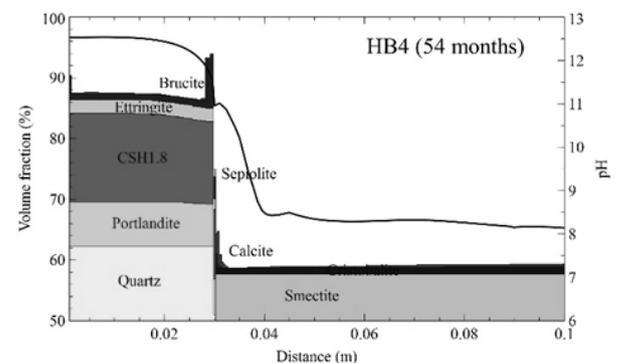


Fig. 8. Computed pH and mineral volume fractions for the HB4 test.

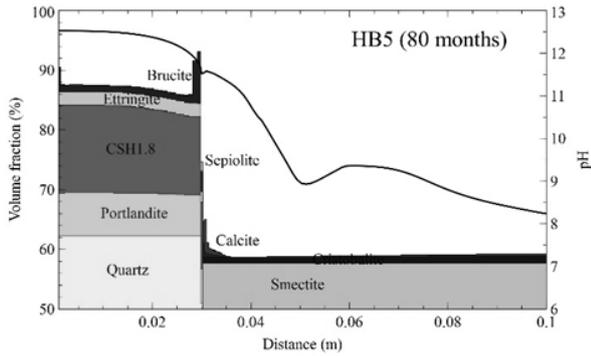


Fig. 9. Computed pH and mineral volume fractions for the HB5 test.

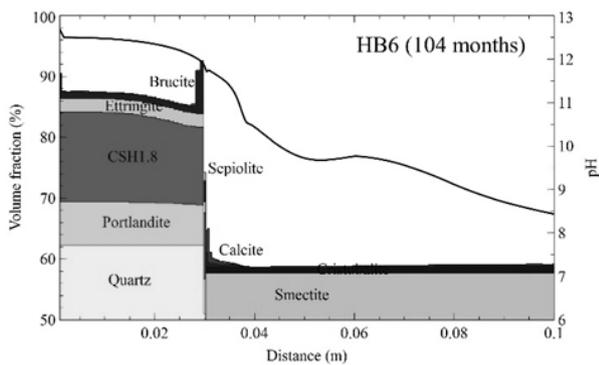


Fig. 10. Computed pH and mineral volume fractions for the HB6 test.

A qualitative comparison of the computed values and the experimental mineral observations reveals that the numerical model captures the main trends of the experimental mineralogical observations (Table 2). However, there are some discrepancies for ettringite and C-S-H precipitation. The numerical model predicts ettringite dissolution and a very small precipitation of C-S-H. Model discrepancies could be caused by uncertainties in: 1) The selection of the appropriate C-S-H, M-S-H and C-A-S-H phases; 2) The kinetic parameters (rate laws and specific surfaces); and 3) The selection of the appropriate secondary clay minerals.

We recall that the numerical model accounts for the changes in porosity caused by mechanical processes, but the changes in porosity due to mineral dissolution/precipitation are not considered. Porosity decreases in the concrete/bentonite interface and at the hydration boundary mainly due to brucite and calcite precipitation. The porosity at end of the HB6 column test decreases 24% near the hydration zone due to brucite precipitation, increases about 10% in the interval  $0.02 \text{ m} < x < 0.029 \text{ m}$  due to the simultaneous dissolution of C1.8SH, portlandite and ettringite dissolution and reduces about 40% in the concrete near the concrete/bentonite interface (in a  $0.04 \text{ cm}$  zone) due to brucite and calcite precipitation.

#### 4.- Sensitivity analyses

Numerical models have uncertainties due to uncertainties in the values of the model parameters, the

boundary conditions, the geochemical assumptions of the model and the discretization parameters. These uncertainties are quantified by performing model sensitivity runs in which model parameters or assumptions are changed, usually one at a time. This section presents the results of the following sensitivity runs performed with the model of the HB4 column test: 1) isothermal versus non-isothermal conditions; 2) the changes in the specific surfaces of kinetically-controlled minerals; and 3) the grid size of the finite element mesh.

##### 4.1.- Sensitivity to the thermal field

The base run of the HB4 column test is non-isothermal. A sensitivity run was performed at a constant and uniform temperature of  $25^\circ\text{C}$ . Figure 11 and Figure 12 show the computed cumulative precipitation of calcite and brucite for the base and sensitivity runs. The model results for constant temperature show significant differences in the precipitation of calcite and brucite. The peaks of brucite and calcite precipitation for constant temperature are smaller than those of the base run. Moreover, the thickness of the bentonite zone where calcite and brucite precipitate in the constant temperature run is larger than that of the base run. Brucite precipitates in the concrete and in the bentonite in the base run, while it precipitates only in the bentonite in the constant temperature run.

The reduction in porosity in the concrete near the bentonite interface and in the bentonite in the constant temperature run is smaller than that of the base run (Figure 13). All these differences in the computed mineral precipitation and porosity reduction between the isothermal and non-isothermal runs are mainly related to changes in the equilibrium constants, which depend on temperature, and water evaporation near the heater, which occurs only in the non-isothermal model run.

##### 4.2.- Sensitivity to mineral kinetics

Sensitivity runs were performed to investigate the response of the model results to changes in the specific surfaces of kinetically-controlled portlandite and ettringite. Model results are sensitive to an increase of the specific surface of portlandite by a factor of 2 and an increase of the specific surface of ettringite by a factor of 10 (Fig 14). The increase in the specific surface of portlandite leads to larger portlandite dissolution rates, larger calcite precipitation and larger pH in the bentonite. The increase in the specific surface of ettringite leads to more precipitation of ettringite in the upstream part of the concrete, more ettringite dissolution in the concrete near the bentonite interface and larger pH in the bentonite. The model lacks sensitivity to the kinetic Mg-saponite precipitation (Fig 14), which was simulated with the kinetic law reported by Mon et al. (2017).

### 4.3.- Sensitivity to grid size

Grid size in the reference model is uniform and equal to 0.9 mm. Several sensitivity runs were performed in which the grid was refined in a 3 cm wide band around the concrete/bentonite interface. Grid sizes of 0.45 mm, 0.18 mm and 0.1 mm were considered in three sensitivity runs while the size of the rest of the elements was equal to 0.45 mm.

The numerical solution improves when the grid size decreases because the discretization errors decrease when the grid size decreases. Model results for the run with the smallest grid size are considered the most realistic.

Mineral precipitation increases at both sides of the concrete/bentonite interface when the grid size is reduced (Figure 15). The calculated porosity in the concrete near the bentonite interface decreases drastically, reaching pore clogging for grid sizes smaller than 0.18 mm.

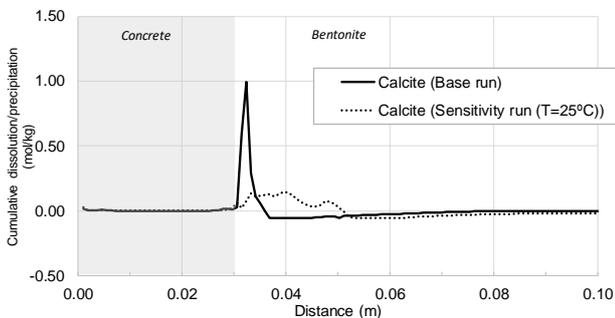


Fig. 11. Computed calcite precipitation/dissolution for the base and the sensitivity run with a uniform temperature (25°C) for the model of the HB4 column test.

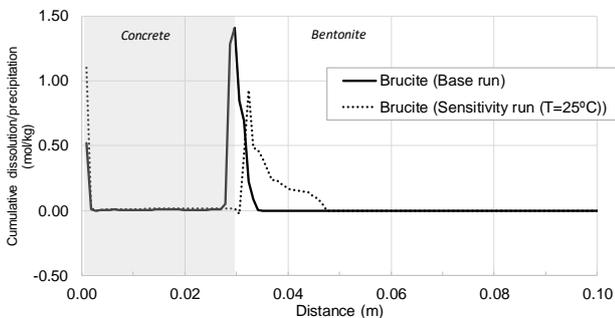


Fig. 12. Computed brucite precipitation/dissolution for the base and the sensitivity run with a uniform temperature (25°C) for the model of the HB4 column test.

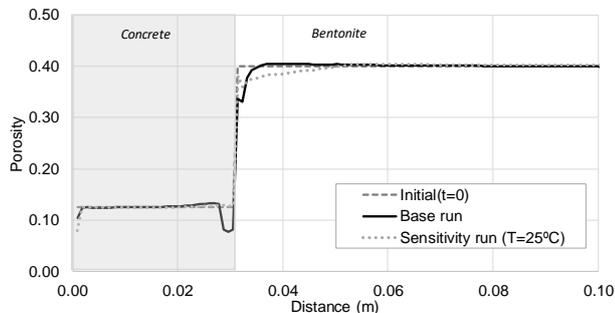


Fig. 13. Computed porosity for the base and the sensitivity run with a uniform of 25°C temperature for the model of the HB4 column test.

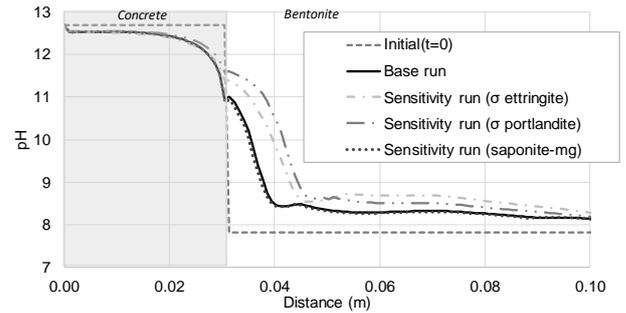


Fig. 14. Model of the HB4 column test: Sensitivity of the computed pH to changes in the mineral kinetic parameters.

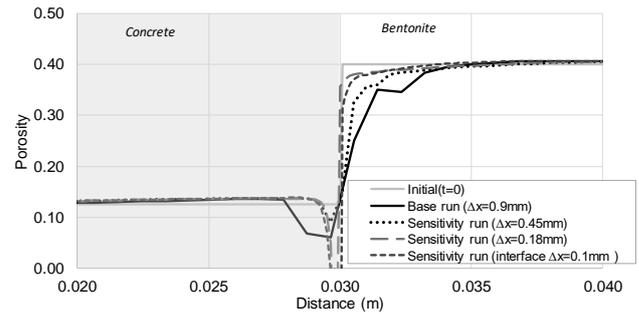


Fig. 15. Model of the HB4 column test: Sensitivity of the computed porosity to changes in the grid size.

## 5.- Conclusions and future work

Coupled THCM models of the HB1, HB2, HB3, HB4, HB5 and HB6 tests have been presented. Model results reproduce the general trends of the measured water content, porosity, and temperature (not shown here) and the observed patterns of mineral phases for the HB1 to HB4 tests. The predictions of the HB5 and HB6 tests show similar trends to those of the rest of the tests. These predictions will be compared to measured data when they become available.

The results of the isothermal sensitivity run attest the conclusions of Lalan et al. (2016) who concluded that the temperature plays an important role in the degradation of C-S-H and the precipitation of mineral phases. The thickness of the bentonite zone where calcite and brucite precipitate in the constant temperature run is larger than that of the base run. While brucite precipitates in the concrete and in the bentonite in the base run, it precipitates only in the bentonite in the constant temperature run. The reduction in porosity in the concrete near the bentonite interface and in the bentonite in the constant temperature run is smaller than that of the base run. The intricate interplays of thermal and chemical processes in this complex chemical system prevent a simple explanation for the results of the sensitivity run to temperature.

Model results are sensitive to the increase of the specific surfaces of portlandite and ettringite. On the other hand, model results are not sensitive to kinetic

Mg-saponite precipitation. Mineral precipitation increases at both sides of the concrete/bentonite interface when the grid size is reduced. The calculated porosity in the concrete near the bentonite interface decreases drastically, reaching pore clogging for grid sizes smaller than 0.18 mm.

The models presented here account for the changes in porosity caused by solid deformation and swelling, but disregard the changes in porosity due to mineral dissolution/precipitation because the mechanical changes in porosity for bentonite are generally larger than the chemical changes in porosity (Mon, 2017; Samper et al. 2018b). The THCM models of the HB column tests could be improved by: 1) considering additional C-S-H and M-S-H phases; 2) adjusting the kinetic parameters and 3) accounting for the feedback effect of the changes in porosity caused by mineral dissolution/precipitation.

*Acknowledgements.* “The research leading to these results has received funding from the European Union’s European Atomic Energy Community’s (Euratom) Horizon 2020 Programme (NFRP-2014/2015) under grant agreement, 662147 – Cebama”. This work was partly funded by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Project CGL2016-78281), FEDER funds and the Galician Regional Government (Project ED431C 2017/67 from “Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas”, Grupos de referencia competitiva).

## 7.- Bibliografía

- Bradbury, M.H. and B. Baeyens, 1997. A mechanistic description of Ni and Zn sorption on Na-montmorillonite. Part II: modelling. *J. Contam. Hydrol.* 27, 223–248.
- Bradbury, M.H. and B. Baeyens, 2003. Pore water chemistry in compacted resaturated MX-80 bentonite. *J. Contam. Hydrol.* 61, 329–338.
- ENRESA, 2004. Evaluación del comportamiento y de la seguridad de un almacén geológico profundo de residuos radiactivos en arcilla. PT 49-1PP-M-A1-01. [in Spanish].
- ENRESA, 2006. FEBEX : Final THG Modelling Report. ENRESA Tech. Publ. PT 05-03/2006, 155 pp.
- Fernández A.M., B. Baeyens, M. Bradbury and P. Rivas, 2004. Analysis of pore water chemical composition of a Spanish compacted bentonite used in an engineered barrier. *Phys. Chem. Earth* 29, 105–118.
- Fernández R., J. Cuevas and U. K. Mäder, 2009. Modelling concrete interaction with a bentonite barrier. *Eur. J. Mineral.* 21, 177–191.
- Huertas, F.J., P. Carretero, J. Delgado, J. Linares, & J. Samper, 2001, An experimental study on the ion exchange behavior of the FEBEX bentonite, *Journal of Colloid and Interface Science*, Vol 239, 409–416.
- Lalan P., A. Dauzères, L. DeWindt, D. Bartier, J. Sammaljärvi, J.D. Barnichon, I. Techer and V. Detilleux 2016. Impact of a 70 °C temperature on an ordinary Portland cement paste/claystone interface: An in situ experiment. *Cement Concr. Res.* 83, 164–178.
- 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.
- Mon A., J. Samper, L. Montenegro, A. Naves and J. Fernández, 2017. Long-term non-isothermal reactive transport model of compacted bentonite, concrete and corrosion products in a HLW repository in clay. *J. Contam. Hydrol.*, 197, 1–16.
- Samper, J., L. Zheng, L. Montenegro, A.M. Fernández and P. Rivas, 2008a. Testing coupled thermo-hydro-chemical models of compacted bentonite after dismantling the FEBEX in situ test. *Appl. Geochem.* (23/5), 1186–1201.
- Samper, J., Lu, C., Montenegro, L., 2008b. Reactive transport model of interactions of corrosion products and bentonite. *Phys. Chem. Earth* 33 (Suppl. 1), S306–S316.
- Samper J., A. Mon, L. Montenegro, B. Pisani and A. Naves, 2013. Report on testing multiple-continua THCM models with laboratory and large-scale tests. Deliverable 3.4-1 of the PEBS Project.
- Samper, J., A. Mon, L. Montenegro, A. Naves, J. Fernández, J. Cuevas, R. Fernández, M.J. Turrero and E. Torres, 2017. Coupled THCM numerical models of heating and hydration tests to study the interactions of compacted FEBEX bentonite with OPC concrete. Proceedings of the First Annual Workshop of the HORIZON 2020 CEBAMA Project, M. Altmaier, V. Montoya, L. Duro Ed.
- Samper, J., A. Mon, L. Montenegro, A. Naves, J. Fernández, J. Cuevas, R. Fernández, M.J. Turrero and E. Torres, 2018a. Coupled THCM models of heating-hydration tests containing OPC concrete and compacted FEBEX bentonite. Proceedings of the Third Annual Workshop of the HORIZON 2020 CEBAMA Project, M. Altmaier, V. Montoya, L. Duro Ed.
- Samper, J., A. Mon, L. Montenegro, J. Cuevas, M. J. Turrero, A. Naves, R. Fernández and E. Torres, 2018b. Coupled THCM model of a heating and hydration concrete-bentonite column test. *Applied Geochemistry* 94, 67–81.
- Soler J.M., J. Samper, A. Yllera, A. Hernández, A. Quejido, M. Fernández, C. Yang, A. Naves, P. Hernán, and P. Wersin, 2008, The DI-B in-situ diffusion experiment at mont terri: results and modelling, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33. Supplement 1, 2008, S196–S207.
- Torres E., M.J. Turrero, A. Escribano and P.L. Martín, 2013. Geochemical interactions at the concrete-bentonite interface of column experiments. Deliverable 2.3-6-1 of PEBS Project.
- Turrero M. J., M. V. Villar, E. Torres, A. Escribano, J. Cuevas, R. Fernández, A. I. Ruiz, R. Vigil de la Villa and I. del Soto, 2011. Laboratory tests at the interfaces. Final results of the dismantling of the tests FB3 and HB4. Deliverable 2.3-3-1 of PEBS Project.
- Wolery 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-I, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.
- Yang, C, J. Samper and J. Molinero, 2008, Inverse microbial and geochemical reactive transport models in porous media, *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 33 Issues 12-13: 1026-1034.
- Zheng, L. and J. Samper, 2008. A coupled THCM model of FEBEX mock-up test. *Phys. Chem. Earth* 33, S486–S498.
- Zheng, L., J. Samper, and L. Montenegro, 2008a. Inverse hydrochemical model of aqueous test. *Phys. Chem. Earth* 33, 1009–1018.
- Zheng, L., J. Samper, L. Montenegro and J. C. Mayor, 2008b. Flow and reactive transport model of a ventilation experiment in Opallinus clay. *Phys. Chem. Earth* 33, S486–S498.
- Zheng L., J. Samper, L. Montenegro and A.M. Fernández, 2010. A coupled model of heating and hydration laboratory experiment in unsaturated compacted FEBEX bentonite. *J. Hydrol.* 386, 80–94.
- Zheng, L., J. Samper and L. Montenegro, 2011. A coupled THC model of the FEBEX in situ test with bentonite swelling and chemical and thermal osmosis. *J. Contam. Hydrol.* 126, 45–60.

**Table 2.** Qualitative comparison of the laboratory observations and model results for mineral dissolution/ precipitation. (LO = laboratory observations, MR = Model results, pre = precipitation, dis = dissolution, Port. = Portlandite, Calc. = Calcite, Bru. = Brucite, Qtz. = Quartz, Gyp. = Gypsum, Ettr. = Ettringite; Zeol.= zeolite; Hal. = Halite; K-feld. = K-feldspar; Chlo. = Chlorite; SP = Saponite; Vat. = vaterite; Tha. = Thaumassite; Ara. = Aragonite; Smect. Alt. = smectite alteration; Unalt. Bent.= Unaltered bentonite). The following symbols are used to indicate how well the model results reproduce the laboratory observations: ++ indicates good agreement, + means approximate agreement and – indicates no agreement. NC = not considered.

		Test HB1		Test HB2		Test HB3		Test HB4		Test HB5	Test HB6	
		LO	MR	LO	MR	LO	MR	LO	MR	LO	MR	
CONCRETE (hydration)	Port. dis		++	Port. dis	++	Port. dis	++			Port. dis	Port. dis	
	Calc. pre		++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	Calc. pre	
	Bru. pre		++	Bru. pre	++	Bru. pre	++	Bru. pre	++	Bru. pre	Bru. pre	
CONCRETE (30 mm)	Port. dis		++	Port. dis	++	Port. dis	++	Port. dis	++	Port. dis	Port. dis	
			++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	Calc. pre	
	CSH pre		+	CSH pre	+	CSH pre	+	CSH pre	+	Some CSH pre	Some CSH pre	
	Qtz. pre		-	Qtz. pre	-	Qtz. pre	-					
	MSH pre		++	MSH pre	++	MSH pre	++					
								Ettr. pre	-	No Ettr. pre	No Ettr. pre	
	Zeol. pre		NC	Hal. pre K-feld. pre	NC	Vat. pre Ara. pre	NC					
CONCRETE/BENTONITE INTERFACE	Bru. pre		++	Bru. pre	++	Bru. pre	++	MSH pre	++	MSH pre	MSH pre	
	Port. dis		-	Port. dis	-	Port. dis	-					
	Calc. pre		++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	++	Calc. pre	Calc. pre	
	CSH pre		-	CSH pre	-	CSH pre	-	CSH(0.8) pre	-	No CSH pre	No CSH pre	
					Ettr. pre	-	Ettr. pre	-	No Ettr. pre	++	No Ettr. pre	No Ettr. pre
					Gyp. pre	++	Gyp. pre	++				
					Qtz. dis	++	Qtz. dis	++				
Not Smect. Alt.		NC	Smect. Alt.	NC	Smect. Alt. SP pre	NC				Bru. pre	Bru. pre	
BENTONITE	Unalt. Bent.		+	Unalt. Bent.	+	Unalt. Bent.	+	Calc. dis Gyp. pre Chlo. pre	++ ++			

## IMPACTO DEL FLUJO PREFERENCIAL EN EL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES A TRAVÉS DE FILTROS VERDES I: EXPERIMENTOS DE CAMPO

E. Orozco López<sup>1</sup>, R. Muñoz Carpena<sup>1\*</sup> y B. Gao<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Agricultural and Biological Engineering Department, University of Florida, 1741 Museum Road, Gainesville, Florida, 32603. e-mail primer autor: [eorozcolopez@ufl.edu](mailto:eorozcolopez@ufl.edu)

\* e-mail autor correspondiente: [carpena@ufl.edu](mailto:carpena@ufl.edu), web: <https://abe.ufl.edu/faculty/carpena/>

**RESUMEN.** La intensificación agrícola y la eliminación de gran parte de la cubierta vegetal natural de las riberas de los ríos, está dejando una profunda huella en ecosistemas acuáticos (e.g. eutrofización, acumulación de pesticidas, salinización de acuíferos). La implantación de filtros verdes puede reducir notablemente dicho impacto. Sin embargo, la abundancia de flujos preferenciales subsuperficiales, PF, típica en riberas, puede reducir la eficiencia de los filtros verdes. No obstante, este tipo de transporte ha sido poco estudiado en entornos prácticos. Por ello, este trabajo presenta, en primer lugar, un experimento a escala de campo que permite detectar la presencia de PF, y cuantificar su influencia en el flujo total de agua, en la ribera del Río Nanyuki, Kenia. En segundo lugar, se procederá a un ajuste de las series temporales de humedad del suelo, obtenidas con el modelo *source-responsive*.

**ABSTRACT.** Agricultural intensification, and the removal of a considerable amount of the riparian's areas vegetative cover, is leading to a deep impact in aquatic ecosystems (e.g. eutrophication, accumulation of pesticides, aquifer salinization). Riparian buffers can substantially reduce such impact. Nevertheless, the abundance of subsurface preferential flows, PF, typical in riparian areas, can result in a reduction of riparian buffer's efficiency. However, this kind of transport has been mostly neglected in practical settings. Therefore, this work presents, at first, a field scale experiment with the objective of detecting the presence of PF, and quantify their influence in the water total flux, in Nanyuki River riparian area, Kenya; and in second place, the results obtained are adjusted to the source-responsive model.

### 1.- Introducción

La intensificación agrícola en áreas áridas/semiáridas de la ribera del Río Nanyuki (Kenia), tiene un impacto socioeconómico negativo, debido tanto a la escasez de agua, como al empeoramiento de la calidad de ésta. Los agricultores en estas áreas tienden a ocupar las riberas de los ríos, eliminando su rol como amortiguadores naturales de la contaminación, e incrementando las tasas de erosión en dichas áreas. Adicionalmente, el riego por inundación y el excesivo uso de fertilizantes y pesticidas son prácticas agrícolas habituales en la zona. Por tanto, el exceso de

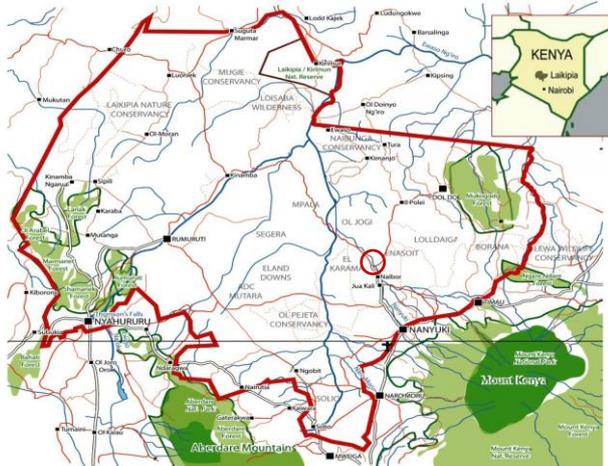
nitrógeno, fósforo y pesticidas es susceptible de ser lixiviado y transportado por escorrentía, tanto a aguas superficiales como subsuperficiales (e.g. eutrofización, déficits de oxígeno, acumulación de pesticidas, y salinización de acuíferos). La introducción de filtros verdes puede contener gran parte de la contaminación transportada por la escorrentía superficial, reduciendo el impacto producido por la pérdida de la cubierta en favor de la tierra de cultivo.

A pesar de ello, la presencia de filtros verdes no evita que parte de los contaminantes alcancen el río, debido a la elevada influencia que el agua subterránea tiene sobre los hidrógrafos durante la mayor parte de eventos de precipitación (Sklash y Farvolden, 1979). Se asume que gran parte de la contaminación disuelta en la escorrentía es transportada hacia las aguas someras (i.e. habituales en zonas de ribera) debido a la presencia de caminos preferenciales, que suceden cuando el agua canaliza a través de una pequeña fracción de terreno. Sin embargo, el flujo preferencial, PF, ha sido ampliamente ignorado en entornos prácticos (Beven, 2018). Esto sucede particularmente en el caso de los filtros verdes (Orozco-López et al., 2018), entornos con gran abundancia de macroporos productores de PF, debido a su gran actividad biológica (e.g. agujeros de gusano y otros, raíces descompuestas), hidrogeológica (e.g. procesos de humectación y secado, fracturas), y a sedimentos y detritos depositados. Es de esperar, además, que en los suelos de las riberas de la zona de estudio, Río Nanyuki, Kenya, se encuentre gran abundancia de macroporos, debido a la gran actividad biológica de la zona, y a la proporción de arcilla. Por tanto, la pregunta que nos hacemos es si existe una presencia significativa de PF en los filtros verdes, y si éste puede ser caracterizado a escala de campo con equipo convencional.

Por otra parte, la mayor parte de modelos físicos de PF realizados hasta la fecha tienen una elevada complejidad, resultando no parametrizables en la práctica. No obstante, para la cuantificación de PF en la gestión y diseño de filtros verdes es necesario herramientas de predicción que sean fácilmente parametrizables; como puede ser el modelo de fuente-respuesta (*source-responsive*) de Nimmo y Mitchell (2013). Por todo ello, el objetivo de este trabajo es implementar un experimento de campo capaz de identificar PF en un transecto de una zona de ribera, y examinar la versatilidad del modelo de Nimmo para representar PF.

## 2.- Área de estudio

El estudio se realizó entre los meses de Junio y Julio de 2018 en uno de los afluentes del Río Ewaso Ng'iro: el Río Nanyuki (Fig. 1). Ewaso Ng'iro y sus afluentes drenan en la vertiente norte de la Cordillera de los Aberdares y el Monte Kenia, una de las llamadas cinco torres de agua del país. En esta región, de economía predominantemente agrícola, abundan las pequeñas propiedades junto con algunos grandes latifundios. El crecimiento de la explotación agraria y la eliminación de las medidas naturales de control de la contaminación, como son los filtros verdes, ha llevado a una importante degradación de los ecosistemas acuáticos. Esta creciente demanda de recursos hídricos en el condado de Laikipia es de particular interés, ya que, además, desde estancias gubernamentales, se pretende incrementar en los próximos años la producción agrícola hasta un 60%.



**Fig. 1.** Mapa de la región de Laikipia (delimitado por el polígono irregular externo), Kenia. En el círculo interior se muestra la zona donde tuvo lugar el experimento, en las inmediaciones de la población de Naibor.

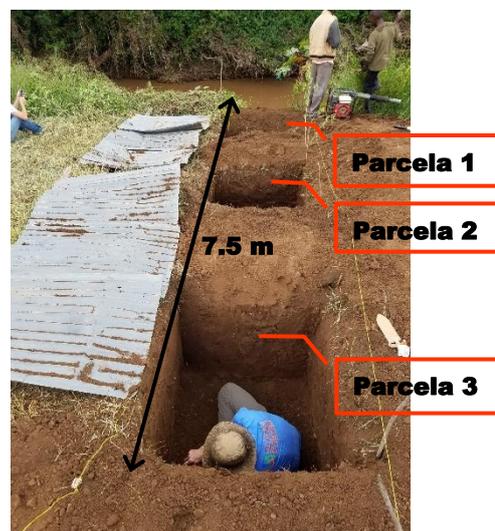
## 3.- Materiales y métodos

En primer lugar, se seleccionó una zona de suelo no alterado con la intención de encontrar redes de macroporos desarrolladas. La granja seleccionada dispone de unos 8 metros de filtro verde natural, que separa los cultivos del río, con una diferencia de altura de unos 3 metros entre ellos.

Se seleccionó una pequeña parcela de terreno (49 m<sup>2</sup>) adyacente al río (Fig. 2). Se eliminó la cubierta vegetal, y se cubrieron tres parcelas de 1 m<sup>2</sup> para evitar la humectación en caso de precipitación. La primera parcela se encuentra casi en el límite del terreno, habiendo una separación entre parcelas de un metro, en dirección perpendicular al río. El marco experimental fue diseñado utilizando como base el trabajo de Weiler y Naef (2003). Se cavaron tres zanjas inmediatamente al lado de las parcelas, perpendiculares entre ellas al río. Cada una de estas zanjas tenía 1 m de profundidad, 1 m de ancho, y 1.5 m de longitud.

El propósito de dichas zanjas fue el de permitir la instalación de 5 sensores de contenido de humedad del suelo (time domain transmission, TDT, GroPoint® Profile),

de manera que se pudieran insertar horizontalmente a cinco profundidades diferentes (-15, -35, -55, -75, y -95 cm) en la pared adyacente de cada una de las parcelas (Fig. 3). Cada uno de estos sensores tiene segmentos de 15 cm, con una longitud total de 60 cm, por lo que son capaces de realizar hasta 4 medidas de contenido de agua instantáneamente. De esta manera, se obtiene cada 5 min una malla de 5x4 puntos de medida simultánea de humedad del suelo durante un proceso de infiltración.



**Fig. 2.** Diseño experimental. En la figura se muestran las tres zanjas excavadas a lo largo del transecto de todo el filtro verde. Bajo la cubierta metálica se encuentran las parcelas de 1 m<sup>2</sup>, donde se instalará el simulador de lluvia. En la parte superior de la imagen se puede observar el río Nanyuki.



**Fig. 3.** Diseño experimental. Se muestra una de las tres zanjas excavadas para instalar los sensores de humedad (insertados en la única pared abierta al exterior de la parcela). Sobre la parcela se observa un simulador de lluvia fabricado en PVC. La superficie interior del simulador tiene 1m de lado. El dispositivo tiene 1.5m de altura, y 4 micro aspersores, cada uno situado en una de las diagonales del simulador, a 0.45m de distancia del exterior.

El agua necesaria para humectar la superficie del suelo fue suministrada mediante un simulador de lluvia (Fig. 3). Este simulador, fabricado en PVC, tiene 1 m<sup>2</sup> de base, y 1.5 m de altura. La cubierta superior tiene forma de cruz,

y en ella se encuentran instalados cuatro micro aspersores, separados 45 cm del centro, con el objeto de asegurar la máxima homogeneidad de agua sobre la parcela. El agua se alimenta a través de una bomba situada en el margen del río para evitar pérdidas de presión, consiguiéndose tasas de lluvia de aproximadamente 5 cm/h.

Una vez completado el montaje del experimento, el ensayo consistió en aplicar tasas elevadas de lluvia durante 3 horas, tiempo suficiente para conseguir niveles próximos a saturación en las capas superiores del suelo, permitiendo activar los potenciales PF en las capas inferiores. En la primera parcela, la más cercana al río (Fig. 2), el ensayo se realizó en condiciones de suelo seco ( $0.07 \pm 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ), mientras que en las dos restantes el ensayo se realizó en condiciones de suelo húmedo ( $0.14 \pm 0.03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) (i.e. una tasa de lluvia de 5 cm/h es aplicada 3 h sobre la parcela dos días antes del ensayo).

Obtenidas las series temporales de contenido de agua en el suelo, los resultados se ajustaron al modelo *source-responsive* de Nimmo y Mitchell (2013)

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 & t < t_l \\ \theta_e - [\theta_e - \theta_0] \exp\left\{-\frac{M^2 D i_s}{G i_0}(t - t_l)\right\} & t \geq t_l \end{cases} \quad (1)$$

donde  $\theta$  es el contenido de agua ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $\theta_0$  es el contenido inicial de agua,  $\theta_e$  es el contenido de agua que se da en el medio cuando el potencial matricial está en equilibrio con el dominio preferencial, tomado como el valor máximo en la serie temporal de humedad del suelo, durante un evento de infiltración;  $M$  [ $\text{L}^{-1}$ ] representa la capacidad para conducir PF,  $D$  [ $\text{L}^2 \text{ T}^{-1}$ ] es la difusividad,  $G$  es un factor adimensional que representa el efecto de la geometría del macroporo, tomado como un valor constante de 0.5;  $i_0$  [ $\text{LT}^{-1}$ ] es la tasa máxima de infiltración que puede ocurrir en un determinado lugar;  $i_s$  [ $\text{LT}^{-1}$ ] es la tasa de infiltración debida a flujo preferencial;  $t$  es tiempo, y  $t_l$  es un tiempo de viaje característico, es decir, el tiempo de retraso en la activación del flujo preferencial desde la entrada en la superficie hasta su llegada a la profundidad  $z$ .  $M$  se ajustó empíricamente, para lo cual se utilizó un ajuste por mínimos cuadrados no lineal según el algoritmo de Levenberg-Marquardt. Debido a que algunos puntos en los sensores devolvieron valores ligeramente negativos, las medidas de contenido de humedad se normalizaron a saturación efectiva (Ec. 1) para su posterior análisis. Al considerar condiciones de flujo en suelo no saturado, se puede normalizar el contenido de humedad mediante la saturación efectiva ( $Se$ ); de esta manera, cada medida puntual ( $\theta_i$ ), el contenido de agua residual ( $\theta_r$ ) y el contenido de agua saturado ( $\theta_s$ ), se escala entre 0 y 1.

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1)$$

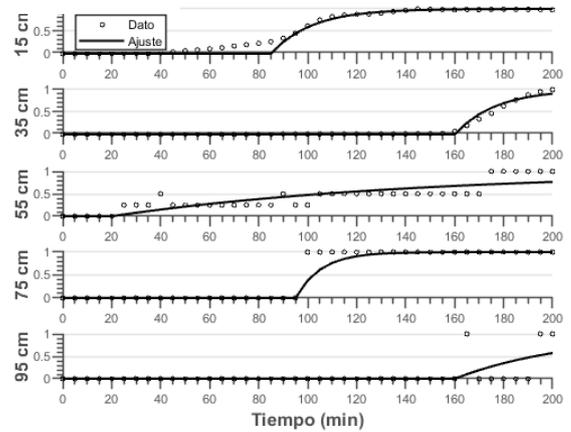
Se utilizó la parcela 1 para la calibración del modelo, y la parcela 3 para su validación. Para la validación, se utilizó el parámetro  $M$ , obtenido en la parcela 1 para cada nivel

de profundidad, mientras que en el caso de los tiempos de viaje se utilizaron los propios de cada parcela.

#### 4.- Resultados

La matriz de datos resultante de la monitorización consta de 4 columnas o verticales, y 5 filas o profundidades, en cada instante. En las series temporales de las parcelas 1 y 3, se observan dos verticales con un patrón no secuencial de humectación; es decir, el flujo de agua no obedece al patrón establecido por el flujo darciniano, y el contenido de humedad en profundidad aumenta más rápidamente que el observado en las capas inmediatamente superiores, indicando la posible presencia de PF (Fig. 4 y Tabla 1).

(A) Calibración



(B) Verificación

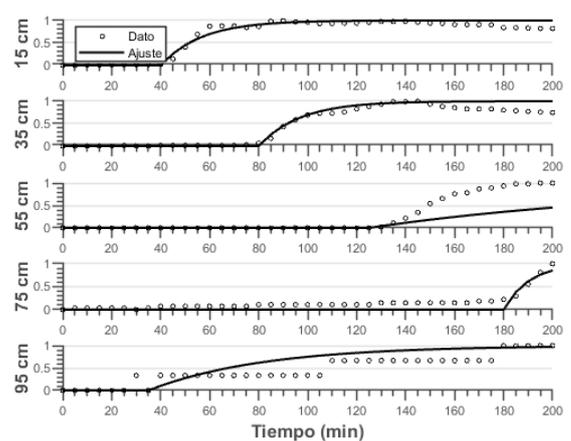


Fig. 4. (A) calibración del contenido de humedad/saturación efectiva,  $Se$ , utilizando el modelo *source-responsive* (Nimmo y Mitchell, 2013), realizada en la parcela 1; (B) verificación realizada en la parcela 3.

El ajuste obtenido en la calibración de la parcela 1 es de bueno a muy bueno, excepto en el nivel inferior debido a una llegada muy tardía del agua infiltrada (Fig. 4). Sin embargo, el ajuste de la validación con los datos de la tercera parcela para ese mismo nivel de

profundidad, con presencia de PF, fue aceptable. Algo similar ocurrió en la calibración y validación del tercer nivel de profundidad; donde en la parcela 1 se observó una posible presencia de PF. Sin embargo, el incremento del contenido de agua fue lineal, y esa linealidad afectó a la posterior validación.

**Tabla 2.** Coeficientes de correlación obtenidos en la calibración y validación. NSE: Nash-Sutcliffe coeficiente de eficiencia del modelo. R<sup>2</sup>: coeficiente de correlación de Pearson.

z(cm)	Calibración, parcela 1		Validación, parcela 3	
	NSE	R <sup>2</sup>	NSE	R <sup>2</sup>
15	0.97	0.99	0.96	0.98
35	0.98	0.99	0.94	0.99
55	0.70	0.84	0.52	0.99
75	0.94	0.97	0.67	0.95
95	0.34	0.58	0.50	0.88

Es reseñable el hecho de que, en aquellos casos en que se observa PF en un determinado nivel de profundidad, el incremento inicial de contenido de agua es lineal, seguido por un comportamiento difusivo. Es decir, hasta transcurrido cierto tiempo no se observará un incremento exponencial, posiblemente debido a la saturación de las capas donde se encuentren los caminos preferenciales. Este comportamiento se puede observar a la profundidad de 75 cm en la validación de la tercera parcela (Fig. 4). Sería recomendable, para futuros estudios, realizar ensayos de mayor duración que permitan evaluar la posibilidad de incluir la componente difusiva, una vez que se ha alcanzado el tiempo de viaje (i.e. o tiempo que una partícula de agua tarda en alcanzar una determinada profundidad) en un determinado estrato (i.e. en la tercera profundidad de la Fig. 4A se produce un incremento lineal del contenido de agua una vez alcanzado el tiempo de viaje característico, Fig. 4B), debido a la activación de PF. Esto permitiría acoplar la componente preferencial, pudiendo realizar un ajuste más próximo a la función objetivo.

preferencial,  $M [L^{-1}]$ , utilizada en la verificación del modelo en la parcela 3; (B) tiempos de viaje característicos obtenidos en la calibración del modelo en la parcela 1.

### 5.- Conclusión

Este trabajo presenta un experimento de campo con el objetivo de cuantificar el impacto de los PF sobre el flujo total de agua y, por tanto, en el posible transporte de contaminantes en un filtro verde adyacente al Río Nanyuki, Kenya.

Los resultados obtenidos fueron ajustados (Fig. 4) al modelo *source-responsive* (Ec. 1), utilizando datos de la parcela 1; y validados con datos un parcela adyacente (parcela 3). El ajuste obtenido fue de bueno a muy bueno en la mayoría de las profundidades. Algo que se ha observado durante los experimentos, es que, cuando se produce PF en una determinada capa, el efecto inicial captado por el sensor es el de una difusión lineal de agua hacia el suelo. Las evidencias de campo sugieren que cuando las capas superiores se encuentran saturadas de agua, es cuando se produce un incremento exponencial en el contenido de humedad del suelo. Si no se tiene en cuenta la linealidad inicial del contenido de agua en el suelo, el parámetro  $M$  queda infraestimado, con valor próximo a la unidad, lo cual afecta negativamente al ajuste del modelo.

Como futura línea de investigación, se recomienda experimentos de mayor duración, de manera que se pueda observar si en los casos con presencia de PF, el incremento de humedad lineal es seguido de un posterior incremento exponencial. Esto permitiría acoplar al modelo una componente darciniana que simulara la llegada de agua a una determinada profundidad. Además, permitiría afinar el ajuste en aquellas profundidades donde el flujo matricial está teniendo un impacto en el contenido de agua.

*Agradecimientos.* Este trabajo fue parcialmente financiado por USDA-NIFA (2016-67019-26855)

### 7.- Bibliografía

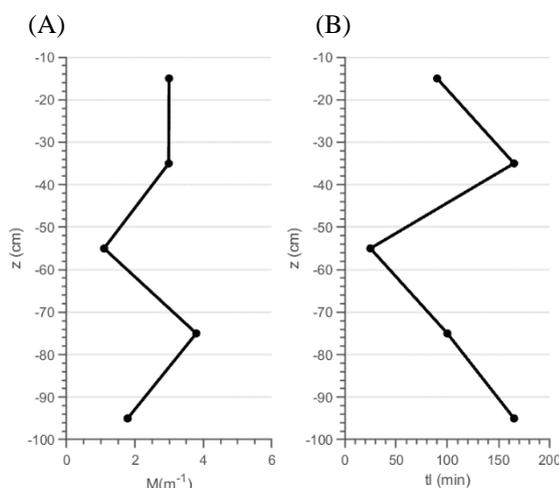
Beven, K., & Centre, L. E. (2018). A Century of Denial : Preferential and Non-Equilibrium Water Flow in Soils , 1864 – 1984, 1–65. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.08.0153>

Nimmo, J. R., & Mitchell, L. (2013). Predicting Vertically Nonsequential Wetting Patterns with a Source-Responsive Model. *Vadose Zone Journal*, 12(4), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2013.03.0054>

Orozco-López, E., Muñoz-Carpena, R., Gao, B., & Fox, G. A. (2018). Riparian Vadose Zone Preferential Flow: Review of Concepts, Limitations, and Perspectives. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.02.0031>

Sklash, M. F., & Farvolden, R. N. (1979). The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43, 45–65. <https://doi.org/10.1109/ETFA.2015.7301477>

Weiler, M., & Naef, F. (2003). An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrological Processes*, 17(2), 477–493. <https://doi.org/10.1002/hyp.1136>



**Fig. 2.** (A) calibración en la parcela 1 de la capacidad para el flujo

## IMPACTO DEL FLUJO PREFERENCIAL EN EL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES A TRAVÉS DE FILTROS VERDES II: EXPERIMENTOS DE LABORATORIO

E. Orozco López<sup>1</sup>, R. Muñoz-Carpena<sup>1\*</sup> y B. Gao<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Agricultural and Biological Engineering Department, University of Florida, 1741 Museum Road, Gainesville, Florida, 32603. e-mail primer autor: [eorozcolopez@ufl.edu](mailto:eorozcolopez@ufl.edu)

\* e-mail autor correspondiente: [carpena@ufl.edu](mailto:carpena@ufl.edu), web: <https://abe.ufl.edu/faculty/carpena/>

**RESUMEN.** Las llanuras de inundación son naturales colectores de contaminación dispersa de origen agrícola. Los filtros verdes, zonas forestales -naturales o implantadas- adyacentes a los ecosistemas lóticos (e.g. río, arroyo), se han mostrado efectivos evitando que gran parte de los contaminantes alcancen el cuerpo de agua superficial. Sin embargo, evidencias de campo sugieren que parte de la polución alcanza la corriente debido a caminos preferenciales subsuperficiales. Estos caminos, principalmente macroporos (i.e. aberturas estructuradas y continuas), permiten un transporte rápido hacia aguas someras, típicas en las riberas, y a la corriente superficial. Sin embargo, existe una práctica carencia de ensayos de caracterización de flujo preferencial, PF, llevándonos a preguntar si sería posible caracterizar el comportamiento de PF en un ambiente controlado, para que pueda ser verificado posteriormente a escala de campo. El presente trabajo presenta un experimento de laboratorio con el que caracterizar el fenómeno de PF en zonas de filtro verde.

**ABSTRACT.** Floodplains are natural collectors of non-point source contamination from agriculture. Riparian buffers are forested areas -natural or implanted- adjacent to lotic systems (e.g. river, stream), which have behaved efficiently avoiding a considerable amount of pollutants to reach the surface water body. Nonetheless, field evidence suggests that some of the pollution reaches the stream due to subsurface preferential pathways. These pathways, mainly macropores (i.e. structured and continuous voids) lead to a rapid transport towards the shallow water table, typical in riparian areas, and to the surface water body. However, there is a lack of preferential flow, PF, characterization done so far, making us wonder whether it would be possible to characterize PF behavior under a well-controlled environment, and thus it can be verified on field. This work introduces a laboratory experiment to characterize PF.

encuentro entre dichas prácticas agrícolas y su efecto sobre el ecosistema acuático adyacente. En éstas se recogen los productos agroquímicos (e.g. nitrógeno, N; fósforo, P; y pesticidas) y sedimentos transportados mediante escorrentía desde cotas superiores. Comprendidas dentro de las llanuras de inundación se encuentran los filtros verdes: áreas situadas en los bordes de los ríos o canales (i.e. ecosistemas lóticos), con vegetación natural o implantada, y de ancho variable. Debido a la elevada actividad biológica y la densa vegetación, estos filtros verdes amortiguan el impacto del efluente recibido desde cotas superiores sobre su destino más indeseable, los cuerpos de agua.

Sin embargo, estas prácticas son generalmente diseñadas y gestionadas como medida de control de la polución contenida en la escorrentía superficial. No obstante, el transporte subsuperficial puede ser importante en casos como el del N y los pesticidas (Daniels y Gilliam, 1996; Jacobs y Gilliam, 1985; Lowrance et al., 1984). Además, los filtros verdes son particularmente ricos en macroporos, debido a la diversa dinámica biogeoquímica del propio entorno (i.e. actividad biológica, deposición de sedimentos y detritos, procesos hidrogeológicos, y gradientes hidráulicos con la corriente). Los macroporos son aberturas continuas y estructuradas, que permiten un transporte rápido de agua, sedimentos, contaminantes (Beven y Germann, 1982; Hendrickx y Flury, 2001), y compuestos fosfatados hacia aguas someras y corrientes superficiales (Akhtar et al., 2003; Jarvis, 2007; Stamm et al., 1998). Como resultado, este particular mecanismo de PF conduce a una potencial reducción de la función amortiguadora del filtro verde.

A pesar de ello, el impacto del PF sobre el transporte de contaminantes ha sido ampliamente menoscabado en la práctica (Beven, 2018), particularmente en el ámbito que nos ocupa: los filtros verdes (Orozco-López et al., 2018). Desde nuestro conocimiento, existe una gran carencia de trabajos en la literatura que traten la caracterización de PF en laboratorio, con el objetivo de poder ser aplicados a escala de campo.

La hipótesis de partida de este trabajo es que, mediante la fijación de ciertos parámetros, en experimentos de laboratorio controlados, se puede cuantificar el PF, y relacionarlos con diferentes morfologías, configuraciones y texturas del medio poroso. Por tanto, el objetivo del presente trabajo es desarrollar un experimento a escala de laboratorio que permita cuantificar el impacto que el PF tiene en el transporte de contaminantes hacia capas

### 1.- Introducción

La continua presión antropogénica sobre los ecosistemas acuáticos conduce a un esporádico cambio de régimen (e.g. eutrofización), conforme la resiliencia de dicho ecosistema va siendo degradada.

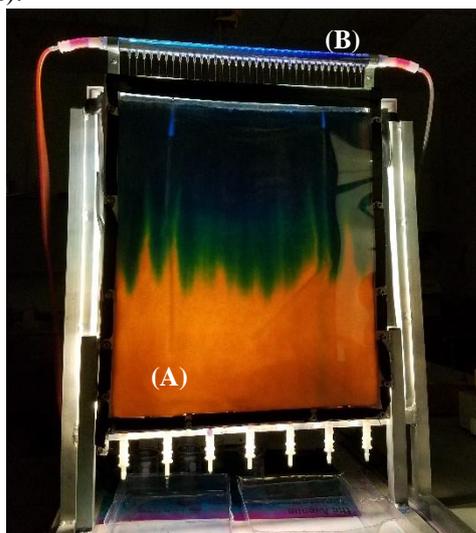
Particularmente importante es el impacto que las prácticas agrícolas tienen sobre la degradación de los recursos hídricos. Las llanuras de inundación son paradigma del

inferiores del subsuelo. Este comportamiento será modelado en etapas posteriores de la investigación, mediante el modelo fuente-respuesta (*source-responsive*) de Nimmo y Mitchell (2013), y otros, recogidos en Orozco-López et al. (2018). La técnica seleccionada para tal fin es el análisis de imagen no invasivo.

## 2.- Materiales y métodos

El marco experimental se diseñó para un dispositivo bidimensional, tomando como punto de partida los trabajos sobre flujo inestable de Conrad et al. (2002), Darnault et al. (1998), DiCarlo et al. (1999), Glass et al. (2000, 1989), Glass y Nicholl (1995), Niemet y Selker (2001), entre otros autores. El método seleccionado fue el de transmisión de luz, usado para capturar la dinámica del contenido de agua de un medio poroso ante determinadas perturbaciones. Para ello el dispositivo se sitúa entre una luz fluorescente de alta frecuencia y el dispositivo fotográfico durante los ensayos. De esta manera es posible relacionar el contenido de agua con la intensidad de la luz transmitida a través del medio.

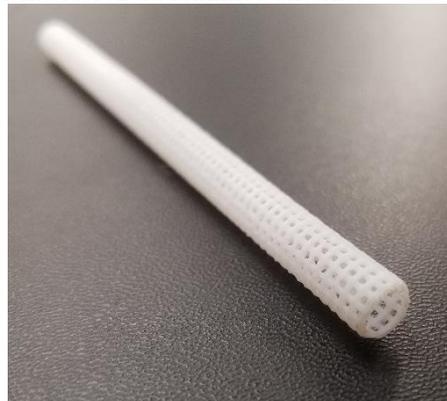
El dispositivo experimental (Fig 1) está compuesto por dos paneles de policarbonato de 60x50x0.95cm, separados entre sí por un marco de aluminio en forma de U, de 6.35 mm de profundidad y 25 mm de anchura. El medio poroso (arena, Standard Sand and Silica®) queda contenido en el interior del dispositivo (Fig. 1), junto con los caminos preferenciales (Fig. 2,4) fabricados en una impresora 3D (Ender Creality 3D). Esta cámara de flujo tiene, además, 7 salidas de agua en la base -separadas del medio poroso por un filtro de aluminio-, permitiendo el muestreo continuo de solutos contenidos en el efluente con ayuda de muestreadores secuenciales (Spectra/Chrom CF-1 fraction collector).



**Fig. 1.** (A) Cámara de flujo con medio poroso. La luz transmitida es proporcionada por un panel LED de luz fluorescente situado adyacente a la espalda del dispositivo. (B) Simulador de lluvia alimentando de trazador (FD&C Blue) al sistema.

Por su parte, el dispositivo fotográfico (PCO.edge 4.2)

dispone de un sensor sCMOS monocromático, capaz de tomar un elevado número de capturas por segundo (hasta 40 imágenes por segundo) en condiciones de muy baja luminosidad. La cámara permanece fija en una estructura de aluminio creada para sostenerla a un metro de distancia, y centrada en el medio poroso. Finalmente, tanto la cámara como el dispositivo permanecen en el interior de una cámara oscura fabricada para el experimento (Fig. 3), con el objetivo de eliminar cualquier interferencia lumínica externa.



**Fig. 2.** Camino preferencial/macroporo artificial fabricado en impresora 3D (Ender Creality 3D).

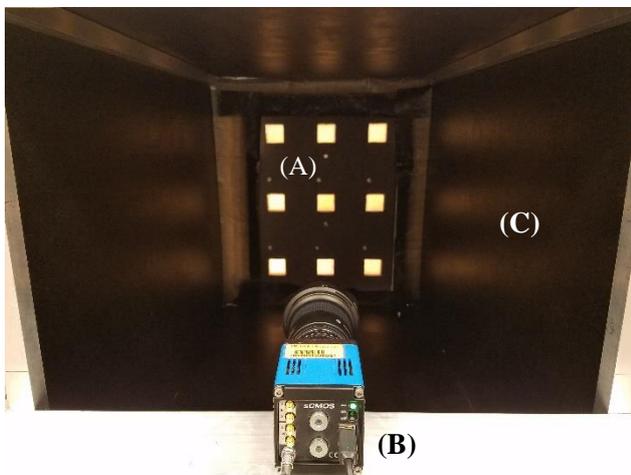
Uno de los mayores desafíos fue desarrollar los tubos que servirían para simular la presencia de macroporos en el medio. Tras varias pruebas, se decidió diseñar los macroporos en SolidWorks®, para posteriormente fabricarlos mediante impresión 3D. El material elegido es ABS (Acrilonitrilo Butadieno Estireno), resultando en una malla cilíndrica con diámetro de 0.635 mm, y abertura de 1 mm. Este material, a pesar de su condición hidrófoba, permite, por una parte, estructurar el medio arenoso, y por otra, la difusión de agua a través de sus paredes.

En cuanto a la alimentación de agua al dispositivo, un simulador de lluvia (Fig. 1) realizado en una pieza cilíndrica de metacrilato sirve para administrar dos tasas diferentes de lluvia: de baja (1.5 ml/s), y de alta intensidad (10.75 ml/s). Dicha alimentación es proporcionada mediante agujas capaces de transportar el afluente desde el cilindro hasta la cámara de flujo. Las agujas permanecen próximas a la superficie del medio poroso para evitar la erosión producida por el impacto de las gotas. Debido a que en los primeros ensayos no se observó un buen contraste del flujo de agua sobre el medio húmedo, se decidió usar un trazador azul (FD&C blue #1) (Fig. 1). Para mejorar dicho contraste, también se acopló un filtro rojo a la lente de la cámara fotográfica.

Por otra parte, para obtener una curva de calibración de intensidad de luz frente a contenido de agua, se fabricó un dispositivo con 9 aberturas equiespaciadas situadas siguiendo la distribución de una malla de 3x3 celdas. Tras estas aberturas se pueden apoyar 9 réplicas del dispositivo, de 25 cm<sup>2</sup>, de manera que se pueda relacionar la intensidad de luz transmitida con el

contenido de agua, la densidad aparente, textura, o el ángulo focal entre la cámara y cada píxel particular capturado. Por otra parte, la curva de retención o curva característica del medio es obtenida mediante celdas Tempe (Soil Moisture Equip co. Tempe Cells).

Dado que se prevé un mayor impacto del flujo preferencial con el aumento de la tasa de lluvia -especialmente bajo condiciones de encharcamiento-, en los primeros ensayos se aplica alta intensidad de lluvia hasta conseguir dicho encharcamiento, virtualmente estacionario, de aproximadamente 2 cm de altura. En ese momento se vierte el trazador con la misma intensidad de lluvia anterior. El efluente debido al pulso de trazador (645 ml de solución, con una concentración de 1 g/l), es recogido en cada salida del sistema, y posteriormente analizado en un espectrofotómetro UV (UV-5200-PC Metash), para obtener las correspondientes curvas de ruptura del trazador.



**Fig. 3.** (A) dispositivo de calibración con replicas instaladas en las nueve aberturas; (B) dispositivo fotográfico; (C) cámara oscura para evitar interferencias lumínicas durante los ensayos.

### 3.- Resultados

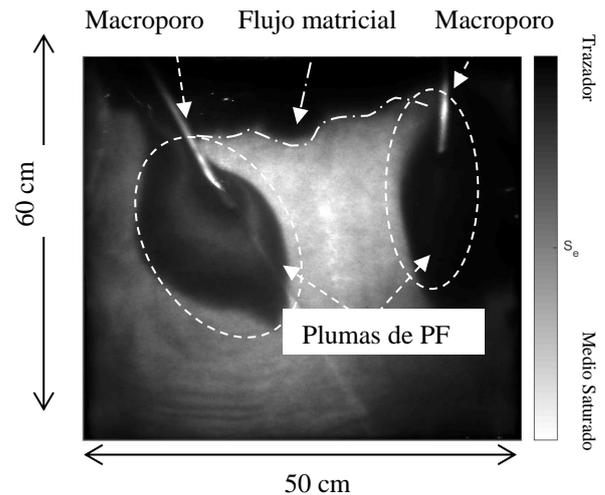
En los resultados preliminares se observa la influencia que tiene la configuración de los macroporos sobre la tasa de flujo final. En la Fig. 4 se pueden distinguir dos flujos en macroporo después de 2 minutos de comenzar a verter el trazador (en tonos de gris oscuro): el situado a la izquierda de la imagen tiene un ángulo de inclinación de aproximadamente  $25^\circ$  con la vertical; mientras que el situado a la derecha de la imagen se encuentra casi alineado con la vertical. En la parte central superior de la imagen, se observa el flujo matricial.

Como resultado, ambos flujos preferenciales se están dando con una velocidad de 0.334 cm/s, mientras que el flujo matricial sucede a 0.086 cm/s, aproximadamente.

Una observación a tener en cuenta es el hecho de que la inclinación del macroporo conlleva una mayor difusión en su entorno que la que sucede con el macroporo en posición vertical. Esto se observa en todas las salidas situadas bajo la influencia de los macroporos; en el caso del macroporo de la izquierda, su influencia afecta al flujo en 3 salidas; mientras que el macroporo de la derecha lo afecta en tan sólo una de

ellas. Esto es importante, dado que una vez alcanzadas condiciones estacionarias, esas tasas de flujo se mantendrán en el tiempo.

Hasta ahora, se consideraba para que hubiera un sustancial transporte preferencial debía haber conectividad en la red de macroporos. Sin embargo, en este estudio se demuestra como, con la mera presencia de cavidades, se producen inestabilidades en el flujo, a la salida del macroporo, provocando flujo inestable (*fingering*), un tipo de PF que sucede debido a diferencias de densidad en el medio o, como en este caso, debido a inestabilidades de presión puntuales.



**Fig. 4.** Captura tomada a 2 minutos del comienzo del ensayo. En la imagen se distingue el flujo de trazador (tonos de gris oscuro a negro), y el medio saturado de agua (en gris claro); en blanco se ven los dos macroporos activadores de PF. Se observan dos fenómenos de flujo preferencial: a la izquierda de la imagen, macroporo inclinado  $25^\circ$  con la vertical; a la derecha, macroporo casi alineado con la vertical (0.334 cm/seg). En el centro superior de la imagen se observa flujo matricial (0.086 cm/seg).

El PF se comporta como un mecanismo de transporte eminentemente convectivo, aunque con cierta influencia de la componente difusiva. En una primera etapa del proceso la componente difusiva tiene mayor importancia, para posteriormente tornarse en un transporte eminentemente convectivo y, aparentemente estacionario. Por lo tanto, la hipótesis de que es necesaria una conectividad en la red de macroporos para que el impacto en el flujo en capas inferiores sea significativo resulta no ser cierta, pudiendo haber una influencia del PF en capas subsuperficiales inferiores, o incluso en agua someras, debido a la presencia de macroporos iniciadores de PF.

### 4.- Conclusiones

En este trabajo se presenta un marco experimental de PF debido a la presencia de macroporos. Se presentan, así mismo, los resultados de los ensayos preliminares, en los que se puede ver el impacto que dicho PF puede tener en la tasa de infiltración durante eventos de lluvia abundante, y como la configuración de los macroporos puede afectar a su desarrollo en capas inferiores del medio.

El flujo de agua fruto de la presencia de macroporos

resulta aproximadamente 4 veces superior al obtenido en el caso del flujo matricial, lo que conduciría a un transporte más rápido de los contaminantes transportados en ésta, alcanzando una supuesta capa de agua somera (i.e. en el caso de un filtro verde) con mayor rapidez, manteniéndose esta tasa estacionaria.

Se observa, además, tal y como fue discutido en la sección anterior, que el PF puede tener un impacto significativo en el flujo total, aun cuando no se dé conectividad en la red de macroporos a lo largo del perfil. En este caso, las evidencias arrojadas por los resultados preliminares indican que ambos mecanismos de PF, flujo en macroporo y flujo inestable (*fingering*), están íntimamente relacionados, pudiéndose comportar como activadores el uno del otro.

En los siguientes pasos de la investigación, se procederá a ajustar los datos obtenidos de PF en laboratorio mediante el conjunto de modelos propuestos en Orozco-López et al. (2018). El objetivo último de este trabajo ha de ser la obtención de un modelo físico simplificado de PF, de manera que pueda ser fácilmente parametrizado, e implementado en modelos de diseño y gestión de filtros verdes.

*Agradecimientos.* Especial agradecimiento a Alvin Langford, por toda la ayuda aportada en el montaje de dispositivo experimental. Este trabajo fue parcialmente financiado por USDA-NIFA (2016-67019-26855)

## 7.- Bibliografía

- Akhtar, M. S., Richards, B. K., Medrano, P. A., deGroot, M., & Steenhuis, T. S. (2003). Dissolved Phosphorus from Undisturbed Soil Cores: Related to Adsorption Strength, Flow Rate, or Soil Structure? *Soil Science Society of America Journal*, 67(1967), 458–470. Retrieved from <http://soil.scijournals.org/cgi/content/abstract/67/2/458>
- Beven, K., & Centre, L. E. (2018). A Century of Denial : Preferential and Non-Equilibrium Water Flow in Soils , 1864 – 1984, 1–65. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.08.0153>
- Beven, K. J., & Germann, P. F. (1982). Macropore and water flow in soils, 18(5), 1311–1325.
- Conrad, S. H., Glass, R. J., & Peplinski, W. J. (2002). Bench-scale visualization of DNAPL remediation processes in analog heterogeneous aquifers: surfactant floods and in situ oxidation using permanganate. *Journal of Contaminant Hydrology*, 58(1–2), 13–49. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(02\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(02)00024-4)
- Daniels, R., & Gilliam, J. (1996). Sediment and chemical load reduction by grass and riparian filters. *Soil Science Society of America Journal*. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000010037x>
- Darnault, C. J. G., Throop, J. A., DiCarlo, D. A., Rimmer, A., Steenhuis, T. S., & Parlange, J. Y. (1998). Visualization by light transmission of oil and water contents in transient two-phase flow fields. *Journal of Contaminant Hydrology*, 31(3–4), 337–348. [https://doi.org/10.1016/S0169-7722\(97\)00068-5](https://doi.org/10.1016/S0169-7722(97)00068-5)
- DiCarlo, D. A., Bauters, T. W. J., Darnault, C. J. G., Steenhuis, T. S., & Parlange, J. Y. (1999). Lateral expansion of preferential flow paths in sands. *Water Resources Research*, 35(2), 427–434. <https://doi.org/10.1029/1998WR900061>
- Glass, R. J., Conrad, S. H., & Peplinski, W. (2000). Gravity-destabilized nonwetting phase invasion in macroheterogeneous porous media: Experimental observations of invasion dynamics and scale analysis. *Water Resources Research*, 36(11), 3121–3137. <https://doi.org/10.1029/2000WR900152>
- Glass, R. J., & Nicholl, M. J. (1995). Quantitative visualization of entrapped phase dissolution within a horizontal flowing fracture. *Geophysical Research Letters*, 22(11), 1413–1416. <https://doi.org/10.1029/95GL01491>
- Glass, R. J., Steenhuis, T. S., & Parlange, J. -Y. (1989). Wetting Front Instability. 2. Experimental Determination of Relationships Between System Parameters and Two-Dimensional Unstable Flow Field Behavior in Initially Dry Porous Media. *Water Resources Research*, 25(6), 1195–1207.
- Hendrickx, J. M. H., & Flury, M. (2001). Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. *Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose Zone.*, (February), 149–187. <https://doi.org/doi:10.17226/10102>
- Jacobs, T. C., & Gilliam, J. W. (1985). Riparian Losses of Nitrate from Agricultural Drainage Waters I. *Journal of Environment Quality*, 14(4), 472. <https://doi.org/10.2134/jeq1985.00472425001400040004x>
- Jarvis, N. J. (2007). A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: Principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 523–546. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00915.x>
- Lowrance, R., Todd, R., Fail, J., Hendrickson, O., Leonard, R., & Asmussen, L. (1984). Riparian Forests as Nutrient Filters in Agricultural Watersheds. *BioScience*, 34(6), 374–377. <https://doi.org/10.2307/1309729>
- Niemet, M. R., & Selker, J. S. (2001). A new method for quantification of liquid saturation in 2D translucent porous media systems using light transmission. *Advances in Water Resources*, 24(6), 651–666. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(00\)0045-2](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(00)0045-2)
- Nimmo, J. R., & Mitchell, L. (2013). Predicting Vertically Nonsequential Wetting Patterns with a Source-Responsive Model. *Vadose Zone Journal*, 12(4), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2013.03.0054>
- Orozco-López, E., Muñoz-Carpena, R., Gao, B., & Fox, G. A. (2018). Riparian Vadose Zone Preferential Flow: Review of Concepts, Limitations, and Perspectives. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 0. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.02.0031>
- Stamm, C., Flüher, H., Gächter, R., Leuenberger, J., & Wunderli, H. (1998). Preferential Transport of Phosphorus in Drained Grassland Soils. *Journal of Environment Quality*, 27(3), 515. <https://doi.org/10.2134/jeq1998.00472425002700030006x>

## **Área temática VI**

**Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que  
acontecen en la zona no saturada del suelo**



## EL PROCESO OLVIDADO DE LA EROSIÓN DE SUELO: EVALUACIÓN DE UN MODELO DE RETROCESO DE CABECERAS DE CÁRCAVAS

A. Hayas<sup>1\*</sup>, A. Carmona<sup>2</sup>, A. Peña<sup>1</sup>, A. Laguna<sup>3</sup>, J.V. Giráldez<sup>2,4</sup> y T. Vanwalleghem<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: z22haloa@uco.es (A. Hayas); ir1peala@uco.es (A. Peña)

<sup>2</sup> Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: o42carca@uco.es (A. Carmona); ag1gicej@uco.es (J.V. Giráldez); ag2vavat@uco.es (T. Vanwalleghem)

<sup>3</sup> Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fa1lalua@uco.es (A. Laguna)

<sup>4</sup> Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba

**RESUMEN.** La erosión por cárcavas produce importantes daños económicos y de calidad del agua en el área mediterránea, produciendo entre otros efectos la reducción de la superficie de cultivo y de la transitabilidad de la finca, la colmatación de embalses, etc. El objetivo de este trabajo es evaluar la eficacia del módulo REGEM de AnnAGNPS para estimar la evolución de la longitud de cárcavas permanentes. Entre 2005 y 2013 se analizaron los crecimientos de 15 cárcavas en una red que comprendía 94 cárcavas en la campiña cordobesa, España. Los crecimientos se obtuvieron mediante la identificación de las cabeceras y su posterior digitalización. Las simulaciones se realizaron con las cabeceras ya formadas, siendo el crecimiento de su longitud más sensible al coeficiente de resistencia de Manning y a la profundidad de laboreo ( $T_D$ ) que al resto de variables. El modelo se ajustó a los datos reemplazando la estimación de la longitud máxima utilizada por el modelo a una relación empírica específica de la zona estudiada y se calibró el valor de la profundidad  $T_D$ .

**ABSTRACT.** Gully erosion leads to important economic losses and impacts water quality in the Mediterranean region, causing among other effects the reduction of the cultivable land, the trafficability of the farms, dam siltation, etc. The aim of this study was to evaluate the performance of the REGEM model implemented in AnnAGNPS to estimate gully length evolution. Fifteen gullies from a network of 94 units were analysed in the Campiña of Córdoba (Spain) between 2005 and 2013. Gully retreat rate was obtained by photointerpretation from the gully heads in consecutive periods in a GIS. The

analyses indicated that the Manning resistance coefficient  $n$  and the plow depth ( $T_D$ ) were the most sensitive parameters in the model. The original model was modified by replacing the maximum gully length in the model with an empirical relation for the study area, as well as calibrating the plow depth ( $T_D$ ).

### 1.- Introducción

Diversos estudios han demostrado que el acarcavamiento puede llegar a ser uno de los procesos erosivos con mayor peso en el balance de sedimentos (Poesen et al., 2003), siendo, además, particularmente frecuentes en regiones del Mediterráneo (Martínez-Casasnovas et al., 2003; De Santisteban et al., 2006). A diferencia de los cauces de ríos y arroyos, las cárcavas presentan márgenes muy escarpados, con un mayor cociente profundidad/anchura y abundantes cabeceras (Knighton, 1998). La aparición de las cabeceras suele atribuirse a actuaciones humanas como la modificación de la cobertura vegetal natural (Prosser and Soufi, 1998), tratamientos agrícolas (Vandekerckhove et al, 2000) o pavimentaciones (Crocke and Mockler, 2001).

El crecimiento de las cárcavas se produce por el retroceso de la cabecera ladera arriba, por el ensanchamiento de la sección y/o por la incisión del cauce. El proceso de formación de la cabecera se considera el punto crítico, ya que tras su formación es difícil controlar su desarrollo (Prosser and Soufi, 1998; Woodward, 1999). Alonso et al. (2002) propusieron un modelo hidráulico para la predicción de la erosión en cabecera de las cárcavas. Posteriormente, Flores-Cervantes et al. (2006)

integraron este modelo en un modelo morfodinámico para reproducir los procesos de evolución de cuencas. Hay dos modelos que relacionan la erosión en cabecera de cárcavas con la evolución de la cabecera, AnnAGNPS (*Annualized Agricultural NonPoint Source*) *Pollution Model* y CHILD (*Channel Hillslope Integrated Landscape Development*).

El modelo AnnAGNPS ha sido aplicado para predecir la evolución de cárcavas efímeras en diferentes condiciones (Yuan et al., 2001; Yuan et al., 2003; Li et al. 2016; Gudino Elizondo et al., 2018), con resultados diversos (Chachor et al., 2012). Por su parte, Campo-Bescos et al. (2013) obtuvieron resultados relativamente buenos utilizando el modelo CHILD en las Bardenas Reales en el norte de España. El módulo REGEM de AnnAGNPS, basado en el modelo de Alonso et al. (2002), estima la masa de sedimento generado *in situ* y transportado, así como la anchura, profundidad y longitud de la cárcava en diversos tiempos y en diferentes secciones transversales de la misma. REGEM estima para cada chubasco que genera escorrentía el arranque de partículas, la carga y el depósito de sedimentos en diferentes secciones, la anchura y la longitud final de la cárcava.

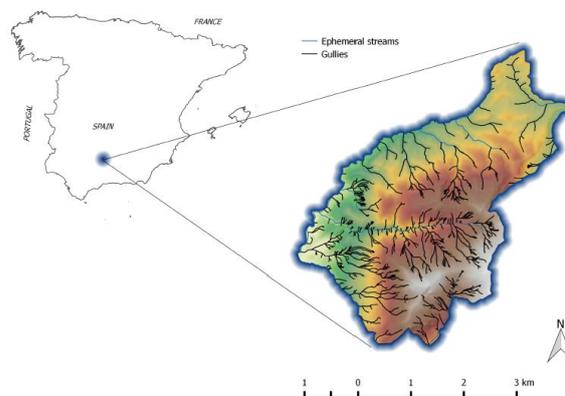
El objetivo de este trabajo es evaluar la capacidad de REGEM para estimar la evolución de la longitud de cárcavas permanentes. Para ello, primero se estudió su sensibilidad con respecto a las diferentes variables de. Además, se estudió la posibilidad de realizar mejoras en el módulo que permitieran obtener una mejor aproximación de los datos simulados a los medidos. Finalmente, se contrastaron los resultados obtenidos de las simulaciones con las longitudes medidas por Hayas et al. (2017) a partir de ortofotos en diferentes periodos, en una cuenca en el suroeste de Andalucía, de esta forma confirmar la utilidad de este modelo para predecir la evolución de cárcavas permanentes en la región.

## 2.- Materiales y métodos

La zona de estudio se encuentra en la campiña occidental de la cuenca del Guadalquivir, en la provincia de Córdoba, al suroeste de España (Figura 1). Se trata de una zona de colinas suaves con una elevación de unos 558 m sobre el nivel medio del mar, y pendientes que varían entre el 9 y el 20%. El material parental del suelo lo constituyen margas y areniscas con abundante carbonato cálcico. El orden

de suelos predominante es vertisol, gran tipo chromoxerert con una gran concentración de arcillas expansivas, entre 60 y 70 %, y menor de limo, entre el 20 y 25%. El perfil medio del suelo tiene un horizonte de labor Ap de 0.05 a 0.10m de profundidad, y un horizonte AC de hasta 0.5m, al menos. Los suelos están dedicados al cultivo del olivar y cultivos herbáceos en una proporción 63-36%, respectivamente. Para controlar las malas hierbas se realizan tres laboreos anuales en el olivar. La precipitación anual media es de 550 mm, concentrada fundamentalmente entre septiembre Los datos de precipitación diaria proceden de la estación meteorológica de AEMet de Castro del Río (37.69o N, 4.47o W).

Debido a la importancia de los procesos erosivos ocurridos en 2009-2011 en esta zona, atribuidos a chubascos no muy intensos pero muy persistentes, y a cambios en el uso del suelo (Hayas et al. 2016), se seleccionó el periodo 2005-2013. Además, en este periodo la resolución espacial de las fotos aéreas es mayor y se ha podido determinar el crecimiento en cabecera con mayor precisión que en periodos anteriores.



**Figura. 1.** Localización del sitio experimental y su red de drenaje.

Se tomó una muestra de 94 cárcavas con crecimientos positivos (sin presencia de operaciones de relleno significativas) y sin bifurcaciones, distribuidas en el periodo de estudio. Esta muestra presenta una superficie de drenaje media de 0.93 ha con una desviación típica de 1.04 ha, y un intervalo desde 0.04 ha hasta 5.13 ha. La pendiente media es 13.2% y su desviación típica 6.5%.



**Figura 2.** Cabecera en un cultivo de olivar sobre vertisoles en la zona de estudio.

Las variables de entrada del modelo REGEM son la densidad aparente, el coeficiente de resistencia al flujo superficial de Manning,  $n$ , la pendiente media en el lecho de la cárcava, la superficie vertiente en la cabecera de la cárcava al inicio del periodo de simulación, el caudal máximo en la misma, el volumen de escorrentía, la profundidad labor y la textura del suelo y la concentración de agregados finos y gruesos. Para cárcavas efímeras diferencia tres tipos de condiciones del suelo en función del laboreo realizado. Puesto que no es objeto de este trabajo estudiar la estimación de la producción de sedimentos, no son necesarios los datos texturales del suelo ya que éstos solo son utilizados para calcular la pérdida de las diferentes fracciones y para el cálculo interno del esfuerzo de corte crítico ( $\tau_{cr}$ ) y del coeficiente de erodibilidad ( $k_d$ ). Estos últimos fueron obtenidos a partir de la bibliografía (tabla 1).

Los incrementos de longitud de las cárcavas se obtuvieron mediante la identificación de las cabeceras en ortofotos consecutivas y posterior digitalización del tramo que las separa en QGIS. Esta operación se realizó para cada uno de los años en los que se disponía de ortofotos en el periodo de estudio (2005, 2007, 2009, 2011 y 2013). Las superficies de drenaje y las pendientes medias se obtuvieron de un Modelo Digital de Elevaciones con resolución espacial de 5 m. El caudal máximo y volumen total de escorrentía se generaron a partir de la precipitación diaria de la estación de Castro del Río. Se generaron 100 hietogramas para cada precipitación diaria y la duración del chubasco a partir de una función exponencial. Se aplicó el modelo de Green y Ampt para calcular el exceso de lluvia y el hidrograma unitario instantáneo de Karlinger y Troutman (1985) para el caudal

máximo. La escorrentía total se obtuvo como el producto del exceso de lluvia por la superficie de la cuenca de drenaje. En las simulaciones se despreciaron los chubascos con precipitación inferior a 5 mm por no causar erosión, un valor bastante menor que los 13 mm propuestos por Wischmeier y Smith (1978).

**Tabla 1.** Valores de  $n$  de Manning, esfuerzo cortante en el lecho de la cárcava ( $\tau_{cr}$ ) y erodibilidad ( $k_d$ ) considerados.

Variable	Intervalo	Fuente
$n$	0.03 - 0.29	Limerinos 1970; Campo-Bescós et al. 2013; Castillo et al. 2014; Rengers et al. 2014; Gudino-Elizondo et al. 2018
$\tau_{cr} (Pa)$	0.05 - 60	Hanson et al. 2004; Knapen et al. 2007; Gudino-Elizondo et al. 2018
$k_d$ ( $m^3 N^{-1} s^{-1}$ )	$6 \cdot 10^{-9}$ - 0.1	Hanson et al. 2004; Knapen et al. 2007; Mazurek 2010

En el modelo REGEM, antes de que empiece la migración de la cabecera en ésta debe alcanzarse la suela de labor, A partir de ese momento la cárcava empieza a crecer en longitud. La excavación puede tardar más o menos en función de la profundidad de laboreo, el esfuerzo de corte crítico del suelo y del chubasco. Sin embargo, en el modelo de Alonso et al. (2002) no se considera el caso de suelos sin capa de labor evidente asimilable a un horizonte de suelo más resistente a la erosión. En nuestro caso, en la zona de estudio, se han medido profundidades en algunas secciones de las cárcavas que alcanzan los 4 m y siendo la profundidad media de las cabeceras de 0.78 m. Por ello, se ha tratado el valor de esta variable como un parámetro a ajustar, realizándose varias simulaciones para determinar el intervalo de valores que podría tomarse para el análisis de sensibilidad.

El proceso de simulación se realizó considerando que la cabecera ya estaba formada, por lo que el socavamiento inicial quedo fuera del proceso. De la muestra inicial se tomó una submuestra de 15 cárcavas para las cuales se calculó su evolución para un periodo equivalente a la resolución temporal de las ortofotos (2 años). Las longitudes producidas en cada evento fueron guardadas para cada cárcava de la muestra. Otra de las limitaciones de la aplicación de REGEM es el cálculo de la longitud máxima que puede alcanzar la cárcava. Esta fue descrita por Leopold et al. (1964) como una función exponencial dependiente de la superficie de drenaje. En REGEM

las cuencas de drenaje se asemejan a triángulos con uno de los vértices en la cabecera. Posteriormente, con el crecimiento de la cárcava la superficie de drenaje se va reduciendo y, con ella, la escorrentía que llega a la cabecera. La longitud a la que se detiene el avance de la cabecera es la mitad de la altura de ese triángulo. Se estudió la relación de esta longitud con la superficie de la cuenca y se insertó una nueva relación en el código. Sin embargo, esta mejora no resuelve el problema de las bifurcaciones, fenómeno muy común en las cárcavas. La relación entre el esfuerzo de corte y el caudal no es lineal, por tanto, no puede esperarse que la división de la cárcava tenga un efecto lineal y el crecimiento total de las cárcavas no será igual a la suma para ambas subcuencas. Se realizó un análisis de sensibilidad en SimLab v2.2 (Saltelli et al., 2004) para el primer chubasco del periodo de estudio considerando que la cabecera ya estaba formada. Se utilizó el método eFAST (*extended Fourier Amplitude Sensitivity Test*) con una muestra de 2500 valores. Se consideraron aquellas variables de entrada de las cuales se posee incertidumbre: el coeficiente de resistencia de Manning, el esfuerzo de corte crítico del lecho  $\tau_{cr}$ , el coeficiente de erodibilidad  $k_d$  y la profundidad de laboreo  $T_D$ . Para todas ellas se usó una distribución uniforme, teniendo igual peso todos los valores posibles. Se recurrió a la bibliografía (Tabla 1) en busca de valores aplicables a las condiciones del sitio, seleccionándose, finalmente, los intervalos mostrados en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Intervalos utilizados para las variables estudiadas en el análisis de sensibilidad.

	n	$\tau_{cr} (Pa)$	$k_d (m^3 N^{-1} s^{-1})$	$T_D (m)$
Mín.	0.015	0.05	0.35	0.1
Máx.	0.4	7	23	1

### 3.- Resultados

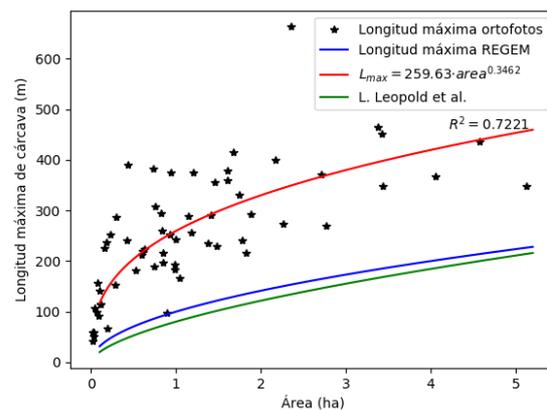
#### 3.1 Mejora del modelo

Durante la prueba del modelo con los datos de campo, las simulaciones rápidamente tendían a la longitud máxima tras una decena de chubascos, debido a la dificultad para determinar una profundidad de laboreo válida. Estas longitudes no se correspondían con las medidas a partir de las ortofotos y, además, las cárcavas de la zona de estudio podían presentar crecimientos en años posteriores, por lo que no habían alcanzado su

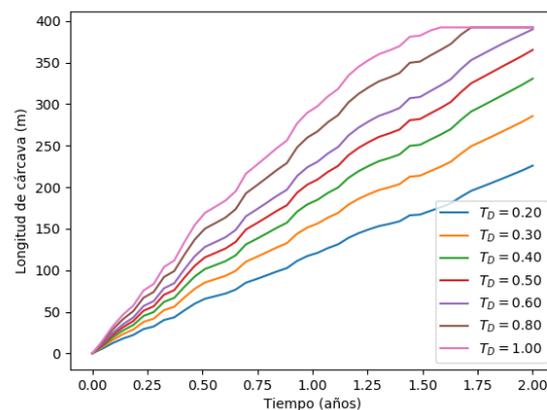
longitud máxima. Se consideró que el modo de cálculo de la longitud máxima no era adecuado para el tipo de cárcava objeto de estudio, debido a las formas alargadas o rectangulares de las cuencas, y se decidió adoptar una relación empírica entre el área de drenaje y la longitud máxima que podría tener la cárcava. Se prefirió una ecuación exponencial siguiendo los trabajos de Leopold et al. (1964). Se realizaron nuevas simulaciones con una submuestra de 15 cárcavas (Figura 3), quedando la relación empírica del siguiente modo:

$$L_{max} = 259,63 \text{ area}^{0,3462} \quad (1)$$

Las longitudes máximas se midieron como la línea recta más larga entre la cabecera y la divisoria del área de drenaje de la cárcava. No se espera que se alcance este valor, sino que sirva para relacionar la disminución de la superficie que vierte sobre la cabecera conforme al crecimiento en longitud.



**Figura 3.** Relación entre el área de drenaje y la longitud máxima que pueden alcanzar las cárcavas.



**Figura 4.** Evolución de la longitud de una cárcava con una superficie de drenaje de 3.3 ha, 20% de pendiente media, coeficiente de resistencia de Manning  $n=0.1$  a lo largo del periodo 2005-2007 para diferentes profundidades de laboreo  $T_D$ .

Con la nueva relación área – longitud máxima, debía buscarse una  $T_D$  con la que se obtuviesen evoluciones similares a las experimentadas en la zona de estudio. Se hicieron simulaciones para varias cárcavas variando los valores de  $T_D$ . Con  $T_D$  igual a 0.20 m se obtienen como resultado valores próximos a las longitudes de cárcavas medidas a partir de las ortofotos para la mayoría de la muestra. En la Figura 4 se observa la evolución simulada para una cárcava con área de drenaje de 3.3 ha y pendiente de 20% (utilizada como modelo en las representaciones) utilizando diferentes valores de  $T_D$ . El crecimiento medido en las ortofotos era de 197 m, puede verse que, en este caso, con  $T_D$  igual a 0.20 m se sobrestima la longitud y con 0.60 m se alcanza el máximo.

### 3.2. Análisis de sensibilidad

De las simulaciones realizadas en el análisis de sensibilidad del primer evento de lluvia del periodo, 9.5 mm, para la cárcava modelo resultaron crecimientos cuya mayoría eran de entre 6 y 10 m. Los índices de sensibilidad de los parámetros estudiados se muestran en la Tabla 3, teniendo una importancia despreciable las variables  $\tau_{cr}$  y  $k_d$ .

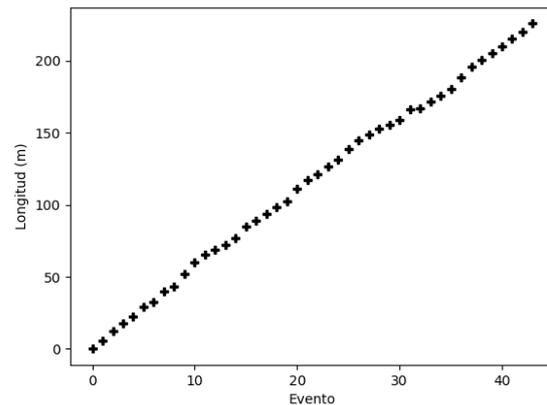
**Tabla 3.** Valores de los índices de sensibilidad total de las variables estudiadas.

	Índice de sensibilidad total
$n$	0.8366
$\tau_{cr}(Pa)$	0.000488
$k_d (m^3 N^{-1} s^{-1})$	0.000248
$T_D(m)$	0.1299

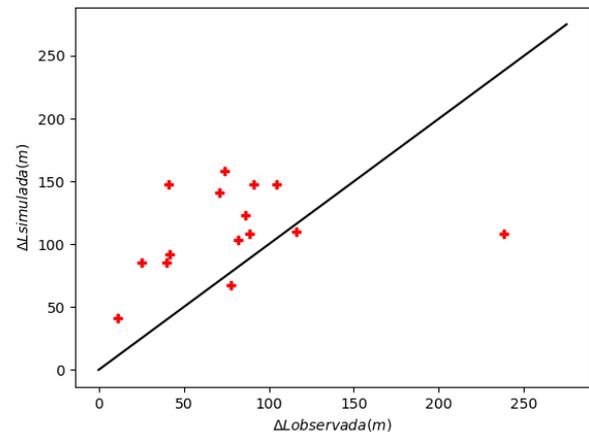
### 3.3. Validación

Se estudió el crecimiento en longitud de las cárcavas en relación a la magnitud del evento de precipitación. La figura 5 muestra estos crecimientos en la cárcava modelo con sus correspondientes precipitaciones diarias ordenadas de menor a mayor para el periodo 2005-2007.

Finalmente, se compararon las diferencias existentes entre los crecimientos observados en las ortofotos con los simulados para la submuestra de 15 cárcavas (figura 6) tras ser corregido el cálculo de la longitud máxima y con un valor de  $T_D$  igual a 0.20 m.



**Figura 5.** Crecimiento acumulado de una cárcava referido a cada evento de precipitación en el periodo 2005-2007 con  $n = 0.10$  y  $T_D = 0.20$  m, en una cuenca de 3.3 ha y pendiente media del 20%. Los eventos han sido ordenados de menor a mayor precipitación.



**Figura 6.** Crecimientos registrados a partir de las ortofotos frente a los simulados con REGEM para la submuestra de 15 cárcavas con  $T_D = 0.20$  m,  $n = 0.1$ , en el periodo 2005-2013.

## 4.- Discusión y conclusiones

El método para calcular la longitud máxima propuesto por Gordon (2007) no parece ser válido para esta zona de estudio. La relación longitud máxima – área es especialmente importante ya que la superficie de drenaje va reduciéndose con el aumento de la longitud de la cárcava, de modo que el caudal y volumen de agua se ven afectados. Esta disminución es proporcional en REGEM, si bien la forma de la cuenca debe determinar el tipo de relación. Por lo que podría estudiarse la inclusión de un coeficiente de forma de la cuenca y así evitar calcular relaciones empíricas en cada situación. Se ha propuesto una función alternativa que mejora las

predicciones y elimina la limitación del crecimiento que se alcanzaba demasiado rápido, probablemente por tratarse de cuencas más alargadas.

En las primeras simulaciones las longitudes máximas se alcanzaban rápidamente, debido a la aproximación de semejanza entre la profundidad de labrado y la profundidad de la cabecera o de la cárcava. El valor de  $T_D$  debería utilizarse para calcular la energía del impacto del agua en la base de la cabecera en el modelo de Alonso et al. (2002). Sin embargo, este valor no ha podido identificarse como la profundidad de la cabecera de forma satisfactoria en este trabajo. En la figura 4, puede apreciarse la importancia de esta variable. Se obtiene una longitud aproximada a la observada en las ortofotos (197 m) para la cárcava modelo con una profundidad de labrado de 0.20 m. Con profundidades más próximas a la media de las cabeceras medidas en campo, 0.78 m, rápidamente se alcanza el valor máximo de longitud, que no solo sobrestima, sino que también impide el crecimiento en futuros eventos.

En el análisis de sensibilidad se observa que la variable que, con diferencia, tiene mayor peso en los resultados es el coeficiente de resistencia de Manning,  $n$  (0.8366). Gudino-Elizondo et al. (2018) encontraron en su estudio de cárcavas efímeras con AnnAGNPS en caminos no asfaltados que  $T_D$  y  $\tau_{cr}$  eran los parámetros más sensibles lo cual contrasta con los resultados obtenidos en este trabajo en cárcavas producidas en cultivos de olivar, si bien, en su experimento, las simulaciones se realizaban con la formación de la cabecera de la cárcava que es cuando  $\tau_{cr}$  tiene mayor importancia. Los trabajos coinciden en que el coeficiente de erodibilidad es un factor poco significativo. Esto concuerda con la hipótesis generalmente aceptada de que una vez formada la cabecera, el control de la erosión en cárcavas es complicado (Prosser and Soufi, 1998; Woodward, 1999).

La determinación con precisión del coeficiente de resistencia de Manning para las cárcavas es difícil si se consideran las asperezas que pueden encontrarse de forma temporal, como restos de vegetación que pueden ser arrastrados, y la variación del relieve del fondo de la cárcava con el tiempo (Arcement y Schneider, 1984).

También presenta un índice de sensibilidad total importante la profundidad de labrado, pero éste es bastante menor (0.1299). Sin embargo, la asimilación de esta variable a una medida física en cárcavas permanentes no ha sido definida, por lo que la incertidumbre, a priori, es total.

Se exploró si se podía suponer que el crecimiento de la cárcava podía deducirse de los chubascos de mayor magnitud y considerar que el resto tienen un impacto despreciable. Al reordenar los chubascos de menor a mayor precipitación se detecta una tendencia que, en principio, no parece apoyar esta hipótesis. Se debe a que la mayor parte de los grandes chubascos ocurrieron más tarde en la simulación. Si bien se aprecian saltos mayores en algunos puntos, estos parecen responder más al momento en el que la precipitación tiene lugar, con respecto al aumento en longitud de la cárcava, que a la magnitud del propio chubasco. Es en los primeros chubascos cuando la cárcava crece con mayor rapidez y con el aumento en longitud de la cárcava se reduce su área de drenaje.

A pesar de la modificación de las longitudes máximas que pueden alcanzar las cárcavas y del uso de una profundidad de labrado que se ajusta específicamente a los datos, existen ciertas diferencias entre las longitudes observadas y las simuladas (figura 6). Para esta submuestra de 15 cárcavas las longitudes observadas son un 29% inferiores a las calculadas.

En conclusión, la aplicación del modelo a cárcavas permanentes y la estimación de sus longitudes presentan varios problemas cuya solución debería ser estudiada en más profundidad antes de poder ser aplicado satisfactoriamente:

- Por un lado, la obtención de los datos a partir de las ortofotos con los que poder comparar los resultados obtenidos es complicada, ya que requiere la identificación precisa y de forma manual de las cárcavas con la red de drenaje, y discerniendo entre cárcavas sobre las que se ha actuado.
- No contempla bifurcaciones en cárcavas que suponen la división de las áreas de drenaje y, por consiguiente, la reducción de la velocidad de avance de la cabecera. Por lo que las situaciones en las que podría utilizarse el modelo se verían limitadas a tramos en cuya evolución no se produce bifurcación entre sucesivas ortofotos.
- El parámetro más sensible es especialmente difícil de determinar ya que el coeficiente de resistencia de Manning en la cárcava no sólo depende del material del lecho, que también cambia al variar la textura de los horizontes socavados, sino que se ve influido por el aumento de la sinuosidad de la cárcava, la aparición de vegetación y raíces leñosas de los cultivos y de otros obstáculos que puedan ser arrastrados por el agua. Todos estos factores cambian a lo largo del periodo de simulación.

- El ajuste del parámetro de profundidad de laboreo de forma empírica reduce la base teórica del modelo. Además, el ajuste de este parámetro para obtener una longitud similar a la observada en campo reduce la capacidad del modelo para determinar la masa de sedimentos generados. Además, esta profundidad en el modelo es invariante para cualquier sección de la cárcava, mientras que en campo se han registrado profundidades de hasta cuatro metros en cárcavas en cuyas cabeceras la profundidad era de 1 m.

## 5.- Bibliografía

- Alonso, C. V., S. J. Bennett y O. R. Stein, 2002. Predicting headcut erosion and migration in concentrated flows typical of upland areas. *Water Resour. Res.* vol. 38 doi:10.1029/2001WR001173.
- Arcement G.J. y V.R. Schneider, 1984. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. USGS Water-supply. Paper 2339. Superintendent of Documents, Washington, D.C.
- Campo-Bescós, M. A., J. H. Flores-Cervantes, R. L. Bras, J. Casalí y J. V. Giráldez, 2013. Evaluation of a gully headcut retreat model using multitemporal aerial photographs and digital elevation models. *J. Geophys. Res.*, 118, 2159 - 2173, doi:10.1002/jgrf.20147.
- Castillo, C., R. Pérez, y J. A. Gómez, 2014. A conceptual model of check dam hydraulics for gully control: efficiency, optimal spacing and relation with step-pools. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 1705-1721, <https://doi.org/10.5194/hess-18-1705-2014>.
- Chahor, Y., J. Casalí y R. Giménez, 2012. Testing AnnAGNPS model in predicting ephemeral gully erosion in Navarre (Spain). *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 14252.
- De Santisteban, L.M., J. Casalí y J.J. Lopez, 2006. Assessing soil erosion rates in cultivated areas of Navarre (Spain). *Earth Surf. Proc. Landf.*, 31(4), 487 - 506, doi:10.1002/esp.1281.
- Gordon M. L., 2005. A rational approach to modelling ephemeral gully erosion, REGEM: The Revised Ephemeral Gully Erosion Model. Department of Geography, State University of New York at Buffalo.
- Gudino-Elizondo, N., T.W. Biggs, R.L. Bingner, Y. Yuan, E.J. Langendoen, K.T. Taniguchi, T. Kretzschmar, E.V. Taguas y D. Liden, 2018. Modelling Ephemeral Gully Erosion from Unpaved Urban Roads: Equifinality and Implications for Scenario Analysis. *Geosciences* 2018, 8, 137.
- Hanson, G.J. y K.R. Cook, 2004. Apparatus, test procedures, and analytical methods to measure soil erodibility in-situ. *Trans. ASAE*, 20(4), pp 455-462.
- Hayas A., T. Vanwallegem, A. Laguna, A. Peña y J.V. Giráldez, 2017. Reconstructing long-term gully dynamics in Mediterranean agricultural areas. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21: 235 - 249. <https://doi.org/10.5194/hess-21-235-2017>.
- Hayas A., J. Poesen y T. Vanwallegem, 2017. Rainfall and vegetation effects on temporal variation of topographic thresholds for gully initiation in Mediterranean cropland and olive groves. *Land Degrad. Develop.* 28: 2540 - 2552.
- Flores-Cervantes, J.H., E. Istanbuloglu y R. Bras, 2006. Development of gullies on the landscape: A model of headcut retreat resulting from plunge pool erosion. *J. Geophys. Res.* vol. 111, doi:10.1029/2004JF000226.
- Karlinger, M.R. y B.M. Toutman, 1985. Assessment of the instantaneous unit-hydrograph derived from the theory of topologically random networks. *Water Resour. Res.* 21: 1693-1702.
- Knapen A., J. Poesen, G. Govers, G. Gyssels y J. Nachtergaele, 2007. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Sci. Rev.* 89. 75-109.
- Knighton, D., 1998. Fluvial Forms and Processes, 383 pp., Edward Arnold, Londres.
- Leopold, L.B., M.G. Wolman y J.P. Miller, 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Li H., R.M. Cruse, R.L. Bingner, K.R. Gesch y X. Zhang, 2016. Evaluating ephemeral gully erosion impact on Zea Mays L. yield and economics using AnnAGNPS. *Soil Till. Res.* 155. 157-165.
- Limerinos J.T., 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. USGS, Water-Supply Pap. 1898-B. US Superintendent of Documents, Washington, D.C.
- Martínez-Casasnovas, J. A., C. Antón-Fernández, y M. C. Ramos, 2003. Sediment production in large gullies of the Mediterranean area (NE Spain) from high-resolution digital elevation models and geographical information systems analysis. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 28(5), 443 - 456, doi:10.1002/esp.451.
- Mazurek K.A. 2010. Erodibility of a cohesive soil using a submerged circular turbulent impinging jet test. *2nd Joint Federal Interagency Conference*, Las Vegas. NV. June 27 - July 1, 2010.
- Muñoz-Carpena, R., Z. Zajac, y Y.M. Kuo, 2007. Global sensitivity and uncertainty analyses of the water quality model VFSMOD-W. *Trans. AASABE*. 50(5): 1719-1732.
- Poesen, J., J. Nachtergaele, G. Verstraeten y C. Valentin, 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50, 91 - 133.
- Prosser, I. P., y M. Soufi, 1998. Controls on gully formation following forest clearing in a humid temperature environment. *Water Resour. Res.*, 34(12), 3661 - 3671.
- Rengers, F. K., y G. E. Tucker, 2014. Analysis and modelling of gully headcut dynamics, North American high plains. *J. Geophys. Res.* 119, 983-1003, doi:10.1002/2013JF002962.
- Saltelli A., S. Tarantola, F. Campolongo y M. Ratto, 2004. Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to Assessing Scientific Models. John Wiley and Sons: Chichester.
- Vandekerckhove, L., J. Poesen, D.O. Wjdenes, J. Nachtergaele, C. Kosmas, M.J. Roxo y T. D. Figueiredo, 2000. Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 25, 1201- 1220.
- Wischmeier, W.H. y D.D. Smith, 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning, *USDA Ag. Hbk.* 537, USDA, Washington, D.C.
- Woodward, D. E., 1999. Method to predict cropland ephemeral gully erosion. *Catena*, 37, 393 - 399.
- Yuan, Y., R.L. Bingner y R.A. Rebich, 2003. Evaluation of AnnAGNPS nitrogen loading in an agricultural watershed. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 39, 457- 466.
- Yuan, Y., R.L. Bingner y R.A. Rebich, 2001. Evaluation of AnnAGNPS on Mississippi Delta MSEA watersheds. *Trans. ASAE* 2001, 44, 1673-1682.

## MONITORING AND MODELING OF SOIL WATER COMPONENTS IN A COASTAL DUNE ENVIRONMENT OF THE DOÑANA NATIONAL PARK USING A PRECISION METEOLYSIMETER

C. Kohfahl<sup>1</sup>L., Maarten Saaltink<sup>6,7</sup>, F. Ruiz Bermudo<sup>1</sup>, L. Molano-Leno<sup>1</sup>, A. N. Martínez Sánchez de la Nieta<sup>1</sup>, C. Guardiola<sup>8</sup>, D. J. Martínez Suárez<sup>3</sup>, L. Moreno<sup>8</sup>, K. Vanderlinden<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico y Minero de España, 41013-Seville, Spain.c.kohfahl@igme.es

<sup>2</sup> UMS AG, 81379-Munich, Germany

<sup>3</sup> IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, 41200-Alcalá del Río, Seville, Spain

<sup>4</sup>Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba, Córdoba, Spain

<sup>5</sup>Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, 14004-Córdoba, Spain

<sup>6</sup>Department of Civil and Environmental Engineering, Universitat Politècnica de Catalunya, (UPC), Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain.

<sup>7</sup>Associated Unit: Hydrogeology Group (UPC-CSIC), Spain

<sup>8</sup>Instituto Geológico y Minero de España, 28003-Madrid, Spain,

**RESUMEN.** Se instaló un meteo-lisímetro de alta precisión 2015 en una duna costera de la Reserva Natural de Doñana para cuantificar los flujos de agua y energía en sistemas dunares y para estimar su dependencia de las tendencias climáticas regionales. El lisímetro de pesaje contiene una muestra de suelo no alterada de 1 metro cuadrado de superficie, 1,50 m de altura con una resolución de pesaje de 10 g y control de las condiciones de contorno inferior. Los flujos individuales se cuantificaron utilizando observaciones lisimétricas. Se calibró un modelo 1D que en función de la recarga y los datos de las series de tiempo TDR. El modelo calibrado reproduce bien los datos monitoreados y, por lo tanto, constituye una herramienta poderosa para investigar el impacto de los escenarios climáticos en el presupuesto de agua del suelo y la recarga de agua subterránea en las zonas costeras de dunas.

**ABSTRACT.** A high-precision meteo-lysimeter was installed 2015 on a coastal dune in the Doñana Natural Reserve to quantify the water and energy flux in dune systems and to estimate its dependence on regional climatic trends. The weighing lysimeter contains an undisturbed soil sample of 1 square meter in area, 1.50 m in height with a weighing resolution of 10 g and control of the lower boundary conditions. The individual flows were quantified using lysimetric observations. A 1-D model was calibrated based on the recharge and data of the TDR time series. The calibrated model reproduces well the monitored data and, therefore, constitutes a powerful tool to investigate the impact of climate scenarios on the soil water budget and the recharge of groundwater in coastal areas of dunes.

they play a critical role for the conservation of coastal wetlands, especially in the Doñana National Park, which are threatened by intensive agricultural irrigation and intensive tourism. The main objective of this study is to quantify the recharge in dune belts under a semiarid climate, and its dependence on regional climate trends.

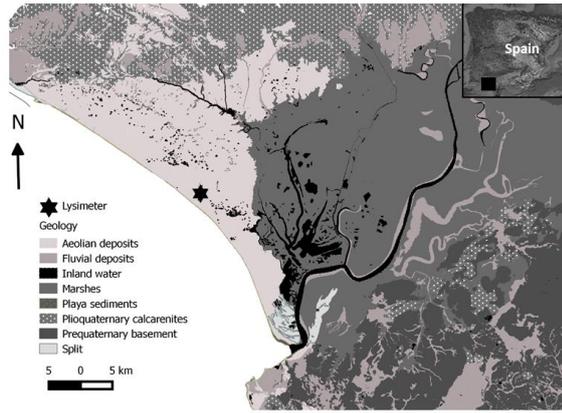
Beyond the large number of methods for recharge estimation, weighing lysimeters yield the most precise measures of recharge, evapotranspiration and precipitation (Peters et al. 2014). Nonetheless, precise weighing lysimeters have been mostly installed for agricultural purpose in crop areas and therefore only limited knowledge exists about recharge dynamics and its dependence on meteorological parameters in dune belts.

The Geological and Mining Institute of Spain (IGME), in collaboration with the Biological Station of Doñana (EBD-CSIC), started recently a research project to monitor the natural recharge in the dune belts of the Doñana National Park. A high precision weighing meteo-lysimeter with lower boundary control was installed in September 2015 for continuous monitoring of recharge and other soil and meteorological parameters.

The climate of the area is sub-humid Mediterranean with Atlantic influence, dry summers and humid winters. The average rainfall, which occurs between October and March, is between 500 and 600 mm, with a great interannual variability, between 250 and 1100 mm (Custodio et al., 2009). The average annual air temperature is about 17 °C near the coast and 18 °C in the center of the Park. There are around 3000 hours of sunshine every year (Manzano, 2009).

### 1.- Introducción

Dune belts are fundamental for groundwater recharge in coastal aquifers and consequently for the maintenance of ecological habitats. The site is located in a coastal dune of the Doñana National Park, a highly groundwater dependent wetland area (Fig. 1). Due to their elevated recharge rates, dune belts are important for the recovery of groundwater levels and for the prevention of saline intrusion. Therefore

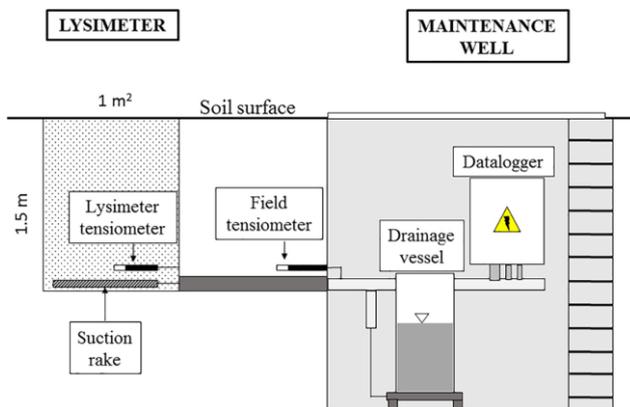


**Fig. 1.** Meteo-Lysimeter placement, located in Doñana National Park, province of Huelva, Southwest of Spain (source: Kohfahl et al. 2011 and wikipedia.com)

## 2.- Lysimeter experiment

Sediment analysis from previous projects have shown that the Doñana dune belt material is made up of medium coarse sands of a well-sorted grain size distribution. The aeolian dune sands are composed of quartz and feldspars. Some secondary minerals, such as carbonates, clay, sulphides or Fe-oxides, might have formed afterwards in situ due to subsequent weathering processes.

In September 2015, the site was equipped with a UMS (UMS AG, Munich, Germany) cylindrical lysimeter of 1 m<sup>2</sup> surface, 1.50 m height and a weighing resolution of 10 g (Fig. 2).



**Fig. 2.** Sketch of the Lysimeter.

Additionally 2 automatic meteorological stations (Vantage PRO2 Davis, California, USA; UMS AG, Munich, Germany) and six CS650 soil moisture sensors (Campbell Scientific, Logan, UT) were installed at 0.30, 0.60, 1.20, 1.60, 2.20, and 3 m depth. The lower boundary condition at the bottom of the lysimeter is controlled at 1.4 m depth using a peristaltic pump. A peristaltic pump maintains the bottom of the lysimeter at the same potential as measured by the field tensiometer installed outside the lysimeter. Table 1 shows the measurements that are continuously performed. Physico-chemical soil properties such as

density, grain size, mineralogy and metals were also analysed at different depths.

**Table 1.** Measured parameters and intervals. Air and soil temperature was measured at 2, 0.5, 0.05, -0.05-0.1, -0.2, -1.4 m depth. Soil depth indicated by negative value.

Measured parameter	Time interval (minutes)
Soil mass lysimeter	1
Water mass drained from lysimeter	1
Soil water tension	10
Soil moisture	10
Wind direction	10
Wind velocity	10
Net radiation	10
Precipitation	10
Air humidity	10
Air and soil thermal profile	10
Soil bulk density	Once
Grain size distribution	Once
Mineralogy	Once
Metals content	Once

To eliminate measurement noise, the raw data are corrected to accurately calculate precipitation (P) and recharge (R) from lysimeter data. Intrinsic noise in lysimeter data was reduced by smoothing through the AWAT filter (Peters et al. 2014). This method has been recently applied in other studies (Hoffmann et al. 2016). For the application of the AWAT algorithm, the parameters maximum window width and maximum threshold were defined according to optimized values in former lysimeter studies (Peters et al. 2014) with values of 31 min and 0.24 mm, respectively. Occasional short gaps in the lysimeter data time series occurred due to power failures leading to a data loss of around 1%.

According to the soil water balance the infiltrating rain water, P, increases soil water storage,  $\Delta W_{lys}$ , and recharge, R, assuming that no evapotranspiration, ET, occurs during rainfall. The hydrological balance equation states that:

$$P = R + ET + \Delta W_{lys} \quad (1)$$

P can then be calculated according to Schrader et al. (2013) as:

$$\Delta W = \Delta W_{lys} + \Delta W_{drain}$$

$$P = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W > 0 \\ 0, & \Delta W \leq 0 \end{cases}, \quad (2)$$

where  $\Delta W_{lys}$  [kg] is the mass change of the lysimeter during each time interval which corresponds to the water storage change,  $\Delta W_{drain}$  [kg] is the mass change in the drainage sampling vessel, P [kg] is the sum of

precipitation recorded by the lysimeter. Registration of reliable lysimeter data started in December 2015.

### 3.- Numerical model

The lysimeter experiment was simulated with CODEBRIGHT, a finite element code for modelling multiphase flow and heat transport (Olivella et al., 1996). The lysimeter is represented by a vertical one-dimensional finite element grid of 1.4 m length, divided into 140 elements of 0.01 m. The domain is homogeneous representing the homogeneous dune sand. The model used all available data, including almost 2 hydrological years from November 25, 2015 to October 4, 2017. Balance equations were solved for water, air and energy in an unsaturated medium. Both water and air can exist in the liquid and gas phase and be transported in these two phases through advection, diffusion and dispersion. To account for dry conditions which are not well represented by the Van Genuchten retention curve, two additional retention curves were considered by the simulations (Rossi & Nimmo and a double porosity retention curve). Table 1 gives the most important parameter values. Moreover, densities, viscosities of gas and liquid and surface tension of the gas-liquid interface all depend on temperature through standard functions. For more details, we refer to Olivella et al. (1994 and 1996).

Retention curve				
Van Genuchten	$p_0$	34 hPa	$m$	0.76
	$S_{l,s}$	1.0	$S_{l,r}$	0.15
Rossi & Nimmo	$p_0$	34 hPa	$p_{dry}$	$1 \cdot 10^7$ hPa
	$m$	0.76	$\alpha$	0.1
	$S_{l,s}$	1.0	$S_0$	0.15
Double porosity retention curve	$p_{0,1}$	34 hPa	$p_{0,2}$	$5 \cdot 10^5$ hPa
	$m_1$	0.76	$m_2$	0.5
	$f_1$	0.85	$f_2$	0.15
Porosity	$\phi$	0.37		
Solid density	$\rho_s$	2670 kg m <sup>-3</sup>		
Permeability	$K_{int}$	1.0 · 10 <sup>-11</sup> m <sup>2</sup>		
	$m$	0.76		
Vapor diffusion	$D_0$	5.6 · 10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-2.3</sup> Pa		
	$n$	2.3		
	$\tau$	6.0		
Thermal conductivity	$\lambda_g$	0.025 J °C <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup>		
	$\lambda_l$	0.60 J °C <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup>		
	$\lambda_s$	2.0 J °C <sup>-1</sup> m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup>		
Atmospheric parameters	$z_a$	2.0 m		
	$z_0$	0.01 m		

**Table 1.** Main parameters used for the models.  $K_{int}$ ,  $\tau$ ,  $\lambda$  and  $z_0$  are obtained from calibration.

Fluxes at the top boundary of water, air and energy are calculated as a function of meteorological measured data (rainfall, temperature, net radiation, relative humidity and wind velocity) and the state variables temperature, gas and liquid pressure calculated by the model. The gas pressure is fixed to the atmospheric pressure of 0.1 MPa at the top

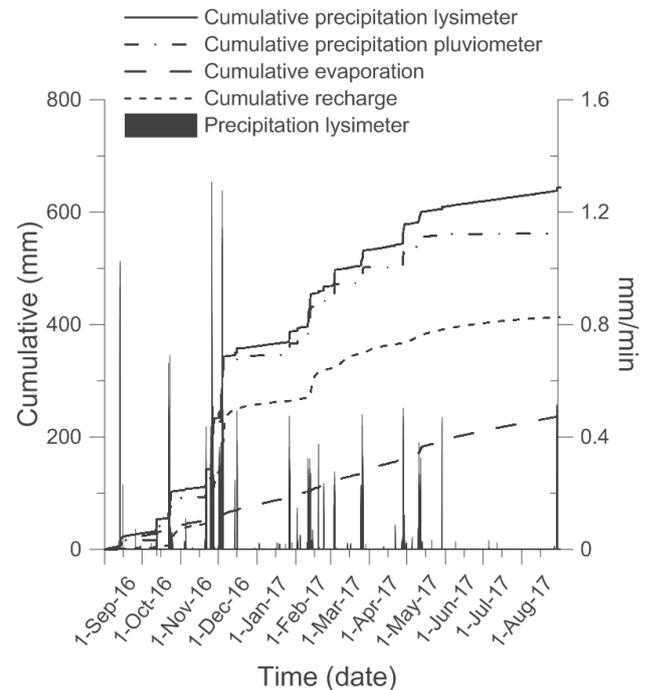
boundary. At the bottom of the model the liquid pressure and temperature is prescribed to values calculated from daily averaged measurements of suction in the undisturbed soil next to the lysimeter at the same depth as the bottom of the lysimeter. A zero air flux boundary condition was used at the bottom. Initial liquid pressure is 945 hPa (which corresponds to a suction of 55 hPa). This gives a volumetric water content of 0.03 which corresponds to measured values ranging between 0.02 and 0.04 at various depths. Initial gas pressure is 1000 hPa. Initial temperatures are calculated by linear interpolation of measured temperatures.

Solid density, porosity and retention curves were determined from laboratory experiments. We used three retention curves, the classical retention curve of van Genuchten (1980), the Rossi and Nimmo (1994) retention curve and a two porosities curve according to Durner (1994).

### 4.- Results

#### 4.1 Results of the lysimeter experiment

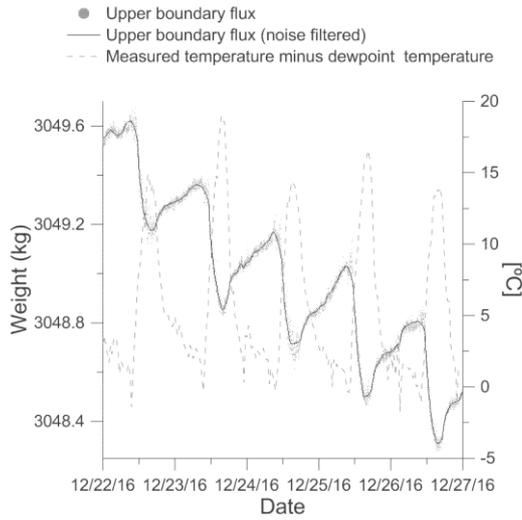
Results of the lysimeter experiment are shown for one hydrological year to allow comparisons of annual hydrological balances measured in other studies. For the hydrological year 01.09.2016–31.08.2017 the resulting annual recharge was 413 mm corresponding to 64% of precipitation measured by the lysimeter (Figure 3).



**Fig. 3.** Measured soil water components for the hydrological year 2016/2017.

A further important result is that the annual precipitation registered by the lysimeter exceeds the pluviometer (tipping bucket) data by 13%. As illustrated in Figure 4 this difference is attributed to measured

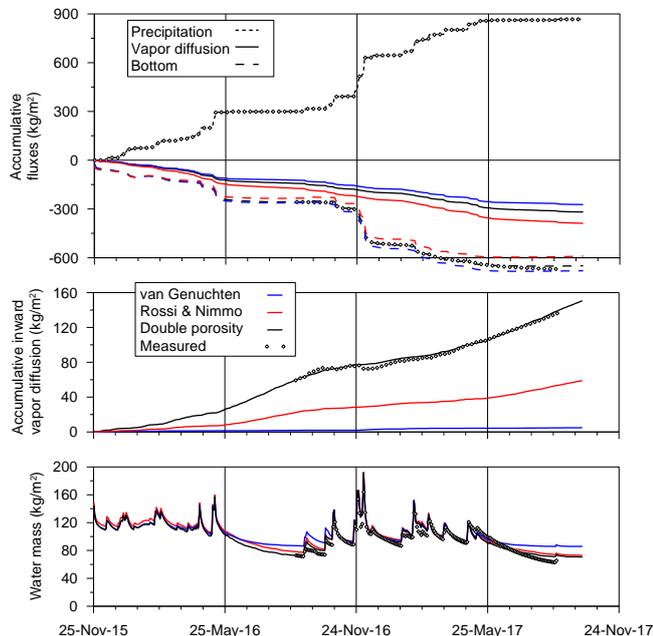
cumulative weight increase by vapor adsorption in days without rainfall summing up to an annual amount of 77 mm.



**Fig. 4.** Measured soil water components for the hydrological year 2016/2017.

**4.2.- Results of the numerical experiment**

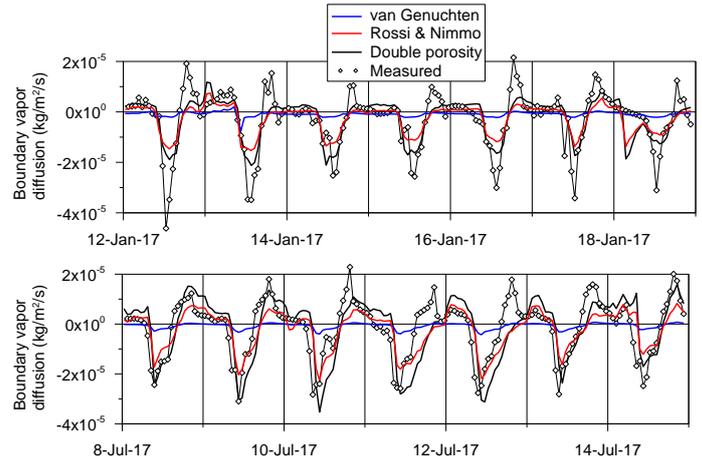
The model with the double porosity retention curve gave the best fit with the measurements. The model fits well the accumulative flux measured at the bottom and the mass of water at a yearly timescale (Figure 5). Therefore, the model also reproduces well the average net diffusion related to condensation-evaporation at the boundary at this time scale.



**Fig. 5.** Accumulative boundary fluxes (above and middle graph) and mass of water in the lysimeter (lower graph). Inflow is positive, outflow negative. Measured rainwater was used as input.

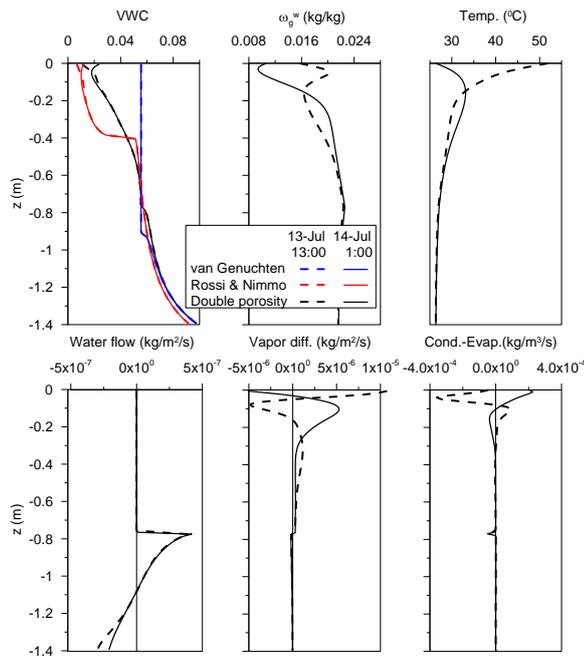
To compare the effect of retention curves on the simulated results, Figure 6 shows the respective vapor fluxes at the

boundary during a week in summer and in winter. The model results of the model with the double porosity retention curve show similar oscillations as the measurements. During the day there is clearly a negative (or outward) diffusion, related to evaporation which is reversed at night. Nevertheless, during summer the modelled oscillations are somewhat delayed with respect to the measurements. The large measured inward diffusion during the afternoon is not reproduced by the model. Also the model underestimates the size of the oscillations in vapor diffusion during the winter.



**Fig. 6.** Evolution of vapor diffusion at the boundary during a week in winter (above) and in summer (below). Positive refers to inward and negative to outward diffusion.

To gain insight in the dynamics of the processes taking place considering the role of different retention curves, we have plotted simulated profiles of various variables for a point of time at night and at day in summer (Figure 7). We can observe an evaporation front at about 0.8 m and deep below this front water flows downwards, enabling the drainage at the lower boundary. Up to 0.1 m below the front liquid water flows upwards, evaporates at the front and continues its upward transport as vapor diffusion. Moreover, (Figure 7) shows within the top few decimeters of the soil a pattern of alternating bands of condensation and evaporation, which follows the daily temperature oscillations that fade out deeper in the soil.



**Figure 7.** Simulated profiles during summer of VWC (volumetric water content),  $\omega_v^w$  (vapor mass fraction), temperature, fluxes of liquid water flow, vapor diffusion and condensation-evaporation of water. Positive fluxes are upward, negative downward. Condensation is positive and evaporation negative.

## 5.- Conclusions

The presented study shows measurements of soil water components and vapor flow during a hydrological year by a high precision meteorolysimeter with lower boundary control installed within a coastal dune belt subjected to a dry subhumid climate. Results are in agreement with studies in similar environments and show a recharge rate corresponding to 64% of precipitation measured by the lysimeter. Diurnal oscillations of the measured upper boundary during minutes without rainfall represent vapor adsorption and real evaporation rates ranging from 0.3 to 0.4 mm/day and 0.4 and 0.6 mm/day, respectively throughout the whole year. The registered precipitation of the lysimeter exceeded the pluviometer data by 13% due to vapor adsorption which was only measured by the lysimeter summing up an annual cumulative vapor adsorption of 77 mm.

A numerical model taking into account water, vapor and heat transport in unsaturated soil could simulate the water adsorption deduced from the daily oscillations of the mass of water, measured in the lysimeter. Simulated and measured water vapor adsorption is 81 and 77 kg m<sup>2</sup> year<sup>-1</sup>, respectively, which is comparable to other studies.

The model shows that water vapor adsorption is driven by daily temperature oscillations at the soil surface, which can be much higher than oscillations in air temperature. On the other hand, specific (or absolute) humidity remains more constant. This means that relative humidity and suction will oscillate according to Kelvin's law and the temperature dependency of saturated humidity. In turn, according to the retention curve this

leads to oscillation in retained water. The required water is taken from or released to the atmosphere through evaporation or, more precisely, vapor diffusion at the soil surface. Both experimental and model results demonstrate that this evaporation can oscillate significantly during a day. Water vapor adsorption can be understood best as an inward or negative evaporation.

The retention curve, particularly its driest part, plays an important role in this mechanism. It determines the amplitude of the evaporation oscillations. When for high suctions in the retention curve the VWC changes more with suction, evaporation also oscillates more. Therefore, a retention curve of van Genuchten with a constant residual saturation hardly gives any oscillation. A double porosity retention curve gives the highest oscillations similar to the measurements.

*Acknowledgments.* The infrastructure has been co-financed by European Research Funds (SE Scientific Infrastructures and Techniques and Equipment 2013, IGME13-1E-2113). We are grateful for the support and collaboration of the Biological Station of Doñana, the Biological Reserve of Doñana and the administration of the Doñana National Park. The contract of Lidia Molano Leno is funded by the Ministry of Economy, Industry and Competitiveness of Spain (MINECO) and cofounded by European Investment Bank (EIB) and European Social Fund (ESF).

## 6.- Bibliografía

- Arya, S.P. (2001). Introduction to micrometeorology, 2nd., 420 pp, ISBN 0-12-059354-8. Academic Press, San Diego.
- Custodio, E., Manzano, M., and Montes, C. (2009). *Las aguas subterráneas en Doñana: Aspectos ecológicos y sociales* (pp32).
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30(2), 211-223, <https://doi.org/10.1029/93WR02676>.
- Hoffmann, M., Schwartengraber, R., Wessolek, G. and Peters, A. (2016). Comparison of simple rain gauge measurements with precision lysimeter data. *Atmospheric Research*, 174-175, 120-123
- Manzano, M., Custodio, E., Higuera, H., Puig, R. and Soler, A. (2009). *Influencia de la gestión del acuífero sobre los humedales del manto eólico de Doñana. Boletín Geológico y Minero*, 120 (3): 377-392 ISSN: 0366-0176
- Olivella, S., Gens, A., Carrera, J., & Alonso, E.E. (1996). Numerical formulation for a simulator (CODE\_BRIGHT) for the coupled analysis of saline media. *Engineering Computations*, 13(7), 87-112, <https://doi.org/10.1108/02644409610151575>.
- Peters, A., Nehls, T., Schonsky, H. and Wessolek, G. (2014). Separating precipitation and evapotranspiration from noise - A new filter routine for high-resolution lysimeter data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(3), 1189-1198.
- Rossi, C., & Nimmo, J.R. (1994). Modeling of soil water retention from saturation to oven 527 dryness. *Water Resources Research*, 30(3), 701-708.
- van Genuchten, M.Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity 538 of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44 (5), 892-898.

## SIMULACIÓN DE LA MOVILIDAD DE DOS HERBICIDAS EN UN SUELO AGRÍCOLA SIN ENMENDAR Y ENMENDADO CON RESIDUOS ORGÁNICOS USANDO MODELOS FOCUS

J.M. Marín-Benito<sup>1\*</sup>, L. Mamy<sup>2</sup>, M.J. Carpio<sup>1</sup>, M.J. Sánchez-Martín<sup>1</sup>, M.S. Rodríguez-Cruz<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de 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/grupo-contaminacion>.

<sup>2</sup>UMR ECOSYS, INRA, AgroParisTech, Université Paris-Saclay, 78850 Thiverval-Grignon, Francia. E-mail: [laure.mamy@versailles.inra.fr](mailto:laure.mamy@versailles.inra.fr), web: <https://www6.versailles-grignon.inra.fr/ecosys/>.

**RESUMEN.** Los objetivos de este trabajo fueron: i) Simular la movilidad de los herbicidas clortoluron y flufenacet aplicados en un suelo agrícola sin enmendar (S) y enmendado con sustrato postcultivo de hongos (S+SMS) o compost vegetal (S+GC) mediante los modelos MACRO y PRZM, y ii) Comparar los resultados de simulación de ambos modelos y validarlos. En general, los datos experimentales (contenido volumétrico en agua del suelo, concentraciones de bromuro (trazador) y de los dos herbicidas en el perfil de suelo (0-100 cm)) monitorizados durante 2 años (2016-2018) en parcelas experimentales de S, S+SMS y S+GC fueron simulados satisfactoriamente, y mejor por MACRO que por PRZM. Ambos modelos podrían ser utilizados como herramienta predictiva a largo plazo de la contaminación de aguas subterráneas por ambos herbicidas en este tipo de escenarios tras calibrar los parámetros experimentales de adsorción ( $K_d$ ) y degradación ( $DT_{50}$ ) en base al contenido en carbono orgánico disuelto de los suelos enmendados.

**ABSTRACT.** The objectives of this work were: i) To simulate the mobility of chlorotoluron and flufenacet herbicides applied to an agricultural unamended soil (S), soil amended with spent mushroom substrate (S+SMS) or with green compost (S+GC) with the MACRO and PRZM models, and ii) To compare the simulation results of both models and to validate them. In general, the experimental data (volumetric soil water content, concentrations of bromide (tracer), chlorotoluron and flufenacet in the soil profile (0-100 cm)) monitored during 2 years (2016-2018) in experimental plots of S, S+SMS and S+GC were simulated satisfactorily, and better by MACRO than by PRZM. Both models could be used as a long-term predictive tool for the contamination of groundwater by both herbicides in this type of scenarios after calibrating the experimental parameters of adsorption ( $K_d$ ) and degradation ( $DT_{50}$ ) based on the dissolved organic carbon content of the amended soils.

diseño de sistemas de cultivo sostenibles. La agricultura actual está basada en la aplicación de residuos orgánicos al suelo como enmiendas para incrementar su fertilidad, y de pesticidas para incrementar la productividad de los cultivos. Sin embargo, la dinámica de los pesticidas en el suelo puede verse modificada por la materia orgánica de los residuos cuando ambas prácticas agrícolas se llevan a cabo conjuntamente. Su consecuencia medioambiental podría ser la contaminación de las aguas siendo necesario estudiar y simular el destino medioambiental de los pesticidas en este tipo de escenarios. A pesar de su importancia, son poco frecuentes los estudios que abordan la influencia de enmiendas orgánicas sobre el destino final de pesticidas en condiciones reales de campo (Boesten and van der Pas, 2000, Herrero-Hernández et al. 2015; Marín-Benito et al. 2018a, 2018b), y menos aún la modelización del destino medioambiental de estos compuestos en suelos enmendados mediante modelos matemáticos a esta escala (Filipovic et al. 2014; Jarvis et al. 2000).

Una gran cantidad de modelos matemáticos que evalúan el comportamiento/dinámica medioambiental de los pesticidas han sido desarrollados (Siimes y Kämäri, 2003). Sin embargo, sólo 4 son aceptados a nivel europeo para evaluar el riesgo del uso de pesticidas durante el proceso de registro. Son los denominados modelos FOCUS (FOro para la Coordinación de modelos de destino de pesticidas y su USo). Los 4 modelos FOCUS utilizados para evaluar el riesgo medioambiental del uso de pesticidas son PEARL, MACRO, PRZM y PELMO (FOCUS, 2000). Estos modelos tienen en cuenta los principales procesos que afectan a la dinámica de los pesticidas en el suelo (adsorción, degradación, lixiviación, volatilización, absorción por las plantas, erosión y escorrentía) y en un amplio número de estudios han proporcionado resultados fiables acerca del destino medioambiental de estos compuestos (Gottesbüren et al. 2000; Mamy et al. 2008; Marín-Benito et al. 2015).

Por tanto, los objetivos de este trabajo fueron: i) Simular la movilidad de dos herbicidas ampliamente utilizados en agricultura, clortoluron y flufenacet, aplicados en un suelo agrícola sin enmendar (S) y enmendado con sustrato postcultivo de hongos (S+SMS) o compost vegetal (S+GC) mediante dos modelos FOCUS, y ii) Comparar los resultados de simulación de ambos modelos y validarlos para evaluar su capacidad de predicción a largo

### 1.- Introducción

Preservar la calidad y sostenibilidad de suelos y aguas representa un gran reto dentro de la agricultura moderna que lo afronta últimamente mediante su evolución hacia el

plazo de los riesgos de contaminación ambiental por estos herbicidas bajo este tipo de prácticas agronómicas.

## 2.- Material y métodos

### 2.1.- Residuos orgánicos

Los residuos orgánicos utilizados como enmiendas del suelo fueron sustrato postcultivo de hongos (SMS) y compost vegetal (GC). El SMS, procedente del residuo generado tras el ciclo productivo del cultivo de *Agaricus bisporus* y *Pleurotus ostreatus* (relación 2:1), y el GC, de restos de poda de árboles y plantas de parques y jardines de Salamanca, fueron suministrados tras un proceso aeróbico de compostaje por Sustratos de La Rioja S.L. (Pradejón, España) y Viveros el Arca (Salamanca, España), respectivamente. El contenido en carbono orgánico total (CO) y carbono orgánico disuelto (COD) fue 22.4% y 11.9 mg g<sup>-1</sup> para el SMS y 23.4% y 7.2 mg g<sup>-1</sup> para el GC, respectivamente. El CO se determinó usando un analizador elemental LECO CN628 (LECO Corporation, Saint Joseph, MI). El COD se midió en una suspensión residuo/agua en relación 1/100 (peso/volumen) después de ser agitado (24h, 20°C), centrifugado (20 min a 10000 rpm) y filtrado (<0.45µm). La determinación del COD se realizó mediante un analizador de carbono orgánico Shimadzu 5050 (Shimadzu, Columbia, MD, USA).

### 2.2.- Suelo y experimento de campo

El experimento de campo se realizó en la finca experimental Muñovela del IRNASA-CSIC (Salamanca, España). De acuerdo con el IUSS WRB (2007), el suelo sobre el que se llevó a cabo el experimento es un Cambisol Eútrico-Crómico con textura franco-arenosa (0-90 cm de profundidad, 72.9-80.4% arena, 4.6-7.4% limo, 14.9-19.7% arcilla) y arcillo-arenosa (90-160 cm de profundidad, 22% arena, 9.7% limo, 68.3% arcilla). Se diseñaron 9 parcelas experimentales de 81 m<sup>2</sup> distribuidas al azar correspondientes a tres tratamientos por triplicado: suelo sin enmendar (S), suelo enmendado con SMS (S+SMS) y suelo enmendado con GC (S+GC). Las dosis de SMS y GC aplicadas al suelo fueron 140 y 85 t ha<sup>-1</sup> peso seco, respectivamente, y se incorporaron en los 20 cm superficiales del suelo con un rotavator en noviembre de 2016. Las parcelas fueron equipadas 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). El clortoluron, flufenacet, y el ion trazador bromuro fueron aplicados en pre-emergencia a 15, 5 y 53 kg i.a. ha<sup>-1</sup>, respectivamente, después de la siembra de trigo de invierno en diciembre de 2016 y en noviembre de 2017 (346 días después de la primera aplicación). El suelo permaneció desnudo entre los dos ciclos de cultivo.

Los datos climáticos se monitorizaron a lo largo de todo el experimento en una estación meteorológica ubicada *in situ*.

### 2.3.- Herbicidas

Los herbicidas estudiados fueron el clortoluron y el flufenacet. El clortoluron pertenece a la familia de las fenilurea y está caracterizado por una moderada solubilidad en agua (74 mg L<sup>-1</sup>, 20°C), baja hidrofobicidad (log K<sub>ow</sub>= 2.5) y alto potencial de lixiviación (índice GUS= 3.02). El flufenacet es una oxiacetamida con moderada solubilidad en agua (56 mg L<sup>-1</sup>, 20°C), alta hidrofobicidad (log K<sub>ow</sub>= 3.2) e intermedia capacidad de lixiviación (índice GUS= 2.23) (PPDB, 2019).

Los herbicidas fueron aplicados bajo las formulaciones comerciales Erturon (clortoluron 50% p/v, Cheminova Agro S.A., Madrid) y Herold (Flufenacet 40% p/v, Bayer CropScience S.L., Valencia). Los patrones analíticos de ambos herbicidas (99.5% pureza) fueron suministrados por Sigma Aldrich Química S.A. (Madrid).

Las características dispersivas de los herbicidas en el perfil de suelo se evaluaron a partir del comportamiento de movilidad del bromuro (KBr) que fue aplicado como ion trazador.

### 2.4.- Muestras de perfil de suelos, extracción y análisis de herbicidas e ion trazador

Cinco perfiles de suelo (0-100 cm) fueron muestreados a 1, 17, 33, 60, 80, 151, 229, 339, 347, 376, 411, 474, 528 y 572 días después de la primera aplicación de los herbicidas y del bromuro en cada una de las parcelas experimentales. Cada uno de ellos fue dividido en 10 segmentos de 10 cm cada uno. Las cinco sub-muestras de suelo contenidas en cada segmento correspondiente a la misma profundidad fueron homogéneamente mezcladas y tamizadas (<2 mm). Los herbicidas y el bromuro fueron extraídos de cada uno de los segmentos con acetnitrilo o agua desionizada, respectivamente. Los herbicidas se cuantificaron en los extractos de suelo mediante HPLC-DAD-MS y el bromuro por cromatografía iónica. Una descripción más detallada del proceso de extracción y análisis de los analitos puede consultarse en Marín-Benito et al. (2017, 2019).

### 2.5.- Modelización mediante modelos FOCUS

Los modelos FOCUS utilizados fueron MACRO 5.2 (Larsbo and Jarvis, 2003) and PRZM 3.21 (Carsel et al. 1998). Ambos modelos son unidimensionales y difieren principalmente en su descripción del transporte de agua. MACRO es un modelo de doble porosidad que considera los flujos preferenciales dividiendo el espacio de poros del suelo en dominios de microporos y macroporos caracterizados por diferentes flujos. El flujo de agua en los microporos del suelo se describe mediante la ecuación de Richards mientras que en el dominio de los macroporos es impulsado por la gravedad. La descripción de la

hidrología del suelo por parte de PRZM (modelo capacitivo) se basa en una aproximación “tipo balancín” donde el agua solo se filtrará de la capa superior a la siguiente si se excede la capacidad del campo de la primera.

## 2.6.- Parametrización de los modelos

Los modelos se parametrizaron con todos los datos específicos del lugar experimental disponibles. Aquellos parámetros que no fueron medidos fueron estimados mediante funciones pedotransferencia, usando datos de la bibliografía o valores por defecto recogidos en los correspondientes manuales del usuario de los modelos.

Las características fisicoquímicas del perfil de suelo correspondiente a las parcelas sin enmendar y enmendadas tales como arena, limo, arcilla (apartado 2.2), contenido en CO y COD, densidad del suelo ( $\rho$ ) y pH corresponden a medidas realizadas en las parcelas experimentales por los métodos habituales de análisis de suelos (MAPA, 1986). La distribución del tamaño de partícula se determinó mediante el método de la pipeta. El contenido en CO y COD (suspensión suelo/agua 1/2 p/v) se determinó siguiendo el procedimiento anteriormente indicado para los residuos orgánicos. El contenido en agua de cada horizonte de los suelos sin enmendar y enmendados a capacidad de campo ( $\theta_{FC}$ ) y a punto de marchitez ( $\theta_{WP}$ ) necesarios para la parametrización de PRZM fueron estimados a partir de su textura y densidad utilizando las funciones de pedotransferencia Rosetta (Šimůnek et al. 2008). Para MACRO, los parámetros de retención de agua de van Genuchten ( $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $\alpha$  y  $n$ ) así como la conductividad hidráulica de saturación ( $K_{sat}$ ) para cada horizonte de suelo de los tres tratamientos fue estimada a partir de su textura, densidad y contenido en MO utilizando las funciones de pedotransferencia HYPRES (Wösten et al. 1999). Algunas de las principales características fisicoquímicas e hidráulicas del suelo sin enmendar y enmendado se muestran en la Tabla 1.

Los parámetros relativos al cultivo (fechas de siembra, emergencia, floración y cosecha, altura, profundidad de la raíz y porcentaje de cobertura del suelo) correspondieron a medidas y observaciones realizadas en las parcelas experimentales. La densidad radicular fue parametrizada de acuerdo con las recomendaciones de FOCUS (2000) para cereales de invierno mientras que el índice de área foliar (LAI) fue estimado a partir del porcentaje de cobertura del suelo observado.

Los parámetros de adsorción ( $K_d$ ) de los herbicidas se determinaron en el laboratorio mediante la técnica batch en el equilibrio en muestras de suelo de cada uno de los horizontes sin enmendar y enmendados tomados *in situ* (Tabla 2). Los tiempos de vida media ( $DT_{50}$ ) de ambos herbicidas correspondientes al tramo superficial (0-10cm) de los suelos sin enmendar y enmendados, así como los valores del parámetro que describe la dependencia de la degradación de estos herbicidas con la temperatura (factor  $Q_{10}$ ) proceden de Marín-Benito et al (2019) y se muestran en la Tabla 3. La variación de las velocidades de degradación con la profundidad se determinó según FOCUS (2000).

**Tabla 1.** Propiedades fisicoquímicas e hidráulicas del perfil de suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC).

Parámetro/Profundidad (cm)	0-10	11-30	31-55	56-90	91-160
<b>S</b>					
$\rho$ (g cm <sup>-3</sup> )	1.48	1.45	1.54	1.61	1.60
pH	6.34	6.62	7.13	7.36	7.74
CO (%)	0.77	0.91	0.51	0.27	0.29
COD (mg g <sup>-1</sup> )	0.12	0.13	0.09	0.04	0.03
$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0	0	0	0	0
$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.38	0.39	0.34	0.33	0.34
$\alpha$ (-)	0.09	0.08	0.10	0.09	0.09
$n$ (-)	1.34	1.33	1.27	1.22	1.19
$\theta_{FC}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.23	0.24	0.24	0.26	0.28
$\theta_{WP}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.07	0.08	0.08	0.09	0.11
$K_{sat}$ (mm h <sup>-1</sup> )	76.4	76.3	48.8	24.5	6.41
<b>S+SMS</b>					
$\rho$ (g cm <sup>-3</sup> )	1.23	1.45	1.54	1.61	1.60
pH	7.11	7.15	7.13	7.36	7.74
CO (%)	2.65	0.95	0.51	0.27	0.29
COD (mg g <sup>-1</sup> )	0.50	0.39	0.09	0.04	0.03
$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0	0	0	0	0
$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.47	0.39	0.34	0.33	0.34
$\alpha$ (-)	0.07	0.09	0.10	0.09	0.09
$n$ (-)	1.24	1.31	1.27	1.22	1.19
$\theta_{FC}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.29	0.24	0.24	0.26	0.28
$\theta_{WP}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.09	0.08	0.08	0.09	0.11
$K_{sat}$ (mm h <sup>-1</sup> )	75.8	76.2	48.8	24.5	6.41
<b>S+GC</b>					
$\rho$ (g cm <sup>-3</sup> )	1.34	1.45	1.54	1.61	1.60
pH	6.99	6.70	7.13	7.36	7.74
CO (%)	1.69	0.95	0.51	0.27	0.29
COD (mg g <sup>-1</sup> )	0.38	0.27	0.09	0.04	0.03
$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0	0	0	0	0
$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.43	0.39	0.34	0.33	0.34
$\alpha$ (-)	0.08	0.09	0.10	0.09	0.09
$n$ (-)	1.29	1.32	1.27	1.22	1.19
$\theta_{FC}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.26	0.24	0.24	0.26	0.28
$\theta_{WP}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11
$K_{sat}$ (mm h <sup>-1</sup> )	76.1	76.3	48.8	24.5	6.41

Los datos climáticos a escala diaria necesarios para MACRO y PRZM (temperatura máxima, mínima y media del aire, precipitaciones, velocidad del viento, evapotranspiración de referencia y radiación solar global) proceden de la estación meteorológica ubicada *in situ*.

Las simulaciones se realizaron desde el 29 de noviembre del 2016 hasta el 30 de noviembre del 2018. Las concentraciones experimentales de bromuros y herbicidas correspondientes al período 29 de noviembre del 2016 – 12 de noviembre del 2017 (período de calibración) se utilizaron para calibrar los parámetros de dispersión (dispersividad ( $\lambda$ )).

en el modelo MACRO y coeficiente hidrodinámico de dispersión/difusión (D) en el modelo PRZM), y los parámetros de adsorción ( $K_d$ ) y degradación ( $DT_{50}$ ) de los herbicidas, respectivamente, por comparación con los resultados de simulación de cada uno de los tratamientos.

La calibración de  $K_d$  y  $DT_{50}$  de los herbicidas sólo fue necesaria en los suelos enmendados y se llevó a cabo asumiendo que el COD aportado por los residuos SMS y GC al suelo podría haber disminuido la adsorción de los herbicidas por el suelo favoreciendo su biodisponibilidad en solución para ser degradados (Barriuso et al. 2011; Briceño et al. 2008, Marín-Benito et al. 2014a). Cuantitativamente, la calibración de  $K_d$  y  $DT_{50}$  de los herbicidas se realizó a partir de la relación inicial del contenido en COD del suelo enmendado/COD del suelo sin enmendar. Posteriormente, la validación de los modelos se realizó por comparación con los datos experimentales correspondientes al período 13 de noviembre del 2017 - 30 de noviembre del 2018 (período de validación).

**Tabla 2.** Coeficientes de distribución ( $K_d$ ,  $cm^3 g^{-1}$ ) sin calibrar y calibrados (entre paréntesis) para la adsorción de clortoluron y flufenacet por los diferentes horizontes del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC).

Profundidad (cm)/Tratamiento	S	S+SMS	S+GC
<i>Clortoluron</i>			
0-10	0.773	4.773 (1.114)	2.563 (0.783)
11-30	0.873	0.747 (0.336)	1.655 (0.855)
31-55	0.419	0.419	0.419
56-90	0.155	0.155	0.155
91-160	0.105	0.105	0.105
<i>Flufenacet</i>			
0-10	1.038	6.340 (1.479)	2.909 (0.889)
11-30	1.118	1.092 (0.492)	1.180 (0.610)
31-55	0.316	0.316	0.316
56-90	0.077	0.077	0.077
91-160	0.073	0.073	0.073

**Tabla 3.** Tiempos de vida media ( $DT_{50}$ , d) sin calibrar y calibrados (entre paréntesis) para clortoluron y flufenacet en el tramo superficial (0-10cm) del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC) y factor  $Q_{10}$ .

Parámetro/Tratamiento	S	S+SMS	S+GC
<i>Clortoluron</i>			
$DT_{50}$	38.6	51.3 (10.3)	67.6 (16.9)
$Q_{10}$	2.3	1.9	2.8
<i>Flufenacet</i>			
$DT_{50}$	49.3	93.9 (18.8)	91.7 (22.9)
$Q_{10}$	2.3	2.3	2.5

### 2.7.- Evaluación del rendimiento de los modelos

La capacidad de MACRO y PRZM para reproducir las observaciones experimentales fue evaluada con 4 índices estadísticos: coeficiente de correlación de Pearson (r), eficiencia (EF), raíz del error cuadrado (RMSE), y

coeficiente de masa residual (CRM) (Smith et al. 1996). Estos índices se calcularon con las siguientes ecuaciones:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m) \times (P_i - P_m)}{\left[ \sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2 \right]^{1/2} \left[ \sum_{i=1}^n (P_i - P_m)^2 \right]^{1/2}} \quad (1)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_m)^2} \quad (2)$$

$$RMSE = \frac{100}{O_m} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (3)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (4)$$

donde  $O_i$  y  $P_i$  son los valores observados y predichos respectivamente,  $O_m$  y  $P_m$  son los valores medios observados y predichos respectivamente y n es el número de datos de muestreo. El valor óptimo de r y EF es +1, y el de RMSE y CRM es cero. Si  $CRM > 0$  hay una subestimación de los resultados observados, y si  $CRM < 0$  existe una sobreestimación de los mismos.

## 3.- Resultados y discusión

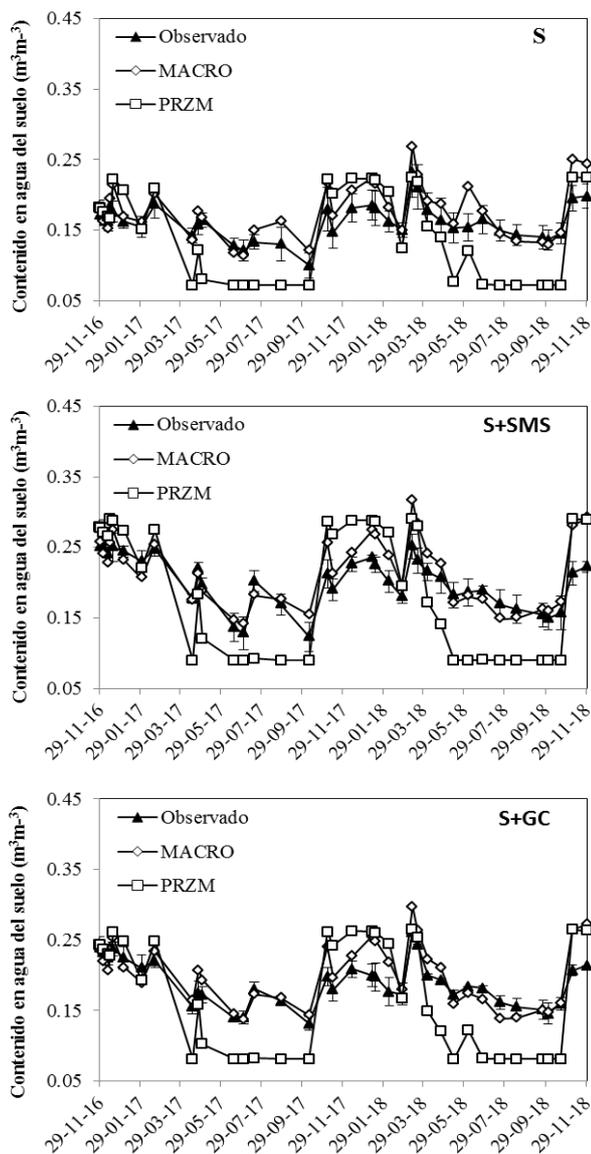
### 3.1.- Contenido en agua del suelo

El contenido volumétrico en agua del suelo observado y simulado en el tramo 0-20 cm de los tres tratamientos se muestra en la Fig.1. MACRO simuló satisfactoriamente el contenido en agua observado experimentalmente para los perfiles de suelo sin enmendar y enmendado durante todo el periodo simulado (29 noviembre 2016 - 30 noviembre 2018) como muestran los altos valores de r (0.85-0.92) y EF (0.67-0.84) y los bajos valores de RMSE (< 9.14) y CRM (-0.02-0.00) (Tabla 4). Sin embargo, PRZM no predijo bien la dinámica del agua a lo largo del perfil de suelo independientemente del tratamiento de éste. A pesar de ello, los valores de los índices estadísticos no fueron totalmente inaceptables, probablemente por una compensación de periodos de subestimación de los resultados experimentales con otros de sobrevaloración por parte de PRZM. Los mejores resultados de simulación para el caso de PRZM se observaron para el suelo sin enmendar y para los tres tratamientos en el tramo de influencia de la raíz del trigo, 0-20cm. La simplicidad del modelo PRZM para describir internamente el módulo de hidrología del suelo explica este grado de ajuste de los

resultados experimentales. En estudios previos, PRZM y otros modelos capacitivos también mostraron dificultades para describir la dinámica del agua en el suelo (Gottesbüren et al. 2000; Marín-Benito et al. 2014b).

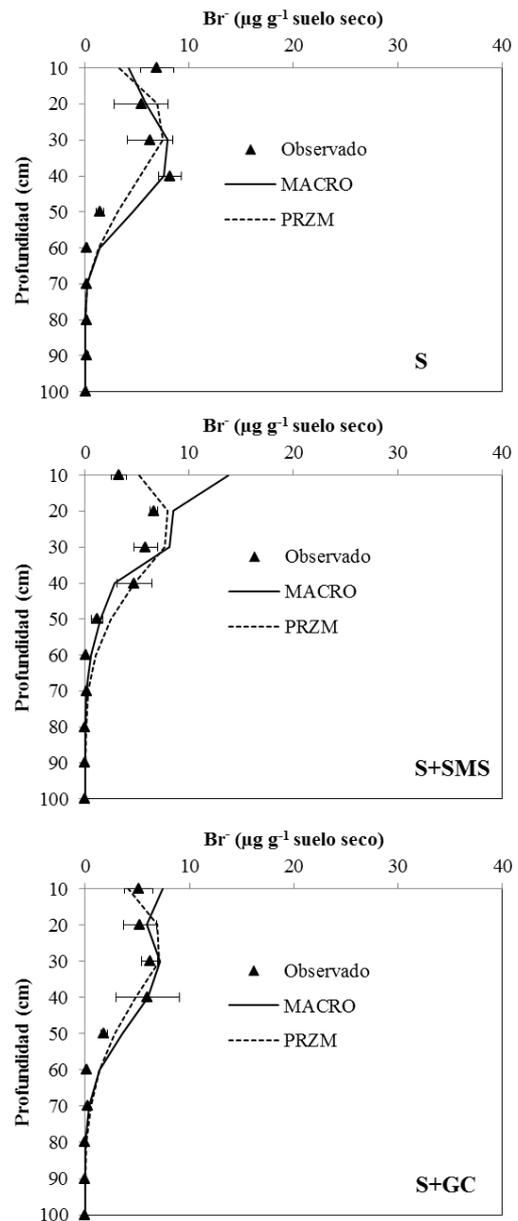
### 3.2.- Movilidad del ion bromuro

Los valores óptimos de los parámetros de dispersión ( $\lambda$  y  $D$ ), obtenidos por calibración manual tras comparar las concentraciones de bromuros observadas y las estimadas por los modelos durante el período de calibración fueron:  $\lambda=10, 12$  y  $10$  cm; y  $D=2.5, 2$  y  $2.5$   $\text{cm}^2 \text{d}^{-1}$  para S, S+SMS y S+GC, respectivamente. Los valores de  $\lambda$  estimados son del orden del valor indicado por Vanderborght y Vereecken (2007) para un suelo franco-arenoso ( $\lambda=10.536$  cm) como el utilizado en nuestro experimento de campo.



**Fig. 1.** Contenido volumétrico en agua del suelo observado y simulado por MACRO y PRZM en el tramo 0-20 cm del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC).

La Fig. 2 muestra la distribución en el perfil del suelo sin enmendar y enmendado del ion bromuro observada y simulada a un tiempo de muestreo seleccionado ( $t=80$  días). De acuerdo con los índices estadísticos (Tabla 4), el ajuste de los parámetros de dispersión permitió a ambos modelos simular satisfactoriamente la más rápida movilidad de bromuro observada en S que en S+SMS como consecuencia de una menor retención de agua en los tramos superficiales (0-20cm) del suelo sin enmendar que en los correspondientes a los suelos enmendados con los residuos SMS y GC. Esta mayor capacidad de los suelos enmendados para retener el agua ha sido frecuentemente citada como uno de los grandes beneficios de esta práctica agronómica (García Izquierdo y Lobo Bedmar, 2008).



**Fig. 2.** Distribución en el perfil del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC) del ion bromuro observada y simulada por MACRO y PRZM a un tiempo de muestreo seleccionado ( $t=80$  días).

La bondad de ajuste del comportamiento de los bromuros por parte de los dos modelos fue muy similar para los tres tratamientos ensayados como muestran los estrechos rangos de variación de los índices estadísticos ( $0.96 < r < 0.97$ ,  $0.90 < EF < 0.94$ ,  $54.6 < RMSE < 66.0$ ). La única diferencia observada entre los resultados de simulación de los diferentes tratamientos es que los dos modelos subestimaron ( $CRM > 0$ ) las concentraciones de bromuro observadas en el suelo sin enmendar, mientras que dichas concentraciones fueron, en general, sobreestimadas ( $CRM < 0$ ) en los tratamientos S+SMS y S+GC.

**Tabla 4.** Índices de bondad de ajuste de las predicciones de MACRO y PRZM del contenido en agua del suelo y distribución vertical de bromuro, clortoluron y flufenacet en el perfil de suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC) para todo el período simulado.

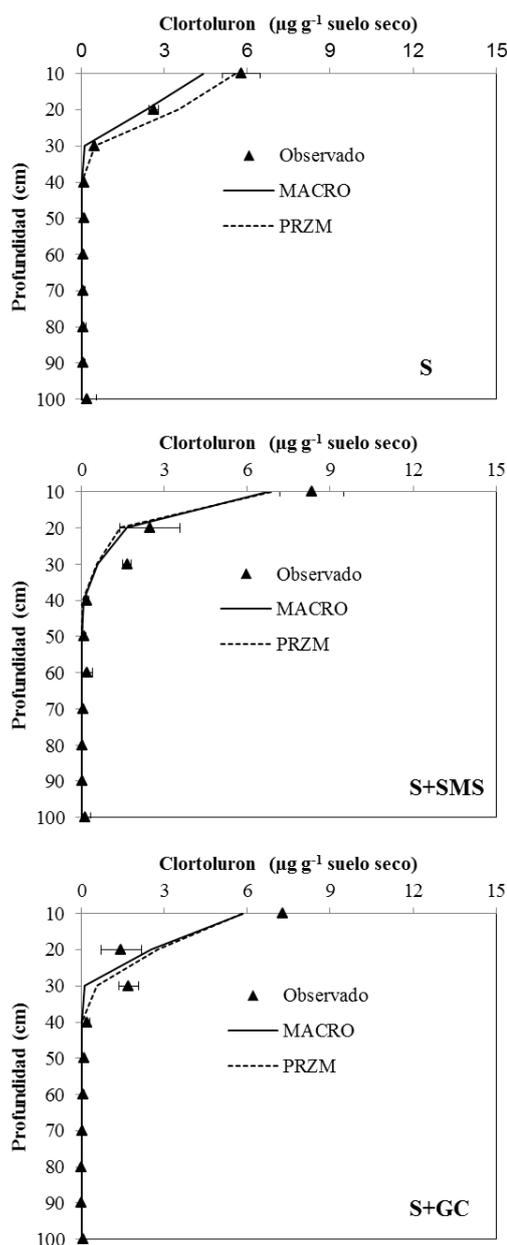
Parámetro	MACRO				PRZM			
	r	EF	RMSE	CRM	r	EF	RMSE	CRM
<b>S</b>								
Contenido en agua del suelo	0.92	0.84	8.04	0.00	0.74	0.18	17.9	0.00
Bromuro	0.96	0.90	61.5	0.26	0.96	0.92	55.1	0.03
Clortoluron	0.96	0.91	80.4	0.19	0.91	0.78	126	-0.38
Flufenacet	0.93	0.85	99.4	0.28	0.93	0.82	108	-0.27
<b>S+SMS</b>								
Contenido en agua del suelo	0.85	0.67	9.07	-0.02	0.54	-0.93	22.0	-0.09
Bromuro	0.96	0.91	66.0	-0.07	0.97	0.94	54.6	0.00
Clortoluron	0.93	0.86	126	-0.05	0.93	0.85	127	-0.07
Flufenacet	0.97	0.94	69.4	0.07	0.94	0.88	95.2	0.06
<b>S+GC</b>								
Contenido en agua del suelo	0.87	0.71	9.14	-0.02	0.62	-0.74	22.3	-0.08
Bromuro	0.97	0.91	64.9	-0.25	0.96	0.92	60.7	-0.05
Clortoluron	0.94	0.88	116	-0.05	0.92	0.85	129	-0.20
Flufenacet	0.98	0.96	58.6	0.08	0.91	0.83	114	0.03

### 3.3.- Movilidad de los herbicidas

Las importantes discrepancias existentes entre las concentraciones de los herbicidas clortoluron y flufenacet experimentales y simuladas por ambos modelos en los suelos enmendados cuando éstos se parametrizaron con los valores experimentales de  $K_d$  y  $DT_{50}$  obligaron a su calibración como se ha indicado anteriormente. Dubus et al. (2003) determinaron que  $K_d$  y  $DT_{50}$  son dos de los parámetros más influyentes en la predicción de pérdida de pesticidas con este tipo de modelos. Los valores de  $K_d$  y  $DT_{50}$  optimizados se muestran en las Tablas 2 y 3, respectivamente. Las Figs. 3 y 4 muestran la respectiva distribución en el perfil del suelo sin enmendar y enmendado del clortoluron y flufenacet observada y simulada tras la calibración a un tiempo de muestreo seleccionado ( $t=80$ días).

Una vez calibrados los parámetros de adsorción y

degradación, la menor movilidad observada del herbicida más hidrofóbico, flufenacet, hacia tramos de suelo más profundos en comparación con el clortoluron en todos los tratamientos fue bien reproducida por los dos modelos durante todo el período de simulación (Tabla 4). MACRO simuló mejor que PRZM el comportamiento de movilidad observado de ambos herbicidas (Clortoluron:  $0.86 < EF_{MACRO} < 0.91$ ;  $0.78 < EF_{PRZM} < 0.85$ ; Flufenacet:  $0.85 < EF_{MACRO} < 0.96$ ;  $0.82 < EF_{PRZM} < 0.88$ ). Marín-Benito et al. (2014b) también obtuvieron un mejor ajuste de la dinámica de otros herbicidas en un suelo agrícola sin enmendar con modelos basados en la ecuación de Richards (PEARL y MACRO) en comparación con el



**Fig. 3.** Distribución en el perfil del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC) de clortoluron observada y simulada por MACRO y PRZM a un tiempo de muestreo seleccionado ( $t=80$ días).

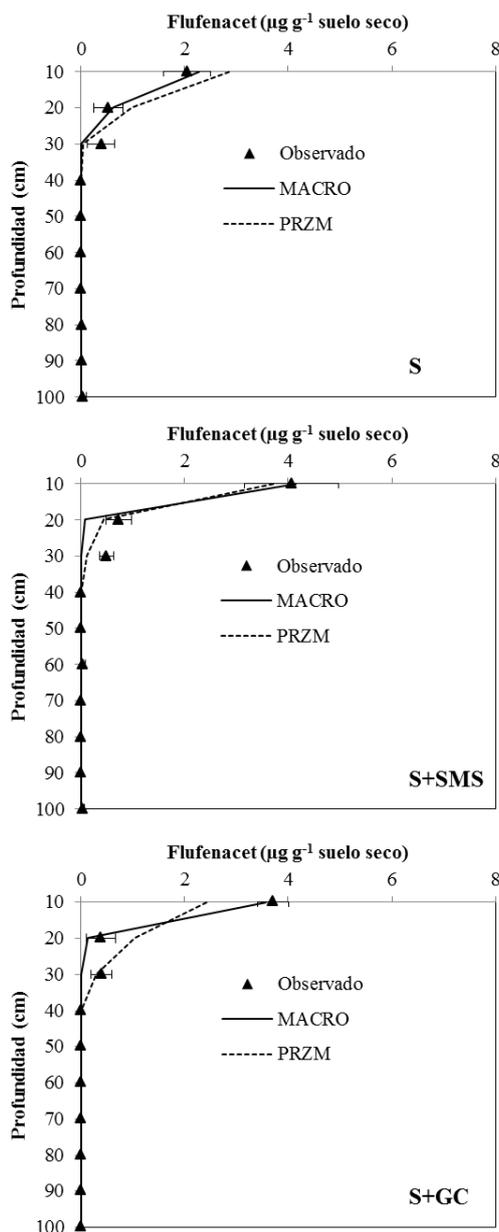


Fig. 4. Distribución en el perfil del suelo sin enmendar (S) y enmendado (S+SMS y S+GC) de flufenacet observada y simulada por MACRO y PRZM a un tiempo de muestreo seleccionado ( $t=80$  días).

modelo capacitivo PRZM. En nuestro estudio, hay que subrayar además que PRZM necesitó la calibración tanto de las  $K_d$  como de los  $DT_{50}$  de los dos herbicidas en los suelos enmendados. Sin embargo, MACRO simuló correctamente la dinámica del flufenacet en los tres tratamientos ensayados sin necesidad de calibrar ninguno de los dos parámetros. Para el herbicida clortoluron, sólo los valores experimentales de  $K_d$  requirieron la citada calibración en los suelos enmendados para obtener una buena bondad de ajuste de la distribución de este herbicida a lo largo de los correspondientes perfiles de suelo por parte de MACRO. A pesar de ello, la capacidad de MACRO para reproducir la dinámica del clortoluron en los suelos enmendados fue

inferior a la del suelo sin enmendar (Tabla 4). De acuerdo con los valores de CRM (Tabla 4), MACRO subestimó ( $CRM > 0$ ) las concentraciones experimentales de los dos herbicidas en el suelo sin enmendar mientras que PRZM las sobreestimó ( $CRM < 0$ ). En los suelos enmendados, los dos modelos sobreestimaron las observaciones de clortoluron mientras que subestimaron las de flufenacet. La sobreestimación de las concentraciones de clortoluron observadas a lo largo de los perfiles de S+SMS y S+GC fue realmente acusada por parte de los dos modelos durante el período de validación (datos no mostrados) Procesos no descritos por los modelos empleados, como la histéresis de la adsorción o un efecto ligado al mayor contenido en COD de los suelos enmendados que podría haber facilitado la biodisponibilidad del clortoluron en solución y ser degradado por los microorganismos del suelo con una mayor rapidez que la considerada y simulada por ambos modelos podrían ser responsables de esta sobreestimación. Estas son algunas de las limitaciones que afectan a estos y otros modelos de lixiviación de pesticidas como han sido puestas de manifiesto en otros estudios de movilidad de pesticidas a escala de campo y/o de laboratorio (Mamy et al. 2008; Marín-Benito et al. 2015; Thevenot y Dousset, 2015).

#### 4.- Conclusiones

Los resultados de modelización obtenidos mediante los modelos MACRO y PRZM tras su aplicación a un estudio de movilidad de los herbicidas clortoluron y flufenacet llevado a cabo en parcelas experimentales sin enmendar y enmendadas con SMS y GC mostraron que ambos modelos podrían ser utilizados satisfactoriamente como herramienta predictiva a largo plazo de la contaminación de aguas subterráneas por ambos herbicidas en este tipo de escenarios. Para ello fue necesario calibrar los valores de  $K_d$  y  $DT_{50}$  determinados experimentalmente en base al contenido en COD de los suelos enmendados que podría ser responsable de ciertos procesos que modifican el comportamiento de los herbicidas estudiados en este tipo de suelos y que no son descritos por los modelos.

Los resultados obtenidos podrían servir para forzar la integración de estas prácticas agronómicas en los estudios de modelización que se realizan para la evaluación de riesgos como parte del proceso de registro de pesticidas en la Unión Europea. Además, los modelos validados podrían ayudar a optimizar las dosis de aplicación de residuos orgánicos para minimizar y/o evitar riesgos de contaminación ambiental.

*Agradecimientos.* Este trabajo fue financiado por MINECO/FEDER UE (Proyecto AGL2015-69485-R). María José Carpio agradece a la Junta de Castilla y León por su contrato predoctoral. Jesús M. Marín Benito agradece al MINECO por su contrato Juan de la Cierva-Incorporación.

#### 5.- Bibliografía

Barriuso, E., M.S. Andrades, P. Benoit, S. Houot, 2011. Pesticide desorption from soils facilitated by dissolved organic matter coming

- from compost: experimental data and modelling approach. *Biogeochemistry* 106, 117–33.
- Boesten, J.J.T.I. y L.J.T. van der Pas, 2000. Movement of water, bromide and the pesticides ethoprophos and bentazone in a sandy soil: the Vredepeel data set. *Agric. Water Manag.* 44, 21–42.
- Briceño, G., R. Demanet, M.D. Mora y G. Palma, 2008. Effect of liquid cow manure on andisol properties and atrazine adsorption. *J. Environ. Qual.* 37, 1519–1526.
- Carsel, R.F., J.C. Imhoff, P.R. Hummel, J.M. Cheplick, y A.S.Jr. Donigan, 1998. *PRZM-3: a Model for Predicting Pesticide and Nitrogen Fate in the Crop Root and Unsaturated Soil Zones: User's Manual for Release 3.12*. National Exposure Research Laboratory, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency, Athens, GA.
- Dubus, I.G., C.D. Brown, y S. Beulke, 2003. Sensitivity analyses for four pesticide leaching models. *Pest. Manag. Sci.* 59, 962–982.
- Filipovic, V., Y. Coquet, V. Pot, S. Houot, P. Benoit, 2014. Modeling the effect of soil structure on water flow and isoproturon dynamics in an agricultural field receiving repeated urban waste compost application. *Sci. Total Environ.* 499, 546–559.
- FOCUS, 2000. Focus groundwater scenarios in the EU review of active substances. Report of the FOCUS Groundwater Scenarios Workgroup EC document reference Sanco/321/2000 rev.2, 202 pp.
- García-Izquierdo, C., y M.C. Lobo-Bedmar, 2008. Rehabilitación de suelos degradados y contaminados mediante la aplicación de compost, en *Compostaje* pp. 425–448. Eds. J. Moreno Casco y R. Moral Herrero, Mundi Prensa, Madrid.
- Gottesbüren, B., K. Aden, I. Bärlund, C. Brown, M. Dust, G. Görlitz, N. Jarvis, S. Rekolainen y H. Schäfer, 2000. Comparison of pesticide leaching models: results using the Weiherbach data set. *Agric. Water Manag.* 44, 153–181.
- Herrero-Hernández, E., J.M. Marín-Benito, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2015. Field versus laboratory experiments to evaluate the fate of azoxystrobin in an amended vineyard soil. *J. Environ. Manage.* 163, 78–86.
- IUSS Working Group WRB, 2007. World reference base for soil resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- Jarvis, N.J., C.D. Brown y E. Granitz E., 2000. Sources of error in model predictions of pesticide leaching: a case study using the MACRO model. *Agric. Water Manag.* 44, 247–262.
- Larsbo, M. y Jarvis, N.J., 2003. MACRO 5.0. A model of water flow and solute transport in macroporous Soil. Technical description. Rep Emergo Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden, 49 pp.
- Mamy, L., B. Gabrielle y E. Barriuso, 2008. Measurement and modelling of glyphosate fate compared with that of herbicides replaced as a result of the introduction of glyphosate-resistant oilseed rape. *Pest. Manag. Sci.* 64, 262–275.
- MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación) 1986. *Métodos oficiales de Análisis* 3, pp. 93–208. Dirección General de Política Alimentaria, Madrid, España.
- Marín-Benito, J.M., V. Barba, J.M. Ordax, M.J. Sánchez-Martín y M.S. Rodríguez-Cruz, 2018a. Recycling organic residues in soils as amendments: Effect on the mobility of two herbicides under different management practices. *J. Environ. Manage.* 224, 172–181.
- Marín-Benito, J.M., V. Barba, J.M. Ordax, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín y M.S. Rodríguez-Cruz, 2018b. Application of green compost as amendment in an agricultural soil: Effect on the behaviour of triasulfuron and prosulfocarb under field conditions. *J. Environ. Manage.* 207, 180–191.
- Marín-Benito, J.M., M.J. Carpio, J.M. Ordax, M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín, 2017. Estudio en campo del impacto de dos enmiendas orgánicas en la dinámica de herbicidas en un suelo agrícola y en diferentes características del suelo, en *Estudios en la zona no saturada del suelo* pp. 389–396, vol. 13. Eds. David Moret Fernández y M. Victoria López. Estación Experimental de Aula Dei, Zaragoza.
- Marín-Benito, J.M., M.J. Carpio, M.J. Sánchez-Martín, M.S. Rodríguez-Cruz, 2019. Previous degradation study of two herbicides to simulate their fate in a sandy loam soil: Effect of the temperature and the organic amendments. *Sci. Total Environ.* 653, 1301–1310.
- Marín-Benito, J.M., E. Herrero-Hernández, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín y M.S. Rodríguez-Cruz, 2014a. Effect of different organic amendments on the dissipation of linuron, diazinon and myclobutanil in an agricultural soil incubated for different time periods. *Sci. Total Environ.* 476–477, 611–621.
- Marín-Benito, J.M., V. Pot, L. Alletto, L. Mamy, C. Bedos, E. Barriuso y P. Benoit, 2014b. Comparison of three pesticide fate models with respect to the leaching of two herbicides under field conditions in an irrigated maize cropping system. *Sci. Total Environ.* 499, 533–545.
- Marín-Benito, J.M., M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín y L. Mamy, 2015. Modeling fungicides mobility in undisturbed vineyard soil cores unamended and amended with spent mushroom substrates. *Chemosphere* 134, 408–416.
- PPDB, 2019. *Pesticide Properties Database*. UK: University of Hertfordshire, <http://sitem.herts.ac.uk/aeru/ppdb/en/index.htm> [consulta: 6 mayo 2019].
- Siimes, K. y J. Kämäri, 2003. A review of available pesticide leaching models: Selection of models for simulation of herbicide fate in Finnish sugar beet cultivation. *Boreal Environ. Res.* 8, 31–51.
- Šimůnek, J., M.Th. van Genuchten y M. Šejna, 2008. Development and applications of HYDRUS and STANMOD software packages, and related codes. *Vadose Zone J.* 7, 587–600.
- Smith, J., P. Smith y T. Addiscott, 1996. Quantitative methods to evaluate and compare soil organic matter (SOM) models. *NATO ASI Series* 38, 181–199.
- Thevenot, M. y S. Dousset, 2015. Compost effect on diuron retention and transport in structured vineyard soils. *Pedosphere* 25, 25–36.
- Vanderborght, J., y H. Vereecken, 2007. Review of dispersivities for transport modeling in soils. *Vadose Zone J.* 6, 29–52.
- Wösten, J.H.M., A. Lilly, A. Nemes, C. Le Bas, 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma* 90, 169–185.

## EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN CUENCAS PIRENAICAS EN UN CONTEXTO DE CAMBIO CLIMÁTICO MEDIANTE MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL BALANCE DE AGUA CON LOS CÓDIGOS VISUAL-BALAN Y GIS-BALAN

L. Javier Lambán<sup>1</sup>, Bruno Pisani<sup>2</sup>, Javier Samper<sup>2</sup>, y Jorge Jódar<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Geológico y Minero de España (Unidad de Zaragoza). C/Manuel Lasala, 44. 9ºB, 50.006, Zaragoza, correo electrónico: [javier.lamban@igme.es](mailto:javier.lamban@igme.es); [dr.zruspa@gmail.com](mailto:dr.zruspa@gmail.com); web: <http://www.igme.es>

<sup>2</sup>Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), ETS de Ingenieros de Caminos, Universidade da Coruña, España, correo electrónico: [j.samper@udc.es](mailto:j.samper@udc.es); [bruno.pisani@udc.es](mailto:bruno.pisani@udc.es); web: <https://cica.udc.es/es/grupo/gestion-sostenible-de-los-recursos-hidricos-y-del-suelo>

**RESUMEN.** El proyecto europeo EFA 210/16 (PIRAGUA) aborda la caracterización del ciclo hidrológico en los Pirineos para mejorar la capacidad de adaptación de los territorios frente a los retos impuestos por el cambio climático y apoyar la inversión destinada a la adaptación al cambio climático de la gestión de los recursos hídricos (<https://www.opcc-ctp.org/es/piragua>). Con la finalidad de ayudar a cumplir con el objetivo específico de caracterizar los recursos hídricos superficiales y subterráneos de los Pirineos y su evolución reciente, se ha realizado un estudio específico mediante la aplicación de los códigos VISUAL-BALAN y GIS-BALAN en varias cuencas pirenaicas. Se han seleccionado cuencas de ambas vertientes pirenaicas que incluyen: Alcanadre, Ara, Cinca, Ega, Alto Cardener, Alto Llobregat, Lez y Hers. Se han evaluado los recursos hídricos superficiales y subterráneos en el periodo 1981-2015. El modelo hidrológico realizado con VISUAL-BALAN y GIS-BALAN se ha calibrado con los datos de la red de aforos de la Confederación Hidrográfica del Ebro del periodo 1980-2000. La validación del modelo se ha realizado con los datos del periodo 2000-2015. El modelo calibrado se utilizará para evaluar los previsibles efectos del cambio climático en el periodo 2010-2100. Para ello se utilizarán los datos hidrometeorológicos de precipitación y temperatura de los modelos climáticos del Proyecto CLIMPY.

**ABSTRACT.** The European project EFA 210/16 PIRAGUA deals with the characterization of the hydrological cycle in the Pyrenees to improve the adaptability of the territories to the challenges imposed by climate change and to support the investment aimed at this adaptation (<https://www.opcc-ctp.org/es/piragua>). PIRAGUA is aligned with the strategy of cross-border cooperation of the Pyrenean Climate Change Observatory (OPCC). A specific hydrological study was performed to characterize surface water and groundwater resources of the Pyrenees and its recent evolution. Water resources have been evaluated with VISUAL-BALAN and GIS-BALAN in the following watersheds: Alcanadre, Ara, Cinca, Ega, Alto Cardener, Alto Llobregat, Lez and Hers. The hydrological model has been calibrated with streamflow data from the period 1980-2000. The model has been validated with streamflow data from the period

2000-2015. The calibrated models will be used to assess the expected impacts of the climate change in the period 2010-2100 by using climate simulations from the CLIMPY project.

### 1.- Introducción

Los Pirineos constituyen una cordillera montañosa que se extiende desde el Atlántico al Mediterráneo y su territorio es particularmente vulnerable a los efectos del cambio climático. Este territorio transfronterizo es la fuente de alimentación de la escorrentía y la recarga de las principales cuencas vertientes y acuíferos de la región.

El proyecto europeo PIRAGUA tiene como objetivo la evaluación y prospectiva de los recursos hídricos de los Pirineos en un contexto de cambio climático y el estudio y propuesta de medidas de adaptación con impacto en el territorio (<https://www.opcc-ctp.org/es/piragua>).

PIRAGUA se enmarca dentro del Programa Interreg V-A España-Francia-Andorra. Es un programa europeo de cooperación territorial creado para fomentar el desarrollo sostenible del territorio andorrano y de la frontera franco-española, que tiene una superficie de 115583 km<sup>2</sup> y una población de 15 millones de habitantes.

El IGME, uno de los socios de PIRAGUA, participa en el objetivo específico de caracterizar los recursos hídricos superficiales y subterráneos de los Pirineos y su evolución reciente, así como evaluar los recursos hídricos futuros a partir de los escenarios de cambio climático y las proyecciones de los usos futuros del agua.

Para alcanzar los objetivos planteados se ha propuesto utilizar en varias cuencas/masas de agua subterránea del Pirineo los códigos VISUAL-BALAN y GIS-BALAN, que permiten calcular el balance hídrico diario en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero. Dichos códigos han sido desarrollados por la UDC en los últimos 30 años (Samper et al., 1999, 2015, Pisani, 2008). Estos programas son muy utilizados en la Península Ibérica y en Latinoamérica para la evaluación de los recursos hídricos, la estimación de la recarga y la evaluación del impacto hidrológico del cambio climático (Alvares y Samper 2009, Espinha et al. 2009, 2010; Pisani et al. 2011, 2013, 2017; Samper et al. 1999, 2011a,b).

Este trabajo presenta un avance de los resultados

disponibles que incluyen los modelos hidrológicos de las cuencas de los ríos Alcanadre (Prepirineo central), Ara (Pirineo central) y Ega (Prepirineo occidental).

## 2.- Metodología adoptada en el proyecto PIRAGUA

### 2.1.- Selección de las cuencas de estudio

Se han seleccionado las cuencas de los siguientes ríos: 1) Alcanadre, 2) Ara, 3) Ega, 4) Cinca, 5) Alto Cardener-Alto Llobregat, 6) Lez (Pirineo francés), y 7) Hers (Pirineo francés).

Los criterios tenidos en cuenta para la selección de estas cuencas son: a) El predominio de acuíferos carbonatados y/o kársticos, dada la mayor influencia de las aguas subterráneas en el balance y su mayor vulnerabilidad inicial frente al cambio climático, b) La situación geográfica, teniendo en cuenta diferentes vertientes y sectores del Pirineo y Prepirineo, c) Los límites hidrogeológicos bien definidos, c) La disponibilidad de datos de aforo y/o niveles piezométricos en régimen no influenciado y d) La proximidad a zonas de especial interés como el Parque Nacional de Ordesa en España y el Parc National des Pyrénées en Francia.

En una primera fase se ha abordado el modelo hidrológico de balance de las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega. Se trata de cuencas situadas en la vertiente española del Pirineo y Prepirineo sobre materiales calcáreos que presentan importantes grados de karstificación en algunas zonas (Fig. 1).

### 2.2.- Modelos climáticos y escenarios de cambio climático

Se han utilizado las series diarias de P y T generadas por los modelos climáticos del proyecto CLIMPY, tanto para el periodo histórico (1981-2015) como para el periodo de predicción (2010-2100).

El objetivo básico del proyecto CLIMPY es conocer la evolución y las tendencias del clima de los Pirineos en el contexto del cambio global, mediante la unificación y homogeneización de la información existente, el desarrollo de indicadores climáticos y la realización de proyecciones futuras, con objeto de reducir la vulnerabilidad de los impactos del cambio del clima y adaptarse a sus efectos mediante la transferencia de conocimiento.

Para realizar las predicciones climáticas hasta el año 2100, en el proyecto CLIMPY se están considerando 3 escenarios de emisión (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5) y 19 modelos numéricos. En la fecha en que se ha terminado de escribir este artículo no se ha decidido aún qué modelos y escenarios se utilizarán finalmente.

### 2.3.- Metodología para el modelo de balance

La elaboración del modelo de balance hidrológico ha requerido realizar las siguientes tareas: 1) La recopilación de los datos e información geográfica, los usos y tipos de suelos, el mapa geológico y los datos de aforo y piezométricos; 2) La delimitación de las zonas homogéneas del modelo de balance

a partir de la información geológica, geográfica, y de tipos y usos del suelo. Una zona homogénea es una parte de la zona de estudio en la que los parámetros y propiedades hidrológicas del medio son homogéneas; y 3) La selección de los datos de aforos y/o niveles así como la asignación de la fiabilidad de los datos seleccionados para la calibración del modelo.

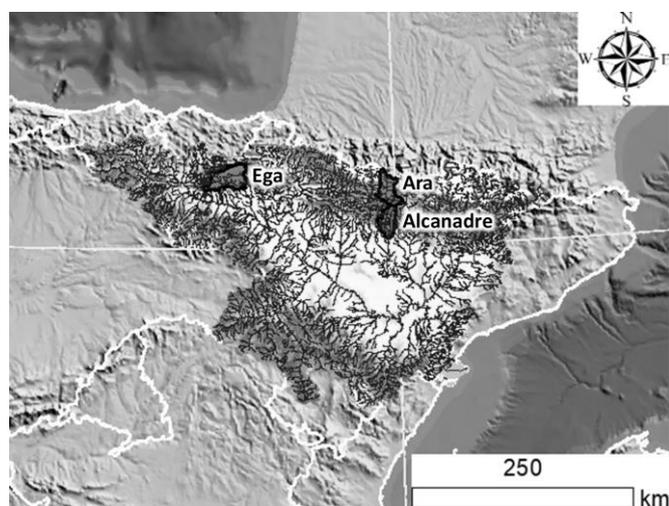


Fig. 1. Mapa de situación de las cuencas estudiadas en la cuenca del Ebro.

Los modelos hidrológicos se han calibrado en el periodo comprendido entre octubre de 1980 y septiembre de 2000. La validación se ha realizado entre octubre de 2000 y septiembre de 2015. La duración de los periodos de calibración y validación fue acordada para todos los modelos realizados en el proyecto PIRAGUA y suponen el 60% y el 40% (aproximadamente) de la duración total del periodo histórico, respectivamente.

La calibración de los modelos hidrológicos de balance de agua se ha realizado utilizando los datos diarios de aforos disponibles en el proyecto PIRAGUA. Adicionalmente, en la cuenca del río Ega se han utilizado los datos de niveles de 4 piezómetros para calibrar los parámetros del modelo hidrológico de manera más detallada.

Los modelos hidrológicos se han calibrado utilizando datos de los caudales calculados diarios, mensuales y anuales disponibles en las estaciones de aforos situadas en los puntos de cierre de cada cuenca. En la cuenca del río Ara, también se han utilizado los datos de una estación de aforos situada en la cabecera de la cuenca (Torla).

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico se ha realizado mediante por tanteos sucesivos de acuerdo con las siguientes fases:

1) 1ª fase: ajuste de las aportaciones anuales. En primer lugar, se han calibrado los coeficientes de la interceptación, la reserva útil del suelo y los parámetros de la escorrentía superficial, de la recarga en tránsito directa y del cálculo de la ETR para ajustar la aportación media anual calculada a la medida en la estación de aforos a la salida de la cuenca en el periodo comprendido entre octubre de 1980 y septiembre de 2000. El ajuste de las aportaciones anuales se ha

evaluado tanto de forma visual como de forma cuantitativa utilizando el coeficiente de Nash-Sutcliffe con valores logarítmicos (Saleh et al., 2000; Krause et al., 2005; Ritter et al., 2011; Ritter y Muñoz-Carpena, 2013).

2) 2ª fase: Ajuste de las aportaciones mensuales. La segunda fase se ha basado en reproducir las aportaciones mensuales medidas en la estación de aforos situada a la salida de la cuenca. Para ello, se han variado los parámetros que controlan los procesos nivales y que tienen gran influencia en la distribución mensual de las aportaciones durante el transcurso del año. La calidad del ajuste mensual se ha evaluado tanto de forma visual como de manera cuantitativa utilizando el coeficiente de Nash-Sutcliffe con valores logarítmicos.

3) 3ª fase: Ajuste de los caudales diarios. En la tercera fase se han ajustado los caudales diarios calculados a los datos de aforos en la estación situada a la salida de la cuenca. Para ello, se han calibrado los parámetros de la escorrentía superficial, el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico, el coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo y la transmisividad del acuífero. En esta fase se ha procurado reproducir con el modelo los siguientes elementos del hidrograma del caudal: a) los picos del hidrograma debidos a la escorrentía superficial, b) los picos intermedios debidos fundamentalmente al flujo hipodérmico, c) la parte inicial de las curvas de agotamiento que en general suelen estar asociadas al flujo hipodérmico, y d) la parte final de las curvas de agotamiento que en general suelen estar asociadas al flujo subterráneo. El ajuste de los caudales diarios se ha evaluado de forma visual.

Para calibrar los parámetros del suelo y de la zona no saturada, se han tenido en cuenta los datos disponibles de la vegetación, la pendiente media del terreno, hidrológicos, geológicos e hidrogeológicos (Samper et al., 1999; Pisani, 2008, Espinha Marques et al., 2010). La vegetación se ha identificado a partir del mapa de usos del suelo del Corine Land Cover. La información hidrogeológica se ha deducido a partir del mapa de masas de agua subterránea de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE).

Se ha considerado de forma general que las zonas con mayor pendiente del terreno tienen menor espesor del suelo, más escorrentía superficial y más flujo hipodérmico.

Las zonas boscosas (coníferas, bosque mediterráneo y bosque mixto) tienen más interceptación y evapotranspiración que las zonas de cultivo de secano o de escasa vegetación.

Para calibrar los parámetros del acuífero se han tenido en cuenta los mapas de masas de agua subterránea de la CHE.

En la Tabla 1 se indica la relación entre las características físicas de las zonas homogéneas y los parámetros del código BALAN. Esta correspondencia se ha tenido en cuenta para agrupar las zonas homogéneas con características físicas e hidrológicas similares y calibrar los parámetros de cada una de ellas.

En nuestra amplia experiencia de modelización hidrológica con los modelos distribuidos y semidistribuidos realizados con los códigos de la serie BALAN se ha constatado que los caudales diarios calculados con el código BALAN suelen

contener mayores incertidumbres que las aportaciones mensuales o anuales. Estas mayores incertidumbres se deben a: 1) las hipótesis del modelo conceptual adoptado; 2) las ecuaciones empíricas y semiempíricas utilizadas en los códigos de la serie BALAN y 3) Al uso de intervalos diarios para resolver las ecuaciones del balance de agua (Samper et al., 1999). Dichas incertidumbres son menos relevantes a escala mensual y anual.

Dado que el objetivo de este estudio es evaluar los recursos hídricos superficiales, y especialmente los recursos subterráneos, se ha puesto más énfasis en la calibración de los modelos con las aportaciones mensuales y anuales. El análisis del ajuste de los caudales diarios calculados a los medidos se ha utilizado como apoyo al proceso general de calibración.

**Tabla 1.** Relación entre las características físicas e hidrológicas de las zonas homogéneas y los parámetros de los códigos VISUAL-BALAN y GIS-BALAN.

Característica física/hidrológica	Parámetros de VISUAL-BALAN y GIS-BALAN
Pendiente del terreno	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Espesor del suelo y reserva útil</li> <li>• Parámetros CIM0 y CIM1 de la escorrentía superficial</li> <li>• Coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico</li> </ul>
Vegetación (usos del suelo)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Coeficientes de cálculo de la interceptación</li> <li>• Coeficientes de cálculo de la ETR</li> </ul>
Hidrogeología / masas de agua subterránea	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Reserva útil y permeabilidad vertical del suelo</li> <li>• Parámetros de la recarga en tránsito directa</li> <li>• Parámetros CIM0 y CIM1 de la escorrentía superficial</li> <li>• Coeficiente de agotamiento de la percolación</li> <li>• Coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo</li> <li>• Coeficiente de almacenamiento</li> </ul>

#### 2.4.- Datos disponibles

Se ha dispuesto de las series diarias de P y T que se han generado con los modelos climáticos del proyecto CLIMPY. Estas series cubren el periodo 1980-2015 (calibración y validación) y 2010-2100 (predicción). Para la calibración de los modelos se ha tenido en cuenta el promedio de los datos de P y T obtenidos por CLIMPY para cada una de las zonas homogéneas.

Para la calibración del modelo hidrológico se ha contado con los datos diarios de aforo en las estaciones situadas en la salida de cada cuenca. Se ha dispuesto además de los datos de otras estaciones de aforo intermedias y de niveles piezométricos. Los datos de aforo disponibles corresponden a estaciones de la red de la CHE que están operativas desde la década de 1940.

#### 3.- Modelo hidrológico de la cuenca del río Alcanadre

La cuenca del río Alcanadre aguas arriba de Lascellas está situada en la zona norte de la cuenca del río Ebro. Se trata de una cuenca prepirenaica de 503 km<sup>2</sup> de superficie

ocupada principalmente por montes de árboles mediterráneos de hojas duras (vegetación esclerófila), cultivos de secano en las zonas más bajas y algunos cultivos en regadío en las riberas del río Alcanadre.

La altitud de la cuenca varía entre 366 y 1980 msnm y tiene un valor medio de 921 msnm.

La pendiente del terreno en la cuenca tiene un valor medio del 23%.

Las zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Alcanadre se han delimitado en dos etapas. Primeramente, se ha dividido la cuenca considerando las isoyetas medias anuales calculadas a partir de las series históricas de precipitación en las estaciones de la red de la AEMET (Samper y Álvarez, 2008). A continuación, se han tenido en cuenta los límites de las masas de agua subterránea de la CHE. De esta forma, la cuenca del río Alcanadre se ha dividido en 7 zonas homogéneas (Fig. 2).

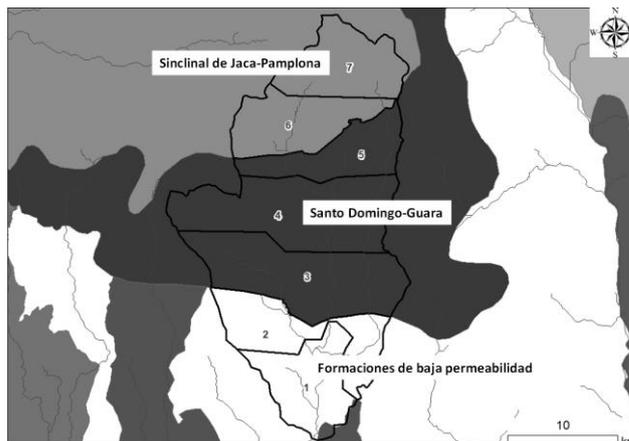
Las Figuras 3 y 4 muestran los ajustes de las aportaciones mensuales calculadas con el modelo hidrológico de balance a las aportaciones medidas en la estación de Lascellas en el río Alcanadre entre octubre de 1980 y septiembre de 2000 (periodo de calibración) y entre octubre de 2000 y septiembre de 2015 (periodo de validación), respectivamente.

La Tabla 2 presenta los valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe del ajuste de los logaritmos de las aportaciones mensuales y anuales en las cuencas seleccionadas. En la cuenca del río Alcanadre el índice de Nash es igual a 0.51 para las aportaciones mensuales y 0.83 para las aportaciones anuales. El ajuste es similar en los periodos de calibración y validación.

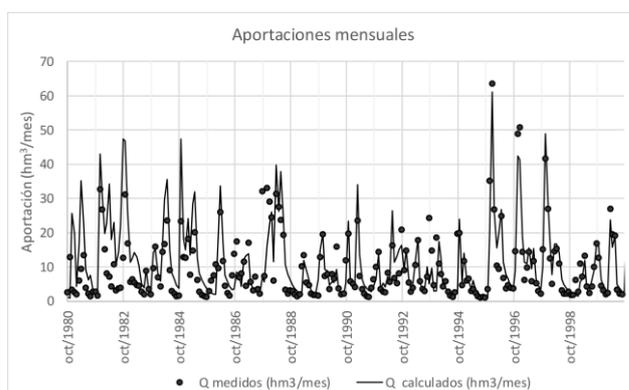
En la Tabla 2 se presenta además la valoración de la calidad del ajuste del modelo hidrológico según las clasificaciones adoptadas por Ritter y Muñoz-Carpena (2013) (más restrictiva) y Saleh et al. (2000) (menos restrictiva). Estos últimos utilizaron su clasificación para evaluar el ajuste de modelos hidrológicos realizados con el código SWAT.

**Tabla 2.** Coeficientes de Nash-Sutcliffe (NSE) de los ajustes de los logaritmos de las aportaciones mensuales y anuales calculadas a las medidas en las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega. La valoración de la calidad del ajuste según Ritter y Muñoz-Carpena (2013) se indica con un \* y la valoración con el método de Saleh et al. (2000) con \*\*.

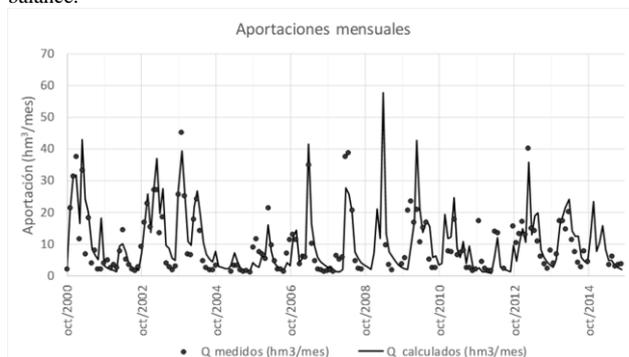
Cuenca	Ajuste	1980/81 - 1999/00 Calibración		2000/01 - 2014/15 Validación	
		NSE	Calidad del ajuste	NSE	Calidad del ajuste
Alcanadre	Mensual	0.51	*insatisfactorio **satisfactorio	0.52	*insatisfactorio **satisfactorio
	Anual	0.83	*bueno **muy bueno	0.84	*bueno **muy bueno
Ara	Mensual	0.40	*insatisfactorio **insatisfactorio	0.73	*aceptable **muy bueno
	Anual	0.64	*insatisfactorio **adecuado	0.94	*muy bueno **muy bueno
Ega	Mensual	0.54	*insatisfactorio **adecuado	0.63	*insatisfactorio **adecuado
	Anual	0.71	*aceptable **muy bueno	0.71	*aceptable **muy bueno



**Fig. 2.** Mapa de zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Alcanadre y límites de las masas de agua subterránea de la CHE (<http://iber.chebro.es/geoportal/>).



**Fig. 3.** Aportaciones mensuales medidas en la estación de Lascellas en el río Alcanadre entre octubre de 1980 y septiembre de 2000 (periodo de calibración) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.



**Fig. 4.** Aportaciones mensuales medidas en la estación de Lascellas en el río Alcanadre entre octubre de 2000 y septiembre de 2015 (periodo de validación) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.

#### 4.- Cuenca del río Ara

La cuenca del río Ara aguas arriba de Boltaña está situada en la zona norte de la cuenca del río Ebro (Fig.1). Se trata de una cuenca pirenaica de 634 km<sup>2</sup> de superficie ocupada principalmente por montes de árboles mediterráneos de hojas duras, pinares, bosque mixto y algunas pasturas y roquedos. El sector NE de la cuenca forma parte del Parque Nacional de Ordesa (Jódar et al., 2016).

La altitud en la cuenca varía entre 544 y 3350 msnm y tiene un valor medio de 1504 msnm. La pendiente del terreno tiene un valor medio del 43.5%.

Las seis zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Ara se han delimitado considerando los límites de las masas de agua subterránea de la CHE y los mapas de altitud y de pendiente del terreno (Fig. 5).

Las Figuras 6 y 7 muestran los ajustes de las aportaciones mensuales calculadas con el modelo hidrológico de balance a las aportaciones medidas en la estación de Boltaña en el río Ara en los periodos de calibración y validación, respectivamente.

Hay discrepancias entre las aportaciones calculadas y las medidas en los años 1987, 1988 y 1992, especialmente en los meses de abril, mayo y junio. Hay que tener en cuenta que en las cuencas de montaña los picos de escorrentía más importantes del año se suelen producir en esos meses generalmente asociados con la fusión rápida de la capa de nieve. Estas las discrepancias entre los valores calculados por el modelo y los podrían ser debidas a los errores en los datos de aforo. Se ha constatado que los caudales medios mensuales proporcionados por el proyecto PIRAGUA en los meses de abril, mayo y junio de 1992 en la estación de aforos de Boltaña en el río Ara son mucho mayores que los caudales proporcionados por la CHE a la UDC para un estudio realizado en el año 2007 (Samper et al., 2007; Samper y Álvarez, 2008).

Para el cálculo del índice de Nash-Sutcliffe se han excluido las aportaciones mensuales de abril, mayo y junio de 1992. El índice de Nash-Sutcliffe resultante en el periodo de calibración es igual a 0.40 para las aportaciones mensuales y 0.64 para las aportaciones anuales (Tabla 2). El ajuste en el periodo de validación es mejor que el ajuste en el periodo de calibración. Este resultado, aparentemente paradójico, podría ser debido a que los datos de aforos más recientes son más fiables.

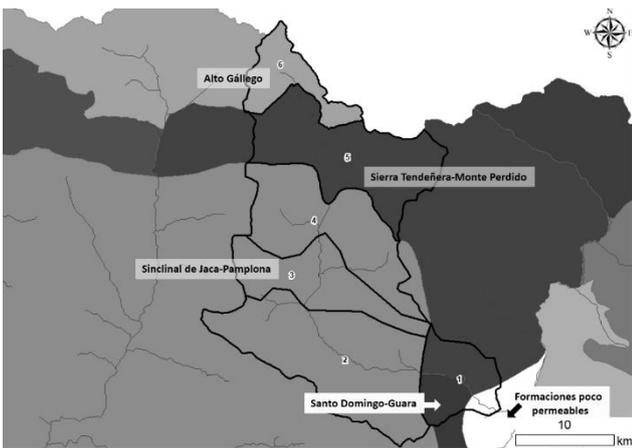


Fig. 5. Mapa de zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Ara y de límites de las masas de agua subterránea de la CHE (<http://iber.chebro.es/geoportal/>).

Hay que tener en cuenta también que el índice de Nash-Sutcliffe es sensible a la presencia de valores anómalos extremos. Los índices de Nash-Sutcliffe de las aportaciones mensuales y anuales disminuyen desde 0.4 y 0.64 hasta 0.39 y 0.22, respectivamente cuando se consideran las aportaciones de abril, mayo y junio de 1992. Se están analizando las posibles causas de estas discrepancias.

## 5.- Cuenca del río Ega

La cuenca del río Ega aguas arriba de Estella está situada en la zona oeste de la cuenca del río Ebro. Se trata de una cuenca prepirenaica de 876 km<sup>2</sup> de superficie ocupada principalmente por montes de árboles mediterráneos, pasturas y algunos cultivos, tanto en secano como en regadío (EPTISA, 2017).

La altitud en la cuenca Ega varía entre 406 y 1385 msnm y tiene un valor medio de 789 msnm. La pendiente del terreno en la cuenca tiene un valor medio del 13.9 %.

Las zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Ega se han delimitado teniendo en cuenta los límites de las masas de agua subterránea de la CHE y la situación de las estaciones de aforo en la red hidrográfica de la cuenca. La cuenca del río Ega se ha dividido en 9 zonas homogéneas (véase la Fig. 8).

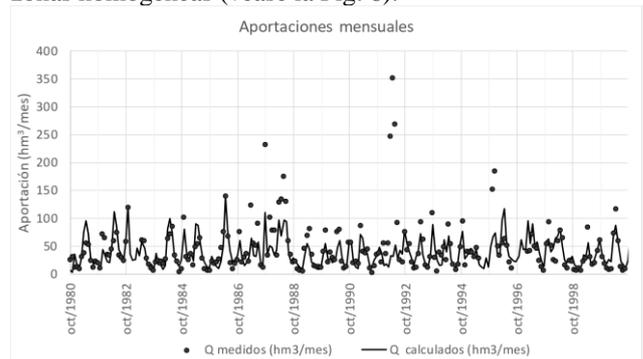


Fig. 6. Aportaciones mensuales medidas en la estación de Boltaña en el río Ara entre octubre de 1980 y septiembre de 2000 (periodo de calibración) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.

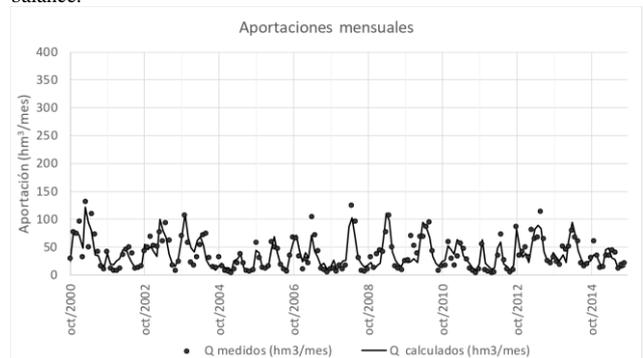
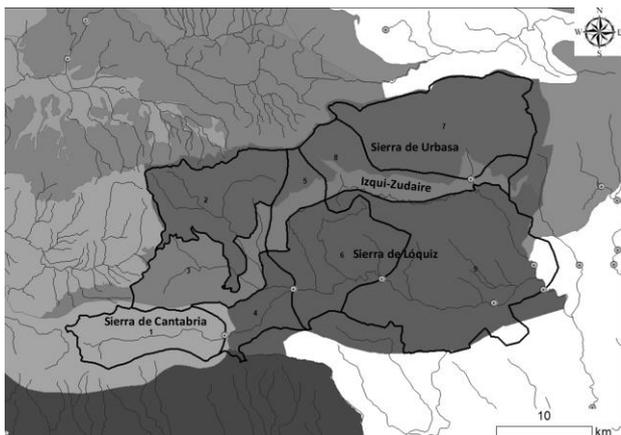
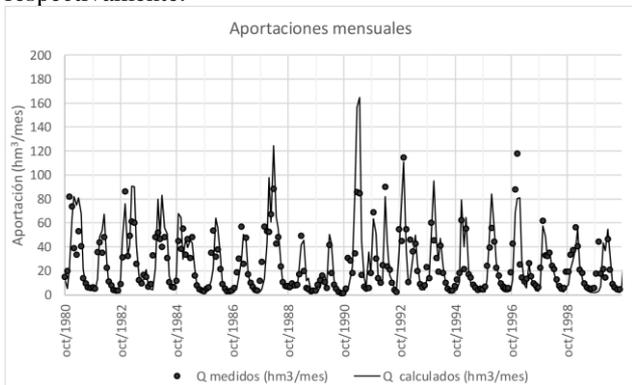


Fig. 7. Aportaciones mensuales medidas en la estación de Boltaña en el río Ara entre octubre de 2000 y septiembre de 2015 (periodo de validación) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.

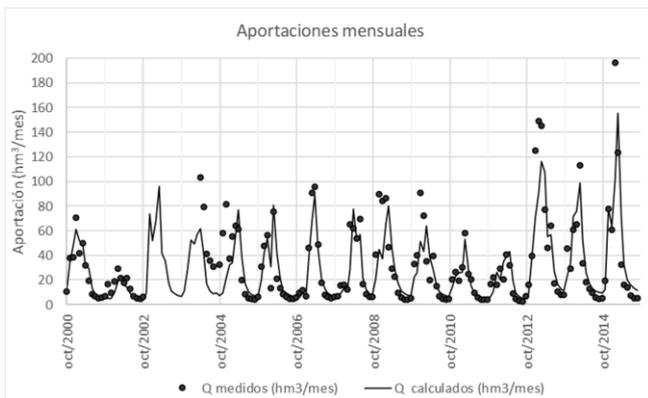


**Fig. 8.** Mapa de zonas homogéneas del modelo hidrológico de la cuenca del río Ega y de límites de las masas de agua subterránea de la CHE (<http://iber.chebro.es/geoportall/>).

Las Figuras 9 y 10 muestran los ajustes de las aportaciones mensuales calculadas con el modelo hidrológico de balance a las aportaciones medidas en la estación de Estella en el río Ega en los periodos de calibración y validación, respectivamente.



**Fig. 9.** Aportaciones mensuales medidas en la estación de Estella en el río Ega entre octubre de 1980 y septiembre de 2000 (periodo de calibración) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.



**Fig. 10.** Aportaciones mensuales medidas en la estación de Estella en el río Ega entre octubre de 2000 y septiembre de 2015 (periodo de validación) y aportaciones calculadas con el modelo hidrológico de balance.

En la cuenca del río Ega el índice de Nash en el periodo de calibración es igual a 0.54 para las aportaciones mensuales y 0.71 para las aportaciones anuales (Tabla 2). El ajuste en el periodo de validación es similar al ajuste en el periodo de calibración.

## 6.- Resultados y trabajos futuros

El ajuste de las aportaciones calculadas con los modelos hidrológicos realizados a las aportaciones medidas es en general bueno. Las discrepancias entre los valores calculados por el modelo y los valores medidos pueden ser debidas a una o varias de las siguientes causas:

1. Las incertidumbres del modelo hidrológico, especialmente en la representación de los procesos nivales, de los que no se dispone de información suficiente para calibrar los parámetros que determinan los procesos nivales.
2. Las incertidumbres del modelo climático que se ha utilizado para generar la serie de precipitaciones. Los modelos climáticos no siempre suelen reproducir correctamente las precipitaciones históricas, sobre todo en los periodos con precipitaciones excepcionales y en zonas en las que no se dispone de suficientes datos en estaciones meteorológicas.
3. Los errores en los datos de aforo.

La Tabla 3 presenta los resultados medios anuales del balance hídrico en las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega para el periodo 1980/81 - 2014/15.

Las aportaciones (Q) constituyen entre el 31% y el 53% de la precipitación media anual (P). Las cuencas de los ríos Alcanadre y Ega, situadas en el prepirineo, tienen una relación Q/P similar, igual a 31% y 33%, respectivamente.

La relación entre la recarga, R, y P, es igual a 16% en la cuenca del Alcanadre, 28% en la cuenca del Ara y 26% en la cuenca del Ega.

Está prevista la realización de modelos hidrológicos de balance en las cuencas de los ríos Cinca, Alto Cardener-Alto Llobregat, Lez y Hers. Los modelos hidrológicos se utilizarán también para evaluar los recursos hídricos en los distintos escenarios de cambio climático previstos en el proyecto CLIMPY.

También está previsto analizar la evolución temporal a largo plazo de la humedad del suelo y de la zona no saturada para distintos escenarios de cambio climático en zonas con diferentes características hidrológicas, geológicas, hidrogeológicas y cobertura vegetal y usos del suelo para evaluar cómo podría cambiar la frecuencia y la duración de los periodos secos y sus posibles impactos.

## 7.- Conclusiones

Se han presentado los trabajos realizados en el estudio titulado "Modelización numérica del balance de agua en el suelo mediante la aplicación del código GIS-BALAN en diversas cuencas/masas de agua subterránea del Pirineo (1ª fase)".

La calibración del modelo hidrológico de balance de las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega se ha realizado utilizando las series diarias de P y T de los modelos climáticos del proyecto CLIMPY como datos de entrada. El modelo hidrológico se ha calibrado para optimizar el ajuste de los caudales anuales, mensuales y

diarios calculados a los datos de aforo en las estaciones situadas en los puntos de cierre de las cuencas. El ajuste del modelo a los datos de aforo mensuales en las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega varía entre adecuado e insatisfactorio según la clasificación de Saleh et al. (2000), pero es insatisfactorio según los criterios de Ritter y Muñoz-Carpena (2013). Hay que tener en cuenta, no obstante, que los anteriores criterios se establecieron para medir la calidad del ajuste de los resultados de un modelo en términos de valores naturales. Se carece de información sobre la interpretación de los resultados de la calibración de un modelo cuando el índice de Nash-Sutcliffe se calcula con los logaritmos de los caudales (como se ha hecho en el presente trabajo).

El modelo hidrológico se podría mejorar mediante la utilización de datos piezométricos adicionales y de datos de aforo en estaciones no utilizadas en esta primera versión. El modelo hidrológico proporcionará una herramienta muy útil para la evaluación de los recursos hídricos en las cuencas del Pirineo, en la actualidad y en futuros escenarios de cambio climático y de usos del suelo.

En las siguientes fases del estudio se presentarán los resultados de los modelos de las restantes cuencas, así como las predicciones de los cambios previstos en los recursos hídricos debido a los efectos del cambio climático.

**Tabla 3.** Resultados medios anuales de los modelos hidrológicos de balance de las cuencas de los ríos Alcanadre, Ara y Ega en el periodo 1980/81 - 2014/15 (expresados en mm).

	Alcanadre	Ara	Ega
Precipitación total	885	1365	1068
Precipitación nival	62	392	154
Interceptación	113	160	245
ETR	499	482	471
Recarga en tránsito	262	702	352
Escorrentía superficial	12	20	2
Flujo hipodérmico	116	322	70
Recarga al acuífero	146	380	282
Caudal subterráneo	146	380	281
Aportación	273	721	353

*Agradecimientos.* El proyecto EFA210/16 PIRAGUA ha sido cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) a través del Programa Interreg V-A España-Francia-Andorra (POCTEFA 2014-2020) creado por la Unión Europea. Los trabajos previos del equipo de la Universidad de A Coruña en la Cuenca del Ebro contaron con el apoyo y la financiación de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Se agradecen los comentarios y sugerencias del revisor anónimo que han contribuido a mejorar significativamente la versión final de este trabajo.

## 8.- Bibliografía

Alvares D. y J. Samper, 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'09, Barcelona. Vol IX. 491-498.  
EPTISA, 2017. Realización de un ensayo de bombeo de larga duración y elaboración de un modelo hidrogeológico como soporte para la explotación racional del acuífero en el sector de Ancín (Valdega). Informe

inédito realizado para el Departamento de Desarrollo Rural, Medio Ambiente y Administración Local del Gobierno de Navarra.  
Espinha Marques J, J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J. M. Carvalho, H. I. Chaminé, J. M. Marques, F. Sodrê Borges, 2009. Assessment of water resources in a mountain environment with a semi-distributed hydrological model: Serra da Estrela case, central Portugal, En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona Vol IX. pp 514-521.  
Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora y F. Sodrê Borges, 2010. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62:6, 1219-1234.  
Jódar, J., L. J. Lambán y E. Custodio, 2016. Estimación de la recarga mediante la modelación numérica del balance de agua en el suelo en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca, España). En: Las aguas subterráneas y la planificación hidrológica. Congreso hispano-luso. AIH-GE. Madrid, noviembre 2016. ISBN: 978-84-938046-5-7.  
Krause, P., D. P. Boyle y D.F. Base, 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *ADGEO* (5), pp. 89-97.  
Pisani, B., 2008. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña. <https://ruc.udc.es/dspace/handle/2183/1102> (verificado en mayo de 2019).  
Pisani, B, J Samper, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter, 2011, Evaluación de los impactos del cambio climático en el acuífero de la Plana de la Galera. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 353-358  
Pisani, B, J Samper y MA García-Vera, 2013, Evaluación de los impactos del cambio climático en los recursos y en las demandas agrarias de la cuenca del río Jalón. En: XI Jornadas de La Zona no Saturada, Lugo, 6-8 Noviembre, 219-226  
Pisani, B., J Samper y A Paz, 2017, Modelos hidrológicos de balance de agua y evaluación de los impactos del cambio climático en zonas rurales de Galicia con eucaliptos, En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIII, Zaragoza, 8-10 noviembre. 565-576.  
Ritter, A. y R. Muñoz-Carpena, 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *J Hydrol* 480 (2013), pp 33-45.  
Ritter, A., R. Muñoz-Carpena y C.M. Regalado, 2011. Capacidad de predicción de modelos aplicados a la ZNS: herramienta informática para la adecuada evaluación de la bondad-de-ajuste con significación estadística. pp. 259-264. En: J. Martínez Fernández y N. Sánchez Martín (eds.). Estudios de la Zona No Saturada del Suelo, Vol X. Universidad de Salamanca. ISBN: 978-84-694-6642-1  
Saleh, A. J. G. Arnold, P. W. Gassman, L. M. Hauk, W. D. Rosenthal, J. R. Williams y A. M. S. MacFarland, 2000. Application of SWAT for the upper North Bosque River watershed. *Trans. ASAE* 43(5): 1077-1087.  
Samper, J. y D. Alvares, 2008. Evaluación preliminar de la incidencia del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro, Informe Técnico inédito realizado para la Confederación Hidrográfica del Ebro, Ref. 2005-PH-22-I.  
Samper, J., Ll. Huguet, J. Ares, y M.A. García Vera, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. ENRESA (05/99). Madrid. 134 pp.  
Samper, J., B. Pisani y D. Alvares y M. A. García Vera, 2007. Evaluación del efecto del cambio climático en la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica, En: VIII Jornadas de Zona no Saturada, ZNS'07, Córdoba, J.V. Giráldez y F.J. Jiménez Ed., 347-353.  
Samper, J., B. Pisani y J. Espinha-Marques, 2011a. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. Actas de las X Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'11. Salamanca. Pp. 365-370.  
Samper, J, Y Li, B Pisani, L Ribeiro, Y Fakir, y T Stigter 2011b, Evaluación de los impactos del cambio climático en los acuíferos de la Plana de La Galera y del aluvial de Tortosa. En: Jornadas de Zona no Saturada Vol X ZNS 2011, José Martínez y Nilda Sánchez Ed, 359-364.  
Samper, J., B. Pisani, y J. Espinha Marques, 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ Earth Sci*, 73(6):2645-2656. doi:10.1007/s12665-014-3676-9.

## MODELO DE FLUJO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS DEL EMPLAZAMIENTO DE SARDAS EN SABIÑÁNIGO (HUESCA)

Javier Samper<sup>1</sup>, Brais Sobral<sup>1</sup>, Alba Mon<sup>1</sup>, Bruno Pisani<sup>1</sup>, Acacia Naves<sup>1</sup>, Joaquín Guadaño<sup>2</sup>, Luis Motenegro<sup>1</sup> y Jesús Fernández<sup>3</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](mailto:j.samper@udc.es); [bruno.pisani@udc.es](mailto:bruno.pisani@udc.es); [acacia.naves@udc.es](mailto:acacia.naves@udc.es), [brais.sobral@udc.es](mailto: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](mailto:jguadano@emgrisa.es), web: <http://www.emgrisa.es>

<sup>3</sup>Unidad para la descontaminación integral del lindano. Departamento de Desarrollo Rural y Sostenibilidad. Gobierno de Aragón. Zaragoza. Plaza San Pedro Nolasco, 7, 50071 Zaragoza. [jfernandezc@aragon.es](mailto:jfernandezc@aragon.es), web: <http://www.aragon.es/DepartamentosOrganismosPublicos/Departamentos/DesarrolloRuralSostenibilidad>

**RESUMEN.** Los contaminantes orgánicos persistentes procedentes de la actividad de la antigua fábrica de lindano de INQUINOSA de Sabiñánigo (Huesca) constituyen un condicionante potencial de la calidad del agua de la cuenca del río Ebro y pueden suponer un riesgo para la salud humana y los ecosistemas. Los residuos de la producción de lindano, en forma de polvo y de líquido, se vertieron en el vertedero de Sardas que se ubica a menos de 1 km al este del casco urbano, ocupando una superficie de casi 4 ha cerca del río Gállego. El modelo conceptual del emplazamiento se ha elaborado a partir de los trabajos realizados desde 2004. Este modelo conceptual fue contrastado por EMGRISA (2014) con un modelo de flujo subterráneo realizado con un código comercial. En este trabajo se presentan los modelos numéricos de flujo subterráneo y de transporte de solutos en el emplazamiento de Sardas en Sabiñánigo realizados a lo largo de un perfil vertical en dirección E-W que discurre a lo largo del thalveg de la antigua cárcava. El modelo de flujo en régimen estacionario confirma el esquema conceptual del flujo propuesto para el emplazamiento de Sardas. El caudal medio de entrada varía entre 20 m<sup>3</sup>/d y 30 m<sup>3</sup>/d. La mayor parte de las entradas se producen desde el barranco situado en la cabecera del vertedero y a través de las cunetas perimetrales. Las salidas del vertedero tienen lugar por debajo de la pantalla frontal y mediante bombeos. Se confirma que la pantalla frontal de bentonita actúa como una barrera al flujo de agua desde el vertedero hacia la llanura aluvial. Hay que destacar las dificultades planteadas por las oscilaciones periódicas del nivel del embalse de Sabiñánigo que producen un efecto de marea que dificulta el análisis e interpretación de los datos.

**ABSTRACT.** The persistent organic pollutants produced and released from the INQUINOSA lindane company in Sabiñánigo constitute a risk for water resources in the Ebro river basin. Dust and liquid wastes from the lindane production were disposed at the Sardas and Bailín landfills. The Sardas landfill occupies an area of 4 ha and is located less than 1 km to the East of the downtown. The conceptual model of the site was tested by EMGRISA (2014) with a groundwater flow model performed with a

standard code. This paper presents numerical models of groundwater flow and solute transport of the Sardas site in Sabiñánigo made along a vertical profile in E-W direction, which runs along the thalveg of the old gully. The steady-state flow model confirms the conceptual hydrogeological model of the site. The average inflow ranges from 20 m<sup>3</sup>/d to 30 m<sup>3</sup>/d. Most of the inflow comes from the ravine located in the header of the landfill and through the perimeter ditches. The landfill outflows take place underneath the front slurry-wall and by pumping. The front slurry-wall acts as a barrier to groundwater flow. It should be noted the difficulties posed by the periodic oscillations of the Sabiñánigo reservoir level, which produces a tidal effect that makes difficult the analysis and interpretation of hydrodynamic and water quality data in the Gállego alluvial aquifer.

### 1.- Introducción

La acumulación de contaminantes orgánicos persistentes procedentes de la actividad de la antigua fábrica de lindano de INQUINOSA de Sabiñánigo (Huesca) es un condicionante potencial de la calidad del agua de la cuenca del río Ebro y representa un grave riesgo para la salud humana y los ecosistemas. El lindano es el isómero comercial del hexaclorociclohexano (HCH) que se utilizó ampliamente como pesticida hasta su prohibición. La fábrica de INQUINOSA cesó su actividad en 1992. Los residuos de la producción de lindano, en forma de polvo y de líquido, se vertieron en el vertedero de Sardas y posteriormente en el vertedero de Bailín de forma prácticamente incontrolada. Los emplazamientos afectados por las actividades de INQUINOSA en Sardas y Bailín constituyen uno de los mayores retos medioambientales de la cuenca del río Ebro. El vertedero de Sardas se ubica a menos de 1 km al este del casco urbano, ocupando una superficie de casi 4 ha cerca del río Gállego. La carretera N-330 atraviesa el emplazamiento. Dicho emplazamiento está compuesto por las siguientes instalaciones y elementos: 1) El vaso de vertido, 2) Las parcelas al pie del vertedero, 3) Las dos balsas de lixiviados y 4) La depuradora de carbón activo. En la década de los 60, se comenzó a verter

diversos tipos de residuos en una cárcava existente junto al río Gállego, incluyendo residuos industriales de la producción de lindano y otras industrias químicas, residuos sólidos urbanos y residuos de construcción. La situación del vertedero de Sardas en los años 80 era de completa colmatación, con un volumen de más de 400.000 m<sup>3</sup> de residuos. A principios de la década de 1990 fue construida la variante de la N330 y su trayectoria cortó el frente del vertedero. Debido a estas obras, aproximadamente 50.000 m<sup>3</sup> de residuos del vertedero fueron trasladados a la parte baja del emplazamiento. El vertedero fue sellado de forma superficial y lateral en los años 1992 a 1993. El sellado consistió en la construcción de las pantallas perimetrales y frontal de cemento-bentonita. La superficie del vertedero se selló con una cubierta multicapa con una lámina de polietileno de alta densidad. El modelo conceptual del emplazamiento se ha elaborado a partir de los trabajos realizados desde 2004. Este modelo conceptual fue contrastado por EMGRISA (2014) con un modelo de flujo subterráneo realizado con un código comercial. En este trabajo se presenta el modelo numérico de flujo subterráneo y de transporte de solutos en el emplazamiento de Sardas en Sabiñánigo realizado a lo largo de un perfil vertical en dirección E-W que discurre a lo largo del thalweg de la antigua cárcava. El modelo se ha realizado con el código numérico de investigación CORE<sup>2D</sup> del equipo de investigación de la UDC.

## 2.- Descripción de la zona de estudio

El emplazamiento de Sardas incluye el vertedero y la parcela situada al pie del vertedero. Los materiales del vertedero fueron removidos y esparcidos sobre el aluvial del río Gállego en los años 90 durante la construcción de la N-330. La carretera N-330 divide al emplazamiento en dos partes (Fig. 1). Los depósitos del vertedero removidos en la construcción de la carretera se encuentran sobre los limos del aluvial (IDOM-EMGRISA, 2011). El vertedero de Sardas se ubica sobre las margas de Larrés. Se trata de una formación fracturada de conductividad hidráulica entre baja y muy baja. Puede presentar zonas más permeables asociadas a zonas más

fracturadas. Aguas abajo del vertedero, las margas están cubiertas por los materiales de relleno procedentes del vertedero y del aluvial del río Gállego (Fig. 2), que está formado por una capa superior de limos arenosos de baja permeabilidad y potencia comprendida entre 5 y 10 m y un nivel inferior de gravas y arenas, con un espesor de 5 m y alta conductividad hidráulica.

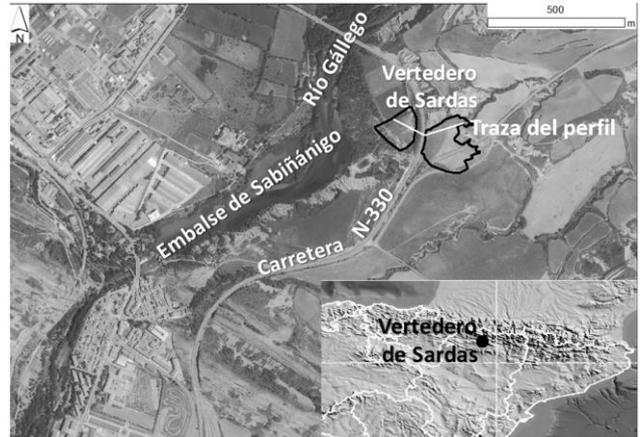


Fig. 1. Situación del vertedero de Sardas (Sabiñánigo) en la cuenca del río Gállego, afluente del río Ebro. Se presenta la traza del modelo en el perfil del vertedero de Sardas.

## 3.-Modelo bidimensional de flujo a lo largo de un perfil vertical

### 3.1.- Modelo conceptual

Desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones geológicas relevantes para los modelos numéricos de flujo subterráneo incluyen (de oeste a este):

1) El aluvial del río Gállego. Incluye una capa superficial de limos debajo de la cual se encuentra la capa de gravas. Las gravas están situadas sobre una capa de margas de gran espesor. La formación limita al oeste con el embalse de Sabiñánigo. Por el este, los limos del aluvial se acuan por debajo de los rellenos de la carretera N-330.

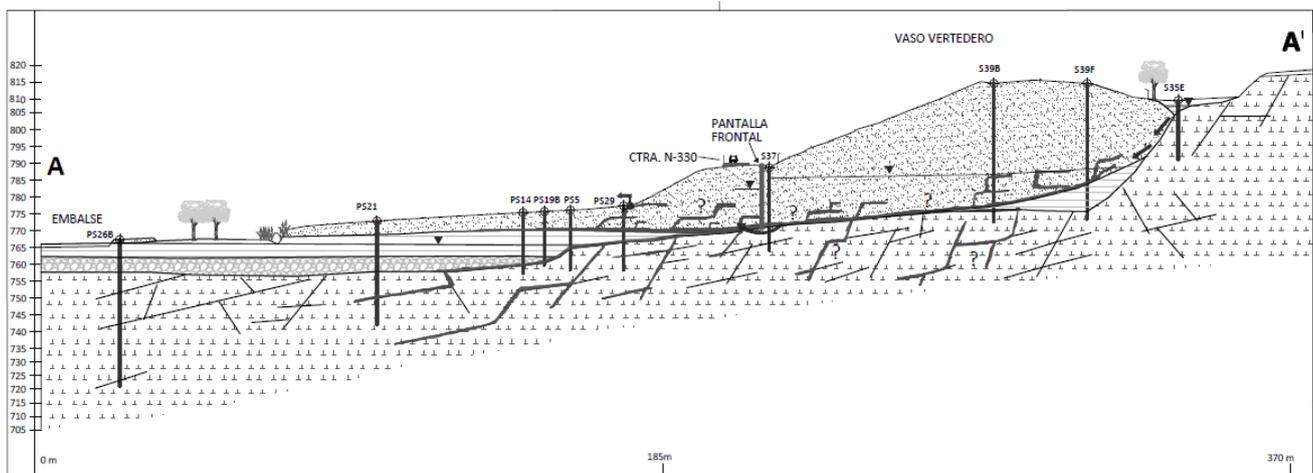


Fig. 2. Perfil del vertedero de Sardas utilizado por EMGRISA y el Gobierno de Aragón para definir el modelo conceptual del emplazamiento de Sardas (Fernández et al., 2013).

2) Los rellenos exteriores, situados de aguas abajo de la pantalla de bentonita, que se esparcieron sobre el aluvial cuando se construyó la variante de la carretera N-330.

3) El relleno del vertedero aguas arriba de la pantalla frontal formado por los residuos acumulados en la cárcava. Debajo del relleno se encuentra la capa de margas y, en la zona intermedia del vertedero situada entre el relleno y las margas, hay una capa de limos procedentes de la erosión de las margas. La zona está limitada por el oeste por la pantalla de bentonita, y por el este por el borde del vertedero.

4) Las formaciones geológicas situadas aguas arriba del vertedero. Incluyen una estrecha capa de glaciaz debajo de la cual se encuentran las margas en las que se distingue una capa superficial de margas fracturadas (F), alteradas (A) y descomprimidas (D). Esta capa se suele denominar capa FAD. Debajo de la capa FAD se encuentran las margas profundas, generalmente menos fracturadas y menos permeables.

Se ha seleccionado el perfil en la dirección E-W para realizar los modelos de flujo bidimensionales. Su traza coincide aproximadamente con el eje de la cárcava principal sobre la que se asentó el vertedero de Sardas. Para la elaboración de la geología del perfil se han utilizado los datos proporcionados por los siguientes sondeos geotécnicos perforados a lo largo del eje de la cárcava: PS26B, PS21, PS14, PS19B, PS5, PS29, S37, S39B, S39F y S35E (Fernández et al., 2013) (Fig. 2). Además, se han utilizado los sondeos que, por su proximidad a la traza del perfil, y por su situación, aportan información relevante para calibrar el modelo.

En la Fig. 3 se muestra la traza del perfil y los sondeos utilizados para la calibración del modelo, clasificados en función de si se trata de sondeos a lo largo del perfil, o de sondeos proyectados.

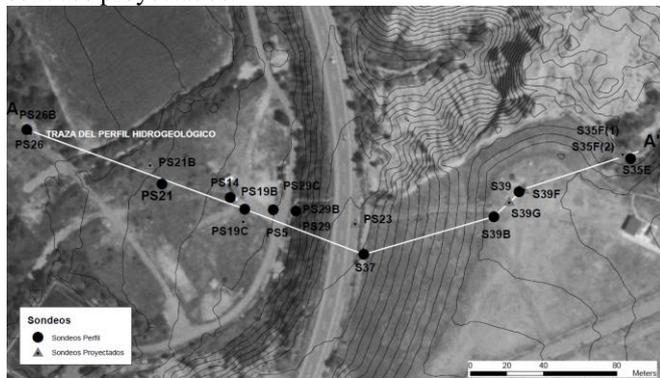


Fig. 3. Mapa del emplazamiento con la traza del perfil hidrogeológico E-W y situación de los sondeos a lo largo del perfil y los sondeos proyectados.

El modelo conceptual de flujo utilizado para estudiar el flujo en el perfil E-W se basa en las siguientes hipótesis:

1) El flujo es plano y está contenido en el plano vertical definido por la traza del perfil cuya situación se indica en la Fig. 3. Esta hipótesis es una primera aproximación que se revisará en futuros trabajos.

2) El modelo de flujo en el perfil tiene un espesor unitario (1 m). Para transformar los caudales de entradas y salidas del vertedero en caudales unitarios, se ha supuesto de forma aproximada un ancho aparente medio del vertedero igual a 50

m.

3) Se han considerado las mismas formaciones que las consideradas en el modelo conceptual de EMGRISA (2017).

4) El flujo subterráneo a través de las margas de Larrés se simula suponiendo que las margas se comportan como un medio poroso equivalente.

### 3.2.- Estructura del modelo

La estructura del modelo y la geometría de las zonas de materiales se han definido a partir de la información geológica y de los datos hidrodinámicos disponibles. Una zona de material es un conjunto de elementos que comparten las mismas propiedades hidrodinámicas ( $K$  y  $S_s$ ). El listado de zonas y los valores calibrados de  $K$  y  $S_s$  en cada una de ellas se presentan en la Tabla 1.

Las conductividades hidráulicas utilizadas se han obtenido mediante calibración por tanteos sucesivos utilizando la información previa sobre la posición de la superficie freática y los datos de niveles piezométricos medidos en los sondeos. Para los limos, las gravas, y los rellenos de aguas abajo de la pantalla frontal se han utilizado como punto de partida las conductividades hidráulicas utilizadas en el modelo de flujo realizado por EMGRISA (2014) en la zona del emplazamiento situada aguas abajo de la pantalla de bentonita.

Las conductividades hidráulicas de los materiales del relleno se obtuvieron a partir de los ensayos de bombeo realizados en los sondeos perforados en el propio vertedero. Las conductividades hidráulicas de los restantes materiales (margas superficiales y profundas y limos de erosión de las margas) se han calibrado procurando ajustar los datos piezométricos disponibles.

El contorno superior del dominio del modelo coincide con la superficie freática. En este contorno hay una recarga distribuida excepto en el punto de condición impuesta de descarga de caudal por la zona de rezume cerca del sondeo PS29.

Las zonas de recarga se simulan con una condición de tipo Neuman con un caudal impuesto igual a la recarga media anual. La estimación de la recarga se ha realizado mediante un modelo de balance hídrico (Samper et al 2019a,b). Sus valores se presentan en la Tabla 2.

Se han considerado además otras dos entradas de flujo subterráneo. Una entrada corresponde a la recarga de la escorrentía del barranco situado en la cabecera de perfil (zona del sondeo S35E). La otra entrada hace referencia a las entradas por las cunetas perimetrales del vertedero de la escorrentía superficial y del flujo hipodérmico de la cobertera del vertedero.

Una parte de la descarga se produce en la surgencia en la zona próxima al sondeo PS-29C que se ha simulado con una condición de tipo Dirichlet con un nivel impuesto igual a 774.45 m. El resto de las descargas tienen lugar por el borde oeste del perfil al embalse de Sabiñánigo (a través de los limos del aluvial) y por las gravas.

**Tabla 1.** Valores calibrados de las conductividades hidráulicas (horizontal y vertical) y del coeficiente de almacenamiento específico en el modelo del perfil.

Formación geológica	Conductividad hidráulica horizontal $K_h$ (m/d)	Conductividad hidráulica vertical $K_v$ (m/d)	Ss ( $m^{-1}$ )
Limos del aluvial (cerca del embalse)	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$
Limos del aluvial (intermedio)	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$
Limos del aluvial (cerca de la pantalla)	$1.90 \cdot 10^{-1}$	$1.90 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$
Gravas	$1.00 \cdot 10^{+2}$	$1.00 \cdot 10^{+2}$	$5.00 \cdot 10^{-4}$
Relleno de aguas abajo de la pantalla (zona de terraplén)	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$3.50 \cdot 10^{-1}$	$7.50 \cdot 10^{-4}$
Relleno de aguas arriba de la pantalla (parte inferior)	$5.30 \cdot 10^{+0}$	$5.30 \cdot 10^{+0}$	$5.00 \cdot 10^{-3}$
Relleno de aguas arriba de la pantalla (parte superior)	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$1.00 \cdot 10^{-1}$	$5.00 \cdot 10^{-3}$
Limos de erosión de las margas	$7.50 \cdot 10^{-2}$	$7.50 \cdot 10^{-2}$	$1.80 \cdot 10^{-4}$
Margas superficiales A	$9.00 \cdot 10^{-2}$	$9.00 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$
Margas superficiales B	$2.50 \cdot 10^{-2}$	$2.50 \cdot 10^{-2}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$
Margas profundas	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$
Pantalla frontal de bentonita	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$

La descarga al embalse se ha simulado con una condición de Dirichlet con un nivel impuesto igual al nivel medio del embalse (765 m). La descarga por las gravas se ha simulado con una condición de tipo Cauchy o mixta, según la cual, el caudal que fluye a través del contorno,  $Q$  ( $m^3/d$ ), se calcula mediante:  $Q = \alpha (H-h)$ ; donde  $\alpha$  es el coeficiente de goteo ( $m^2/d$ ),  $h$  es el nivel piezométrico en el contorno y  $H$  es el nivel externo. El coeficiente de goteo en los contornos se ha

calibrado y su valor es igual a  $50 m^2/d$ . Este valor es coherente con la alta conductividad hidráulica de las gravas. El nivel externo  $H$  se ha tomado igual al nivel medio del embalse.

Las condiciones de contorno utilizadas en el modelo se sintetizan en la Fig. 4.

**Tabla 2.** Recarga por infiltración en las diferentes zonas.

Zona de recarga	Intervalo de distancias al origen del perfil (m)	Formación geológica	Recarga (mm/año)
R1	0 – 161.16	Aluvial del río Gállego	113
R2	161.16 – 210.73	Rellenos de aguas abajo	113
R3	214.05 – 335.29	Vertedero	13
R4	335.29 – 394.99	Afloramiento de las margas	20

### 3.3.- Calibración del modelo en régimen estacionario

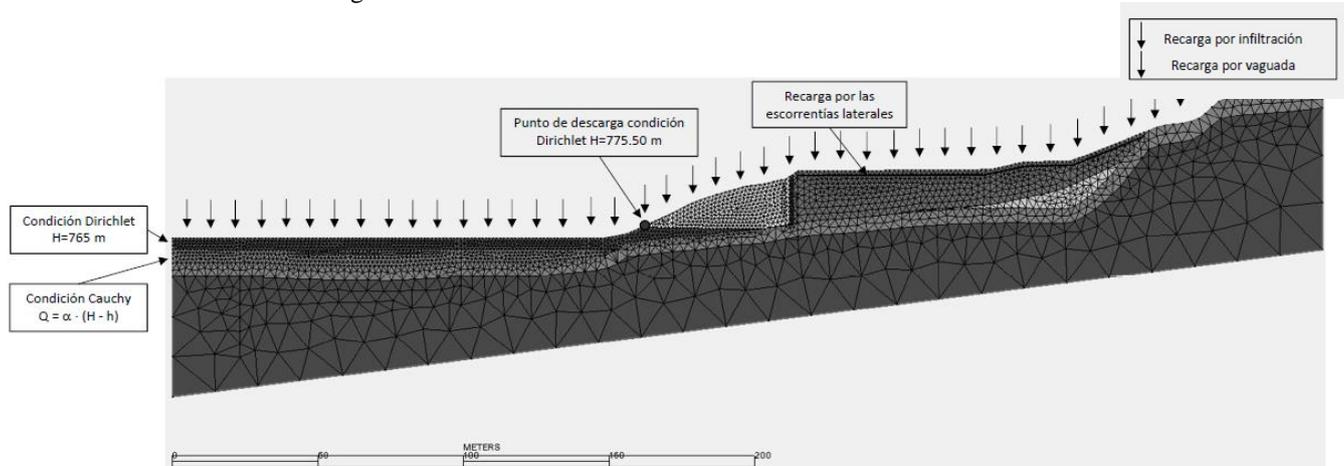
La calibración de los modelos de flujo y transporte de masa se ha realizado con los datos disponibles en los sondeos situados a lo largo de la traza del perfil (EMGRISA, 2017).

El nivel piezométrico medio se ha calculado a partir de los datos disponibles de niveles medidos con diver o de forma manual con una sonda.

El modelo de flujo se ha calibrado por tanteos sucesivos (prueba y error) procurando minimizar los residuos de niveles (diferencias entre los niveles calculados y los medidos) manteniendo a la vez la salida estimada por la surgencia en la zona del sondeo PS-29C y las conductividades hidráulicas dentro de los rangos propuestos por EMGRISA (2014).

Los resultados de la calibración del modelo confirman que los niveles calculados y el esquema de flujo es muy sensible a la conductividad hidráulica de las margas superficiales (FAD).

En general, el ajuste de niveles es muy bueno (Fig. 5). En todos los casos los residuos de niveles son menores de 2 m.



**Fig. 4.** Malla de elementos finitos, zonas de materiales y condiciones de contorno del modelo.

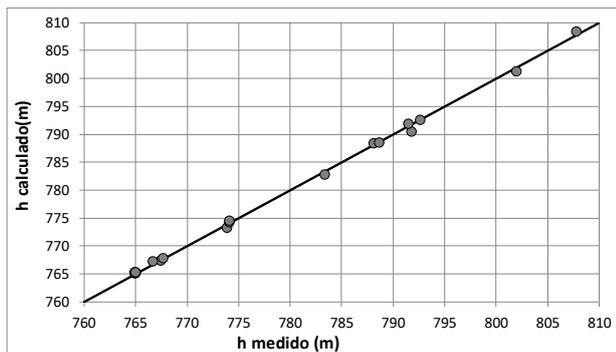


Fig. 5. Comparación de los niveles medidos y calculados.

El único residuo mayor que 1 m se presenta en el sondeo S39G situado en los rellenos situado aguas arriba de la pantalla. En esta zona hay varios sondeos próximos entre sí que tienen niveles medidos con diferencias de hasta 1 m. Hay que tener en cuenta que estos sondeos se encuentran a lo largo del talweg de la cárcava.

El modelo reproduce adecuadamente el gradiente vertical en los sondeos PS19B y PS19C perforados en las gravas y en los limos, respectivamente. También, reproduce la diferencia de nivel que existe a ambos lados de la pantalla de bentonita entre el sondeo S37 (situado aguas arriba de la pantalla) y el PS23 (situado aguas abajo de la misma).

La Fig. 6 muestra el mapa de isopiezas calculado a lo largo del perfil vertical sobre las zonas de materiales del modelo. La mayor parte del flujo se produce en la zona del aluvial, debido a la alta conductividad hidráulica de las gravas. El gradiente piezométrico en las gravas es muy bajo. El flujo subterráneo que sale del vertedero por debajo de la pantalla de bentonita se produce por la capa de margas superficiales.

En la Tabla 3 se muestran los balances de masa de entradas y salidas de agua en el dominio del modelo.

### 3.4.- Modelo en régimen transitorio en un periodo plurianual

El modelo de flujo subterráneo en régimen transitorio plurianual a lo largo del perfil vertical se extiende desde el 10 de abril de 2012 hasta el 30 de septiembre de 2017. El incremento de tiempo es de 1 día. La estructura del modelo y

las zonas de materiales, así como sus parámetros son los mismos que en el modelo en régimen estacionario.

Tabla 3. Caudales de entrada y salidas unitarios, para un ancho de 50 m y porcentajes.

ENTRADAS			
Zona	Caudal unitario (m³/día)	Caudal en 50 m (m³/día)	% Entrada
Recarga por infiltración	$7.31 \cdot 10^{-2}$	3.65	15.02
Entradas desde el barranco del sondeo S35	$1.77 \cdot 10^{-1}$	8.84	36.33
Recarga por las cunetas perimetrales	$2.37 \cdot 10^{-1}$	11.84	48.65
Total	$4.87 \cdot 10^{-1}$	24.33	100
SALIDAS			
Por las gravas a otras zonas del aluvial	$4.26 \cdot 10^{-1}$	21.29	87.52
Por los limos hacia el embalse	$2.59 \cdot 10^{-3}$	0.13	0.53
Surgencia en la zona del PS29C	$5.81 \cdot 10^{-2}$	2.91	11.95
Total	$4.87 \cdot 10^{-1}$	24.33	100

Los niveles estacionarios calculados se han utilizado como condición inicial para el modelo en régimen transitorio.

A las recargas del modelo se les asignan funciones temporales determinadas con el modelo hidrológico de balance (Samper et al 2019b). También, se incluyen en este modelo los bombeos de agua del relleno en el sondeo S37 situado aguas arriba de la pantalla frontal de bentonita que se iniciaron en octubre de 2013. Se ha dispuesto de los datos de los volúmenes mensuales bombeados y se ha usado una función temporal para simular la variación temporal del caudal de bombeo.

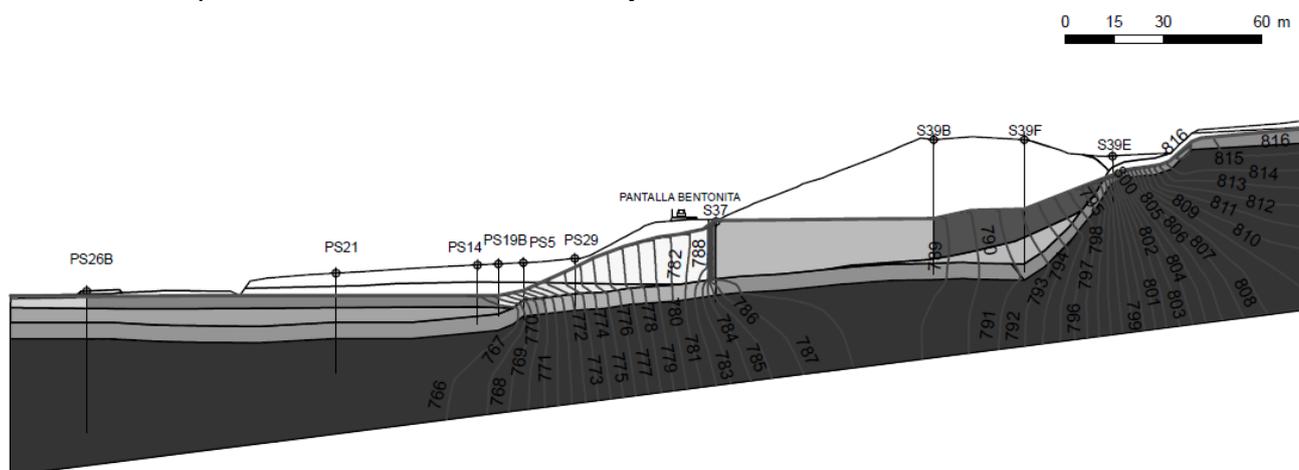


Fig. 6. Mapa de isopiezas calculadas en régimen estacionario con el modelo de flujo a lo largo del perfil vertical (intervalos de 1 m).

Para los niveles del embalse se dispone de una función temporal de los niveles medidos con diver. En aquellos periodos en los cuales existen lagunas de datos, se ha completado la serie utilizando los valores del nivel de periodos similares. La descarga por las gravas se simula con una condición de tipo Cauchy, con  $\alpha = 50 \text{ m}^2/\text{d}$  y un nivel impuesto variable igual al nivel del agua en el embalse.

Las Figuras 7, 8, 9 y 10 presentan los hidrogramas de los sondeos PS-29B, PS-23, S-37 y S-39G.

El hidrograma del sondeo PS23 presenta dos partes. Una primera hasta octubre de 2013 la que los niveles medidos son muy altos y partir de 2014, se observa un descenso de los niveles con pequeñas subidas y bajadas. Los niveles calculados se encuentran entre los niveles de ambos periodos.

Los bombeos en los rellenos se realizan en el pozo S37. El ajuste en este pozo es bueno, excepto al comienzo de los bombeos en junio de 2014. La bajada de nivel calculada es menos pronunciada que la de los niveles medidos. Hay que tener en cuenta que el modelo bidimensional a lo largo del perfil vertical no permite representar con fiabilidad el bombeo en el pozo S37, ya que durante el bombeo el flujo subterráneo tiene una configuración axisimétrica que no se tiene en cuenta con el modelo de flujo en el perfil vertical.

El análisis de los niveles calculados en los sondeos del grupo S39, muestra que existen dos partes diferenciadas. La primera va desde el inicio del modelo en el 10 de abril de 2012 hasta noviembre de 2015. La segunda parte comprende desde noviembre de 2015 hasta el 30 de septiembre de 2017.

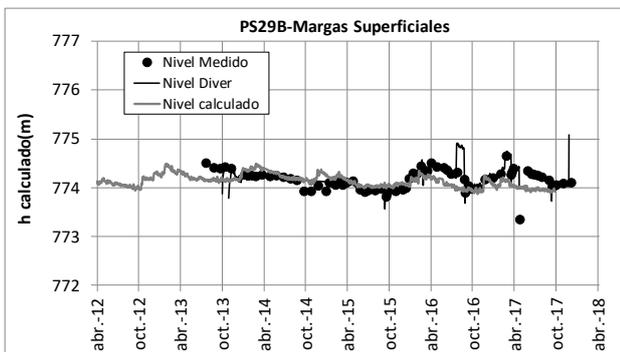


Fig. 7. Hidrogramas de niveles medidos manuales (símbolos), niveles medidos con el diver (línea oscura) y niveles calculados con la pasada base del modelo (línea clara) para el sondeo PS-29B.

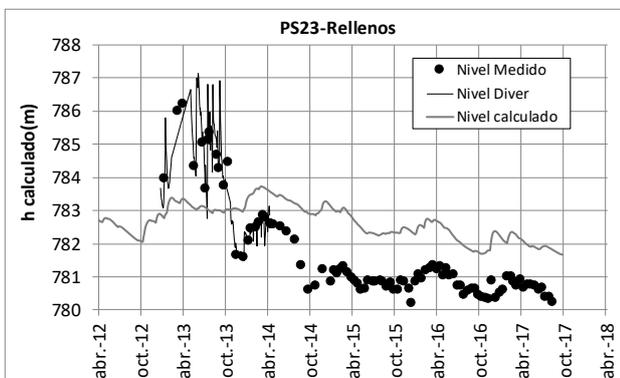


Fig. 8. Hidrogramas de niveles medidos manuales (símbolos), niveles medidos con el diver (línea oscura) y niveles calculados con la pasada base del modelo (línea clara) para el sondeo PS-23.

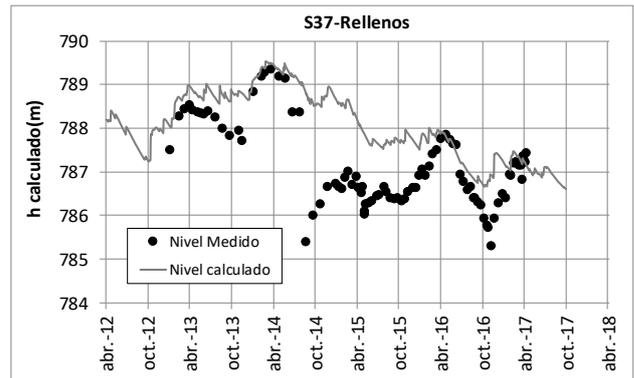


Fig. 9. Hidrogramas de niveles medidos manuales (símbolos), niveles medidos con el diver (línea oscura) y niveles calculados con la pasada base del modelo (línea clara) para el sondeo S-37.

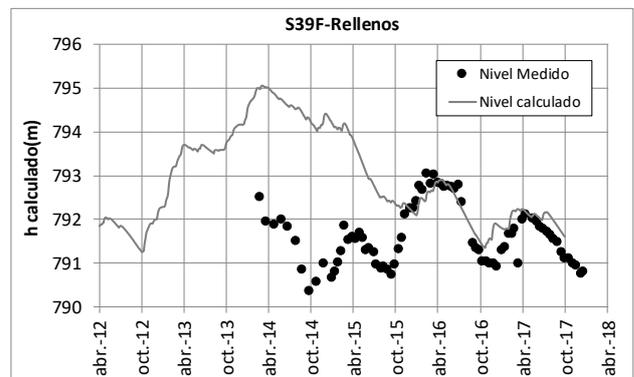


Fig. 10. Hidrogramas de niveles medidos manuales (símbolos), niveles medidos con el diver (línea oscura) y niveles calculados con la pasada base del modelo (línea clara) para el sondeo S-39F.

El modelo no reproduce los niveles medidos entre 2015 y 2017 en el sondeo S39-F. Sin embargo, el ajuste de los niveles mejora a partir de octubre de 2015. Estas discrepancias pueden ser debidas a incertidumbres en las recargas por las cunetas perimetrales.

Los hidrogramas calculados en los sondeos del aluvial son similares a los niveles del embalse con un ligero desfase y amortiguación. Esto es debido a la elevada conductividad hidráulica de las gravas. Los sondeos que presentan este comportamiento incluyen (en orden de distancias crecientes al embalse): PS26, PS26B, PS21, PS21B, PS14 y PS19B. En general, el modelo reproduce la magnitud de las fluctuaciones de los niveles.

### 3.5.- Modelo en régimen transitorio en un periodo bimensual

Para representar de forma adecuada las oscilaciones de niveles producidas por las fluctuaciones del nivel del embalse, se ha realizado un modelo en régimen transitorio para un periodo bimensual comprendido entre las 00:00 del 28 de julio de 2016 y las 15:30 del 7 de septiembre de 2016. En este periodo se han analizado los niveles piezométricos calculados y se han comparado con los niveles medidos en los sondeos.

El intervalo de tiempo utilizado es de media hora. Para las funciones de tiempo de entrada se han utilizado, en la

medida de lo posible, los datos disponibles con intervalos de tiempo de 30 minutos (nivel del embalse). En ausencia de datos se han utilizado valores diarios medios.

El nivel inicial de este modelo se ha obtenido a partir de los niveles piezométricos calculados con el modelo en régimen transitorio plurianual en el 18 de junio de 2016.

El esquema de las condiciones de contorno de esta simulación es similar al utilizado en el modelo en régimen transitorio plurianual. Sin embargo, al tratarse de un periodo de corta duración, existen diferencias en los caudales de entradas. Puesto que es un periodo estival, algunas de las funciones de recarga son nulas o muy bajas.

El caudal de bombeo en el sondeo S37 se ha considerado constante en cada mes. Esta hipótesis se toma como una primera aproximación, ya que, en la práctica, los bombeos se realizan en días laborables y en horarios de trabajo.

Se dispone de datos de niveles medidos con diver en el embalse con una frecuencia de media hora. Las lagunas de datos se han completado utilizando niveles de periodos similares.

La Fig. 11 muestra que los niveles calculados en el sondeo PS-26 reproducen las fluctuaciones de los niveles medidos.

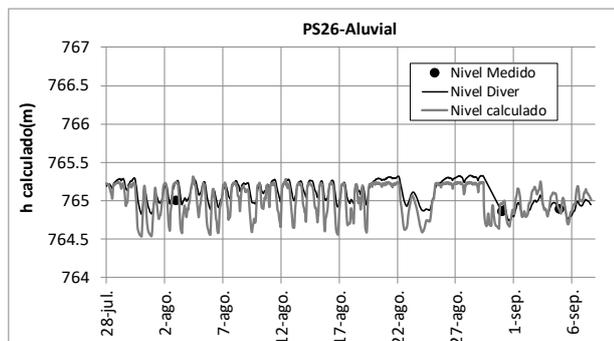


Fig. 11. Hidrogramas de los niveles medidos con diver (línea oscura) del sondeo PS26 y niveles calculados con el modelo en régimen transitorio entre julio y septiembre de 2016 (línea clara).

#### 4.-Modelo bidimensional de transporte de masa a lo largo de un perfil vertical

##### 4.1.- Estructura del modelo

El modelo en régimen transitorio de transporte de masa a lo largo del perfil vertical tiene un periodo de simulación que comprende desde el 10 de abril de 2012 hasta el 30 de septiembre de 2017 y un intervalo de tiempo de 1 día.

Se ha simulado el transporte de un trazador ficticio que se corresponde con la conductividad eléctrica (CE).

La porosidad de los materiales se ha estimado, y posteriormente, se ha ajustado por calibración. El coeficiente de difusión en agua ( $D_0$ ) es igual a  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Como primera estimación de los valores de conductividad eléctrica en las zonas de materiales, se han utilizado, tanto los valores medidos, como el juicio de experto. En la Tabla 4; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestran los valores iniciales de la CE en las diferentes zonas de materiales.

Tabla 4. Conductividad eléctrica inicial en las zonas de materiales.

Formación geológica	Conductividad eléctrica inicial ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )
Limos del aluvial	5914
Gravas	1500
Rellenos de aguas abajo de la pantalla	10 000
Relleno de aguas arriba de la pantalla	10 000
Limos de erosión de las margas	15 000
Margas Superficiales	15 000
Margas Profundas	25 000
Pantalla frontal de bentonita	20 000

Se ha asignado una conductividad eléctrica al agua de la recarga constante e igual a  $20 \mu\text{S}/\text{cm}$ .

Para el embalse se han utilizado datos del SAIH Ebro (Sistema Automático de Información Hidrológica) de la Confederación Hidrográfica del Ebro. Se dispone de datos de la conductividad eléctrica a  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  en el río Gállego en Jabarrella.

A las entradas de caudal por las cunetas perimetrales y la recarga por el barranco procedente de las cuencas aguas arriba por el contorno superior del este, se les ha asignado también una conductividad eléctrica constante igual a  $30 \mu\text{S}/\text{cm}$ .

El trazador seleccionado, que se asocia a la conductividad eléctrica, no es conservativo. El modelo considera que existen pueden existir aportes de salinidad a las aguas procedentes de la disolución de sales de las margas y de los rellenos del vertedero. Estos aportes se han simulado adoptando un término fuente constante,  $f_m$ , cuyo valor se ha estimado durante el proceso de calibración de forma que las CE calculadas reproduzcan en la medida de lo posible los valores medidos de la CE en los sondeos.

##### 4.2.- Resultados

En las Fig. 12 y 13, se muestran los valores calculados de la conductividad eléctrica y los datos medidos en los sondeos PS-29B y PS-23. En las campañas manuales, en cada sondeo se toman muestras a varias profundidades, por ello, para representarlos en los gráficos, se ha optado por:

- 1) Utilizar los datos tomados en los tramos de la rejilla
- 2) Tomar la media de las diferentes campañas, excluyendo valores extremos que se salen de la tendencia del resto de medidas.

El modelo reproduce las conductividades eléctricas medidas en los rellenos del vertedero, los limos, las margas superficiales (FAD) y en las profundas, excepto en el sondeo S38B. Sin embargo, sobrestima ampliamente los valores medidos en las gravas del aluvial. Las conductividades calculadas son del orden de  $10\ 000 \mu\text{S}/\text{cm}$ , mientras que los valores medidos son del orden de  $2000$  a  $3000 \mu\text{S}/\text{cm}$ .

En la Fig. 14 se muestra el mapa de isovalores de la conductividad eléctrica calculada para  $t = 5$  años.

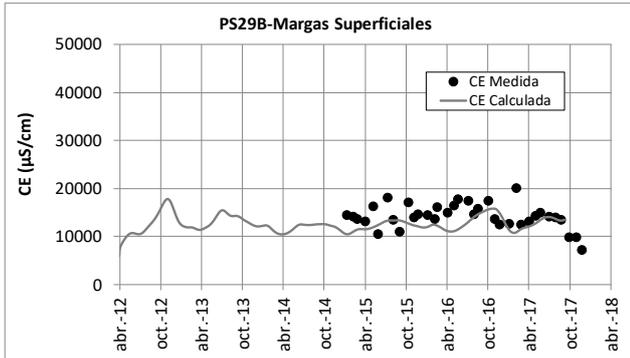
**5.-Evaluación de alternativas**

El modelo en régimen transitorio se ha utilizado para realizar pasadas de sensibilidad orientadas a evaluar diferentes alternativas de gestión de las aguas del vertedero. Se han realizado las siguientes pasadas: 1) Eliminación de los bombeos en el sondeo S37, 2) Aumento de los bombeos al triple y 3) Reducción del caudal de entrada desde las cunetas perimetrales a la mitad y del caudal de entrada por el

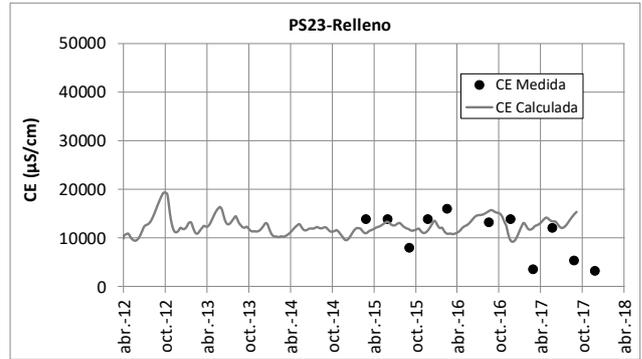
barranco a un cuarto del valor de la pasada base. En la Fig. 15 se muestran las condiciones de contorno modificadas.

En las Figs. 16 y 17, se muestran los hidrogramas calculados en la pasada base y en las distintas pasadas de sensibilidad.

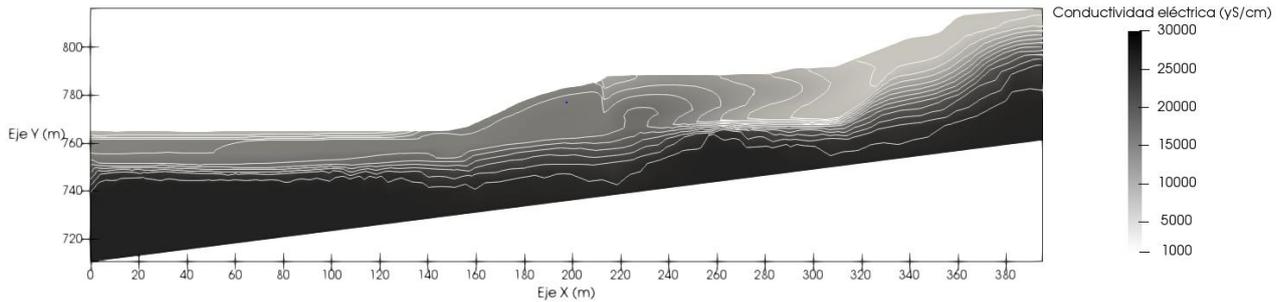
En la Fig. 18 se presentan los hidrogramas de los caudales subterráneos calculados debajo de la pantalla frontal de bentonita en las diferentes pasadas.



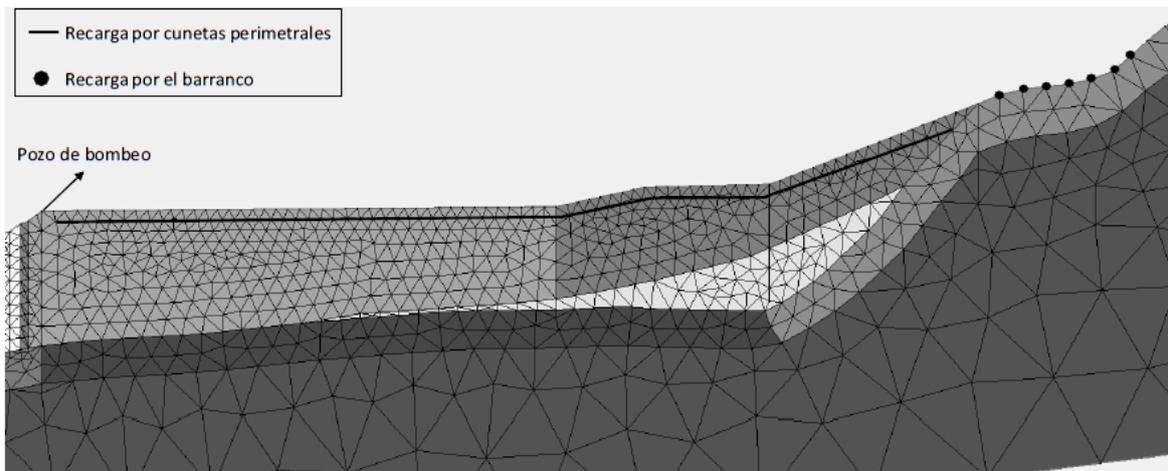
**Fig.12.** Conductividad eléctrica medida (puntos) y calculada (línea) en el sondeo PS-29B en la pasada base del modelo.



**Fig. 13.** Conductividad eléctrica medida (puntos) y calculada (línea) en el sondeo PS-23 en la pasada base del modelo.



**Fig. 14.** Mapa de isolíneas de la conductividad eléctrica calculada en el modelo de transporte de masa a escala plurianual a lo largo del perfil vertical al cabo de 5 años.



**Fig. 15.** Localización de las condiciones de contorno consideradas en las pasadas de sensibilidad de evaluación de alternativas. Se indica la situación del pozo de bombeo, los nudos en los que se produce la recarga desde el barranco y los nudos en los que se simulan las entradas de agua perimetrales.

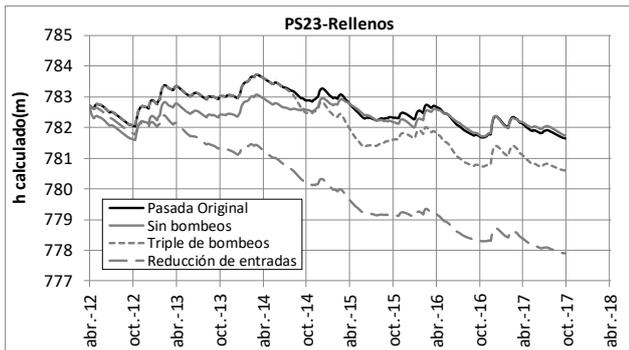


Fig. 16. Niveles calculados en el sondeo PS-23 con la pasada base del modelo y con las siguientes pasadas de sensibilidad: sin bombeo, con el triple de bombeo y con reducción de las entradas.

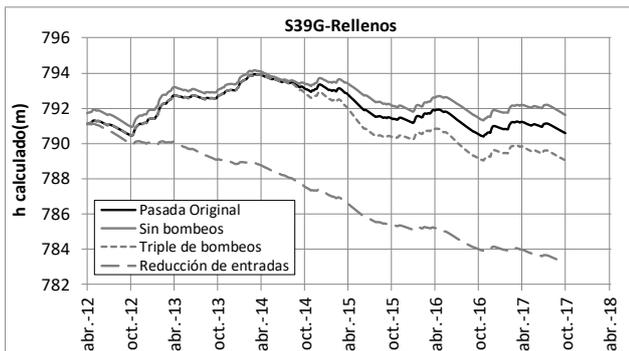


Fig. 17. Niveles calculados en el sondeo S-39G con la pasada base del modelo y con las siguientes pasadas de sensibilidad: sin bombeo, con el triple de bombeo y con reducción de las entradas.

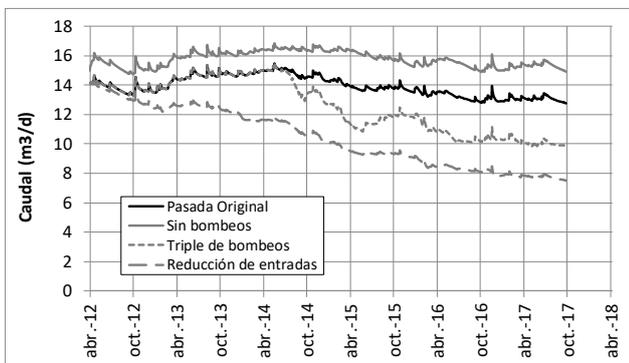


Fig. 18. Caudales bajo la pantalla frontal de bentonita calculados con la pasada base del modelo y con las siguientes pasadas de sensibilidad: sin bombeo, con el triple de bombeo y con reducción de las entradas.

## 6.- Conclusiones

Se han presentado los modelos numéricos de flujo subterráneo y de transporte de solutos en un perfil vertical del emplazamiento de Sardas en Sabiñánigo. El modelo de flujo en régimen estacionario confirma el esquema conceptual del flujo propuesto para el emplazamiento de Sardas. El modelo numérico de flujo subterráneo en régimen transitorio confirma las entradas de agua estimadas en estudios anteriores (EMGRISA, 2014) y calculadas con el modelo hidrológico de balance (véase Samper et al, 2019b, en estas mismas jornadas). El caudal medio de entrada varía entre 20 m<sup>3</sup>/d y 30 m<sup>3</sup>/d. La mayor parte de las entradas se producen desde el barranco

situado en la cabecera del vertedero y a través de las cunetas perimetrales. Las salidas desde el vertedero se producen por debajo de la pantalla frontal y mediante bombeos. Se confirma que la pantalla frontal de bentonita actúa como una barrera al flujo de agua desde el vertedero hacia la llanura aluvial. El modelo reproduce el salto piezométrico medido a ambos lados de la pantalla. Además, se confirma que el sustrato geológico de las margas de Larrés es muy poco permeable y permite muy poco flujo subterráneo excepto en la capa superficial de las margas que están más fracturadas, alteradas y descomprimidas (FAD). El caudal medio de flujo por las margas superficiales por debajo y los extremos de la pantalla frontal es igual a 21.14 m<sup>3</sup>/d. Hay que destacar la gran relevancia de las oscilaciones periódicas del nivel del embalse de Sabiñánigo. Estas oscilaciones producen un doble efecto: el efecto de marea ya que el embalse es una zona de descarga y el efecto de carga/descarga que producen las oscilaciones del nivel del embalse en la parte del aluvial situada por debajo del embalse. Se han realizado cálculos detallados de los caudales de agua desde las gravas del aluvial del río Gállego hacia el embalse de Sabiñánigo a través de la capa de los limos del aluvial. Se confirma que la capa de limos del aluvial y los sedimentos del fondo del embalse constituyen una barrera al flujo y al transporte de solutos.

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.stoplindano.es](http://www.stoplindano.es).

Está previsto mejorar los modelos del vertedero de Sardas para soslayar algunas de las limitaciones de los modelos actuales como por ejemplo la hipótesis de flujo plano en un perfil vertical.

*Agradecimientos.* El trabajo de la UDC presentado en esta contribución se ha realizado en el marco de un contrato suscrito entre EMGRISA y la Fundación de la Universidad de A Coruña. Los trabajos de EMGRISA han sido financiados por el Gobierno de Aragón. Los comentarios y sugerencias del revisor (casi) anónimo han sido muy útiles para corregir algunas erratas, añadir aclaraciones y en definitiva mejorar la presentación final del trabajo.

## 7.- Bibliografía

- DGA (Diputación General de Aragón) (1997). Proyecto de Impermeabilización del vertedero de Sardas. Sabiñánigo (Huesca). Liquidación Provisional.
- 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 (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.
- 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
- GA (Gobierno de Aragón) (2016). Plan estratégico de lucha integral contra la contaminación de los residuos generados por la fabricación de lindano en Aragón. Informe elaborado con la colaboración de EMGRISA. Versión diciembre 2016:

- [http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/AgriculturaGanaderiaMedioAmbiente/temas\\_medio\\_ambiente/areas/lindano/actuaciones\\_administrativas/plan\\_estrategico\\_lucha\\_lindano\\_201612\\_v1.pdf](http://www.aragon.es/estaticos/GobiernoAragon/Departamentos/AgriculturaGanaderiaMedioAmbiente/temas_medio_ambiente/areas/lindano/actuaciones_administrativas/plan_estrategico_lucha_lindano_201612_v1.pdf) (consultado en diciembre de 2017).
- 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.
- Pisani, B. (2008). Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña. <https://ruc.udc.es/dspace/handle/2183/1102> (verificado en mayo de 2019).
- Samper J, Pisani B y Naves A (2016a). Trabajos adicionales de modelización del flujo y transporte de uranio del acuífero de la FUA (ENRESA: 056-CO-TA-2015-0001). Informe de la actividad nº 2: Revisión del modelo de balance hidrológico en la propiedad de la FUA (Versión revisada V1). Universidade da Coruña.
- Samper J, Mon A, Fernández J y Pisani B (2016b). Two-dimensional numerical flow models for the predesign of a multilayer cover for a LILW disposal facility in Bulgaria. Informe de la UDC para Westinghouse.
- Samper, J, Sobral B, Naves A y Pisani B (2019a). Hidrogeología y modelos de balance hidrológico, y modelos de flujo subterráneo y transporte de contaminantes en los emplazamientos afectados por INQUINOSA, Actividad 3: Modelos numéricos de flujo y transporte de contaminantes en el emplazamiento de Sardas. Informe Final, ETS Ingenieros de Caminos, Coruña, UDC, febrero 2019.
- Samper, J, Sobral B, Mon A, Pisani B, Naves A, Guadaño J y Fernández J. (2019b) Modelo hidrológico de balance del vertedero de Sardas en Sabiñánigo (Huesca)). En: Estudios de la Zona no Saturada Vol XIV, Madrid, 28-30 octubre (este mismo volumen).





