

## ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN LECHOS FLUVIALES MEDIANTE SONDAS TDR FLEXIBLES DURANTES EVENTOS DE AVENIDA (RÍO ANDARAX, ALMERÍA)

A. Lorenzo<sup>1</sup>, O. Dahan<sup>2</sup>, A. Medialdea<sup>3</sup>, G. Benito<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Serrano 115bis, 28006 Madrid, alorenzo@ccma.csic.es

<sup>2</sup> The Jacob Blaustein Institute for Desert Research, Dep. of Environmental Hydrology & Microbiology, Ben-Gurion University of the Negev, Sede Boqer Campus, 84990, Israel, odahan@bgu.ac.il

<sup>3</sup> Laboratorio Nacional de Fusión CIEMAT, Edificio 66, Planta 1, Avenida Complutense 22, 28040 Madrid, alicia.medialdea@ciemat.es

<sup>4</sup> Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC, Serrano 115bis, 28006 Madrid, benito@ccma.csic.es

**RESUMEN.** En este trabajo se describe la metodología y la instrumentación instalada en el cauce fluvial para la medida de la infiltración directa en la zona no saturada asociada a las crecidas en el río Andarax (Almería), y se presentan los datos preliminares registrados en el primer año de funcionamiento de la estación. El objetivo final de este seguimiento es cuantificar la recarga a largo plazo de los acuíferos aluviales someros, asociada a eventos de crecida. La estación de medida se localiza en las proximidades de la localidad de Gádor, y permite el registro de los contenidos de humedad en la zona no saturada mediante sondas TDR flexibles (15 en total) hasta los 10 m de profundidad. Igualmente, se dispone de sondas para el registro de los niveles del agua superficial durante la crecida y de las variaciones del nivel piezométrico. Los resultados preliminares muestran claramente que la metodología utilizada permite obtener datos de infiltración en la zona no saturada del suelo de manera continua y en tiempo real con mínimas perturbaciones de suelo. El registro de un evento ocurrido el 7 de Enero de 2006, de duración estimada de 7 días y cuyo calado máximo se ha registrado en 7 cm, permite demostrar que el hidrograma de crecida tiene una respuesta clara en el contenido de humedad del suelo en el perfil estudiado, con aumentos de hasta el 5% de humedad en sondas a profundidades superiores a 9 m. Analizando los cambios ocurridos en el nivel freático podemos comprobar que los datos obtenidos en el perfil estudiado son extrapolables al conjunto de la zona no saturada y con ello elaborar una estimación de la recarga.

**ABSTRACT.** This work describes the methodological procedure and the instrumentation installed to monitor the infiltration through the vadose zone associated with flood events of the Andarax River (Almeria). First, the preliminary data recorded in the station's first functional year are presented and discussed. The final objective of this monitoring was to quantify the long-term shallow alluvial aquifer recharge related to flooding. The monitoring station is located near Gador, and records the moisture contents through the vadose profile using 15 flexible TDR probes (FTDR) reaching depths of 10 m. In addition, water surface and groundwater piezometric levels are recorded. The preliminary results clearly show that the methodology

chosen permits the collection of real time and continuous infiltration data in the vadose zone with minimum soil disturbances. The 7 January 2006 event recorded, 7 days in length and whose maximum flood height recorded was 7 centimeters, demonstrated that the flood hydrograph gave a clear response in the soil moisture content of the profile studied, with increases in soil water content of up to 5% for soil depths below 9 meters. Analyzing the changes in the ground water level it is obvious that the infiltration data can be applied to the whole vadose zone and therefore the aquifer recharge can be estimated.

---

### 1.- Introducción

Una fuente muy importante de agua en zonas áridas de todo el mundo está relacionada con las avenidas en ríos efímeros. En estas zonas pueden tener lugar importantes avenidas causadas por lluvias intensas de corta duración que pueden durar desde minutos a días dependiendo del tamaño de la cuenca de drenaje del río. Mientras que la avenida en sí no se considera como una fuente importante de agua, los acuíferos aluviales que se recargan con las aguas de avenida han representado la pieza clave del suministro hídrico tradicional en zonas áridas (Matlock y Davis 1972; Rosenthal et al. 1990; Adar et al. 1992; Adar y Laronne 2000; Shentsis y Rosenthal, 2003). A pesar de la contrastada importancia de las crecidas en la recarga de acuíferos en zonas con elevado déficit hídrico, en el momento presente no hay ningún método disponible que pueda cuantificar el proceso que controla la recarga.

Existen diversos antecedentes sobre trabajos que aborden aspectos tanto básicos como aplicados en relación con la pérdida de transmisión del agua de las crecidas en canales efímeros y que generan la recarga de acuíferos aluviales someros. Este tipo de estudios abordan aspectos como el balance de masas de un tramo particular de un río comprendido entre dos estaciones de aforo (Buono y Lang, 1980; Thornes, 1994; Shentsis et al., 2001; De la Orden et al., 2001), y que en algunos casos del Sur de España (sector de Guadix-Marquesado) permiten estimar pérdidas de

transmisión entre el 15 y el 33% de los caudales circulantes. En un segundo tipo de estudios se aborda el problema de la infiltración en los canales fluviales durante las crecidas, orientado más a la propagación de onda de avenida que a la recarga de acuíferos. En estos casos la infiltración se cuantifica mediante la realización de algunas pruebas a lo largo del canal y la aplicación de modelos para el estudio de la propagación de hidrograma de avenida con subrutinas para la estimación de las pérdidas de transmisión (Smith et al., 1995; Lange et al., 1999, 2000). Un tercer tipo de metodologías incluye la medida de las variaciones del nivel freático y su modelización, teniendo en cuenta la estructura y las propiedades hidráulicas del acuífero (Calvache y Pulido-Bosch, 1996; Pulido-Bosch et al., 2000). En este tipo de trabajos se obtienen datos del volumen de recarga media de los acuíferos a partir de modelos de flujo subterráneo (MODFLOW) o mediante el análisis de las variaciones piezométricas del nivel freático (Calvache y Pulido-Bosch, 1996). El principal problema que presentan estos estudios es la falta de datos sobre los procesos de percolación que afectan a la zona vadosa, especialmente cuando abordamos relaciones con los eventos de avenida.

La utilización de sondas TDR para la medida del contenido de agua en suelos se encuentra habitualmente limitada por la técnica de instalación de las sondas. Su instalación en horizontes profundos (>1.5 m) puede resultar difícil en caso de que se requieran condiciones de suelos sin perturbar (De Alba y Pérez-González, 1995).

En este trabajo se han aplicado los últimos desarrollos técnicos que permiten la instalación de sondas TDR a diferentes profundidades hasta alcanzar el nivel piezométrico. Este método se ha aplicado con éxito en el Desierto de Neguev, en Israel, con el fin de monitorizar el proceso de transmisión entre aguas de avenidas y acuíferos de captación (Greenbaum et al., 2002; Dahan et al., 2003).

El objetivo de este estudio es la medida de los procesos de infiltración y su relación con la recarga de acuíferos, tanto en el tiempo como en el espacio, generados durante periodos de avenidas. En el presente trabajo se describen los sistemas de medida de la infiltración y se presentan los datos preliminares correspondientes al primer año de funcionamiento de la estación.

### 1.1. Zona de estudio

La zona de estudio se localiza en el río Andarax (2200 km<sup>2</sup>), provincia de Almería, cuyo curso bajo presenta el comportamiento típico de un río efímero (Sánchez Martos, 2001). Las estaciones de medida de infiltración y escorrentía se hallan situadas en las proximidades del municipio de Gádor. El clima es semiárido con una elevada oscilación interanual que varía entre 100 y 300 mm/año. Esta precipitación se produce en dos periodos de octubre a diciembre y de marzo a mayo. La geología del sustrato rocoso comprende margas, arenas y yesos de edad Mioceno Superior y Plioceno, con hasta 500 m de espesor, mientras que la cobertera cuaternaria aparece compuesta por gravas aluviales y conglomerados, formando terrazas y las llanuras

de inundación próximas al curso fluvial (Pulido-Bosch et al, 2001).

El curso de río Andarax es de tipo entrelazado con abundantes barras transversales y centrales. Este patrón es característico de ríos efímeros con abundante carga de fondo (gravas). La actividad y cambios fluviales se encuentran ligados a eventos de avenida, con una zona activa de barras de crecimiento rápido o moderado que comprende una franja de unos 100 m. En la llanura de inundación se observan dos niveles de terraza holocenos a 3 y 1 m de altura sobre el nivel del cauce.

Los flujos de agua en ríos efímeros se producen en un número limitado de veces al año, y normalmente asociados a lluvias intensas o a deshielo. Estas corrientes efímeras, y en particular el río Andarax, aparecen conectados con acuíferos aluviales someros (ver Fig. 1). Estos presentan una potencia de entre 20 y 200 m, localizándose en los depósitos fluviales cuaternarios y en los conglomerados Pliocenos de origen deltaico (Pulido et al, 1992). El nivel freático en este acuífero se encuentra a una profundidad de entre 20 y 30 m. Estos acuíferos presentan un elevado interés económico en tanto que constituyen una importante fuente de recursos hídricos destinados al riego de invernaderos y de cítricos dominante en la cuenca (González Asensio, 2004).



Fig. 1 - Detalle de los acuíferos asociados a la cuenca del Río Andarax (modificado de Pulido-Bosch, 1999).

### 1.2. Metodología

Se han instalado dos estaciones de medida situadas (1) en el centro del lecho del río Andarax, y (2) en la llanura de inundación, dentro de un campo de cítricos característico de la zona de estudio. Para cada estación se han realizado tres sondeos: 2 sondeos oblicuos en ángulo de 33° destinados a alojar las sondas TDR flexibles y un sondeo vertical piezométrico.

La utilización de sondas TDR flexibles supone una innovación en la toma de medidas de humedad en suelos ya que permite el registro de datos a grandes profundidades garantizando unas condiciones de suelo prácticamente inalterado (Dahan et al, 2003).

Las sondas TDR flexibles se hallan situadas en la cara exterior de una manga hueca de PVC, que se introduce en un sondeo oblicuo sin encapsular. Dentro del sondeo, las sondas se hallan situadas en la cara superior del mismo directamente por debajo de sedimento no alterado, cubriendo la totalidad de su extensión desde el fondo hasta la superficie a intervalos regulares.

Inmediatamente después de introducir la manga, esta se rellena con un líquido de alta densidad de solidificación lenta (en este caso uretano de dos componentes) que rellena por completo la cavidad. La presión hidrostática generada por el material de relleno causa la expansión de la manga, cuyo diámetro es siempre superior al del sondeo. Como resultado, las sondas quedan comprimidas sobre el techo del sondeo con la fuerza necesaria como para asegurar un contacto perfecto entre la sonda y los sedimentos. Una vez se ha secado el material de relleno las sondas se hallan aseguradas en su posición.

La combinación de una manga flexible con un líquido de relleno de alta densidad ( $1.6 \text{ g/cm}^3$ ) asegura que el sondeo se halle totalmente sellado en toda su longitud a medida que la manga se expande para rellenar el vacío existente, incluyendo pequeñas cavidades generadas en la perforación o irregularidades en el diámetro.

Así, el sondeo se convierte en una parte inerte del suelo y cualquier flujo preferencial que pudiera originarse se ve reducido al mínimo. Igualmente, cualquier grieta de tensión que pudiera haberse generado durante el proceso de perforación se ve así mismo sellada.

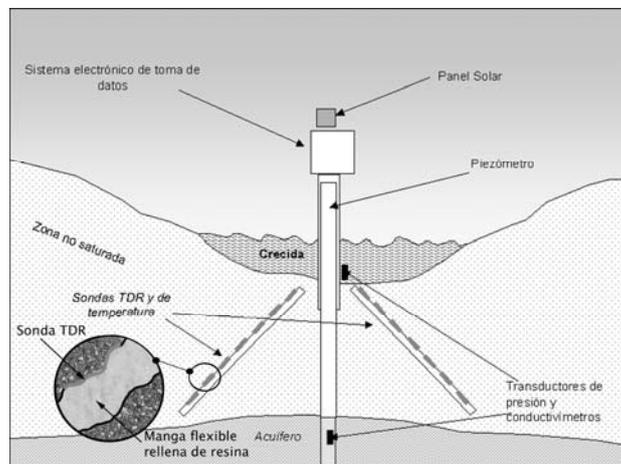
Cada sistema de medida cuenta con al menos 7 sondas TDR flexibles instaladas cada metro aproximadamente, de tal manera que se cubre la totalidad de la zona vadosa, desde la superficie hasta el nivel freático. Esto significa que en cada estación se han instalado al menos 14 sondas TDR. Estas sondas operan con instrumentos de adquisición y almacenaje de datos de Campbell Scientific como TDR100, multiplicadores SDM50X y AM16/32 y *dataloggers* CR10X2M.

Los sondeos oblicuos cubren una profundidad vertical de 10 m en ambas estaciones, mientras que el sondeo piezométrico presenta una profundidad de 22 m en el lecho del río, mientras que en la llanura de inundación su profundidad es de 27 m.

Las estaciones de medida son sistemas multi-funcionales que registran de forma continua diferentes parámetros. Cada 15 minutos se registran la temperatura del agua y del suelo, nivel piezométrico, calado de la crecida, presión barométrica y conductividad del agua subterránea y superficial. Estos parámetros se miden in situ con sistemas de medida estándar. El contenido volumétrico de agua en el suelo se mide cada 30 minutos con los instrumentos citados anteriormente.

La instalación de las estaciones se realizó en septiembre de 2005, aunque no fueron totalmente operativas hasta noviembre de 2005. Desde ese momento se han registrado satisfactoriamente diversos eventos de crecida, siendo el de mayor importancia el producido el 7 de enero de 2006. Sólo este evento ha sido suficiente para contrastar el grado de operatividad y de precisión del sistema. Los perfiles de

humedad de la zona vadosa se han analizado en relación con los eventos de crecida. La correlación temporal entre los flujos de agua superficiales y subterráneos y los perfiles de humedad de la zona vadosa se han analizado para valorar el grado de conectividad y los procesos de recarga de agua subterránea.



**Fig. 2** – Esquema mostrando los componentes básicos del sistema de medida de los tres dominios hidrológicos: superficial, vadoso y subterráneo

## 2.- Resultados

Hasta la fecha se han producido diversos eventos de inundación, siendo los únicos considerados de magnitud relevante los ocurridos en enero y octubre de 2006 y enero de 2007. El evento que hemos considerado como la base de este trabajo, el viento del 7 de enero de 2007, no es un evento único sino que consta de varios pulsos escalados en el tiempo, que duran en conjunto unos 7 días.

Es una crecida de poco calado (máximo 7 cm), pero tiene un efecto notable en el suelo, debido al escaso contenido en humedad inicial. Posteriormente se producen eventos de mayor calado, como es el caso del evento del 28 de enero, con un calado de casi 20 cm (Fig. 3), pero que no producen un aumento del contenido de humedad en el suelo, excepto quizás en las sondas más superficiales, a 1,13 y 2,13 m de profundidad. Los eventos que no producen cambios significativos en el perfil de suelo no se consideran relevantes.

Sólo se han representado los datos correspondientes a la estación situada en el lecho del río ya que la crecida no sobrepasó los límites del cauce habitual del río y no se registraron variaciones en el contenido de humedad del suelo en la estación de la llanura de inundación.

Las Figs 5a y 5b representan la variación en el contenido de humedad durante y después del evento estudiado. El aumento brusco que sufre el contenido de humedad para cada una de las profundidades marca la llegada del frente de humedad, que como se observa se propaga uniformemente a lo largo del perfil, ya que las sondas

responden conforme a su profundidad, desde la más superficial (1.13 m) a la más profunda (9.33 m).

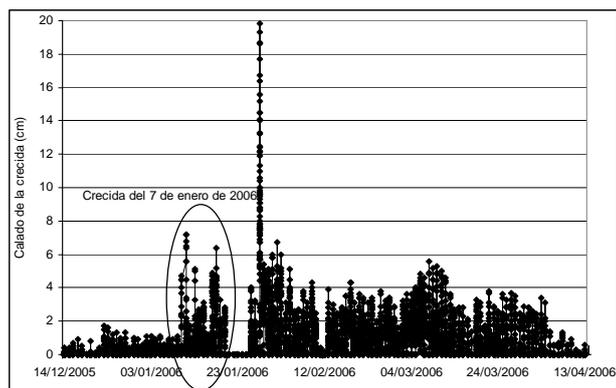


Fig.3 – Nivel de agua superficial a lo largo del tiempo

La variación en el contenido de humedad en los sedimentos durante la infiltración es una función de las condiciones de flujo alrededor de cada capa, así como de las características físicas de la capa misma, como la porosidad y la distribución de tamaño de grano. Son la porosidad y el tamaño de granos los que condicionan la capacidad de retención, la capacidad de campo y el grado de saturación. El aumento en contenido de humedad se corresponde con la composición litológica de los sedimentos en el área de trabajo (Tabla 1). El contenido inicial de humedad, que representa el contenido residual de agua después de varios meses sin eventos de crecidas, es variable en función de la profundidad. El perfil de suelo alcanza pronto la saturación, si bien con valores muy bajos, entre el 8 y el 18%, puesto que a pesar de que el río llevase caudal durante más de dos meses de forma intermitente, los niveles de humedad se mantienen más o menos constantes después del incremento brusco inicial.

Tabla 1 – Distribución del tamaño de grano en el perfil

Profundidad vertical (m)	1.13	2.13	4.81	6.15	7.74	9.33
Grava (%)	20	20	10	20	5	40
Arena (%)	40	40	50	30	20	30
Limo + arcilla (%)	40	40	40	50	75	30

La secuencia de propagación de humedad de las sondas TDR flexibles permite el cálculo directo de la velocidad del frente de propagación ( $v$ ). En este caso se ha calculado como la relación entre la profundidad vertical entre dos sondas y el intervalo de tiempo entre las repuestas al avance del frente de humedad para dichas sondas.

El tiempo de respuesta o de llegada del frente de humedad se ha definido como el tiempo que tarda la sonda en alcanzar el 50% del incremento total en contenido volumétrico de humedad. Combinando la velocidad calculada para el frente de propagación de humedad con el incremento medido de contenido volumétrico de humedad  $\Delta\theta$ , relativo al contenido de humedad inicial ( $\theta_i$ ) y final ( $\theta_f$ ),

podemos calcular el flujo ( $q$ ) en la zona no saturada entre dos sondas cualesquiera, donde  $q = v * \Delta\theta$ .

La velocidad de propagación del frente de humedad puede extraerse de la Tabla 2, que indica el tiempo de llegada para las diferentes sondas. La velocidad de propagación media es de 3.5 cm/hora.

Tabla 2 – Cálculo del flujo asociado a la crecida de enero de 2006

Profundidad vertical (m)	1.13	2.13	4.81	6.15	7.74	9.33	Media
Tiempo de respuesta acumulado (h)	61	83.5	143.5	182	234.5	276.5	-
Incremento contenido humedad $\Delta\theta$ (%)	2	5.5	2	1	1.5	5	3.0
Velocidad propagación del frente de humedad $v$ (cm/h)	1.9	4.4	4.5	3.5	3.0	3.8	3.5
Flujo $q$ (cm/h)	0.04	0.14	0.07	0.03	0.05	0.17	0.08

En la Fig. 4 se observa la relación entre la llegada del frente de humedad y las diferentes profundidades a las que se encuentran las sondas. Los resultados sugieren que la columna de suelo se comporta de manera homogénea, es decir, que a pesar de heterogeneidades locales el perfil se comporta como un todo más o menos homogéneo, en el que no hay grandes variaciones en cuanto a la velocidad de propagación del frente de humedad o al flujo de recarga.

Según la velocidad media de la propagación del frente de humedad, y si no hubiese flujos laterales subterráneos, la primera respuesta del nivel piezométrico tendría que darse alrededor del 1 de febrero.

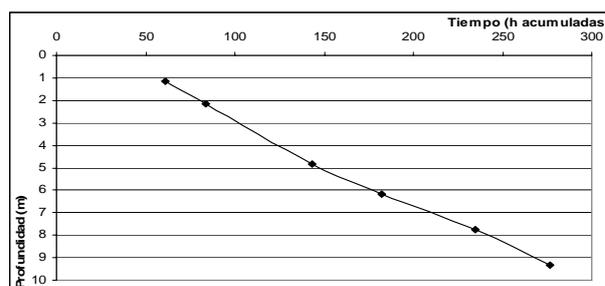
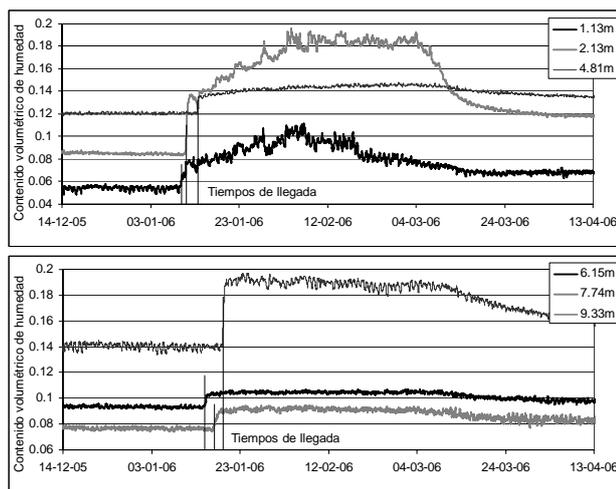
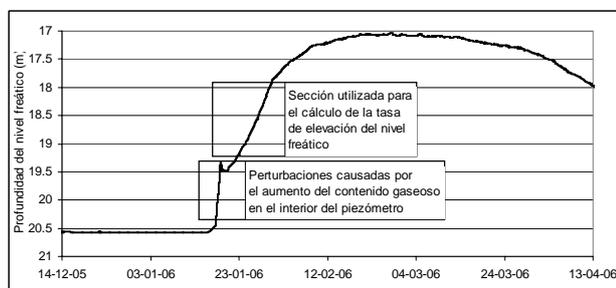


Fig. 4 – Tiempos de llegada del frente de humedad para diferentes profundidades en la zona no saturada

Las variaciones en el nivel piezométrico en respuesta al evento del 7 de enero de 2006 muestran que el aumento del nivel se produce antes de que el frente de humedad alcance la sonda más profunda, lo que indica que existen flujos laterales subterráneos. El descenso del nivel, sin embargo, se produce prácticamente a la par que la etapa de drenaje de la zona más profunda del perfil considerado.



**Figs. 5a y 5b** Contenido volumétrico de humedad en el suelo a lo largo del tiempo



**Fig.6** – Evolución del nivel piezométrico a lo largo del tiempo

Las fluctuaciones en el nivel piezométrico durante y después de una crecida reflejan la relación dinámica entre el flujo vertical de la zona no saturada y el flujo lateral subterráneo. Las siguientes características del canal y estructura del acuífero permiten el cálculo de los flujos de recarga directamente de los datos de variación del nivel freático: (a) el canal activo es plano y con una anchura (60 m) superior a la profundidad media del nivel freático (20 m), el acuífero aluvial tiene una anchura de unos 300 m y está confinado en forma de cubeta por los materiales pliocenos subyacentes en ambos lados, y (c) el muestreo realizado y los datos obtenidos sugieren que, a pesar de ser un lecho localmente heterogéneo se comporta como un paquete homogéneo. Asumiendo que la crecida se puede infiltrar a lo largo de todo el ancho del canal, podemos asociar el ascenso del nivel freático con un incremento de las reservas del acuífero. Además, puesto que el punto de medida se halla en la mitad del canal, lejos de los contornos de la zona de recarga, la tasa de incremento de nivel durante los primeros estadios de la crecida no será muy diferente a la tasa de recarga. De este modo, la rama ascendente del hidrograma del agua subterránea refleja la máxima tasa de recarga. Así, el flujo máximo  $q=V^*(\theta_f-\theta_i)$  se calcula a partir de la tasa de incremento del nivel freático ( $\Delta h/\Delta t=V$ ) en la rama ascendente del hidrograma multiplicado por el incremento en el contenido volumétrico

de humedad. El flujo calculado mediante este método es 0,021 cm/h.

Las fluctuaciones en el nivel freático pueden utilizarse para calcular el flujo medio para todo el episodio de recarga a través del incremento total de las reservas del acuífero. En este método el flujo se calcula mediante la diferencia entre el nivel piezométrico inicial y final después de la relajación ( $\Delta h$ ) cuando el nivel se estabiliza a menor profundidad que la inicial. En la fase de estabilización, el nivel representa las variaciones totales en el almacenaje del acuífero. De este modo, el incremento total del almacenaje por unidad de longitud del acuífero  $Q_i$  para el episodio de avenida se calcula a partir del incremento de nivel  $\Delta h$ , el cambio relativo en contenido volumétrico de humedad  $\Delta \theta$  y la anchura del acuífero (300 m),  $Q_i=\Delta h*\Delta \theta*l$ . Atribuyendo el valor de la recarga total por unidad de longitud del canal activo  $b$  (~7 m) y la duración total de la crecida  $t$ , se obtiene un flujo medio de recarga  $q=Q_i/(t*b)$ . El flujo resultante mediante este método es de 0.021 cm/h.

Teniendo en cuenta que la recarga es función de la anchura media del canal inundado (7 m), el tiempo de duración de la crecida (7 días) y el flujo medio de recarga, obtenemos unos datos preliminares de recarga de 0.47  $m^3/m$ .

### 3.- Discusión

El avance del frente de humedad debido a la infiltración de la crecida registrada presenta un comportamiento similar al descrito para suelos arenosos clásicos (Noborio et al, 1996). Las sondas responden una detrás de otra en función de su profundidad, desde la más superficial a la más profunda, y no se observa flujo preferencial, lo que quiere decir que no se han creado vías preferenciales significativas como resultado de la perforación. Todas las sondas tienen valores iniciales de contenido de humedad diferentes y, aparentemente, muy bajos, si bien la calibración de las sondas es correcta (Dahan et al, 2003; Rimon et al, 2007) por lo que cabe esperar niveles de humedad diferenciados en el perfil de suelo.

Las dos sondas más superficiales presentan un comportamiento más errático que las situadas a mayor profundidad, debido a que están expuestas a posibles interferencias generadas por campos eléctricos cercanos.

El incremento de humedad en el perfil es muy diferente para los distintos niveles, sin embargo el perfil de suelo se comporta de manera homogénea a través del avance del frente de humedad, como puede observarse en la Fig. 4.

Los métodos de cálculo de flujo de recarga utilizando las fluctuaciones de nivel piezométrico revelan resultados similares (~0.02cm/h), aunque algo inferiores al resultado obtenido mediante el análisis de los datos de infiltración de la zona no saturada (0.08 cm/h). A pesar de la diferencia, son resultados que no varían demasiado y se mantienen dentro de un mismo orden de magnitud.

A partir de estos datos, es posible calcular una primera estimación de la recarga en 0.47  $m^3/m$ .

Conviene hacer notar que la crecida que se ha tomado como base de este estudio no es una crecida aparentemente importante, ya que apenas presentaba 7 cm de calado y una media de canal inundado de 7 m en un área de anchura de canal de 60 m. Sin embargo, la respuesta en el suelo es inmediata y significativa, puesto que durante este primer evento el perfil de suelo llega a saturarse. Posteriores eventos, incluso de mayor calado, no tienen apenas repercusión en el perfil de humedad de la zona no saturada ni en el incremento de nivel piezométrico. Aunque pueden observarse ciertos cambios en las sondas más superficiales (1.13 y 2.13 m), estos pueden ser debidos bien al ruido, bien a que los niveles superiores del suelo han pasado del estado de almacenamiento al de drenaje entre ambos eventos (Stephens, 1995). El resto de las sondas presentan perfiles continuos.

En la literatura existente se recalca la importancia que tiene la circulación superficial con la recarga en la zona del Río Andarax (González Asensio, 2004, Pulido-Bosch, 1997, Pulido-Bosch et al, 1992), si bien hasta ahora no se había dispuesto de una herramienta que permitiese comprobar el grado de participación de las aguas de crecida en la recarga de aguas subterráneas en zonas semiáridas, ni se había podido comprobar el comportamiento de la zona no saturada del suelo en tiempo real.

*Agradecimientos.* Este trabajo se ha realizado con la financiación del Proyecto Europeo WADE (FloodWater recharge of alluvial Aquifers in Dryland Environments, contrato no. GOCE-CT-2003-506680), y del proyecto CICYT PALEOREC "Infiltración en lechos fluviales y recarga de acuíferos relacionadas con avenidas y paleocrecidas en ríos efímeros" (Proyecto CGL2005-01977/HID). Los autores agradecen la ayuda recibida de Mayte Rico, Varyl Thornycroft, Michael Kugel, Dr. Chris Kuells y Marc Haering durante la campaña de instalación en campo de los sistemas de medida. Así mismo, la realización del presente trabajo no habría sido posible sin la colaboración de la empresa ALBAIDA Recursos Naturales y Medioambiente, S.A., cuyo apoyo material y logístico ha sido inestimable.

## Bibliografía

- Adar, E. M., Rosenthal, E., Issar, A.E., Batelaan, O., 1992. Quantitative assessment of the flow pattern in the southern Arava Valley (Israel) by environmental tracers and a mixing cell model. *J. Hydrol.*, 136, 333-352.
- Adar, M. E. y Laronne, J., 2000. Implementation of Mixing-Cell modeling for identification and quantifying sources and recharge and pollution into riverbed aquifer along an ephemeral stream. *Proc. Computational Methods in Water Resources*, Calgary.
- Buono, A. y Lang, D.J., 1980. Aquifer discharge from the 1969 and 1978 floods in the Mojave River basin California. Denver, Colorado, *US Geological Survey Water Resource Investigations, Open-File Rep.* 80-207.
- Calvache, M.L., Pulido-Bosch, A., 1996. Modelización de medidas de corrección de la intrusión marina en los acuíferos de Río Vélez, Río Verde y Castell de Ferro (Provincias de Málaga y Granada). *Est. Geol.*, 52, 263-277.
- Dahan, O., McDonald, E.V., Young, M.E., 2003. Flexible Time Domain Reflectometry Probe for Deep Vadose Zone Monitoring. *Vadose Zone J.*, 2, 270-275.
- De Alba, S. y Pérez-González, A., 1995. The effects of soil management on runoff and infiltration using rainfall simulation in Central Spain. *Proc. on the soil as a strategic resource: Degradation processes and conservation measurements*, Tenerife, pp. 37-38
- González Asensio, A., 2004. Contribucion de las Aguas Subterráneas al Abastecimiento de la demanda en la Provincia de Almería. En: Pulido-Bosch, A., Calaforra, J. M., y Pulido-Leboeuf, P. (eds) *Problemática de la Gestión del Agua en Regiones Semiáridas*. Instituto de Estudios Almerienses, Almería, pp 107-114.
- Greenbaum, N., Schwartz, U., Schick, A.P., Enzel, Y., 2002. Palaeofloods and the estimation of long-term transmission losses and recharge to the Lower Nahal Zin alluvial aquifer, Negev Desert, Israel. En: P.K. House, R.H. Webb, V.R. Baker, D.R. Levish (Eds.). *Ancient floods, modern hazards: Principles and applications of Paleoflood Hydrology*. Water Science and Application 5, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 311-328.
- Lange J., Leibundgut Ch., Greenbaum N., Schick A.P., 1999. A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resour. Res.*, 35, 7, 2161-2172.
- Lange, J., Liebundgut, C., Schick, A.P., 2000. The importance of single events in arid zone rainfall-runoff modeling. *Phys. Chem. Earth Pt. B*, 25, 673-677.
- Matlock, W. G. y Davis, R. P., 1972. *Groundwater in the Santa Cruz Valley, Arizona*. Technical Bulletin, 194, University of Arizona Agricultural Experiment Station, 37 pp.
- Noborio, K., McInnes, K.J., y Heilman, J.L., 1996. Measurements of cumulative infiltration and wetting front location by time domain reflectometry. *Soil Sci.*, 161 (8), 480-483.
- Pulido Bosch, A. (1997). *Los recursos hídricos de la provincia de Almería*. "Actas del I y II Seminario del Agua". IEA, 65-89. Almería.
- Pulido-Bosch, A., 1999. *Las aguas subterráneas*. Actas del Encuentro Medioambiental Almeriense: En busca de soluciones, Almería, 1998. <http://www.gem.es/MATERIALES/DOCUMENT/DOCUMENT/principi.htm>
- Pulido-Bosch, A., Martos, F.M., Vidal, J.L.M., Navarrete, F., 1992. Groundwater problems in a semi-arid area (Low Andarax River, Almería, Spain). *Environ. Geol. Water S.*, 20, 195-204.
- Pulido-Bosch, A., Pulido-Leboeuf, P., Molina-Sanchez, L., Vallejos, A., Martín-Rosales, W., 2000. Intensive agriculture, wetlands, quarries and water management. A case study (Campo de Dalías, SE Spain). *Environ. Geol.*, 40, 163-168.
- Rimon, Y., O. Dahan, R. Nativ, and S. Geyer (2007), Water percolation through the deep vadose zone and groundwater recharge: Preliminary results based on a new vadose zone monitoring system, *Water Resour. Res.*, 43, W05402, doi:10.1029/2006WR004855.
- Rosenthal, E., Adar, E., Issar, A.E., Batelaan, O., 1990. Definition of groundwater-flow patterns by environmental tracers in the multiple aquifer system of southern Arava Valley, Israel. *J. Hydrol.*, 117, 339-368.
- Sánchez Martos, F., 2001. *Las aguas subterráneas en el Bajo Andarax (Almería)*, pp 53-65. Monografías. Serie Ciencia y Tecnología, 12. Universidad de Almería, Almería.
- Shentsis, I., Meirovich, L., Ben-Zvi, A. y Rosenthal, E., 2001. Assessment of transmission losses and groundwater recharge from runoff events in reach of Nahal Paran, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, 50:187-200.
- Shentsis, I., Rosenthal, E., 2003. Recharge of aquifers by flood events in an arid region. *Hydrol. Process.*, 17, 695-712.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A., y Unkrich, C.L., 1995. KINEROS-A kinematic runoff and erosion model. En: Singh, V.P. ed., *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, p. 697-735.
- Stephens, D.B., 1995. *Vadose zone hydrology*, pp 94-98. Lewish Publishers, Boca Ratón.
- Thornes, J.B., 1994. Catchment and channel hydrology. En: Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., (eds.). *Geomorphology of desert environments*. Londres, Chapman & Hall, 257-287.