

Máster Oficial Agua. Análisis Interdisciplinario y Gestión Sostenible

Universitat de Barcelona Trabajo de Investigación Curso 2010/2012

APLICACIÓN DE PARÁMETROS GEOELÉCTRICOS EN EL ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS (CUENCA DE VALLS, TARRAGONA)

Alumno: Alex Sendrós Brea-Iglesias Trabajo dirigido por: Dr. Albert Casas Ponsatí

Barcelona, 30 de Enero de 2012

Agradecimientos

La presente memoria es el fruto de mi aprendizaje en el Máster Oficial: Agua Análisis Interdisciplinario y Gestión Sostenible edición 2010-2012. Por eso quiero agradecer a todos los profesores del Máster, los conocimientos adquiridos en este periodo.

Especialmente quiero agradecer al Dr. Albert Casas la oportunidad de realizar este trabajo proporcionándome la temática y los medios físicos, técnicos, logísticos, económicos y personales necesarios para su desarrollo.

Agradecer a Margarita Valverde y a todo el personal de la FCIHS el material documental referente a los sondeos mecánicos del REPO.

A Mireia Iglesias, Josep Fraile y Blanca Torras de la Agència Catalana de l'Aigua los datos de las captaciones subterráneas.

Al Dr. Jaume Calvet y al Dr. Joan Guimerà, del Departament de Geodinàmica i Geofísica de la UB, la ayuda para convertir a un único sistema de referencia toda la información previa.

A Josep Torrens por la documentación aportada y por todo el conocimiento hidrogeológico de la zona de Valls-Camp de Tarragona que me ha transmitido.

Al Dr. Victor Pinto, del Departament de Prospecció Geològica, y a David Bosch, del Departament de Geodinàmica i Geofísica, por su ayuda en la automatización del proceso de cálculo de los parámetros de Dar Zarrouk.

A Raul Lovera, al Dr. Mahjoub Himi, a Yael Díaz, Ismael Casado, al Dr. Xavier Font, al Dr. Josep M^a Carmona, a la Dra. Diana Puigserver y al resto de miembros del Departament de Prospecció Geològica, a David Gramunt y a todos de compañeros de la Facultad de Geología que me han ayudado a resolver mis dudas y a seguir avanzando durante el proceso de elaboración del trabajo.

Por último agradecer a Claudia Rovira sus consejos, revisiones, apoyo y paciencia.

Resumen

Las aguas subterráneas constituyen un factor fundamental para la vida en la tierra, siendo el soporte de numerosos ecosistemas, así como del desarrollo humano. Sin embargo se trata de un recurso vulnerable y afectarlo provoca consecuencias no deseables en el acuífero que pueden perdurar largos periodos de tiempo, tanto en lo que se refiere a la cantidad de recurso disponible como a su calidad.

El conocimiento de la conductividad hidráulica y la transmisividad hidráulica (para caracterizar la cantidad) y el tiempo de tránsito en la zona no saturada (para garantizar la calidad), es necesario como dato inicial en modelos numéricos para predecir el comportamiento del agua subterránea en el medio geológico.

La correcta caracterización de estos parámetros es importante en acciones como la explotación y gestión de agua potable y riego, así como en la definición de perímetros de protección de las captaciones, en modelos de simulación y de gestión orientados a plantear regulaciones de los sistemas de explotación y monitoreo de las aguas subterráneas. Es de gran relevancia en la realización del modelado numérico (problema directo e inverso) de flujo y transporte. Además, se puede destacar su empleo en estudios de episodios de contaminación ya sea puntual o difusa, en la elección de emplazamientos para el almacenaje de residuos y en la planificación de descontaminación de acuíferos entre otras.

Existen diferentes métodos para determinar las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, lo que permite evaluar la eficiencia predictiva de esas funciones en determinados emplazamientos. Existen métodos directos e indirectos para determinar la conductividad hidráulica, la transmisividad hidráulica y el tiempo de tránsito. Los métodos geofísicos y en particular los métodos eléctricos se encuentran entre los indirectos. Están considerados como métodos más rápidos y menos costosos que las perforaciones para obtener muestras de laboratorio. También son métodos más útiles en zonas vulnerables a la contaminación debido a que, la perforación de nuevos pozos puede establecer nuevas vías preferenciales de paso de los contaminantes hacia el acuífero.

El presente trabajo muestra un nuevo procesado de los datos de una gran campaña, con la metodología de sondeos eléctricos verticales (SEV), desarrollada por el IGME en la zona de la Cuenca de Valls (Tarragona). Los datos de campo de las curvas SEV son consistentes con la información litológica del subsuelo disponible y tienen una mejor distribución espacial en el área de estudio que la información litológica. El tratamiento específico efectuado a 141 sondeos eléctricos verticales y su reinterpretación, apoyada en los datos de pozos disponibles, ha permitido caracterizar a escala regional las características hidráulicas y la vulnerabilidad a la contaminación del sistema acuífero estudiado.

El mapa de resistencias eléctricas transversales (parámetro T de Dar Zarrouk) muestra una buena correlación con los valores de transmisividad hidráulica de los pozos que disponen de ensayo de bombeo para determinar su rendimiento. Los altos valores de resistencia eléctrica transversal T se corresponden con las zonas de alta transmisividad hidráulica, y por lo tanto permite identificar de forma más continua las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos. De esta forma, se ha identificado que las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos se localizan en los tramos menos sinuosos de los ríos Francolí y Gaià y cerca de la población de Alcover.

El mapa de conductancias eléctricas longitudinales (parámetro S de Dar Zarrouk) muestra de forma efectiva la protección a la contaminación de las aguas subterráneas por efecto de la zona no saturada, es decir el conjunto de las capas más superficiales situadas entre la superficie del terreno y el nivel piezométrico. Valores de *S* superiores a 0.5 siemens indican zonas en las que el sistema acuífero estará más protegido, mientras que valores de S inferiores a 0.5 siemens indican zonas con mayor riesgo a que las aguas subterráneas se vean afectadas por la contaminación, ya sea puntual o difusa.

La correspondencia entre los parámetros geoeléctricos y el método AVI para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas ha permitido caracterizar las zonas más susceptibles a la contaminación en función del tiempo de tránsito desde su infiltración desde la superficie hasta alcanzar el acuífero. Los tiempos de tránsito inferiores a 3 años, y por lo tanto zonas más vulnerables, se localizan principalmente en la zona sur del área de estudio, mientras que las mejor protegidas, con tiempos de tránsito superiores a 9 años se sitúan en los sectores central y norte.

Indice

1.	Obj	etivos1					
2.	Intro	oducción	2				
2	2.1.	Justificación	2				
2	2.2.	Antecedentes	3				
3.	Mar	co geográfico e hidrogeológico	4				
3	3.1.	Marco geográfico y climático	4				
3	3.2.	Contexto geológico	7				
3	3.3.	Contexto hidrogeológico	9				
1).4. Mot	caracterización hidrologica de la zona de estudio	11 14				
4.	IVICI		14				
4	+.1. 1 2	Piezometria	15				
4	⊦.∠. L 3	Prospección eléctrica, Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)	10				
-	4.3.	1. Fundamento teórico de la prospección eléctrica	18				
4.3.2 Adquisición							
	43	3 Elaboración de los modelos de resistividad eléctrica real del subsuelo	0				
	4.3.4	4. Limitaciones de la metodología eléctrica. Problema de equivalencia	23				
	4.3.	5. Parámetros de Dar Zarrouk	25				
4	4	Evaluación de los recursos hídricos (transmisividad hidráulica)					
4	1.5.	Análisis de la vulnerabilidad a la contaminación	28				
	4.5.	1. Marco Jurídico	28				
	4.5.	2. Concepto de vulnerabilidad de los acuíferos	29				
	4.5.	3. Mapas de vulnerabilidad	30				
	4.5.4	4. Metodología para la evaluación de la vulnerabilidad	30				
5.	Res	ultados y discusión	32				
5	5.1.	Modelos SEV	32				
5	5.2.	Recursos hidráulicos. Transmisividad hidráulica	35				
5	5.3.	Resistencia transversal (T de Dar Zarrouk)	36				
5	5.4.	Conductancia longitudinal (S de Dar Zarrouk)	38				
5	5.5.	Evaluación de la vulnerabilidad	40				
6.	Con	clusiones	41				
7.	Refe	erencias bibliográficas	42				
An	exo 1.	Cálculo del nivel piezométrico	47				
An	Anexo 2. Sondeos de investigación y pozos						
An	Anexo 3. T de Dar Zarrouk 50						
An	Anexo 4. Modelos SEV						
An	Anexo 5. S de Dar Zarrouk						
An	Anexo 6. Tiempos de tránsito65						

Indice de Figuras

Figura 3.1.Mapa de localización de la zona de estudio4
Figura 3.2. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación de Tarragona-
Reus/Aeropuerto para el período 1971-2000 (Modificado de AEMet, 2005)6
Figura 3.3. Mapa de anomalías gravimétricas residuales de la fosa del Camp de Tarragona
sobreimpuesto al esquema geológico de la zona (parte superior). Perfil geológico I-I' (parte
inferior) (Modificado de Guimerà, 1988)7
Figura 3.4. Afloramiento de conglomerados del Pleistoceno. Fotografía efectuada por C. Rovira
cerca de l'Ermita del Remei (Octubre 2011)9
Figura 3.5. Mapa con las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio (Modificado de ICC,
2003)
Figura 3.6. Vista del río Francolí. Fotografía efectuada por A. Sendrós en el puente de la
carretera C-37 (PK 4+300) (Octubre 2011)
Figura 3.7. Puntos de extracción de agua subterránea para el abastecimiento y para usos
industriales (Modificado de ACA, 2004)
Figura 3.8. Vista de la empresa metalúrgica Armanifer (parte superior) y vista de la empresa
química Valls Química (parte inferior). Fotografía efectuada por A. Sendrós des de la carretera
del Pla, 277 (Octubre 2011)
Figura 4.1. Distribución espacial de la información usada en el presente estudio14
Figura 4.2. Mapa piezométrico de la zona de estudio. En negro: valores puntuales de nivel
piezométrico, en rojo: el resultado de la interpolación y en azul: representación de las líneas de
flujo 15
Figura 4.3. Ejemplos de información litológica recopilada. Columna litológica de un sondeo
efectuado por el MOP (izquierda), de uno proporcionado por al ACA (parte central) y del
sondeo del Campo de Aviación de Valls (izquierda) 16
Figura 4.4. Valores de resistividad eléctrica de diferentes rocas y minerales (Orellana, 1982)17
Figura 4.5. Líneas equipotenciales y líneas del flujo. (A) en el plano vertical de los electrodos.
(B) en el plano horizontal de la superficie del terreno 19
Figura 4.6. Distribución en el campo del dispositivo Schlumberger
Figura 4.7. Diagrama de flujo de la resolución del problema inverso
Figura 4.8. Datos (puntos amarillos) y curva del modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda).
Modelo de resistividades eléctricas reales del subsuelo obtenido con la curva del modelo del
SEV 10 (derecha)
Figura 4.9. Vista del ajuste interactivo de los parámetros del modelo en RESIX Plus23
Figura 4.10a. Datos (puntos amarillos) y curva modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda) y
modelos de resistividad eléctrica posibles con la curva del SEV 10 (derecha). Figura 4.10b.
Relación entre los grosores y los valores de resistividad eléctrica equivalentes de una de las
capas del SEV 10
Figura 4.11. Parámetros de Dar Zarrouk25
Figura 4.12. Relación entre la T de Dar Zarrouk y la Transmisividad hidráulica en acuíferos de
tipo granular (izquierda, modificado de Soupios <i>et al.</i> , 2007) y en acuíferos con circulación del
agua tipo acuífero kárstico (derecha, modificado de Batte et al., 2010)26
Figura 4.13. Esquema del cálculo efectuado para la obtención de los parámetros S y T de Dar
Zarrouk

Figura 4.14. Relación entre el tiempo de tránsito y la conductancia longitudinal unitaria S
(Modificado de Kalinski <i>et al.</i> , 1993)
Figura 5.1 Condiciones iniciales usadas para la inversión de los datos de resistividad eléctrica
aparente del SEV BC-58. Columna litológica del sondeo 46 del MOP (1971) con la delimitación
de niveles (izquierda) usada para definir los parámetros iniciales del SEV ubicado más próximo
al sondeo (derecha)
Figura 5.2. Típicas curvas de campo obtenidas en la Cuenca de Valls
Figura 5.3. Perfiles de resistividad eléctrica realizados a partir 39 modelos SEV. Las tonalidades
rojizas indican resistividades eléctricas altas y los tonos azules resistividades eléctricas bajas. 34
Figura 5.4. Mapa de transmisividades hidráulicas de la zona estudiada (Modificado de IGME,
1986)
Figura 5.5. Mapa de isolíneas con las T de Dar Zarrouk de la zona de estudio
Figura 5.6. Mapa de contorno elaborado con los valores de resistencias transversales (T Dar
Zarrouk) de la zona de estudio superpuesto a una simplificación del mapa de Transmisividad
hidráulica (T) elaborado por el IGME (1986)
Figura 5.7. Mapa de isolíneas elaborado con los valores de conductancia longitudinal (S Dar
Zarrouk) de la zona de estudio
Figura 5.8. Mapa de zonas declaradas vulnerables a la contaminación por nitratos en Cataluña
(Modificado de GESFER, 2010)

Indice de Tablas

Tabla 5.1. Grados de vulnerabilidad según el método AVI.	40
Tabla A1.1. Valores piezométricos usados para la elaboración del mapa piezométrico de la	
Cuenca de Valls	47
Tabla A2.1. Inventario de sondeos de investigación y pozos de la zona de estudio	49
Tabla A5.1. Valores de la S de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio,	
evaluados desde la cota del terreno hasta el nivel piezométrico	64
Tabla A6.1. Valores de tiempo de tránsito calculados con la ecuación de la recta de Kalinski e	?t
al., 1993	65

1. Objetivos

La presente memoria se realiza para la obtención del título de Máster Oficial: Agua. Análisis Interdisciplinar y Gestión Sostenible ofertado por la Universitat de Barcelona.

La memoria pretende desarrollar una metodología que permite la estimación de parámetros hidrogeológicos en las formaciones acuíferas de la cuenca de Valls a partir de métodos geofísicos y en particular de los parámetros geoeléctricos de Dar Zarrouk. Este estudio comprende varios objetivos troncales:

- Reinterpretar los datos de sondeos eléctricos verticales (SEV), considerando los principios de supresión y equivalencia, para generar una solución del problema inverso adaptada al presente estudio.

- Usar información geológica de sondeos mecánicos próximos a los SEV como modelo inicial del proceso de inversión.

- Calcular los parámetros T y S de Dar Zarrouk y examinar su variabilidad y distribución en la zona de estudio.

- Delimitar las áreas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos (mayor transmisividad hidráulica) y las zonas más susceptibles a la contaminación de estos recursos (menor tiempo de tránsito).

- Establecer el rango de validez entre propiedades geofísicas (parámetros T y S de Dar Zarrouk) y parámetros hidrogeológicos (transmisividad hidráulica y el tiempo de tránsito, respectivamente) a escala regional en el conjunto de la zona de estudio.

2. Introducción

El trabajo se ha estructurado de la forma siguiente: en primer lugar (apartado 2) se justifica el estudio y se describe el estado del arte. En el apartado 3 se detalla el marco (geográfico, geológico e hidrogeológico) de la zona de estudio para sintetizar a continuación el estado hidrológico actual (caracterización hidrogeológica). Posteriormente se dedica un segundo bloque (apartado 4) a la descripción de los aspectos básicos de las metodologías usadas y como han sido utilizadas, para finalmente, describir los resultados obtenidos (apartado 5) y realizar una recopilación crítica de los mismos (apartado 6).

2.1. Justificación

Las aguas subterráneas constituyen un factor fundamental para la vida en la tierra, siendo el soporte de numerosos ecosistemas, así como del desarrollo humano. Sin embargo se trata de un recurso vulnerable y afectarlas provoca consecuencias no deseables en el acuífero que pueden perdurar largos periodos de tiempo, tanto en lo que se refiere a la cantidad de recurso disponible como a su calidad (FCIHS, 2009).

Es necesario conocer los parámetros de conductividad hidráulica y transmisividad hidráulica (para caracterizar la cantidad) y el tiempo de tránsito de la zona no saturada (para garantizar la calidad) como dato inicial en modelos numéricos, para predecir el comportamiento del flujo del agua o fluidos a través del suelo; el cual depende de las características de la matriz y del fluido contenido en el suelo (Rojas *et al.*, 2008).

La correcta caracterización de estos parámetros es importante en acciones como la explotación y gestión de agua potable y riego, así como en la definición de perímetros de protección de las captaciones, en modelos de simulación y de gestión orientados a plantear regulaciones de los sistemas de explotación y monitoreo de las aguas subterráneas. Es de gran relevancia en la realización de modelado numérico (problema directo e inverso) de flujo y transporte. Además, se puede destacar su empleo en estudios de episodios de contaminación ya sea puntual o difusa, en la elección de emplazamientos para el almacenaje de residuos y en la planificación de la descontaminación de acuíferos entre otras (Donado-Garzón, 2004).

Existen diferentes métodos para determinar las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos, lo que permite evaluar la eficiencia predictiva de esas funciones en determinados lugares (Landini *et al.*, 2007). Existen métodos directos e indirectos para determinar la conductividad hidráulica, la transmisividad hidráulica y el tiempo de tránsito. Los métodos geofísicos y en particular los métodos eléctricos se encuentran entre los indirectos. Están considerados como métodos más rápidos y menos costosos que las perforaciones para obtener muestras de laboratorio. También son métodos más útiles en zonas vulnerables a la contaminación debido a que, la perforación de nuevos pozos puede establecer nuevas vías preferenciales de paso de los contaminantes hacia el acuífero (Peinado-Guevara *et al.*, 2010).

2.2. Antecedentes

El primer investigador reconocido que obtuvo relaciones empíricas entre parámetros hidrogeológicos y geoeléctricos fue Archie (1942), quien a través de sus experimentos reveló que la resistividad eléctrica ρ_0 [$\Omega \cdot m$] de una formación geológica saturada al 100% puede ser relacionada con el valor de la resistividad eléctrica ρ_w [$\Omega \cdot m$] del fluido saturante a través de un factor resistivo, que depende de la formación, F_i [-] de la siguiente forma:

$\rho_{0=}F_i\rho_w$

A partir de las publicaciones de Archie, muchos investigadores estudiaron las relaciones cuantitativas entre estos parámetros. Worthington (1975), Biella *et al.*, (1983), Kwader (1985) correlacionaron el factor de formación (F_i) con la conductividad hidráulica. Ungemach *et al.*, (1969), Orellana (1972), Mazáč y Landa (1979), Kosinsky y Kelly (1981), Niwas y Singhal (1981), Frohlich y Kelly (1985). Yadav (1995), Soupios *et al.*, (2007), Massoud *et al.*, (2009), Tizro *et al.*, (2010) y Batte *et al.*, (2010) correlacionaron la resistencia transversal (T de Dar Zarrouk) con la transmisividad hidráulica (Tr) y Kalinski *et al.*, (1993) entre la conductancia longitudinal (S de Dar Zarrouk) y el tiempo de tránsito en la zona no saturada.

En general, estas relaciones son empíricas y semi-empíricas, limitándose por lo general solo al lugar de estudio, teniendo una correlación positiva en algunos estudios y una negativa en otros. Así como la corriente eléctrica sigue en su viaje la ruta de menor resistencia eléctrica al pasar por un medio, igual sucede con el agua. Dentro y alrededor de los poros, el modelo de conducción de electricidad es iónico y, por tanto, la resistividad eléctrica del medio está principalmente controlada por la porosidad y la conductividad del agua más que por la resistividad eléctrica de la roca matriz (Peinado-Guevara *et al.*, 2010). Así, en el poro, el flujo eléctrico es similar al hidráulico y la ruta de resistividad eléctrica debería reflejar la conductividad hidráulica (Khalil y Monteiro-Santos, 2009). El contenido de arcilla también influye sobre la conductividad hidráulica y es un importante factor de relación entre parámetros geofísicos y conductividad hidráulica (Shevnin *et al.*, 2006) y entre los parámetros geofísicos y el tiempo de tránsito en la zona no saturada en sedimentos no consolidados (Casas *et al.*, 2008).

3. Marco geográfico e hidrogeológico

3.1. Marco geográfico y climático

La zona objeto del estudio se sitúa en la provincia de Tarragona (Noreste de la Península Ibérica) y comprende una parte de la comarca natural del Alt Camp y el sector más septentrional de la del Tarragonès (Figura 3.1). Está habitada por cerca de 50.000 habitantes, de los cuales más de la mitad residen en la capital de la comarca, el municipio de Valls. Es un área eminentemente agrícola con una industria, relacionada con el complejo petroquímico de Tarragona, concentrada también en los alrededores de Valls.



Figura 3.1. Mapa de localización de la zona de estudio.

La zona abarca una superficie de 365 Km² y es parte de una planicie delimitada por relieves positivos, de la parte sur de la Cordillera Prelitoral Catalana, dispuestos en forma de semicírculo. La cota topográfica de la planicie varía desde la correspondiente a la del Mar Mediterráneo, situado al sur, hasta aproximadamente los 400 m, de la parte norte, ganando altura suavemente hacia las montañas orientales y occidentales, mientras que hacia el norte el desnivel se rompe de forma acusada.

Las montañas que la limitan por el norte se pueden diferenciar en tres secciones: el Bloque del Gaià, la Sierra de Miramar y las Montañas de Prades, salvables por numerosos collados y valles fluviales. Del primer bloque destaca el área norte con elevaciones cercanas a los mil metros de la sierra de Ancosa (Formigosa, 995 m; Montagut, 962 m), mientras que hacia el sur van perdiendo importancia. A través de la sierra de la Muntanya de Cabarrà se conecta hacia el oeste con la Sierra de Miramar, un conjunto estrecho de formación menos elevada (La Cogulla, 789 m) y que sirve de límite con la Conca de Barberà. Hacia el oeste se conecta con las Montañas de Prades (Puig Pelat, 1.071 m; Mola d'Estat, 1.126 m) que constituyen el límite oriental de la planicie.

Como resultado a su orografía, la zona tiene un clima suave y moderado, aunque diferenciado entre la llanura y la montaña. Las montañas protegen a la llanura de los vientos del interior mientras que ésta se resguarda y se ve influenciada por el mar Mediterráneo, aunque de acción moderada debido a su distancia.

Las temperaturas mínimas se alcanzan en enero y en diciembre, con valores medios cercanos a los 9 o 10 ° C. Por otra parte las máximas se consiguen en julio y agosto, siendo la media de estas de unos 24 ° C. El diagrama ombrotérmico (Figura 3.2) permite observar la existencia de un episodio árido, es decir, que la curva de temperaturas se sitúa por encima de la lluvia. Este episodio se produce en el centro del verano y es un elemento que condiciona bastante tanto el tipo de vegetación que se encuentra en la zona, como su desarrollo, ya que representa un período de déficit de agua importante.

Las precipitaciones también se ven condicionadas en gran medida por la orografía, por lo que la mayoría de lluvias vienen acompañadas por el viento de Levante mediterráneo. Suelen ser inestables, aunque presentando lluvias intensas y en ocasiones lluvias peligrosas y aguaceros. En la llanura, las precipitaciones rondan los 500-600 mm y en las zonas montañosas asciende hasta los 800 mm.

A lo largo del año se observa la existencia de un máximo de lluvia que se concentra en septiembre y dos picos más en octubre y en mayo. Los mínimos de precipitación se producen en febrero y en julio, coincidiendo este último con la época de mayores temperaturas (GISA, 2011).



Figura 3.2. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación de Tarragona-Reus/Aeropuerto para el período 1971-2000 (Modificado de AEMet, 2005).

3.2. Contexto geológico

El contexto geológico de la zona de estudio corresponde al del relleno de una fosa tectónica asimétrica (fosa del Camp de Tarragona) con materiales del Cuaternario y del Neógeno de origen marino y continental (París, 2008).

La cuenca, es una fosa tectónica con orientación NE-SW, limita al norte y al este con los relieves mesozoicos del Massis de Bonastre y del Bloc del Gaià, y al norte y al oeste con los relieves paleozoicos y mesozoicos de la sierra de Miramar y del Bloc de Prades (Figura 3.3). La cuenca está colmatada por un potente conjunto de sedimentos detríticos (conglomerados, areniscas y arcillas). Se culmina, en el Cuaternario, con el desarrollo de piedemontes y abanicos aluviales, consecuencia de la denudación de los materiales de los relieves circundantes, y con la formación de las terrazas fluviales de los ríos Francolí y Gaià (ACA, 2004).



Figura 3.3. Mapa de anomalías gravimétricas residuales de la fosa del Camp de Tarragona sobreimpuesto al esquema geológico de la zona (parte superior). Perfil geológico I-I' (parte inferior) (Modificado de Guimerà, 1988).

La geometría de una cuenca sedimentaria es generalmente patente a partir de las anomalías de gravedad que genera el déficit de masa de los sedimentos en relación a los materiales que constituyen el zócalo de la cuenca. En el caso de la fosa del Camp de Tarragona el contraste de densidad entre los sedimentos neógenos y el zócalo formado por rocas plutónicas, esquistos paleozoicos y calizas mesozoicas, es significativo y del orden de 0,25 g/cm³. Con la finalidad de determinar la geometría del zócalo se han reprocesado 1270 estaciones gravimétricas disponibles en la zona del Camp de Tarragona y a partir del mapa de anomalías de Bouguer se ha filtrado la tendencia regional generada por la disminución del grosor de la corteza terrestre, como se pone de manifiesto en el mapa de anomalías gravimétricas de Catalunya (Casas *et al.*, 1986).

El mapa de anomalías residuales obtenido se ha sobreimpuesto al esquema geológico de la zona (Figura 3.3), y muestra la correspondencia entre la distribución de las anomalías negativas con la disposición estructural de la fosa. Así mismo, se pone de manifiesto que la fosa tiene dos depocentros, uno al SW con anomalías gravimétricas negativas que superan los -18 mGal y otra al NE con mínimos de -10 mGal. Ambos depocentros están separados por un umbral, o alto estructural.

3.3. Contexto hidrogeológico

El sistema acuífero estudiado está compuesto por materiales cuaternarios (Figura 3.4) y por niveles de conglomerados y areniscas de las formaciones del Plioceno continental.



Figura 3.4. Afloramiento de conglomerados del Pleistoceno. Fotografía efectuada por C. Rovira cerca de l'Ermita del Remei (Octubre 2011).

Los materiales cuaternarios (piedemontes y terrazas fluviales de la fosa del Camp de Tarragona) constituyen, por si mismos, un acuífero de entidad regional, el cual se encuentra intensamente explotado (IGME, 1986).

Los niveles del Plioceno fueron depositados en un ambiente continental y se configuran en forma de paleocanales, por lo que su distribución es bastante heterogénea. Este factor, es el que dificulta la delimitación de los acuíferos ya que este, no está formado por capas continuas (Paris, 2008).

El sistema tiene un comportamiento libre en general, pero en algunas zonas la intercalación de las arcillas provoca aislamientos hidrogeológicos desde el punto de vista de la explotación de los recursos, por lo que, de forma más precisa, se debe considerar su funcionamiento como el correspondiente a un acuífero complejo (multicapa) con propiedades hidráulicas muy variables de un punto a otro (ACA, 2004).

El flujo de agua subterránea tiene un sentido preferencial, que coincide aproximadamente con el curso de los ríos Francolí y Gaià, de Norte a Sur, y esta completada con los aportes de los sectores E y W, alrededor de este flujo predominante (Figura 3.5).



Figura 3.5. Mapa con las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio (Modificado de ICC, 2003).

La recarga del sistema subterráneo se efectúa a través de la infiltración de la lluvia, y de la escorrentía superficial y subterránea de todos los sistemas laterales. Sus zonas de recarga están situadas, como en el caso de la red hidrográfica superficial, en las áreas topográficamente más elevadas, tanto noroeste como sudoeste. Por otro lado, la descarga o drenaje se hace a través del flujo al mar, del bombeo, y de la escorrentía subterránea a los ríos Francolí y Gaià (IGME, 1986).

3.4. Caracterización hidrológica de la zona de estudio

La zona de estudio es un área poco poblada, eminentemente agrícola y con un sector industrial que ocupa más del 50 % de la población activa por lo que las canalizaciones de agua (sistema hídrico superficial) y los pozos (sistema hídrico subterráneo) se utilizan, sobretodo, para la industria y el riego (DEP, 2010).

El sistema hídrico superficial lo conforman los ríos Francolí y Gaià, y las rieras asociadas a estos ríos. De hecho, los ríos Francolí y Gaià, con unas cuencas de 838 y 423 Km² respectivamente, son el eje de la planicie y la atraviesan de norte a sur (IDESCAT, 2011a). Ambos tienen un caudal del mismo orden de magnitud (decenas de Hm³ anuales), se mueven en terrenos similares, nacen en la Depresión Central Catalana y se nutren de afluentes surgidos de las montañas colindantes. Sus regímenes son muy irregulares y durante largas temporadas pueden ser muy reducidos, y crecerse inmediatamente en la época de lluvias.

El Francolí (Figura 3.6) es usado en la comarca por las industrias y para el regadío, y, en menor medida, para su uso urbano. La zona por la que discurre el Gaià, la mitad oriental de la comarca, es más rural, por lo que su uso está destinado básicamente a la agricultura. De hecho, la agricultura de regadío (avellana) se concentra en las proximidades de estos ríos y el resto de la superficie cultivada de la comarca se dedica al secano (viña y olivo).



Figura 3.6. Vista del río Francolí. Fotografía efectuada por A. Sendrós en el puente de la carretera C-37 (PK 4+300) (Octubre 2011).

El sistema hídrico subterráneo se encuentra conectado con el superficial. La Agència Catalana de l'Aigua (ACA) estima que el subterráneo aporta anualmente 9.2 Hm³ al superficial y que está sujeto a una presión por extracción alta (se extraen 13.8 Hm³/año de los 19 Hm³/año disponibles). Las extracciones se realizan con captaciones, emplazadas en el acuífero pliocuaternario, son de tipo pozo abierto y sondeo entubado con profundidades variables desde los 6 hasta los 320 metros de profundidad (Figura 3.7).



Figura 3.7. Puntos de extracción de agua subterránea para el abastecimiento y para usos industriales (Modificado de ACA, 2004).

Las industrias de la zona se abastecen principalmente de este sistema hídrico subterráneo mediante captaciones propias. Es por este hecho que las estadísticas de volumen de facturación, proporcionadas por las entidades suministradoras, reflejan un consumo relativamente bajo de la red pública (0.5 Hm³ en el 2009 según IDESCAT 20011b) respecto a otros usos como es el del abastecimiento de la población (2.2 Hm³). Las industrias están concentradas en los alrededores de Valls y, en menor medida, en Alcover, y las principales consumidoras de agua se dedican al sector metalúrgico, al del papel, al de los materiales de la construcción, al textil, al alimentario y cuenta con la presencia de industrias químicas destacadas (Figura 3.8).



Figura 3.8. Vista de la empresa metalúrgica Armanifer (parte superior) y vista de la empresa química Valls Química (parte inferior). Fotografía efectuada por A. Sendrós des de la carretera del Pla, 277 (Octubre 2011).

4. Metodología

En este estudio han sido usadas tres fuentes de información previa (nivel piezométrico, litológica y geofísica) para el cálculo de los parámetros de Dar Zarrouk.

El nivel piezométrico ha sido obtenido a partir de los datos de la red de monitorización de calidad y cantidad que tiene la ACA (Figura 4.1).

La información litológica ha sido recopilada de 13 sondeos de investigación y pozos (sondeos). Los sondeos han aportado información directa (a través de los testigos de roca obtenidos) pero, como se observa en la Figura 4.1, tienen una distribución espacial poco representativa de la zona de estudio y sus datos son difíciles de cuantificar.

Por otro lado, con la información geofísica proporcionada por 141 sondeos eléctricos verticales (SEV), se pude obtener una información indirecta (la resistividad eléctrica se puede correlacionar con el grosor de capas arcillosas) pero presentan una distribución espacial más representativa y los valores adquiridos son fáciles de cuantificar.



Figura 4.1. Distribución espacial de la información usada en el presente estudio.

4.1. Piezometría

El motor de los movimientos y el condicionante del flujo de las aguas subterráneas, conjuntamente con la geometría y la distribución espacial de conductividad hidráulica y de las porosidades, es la diferencia entre niveles piezométricos.

El nivel piezométrico se define como la energía total por unidad de peso del agua subterránea en un punto del acuífero. Esta energía total es igual a la suma de energía potencial más la presión intersticial ya que, la energía cinética puede despreciarse por los valores de velocidad bajos habituales en las aguas subterráneas (FCIHS, 2009).

El nivel o cota piezométrica ha sido estimado, para cada uno de los 141 SEV, de forma indirecta, usando los 8 puntos de control que tiene la red piezométrica de la ACA en la zona de estudio y los datos del pozo del Polígono Industrial de Palau de Reig de Dalt (Anexo 1, Tabla A1.1).

Primero los valores puntuales han sido interpolados con el método de Kriging (Davis, 1973) para todo el área de estudio. Aunque los valores puntuales son escasos, los resultados de la interpolación son consistentes con la información hidrogeológica recopilada en el apartado 3.3. Es decir, si se representan las líneas equipotenciales y de flujo (Figura 4.2), el agua subterránea tendría un sentido preferencial Norte-Sur y se complementa con los aportes de los sectores E y W.



Figura 4.2. Mapa piezométrico de la zona de estudio. En negro: valores puntuales de nivel piezométrico, en rojo: el resultado de la interpolación y en azul: representación de las líneas de flujo.

Finalmente, se ha extraído el valor de la cota piezométrica con una subrutina VBasic (Anexo 1). Esta subrutina ha sido creada para obtener los datos de cota piezométrica de forma automática, rápida y para facilitar la repetitividad de la metodología en estudios futuros.

4.2. Sondeos de investigación y pozos

Los sondeos de investigación o los pozos son elementos puntuales de acceso al subsuelo, con capacidad para obtener información muy diversa sobre el medio geológico y/o hidrogeológico existente, así como para la evaluación de su comportamiento hidrodinámico.

Para la realización del presente trabajo ha sido recopilada información de 22 sondeos mecánicos (Anexo 2, Tabla A2.1). Se ha seleccionado la información litológica del subsuelo, proporcionada por 13 de estos sondeos, para su correlación con los parámetros geoeléctricos.

La información litológica de 8 de los sondeos proviene del Estudio de los Recursos Hidráulicos Totales del Pirineo Oriental (MOP, 1971), 4 del inventario proporcionado por el ACA y 1 de una captación situada en el, actualmente clausurado, Campo de Aviación de Valls.

Todos los sondeos fueron realizados con toma continua de testigo litológico y los del estudio del MOP (1971) tienen unos 100 metros de profundidad cada uno, los de la ACA varían entre los 90 y 180 m y el del campo de aviación tiene 202 m (Figura 4.3).

SO	NDEO 446-1-46 (XIV)		Característiques	:	
	COORDENADAS Long 4° 52'32"				
Los (1915'55"					CORTE GEOLOGICO
	COTA ~180 m		S-1 180 metres	de profunditat i 180 mm	
COTA (m)	DESCRIPCION	LITOLOGIA AGUA(m)	de diàmetre. UTM: 363.905 X	4.567.907 Y 238 Z	0-45 Come beleanchica ystigenices
175-	Conglomerado con cemento calcareo	0 0000000 0 0000000 0 0000000	<u>Columna litològica</u> :		can interstance anilloras.
	Limolita con capas de conglomerado	14.25 y	Tram	Material	45-54 Anither
	Conglomerado	160/0 010/ 30.9.70	0-1 m	Terra vegetal	11-12 (ame la love bleede ralian
			1-30 m	Calcàries grises	And the second s
-	l'an anna an anna da arau	0.0.0.0	30-63 m	Dolomies margoses	63-75 knilles
150 -	Limo arenoso con cupas de giavi	0 0 0 0 - 0 0 0 0 - 0 0 0 0 <u>-</u> 0 0 0 0 <u>-</u> 0 0 0 0		amb microestratificació	75-80 graves calcallas, anilosas
	Arena gris con gravas y poca arcilla	0.0.1.0	63-123 m	Calcàries grises	1. 100 A 11
	Gravas	101.1010	123-140 m	Dolomies grises amb	10-113: Aralla con algun pelocataria?
	Arena fina-mediana gris con capas de gravas, poca arcilla	0 % 0/ %		estratificació massiva	10 10 min
		10/0/1	140-148 m	Calcàries dolomítiques	: A para
	Arena arcillosa marron	THA	148-168 m	Calcàries fisurades	123-130: Graves ia interplacing autoras
125 -		1 And		gris-blanquinoses	h str. A H.
		HELL		TRAM AQÜÏFER	130.166: Haullar
	Arcilla compacta	Kalls In		RANURAT	111 ATI Com Balance Ban
	Arena arcinosa	117175	168-172 m	Dolomies margoses	100-111: Dram 100 anong y carlan
	Arcilla y limo arenoso con	-1/1/1	172-178 m	Calcàries fisurades	(nelhobologis)
	capas de arcillas compactas	hillin		gris-blanquinoses	
	y de utena tina	Willih like		TRAM AQUIFER	171-175 Anullar
100-		1/1/17		RANURAT	we tol a fight the standard
	Arcilla y capas de limo dienoso	747/11	178-180 m	Calcáries fisurades	115-189: years (calidres to some and a
		1.1.1.1		amp	184 Jor Auilla
	Limo arenoso	1.1.500			101-00
		14 2 X 10			
5					

Figura 4.3. Ejemplos de información litológica recopilada. Columna litológica de un sondeo efectuado por el MOP (izquierda), de uno proporcionado por al ACA (parte central) y del sondeo del Campo de Aviación de Valls (izquierda).

4.3. Prospección eléctrica. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)

La finalidad de los estudios o campañas de prospección eléctrica es determinar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de medidas efectuadas desde la superficie. A partir de estas medidas se puede estimar la estructura y resistividad eléctrica verdadera del subsuelo. Esta resistividad eléctrica se relaciona con varios parámetros geológicos tales como el contenido en fluidos, la porosidad y el grado de saturación en agua de la formación.

Campañas de prospección eléctrica con la metodología SEV han sido utilizadas durante muchas décadas en la hidrogeología, en la investigación minera, en geotécnica, y, recientemente, han sido empleadas en estudios ambientales Se trata de una metodología de prospección indirecta (geofísica) que ha demostrado una gran eficacia en problemas medioambientales. Esto es debido a que las propiedades eléctricas de los materiales se encuentran condicionas por la conductividad eléctrica del agua intersticial (Gabàs, 2003).

El SEV es un método eléctrico de corriente continua que se basa en la medida de la diferencia de potencial (ΔU) en un punto, a causa de la inducción de corriente en el medio a través de tomas de tierra (electrodos) conectados directamente al subsuelo, que emiten y registran el paso de la corriente eléctrica en el sustrato. Los métodos de corriente continua permiten determinar la resistividad eléctrica (ρ) de las rocas del subsuelo o su inversa, la conductividad eléctrica (σ).

Cuando se introduce corriente eléctrica en el terreno, ésta se puede propagar de tres maneras diferentes en función de su conducción: conducción dieléctrica (asociada a los materiales muy poco conductivos o aislantes), conducción electrónica (asociada a materiales con electrones libres, por ejemplo los metales) y conducción electrolítica (asociada al movimiento de iones presentes en un fluido intersticial del terreno). De todos estos modos, la conducción electrolítica es el principal modo de conducción eléctrica del subsuelo, puesto que la mayor parte de las rocas (>92%) que se encuentran la litosfera están constituidas por minerales dieléctricos, y su porosidad está parcialmente ocupada por agua. De esta forma, los valores de resistividad eléctrica no son únicos para un tipo de roca o mineral, si no que, cada roca puede presentar valores de resistividad eléctrica muy diferentes (Figura 4.4). Ello conlleva que para realizar una buena interpretación de los datos, es necesario un gran conocimiento previo del medio.



Figura 4.4. Valores de resistividad eléctrica de diferentes rocas y minerales (Orellana, 1982).

4.3.1. Fundamento teórico de la prospección eléctrica

Para trabajar con el método eléctrico de resistividad eléctrica se crea un campo eléctrico mediante dos electrodos puntuales *A* y *B*, denominados de emisión, a través de los cuales se inyecta en el terreno una corriente eléctrica continua de intensidad I.

Entre otros dos puntos del terreno con ayuda de dos electrodos M y N de medida, situados en estos puntos y mediante el correspondiente instrumento de medida, se miden las diferencias de potencial (ΔU) que se han generado. La disposición relativa de los electrodos A, B, M y N, que configuran el dispositivo tetraelectródico, está determinada por el tipo de problema geológico que se quiere resolver.

Los electrodos A y B crean en el punto M, que dista de ellos de una distancia r_{AM} y r_{BM} , un campo eléctrico con potenciales U_{MA} y U_{MB} , según las expresiones:

$$U_{MA} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} \qquad \qquad U_{MB} = -\frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}} \qquad (1)$$

El potencial total en el punto *M* es:

$$U_{M} = U_{MA} + U_{MB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} - \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right).$$
(2)

Análogamente, el potencial en el punto N es:

$$U_{N} = U_{NA} + U_{NB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AN}} - \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BN}} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right).$$
(3)

La diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$\Delta U = U_{M} - U_{N} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right)$$

$$= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right).$$
(4)

De aquí obtenemos la siguiente expresión para la resistividad eléctrica ρ de un medio homogéneo, en cuya superficie se encuentra un dispositivo tetraelectródico:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I} \tag{5}$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}$$
(6)

La variable K es solo función de la distribución de los cuatro electrodos sobre el terreno y se denomina coeficiente del dispositivo. Según la expresión (6), el coeficiente del dispositivo tiene dimensiones de longitud.

La expresión (5), obtenida para un medio homogéneo, se puede aplicar para la interpretación de los resultados de la medición con un dispositivo tetraelectródico situado en la superficie de un terreno heterogéneo. Sin embargo, en este caso el resultado de cálculo será una cierta magnitud arbitraria que tiene las dimensiones de una resistividad eléctrica. A esta magnitud arbitraria se la denomina resistividad eléctrica aparente y se designa por ρ_a .

Por consiguiente, en el caso general:

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I} \tag{7}$$

En el caso particular de un medio homogéneo, la resistividad eléctrica aparente coincide con la resistividad eléctrica verdadera, $\rho_a = \rho$ y las trayectorias del flujo de corriente en el terreno siguen el trazado mostrado en la Figura 4.5.



Figura 4.5. Líneas equipotenciales y líneas del flujo. (A) en el plano vertical de los electrodos. (B) en el plano horizontal de la superficie del terreno.

4.3.2. Adquisición

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) elaboro una campaña de prospección eléctrica con la metodología SEV en la zona del Camp de Tarragona (1981-1985). Ciento cuarenta y uno de estos SEV han sido seleccionados, de su base de datos, ya que cubren de modo efectivo la zona de estudio con una red casi regular (unos 2 Km de espaciado entre los SEV).

Los SEV fueron ejecutados con el dispositivo tetraelectródico simétrico de Schlumberger, y una longitud de línea de emisión de corriente (AB/2) entre 500 y 1500 m.

La configuración Schlumberger está definida por cuatro electrodos dispuestos, en la superficie del terreno, de forma colinear, con los dos electrodos de corriente (A, B) dispuestos en los extremos y los dos electrodos de potencial (M, N) ubicados entre los de corriente (Figura 4.6). En este dispositivo, los electrodos de potencial o de medida son fijos y están separados por una distancia r_{MN} . Por otro lado, los electrodos de corriente están separados r_{AB} y se alejan de manera progresiva y simétrica del punto de atribución (O) (Orellana, 1982). Al aumentar la distancia entre los electrodos de corriente y los de potencial, se alcanzan distintos niveles de profundidad, obteniendo su resistividad eléctrica aparente en el punto medio (punto de atribución) de cada conjunto de electrodos. La resistividad eléctrica aparente se determina a partir de la expresión (7) usando el coeficiente de distribución (K) del dispositivo Schlumberger:

$$K = \frac{\pi}{4} \frac{(r_{AB})^2 - (r_{MN})^2}{r_{MN}}$$
(8)



O punto de atribución

Figura 4.6. Distribución en el campo del dispositivo Schlumberger.

4.3.3. Elaboración de los modelos de resistividad eléctrica real del subsuelo

El valor calculado de la resistividad eléctrica, obtenido a partir de la lectura del milivoltímetro, solo corresponde a la resistividad eléctrica real del subsuelo en el caso ideal de que el medio sea homogéneo. En medios estratificados, y dado que esta resistividad eléctrica aparente es función del grosor de las capas y de su resistividad eléctrica real, es necesario efectuar un procesado de las curvas de resistividades aparentes de campo a fin de obtener la resistividad eléctrica real.

La interpretación cuantitativa de la curva de resistividades aparentes de un SEV consiste en determinar la geometría y propiedades del subsuelo representadas por un modelo matemático idealizado. Este modelo está constituido por un conjunto de parámetros, que son las incógnitas que se desea estimar a partir de los datos medidos. En este caso las incógnitas son los grosores y resistividades eléctricas de las diferentes capas de un modelo estratificado. La resolución de este problema, es decir determinar el modelo a partir de su respuesta, se conoce en geofísica como "problema inverso" (Figura 4.7).



Figura 4.7. Diagrama de flujo de la resolución del problema inverso.

Por otra parte, la respuesta teórica del modelo es un conjunto de datos sintéticos (curva de resistividades aparentes en función de AB/2) que puede calcularse a partir de la resolución del denominado "problema directo". El problema directo tiene solución única, pero su cálculo matemático no es sencillo a pesar de haber sido deducido hace muchos años por Stefanescu y Sclumberger (1930), ya que presenta una integral sin solución directa que solo puede evaluarse mediante el desarrollo de una serie de convergencia muy lenta. Inicialmente, las incógnitas del problema (resistividades y espesores de las formaciones) eran halladas mediante la superposición gráfica de las

curvas de campo sobre los ábacos existentes en una colección de curvas patrón (Orellana y Mooney, 1966) o mediante el método del punto auxiliar (Bhattacharya y Patra, 1968).

En la actualidad, y gracias principalmente a los trabajos de Koefoed (1979), Ghosh (1971a y 1971b), Johansen (1975, y 1977), y O'Neill (1975), entre otros, se llegó a una solución relativamente sencilla y práctica de la integral de Stefanescu y Schlumberger (1930) mediante un proceso que permite calcular las curvas de resistividad aparente en cuestión de segundos en un ordenador personal, lo que permite automatizar la estimación de los parámetros del modelo teórico para un mejor ajuste entre la curva de campo y la curva del modelo (Figura 4.8).



Figura 4.8. Datos (puntos amarillos) y curva del modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda). Modelo de resistividades eléctricas reales del subsuelo obtenido con la curva del modelo del SEV 10 (derecha).

Es decir, se trata de determinar un modelo numérico que produzca una respuesta similar a los datos medidos y que tenga una expresión geológica coherente. En esencia, el método para obtener un modelo puede describirse de la siguiente manera:

Sea δ un vector cuyas componentes δ_1 , δ_2 ,... δ_n son los datos medidos. En el caso del SEV estos datos son las resistividades aparentes y las distancias *AB*/2 dispositivo electródico Schlumberger.

Sea *m* un vector cuyas componentes m_1 , m_2 ,... m_n son los parámetros desconocidos que se trata de determinar, en este caso, la resistividad real y el grosor de cada una de las capas del modelo de subsuelo.

Si se conoce una solución aproximada m_o , ya sea por un modelo de interpretación automática directa, como el propuesto por Szaraniec (1979) o a partir de las curvas patrón, como el descrito por Orellana y Money (1966), se puede estimar su grado de

validez mediante el cálculo del vector f = f(mo) que es la respuesta del modelo. Además, se puede determinar la diferencia $\varepsilon = |\delta - f|$, entre el vector de datos medidos y los datos calculados, la cual puede ser minimizada por diversos métodos de optimización.

Con el fin de determinar el modelo numérico de resistividades reales, los datos de campo de la campaña del IGME han sido reinterpretados mediante un software específico para procesar el registro de los sondeos eléctricos verticales, el RESIX Plus de Interpex Limited-USA.

El RESIX Plus es un programa de modelización, tanto directa como inversa, diseñado para interpretar datos de resistividad eléctrica SEV y para proporcionar un modelo de capas 1-D del subsuelo (Interpex, 1988). La modelización inversa del RESIX Plus permite obtener el modelo que, con el criterio de los mínimos cuadrados, mejor se ajusta a los datos de campo. La modelización se realiza con una regresión contraída o ridge regression (Inman, 1975) y es el usuario quien puede decidir, de manera interactiva, como modificar los parámetros del modelo inicial (Figura 4.9).



Figura 4.9. Vista del ajuste interactivo de los parámetros del modelo en RESIX Plus.

4.3.4. Limitaciones de la metodología eléctrica. Problema de equivalencia

La resolución del problema inverso de las curvas de SEV está afectada por la falta de unicidad, ya que existen modelos *m* muy diferentes que satisfacen la ecuación de manera muy razonable. Dichos modelos se denominan equivalentes dado que ajustan los datos medidos con el mismo grado o nivel de tolerancia. La no unicidad del problema inverso es debida al hecho de que los datos son discretos y no densos, y además las medidas experimentales están afectadas en un cierto grado por ruido

instrumental y/o ambiental. Por ello, a cortes geológicos diferentes entre sí, pueden corresponder curvas de campo cuya discrepancia mutua es menor que el límite experimental de error, es decir: a cada curva de campo le corresponden n diferentes combinaciones de espesores y resistividades (Figura 4.10a).

Esta ambigüedad afecta sobre todo al cálculo individual de los parámetros de cada capa, pero no a los parámetros geoeléctricos del conjunto del modelo. Es por ello que en la teoría de medios conductores estratificados, los parámetros y funciones que resultan de productos y cocientes entre el grosor y la resistividad de cada capa (parámetros de Dar Zarrouk), cobran gran importancia.

El principio de la no unicidad se basa en que un nivel o estrato geológico conductivo (como por ejemplo, una capa arcillosa) ubicado entre dos niveles con resistividad eléctrica altas tendera a concentrar el paso de la corriente eléctrica a través de él. La intensidad de corriente total transportada se verá inalterada si la resistividad eléctrica ρ se incrementa, pero simultáneamente el grosor *h* se incrementa en la misma proporción por lo que la relación h/ρ (parámetro *S* de Dar Zarrouk) se mantiene aproximadamente constante (Figura 4.10b). En cualquier caso, una determinación única de *h* y ρ sería difícil, si no imposible (Casas *et al.*, 2008).



Figura 4.10a. Datos (puntos amarillos) y curva modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda) y modelos de resistividad eléctrica posibles con la curva del SEV 10 (derecha). Figura 4.10b. Relación entre los grosores y los valores de resistividad eléctrica equivalentes de una de las capas del SEV 10.

Por lo tanto, y teniendo en cuenta el principio de equivalencia, las capas con resistividad eléctrica baja podrán ser modeladas con el parámetro S. Sin embargo, las capas con alta resistividad eléctrica estarán mejor definidas con el parámetro $T (h \cdot \rho)$. Como ejemplo de la sensibilidad de estos parámetros, si la zona vadosa (no saturada) tiene 20 metros de grosor, la S presentara un rango de variación entre 2 siemens (en el caso de una capa pura de arcillas con resistividad eléctrica de 10 $\Omega \cdot m$) hasta 0.04 siemens (caso de capa de gravas o arenas con una resistividad eléctrica de 500 $\Omega \cdot m$).

4.3.5. Parámetros de Dar Zarrouk

Para este estudio, los parámetros de interés han sido la resistencia transversal T y la conductancia longitudinal S ambos definidos por Maillet (1947) y denominados parámetros de Dar Zarrouk.

Los parámetros S y T se determinan a partir de la interpretación de las curvas de sondeo eléctrico vertical obtenidas en el campo y son aditivos, por lo tanto a un conjunto de n capas le corresponde la suma de sus parámetros individuales. Es decir, S y T se definen, para una secuencia de n capas horizontales, homogéneas e isótropas de grosor h_i y resistividad eléctrica ρ_i tal como se indica en la Figura 4.11:



Figura 4.11. Parámetros de Dar Zarrouk.

Es interesante notar que la cantidad $S_i = h_i / \rho_i = K_{Hi} \cdot h_i$, siendo $K_{Hi} [\Omega^{-1} L^{-1}]$ la conductividad eléctrica (inversa de resistividad eléctrica) de la capa *i*-ésima, es análoga a la transmisividad hidráulica $K_i \cdot b_i$ usada en hidrología subterránea, donde $K_i [LT^{-1}]$ es la conductividad hidráulica y b_i el grosor saturado [del estrato acuífero *i*-ésimo]. Esta analogía es determinante a la hora de establecer relaciones entre parámetros geoeléctricos e hidrogeológicos.

4.4. Evaluación de los recursos hídricos (transmisividad hidráulica)

El concepto de transmisividad hidráulica de un acuífero fue introducido por Theis (1935) y se define como el producto entre la conductividad hidráulica y el grosor saturado. La transmisividad hidráulica es un parámetro de gran interés en estudios hidrogeológicos, para la valoración de los recursos hidráulicos de un acuífero, debido a que permite evaluar la capacidad de un medio para transmitir el agua (Custodio, 2001).

El objetivo del presente estudio es identificar las áreas más y menos favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos y compararlas con la distribución de los valores calculados de la T de Dar Zarrouk. El parámetro T de Dar Zarrouk está definido, tal como la transmisividad hidráulica, a partir de una base empírica y se puede correlacionar con este mismo parámetro hidráulico (Henriet, 1975; Ward, 1990).

Correlaciones físicas positivas han sido obtenidas en acuíferos, como el estudiado, de tipo granular (Figura 4.12) y relaciones negativas en acuíferos donde el agua circula preferencialmente por fracturas (tipo kárstico).



Figura 4.12. Relación entre la *T* de Dar Zarrouk y la Transmisividad hidráulica en acuíferos de tipo granular (izquierda, modificado de Soupios *et al.*, 2007) y en acuíferos con circulación del agua tipo acuífero kárstico (derecha, modificado de Batte *et al.*, 2010).

La metodología utilizada para calcular el parámetro T de Dar Zarrouk ha sido también la misma que la que se usa para el cálculo de la transmisividad hidráulica, es decir se ha computado desde el nivel piezométrico (W.T. o np) hasta la base del acuífero (Figura 4.13; Anexo 3). La base del acuífero se ha considerado que está situada como máximo a 100m de profundidad. El límite de los 100 m ha sido elegido porque tanto la mayor parte de datos de calibración usados, en este caso los sondeos mecánicos, como la configuración del dispositivo de adquisición SEV usada alcanzan esa profundidad (Edwards, 1977).



Figura 4.13.Esquema del cálculo efectuado para la obtención de los parámetros S y T de Dar Zarrouk.

4.5. Análisis de la vulnerabilidad a la contaminación

4.5.1. Marco Jurídico

La Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000 establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas (DOCE nº 327 de 22/12/2000). La Directiva 2000/60/CE contiene disposiciones generales para la protección y conservación de las aguas subterráneas, como por ejemplo el artículo 17 de dicha Directiva establece que es necesario adoptar medidas destinadas a prevenir y controlar la contaminación de las aguas subterráneas, incluidos criterios para valorar el buen estado químico de las aguas subterráneas y criterios para la determinación de las tendencias significativas de aumento y para la definición de los puntos de partida de las mejoras futuras.

De forma más específica la Directiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 12 de diciembre de 2006 (DOCE nº 372 de 27/12/2006) trata de la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro. Así, en el punto primero del preámbulo establece que las aguas subterráneas son un recurso natural valioso que, como tal, debe ser protegido de la contaminación química y del deterioro. Esta circunstancia es especialmente importante para los ecosistemas dependientes de las aguas subterráneas y para la utilización de estas aguas para la obtención de agua destinada al consumo humano.

En el punto 2 del preámbulo indica que las aguas subterráneas son el recurso hídrico más sensible e importante de la Unión Europea y, que en particular, son la fuente principal del suministro público de agua potable.

Asimismo, en el punto 3 se apunta que las aguas subterráneas situadas en las masas de agua utilizadas para la extracción de agua potable, o que se pretendan utilizar con esta finalidad en el futuro, deben ser protegidas de modo que se evite el deterioro de la calidad de esas masas de agua, con objeto de reducir el nivel del tratamiento de purificación necesario para la producción de agua potable, de conformidad con los apartados 2 y 3 del artículo 7 de la Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.

También en el punto 8 indica que deben establecerse, como criterios comunitarios a efectos de la evaluación del estado químico de las masas de agua subterránea, normas de calidad para los nitratos, los productos fitosanitarios y biocidas, y debe garantizarse la coherencia con la Directiva 91/676/CEE del Consejo, de 12 de diciembre de 1991 (DOCE n° 375 de 31/12/1991), relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura, la Directiva 91/414/CEE del Consejo, de 15 de julio de 1991 (DOCE n° 230 de 19/08/1991) relativa a la comercialización de productos fitosanitarios y la Directiva 98/8/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 16 de febrero de 1998, relativa a la comercialización de biocidas (DOCE n° L 123 de 24/04/1998).
4.5.2. Concepto de vulnerabilidad de los acuíferos

La base de la prevención está en una precisa evaluación de la vulnerabilidad de los acuíferos en términos de exposición de las masas hídricas subterráneas a los contaminantes potencialmente vertidos en el ambiente, y particularmente sobre la superficie del suelo. En este caso, los acuíferos aluviales de la zona son los que están más expuestos a una contaminación de origen agrícola y/o ganadera es por eso, que el presente trabajo se va a centrar en estudiar la vulnerabilidad en este tipo de acuífero. La evaluación de la vulnerabilidad consiste en calcular la facilidad con que los contaminantes pueden alcanzar el acuífero desde la superficie, atravesando el medio no saturado, ya que el tiempo necesario para que el contaminante alcance el acuífero, después de atravesar el subsuelo, tiene un efecto directo sobre la cantidad de contaminante que finalmente podrá incorporarse al agua subterránea (Duijvenbooden y Waegeningh, 1987). De hecho, en la zona no saturada tienen lugar diversos mecanismos (biodegradación aeróbica, volatilización, adsorción en la matriz sólida) que permiten reducir de forma efectiva la carga contaminante cuando el tiempo de tránsito es suficientemente largo.

Según Gogu y Dassargues (2000), la valoración de la vulnerabilidad está delimitada a un lugar o área determinada y dependerá principalmente del valor de recarga, de las propiedades del suelo, de las características de la zona no saturada y de las características propias del acuífero. También depende, secundariamente, de la topografía, de la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas, y la naturaleza de la unidad subyacente al acuífero.

El concepto de vulnerabilidad de las aguas subterráneas está basado en la suposición que el entorno físico proporciona una protección natural a las aguas subterráneas frente a los impactos humanos, especialmente respecto a contaminantes que se introducen desde la superficie del terreno (Vrba y Zaporozec, 1994).

Genéricamente puede distinguirse entre vulnerabilidad intrínseca (natural) y específica:

a) La vulnerabilidad intrínseca de las aguas subterráneas a la contaminación está condicionada por las características geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas del medio, independientemente de la naturaleza del contaminante y del escenario contaminante.

b) La vulnerabilidad específica de las aguas subterráneas representa la vulnerabilidad que ofrecen frente a un contaminante, o grupo de contaminantes particulares. Tiene en cuenta las propiedades de los contaminantes y su relación con los diferentes componentes que inciden en la vulnerabilidad intrínseca y considera todos los procesos que condicionan la migración del contaminante (transporte, almacenamiento, intercambio y transformación).

4.5.3. Mapas de vulnerabilidad

Los diferentes grados de vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos pueden expresarse en forma de mapas que permiten una representación sencilla e intuitiva de su variabilidad espacial, siendo especialmente útiles en los procesos de planificación del territorio.

De hecho, en el proceso de planificación territorial, los mapas de vulnerabilidad permiten programar medidas de protección sobre las áreas definidas como más vulnerables y reglamentar para estas zonas los usos que comporten un menor riesgo. En definitiva, los mapas de vulnerabilidad son un instrumento fundamental para conseguir un desarrollo humano y medioambiental sostenible (Casas *et al.*, 2009). Los mapas de vulnerabilidad se representan generalmente por medio de áreas de diferente color, o escala de grises, que simbolizan diferentes grados de vulnerabilidad (o protección natural respectivamente).

Sin embargo, existen también limitaciones, ya que algunos métodos son algo subjetivos y proporcionan solamente una aproximación cualitativa. A lo largo de estos últimos años, la necesidad de mejorar la ordenación y gestión territorial ha propiciado el desarrollo de diferentes métodos para evaluar la vulnerabilidad Voigt *et al.*, (2004).

4.5.4. Metodología para la evaluación de la vulnerabilidad

El objetivo del presente trabajo es trazar áreas de menor a mayor vulnerabilidad en función de la disposición de los materiales que se aprecian a partir de los resultados de SEV. El parámetro de interés es la conductancia eléctrica longitudinal del conjunto de capas situadas sobre el nivel piezométrico y proporciona una idea de la protección a la contaminación de los acuíferos.

El método utilizado para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos de la zona de estudio ha sido una variación del método AVI elaborada por Kalinski *et al.*, (1993).

A diferencia de otros métodos que proporcionan un índice relativo como resultado de una ponderación de unos parámetros estimados con un cierto grado de subjetividad, el método AVI trata de evaluar la vulnerabilidad a partir de un concepto de base física.

El método AVI (Aquifer Vulnerability Index) fue desarrollado en Canadá por Van Stempvoort *et al.*, (1992) consiste en determinar la resistencia hidráulica o tiempo necesario para que los contaminantes crucen las distintas capas situadas entre la superficie del terreno y el acuífero. La resistencia hidráulica (c) se determina a partir de la suma de las relaciones entre el grosor (h) y la conductividad hidráulica vertical (k) de cada capa de la zona no saturada:

$$c = \sum_{i=1}^{n} \frac{h}{k}$$

Kalinski *et al.*, (1993) propuso una variación del método AVI que permite relacionar la conductancia longitudinal unitaria (S) con el tiempo que tardaría una sustancia en llegar al acuífero mediante una recta de ajuste (Figura 4.14).



Figura 4.14. Relación entre el tiempo de tránsito y la conductancia longitudinal unitaria *S* (Modificado de Kalinski *et al.*, 1993).

5. Resultados y discusión

5.1. Modelos SEV

La finalidad de la interpretación cuantitativa de los SEV ha sido conseguir información sobre el grosor y la resistividad eléctrica del subsuelo y de toda la sección acuífera. Las condiciones iniciales de cada uno de los modelo con n capas, n valores de resistividad eléctrica y n-1 grosores (ya que la última capa se supone de grosor infinito) han sido establecidas con las columnas litológicas de los sondeos mecánicos más próximos a cada uno de los SEV.

En el caso de los SEV más próximos a un sondeo, el número de capas y el grosor se dejaron como variables fijas e invariables durante el proceso de inversión y cada una de las resistividades, estimadas inicialmente, y el grosor la capa n-1 como parámetros libres (Figura 5.1).

PROF (m)	COTA (m)	DESCRIPCION								
	175-	Conglomerado con cemento calcareo	0 0 000 0 0 0 0 00 0 0 0 0 00 0 0 0 0 0	-2						
	1 1	Limolita con capas de conglomerado	000000	- 3						
		Conglomerado	16/0/0/0/1	-4		BC-	BC-58 (08/11/84)			
25 -	- 150 -	Limo arenoso con capas de grava	0.0.0.0	- 5	Nivel	RESISTIVIVIDAD	TIPO	ESPESOR	ΤΙΡΟ	
	-	Arena gris con gravas y poca arcilla	0.0-1.0'			(12/11)		("")	PARAIVIETRU	
		Gravas		F 6	1	300	LIBRE	1	FIIO	
		Arena fina-mediana gris con capas de gravas, poca arcilia	0.000		2	800	LIBRE	8	FIJO	
50 -		Arena arcillosa marron	STELL	1	3	200	LIBRE	4	FUO	
	125 -		11.1		4	1500	LIBRE	7	FIJO	
	1 1	Arcilla compacta	minin		5	70	LIBRE	13	FUO	
		Arena arcillosa	59 19 1112 11 11 11	F 7	6	600	LIBRE	18	FIJO	
19		capas de arcillas compactas	1.1.11		7	50	LIBRE	37	FIJO	
75 ·	-	y de arena fina	Jehhhh hh		8	80	LIBRE	14	LIBRE	
	- 100-	Arcilla y capas de limo arenoso			9	70	LIBRE			
100.2		Limo arenoso		8						

Figura 5.1 Condiciones iniciales usadas para la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente del SEV BC-58. Columna litológica del sondeo 46 del MOP (1971) con la delimitación de niveles (izquierda) usada para definir los parámetros iniciales del SEV ubicado más próximo al sondeo (derecha).

Por otra parte, en los SEV más alejados a un sondeo se han tomado como parámetros iniciales los resultados de la inversión de los SEV próximos a un sondeo. En este caso, con el número de capas es un parámetro fijo y la resistividad eléctrica y el grosor de las capas son parámetros variables.

Con estos parámetros y condiciones iniciales 141 curvas aparentes de campo SEV han sido obtenidas (Anexo 4), pero como resumen, solo los resultados simplificados de dos curvas de campo se presentan en este apartado (Figura 5.2). Son los sondeos 6 y 10 y representan dos modelos opuestos; el VES (SEV) 10 es la típica curva *H* que muestra una capa fina con baja resistividad eléctrica, el SEV 6 muestra valores de resistividad eléctrica intermedios (cercanos a los 150 $\Omega \cdot m$) sobre una capa con resistividad eléctrica alta (sobre los 1000 $\Omega \cdot m$).



Figura 5.2. Típicas curvas de campo obtenidas en la Cuenca de Valls.

También con los datos de 39 modelos SEV, se han realizado 3 perfiles de resistividad eléctrica perpendiculares a la dirección de la estructuración geológica principal (Figura 4.1). Para su representación se ha usado el software IPI2Win (Bovachev *et al.*, 2002) y se ha podido identificar una tendencia general, en la zona de estudio, de resistividades eléctricas del subsuelo crecientes de sur a norte (Figura 5.3).

Por último destacar la buena correlación que se ha logrado entre los datos de campo y los modelos eléctricos. La estimación del error entre los datos de campo y el modelo eléctrico obtenido en la última iteración, con el software de inversión, están entre el 1.1 y el 11.7%, con un error medio inferior al 3.5%.







Figura 5.3. Perfiles de resistividad eléctrica realizados a partir 39 modelos SEV. Las tonalidades rojizas indican resistividades eléctricas altas y los tonos azules resistividades eléctricas bajas.

5.2. Recursos hidráulicos. Transmisividad hidráulica

La identificación de las zonas más y menos favorables a la explotación de las aguas subterráneas se ha realizado con el "Mapa 1:100.000 de Parámetros hidrogeológicos del Sistema 74-Tarragona". El Mapa pertenece al "Estudio de los recursos hídricos subterráneos del sistema hidrogeológico 74. Camp de Tarragona" (Figura 5.4) y divide el área estudiada en distintas zonas clasificadas según su transmisividad hidráulica:

- Zonas con transmisividad hidráulica baja (Granitos, pizarras y formaciones con T inferior a 50 m²/día). Se localizan en el sector central y en el sector occidental. Son áreas donde afloran rocas no consolidadas con dificultad para transmitir el agua (limos lacustres cuaternarios), rocas consolidadas de edad paleozoica y zonas adyacentes a las mismas formaciones (Figura 3.5).

- Zonas con transmisividad hidráulica alta (T superior a 200 m²/día). Identificables en los tramos menos sinuosos de los ríos Francolí y Gaià y, con forma de abanico, cerca de la población de Alcover. Corresponden a depósitos no consolidados de origen fluvial (terrazas fluviales de los ríos Francolí y Gaià) y a las partes más distales de depósitos de origen gravitacional (abanicos aluviales).



Figura 5.4. Mapa de transmisividades hidráulicas de la zona estudiada (Modificado de IGME, 1986).

5.3. Resistencia transversal (T de Dar Zarrouk)

Las T de Dar Zarrouk calculadas (Anexo 3, Tabla A3.1) han sido representadas en un mapa de contorno. El mapa está elaborado con el método Kriging de interpolación. La interpolación se ha realizado con una malla cuadrada regular de 30 metros de lado, se ha limitado a las zonas con datos suficientes y se han excluido aquellas sin valores (NW y SE del rectángulo estudiado).

El resultado es un mapa de isolíneas en el que se pueden distinguir dos subgrupos de valores, los superiores a 5000 y los inferiores a 5000 $\Omega \cdot m^2$, de valores de resistencias transversales (Figura 5.5).

Los valores inferiores a 5000 $\Omega \cdot m^2$ se localizan, distribuidos con una orientación aproximada NE-SW, en la parte central del área estudiada. Los resultados superiores a 5000 $\Omega \cdot m^2$ se identifican en la partes norte y sur, orientadas también NE-SW y en el sector centro-occidental con una orientación N-S.



Figura 5.5. Mapa de isolíneas con las T de Dar Zarrouk de la zona de estudio.

En el mapa de transmisividades hidráulicas del IGME se pueden distinguir también dos subgrupos (Figura 5.6). En este caso, un grupo sería el que presenta valores

superiores a 200 (terrazas fluviales de los ríos Gurrí y Francolí y abanico aluvial de Alcover) y el otro los inferiores a 200 $m^2/día$ (resto de formaciones).

La distribución de los dos subgrupos de transmisividades hidráulicas coincide prácticamente con la de los dos subconjuntos de resistencias transversales (Figura 5.6). Este último hecho pone en evidencia la buena correlación de ambos parámetros a la escala de trabajo.



Figura 5.6. Mapa de contorno elaborado con los valores de resistencias transversales (T Dar Zarrouk) de la zona de estudio superpuesto a una simplificación del mapa de Transmisividad hidráulica (T) elaborado por el IGME (1986).

5.4. Conductancia longitudinal (S de Dar Zarrouk)

La evaluación del parámetro S de Dar Zarrouk (Anexo 5) es un buen complemento del método AVI. La S de Dar Zarrouk tiene un valor máximo cuando el grosor de las capas poco resistivas suprayacentes a la formación acuífera es grande, otorgando al acuífero una alta protección a la contaminación desde la superficie del terreno (Casas, 2008).

Para discriminar las zonas mejor protegidas a la contaminación, los valores de S de Dar Zarrouk calculados (Anexo 5, Tabla A5.1) han sido representados en un mapa de isolíneas elaborado con el método de interpolación de la mínima curvatura (Smith y Wessel, 1990). El mapa tiene el mismo tamaño y usa una malla cuadrada regular de las mismas dimensiones (30 metros de lado) que la utilizada para hacer el mapa de T. También se ha limitado la interpolación a las zonas con datos suficientes y se han excluido aquellas sin valores (NW y SE del rectángulo estudiado).

Los valores de conductancia longitudinal de la zona de estudio se han agrupado en dos subconjuntos, uno con *S* inferiores a 0.5 Ω^{-1} (vulnerabilidad alta-muy alta) y otro con *S* superiores a 0.5 Ω^{-1} (vulnerabilidad media hasta muy baja) (Figura 5.7).



Figura 5.7. Mapa de isolíneas elaborado con los valores de conductancia longitudinal (S Dar Zarrouk) de la zona de estudio.

Los valores superiores a 0.5 se identifican en la zona NE y NW con una orientación NE-SW y en el margen W dispuestos N-S. Estos valores indicarían que són zonas más protegidas frente a la contaminación.

Los valores más bajos de *S* se localizan en la parte sur y a la altura de la población de Valls dispuestos con una orientación NE-SW y en la zona central-occidental con una orientación N-S. Estos valores indicarían las zonas en las que el acuífero explotado será más vulnerable a la contaminación y, de hecho, están incluidas en las zonas declaradas como vulnerables en el Decret 136/2009 (Figura 5.8).



258000 293000 328000 363000 398000 433000 468000 503000 1 Figura 5.8. Mapa de zonas declaradas vulnerables a la contaminación por nitratos en Cataluña (Modificado de GESFER, 2010).

5.5. Evaluación de la vulnerabilidad

La metodología descrita por Kalinski *et al.* (1993) se ha aplicado a cada uno de los 141 SEV (Anexo 6, Tabla A6.1). Según el grosor de la capa no saturada y el valor medio de la resistividad eléctrica de ésta, se ha calculado una conductancia longitudinal unitaria que, correlacionada con el tiempo necesario para que un contaminante llegue al acuífero, da idea de la vulnerabilidad del acuífero en un punto.

Para poder asignar las categorías de vulnerabilidad se ha seguido el criterio de la metodología AVI (Tabla 5.1) y se ha considerado un grosor de la zona no saturada como la diferencia entre la cota topográfica y la cota del nivel piezométrico.

Tabla 5.1. Grados de	vulnerabilidad se	gún el método AVI.
----------------------	-------------------	--------------------

Tiempo de tránsito del contaminante (años)	Vulnerabilidad
0-2	Muy alta
3-8	Alta-media
>9	Baja

Los resultados del método han sido representados mediante una interpolación Kriging (Figura 5.9). Tiempos de tránsito inferiores a 3 años, y por lo tanto zonas muy vulnerables, se localizan principalmente en la parte sur y tiempos de tránsito superiores a los 9 años en las partes central y norte del área estudiada.



Figura 5.9. Método AVI modificado por Kalinski et al. (1993) aplicado a la zona de estudio.

6. Conclusiones

- El tratamiento específico efectuado a 141 sondeos eléctricos verticales y su reinterpretación, apoyada en los datos de pozos disponibles, ha permitido caracterizar a escala regional las características hidráulicas y la vulnerabilidad a la contaminación del sistema acuífero estudiado. Los métodos geofísicos han mostrado su utilidad en esta aplicación, proporcionado información muy valiosa de forma no destructiva, es decir sin necesidad de realizar nuevas perforaciones en el terreno que podrían actuar como vías preferentes para el paso de contaminantes hacia el acuífero.

- Los datos de campo de las curvas SEV son consistentes con la información litológica del subsuelo disponible y tienen una mejor distribución espacial en el área de estudio que la información litológica. De esta forma, se ha identificado que las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos se localizan en los tramos menos sinuosos de los ríos Francolí y Gaià y cerca de la población de Alcover.

- El mapa de resistencias eléctricas transversales (parámetro T de Dar Zarrouk) muestra una buena correlación con los valores de transmisividad hidráulica de los pozos que disponen de ensayo de bombeo para determinar su rendimiento. Los altos valores de resistencia eléctrica transversal T se corresponden con las zonas de alta transmisividad hidráulica, y por lo tanto permite identificar de forma más continua las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos.

- El mapa de conductancias eléctricas longitudinales (parámetro S de Dar Zarrouk) muestra de forma efectiva la protección a la contaminación de las aguas subterráneas por efecto de la zona no saturada, es decir el conjunto de las capas más superficiales situadas entre la superficie del terreno y el nivel piezométrico. Valores de S superiores a 0.5 siemens indican zonas en las que el sistema acuífero estará más protegido, mientras que valores de S inferiores a 0.5 siemens indican zonas con mayor riesgo a que las aguas subterráneas se vean afectadas por la contaminación, ya sea puntual o difusa.

- La correspondencia entre los parámetros geoeléctricos y el método AVI para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas ha permitido caracterizar las zonas más susceptibles a la contaminación en función del tiempo de tránsito desde su infiltración desde la superficie hasta alcanzar el acuífero. Los tiempos de tránsito inferiores a 3 años, y por lo tanto zonas más vulnerables, se localizan principalmente en la zona sur del área de estudio, mientras que las mejor protegidas, con tiempos de tránsito superiores a 9 años se sitúan en los sectores central y norte.

7. Referencias bibliográficas

ACA. 2004. Massa d'Aigua 25. Alt Camp. Fitxa de caracterització, anàlisi de pressions, impactes i anàlisi del risc d'incompliment [en línea]. Agència Catalana de l'Aigua. Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 19 pp. [Consulta: Setiembre de 2011]. Disponible en: http://aca-web.gencat.cat/aca/documents/ca/fitxes_masses_aigua_subterrania/mas_25_def.pdf>.

AEMet. 2005. Valores climatológicos normales. Reus Aeropuerto [en línea]. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid [Consulta: Noviembre 2011]. Disponible en: http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos?l=0016 A>.

- Archie, G.E. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Petroleum Transactions of AIME, 146, 54–62.
- Batte, A.G., Barifaijo, E., Kiberu, J.M., Kawule, W., Muwanga, A., Owor, M. y Kisekulo, J. 2010. Correlation of Geolectric Data with Aquifer Parameters to Delineate the Groundwater Potential of Hard rock Terrain in Central Uganda. Pure Appl. Geophys. 167, 1549-1559.
- Bhattacharya P.K. y Patra H.P. 1968. *Direct current geoelectrical sounding*. Methods in Geochemistry and Geophysics, Elsevier, 135 pp.
- Biella, G., Lozej, A. y Tabacco, I. 1983. *Experimental study of some hydrogeophysical properties of unconsolidated porous media*. Ground Water, 21 (6), 741–751.
- Casas A., Díaz Y., Himi, M y Tapias, J. C. 2009. Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas. Jornadas Agua IAUB.
- Casas, A., Himi, M., Díaz Y., Pinto, V., Font, X. y Tapias, J. C. 2008. Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. Environ. Geol., 54, 515-520.
- Casas, A., Torné, M. y Banda, E. 1986. *Mapa gravimètric de Catalunya*. Institut Cartogràfic de Catalunya, 135 pp.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. 2001. *Hidrología Subterránea*. Tomo I (2^a Edición). Ediciones Omega, Barcelona, 619.
- Davis, J.C. 1973. Statistics and Data Analysis in Geology. Ed. Wiley, New York, USA, 381-389.
- DEP. 2010. *Dossiers Comarcals. Alt Camp* [en línea]. Departament d'Empresa i Ocupació, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 11pp [Consulta: Noviembre 2011]. Disponible en: <http://www20.gencat.cat/portal/site/empresaiocupacio>.
- Donado-Garzón, L. D. 2004. *Modelo de conductividad hidráulica en suelos*. Tesina del máster en Ingeniería-Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia, 162. pp.
- Duijvenbooden W. V y Waegeningh H.G. 1987. *Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollution*. Proceedings/Inf. 38, TNO Committee on Hydrological Research.
- Edwards, L. S. 1977. A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. Geophysics, 42, 1020-1036.

- FCIHS. 2009. *Hidrogeología*. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona, 768pp.
- Frohlich, R. y Kelly W.E. 1985. *The relation between transmissivity and transverse resitance in complicated aquifer of glacial outwash deposits*. Jour. Of Hydrology, 79, 215-219.
- Gabàs, A. 2003. *Nous aspectos metodològics en l'exploració elèctrica i electromagnètica*. Tesis doctoral. Dpt. de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, 99.
- Bovachev, A.A., Modin, I. N. y Shevnin, V.A. 2002. *IPI2Win v2.3*. Moscow State University, Rusia, User's manual, 25pp.
- GESFER. 2010. Mapa de Zones Vulnerables de Catalunya [en línea]. Departament d'Agricultura, Ramaderia, Pesca, Alimentació i Medi Natural, Consorci de Gestió de la Fertilització Agrària de Catalunya, Lleida [Consulta: Diciembre 2011]. Disponible en: < http://www20.gencat.cat/portal/site/DAR/ >.
- GISA. 2011. Desdoblament Carretera C-37 del PK 0+000 al 4+950. Tram: Alcover Valls: Annex 7 Climatologia Hidrologia i Drenatge [en línea]. Gestió d'Infraestructures S.A., Barcelona, 32pp [Consulta: Noviembre 2011]. Estudio informativo disponible en: <http://www.gencat.cat/territori/informacio_publica/desdoblament_alcover/estudi_informat iu/annex_07_climatologia_hidrologia_i_drenatge_memoria.pdf>.
- Ghosh, D.P. 1971a. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical prospecting, Geophysical Prospecting, 19, 192-217.
- Ghosh, D.P. 1971b. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for horizontally stratified earth. Geophysical Prospecting, 19, 769-775.
- Gogu R.C. y Dassargues A. 2000. Current trends and future challenges in groundwater assessment using overlay and index method. Environmental Geology, 39(6), 549-559.
- Guimerà, J. 1988. Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 600 pp.
- Henriet J.P. 1975. *Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in groundwater surveys*. Geophysical Prospecting, 24, 344-353.
- ICC. 2003. *Mapa geològic de Catalunya*. Escala 1:250.000, 1ª reimpresión, Barcelona, Institut Cartogràfic de Catalunya.
- IDESCAT. 2011a. *Anuari Estadístic de Catalunya: Sistemes Fluvials 2006-2010* [en línea]. Institut d'Estadística de Catalunya, Barcelona [Consulta: Octubre 2011]. Disponible en: http://www.idescat.cat/pub/?id=aec&n=210>.
- IDESCAT. 2011b. *Anuari Estadístic de Catalunya: Consum d'aigua. 2009. Facturació (1).* [en línea]. Institut d'Estadística de Catalunya, Barcelona [Consulta: Octubre 2011]. Disponible en: < http://www.idescat.cat/pub/?id=aec&n=231>.
- IGME, 1986. *Estudio de los recursos hídricos subterráneos del Sistema Hidrogeológico 74. Camp de Tarragona*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España, 123pp.

Inman, J.R. 1975. Resistivity inversión with ridge regression. Geophysics, 40, 798-817.

Interpex, 1988. Resix Plus. Interpex Limited, Golden, USA, User's manual (1), 1-3.

- Johansen, H.K. 1975. An Interactive computer/graphic-display terminal system for interpretation of resistivity soundings. Geophysical Prospecting, 23, 449-458.
- Johansen, H.K. 1977. A man computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. Geophysical Prospecting, 25, 667-691.
- Kalinski, R. J., Kelly W. E., Bogardi, I. y Pesti, G. 1993. *Electrical resistivity measuraments to estimate travel times through unsaturated ground water protective layers*. Journal of Applied Geophysics, 30, 161-173.
- Khalil, M. A. y Monteiro-Santos F. A. 2009. Influence of Degree of Saturation in the Electric Resistivity–Hydraulic Conductivity Relationship. Surveys in Geophysics, 30(6), 601-615.
- Koefoed, O. 1979. *Geosounding principles*. Resistivity sounding measurements, Elsevier, 276 pp.
- Kosinski, W.K. y Kelly, W.E. 1981. *Geoelectric soundings for predicting aquifer properties*. Ground Water, 19 (2), 163–171.
- Kwader, T. 1985. Estimating Aquifer Permeability from Formation Resistivity Factors. Ground Water, 23 (6), 762–766.
- Landini, A. M., Martínez, D., Días, H., Soza, E., Agnes, D. y Sainato, C. 2007. Modelos de infiltración y funciones de pedotransferencia aplicados a suelos de distinta textura. C. Suelo, Argentina, 25 (2), 123-131.
- Maillet, R. 1947. The fundamental equation of electrical prospecting. Geophysics, 12, 529–556.
- Massoud, U., Santos, F., Khalil, M.A., Taha, A. y Abbas, M.A. 2009. *Estimation of aquifer hydraulic parameters from surface geophysical measurements: a case study of the Upper Cretaceous aquifer, central Sinai, Egypt.* Hydrogeology Journal, 18, 699-710.
- Mazáč, O., y Landa, I: 1979. On determination of hydraulic conductivity and transmissivity of granular aquifers by vertical electric sounding. J. Geol. Sci., 16, 123–139.
- MOP. 1971. Estudio de los Recursos Hidráulicos totales del Pirineo Oriental. Informe de Perforaciones Zona 2 (Tarragona, Reus, Valls). Ministerio de Obras Públicas, Madrid, España.
- Niwas, S. y Singhal, D.C. 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar Zarrouk parameters in porous media. J. Hydrol., 50 393–399.
- O'Neill D. J. 1975. Improved linear filter coefficients for Application in apparent resistivity computations. Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys: 6 (4),104-109.
- Orellana, E. 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Biblioteca Técnica Philips, Paraninfo, Madrid, España.
- Orellana, E. y Mooney, H.M. 1966. *Tablas y curvas patrón para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados*. Interciencia, Madrid.
- París, R. 2008. Informe dels resultats de l'aprofitament d'aigües subterrànies per l'abastament del Polígon de Palau de Reig de Dalt. Ajuntament de Valls, Tarragona, España, 2.

- Peinado-Guevara, H., Green-Ruìz, C.R., Delgado-Rodríguez, O., Herrera-Barrientos, J., Belmonte-Jiménez; S., Ladrón de Guevara Torres, M.A. y Shevnin, V. 2010. Estimación de la conductividad hidráulica y contenido de finos a partir de leyes experimentales que relacionan parámetros hidráulicos y eléctricos. Universidad Autónoma Indígena de México, México. Ra Ximhai, 6 (3), 469-478.
- Rojas, L. M., Rojas-Palacio, H., Menjívar-Flórez, J. C. 2008. Estimación de la conductividad hidráulica saturada in situ en un suelo tratado con vinaza. Acta Agron (Palmira), 57 (2), 125-128.
- Shevnin, V., Delgado-Rodríguez, O., Mousatov, A. y Ryjov, A. 2006. Estimation of hydraulic conductivity on clay content in soil determined from resistivity data. Geofisica Internacional, 45 (3), 195-207.
- Smith, W. H. F. y Wessel, P. 1990. *Gridding with continuous curvature splines in tension*. Geophysics 55, 294.
- Soupios, P.M., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A. y Stavroulakis G. 2007. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete Greece). Journal of Hydrology, 338, 122-131.
- Stefanescu S.S. y Schlumberger C.M. 1930. Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans terrain a couches horizontales, homogènes et isotropes. Journal de Physique et le Radium, 7(1), 132–140.
- Szaraniec, E. 1979. Fundamental functions for horizontaly stratified earth. Geophysical Prospecting, 24, 528-548.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Am. Geophys. Union Trans., 16, 519-524.
- Tizro, A.T., Voudouris, K.S., Salehzade, M. y Mashayekhi, H. 2010. *Hydrogeological framework and estimation of aquifer hydraulic parameters using geoelectrical data: a case study from West Iran.* Hydrogeology Journal, 18, 917-929.
- Ungemach, P., Mostaghimi, F. y Duprat, A. 1969. Essais de détermination du coefficient d'emmagasinement en nappe libre application a la nappe alluvial du Rhin. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., XIV (3), 169–190.
- Van Stempvoort D., Ewert L. y Wassenaar L. 1992. Aquifer vulnerability index. A GIScompatible method for groundwater vulnerability mapping. Canadian Water Resources Journal, 18(1), 25-37.
- Voigt H.J., Heinkele T., Jahnke C. y Wolter R. 2004. Characterization of groundwater vulnerability to fulfill requirements of the water framework directive of the European Union. Geofísica Internacional, 43(4), 567-574.
- Vrba J. y Zoporozec A. 1994. Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Contributions to Hydrogeology. International Association of Hydrogeologists, Hannover, Alemania, 16, 129 pp.

- Ward, S.H. 1990. *Resistivity and induced polarization methods*. Investigations in Geophysics (5). Geotechnical and Environmental Geophysics, Society of Explorations Geophysicists, Ed. Ward Sh, USA, 147-189.
- Worthington, P.F. 1975. *Quantitative geophysical investigations of granular aquifers*. Geophys. Surv., 3, 313–366.
- Yadav, G.S. 1995. *Relating hydraulic and geoelectric parameters of the Jayant aquifer, India*. J. Hydrol., 167, 23–38.

Anexo 1. Cálculo del nivel piezométrico

TOPONIMIA	FECHA MEDIDA NIVEL	X UTM (m)	Y UTM (m)	NIVEL (msnm)
Piezómetro Alcover	15/04/2008	348502	4569902	163
Piezómetro Bràfim	15/04/2008	359136	4568969	232
Piezómetro Selva 1	15/04/2008	344623	4564432	170
Piezómetro Selva 2	15/04/2008	344406	4563721	161
Piezómetro Vallmoll	15/04/2008	354658	4565435	140
Piezómetro Vilardida	02/02/2007	362736	4572218	214
QLSub 240-K.11	07/04/2008	353194	4564335	114
QLSub Bovila	07/04/2008	349728	4562627	82
Pozo Palau Reig de Dalt	15/04/2008	355426	4576212	218

Tabla A1.1. Valores piezométricos usados para la elaboración del mapa piezométrico de la Cuenca de Valls

Una subrutina extrae la cota piezométrica (z) de cada uno de los SEV (con coordenadas x, y) a partir del mapa piezométrico en formato vectorial (.grd):

```
Private Sub Command1_Click()
Dim grid(3500, 4200) As Single
archivo$ = "F:\Practica_valls\raster_mdt\grid\piezometria_valls.grd"
Call GRD(archivo$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, grid(), 1)
ix# = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
Open "F:\Practica_valls\sondeig valls\tmp\valls.dat" For Input As #1
Open "F:\Practica_valls\sondeig valls\tmp\vallsZ.dat" For Output As #2
While Not EOF(1)
Input #1, posx#, posy#
 coln = Fix((posx\# - xutminf) / ix\# + 1)
 filn = Fix((posy# - yutminf) / ix# + 1)
 Print #2, grid(filn, coln)
Wend
Close
MsgBox "fin"
End Sub
Sub GRD(archivo$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, grid() As Single,
CASO%)
'MsgBox archivo$
Select Case CASO%
Case 1 'Lectura
  Open archivo$ For Input As #1
  Line Input #1, a$
  Input #1, ncol, nfil
  Input #1, xutminf, xutmsup
  ix = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
  Input #1, yutminf, yutmsup
 iy = (yutmsup - yutminf) / (nfil - 1)
  Input #1, zmin, zmax
  y = yutminf
  y = yutmsup
  zmin = 1E+31
```

```
zmax = -1E+31
  'For i% = nfil To 1 Step -1
  For i% = 1 To nfil
    For j% = 1 To ncol
      Input #1, grid(i%, j%)
      If grid(i\%, j\%) < zmin Then zmin = grid(i\%, j\%)
      If grid(i\%, j\%) > zmax Then zmax = grid(i\%, j\%)
    Next
    Line Input #1, a$
  Next
 Close #1
Case 2 'Salida
  zmin = 1E+31
  zmax = -1E+31
  'For i% = nfil To 1 Step -1
  For i% = 1 To nfil '1 Step -1
    For j% = 1 To ncol
      If grid(i\%, j\%) < zmin Then zmin = grid(i\%, j\%)
      If grid(i\%, j\%) < 1.7E+35 Then If grid(i\%, j\%) > zmax Then zmax = grid(i\%, j\%)
    Next
  Next
  Open archivo$ For Output As #1
    Print #1, "DSAA"
    v1\$ = Right\$(Str\$(ncol), Len(Str\$(ncol)) - 1)
    v2 = Right$(Str$(nfil), Len(Str$(nfil)) - 1)
    Print #1, v1$; " "; v2$
    If xutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(xutminf), Len(Str$(xutminf)) - 1) Else v1$ =
Str$(xutminf)
    If xutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(xutmsup), Len(Str$(xutmsup)) - 1) Else v1$ =
Str$(xutmsup)
    Print #1, v1$; " "; v2$
    If yutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(yutminf), Len(Str$(yutminf)) - 1) Else v1$ =
Str$(yutminf)
    If yutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(yutmsup), Len(Str$(yutmsup)) - 1) Else v2$ =
Str$(yutmsup)
    Print #1, v1$; " "; v2$
    If zmin \ge 0 Then v1 = Right (Str (zmin), Len(Str (zmin)) - 1) Else v1 = Str (zmin)
    If zmax \ge 0 Then v2\$ = Right\$(Str\$(zmax), Len(Str\$(zmax)) - 1) Else v2\$ = Str\$(zmax)
    Print #1. v1$: " ": v2$
    'For i% = nfil To 1 Step -1
     For i\% = 1 To nfil
      k\% = 0
      For j% = 1 To ncol
        k\% = k\% + 1
        If grid(i%, j%) > 1000000 Then
        valor$ = "1.70141E+38"
              Else
        If grid(i%, j%) >= 0 Then valor$ = Right$(Str$(grid(i%, j%)), Len(Str$(grid(i%, j%))) - 1)
Else valor$ = Str$(grid(i%, j%))
        End If
        If k% > 8 Then k% = 0: Print #1, valor$; " ": C% = 0 Else Print #1, valor$; " ";: C% = 1
       Next
       If C% = 0 Then Print #1, "" Else Print #1, "": Print #1, ""
     Next
 Close #1
End Select
End Sub
```

Anexo 2. Sondeos de investigación y pozos

TOPONIMIA	х	Y	COTA (msnm)	PROFUNDIDAD (m)	INFORMACIÓN LITOLÓGICA
MOP 10	356700	4579130	344	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 21	363255	4583040	378	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 46	348502	4569902	185	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 48	357923	4572766	245	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 49	355146	4569597	179	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 52	354605	4565424	151	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 53	358643	4565482	157	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 54	355718	4559821	156	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 55	356833	4562375	165	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 56	351831	4567256	118	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 31	358923	4558952	109	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 35	362736	4572218	215	100	No utilizable por la falta de precisión en la situación del sondeo
MOP 36	362854	4576262	263	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 37	359136	4568969	259	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
Pou Pol. Palau Reig de Dalt	355426	4576212	289	180	Correlacionable con la información de los SEV
Masies de la Torre SL	363905	4567907	245	180	No utilizable por la falta de precisión en la situación del sondeo
Pou Nou El Serralat	349360	4572069	196	91	Correlacionable con la información de los SEV
Pou Nou Comunitat Regants Vilasec i Cogoll	346965	4569223	220	100	Correlacionable con la información de los SEV
Pou Adisbe Internationa SL	356974	4563005	176	140	Sin información litológica
Pou 2 SCA Hygiene Paper España SL	356546	4571519	227	64	Sin información litológica
Valls Química Pou Nou	355349	4575302	270	82 (bomba)	Correlacionable con la información de los SEV
Campo de aviacion Valls	355801	4573896	258	184	Correlacionable con la información de los SEV

Tabla A2.1. Inventario de sondeos de investigación y pozos de la zona de estudio.

Anexo 3. T de Dar Zarrouk

Una subrutina calcula el parámetro *T* desde la cota piezométrica (np) hasta los 100 metros de profundidad dado un modelo SEV en formato .xls:

Sub T()

cota = Cells(2, 6)np = Cells(2, 7)

'Cálculo de la transmisividad hidráulica por exceso (h>100 m) 'Cálculo de la potencia total del modelo y condición potencia modelo superior a 100m

Htotal = 0

```
For i = 1 To 100
Htotal = Htotal + Cells(i + 2, 4)
If Htotal > 100 Then GoTo 1
Next i
```

'Cálculo de la T de la parte de electrocapa comprendida entre los 100 m de profundidad y el techo de la misma: np (h<cota-np)

1

```
th = (Cells(i + 2, 4) - Htotal + 100) * Cells(i + 2, 3) limith = i + 1
```

'Cálculo de la T de la parte de electrocapa comprendida entre el np y la base de la misma: np (h<cota-np)

```
Htotal = 0

For i = 1 To 100

Htotal = Htotal + Cells(i + 2, 4)

If Htotal >= cota - np Then GoTo 2

Next i

2

tnp = (Htotal - cota + np) * Cells(i + 2, 3)

limitnp = i + 3

t = 0

If limitnp <= limith Then
```

'Cálculo de la T de les electrocapas situadas entre el np y 100m

```
For i = limitnp To limith

t = t + Cells(i, 3) * Cells(i, 4)

Next i

Elself limitnp - limith = 2 Then

t = (100 - (cota - np)) * Cells(limitnp - 1, 3)

th = 0

tnp = 0

Else

t = 0

End If

t = t + th + tnp

If cota - np >= 100 Then t = 0

Cells(3, 7).Value = t

End Sub
```

ld SEV	X (m)	Y (m)	Cota (msnm)	NP (msm)	Error Modelo SEV (%)	T de Dar Zarrouk
1	354848.8606	4560076.389	109	108	3.0	7901.3
AC-125	356888.1335	4575193.453	273	235	5.8	9720.3
AC-126	357819.4906	4576960.831	306	238	4.4	4919.1
AC-126b	358099.8647	4576196.614	290	237	3.2	5043.5
AC-149	358985.4581	4574689.733	277	232	5.8	3036.2
AC-150	360111.2313	4575984.121	306	233	2.1	2499.1
AC-151	360901.3064	4576984.426	323	233	4.6	2392.1
AC-169	361355.0066	4575096.104	322	228	2.3	15.9
AC-170	362125.5349	4576551.207	294	230	1.6	2224.6
AC-173	361067.0849	4573714.646	290	226	2.3	100.5
AC-187	362821.172	4572809.34	238	216	3.6	2114.9
AC-196	360615.4265	4569954.113	245	226	2.1	1715.6
AC-197	361351.6752	4571493.723	249	222	3.5	1969.2
AC-198	362789.2243	4571322.09	217	215	4.3	4509.1
AC-199	361394.1736	4572540.83	263	222	4.5	2333.6
AC-200	361607.2737	4568925.484	254	217	2.6	1756.3
AC-201	362856.6896	4570099.223	208	207	2.3	2206.4
AC-202	364128.7916	4571672.742	270	213	8.6	523.1
AC-203	365023.6893	4572352.468	309	214	3.7	0.0
AC-212	363382,6495	4574484,119	310	222	4.1	300.1
AC-213	364389.8927	4575311.187	353	223	2.8	0.0
AC-214	364969 1447	4573472 314	294	217	3.9	0.0
AC-64	353821 5271	4576084 722	297	231	1.9	6325 5
AC-65	354459 4274	4576694 222	311	236	2.5	924.5
AC-97	355592 4905	4576013.029	283	238	2.0	19465 4
AC-A	352542 4752	4577014 313	366	228	4.4	0.0
BC-183	352524 8013	4559836 576	78	77	21	8226.5
BC-184	349667 7219	4559866 838	82	81	7.6	5192.6
BC-185	350122 3849	4560839 544	83	82	5.8	4624 1
BC-186	353216 4761	4561674 82	92	91	1 1	3192.4
n10	356486 2163	4564805 292	163	150	4.8	2044 1
n11	354918 5802	4563604 332	131	125	5.9	1994 0
n12	354314 0324	4564372 922	161	124	1.9	1434.3
n13	356032 6334	4565816 703	178	156	2.9	1444 4
n14	357204,8829	4566670.576	217	180	3.2	2260.0
n15	357633.9735	4565435.634	180	169	2.8	4097.7
n16	358838,9823	4564925.834	152	151	5.6	20087.6
n17	359215.6727	4564250.116	180	169	6.4	41330.7
n18	358272 9577	4566626.7	193	190	3.1	2408.2
n19	360564,5379	4563924.587	182	174	3.7	144350.3
n2	353980.9868	4560917.21	99	98	2.4	5736.7
n20	360517 4037	4564762 681	209	181	9.3	43479.8
n21	360003 1683	4565099 557	162	161	3.1	24640.6
n22	357526.5252	4567456.16	239	194	1.7	1453.5
n23	356283 5979	4567606 246	203	182	2.1	1806.9
n24	355109 0404	4569207 164	186	185	2.1	2267.0
n25	354521 2663	4567643 122	215	165	7 1	1153.6
n26	355158 4847	4566855 226	185	159	36	1430.7
n27	354096 9454	4565894 564	159	137	5.0	1153 5
n28	355757 4062	4568509 579	221	188	33	1303.7
n29	354077.0101	4568629.904	170	169	4.3	2401.7

Tabla A3.1. Valores de la T de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados des de la cota piezométrica hasta los 100 m de profundidad.

ANEXO. T DE DAR ZARROUK

n3	353223.8755	4561332.938	92	91	3.1	4851.2
n30	356379.925	4569359.439	236	202	6.1	1517.3
n31	357286.5199	4568558.904	232	205	3.4	1399.7
n32	358186.8961	4569129.235	248	221	3.7	1504.0
n33	358908.2543	4568270.467	250	219	3.9	1220.0
n34	357439.6516	4569917.735	254	217	5.9	1398.5
n35	360672.7518	4563578.765	115	114	5.3	14182.4
n36	354459.0171	4575908.393	285	233	3.9	9424.0
n37	356520.8263	4573229.793	252	226	2.3	4400.0
n38	355766.5743	4575621.556	270	236	3.1	8952.5
n39	355445.1592	4574219.297	258	228	5.6	12029.0
n4	360204.2837	4563086.639	137	136	4.7	16720.7
n40	355514.1037	4572656.846	243	219	5.1	2146.0
n41	354815.5197	4573352.938	246	220	4.0	5878.8
n42	356895,2164	4575107.872	272	235	5.8	9500.0
n43	356061 4595	4571742 998	237	217	3.4	12804.0
n44	355170 8895	4576935 219	313	239	3.7	261 7
n45	353381 /613	4576206 324	307	200	3.8	2685.0
n46	252142 2655	4575292 962	280	229	3.0	2003.0
n40	353142.2055	4575262.005	200	224	5.1	303. I
n47	353764.8057	4574442.846	256	222	5.5	2919.5
n48	352799.3161	45/4234.44	259	216	4.5	2294.2
n49	352093.7907	4575784.003	313	222	3.8	0.0
n5	355676.5354	4562303.595	129	125	2.1	4853.9
n50	352039.2153	4573407.122	235	207	3.8	2111.2
n51	355223.0844	4571403.635	227	209	5.7	2866.6
n52	355664.5121	4570521.154	205	204	3.8	1825.1
n53	354115.0603	4570394.189	204	193	5.7	2317.4
n54	350348.9086	4572895.507	189	188	4.1	6710.2
n55	351498.0849	4571910.888	215	193	8.1	2174.8
n56	351208.5549	4569681.413	136	135	4.0	4299.9
n57	352305.1991	4570930.963	185	184	3.8	3377.7
n58	352962.2537	4569721.182	209	179	5.8	4256.1
n59	352470.702	4568621.96	194	164	10.3	1476.6
n6	355889.1619	4563800.487	137	136	6.2	4920.3
n60	352828.3364	4567844.378	194	156	5.8	1549.0
n61	357166.3702	4572707.568	246	226	5.2	8350.6
n62	357969.4125	4573259.574	251	229	3.9	15072.7
n63	357402.2813	4574118.727	260	231	5.7	5569.9
n64	358208.8466	4574389.181	270	232	7.3	3451.5
n65	359149.0712	4573901.594	267	230	4.0	6921.7
n66	359657,2603	4572885.379	276	228	5.2	
n67	358556 3695	4572281.94	273	228	2.8	1212.0
n68	360730.615	4572686.897	266	225	2.6	3735.5
n69	353375.24	4564839 292	139	122	11.7	1497.2
n7	354123 8071	4562303 831	110	113	55	3648.7
n70	352672 0//2	4563731 604	116	109	73	15/1 0
n71	3535/0 6/99	4560267 201	01	00	Г.З БЛ	7567 /
n9	257520 6194	4500207.291	1/1	90	0.4	7009.4
116	357520.0164	4503478.439	141	140	2.1	7906.4
ng DC 00	355324.0563	4565197.014	174	140	3.0	1314.2
BC-28	347525.6542	45/1421.119	242	182	2.4	3.7
BC-29	349151.9668	4572294.632	1/2	131	5.5	12169.6
BC-50	345526.9496	4565137.889	204	162	2.7	3584.6
BC-54	345068.7706	4564144.361	203	163	4.5	3696.9
BC-55	345174.7069	4565704.899	229	166	2.8	3493.1
BC-56	346255.0412	4567094.89	215	162	2.9	2082.2
BC-57	347324.4062	4567979.013	204	160	2.2	1639.2
BC-58	348422.1307	4569200.541	191	164	3.9	11122.4
BC-59	349215.3989	4570246.891	176	172	3.3	23946.1
BC-60	350029.9229	4571469.953	161	160	4.1	8222.6

A. Sendrós. MÁSTER UB: AGUA. ANÁLISIS INTERDISCIPLINARIO Y GESTIÓN SOSTENIBLE

BC-61	350960 4706	4572647 913	202	197	33	2885.2
BC-62	351955.2518	4573972.565	254	211	3.2	9324.0
BC-63	352683.9067	4575270.579	291	222	3.8	1638.1
BC-90	345773.5668	4563825.3	184	150	2.4	2279.0
BC-91	346748.1171	4565119.497	180	146	1.8	6763.8
BC-92	346826.0891	4565667.751	186	149	1.3	5242.9
BC-93	348776.0028	4567138.703	176	146	3.7	4982.9
BC-94	349471.0301	4568125.789	163	154	1.9	9602.4
BC-95	350248.1016	4569343.448	154	153	4.9	7698.3
BC-96	351635.8818	4570286.538	163	162	4.0	2594.5
BC-117	344719.0292	4560301.944	137	135	2.7	3114.9
BC-118	345650.4067	4561348.885	150	132	3.8	2004.1
BC-119	346561.1642	4562546.402	148	129	2.8	1852.3
BC-120	347513.918	4563931.21	151	126	4.8	2429.8
BC-121	348430.3684	4564979.107	142	126	3.2	3336.7
BC-122	349437.5821	4566427.165	152	136	3.8	5337.3
BC-123	350539.4003	4567158.841	130	129	2.8	5051.7
BC-124	350936.8951	4568215.552	123	122	4.9	5447.0
BC-142	345878.5507	4559434.886	109	108	6.3	2556.7
BC-143	346572.2687	4560433.169	122	119	4.3	3382.3
BC-144	347693.5633	4561693.215	121	110	2.5	2711.5
BC-145	348469.7455	4562826.918	122	103	5.0	6753.3
BC-146	348979.6856	4564265.339	128	112	3.0	6642.0
BC-147	350454.8637	4565372.673	117	116	5.2	5850.3
BC-148	351361.1242	4566230.006	106	105	5.6	4812.3
BC-165	347370.1829	4559665.2	105	104	4.3	4725.3
BC-166	348307.8325	4560629.582	102	101	3.5	7548.8
BC-167	349117.9015	4562152.386	108	92	3.6	6107.3
BC-168	350775.1623	4562997.883	89	88	4.2	3911.7
BC-F3	352091.9713	4559063.608	44	43	2.6	7416.8
BC-F4	351988.8098	4560598.414	55	54	4.6	4272.7

Anexo 4. Modelos SEV



















Anexo 5. S de Dar Zarrouk

Una subrutina calcula la *S* de *Dar Zarrouk* de cada uno de los modelos SEV desde la superficie del terreno hasta el nivel piezométrico: Private Sub Command1 Click()

```
'F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S
Dim xutm(150), yutm(150), z(150), cotap(150), res(20), esp(20), s(20)
Dim id$(150)
Open "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\id_sev.dat" For Input As #1
Open "F:\macro S\Calculo S\Calculo S\np sev.dat" For Input As #2
n% = 0
While Not EOF(1)
n\% = n\% + 1
Input #1, id$(n%), xutm(n%), yutm(n%), z(n%)
Input #2, a$, a, cotap(n%)
Wend
Close
Open "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\resultados_S.dat" For Output As #2
For i\% = 1 To n\%
ar$ = "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\modelos\" + id(i%) + ".mdl"
Open ar$ For Input As #1
Line Input #1, a$
Line Input #1, a$
ncapas\% = 0
While Not EOF(1)
 ncapas% = ncapas% + 1
Line Input #1, a$
Wend
Close #1
Open ar$ For Input As #1
Line Input #1, a$
Line Input #1, a$
z0 = z(i\%): z1 = 0
sr = 0
For j% = 1 To ncapas%
 If j% < ncapas% Then
 Input #1, t, res(j%), esp(j%)
 Else
  Input #1, t, res(j%)
  End If
  z0 = z0 - esp(i\%)
  If z0 > cotap(i\%) Then
   sr = sr + esp(j\%) / res(j\%)
   z1 = z0
            Else
   If z1 = 0 Then z1 = z(i\%)
   sr = sr + (z1 - cotap(i\%)) / res(j\%)
   Exit For
  End If
Next
Close #1
Print #2, id$(i%), xutm(i%), yutm(i%), z(i%), cotap(i%), sr
Next
End Sub
```

ANEXO. S DE DAR ZARROUK

	1	1	1		
ld SEV	S de Dar Zarrouk	ld SEV	S de Dar Zarrouk	ld SEV	S de Dar Zarrouk
1	1.52E-02	n26	1 21F+00	n69	6.99E-01
AC-125	2.37F-01	n27	1.16F+00	n7	1.49F-01
AC-126	4.89E-01	n28	1.55E+00	n70	8.68E-02
AC-126b	3.14E-01	n29	1.50E-02	n71	3.26E-03
AC-149	6.19E-01	n3	1.302 02	n8	2.07E-02
AC-150	7.42E-01	n30	1.77E 02	n9	1.71E+00
AC-151	3.69E-01	n31	1.03E+00	BC-28	6.76E-01
AC-169	1.37E+01	n32	7.65E-01	BC-29	2.08E-01
AC-170	2.01E+00	n33	6.85E-01	BC-50	8.24E-01
AC-173	4 51F+00	n34	1.66E+00	BC-54	2 45F-01
AC-187	5.61F-01	n35	5 70E-03	BC-55	6.06F+00
AC-196	1.08E+00	n36	5.92E-01	BC-56	1.76E+00
AC-197	8.55E-01	n37	2 86E-01	BC-57	6.68E-01
AC-198	2.92F-02	n38	5.63E-01	BC-58	6.87F-01
AC-199	3.83E-01	n39	1 21E-01	BC-59	4.71F-02
AC-200	1.22E+00	n4	9 17E-03	BC-60	1.05E-02
AC-201	1.84F-02	n40	4 46E-01	BC-61	1.06F-01
AC-202	2.25E+00	n41	2 57E-01	BC-62	1.06F+00
AC-203	2.46F+00	n42	2.57E 01	BC-63	1.64F+00
AC-212	4.00F+00	n43	5.66E-01	BC-90	9.26F-01
AC-213	7.18F+00	n44	8 39F-01	BC-91	7.61F-01
AC-214	4 87F+00	n45	2 37E+00	BC-92	8 86F-01
AC-64	6 70F-01	n46	2.37E+00	BC-93	5 21F-01
AC-65	1 14F+00	n47	7 71E-01	BC-94	9.06F-02
AC-97	3 75E-01	n48	9.73E-01	BC-95	1 23F-02
AC-A	1.40F+00	n49	2 25E+01	BC-96	1.96F-02
BC-183	1.15E-02	n5	8.48F-02	BC-117	4.38F-02
BC-184	3.53E-03	n50	9 70E-01	BC-118	5.58E-01
BC-185	1.22E-02	n51	7 37E-01	BC-119	5.08E-01
BC-186	4.73E-02	n52	7.13F-03	BC-120	1.14E+00
n10	7.26E-01	n53	5.81E-01	BC-121	5.40E-01
n11	2.40E-01	n54	1.05E-02	BC-122	1.14E-01
n12	1.95E+00	n55	1.77F-01	BC-123	2.79E-03
n13	5.88E-01	n56	1.25E-02	BC-124	4.21E-02
n14	1.53E+00	n57	8.93E-04	BC-142	7.51E-03
n15	1.00E+00	n58	1.57E+00	BC-143	2.32E-02
n16	1.97E-03	n59	1.44E+00	BC-144	3.32E-01
n17	3.60E-01	n6	2.31E-02	BC-145	2.95E-01
n18	2.29E-01	n60	1.55E+00	BC-146	1.91E-01
n19	3.77E-03	n61	4.50E-01	BC-147	3.09E-03
n2	1.01E-02	n62	1.91E-01	BC-148	1.84E-02
n20	4.92E-02	n63	2.91E-01	BC-165	5.14E-03
n21	1.37E-03	n64	5.43E-01	BC-166	1.31E-02
n22	4.32E+00	n65	7.09E-01	BC-167	1.70E-01
n23	3.51E-01	n66	4.30E+00	BC-168	1.14E-02
n24	1.07E-02	n67	1.17E+01	BC-F3	5.16E-03
n25	1.29E+00	n68	1.87E+00	BC-F4	5.32E-03

 Tabla A5.1. Valores de la S de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados desde la cota del terreno hasta el nivel piezométrico.
Anexo 6. Tiempos de tránsito

ld SEV	tiempo tránsito (años)	ld SEV	tiempo tránsito (años)	ld SEV	tiempo tránsito (años)
1	2.00	n26	97.67	n69	56.59
AC-125	19.71	n27	93.27	n7	12.70
AC-126	39.84	n28	124.78	n70	7.72
AC-126b	25.84	n29	1.99	n71	1.05
AC-149	50.20	n3	2.20	n8	2.44
AC-150	59.97	n30	100.17	n9	136.88
AC-151	30.20	n31	82.82	BC-28	54.75
AC-169	1090.12	n32	61.86	BC-29	17.40
AC-170	161.58	n33	55.46	BC-50	66.58
AC-173	360.44	n34	133.51	BC-54	20.30
AC-187	45.59	n35	1.24	BC-55	484.19
AC-196	86.96	n36	48.06	BC-56	141.35
AC-197	68.99	n37	23.64	BC-57	54.14
AC-198	3.12	n38	45.73	BC-58	55.63
AC-199	31.39	n39	10.45	BC-59	4.55
AC-200	98.31	n4	1.52	BC-60	1.63
AC-201	2.26	n40	36.35	BC-61	9.24
AC-202	180.49	n41	21.30	BC-62	85.26
AC-203	197.45	n42	22.26	BC-63	131.79
AC-212	320.12	n43	45.96	BC-90	74.69
AC-213	573.60	n44	67.77	BC-91	61.53
AC-214	389.49	n45	189.63	BC-92	71.51
AC-64	54.24	n46	194.93	BC-93	42.38
AC-65	91.79	n47	62.29	BC-94	8.02
AC-97	30.68	n48	78.40	BC-95	1.77
AC-A	112.22	n49	1798.13	BC-96	2.35
BC-183	1.71	n5	7.56	BC-117	4.29
BC-184	1.07	n50	78.18	BC-118	45.31
BC-185	1.77	n51	59.63	BC-119	41.30
BC-186	4.57	n52	1.36	BC-120	91.66
n10	58.70	n53	47.16	BC-121	43.87
n11	19.93	n54	1.63	BC-122	9.87
n12	156.23	n55	14.88	BC-123	1.01
n13	47.70	n56	1.78	BC-124	4.15
n14	123.04	n57	0.86	BC-142	1.39
n15	80.75	n58	126.03	BC-143	2.64
n16	0.95	n59	115.59	BC-144	27.26
n17	29.55	n6	2.64	BC-145	24.29
n18	19.05	n60	124.13	BC-146	16.03
n19	1.09	n61	36.71	BC-147	1.04
n2	1.59	n62	16.06	BC-148	2.26
n20	4.72	n63	24.02	BC-165	1.20
n21	0.90	n64	44.09	BC-166	1.84
n22	345.63	n65	57.36	BC-167	14.37
n23	28.77	n66	344.19	BC-168	1.70
n24	1.64	n67	938.28	BC-F3	1.20
n25	103.76	n68	149.80	BC-F4	1.21

Tabla A6.1. Valores de tiempo de tránsito calculados con la ecuación de la recta de Kalinski et al. (1993).