

Aplicación de sondeos de resonancia magnética en acuíferos superficiales de la Cuenca del Duero

C. Uriarte Blanco⁽¹⁾, J. L. Plata Torres⁽²⁾, J. Díaz-Curiel⁽¹⁾ y J. Martínez Fernández⁽³⁾

(1) E.T.S.I. de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, Ríos Rosas 21, 28003 Madrid, Spain.
clarauriarte@gmail.com, j.diazcuriel@upm.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid, Spain.
jl.plata@igme.es

(3) Centro Hispano Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE), Universidad de Salamanca, Río Duero 12, 37185 Villamayor, Salamanca, Spain.
jmf@usal.es

RESUMEN

Para la correcta gestión de los recursos hídricos de un territorio es fundamental el conocimiento de la dinámica y evolución de las aguas subterráneas. Para ello se hace uso de modelos de los acuíferos, lo que requiere el conocimiento de su geometría y parámetros hidráulicos, en general de costosa adquisición. El método de prospección geofísica de Sondeos de Resonancia Magnética (SRM) es una técnica no invasiva que permite la caracterización hidrogeológica de acuíferos. El objetivo de este estudio es validar el uso de dicha técnica geofísica para optimizar la obtención de datos a fin de obtener un modelo hidrogeológico de los acuíferos superficiales de la Cuenca del Duero. Los trabajos se han realizado en la Cuenca Experimental de Carrizal, englobada dentro del acuífero de Los Arenales. En este trabajo se detalla el análisis e interpretación de los resultados de los SRM, que ha permitido obtener información sobre los parámetros necesarios para establecer el modelo hidrogeológico del acuífero, información que podrá posteriormente utilizarse como entrada para un modelo hidrogeológico de la cuenca.

Palabras clave: agua subterránea, depresión del Duero, geofísica, sondeos de resonancia magnética (SRM), transmisividad

The use of Magnetic Resonance Sounding in shallow aquifers IN THE Duero RIVER Basin

ABSTRACT

To manage the water resources of a region efficiently it is vital to be aware of the dynamics and evolution of its groundwater. To this end groundwater models are used, but these models require information about the geometry and hydraulic parameters of the aquifer, which is generally quite expensive to obtain. Magnetic resonance sounding (MRS) is a non-invasive geophysical technique that allows an aquifer to be characterized. Our intention here is to assess the use of this geophysical technique to optimize the acquisition of data when preparing a hydrological model of surface aquifers in the Duero Basin. The study was undertaken in the Experimental Basin of Carrizal, within the Los Arenales aquifer in the Duero Basin. We present a detailed analysis and interpretation of the MRS results, which have provided us with information concerning the parameters needed to establish a hydrological model of the aquifer, information that may be used eventually as an input to obtain a hydrological model of the whole basin.

Key words: Duero basin, geophysics, groundwater, magnetic resonance sounding (MRS), transmissivity

Introducción

El conocimiento de la dinámica y evolución de las aguas subterráneas es fundamental para llevar a cabo una correcta gestión de los recursos hídricos de cualquier territorio. Aspectos como la determinación de la cantidad de agua presente, la identificación de los parámetros hidráulicos que definen el acuífero, la constatación de la evolución temporal de los niveles piezométricos y la identificación de los periodos críticos en términos de demanda, resultan de un interés fundamental para llevar a cabo una gestión adecuada

de las aguas subterráneas, así como de los sectores económicos que dependen de ellas.

Determinadas actividades humanas en ambientes hidrológicos tan frágiles como los mediterráneos pueden tener, y así se observa en numerosas zonas, consecuencias adversas para los acuíferos y para su explotación adecuada (Llamas y Custodio, 2002). Cuanto mayor es la incertidumbre climática, en términos de aportación hídrica, más severo será el impacto de aquellas actividades humanas que no sean sostenibles a largo plazo.

La utilización de las aguas subterráneas está

sometida a una presión creciente como consecuencia del incremento de las demandas para usos agrícolas y abastecimiento público. En un país mediterráneo como España el problema adquiere un matiz más importante por el desfase tan destacado que existe entre evapotranspiración y precipitación. La escasez e irregularidad de las precipitaciones dificulta la existencia de un excedente de agua que pueda satisfacer la recarga efectiva de muchos de los acuíferos. Si a esa situación se le añade el uso indiscriminado y la falta de control y gestión adecuados, el resultado es la existencia de un buen número de acuíferos sobre explotados (Custodio, 2002).

Por tanto, en un país en donde los recursos hídricos tienen un significado estratégico de primera magnitud, se hace muy necesario el conocimiento exhaustivo de los sistemas hidrológicos con el objeto de promover una gestión adecuada. Las aguas subterráneas son un ejemplo meridiano. Se trata de un sector imprescindible de los recursos hídricos y un elemento clave en la dinámica de los sistemas hidrológicos de nuestro país. Un mayor conocimiento en aspectos tan destacados como la recarga y el posterior comportamiento de los acuíferos, se hace imprescindible.

Los modelos de aguas subterráneas tienen un papel destacado entre la mayoría de las herramientas más relevantes para el apoyo a la gestión, en particular para la evaluación a corto y largo plazo de los efectos ocasionados en diferentes escenarios de explotación, incluyendo posibles restricciones derivadas de la sobreexplotación (Custodio, 2002). Sin embargo, la aplicación de modelos requiere el conocimiento tanto de la geometría como de determinados parámetros hidráulicos (Anderson y Woessner, 2002), de costosa adquisición.

La utilización de los métodos geofísicos de prospección es hoy día incuestionada como una herramienta de gran utilidad en la investigación de las aguas subterráneas, siendo de especial relevancia el método de reciente aparición denominado Sondeos de Resonancia Magnética (SRM), cuya principal novedad reside en que es la única técnica geofísica que detecta directamente el agua del subsuelo y permite determinar los parámetros de almacenamiento y transmisividad del acuífero con menor ambigüedad que otros métodos geofísicos (Plata *et al.*, 2007; Lubczynski *et al.*, 2006). A fin de verificar la aplicación de este método en acuíferos superficiales de la Cuenca del Duero, se ha llevado a cabo este estudio (Plata *et al.*, 2009), cuyo objetivo es analizar la viabilidad del uso de los SRM para la caracterización de estos acuíferos a fin de optimizar la obtención de datos para la ejecución de un modelo hidrogeológico.

Fundamentos teóricos y medición de los SRM

El método SRM es una técnica geofísica específica para su utilización en investigación hidrogeológica, permitiendo la detección desde la superficie de la presencia de agua libre en el subsuelo (Schirov *et al.*, 1991; Legchenko y Valla, 2002; Legchenko *et al.*, 2002; Lubczynski y Roy, 2004; Roy y Lubczynski, 2003; Plata y Rubio, 1999, 2007). El fundamento de este método estriba en que toda partícula atómica modifica su estado energético cuando es excitada por un campo electromagnético de una determinada frecuencia, exclusiva para cada elemento y partícula atómica. Dicha frecuencia, denominada frecuencia de precesión de Larmor, viene dada por la expresión $f_L = \gamma \cdot B$, siendo el índice giroscópico de la partícula (constante física para cada elemento, e igual a 0.04258 para los protones de hidrógeno) y B la intensidad del campo magnético terrestre. Cuando cesa la excitación externa la partícula vuelve a su estado de equilibrio inicial generando un nuevo campo electromagnético que tiene la misma frecuencia que el de excitación. Este campo induce en una bobina una fuerza electromotriz E(t) con decaimiento exponencial, denominada señal de resonancia. Si se utiliza un campo de excitación con la frecuencia $f_L = 0.04258 \cdot B$ la señal de resonancia sólo puede existir si existen protones de hidrógeno. En la Naturaleza, y dentro de las primeras decenas de metros del subsuelo, es el agua la que contiene prácticamente todo el hidrógeno presente, por lo que la señal es un indicador de la presencia de agua. Entre el campo electromagnético de excitación y el generado por los protones de hidrógeno puede existir un desfase debido a la resistividad de los terrenos que atraviesan.

Para hacer un SRM se mide previamente con un magnetómetro la intensidad de campo magnético terrestre B, a fin de calcular la frecuencia f_L de precesión de los protones de hidrógeno en el lugar. Tras la extensión de un cable, formando un bucle o antena, sobre la superficie del suelo, se hace pasar por él una corriente eléctrica de intensidad I (A) con la frecuencia anteriormente determinada durante un corto intervalo de tiempo (unos 40 ms), tras el cual se mide, con la misma antena, los valores E(t) en nV. Al producto de la intensidad I por el tiempo durante el cual ésta se mantiene se le denomina momento de pulso q en A·ms. La profundidad de investigación alcanzada depende del momento emitido, por lo que para obtener información de mayor profundidad, se emite un nuevo pulso con mayor intensidad de corriente, y así sucesivamente (Figura 1). En cualquier caso, las dimensiones de la antena suponen un límite para la penetración, que es de un orden de magnitud igual al

diámetro o lado del bucle empleado. A fin de disminuir el efecto del ruido electromagnético ambiental, cada pulso se emite un determinado número de veces (proceso denominado apilamiento o *stacking* de señales), promediando la señal obtenida. Cuando el ruido proceda principalmente de una fuente puntual o líneas eléctricas, puede también disminuirse su efecto colocando la antena en forma de doble bucle en "ocho" (Trushkin *et al.*, 1994), aunque de esta manera, con la misma longitud de cable, la penetración disminuye al ser menor las dimensiones de la antena.

El resultado de la medición de un SRM es, por tanto, una colección de curvas $E(t)$ (Figura 1) de decaimiento de la f.e.m. producida por la excitación de cada pulso de momento q emitido. El proceso de los datos consiste en ajustar a los valores medidos una función de la forma

$$E(t) = E_0 \exp(-t/T_2^*) \quad (1)$$

para estimar la intensidad inicial E_0 del valor extrapolado para $t=0$, que depende de la cantidad de protones presentes o cantidad de agua dentro del volumen excitado por el campo electromagnético creado, así como el tiempo T_2^* que tarda en amortiguarse la señal (constante de tiempo de decaimiento o de relajación transversal), que depende del tamaño medio de los poros donde está contenida el agua.

Existe una relación empírica (Schirov *et al.*, 1991) entre el valor de T_2^* y la litología para rocas detríticas; valores hasta unos 120 ms son característicos de arenas finas, considerándose para las gravas valores superiores a 300 ms. El agua de formación, como la contenida en las arcillas, da lugar a constantes de tiempo inferiores a 30 ms, por lo que quedan amortiguadas antes de iniciar la medición de $E(t)$ (se precisa

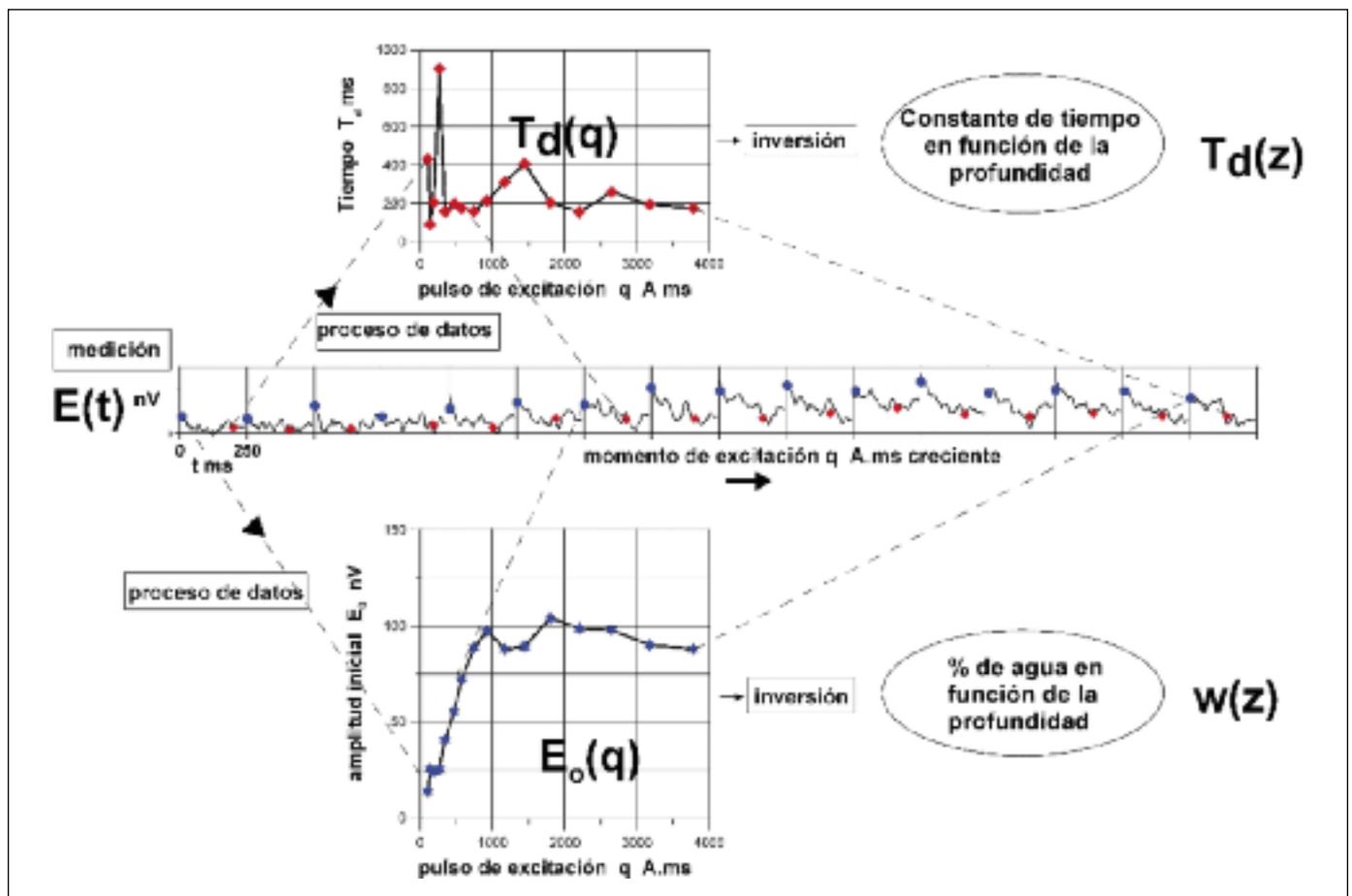


Figura 1. Esquema de la medición, proceso de datos e inversión de un SRM. Pertenece al SRM PGO3. T_d es el tiempo de relajación (tanto T_1 como T_2^*)

Figure 1. Diagram of the measurement sequence, data processing and inversion of a MRS. The data are taken from MRS PG03. T_d is the relaxation time (either T_1 or T_2^*)

este tiempo para la conmutación de los circuitos de tal forma que la antena pase de ser emisora a receptora). Si antes de que se amortigüe la señal del primer pulso se emite un segundo pulso, es posible evaluar, en función de las amplitudes máximas de $E(t)$ obtenidas para cada pulso y del intervalo de tiempo entre ambos, un tiempo de relajación longitudinal T_1 (en realidad se obtiene una aproximación al mismo, denominada T_1') que está relacionado, no ya con el tamaño medio de los poros, sino con la permeabilidad de la formación, siendo además menos dependiente de la susceptibilidad magnética de las rocas (heterogeneidad del campo magnético terrestre).

En general, el valor de T_1 es del orden de $1.5 T_2^*$. La señal debida al primer pulso se denomina como FID1 (Free Induction Decay, decaimiento libre) y la del segundo pulso, como FID2. Las funciones formadas por los valores $E_0(q)$ y $T_d(q)$ (siendo T_d tanto T_2^* , como T_1 si se ha medido con dos pulsos) (Figura 1) son el resultado final de la medición y proceso de datos. La inversión o interpretación consiste en convertir estas funciones en las distribuciones con la profundidad z del tanto por ciento de agua $w(z)$ (porosidad eficaz en acuíferos saturados), de $T_2^*(z)$ y de $T_1(z)$ (indicadores litológicos y de permeabilidad) (Yaramanci y Hertrich, 2007, Lubczynski y Roy, 2003, 2007). Los cálculos del proceso de inversión se apoyan en una matriz numérica que tiene en cuenta el modelo geoelectrico del lugar, el tipo de antena utilizado y la inclinación del campo magnético terrestre, ya que todo esto influye en las características de la señal obtenida (Legchenko *et al.*, 1997). El proceso de inversión consiste, en síntesis, en calcular la respuesta teórica de un modelo del subsuelo formado por un conjunto de capas horizontales de potencia predeterminada, variando la porosidad (y/o la constante de tiempo) de las mismas hasta encontrar la mejor coincidencia con los valores realmente medidos. La calidad de la inversión es estimada por un error de ajuste en % de las diferencias entre las medidas y la solución teórica.

La interpretación de las mediciones está afectada (como gran parte de los métodos de prospección geofísica) por el principio de equivalencia de resultados, ya que la señal teórica debida a una determinada cantidad de agua es la misma para una capa poco potente con gran contenido en agua por unidad de volumen, que para una capa de mayor potencia pero con menor contenido volumétrico en agua. Los resultados de la inversión se presentan en un gráfico de distribución de valores de porosidad o contenido en agua $w(z)$ en %, a la que puede superponerse una escala de color indicativa del valor del parámetro T_1 de cada capa. Si no se ha medido con dos pulsos, sólo se calcula la constante de tiempo T_2^* .

La permeabilidad hidráulica k (m/s) puede estimarse a partir la relación empírica obtenida por determinaciones en laboratorio (Seevers, 1966; Kenyon, 1997) entre la permeabilidad y los valores de w y T obtenidos por SRM (T se refiere aquí tanto a T_1^* como a T_2^*):

$$k_{srm} = C_p \cdot w^a \cdot T^b \quad (2)$$

donde a y b son constantes dependientes del tipo de rocas (en general $b=2$ y el valor de a varía entre 1 y 4) y C_p es un coeficiente de calibración. Sin embargo, se ha observado que el valor del coeficiente de calibración obtenido a partir de medidas de k en muestras de laboratorio no es válido para mediciones SRM, posiblemente debido a las diferencias del volumen de roca involucrado. Para el cálculo de C_p se utiliza entonces el valor de la transmisividad T_{eb} conocido a partir de ensayos de bombeo. La transmisividad T_{srm} (m^2/s) viene dada por la suma de la de cada capa de potencia Δz determinada por SRM:

$$T_{srm} = C_p \sum w^a T^b \Delta z = C_p \cdot F \quad (3)$$

con

$$F = \sum w^a T^b \Delta z \quad (4)$$

extendido el sumatorio a las capas que se consideren en cada caso como más representativas del ensayo de bombeo.

El coeficiente de calibración se obtiene haciendo

$$T_{srm} = T_{eb}$$

y por lo tanto

$$C_p = T_{eb}/F \quad (5)$$

Una vez obtenido, este coeficiente C_p podrá utilizarse para calcular la transmisividad a partir de las mediciones de SRM efectuadas en otros lugares del mismo acuífero, aunque en esos sitios no se disponga de ensayos de bombeo, mediante

$$T_{srm} = C_p \cdot F \quad (6)$$

En ocasiones no se cuenta con resultados de ensayos de bombeo, o bien el valor de C_p evaluado en un lugar puede no ser válido en otro sitio del mismo acuífero, cuando éste tiene mucha heterogeneidad. En esos casos es posible emplear la metodología desarrollada por Plata y Rubio (2008). Utilizando datos obtenidos en numerosos acuíferos aluviales de

España se ha determinado una relación entre el valor de C_p hallado a partir de ensayos de bombeo y los propios parámetros determinados en los SRM, dada por una función del tipo

$$C_p = m \cdot F^{-n} = m \cdot (\Sigma T^2 \cdot w \cdot \Delta z)^{-n} \quad (7)$$

que abre la posibilidad de utilizar los parámetros w , T , Δz calculados en la inversión de los valores medidos $E_0(q)$ y $T_d(q)$ para la evaluación directa de la transmisividad, sin necesidad de disponer de un ensayo de bombeo. Para el cálculo puede utilizarse un único valor para m y n ($m = 51.2321$ y $n = 1.6764$) o bien utilizarse coeficientes diferentes según el valor de F (Tabla 1). Considerando que tanto la determinación de un ensayo de bombeo como de un SRM están sujetas a desviaciones debidas a errores experimentales y de evaluación, la predicción dada por esta función es bastante buena.

La calidad de los resultados obtenidos en un SRM depende tanto de factores geográficos y geológicos (amplitud e inclinación del campo magnético terrestre, susceptibilidad magnética y conductividad eléc-

Intervalos	m	n
$F < 5 E+04$	6.97 E-01	1.3062
$5 E+04 < F < 5 E+05$	4.89 E+06	2.6533
$F > 5 E+05$	4.05 E-07	0.4186

Tabla 1. Valores de los coeficientes m y n . (Plata y Rubio, 2008)
Table 1. Values of the m and n coefficients. (Plata y Rubio, 2008)

trica de las rocas), como ambientales (ruidos electromagnéticos naturales y artificiales) (Plata y Rubio, 2007), por lo que antes de su interpretación deben analizarse cuidadosamente los datos obtenidos.

Zona de estudio y trabajos de campo

El acuífero de Los Arenales (Figura 2) se encuentra en el sector central de la Cuenca del Duero; tiene una superficie de 7604 km² (Confederación Hidrográfica del Duero, 1998), y condiciones bioclimáticas mediterráneas semiáridas.

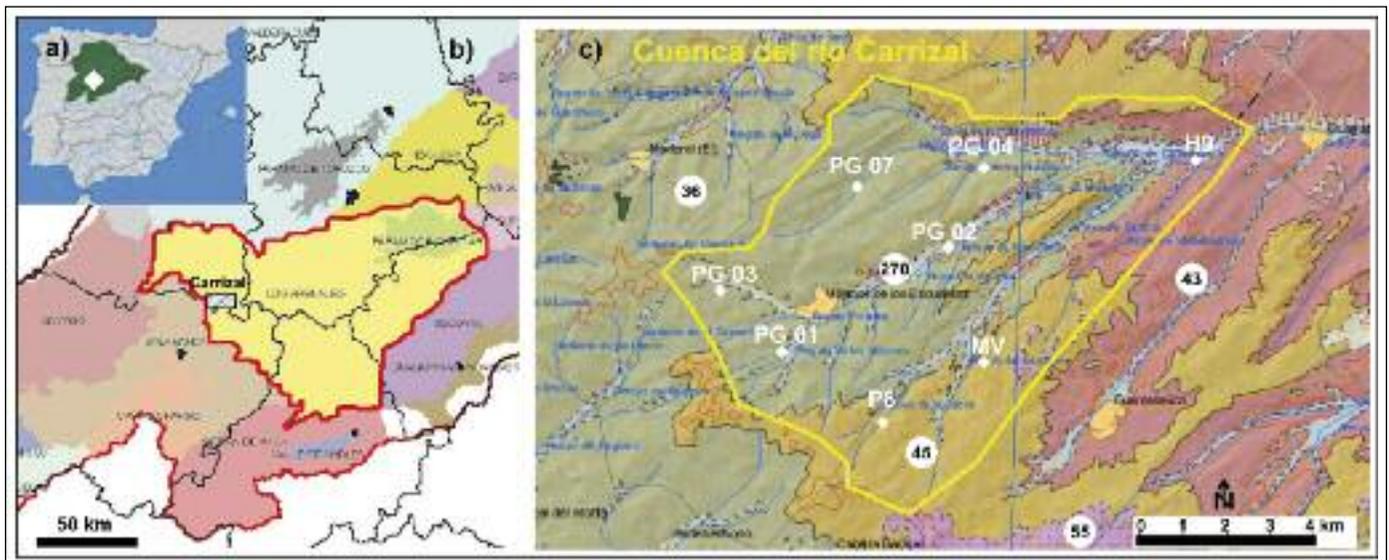


Figura 2. a) Situación de la Cuenca Hidrográfica del Duero en España, con indicación de la posición del acuífero de Los Arenales (rombo blanco). b) Acuíferos de la Cuenca del Duero, con situación de Los Arenales y límites provinciales, así como indicación de la posición de la Cuenca del Carrizal [Fuente: modificado de CHD]. c) Detalle y geología de la cuenca del Carrizal con posición de los SRM (rombos blancos). Geología: 36-Oligoceno Medio (limos y areniscas); 43 Oligoceno Medio (areniscas, conglomerados y limos en bancos delgados); 45-Oligoceno Superior (areniscas y microconglomerados en bancos potentes); 55-Mioceno Inferior (conglomerados, cuarcitas y limos); 270-Holoceno (cantos, gravas, arenas, limos y arcillas de fondo de valle). [Fuente: modificado de Cartografía Geológica Continua, Hojas 1:50.000 n° 425 y 426, IGME]

Figure 2. a) Location of the Duero Basin in Spain; the white diamond indicates the location of the Los Arenales aquifer; b) Aquifers of the Duero Basin including the location of Los Arenales and provincial boundaries; the location of Los Carrizales is also indicated [Source: modified from CHD]; c) Detail and geology of the Carrizal Basin including the MRS measurement sites (white diamonds). Geology: 36- mid-Oligocene (silt and sandstones); 43 Mid-Oligocene (sandstones, conglomerates and thin silt beds); 45- upper-Oligocene (sandstones and thick beds of microconglomerates); 55- lower-Miocene (conglomerates, quartzite and silts); 270- Holocene (boulders, gravel, sand, silt and clay). [Source: modified from Cartografía Geológica Continua, pages 1:50.000 n° 425 and 426, IGME]

El nivel más superficial, que es el contemplado en este estudio, está constituido por materiales detríticos de diversa granulometría, en los que predominan las arenas de origen fluvial o fluvio-eólico, como se ha constatado en diversas áreas del sector central de la cuenca del Duero (García-Hidalgo *et al.*, 2002) e incluso eólico, como sucede en las dunas de las proximidades de la localidad de Gomezserracín. Estos depósitos recubren aproximadamente una tercera parte de la extensión total, con espesores normalmente inferiores a 5 metros, aunque localmente pueden superar los 30 m. A escala local, cada arenal constituye un acuífero, aunque regionalmente se puede considerar que forma un acuífero libre discontinuo y heterogéneo.

El acuífero regional profundo es terciario detrítico, con la típica estructura de niveles más gruesos distribuidos con aparente aleatoriedad en una matriz regional arcilloso-arenosa, semipermeable, alcanzando un espesor de unos 1000 m cerca del Duero. La recarga del acuífero terciario procede de la infiltración del agua de lluvia, infiltración desde los ríos y arroyos y de los retornos de riego. La descarga se produce a través de los ríos que atraviesan la masa: Eresma, Voltoya, Adaja, Zapardiel, Trabancos y Guareña, y especialmente hacia el río Duero.

Este gran acuífero terciario, del que depende gran parte de la actividad económica del territorio, está declarado sobreexplotado desde hace unos años

(IGME, 1997). Tanto la agricultura de regadío como el abastecimiento urbano dependen exclusivamente de sus aguas subterráneas. Los recursos superficiales son prácticamente inexistentes, y los que hay dependen directamente del acuífero. La red de recarga fluvial está ligada estrechamente a la dinámica de las aguas subterráneas, sobre todo a la de la porción más superficial de dicho acuífero. El descenso de los niveles piezométricos de los últimos años ha derivado en una merma considerable de los caudales del río Guareña y a la práctica desaparición de los ríos Trabancos y Zapardiel.

El presente estudio se ha realizado en una de las cuencas experimentales del Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca, la Cuenca Experimental de Carrizal, de una extensión de 70 km², en el SE de la provincia de Zamora, cuya situación se presenta en la Figura 2. El objetivo de los trabajos geofísicos es la verificación de la viabilidad del uso de los SRM para la caracterización de este acuífero, a fin de optimizar la obtención de datos para la ejecución de un modelo hidrogeológico.

Los trabajos de campo se llevaron a cabo con el equipo de resonancia magnética Numis^{LITE}, de la casa Iris Instruments (Bernard, 2007), un magnetómetro de protones G-856 de la casa Geometrix Inc., ambos proporcionados por la Universidad Politécnica de Madrid, y un equipo emisor-registrador para medi-

SRM	Duración	Bucle	L (m)	f (Hz)	B (nT)	ΔB (nT)	T _d	Nq	Stack	Ruido (nV)
PG 01	2h 30'	o	60	1912	44877	9	T2*, T1	16	64	450-650
PG 02	2h 45'	8 o	30	1911	44875	9	T2*, T1	16	120	550-650
PG 03	2h 20'	o	60	1911	44882	4	T2*, T1	16	96	400-550
PG 04	5h	o	60	1912	44905	7	T2*, T1	16	96	500-600
P-7	3h+2h 30'	o	60	1911	44889	7	T2*, T1	16	96	375-475
P-8	2h 20'	o	60	1911	44881	3	T2*, T1	16	96	475-550
H-9	2h 50'	o	60	1912	44895	12	T2*, T1	16	96	450-550
M-V	2h 20'	o	60	1910	44875	2	T2*, T1	16	96	400-550

SRM: Nombre: nombre del sondeo. **Duración:** Tiempo empleado para medir el SRM. **Bucle:** Tipo de bucle utilizado (bucle cuadrado y 8 forma de ocho). **L (m):** Longitud del lado del bucle. **f (Hz):** Frecuencia de la corriente emitida. **B (nT):** Campo magnético terrestre medido con el magnetómetro. **B (nT):** Variación máxima del campo en la superficie del bucle. **Td:** Constante de tiempo medida durante el sondeo (T2* y/o T1). **Nq:** Número de pulsos utilizados en el sondeo. **Stack:** Número de señales sumadas para cada pulso. **Ruido (nV):** Ruido electromagnético ambiental medido en el bucle.

SRM: Name: reference N° of each sounding site. **Duración:** Time taken to measure the SRM. **Bucle:** Type of loop used (square loop and 8 figure of eight). **L (m):** Length of the side of the loop. **f (Hz):** Current frequency. **B (nT):** Earth's magnetic field measured with a magnetometer. **B (nT):** Maximum variation of the field at the surface of the loop. **Td:** Time constant measured during the sounding (T2* y/o T1). **Nq:** Number of pulses used during the sounding. **Stack:** Sum of the signals for each pulse. **Ruido (nV):** Ambient electromagnetic noise measured in the loop.

Tabla 2. Parámetros de medición de los SRM en la Cuenca de Carrizal
Table 2. Recording parameters of the MRS's measured in the Carrizal Basin

ciones de resistividad por corriente continua, Syscal R2E (Iris Instruments), facilitado por el IGME.

Se ha medido un total de ocho sondeos de resonancia en la cuenca de Carrizal, cuya distribución se muestra en la Figura 2, y cuyas características vienen resumidas en la Tabla 2. La selección de los enclaves dentro de la cuenca de estudio se realizó a partir de mediciones de campo geomagnético y ruido electromagnético ambiental en diferentes lugares previamente seleccionados de tal forma que se cubriera con la mayor homogeneidad posible la zona de interés. Además, se consideró la accesibilidad a la zona por la necesidad de trasladar equipos de medición relativamente pesados, así como la disponibilidad de suficiente espacio de terreno para colocación del bucle de cable.

Análisis de los datos de campo y proceso de inversión

El análisis de los datos de campo tiene por objeto verificar la calidad de los mismos, obtener una primera visión cualitativa de la geometría y naturaleza del acuífero, y establecer los parámetros más adecuados para su inversión. Para ello, se han representado las curvas de campo $E(t)$ registradas en cada SRM, incluyendo los valores del ruido y la señal del segundo pulso, ya que todos los SRM se han efectuado utilizando dos pulsos por momento, a fin de evaluar el tiempo de decaimiento T_1 . Del análisis de estas curvas se puede deducir si se ha detectado o no la presencia de agua (por su carácter de decaimiento exponencial), así como la influencia del ruido. Se han tenido en cuenta además los espectros de amplitud-frecuencia de los registros, a fin de verificar la existencia en ellos de señal de resonancia. De las curvas de la variación del ruido, frecuencia y fase en función del pulso de emisión, se pueden obtener indicaciones sobre la calidad de los datos; en particular, si existe resonancia la frecuencia debe mantenerse con una variación inferior a 2 Hz respecto de la frecuencia de Larmor calculada en cada lugar. La variación de la fase debe presentar unas tendencias de cambio suave, aunque en ocasiones, en terrenos con mucha alternancia de capas de diferente resistividad eléctrica, esta variación puede ser más brusca sin que ello signifique deterioro de la señal. Los valores de la función $T_2^*(q)$ proporcionan una primera información sobre la litología del acuífero. Finalmente, de la morfología de la curva $E_0(q)$ se pueden obtener indicaciones sobre la geometría del acuífero (en el supuesto de que sea aplicable un modelo 1D al acuífero detectado) y la conveniencia de suprimir alguna medición especialmente afectada por el ruido.

Para mejorar la calidad del proceso de inversión pueden aplicarse a las curvas $E(t)$ varios tipos de filtros digitales. En el filtro de promedio continuo o *running average* (RA), se sustituye el valor medido en cada tiempo por el valor medio en una ventana centrada en dicho instante y de anchura variable entre 10 y 20 ms, siendo útil a la hora de suavizar señales con muchas oscilaciones provocadas por el ruido ambiental; sin embargo, en ocasiones puede disminuir la amplitud de la señal $E(t)$. El filtro tipo pasa banda (BP) actúa sobre el espectro de la señal, rechazando los armónicos fuera de una banda entorno de la frecuencia de Larmor. La Figura 3 muestra el efecto en la curva de campo $E(t)$ de filtros RA con diferentes ventanas de tiempo. La curva se suaviza más cuanto mayor es la ventana de tiempo elegida, aunque la diferencia entre elegir una ventana de tiempo de 10 ó de 20 ms no es crítica.

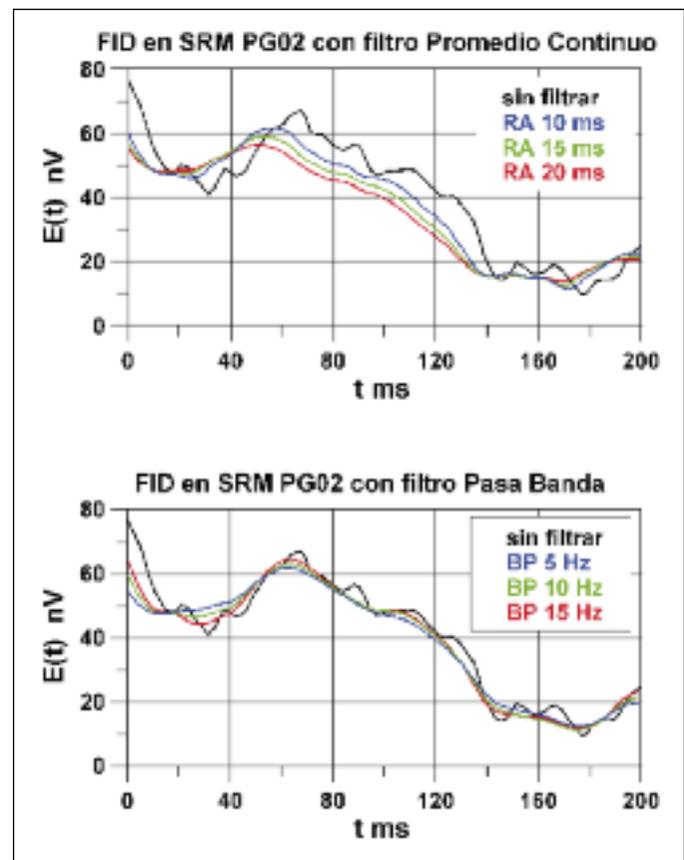


Figura 3. Ejemplo del efecto en la señal inicial de un filtro de promedio continuo con diferentes ventanas de tiempo (parte superior), y de un filtro pasa banda con diferentes anchuras de banda (parte inferior)
 Figure 3. Example of the effect produced in the initial signal when using a running-average filter with different time windows (above) and a band-pass filter with different widths (below)

El filtro tipo pasa banda puede aplicarse utilizando diferentes anchuras de banda en torno de la frecuencia de la señal. En la Figura 3 se presenta su efecto para anchuras de banda de 5 a 15 Hz, sin que su elección resulte crítica. La comparación entre ambos tipos de filtros muestra claramente que el filtro pasa banda altera menos la señal, guardando más su forma original. Esto es conveniente para señales de partida de buena calidad. Sin embargo, el filtro RA funcionará mejor cuando se trate de señales con más oscilaciones. Teniendo en cuenta lo anterior, se decidió utilizar uno u otro filtro en cada uno de los SRM realizados según sus características.

Como ejemplo del análisis llevado a cabo se presenta el efectuado para los SRM P8, H9 y PG 03. El sondeo P8, en la parte meridional de la zona de estudio, está medido con una antena cuadrada de 60 m de lado. Sus curvas de señal $E(t)$ (Figura 4) tienen una amplitud superior al ruido y de tendencia exponencial a partir del tercer pulso. Se aprecia algún posible deterioro en el apilamiento para el ruido en los pulsos 1 y 5, así como una gran distorsión de la señal para el segundo pulso, lo que deberá ser tenido en cuenta en la inversión. La diferencia existente entre las curvas para los valores del primer (FID1) y segundo pulso (FID2) es indicativa de que los valores del tiempo T_1 corresponden a permeabilidad alta. La amplitud máxima inicial oscila entre pulsos consecutivos, lo que se refleja en la curva de campo $E_0(q)$, siendo menos patente para el segundo pulso. En el espectro de frecuencias (Figura 4) se observa claramente la presencia de resonancia de la señal del agua. La amplitud de ruido electromagnético es estable a lo largo del sondeo, oscilando entre 475 y 550 nV. La frecuencia de la señal varía en menos de 1 Hz, salvo para los primeros y últimos pulsos, en los que la diferencia de unos 3 Hz denota la posible ausencia de señal de agua a las profundidades correspondientes, y por tanto una mayor influencia del efecto del ruido electromagnético. La variación de la fase es suave, indicando una buena calidad del registro, con terrenos poco resistivos. Los valores del parámetro T_2^* son característicos de arenas y gravas de granulometría media. La forma de la curva $E_0(q)$ indica la presencia de un acuífero somero, habiéndose detectado también su profundidad máxima.

La inversión de este SRM es viable, pudiendo presentarse algún problema en la determinación de los tiempos de decaimiento, ya que en los últimos pulsos sólo debería considerarse los primeros 150 ms de registro. Así mismo, deberán anularse los pulsos afectados por la adición de señal que se han mencionado anteriormente, además del segundo momento.

El SRM H9 está realizado en la parte noreste de la

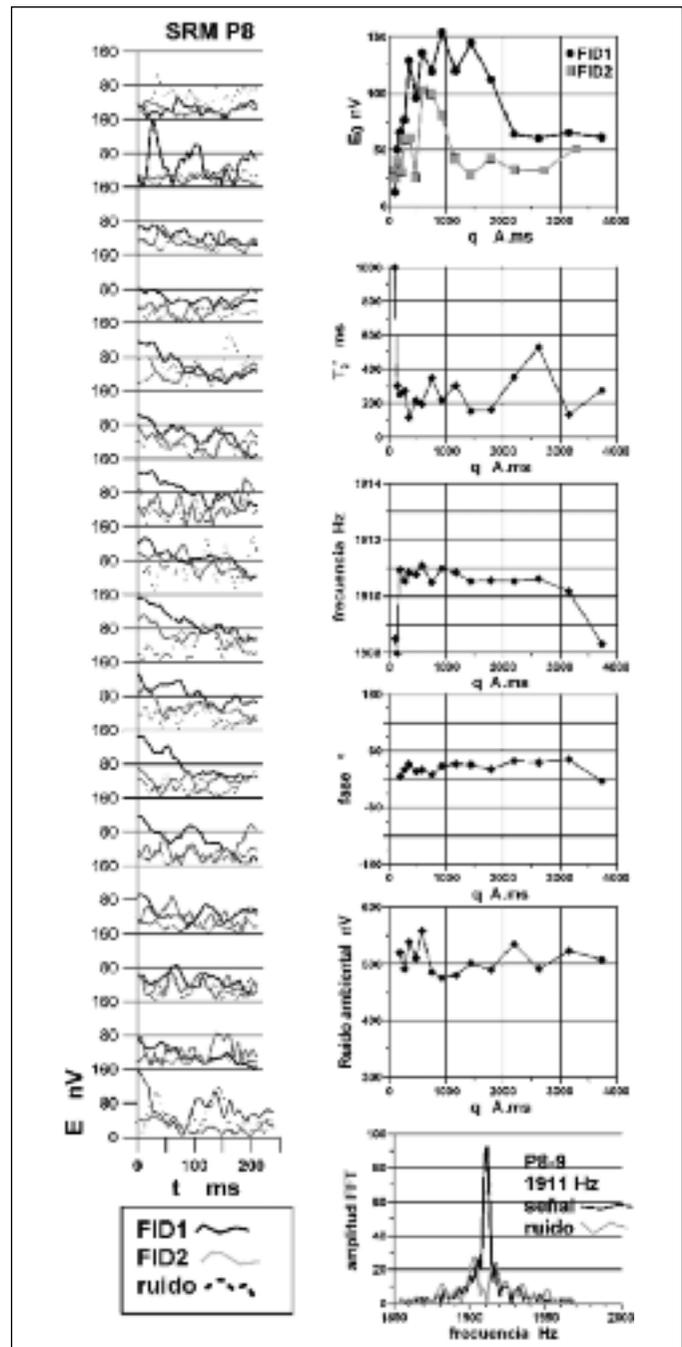


Figura 4. Izquierda: curvas de campo $E(t)$ del SRM P8, en orden creciente del momento del pulso de arriba hacia abajo. El ruido es el medido antes de la emisión del pulso; FID1 es la señal tras la emisión del primer pulso y FID2 es la señal tras el segundo pulso. Derecha: curvas de E_{01} , E_{02} , T_2^* , frecuencia, fase y ruido ambiental en función del pulso q , así como un ejemplo del espectro FFT de la señal y del ruido

Figure 4. Left: $E(t)$ field curves from MRS P8 in ascending order for increasing values from the moment of the pulse from top to bottom. The noise is that measured before the pulse; FID1 is the signal after the emission of the first pulse and FID2 is the signal after the second pulse. Right: curves for E_{01} , E_{02} , T_2^* , frequency, phase and ambient noise versus pulse q , together with an example of one FFT signal and noise spectrum

zona de estudio. En la Figura 5 se representan las curvas de $E(t)$ de campo y las resultantes del proceso de datos para la señal FID1. Se han registrado curvas $E(t)$ de amplitudes claramente superiores al ruido electromagnético ambiental, denotando su decaimiento exponencial la presencia de agua en el subsuelo para prácticamente todas las profundidades de investigación. Las señales están muy poco afectadas por el ruido, comprobándose cómo la aplicación de filtros en el proceso de datos consigue una suavización de las mismas que mejora ligeramente la obtención de los valores E_0 y T_2^* . Como en el sondeo anterior, la curva de campo $E_0(q)$ presenta cierta dispersión en sus puntos, indicando la presencia de un acuífero somero del que no parece haberse detectado la base. El espectro de frecuencias está claramente centrado en la frecuencia de Larmor, con muy poca contaminación de la señal.

La variación del ruido electromagnético ambiental durante la realización del sondeo se mantuvo en torno a 450 – 500 nV, mientras que la frecuencia de la señal registrada presentó una variación de menos de 2 Hz. En cuanto a la fase, es ligeramente creciente, mostrando una buena calidad del registro, con posible disminución de la resistividad con la profundidad.

En consecuencia, la inversión de este SRM resulta factible, aunque será posiblemente necesaria la eliminación de algunos pulsos para suavizar la curva $E_0(q)$, cabiendo esperar buenos resultados en la determinación tanto geométrica, de contenido en agua y de tiempos de decaimiento.

El sondeo SRM PG 03 se realizó en la parte más occidental de la cuenca, utilizando una antena de 60 m de lado y 96 pulsos por momento de excitación. Las curvas $E(t)$ para la señal FID1 están representadas en la Figura 1, comprobándose que se detecta claramente señal de resonancia proveniente del agua a partir del pulso tercero. Los espectros de las señales (al igual que los mostrados en las Figuras 4 y 5) indican en general una clara resonancia a la frecuencia de Larmor de la zona, así como un ruido sin frecuencias predominantes. La amplitud de ruido electromagnético ambiental y la frecuencia, salvo los pulsos iniciales, tiene una variación menor de 1 Hz. En cuanto a la fase, salvo en los primeros pulsos, en los que no se detecta presencia de agua en el subsuelo, es estable, presentando un comportamiento ligeramente creciente, indicador de terrenos de baja resistividad. La curva $E_0(q)$ (Fig. 1) indica la presencia de un acuífero somero cuya base no llega a detectarse para la profundidad máxima de penetración del sondeo, de unos 60 m. La calidad del sondeo es suficiente para proceder a la interpretación cuantitativa de los datos, tanto por el aspecto de las curvas $E(t)$, que se encuentran

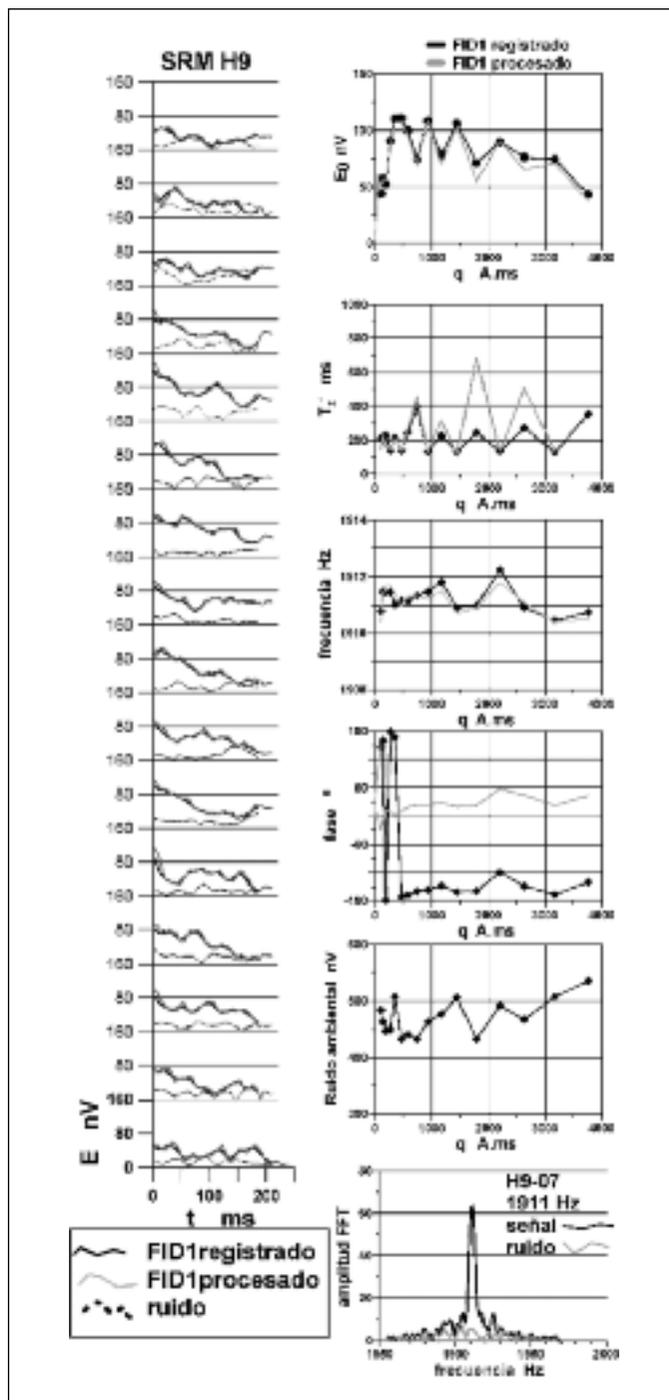


Figura 5. Izquierda: Curvas $E(t)$ del SRM H9 registradas y procesadas para la señal FID1, en orden creciente del momento del pulso de arriba hacia abajo. El ruido es el medido antes de la emisión del pulso. Derecha: curvas de E_0, T_2^* , frecuencia, fase y ruido ambiental en función del pulso q tanto registradas como procesadas, así como un ejemplo del espectro FFT de la señal y ruido
 Figure 5. On the left: $E(t)$ curves, after processing, for the FID1 signal measured at MRS H9 in ascending order from the moment of the pulse from top to bottom. The noise is that measured before the pulse. On the right: curves for E_0, T_2^* , frequency, phase and ambient noise versus pulse q , both recorded and processed, together with an example of one FFT signal and noise spectrum

por encima del ruido ambiental apilado y son claramente decrecientes, como por la calidad de la curva de sondeo $E_0(q)$. La inversión puede pues efectuarse con todos los pulsos, siendo previsible una buena fiabilidad de los resultados.

En su conjunto, la calidad de los todos los datos registrados es buena, aunque en algunos casos está algo deteriorada, presentando mayores oscilaciones en su curva $E_0(q)$. Su análisis ha permitido, además de deducir para cada SRM los valores que sería conveniente eliminar de la función $E_0(q)$ antes de proceder a su inversión, estimar la longitud (tiempo) de la señal $E(t)$ a utilizar en su proceso (obtención de los parámetros T_2^* , T_1^* y E_0) y el tipo de filtro a aplicar. Para seleccionar el tiempo de procesado se ha tenido en cuenta que los datos de campo se registraron durante 240 ms. En general, los últimos milisegundos de la medición corresponderán a señales de relajación muy atenuadas, con lo cual a mayor tiempo de registro habrá mayor contribución del ruido. Tras el análisis de las curvas registradas se ha decidido adoptar un tiempo de proceso de 200 ms, reduciéndolo a 150 ms para señales con tiempo de relajación muy corto.

A falta de criterios justificados para predeterminar la potencia y profundidad del acuífero, se ha efectuado la inversión con un modelo del subsuelo formado por tantas capas posibles como momentos de excitación utilizados. Para el cálculo de las matrices de inversión se ha empleado el modelo geoelectrico del subsuelo obtenido a partir de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) realizados en cada emplazamiento, correspondiente a modelos de tres capas con resistividad inferior a 100 ohm.m.

Para el proceso de inversión de los datos de campo se ha utilizado el software SAMOVAR v6.2.

Como ejemplo de este proceso se presenta el realizado para los mismos sondeos utilizados anteriormente para exponer el análisis de los datos.

El ajuste del modelo obtenido en la inversión del SRM PG03 (Figura 6) con todos los datos de campo es muy aceptable, como era de esperar por el aspecto de las curvas $E(t)$ y función $E_0(q)$. El error de ajuste es del 7%, con valores de la relación Señal/Ruido S/N=3.2. Puede estimarse que el nivel freático se sitúa entre los 5 m y 6 m de profundidad; la primera parte del acuífero es de muy baja permeabilidad (bajos valores de T_1), con contenido en agua del 4 %, pasando a aumentar considerablemente la permeabilidad a partir de los 20 m, con un contenido del 7 % de agua, que permanece hasta más de los 60 m, sin que haya podido detectarse la base de este acuífero. La granulometría de este emplazamiento presenta pocas variaciones dentro de los dos tramos indicados.

Las oscilaciones de la curva $E_0(q)$ del SRM P8 en su zona de máximos (Figura 7) ocasiona cierta ambigüedad en la inversión de este SRM, en el que la influencia del ruido es mayor que en el caso anterior (S/N=2.1). Eliminado el valor para el segundo momento de excitación se obtiene una solución con error de ajuste del 16 %. El nivel freático debe encontrarse entre los 2 m y los 3 m, finalizando el acuífero entre los 27 m y los 35 m. Hasta unos 12 m de profundidad la permeabilidad es baja, aumentando en profundidad, y situándose el máximo contenido de agua en el 10 %. Esta variación de contenido en agua y permeabilidad debe ser motivada por cambios litológicos de las capas saturadas. La existencia del acuífero por debajo de los 35 m puede no ser cierta, debiéndose a un artificio de cálculo numérico, aunque no es evidente que en las curvas $E(t)$ obtenidas para los últimos pulsos no exista señal de decaimiento.

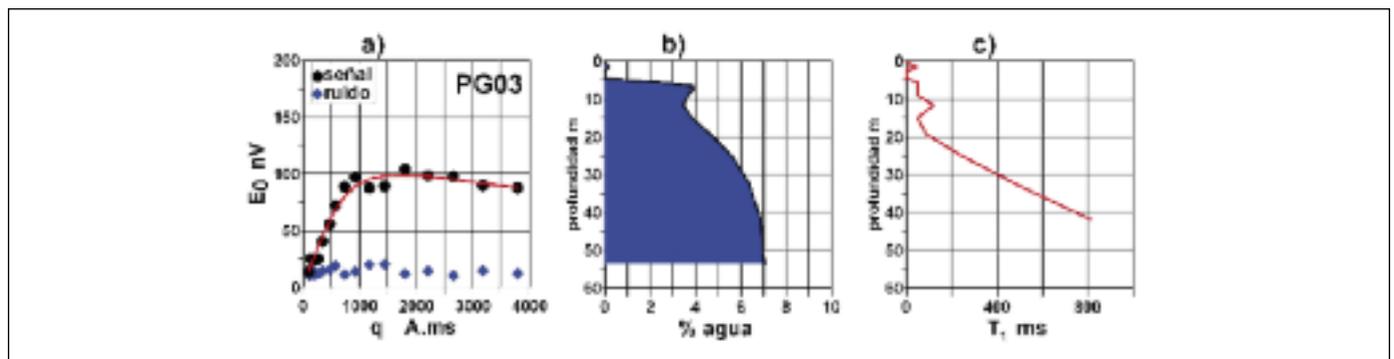


Figura 6. Inversión del SRM PG03: a) curva $E_0(q)$ procesada, con indicación de la curva teórica del modelo ajustado (línea continua en rojo). b) contenido en agua en % en función de la profundidad, $w(z)$. c) valor de T_1 en función de la profundidad, $T_1^*(z)$. Se han tenido en cuenta todos los pulsos

Figure 6. Inversion of MRS PG03: a) curve $E_0(q)$, after processing, with an indication of the result of the fitted model (red line); b) water content in % versus depth, $w(z)$; c) T_1 value versus depth, $T_1^*(z)$. All the pulses have been taken into account

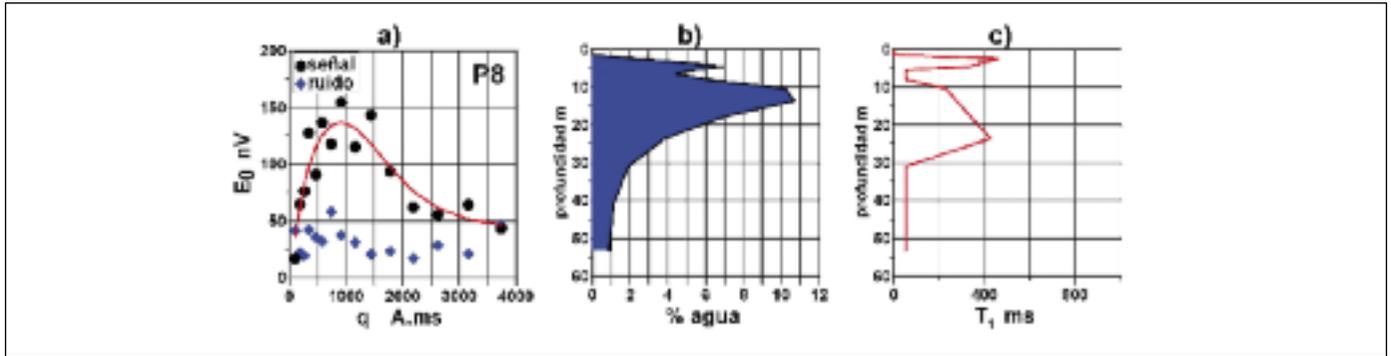


Figura 7. Inversión del SRM P8: a) curva $E_0(q)$ procesada, con indicación de la curva teórica del modelo ajustado (línea continua en rojo). b) contenido en agua en % en función de la profundidad, $w(z)$. c) valor de T_1^* en función de la profundidad, $T_1^*(z)$. Se ha eliminado el segundo pulso

Figure 7 Inversion of MRS P8: a) curve $E_0(q)$ after processing, with an indication of the result of the fitted model (red line); b) water content in % versus depth, $w(z)$; c) T_1^* value versus depth, $T_1^*(z)$. The second pulse has not been taken into account for the inversion

En los casos en los que la dispersión de valores en la curva $E_0(q)$ es más elevada, es evidente que la solución encontrada tiene menos fiabilidad. Sin embargo, una adecuada selección de los valores a utilizar puede introducir mejoras importantes. Tal es el caso del SRM H9 (Figura 8), en el que a pesar de que la calidad de los registros $E(t)$ es bastante buena, el

valor de E_0 para los pulsos 8, 10 y 12 se aleja de la tendencia de la curva $E_0(q)$. En las curvas $E(t)$ correspondientes (Figura 5), se aprecia que las estimaciones del tiempo de relajación serán más altas para estos pulsos que las del resto, lo que podría ser debido a un aumento de la permeabilidad o a un efecto de la contaminación por ruido ambiental, siendo esta última la

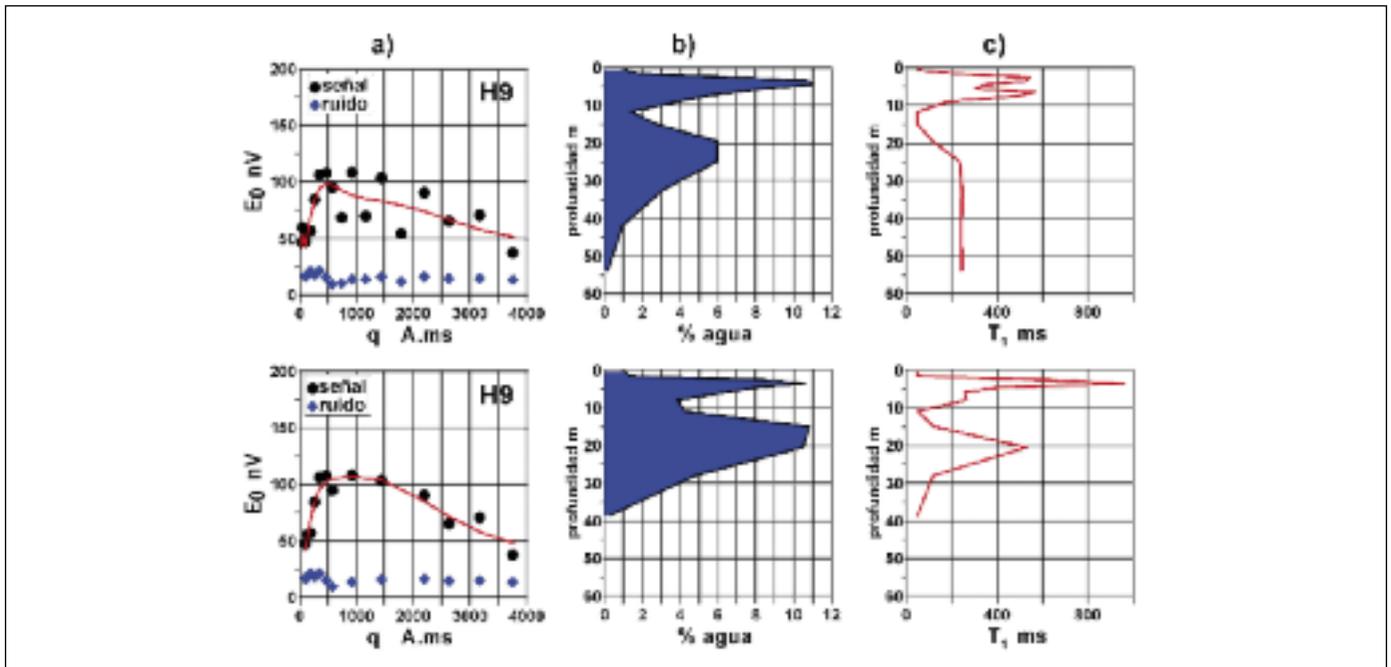


Figura 8. Inversión del SRM H9: a) curvas $E_0(q)$ procesadas, con indicación de la curva teórica del modelo ajustado (línea continua en rojo). b) contenido en agua en % en función de la profundidad, $w(z)$. c) valor de T_1^* en función de la profundidad, $T_1^*(z)$. Parte superior: resultado del proceso tomando todos los pulsos. Parte inferior: resultado del proceso eliminando los pulsos 8, 10 y 12

Figure 8. Inversion of MRS H9: a) curve $E_0(q)$, after processing, with an indication of the result of the fitted model (red line); b) water content in % versus depth, $w(z)$; c) T_1^* versus depth, $T_1^*(z)$; above: result taking all the pulses into account; below: result disregarding pulses 8, 10 and 12

causa más probable, lo que provoca una sobrestimación de la constante de tiempo; por esta razón se ha optado por la eliminación de dichos pulsos. Realizada la inversión con la curva completa y con la eliminación de pulsos dudosos se aprecia (Figura 8) que el error de ajuste se reduce del 18 % al 9% al eliminar los pulsos 8, 10 y 12, aunque las soluciones cualitativas son equivalentes. Desde el punto de vista cuantitativo, para la segunda opción, el nivel freático se sitúa entre 1 m y 2 m de profundidad, presentándose un acuífero que finaliza antes de los 32 m de profundidad, aunque posiblemente existe un acuitardo entre los 5 m y los 9 m. La permeabilidad es pequeña, con un tramo entre 17-24 m donde aumenta, y que contiene el máximo de agua con el 11 %.

Obtención de la permeabilidad y transmisividad por el método directo

En la zona de estudio no se cuenta actualmente con datos de ensayos de bombeo para calibración de los resultados de la inversión de los SRM, por lo que para la evaluación de la transmisividad se ha utilizado el método descrito anteriormente (Plata y Rubio, 2008) basado en los propios parámetros *w* y *T* calculados en los SRM a partir de la relación (7), utilizando para *m* y *n* los valores obtenidos a partir del ajuste de la función $C_p(F)$ en diferentes acuíferos aluviales de España.

Para la evaluación del factor *F* no se ha tomado en cuenta la primera parte del subsuelo, formada por materiales de baja permeabilidad y normalmente desconectados del acuífero principal. Los valores hallados para el factor *F* oscilan entre $3,5 \times 10^5$ y 7×10^6 , pertenecientes al segundo y tercer rango de intervalos indicados en la Tabla 1. El coeficiente de calibra-

ción y la transmisividad total acumulada se han calculado utilizando tanto los valores de *m* y *n* de acuerdo con la mejor función $C_p(F)$ para cada rango de valores de *F*, como un valor único para todos los valores de *F*, y están recogidos en la Tabla 3.

La diferencia entre utilizar una u otra función de ajuste para el cálculo del coeficiente C_p , no es aparentemente muy grande, según puede verse en la parte izquierda de la Figura 9, donde se han representado ambos valores en función de *F*. Puesto que para el cálculo de *F* se ha utilizado la información hasta la máxima profundidad disponible (60 m), sólo puede considerarse que su valor representa de forma completa a todo el acuífero para los SRM H9, PG04, P8 y posiblemente MV. En consecuencia, los valores obtenidos para el parámetro *F* no son estrictamente comparables entre ellos, y serán mayores que los calculados para los acuíferos cuyo fin no ha sido localizado por los SRM.

La transmisividad T_{sm} obtenida utilizando unos u otros coeficientes C_p viene reflejada en la parte derecha de la Figura 9: son valores en el rango de 10^{-3} o 10^{-2} m²/s. La mejor agrupación se obtiene cuando se emplea la función de ajuste más adecuada según el valor de *F*, ya que para esos valores se ha observado que grandes cambios en el factor *F* producen pequeñas modificaciones en C_p . Por otra parte, esto supondría aceptar que el coeficiente de calibración es prácticamente el mismo para todo el acuífero, excepto para la parte más oriental (SRM H9 y MV). En efecto, para el resto de los acuíferos hasta ahora estudiados con SRM en España se produce esta circunstancia prioritariamente; lo contrario significa que se trata de acuíferos muy heterogéneos, y por lo tanto se precisaría un coeficiente distinto (o un ensayo de bombeo) en cada zona en la que puede clasificarse el acuífero.

Mientras no se disponga de datos que permitan

SRM	S/N	F	m n según F		m n únicos	
			C_p	T_{sm} (m ² /d)	C_p	T_{sm} (m ² /d)
PG01	2.21	3360467	0.75 E-09	218	0.58 E-09	170
PG02	2.07	707178	1.44 E-09	88	8.00 E-09	489
PG03	3.25	1568436	1.03 E-09	140	2.11 E-09	285
PG04	1.86	3321692	0.75 E-09	217	0.59 E-09	171
P7	3.92	3197570	0.77 E-09	212	0.63 E-09	176
P8	2.12	6778724	0.56 E-09	328	0.18 E-09	106
H9	3.05	354869	9.19 E-09	282	25.4 E-09	779
MV	1.68	504371	3.62 E-09	158	14.1 E-09	614

Tabla 3. Valores del coeficiente de calibración C_p y de la transmisividad acumulada
 Table 3. Values of the calibration coefficient C_p and accumulated transmissivities

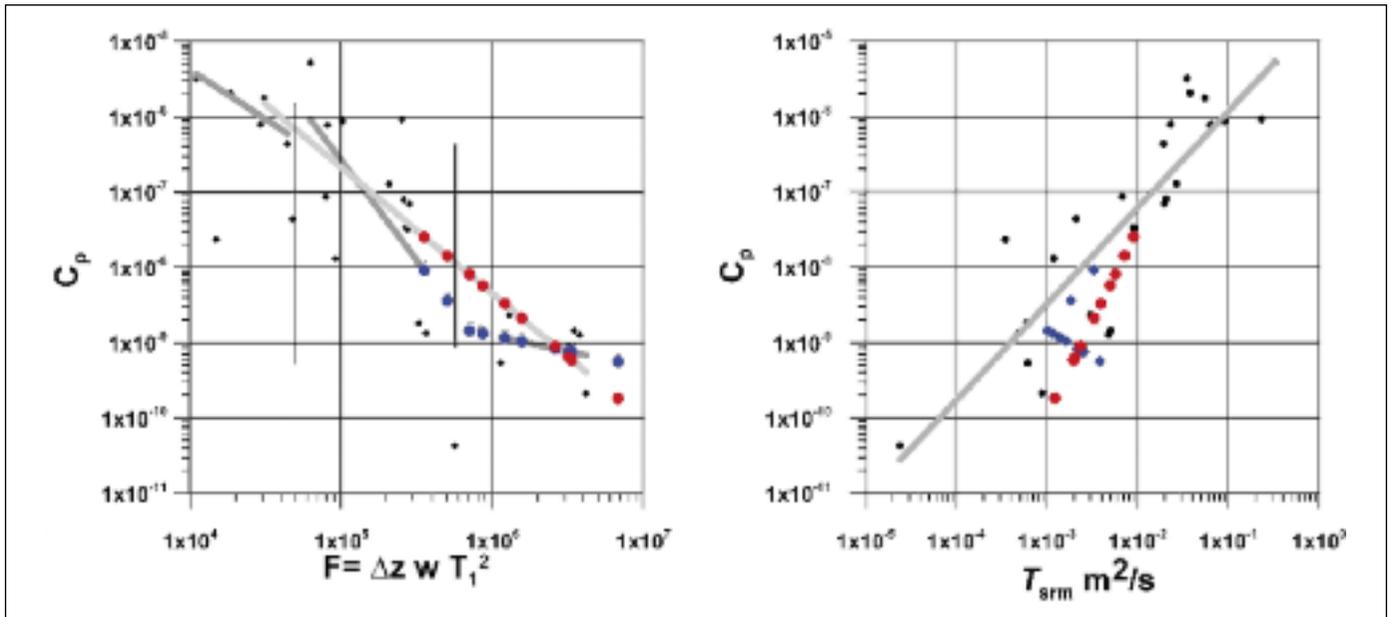


Figura 9. Izquierda: Valores de C_p calculados en función del parámetro F , utilizando los coeficientes m y n según el valor de F (en azul), o generales para cualquier valor de F (en rojo). Derecha: Valores de C_p frente a las transmisividades obtenidas. Los puntos en negro pertenecen a varios acuíferos detríticos de España
 Figure 9. Left: C_p values calculated versus parameter F , using coefficients m and n according to the value of F (in blue); Right: C_p versus transmissivities. The black dots belong to various different detrital aquifers in Spain

una verificación de la calibración con la transmisividad determinada por ensayos de bombeo, y siempre que ésta se refiera al mismo tramo utilizado en los cálculos de los SRM, pensamos que la situación más probable es la reflejada con los coeficientes C_p calcu-

lados para cada rango de valores de F . Como ejemplo de la solución final adoptada, en la Figura 10 se indica la variación con la profundidad de la permeabilidad y transmisividad calculada para algunos de los SRM que se han utilizado anteriormente.

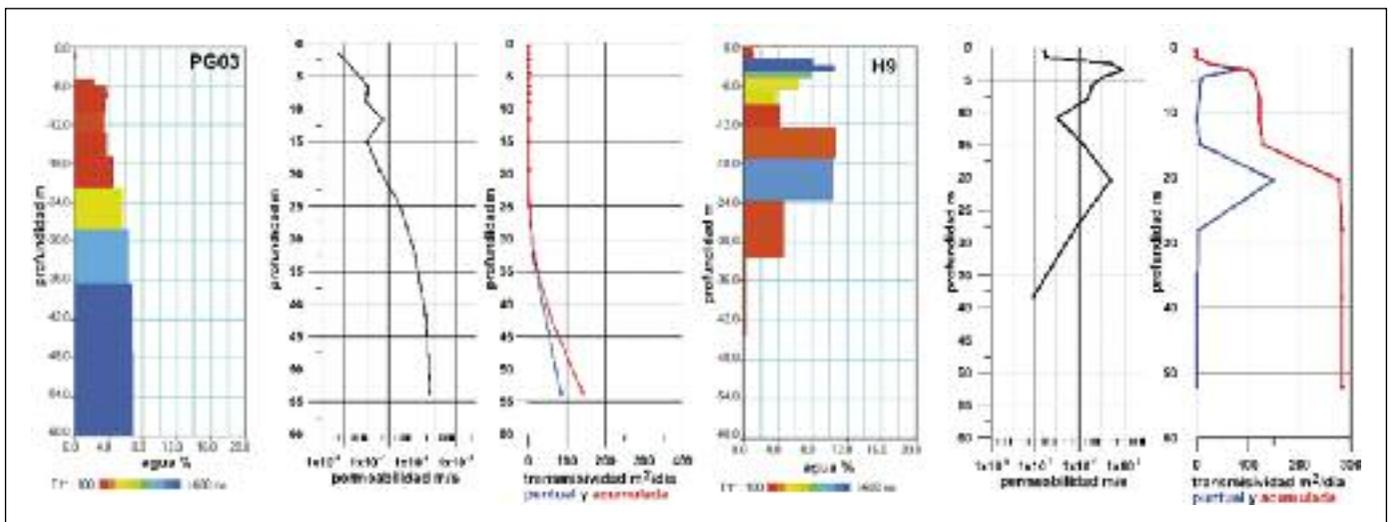


Figura 10. Ejemplo del resultado obtenido en el cálculo de la transmisividad de los SRM PG03 y H9. Se aprecia la relación entre el valor de la permeabilidad con el parámetro T_1^* , así como la evolución de la transmisividad de cada capa y la acumulada con la profundidad
 Figure 10. Example of the transmissivities calculated for MRS's PG03 and H9. The relationship between the value of parameter T_1^* and permeability is clear, as is the evolution of transmissivity of each layer and the accumulated one according to depth

Discusión de los resultados

Los ocho SRM realizados en la cuenca de Carrizal están separados por distancias superiores a los 2-3 km entre si. La Figura 11 muestra las curvas $E_0(q)$ obtenidas en cada uno de los emplazamientos en su posición relativa y en escala homogénea, lo que permite una comparación global de tipo cualitativo.

Teniendo en cuenta únicamente la morfología de las curvas de campo, pueden extraerse los siguientes resultados:

El conjunto de sondeos situados en el Oeste de la cuenca (P7, PG03 y PG01) denotan la presencia de un acuífero potente, que se prolonga a mayor profundidad que la máxima de investigación alcanzada con bucles de 60 m de lado. Es un acuífero posiblemente multicapa (lo que queda reflejado en la forma de las curvas $E_0(q)$), y con contenidos en agua similares (igual amplitud de la señal para curvas obtenidas con antenas de las mismas dimensiones).

Los sondeos situados en la zona central (H9, PG04, PG02 y P8) forman también un conjunto de cierta homogeneidad, mostrando un acuífero menos potente (la curva $E_0(q)$ disminuye mucho para los pulsos de mayor momento) y con menor cantidad de agua que en el sector occidental; por último, la posición correspondiente al sondeo MV es la que presenta una menor cantidad de agua en la cuenca.

Estas primeras estimaciones pueden corroborarse y ampliarse si se consideran los resultados cuantitativos de la inversión, reflejados en la Figura 12. Para los SRM de la zona central se observa que en los sondeos PG04, P8 y H9 se ha detectado la base del acuífero (Tabla 4). No así en el PG02 que también se había incluido en los sondeos de esta zona, pero hay que tener en cuenta que en ese caso, la utilización de un bucle con forma de ocho limita la profundidad de investigación a 30 m. En el caso de los sondeos de la zona Oeste de la cuenca (P7, PG03 y PG01), el acuífero debe de tener más de 60 m de profundidad, que es

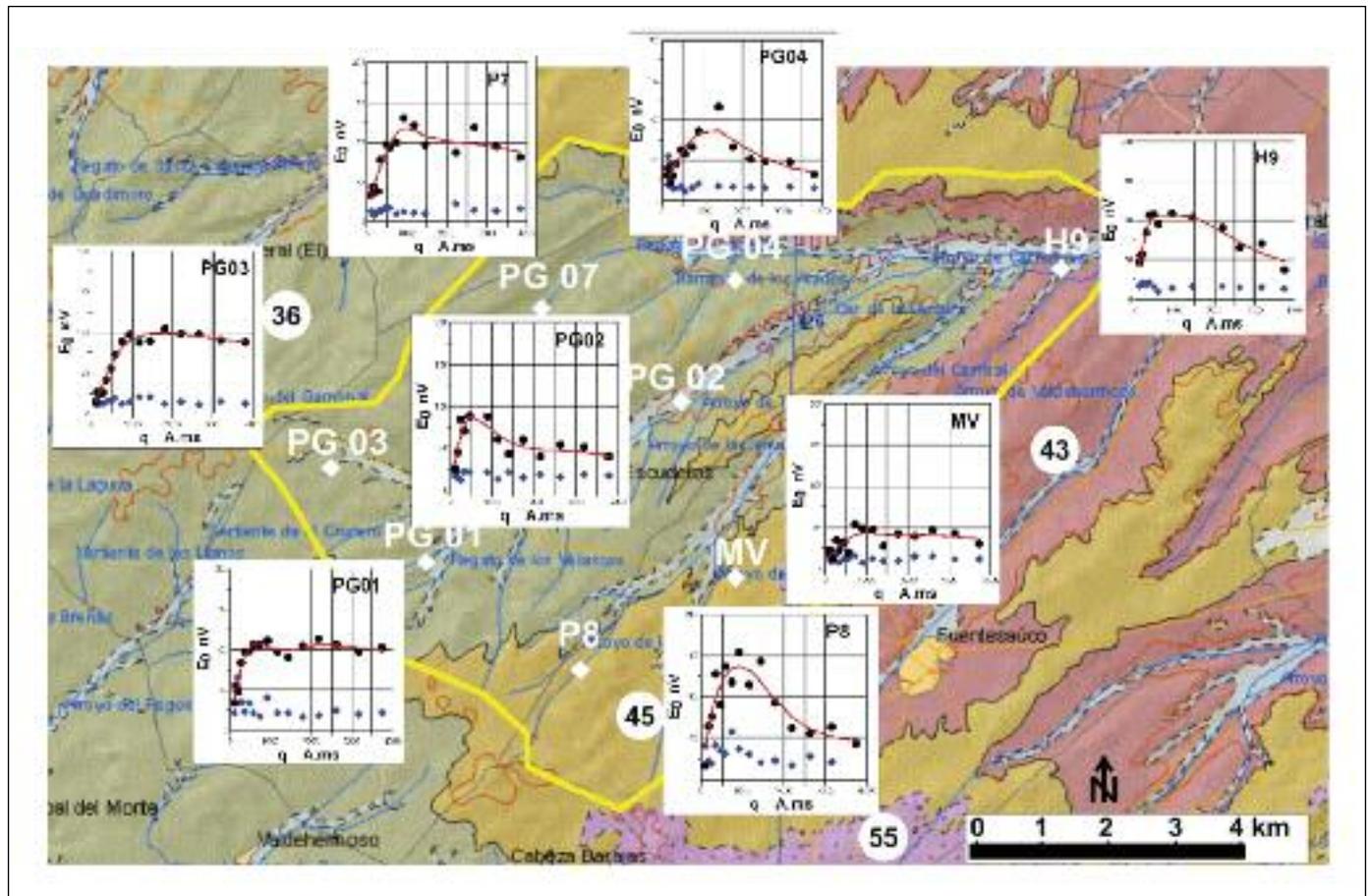


Figura 11. Curvas $E_0(q)$ de los SRM realizados en sus posiciones relativas dentro de la cuenca de estudio. La geología está indicada en la Figura 2

Figure 11. $E_0(q)$ curves of the MRS measured at their relative sites in the basin. The geology is shown in Figure 2

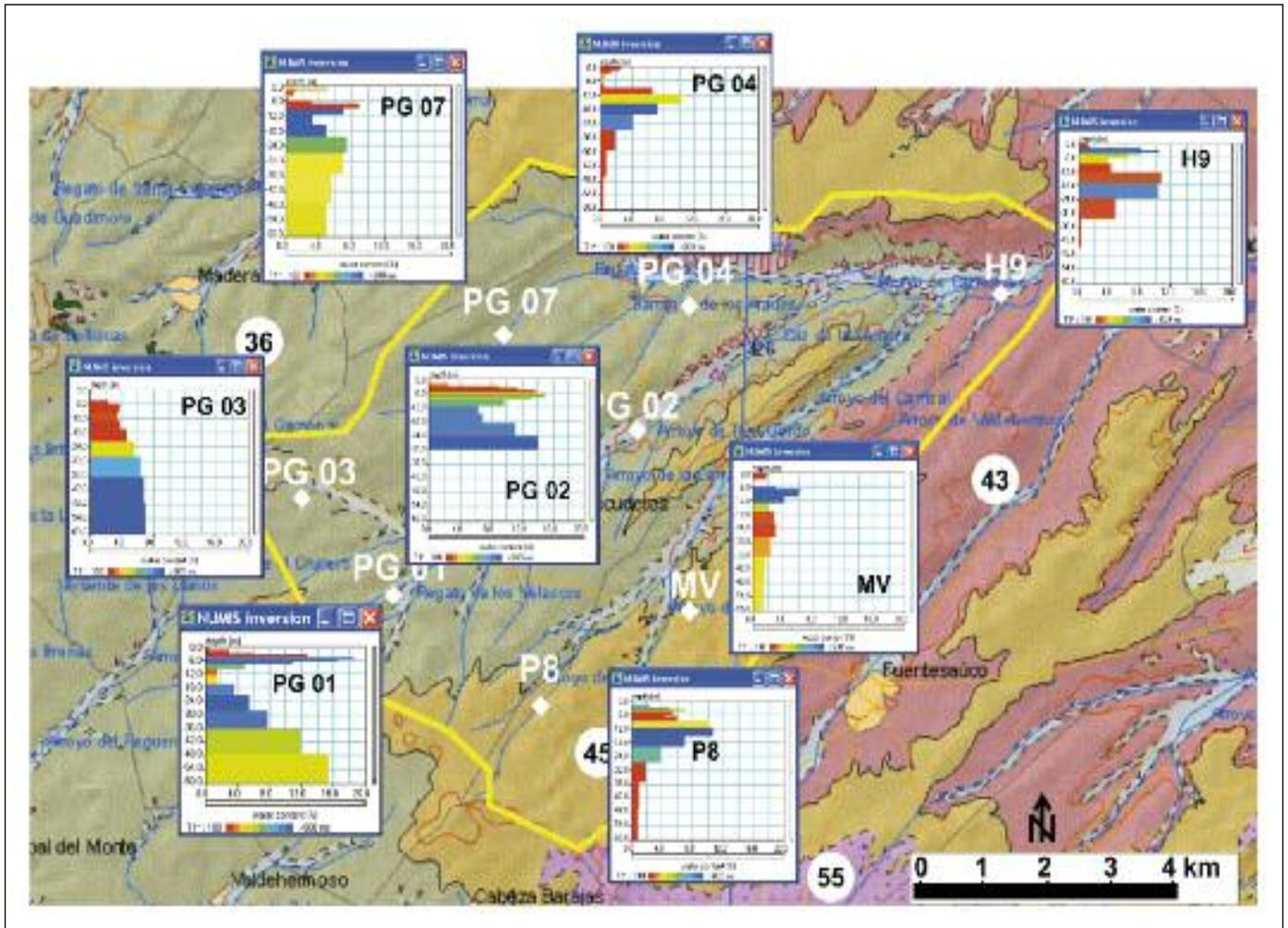


Figura 12. Resultados de inversión de los SRM realizados en sus posiciones relativas dentro de la cuenca de estudio. La geología está indicada en la Figura 2

Figure 12. Results of the inversion of the MRS's measured at their relative sites in the basin. The geology is shown in Figure 2

la penetración máxima del estudio. En todos los casos, la variación de la permeabilidad con la profundidad sugiere que se trata de acuíferos establecidos sobre un conjunto litológico variado.

Antes de llegar al nivel freático o capa saturada, en casi todos los emplazamientos se encuentra una parte del subsuelo con un cierto contenido en agua y de baja permeabilidad, que está a veces (sondeos P04, P7 y MV) desconectada hidráulicamente del acuífero principal. Esta circunstancia puede tener bastante repercusión en la recarga del acuífero. El nivel freático es más somero en la parte central de la cuenca (PG01, PG02, P8 y H9), donde también se han determinado los mayores valores de contenido en agua (Tabla 4).

Conclusiones

La interpretación de los resultados de los SRM permite obtener información sobre el modelo hidrológico del acuífero. Su singularidad litológica, derivada de las características sedimentológicas de este sector de la cuenca sedimentaria del Duero, queda de manifiesto en los resultados del análisis de los SRM, como es la detección de una capa de baja permeabilidad por encima del nivel freático, circunstancia que puede condicionar notablemente la recarga.

Por otra parte, pueden distinguirse en la Cuenca Experimental de Carrizal dos patrones hidrogeológicos, en cuanto a las diferentes características del acuífero en esa zona. Dicha diferenciación está en conso-

SRM	Nivel Freático (m)	Base acuífero (m)	max agua (%)	T_{sm} (m ² /d)
PG01	2	> 60	12	170
PG02	2	> 30	10	489
PG03	5	> 60	7	285
PG04	9	25-35	6	171
P7-M3	6	> 60	6	176
P8	2	25-30	7	106
H9	2	~ 30	10	779
MV	6	> 60	4	614

Tabla 4. Resumen de los resultados de la interpretación cuantitativa
Table 4. Summary of the inversion results

nancia con la existencia de dos sectores geológicos diferenciados en la citada cuenca.

Agradecimientos

Estos trabajos se han efectuado dentro del Proyecto "Uso de los SRM para la obtención de parámetros hidráulicos y su implementación en la modelización de aguas subterráneas: aplicación en el acuífero superficial de Los Arenales (Cuenca del Duero) y en el aluvial de La Vega Media (Cuenca del Segura)", financiado por la Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua (IEA), y con participación de la Universidad de Salamanca, Centro Hispanoluso de Investigaciones Agrarias, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, Instituto Geológico y Minero de España e International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC) de Holanda. Agradecemos a IEA la autorización para la publicación de estos resultados, así como la colaboración prestada para los trabajos de campo por Lucía Arévalo Lomas y Guido Baroncini Turricchia.

Referencias

Anderson, M.P. y Woessner, W.W. 2002. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press. San Diego. USA. 381 pp.

Bernard, J. 2007. Instruments and field work to measure a MRS. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3), 459-472.

Confederación Hidrográfica del Duero. 1998. *Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Dirección General de Obras Hidráulicas. Madrid.

Custodio, E. 2002. Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*. 10:254-277.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. 2002. Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72-1, 30-39.

IGME. 1997. *Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización. Predefinición del programa de actuación: Duero y Guadiana*. Ministerio de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

Kenyon, W. E. 1997. Petrophysical Principles of Applications of NMR Logging. *The Log Analyst*, 21-42.

Llamas, M. R. y Custodio, E. 2002. Acuíferos explotados intensivamente: conceptos principales, hechos relevantes y algunas sugerencias. *Boletín Geológico y Minero*, 113 (3): 223-228

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P. y Bernard, J. 1997. Natural variations in the MRS used in PMR groundwater prospecting from the surface. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2, 173-190.

Legchenko, A. y Valla, P. 2002. A review of the basic principles of magnetic resonance. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 3-19.

Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A., y Bernard, J. 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 21-46

Lubczynski, M., Roy, J., Plata, J. y Rubio, F. 2006. The role of the MRS in the Hydrogeological research. *Proceeding of the 3rd Magnetic Resonance Sounding International Workshop*, Madrid.

Lubczynski, M. y Roy, J. 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modelling. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 509-530.

Lubczynski, M. y Roy, J. 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. *Journal of Hydrology*. 283. 19-40.

Lubczynski, M. y Roy, J. 2004. Magnetic Resonance Sounding: New Method for ground water assessment. *Ground Water*. March-April 2004. 291-303.

Plata, J.L. y Rubio, F.M. 1999. Sondeos de Resonancia Magnética (SRM). Ensayo en un acuífero detrítico del sur de España. *Boletín Geológico y Minero*, 110 (5), 603-626.

Plata, J.L. y Rubio, F.M. 2007. Basic theory of the MRS Method. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3), 441-458.

Plata J.L. y Rubio F.M. 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. *Journal of Applied Geophysics*, 66, 128-139.

Plata, J.L., Legchenko, A., Lubczynski, M.W. y Yaramanci, Y. 2007. Magnetic resonance sounding: a reality in applied hydrogeophysics. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (3), 423-549.

Plata, J.L., Uriarte, C. y Martínez, J. 2009. *Uso de los SRM para la obtención de parámetros hidráulicos y su implementación en la modelización de aguas subterráneas: aplicación en el acuífero superficial de Los Arenales*

- (Cuenca del Duero) y en el aluvial de La Vega Media (Cuenca del Segura). Informe nº 63790 Centro de Documentación del IGME. Madrid. 119 págs.
- Roy, J. y Lubczynski, M. 2003. The magnetic resonance sounding technique and its use for groundwater investigations. *Hydrogeology Journal*, 11, 455-465.
- Seevers, D.O. 1966. A nuclear magnetic method for determination the permeability of sandstones. *Annual Logging Symposium Transactions*. Society of Professional Well Log Analysts. Paper L.
- Schirov, M., Legchenko, A.V. y Creer, G. 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics*, 22, 333-338.
- Trushkin, D.V., Shushakov, O.A. y Legchenko, A.V. 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR groundwater surveys in the earth's magnetic field. *Geophysical Prospecting*, 42, 855-862.
- Yaramanci, U. y Hertrich, M. 2007. Inversion of Magnetic Resonance Sounding data. *Boletín Geológico y Minero*, 473-488.

Recibido: febrero 2011

Revisado: marzo 2011

Aceptado: abril 2011

Publicado: julio 2011