



Consideraciones hidrogeológicas del Karst de la Sierra de la Utrera

(Provincia de Málaga)



Gemma Sendra López

Tutor Académico: Bartolomé Andreo Navarro

Co-tutor: Matías Mudarra Martínez

Consideraciones hidrogeológicas del Karst de la Sierra de la Utrera (Provincia de Málaga)

Gemma Sendra López

AGRADECIMIENTOS

La realización del presente trabajo de investigación no hubiera sido posible sin el apoyo y la colaboración de muchas personas:

En primer lugar, me gustaría dar las gracias al Dr. Bartolomé Andreo Navarro por brindarme la oportunidad de realizar el trabajo de fin de máster en el karst de la Utrera, donde he disfrutado de la investigación, del paisaje y de las cuevas. Gracias por apoyarme y ayudarme en todo momento y sobre todo, por seguir tan de cerca el desarrollo del trabajo.

En segundo lugar, me gustaría mostrar mi agradecimiento a los investigadores Matías Mudarra y Ana Isabel Marín, que me han enseñado las técnicas de investigación que conocen, me han apoyado en todo momento, han resuelto mis dudas y me han facilitado toda la información que he necesitado. Gracias por todo el tiempo que habéis dedicado a este trabajo. También quiero agradecer al investigador Juan Antonio Barberá la ayuda que me ha prestado, el apoyo y todas las explicaciones que me ha dado, gracias a las cuales, he aprendido y disfrutado más de la hidrogeología kárstica.

Gracias a la ayuda prestada por parte de los espeleólogos y amigos Rober Ferrer (FlashBlackcorb) y Ricardo Tamayo (CES Escarpe), con los que disfrutado del paisaje subterráneo de las cuevas de la Sierra de la Utrera, este trabajo se ha podido desarrollar como tal. Ellos me acompañaron durante el ensayo de trazador y recogieron muestras de agua en el manantial. Gracias Sandra, por enseñarme todos los rincones de la Utrera y por acompañarme en esta aventura y, Jose Luis Romo, por explicarme la historia de las exploraciones espeleológicas, por facilitarme información y por dar a conocer la importancia que tiene mantener con vida el karst de la Utrera. Quiero agradecer a Daniel Ballesteros, investigador de la Universidad de Oviedo y compañero de batallas espeleológicas, la ayuda que me ha prestado cuando la he necesitado.

Personalmente, quiero dar las gracias a mi familia y amigos por todo el apoyo y los ánimos que me han dado y especialmente a Marc Pirla, con quien comparto las aventuras de la vida, por estar siempre a mi lado.

ÍNDICE

1 INTRODUCCIÓN	8
1.1 Antecedentes	9
1.2 Objetivos	10
2. METODOLOGÍA DE TRABAJO	11
2.1 Trabajo de Campo	11
2.1.1 Reconocimiento del área de estudio	11
2.1.2 Medidas periódicas en la red de control	12
2.1.3 Ensayo de trazador	13
2.2 Trabajo de laboratorio	14
2.2.1 Análisis de la Alcalinidad Total	14
2.2.2 Análisis del Carbono Orgánico Total (TOC) y el Inorgánico	(IC)14
2.2.3 Espectroscopia de fluorescencia	15
2.2.4 Cromatografía iónica	16
2.3 Trabajo de gabinete	16
2.3.1 Recopilación de información	16
2.3.2 Realización de cortes geológicos	18
2.3.3Tratamiento de datos e interpretación de los mismos	18
2.3.4 Redacción de la memoria de máster	19
3. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	20
3.1 Generalidades de la zona de estudio	20
3.2 Contexto geológico regional	25
3.3 Descripción estratigráfica	28
3.3.1 El Penibético	28
3.3.2 Flysch del Campo de Gibraltar	31
3.3.3 Plioceno Inferior	31
3.3.4 Materiales Cuaternarios	32
4. ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO	33
4.1 Marco hidrogeológico	33
4.2 Inventario de puntos de agua	37
4.3 Caracterización hidrodinámica	38
4.4 Caracterización hidroquímica	41
4.4.1. Composición química del aqua	41

4.4.2 Evolución temporal de parámetros físico-químicos en el manantial de Hedionda	
4.4.3 Fluorescencia natural de las aguas del manantial de la Hedionda	
4.5 Hidrotermia	
4.5.1 Introducción	
4.5.2 Evolución temporal de la temperatura y relación con otros parámetro	
químicos	
4.6 Ensayo de trazador	60
4.6.1 Características del ensayo de trazador	61
4.6.2 Resultados	61
4.6.3 Interpretación hidrodinámica	62
5. EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS	65
5.1 Introducción	65
5.2 Aplicación del método APLIS	67
5.3 Interpretación del índice APLIS	74
6. BALANCE HIDROGEOLÓGICO	
6.1 Entradas del acuífero de la Sierra de la Utrera	76
6.1.1 Recarga del acuífero por lluvia útil	76
6.1.2 Recarga alóctona por escorrentía superficial	
6.2 Salidas del acuífero de la Sierra de la Utrera	79
6.3. Balance de las entradas y las salidas	80
7. ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD FRENTE A LA CONTAMINACIÓN	
7.1 Introducción	83
7.2 Evaluación de la vulnerabilidad del acuífero de la Sierra de la Utrera	
7.2.1 Factor O: Capas de protección del agua subterránea	85
7.2.2 Factor C: condiciones superficiales para la concentración de flujos de	
que recargan el acuífero	89
7.2.3 Factor P: Características de la precipitación	93
7.3 Análisis de la vulnerabilidad intrínseca del acuífero de la Sierra de la Utre	∍ra 95
8. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	99
9. BIBLIOGRAFÍA	101
ANEXOS	109

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

Figura 3.1 mapa de situación y accesos de la Sierra de la Utrera (extraído de Googleimágenes).

Figura 3.2: A. Vista de la cabecera del Canuto Chico; B. Vista de la cabecera del Canuto de la Utrera; C. Lapiaz con kamenitzas; D. Detalle de una kamenitza; E. Lapiaz con clints y grikes y presencia de rillenkarren en los límites de los clints; F. Paisaje de tipo Ruiniforme o Torcal.

Figura 3.3: Dominios paleogeográficos de la Cordillera Bética Occidental y afloramientos de los grupos del Penibético (extraído de Martín Algarra, 1987).

Fig. 3.4 Mapa geológico de la Sierra de la Utrera (modificado de la Hoja Magna 1071 (Jimena de la Frontera), del IGME.)

Figura 3.5. A: Formacion Endrinal y Torcal en la parte alta del Canuto de la Utrera. B: Ammonites en la Formación Torcal. C: Karst de tipo ruiniforme en la Formación Torcal de la Sierra de la Utrera. D: Estromatolitos pelágicos de la discontinuidad intravalangeniense.

Figura 3.6. A: Afloramiento de Capas Rojas en la parte baja del Canuto de la Utrera. B: Detalle de las Capas Blancas.

Figura 4.1. Mapa hidrogeológico de la Sierra de la Utrera

Figura 4.2. Corte geológico 1-1'

Figura 4.3. Corte geológico 2-2'

Figura 4.4. A: Situación del manantial de la Hedionda. B: Antiguo balneario del manantial de la Hedionda C: Sondeo S-3 (surgente durante los periodos de recarga). D: Sondeo S-2 junto al trop plein.

Figura 4.5. Curva de gastos del manantial de la Hedionda realizada a partir del control de la altura de la lámina de agua y los aforos con micromolinete.

- Figura 4.6. Hidrograma del manantial de la Hedionda durante el periodo noviembre de 2010 a mayo de 2011.
- Figura 4.7. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en el manantial de la Hedionda, Río Manilva, Sima Hedionda 2 (HD-2) y el manantial de Los Llanos.
- Figura 4.8. Evolución temporal del contenido en Na⁺, K⁺, Li⁺ ,Cl⁻ , temperatura, conductividad eléctrica, caudal y precipitación.
- Figura 4.9. Evolución temporal del caudal, parámetros físico-químicos y composición química del agua drenada por el manantial de la Hedionda durante el periodo de investigación.
- Figura 4.10. Matriz de correlación y representación de los factores I-II del ACP efectuado con los parámetros hidroquímicos de las aguas drenadas por el manantial de la Hedionda.
- Figura 4.11. Correlación entre algunos de los iones presentes en las aguas subterráneas del manantial de la Hedionda.
- Figura 4.12a. Matriz de fluorescencia que ilustra la posición de los picos A, C, T1, T2 y B reconocidos en la presente trabajo de investigación. La escala de intensidad de fluorescencia se expresa en unidades arbitrarias (Mudarra et al., 2011)
- Figura 4.12b. Evolución temporal de la intensidad de los Picos A, C, B y T y de algunos de los componentes físico- químicos del agua subterránea del manantial de la Hedionda durante el periodo de estudio.
- Figura 4.13. Matriz de correlación y representación de los factores I-II del ACP efectuado con los parámetros hidroquímicos y los picos de fluorescencia natural de las aguas subterráneas drenadas por el manantial de la Hedionda. C.E
- Figura 4.14. A: Correlación entre Pico T2 y Pico B. B: Correlación entre Pico A y el contenido en Mg²⁺ (meq/l)
- Figura 4.15. Hidrograma del manantial de la Hedionda y evolución temporal de la temperatura del agua y de la conductividad eléctrica (C.E: Conductividad eléctrica, T: Temperatura, Q: Caudal, P: Precipitación).

Figura 4.16. Correlaciones entre el contenido en Calcio y temperatura del agua del manantial. A. Calcio total - temperatura; B. Calcio procedente de carbonatos - temperatura.

Figura 4.17. Curva de paso del trazador y tasa de recuperación.

Figura 4.18. A: Situación del punto de inyección en el Canuto de la Utrera. B: Momento de la inyección de eosina. C: Aguas abajo del punto de inyección, a 10m de distancia del mismo. D: Aguas abajo del Canuto de la Utrera, en el contacto con las margocalizas (fotografía tomada el día 7/01/11).

Figura 5.1. Mapa de altitud (A). APLIS.

Figura 5.2. Mapa de pendientes (P). APLIS.

Figura 5.3. Mapa litológico (L). APLIS.

Figura 5.4. Mapa de áreas de infiltración preferencial (I.). APLIS.

Figura 5.5. Mapa de suelos (S). APLIS.

Figura 5.6: Mapa del factor de corrección (Fh). APLIS

Figura 5.7: Mapa del Índice APLIS

Figura 7.1. Modelo conceptual del método COP y los factores que lo determinan (Andreo et al., 2009)

Figura 7.2. A: Suelo sobre las calizas en el borde oriental de la sierra. B: Depresión kárstica en el borde occidental de la sierra. C: Medida en campo del espesor de suelo de una depresión kárstica con una varilla de 1m (marcada en rojo). D: Resultados de la medición para la depresión kárstica de la fotografía anterior (50cm de espesor de suelo).

Figura 7.3. Mapa del factor O, que muestra las diferentes clases de capacidad de protección de la zona no saturada del acuífero de la Sierra de la Utrera.

Figura 7.4. Mapa del factor C, que muestra las diferentes clases de reducción de la protección del acuífero de la Sierra de la Utrera.

Figura 7.5. Mapa de reducción de la protección según el factor P.

Figura 7.6. Gráfico que muestra el % de área que ocupa cada clase de vulnerabilidad.

Figura 7.7. Mapa de vulnerabilidad a la contaminación del acuífero de la Sierra de la Utrera.

TABLAS

Tabla 3.1: Años hidrológicos húmedos y secos de la serie histórica analizada (m:media aritmética, P: precipitación).

Tabla 3.2: Distribución mensual y características de las precipitaciones producidas durante el periodo de investigación (noviembre 2010-mayo 2011)

Tabla 4.1. Tabla que muestra el inventario de puntos de agua en la Sierra de la Utrera. (Q: Caudal).

Tabla 4.2. Caudales medios anuales del manantial de la Hedionda registrados entre 1981 y 2001 (n: número de años, m: media aritmética, max.: valor máximo, min.: valor mínimo, v: coeficiente de variación.). Datos facilitados por el IGME.

Tabla 4.3 Valores de los parámetros físico-químicos y componentes químicos del agua del manantial de la Hedionda, del manantial de Los Llanos, del Río Manilva y de Sima HD-2 (n: número de muestras, m: media aritmética, máx.: valor máximo, min.: valor mínimo, v: coeficiente de variación).

Tabla 4.4. Picos de fluorescencia natural identificados en las muestras recogidas durante el periodo de investigación e intensidad de los mismos en Unidades Arbitrarias (A.U) y parámetros estadísticos de cada pico: n (número de muestras analizadas), m (media aritmética), máx. (número máximo), min. (número mínimo), D.S (desviación estándar) y v (%) (coeficiente de variación).

Tabla 4.5. Resultados del ensayo de trazador.

Tabla 6.1. Resultados obtenidos a partir de aplicar el método de Kessler.

Tabla 6.2. Entradas del acuífero de la Sierra de la Utrera a partir del método APLIS y Kessler (P: precipitación, I: infiltración, m: media aritmética).

Tabla 6.3. Entradas al acuífero por infiltración de la escorrentía.

Tabla 6.4. Caudales medios anuales de descarga del manantial de la Hedionda durante los años en los que hay series de datos de precipitación. La serie completa se puede ver en la tabla 4.2.

Tabla 6.5. Resultados del balance por el método de APLIS (m: media aritmética, AV: variación de entradas y salidas del acuífero).

Tabla 6.6. Resultados del balance por el método de Kessler (m: media aritmética, AV: variación de entradas y salidas del acuífero).

Tabla 7.1. Coeficiente de determinación entre los factores que compone el método y el índice final de vulnerabilidad (COP).

1 INTRODUCCIÓN

La investigación hidrogeológica de los acuíferos kársticos debe de hacerse con métodos específicos, debido a la heterogeneidad y anisotropía que presentan este tipo de medios. La información puntual obtenida mediante ensayos de bombeo o de inyección, por ejemplo, raramente puede ser extrapolada al conjunto del acuífero (Kiraly, 1975; Bakalowicz y Mangin, 1980). Por otro lado, el acceso directo al interior del sistema kárstico activo no es siempre posible y, en la mayoría de los casos, queda restringido a los elementos estructurales más desarrollados, que sólo aportan información parcial.

En las últimas décadas, se han desarrollado diversas metodologías de investigación, muchas de ellas basadas en la interpretación de las respuestas naturales de los acuíferos. La existencia de una relación entre la estructura de los acuíferos kársticos, la geometría de su red de drenaje, su grado de karstificación y sus manifestaciones naturales han sido estudiadas por Mangin (1970, 1971, 1975, 1984), Andrieux (1978), Bakalowicz (1979) o Antigüedad (1986). Otros investigadores (Cruz Sanjulián et al., 1990; Freixes, 1993; Eisenlohr, 1995; Andreo, 1997) sugieren que las respuestas de los sistemas acuíferos dependen, no sólo de su estructura interna, sino también de la señal de entrada (precipitaciones) y ésta, a su vez, es diferente según las características climáticas de cada zona de estudio. Así, a partir de la precipitación (señal de entrada) y de las respuestas o salidas, se puede caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de un acuífero kárstico. Entre las respuestas naturales cabe destacar las que se han aplicado en el área de estudio: hidrodinámica (caudales), hidroquímica (parámetros físico-químicos, componentes químicos mayoritarios y fluorescencia natural) e hidrotermia (temperatura) del manantial. No obstante, también se han aplicado técnicas basadas en trazadores artificiales.

Existen varios métodos para estimar los recursos de un acuífero: métodos convencionales de tipo hidrodinámico, numéricos, técnicas hidroquímicas e isotópicas, etc. Tales métodos han sido desarrollados en acuíferos detríticos y después han sido aplicados en acuíferos carbonáticos sin tener en consideración las particularidades hidrogeológicas de este tipo de acuíferos. En el presente trabajo, se ha utilizado el método APLIS ((Andreo et al., 2008 a), que permite obtener la distribución espacial de la recarga a partir de las variables: altitud, pendiente, litología, zonas de infiltración preferencial y tipo de suelo. Además se ha realizado el balance hidrológico mediante el método de Kessler (1965), desarrollado específicamente para regiones kársticas.

La mayoría de los acuíferos carbonáticos son altamente vulnerables a la contaminación debido a la presencia de formas kársticas que actúan como zonas de infiltración preferencial, a las altas velocidades de flujo, etc. En este trabajo se ha utilizado el método COP (Vías *et al.*, 2006) para evaluar la vulnerabilidad intrínseca a la contaminación del acuífero de la Sierra de la Utrera.

No se tiene constancia de la existencia de trabajos previos, estrictamente hidrogeológicos, en la Sierra de la Utrera. El presente trabajo es una primera aproximación que puede servir de base para futuras investigaciones detalladas.

1.1 Antecedentes

La geología de la Sierra de la Utrera se estudió en la tesis doctoral de Martín Algarra (1987), en particular la estratigrafía y la estructura geológica.

Desde los años 70 diversos grupos de espeleólogos (Grupo Geo-Espeleológico de la O.J.E de Málaga, G.E.S de la S.E.M, S.E Marbellí, G.E. Ixodes de la Línea, G.E.S de Estepona y CES-Escarpe) han trabajado en la Sierra de la Utrera y han descubierto parte de su endokarst. Se han realizado exploraciones en el macizo y se han catalogado y topografiado las simas que se han ido descubriendo. Además se han hecho estudios descriptivos del entorno, y de la gemorfología del exokarst y del endokarst (Romo J.L. *et al.*, 2008).

En 2007 se ha elaborado un estudio para delimitar el Bien de Interés Cultural de la Cueva del Gran Duque por parte de Francisco Carrasco, profesor titular de Geodinámica Externa en la Universidad de Málaga (Carrasco, 2007) a petición del Departamento de Protección del Patrimonio Histórico de la Delegación Provincial de Málaga de la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía. En el informe se propone la delimitación de un perímetro de protección alrededor de la cueva del Gran Duque, a partir de criterios hidrogeológicos y geológicos. Además de este límite de protección se describe otro más amplio que integra todo el karst de la Utrera, es decir, todo el afloramiento de calizas jurásicas.

En relación con la hidrogeología, en los atlas hidrogeológicos de la provincia de Málaga (diputación de Málaga-IGME, 1988 y 2007) se hace referencia a que la Sierra de la Utrera constituye un acuífero kárstico drenado por el manantial de la Hedionda, de carácter termal y con una peculiar facies hidroquímica, aunque se indica que el caudal de este manantial es superior a la recarga estimada sobre los afloramientos carbonáticos.

1.2 Objetivos

La investigación hidrogeológica preliminar que se ha llevado a cabo pretende cubrir los siguientes objetivos:

- 1. Definir los límites y la geometría del acuífero de la Sierra de la Utrera.
- 2. Contribuir al estudio de su funcionamiento hidrogeológico, a partir de la respuesta hidrodinámica, hidroquímica e hidrotérmica del manantial de la Hedionda.
- 3. Evaluar los recursos y plantear un balance hidrogeológico.
- 4. Realizar la cartografía de vulnerabilidad a la contaminación del acuífero.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Las tareas que se han llevado a cabo a lo largo del periodo de investigación son de tres tipos: trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete.

2.1 Trabajo de Campo

2.1.1 Reconocimiento del área de estudio

Inventario de puntos de agua

Se ha realizado el inventario de los principales puntos de agua de la Sierra de la Utrera: manantiales, sondeos y pozos.

Cartografía hidrogeológica

Se ha elaborado a partir de la cartografía geológica de escala 1.50.000 (hoja 1071 de Jimena de la Frontera realizada por el *Instituto Geológico y Minero de España (IGME))* y las observaciones de campo: situación del contacto entre materiales impermeables y permeables, características hidrogeológicas de los materiales, disposición de las fracturas más importantes y situación de los puntos de agua inventariados.

Cartografía geomorfológica

Se ha llevado a cabo a partir de las observaciones de campo y la fotointerpretación de la ortofotografía aérea de escala 1:10.000 (año 2009) (anexo II).

Cartografía de suelos

Se han realizado cuatro catas de campo (MD1-MD4) para conocer el espesor y textura del suelo. Dos de ellas (MD-1 y MD-2) se han hecho en dos dolinas de diferente tamaño, la cuarta (MD-4) a 4m de distancia de la boca de la Sima Hedionda 2 y la tercera (MD-3) cerca de la misma a una cota más baja (anexo I). El resultado

para la cata de la dolina de menor tamaño fue un suelo de 50 cm de espesor y textura arcillosa, mientras que el resultado para la segunda cata (en la dolina de mayor tamaño) fue de >100 cm de espesor y con la misma textura que la anterior. Finalmente, el resultado para la cata MD-4 fue de >100cm y textura franca y para la MD-3 fue de 50cm y de textura igual a la anterior. A partir de estos resultados, de las obervaciones geológicas en los distintos afloramientos de la sierra y la ortofotografía aérea de escala 1:10.000 (año 2009), se ha realizado el presente mapa (anexo I).

Cartografía de vegetación

Se ha clasificado el tipo de vegetación en función de su densidad, a partir de la fotointerpretación de la ortofotografía áerea de escala 1:10.000 (año 2009) y las observaciones de campo (anexo III).

2.1.2 Medidas periódicas en la red de control

Periodicidad de muestreo

Des del 27/11/2010 hasta el 31/05/2011 el muestreo del manantial de la Hedionda se realizó aproximadamente cada semana. En los últimos meses del periodo de investigación, el muestreo se realizó con menor frecuencia. La medida de la conductividad eléctrica, la temperatura del agua y el control de la altura de la lámina de agua - obtenida a partir de la escala limnimétrica que hay instalada en el manantial de la Hedionda- se efectuó al mismo tiempo que la recogida de muestras de agua. El pH y el contenido en oxígeno disuelto se midieron en campo los días 5/01/2011 y 24/02/11.

En el manantial de Los Llanos, el río Manilva y en la Sima Hedionda 2, se recogieron muestra de agua los días 18/12/10, 24/02/11, 13/12/10, respectivamente y en los dos primeros se midió temperatura y conductividad eléctrica al mismo tiempo.

Medidas de caudal. Aforos

Los aforos realizados en el manantial de la Hedionda se realizaron mediante el micromoliete OTT y el aforo químico del río Manilva con el salinómetro SALINOMADD modelo *ETRELEC* con precisión (EC, ±0,01 mg/l).

Se realizaron un total de 7 aforos con micromolinete en el manantial de la Hedionda distribuidos entre los meses de enero, febrero, abril y mayo. En el río Manilva se realizó un aforo químico diferencial el 24/02/11.

Recogida de muestras de agua

En cada muestreo que se realizó en el manantial de la Hedionda se tomó un frasco de cristal de topacio de 60 ml y una botella de plástico de 500ml para análisis químicos convencionales.

En el resto de los puntos de agua (río Manilva, manantial de Los Llanos y sima Hedionda 2) se tomaron 500ml de agua con botellas de plástico.

Medida de parámetros físico-químicos

Las medidas *in situ* de conductividad eléctrica y temperatura del agua se han realizado con equipos WTW, modelos *Cond31.5i* y *Cond3310*, cuyas precisiones son: $\pm 0.1^{\circ}$ C de temperatura y ± 1 μ S/cm de conductividad eléctrica. Para el pH y el oxígeno disuelto se ha utilizado el medidor HACH LANGE, modelo *HQ40d multi* con precisión de ± 0.01 (pH) y ± 0.01 mg/l (O₂).

2.1.3 Ensayo de trazador

El trazador utilizado para el ensayo fue eosina (Acid Red 87, CAS: 17372-87-1), del cual se inyectaron 500 g. La inyección se efectuó el día 6 de enero de 2011 a las 12:00 horas y se empezó a muestrear en el manantial de la Hedionda media hora más tarde. La periodicidad de muestreo fue cada hora y media al inicio del ensayo, cada hora en el pico de intensidad de trazador y, seguidamente, se incrementó la periodicidad de muestreo (2 horas, 1 día y 5 días), hasta que la concentración de

trazador en las muestras fue prácticamente nula. Se tomaron dos frascos de cristal de topacio de 60 ml en cada muestreo y se transportaron en oscuridad para evitar la fotodegradación del trazador. El total de muestreos realizados fue 39, repartidos en 463 horas (tiempo de duración del ensayo).

2.2 Trabajo de laboratorio

En el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga se ha medido el PH y se han analizado los principales componentes hidroquímicos del agua: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Li⁺, NH₄⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, TAC, NO₃⁻⁻, NO₂⁻, PO₄²⁻ y F⁻.

Las técnicas analíticas empleadas han sido las de las normas internacionales (Clesceri et al., 1989):

2.2.1 Análisis de la Alcalinidad Total

La Alcalinidad Total en forma de bicarbonatos (HCO₃-) se obtuvo mediante valoración de 50 ml de muestra con H2SO4, 0,02 N, hasta llegar a pH 4,45. Para ello, se ha utilizado un pHmetro de laboratorio marca CRISON, modelo GLP 22 y una bureta digital marca BRAND.

2.2.2 Análisis del Carbono Orgánico Total (TOC) y el Inorgánico (IC)

Para el análisis del carbono inorgánico y el carbono orgánico total se utilizó un analizador de TOC, marca SHIMADZU, modelo TOC-V_CSN. El análisis se hace en dos fases. En la primera de ellas, el aparato, mediante la combustión a 900 °C, convierte todas las materias carbonosas de una muestra en CO2, cuya concentración se mide en un detector de infrarrojos. La medida de carbono total se realiza mediante la vaporización directa de la muestra, en cuyo proceso se oxida el carbono orgánico e inorgánico. Todo el carbono de la muestra, mediante oxidación catalítica, se oxidaba a CO2 y se transportaba, mediante un flujo de oxígeno, al detector en el que se medía la concentración de CO2. En la segunda etapa se mide el I.C. mediante acidificación de

la muestra con ácido clorhídrico 2 M. En estas condiciones ácidas, el carbono orgánico no se oxida y la combustión de las materias carbonosas genera la oxidación exclusiva del carbono inorgánico. La concentración de CO2 en este proceso es una medida directa del carbono inorgánico del agua. La concentración de T.O.C. se calcula sustrayendo la concentración del carbono inorgánico (segunda fase) de la del carbono total (primera fase).

2.2.3 Espectroscopia de fluorescencia

Se ha utilizado para medir la fluorescencia natural (ácidos húmicos y fúlvicos) de las aguas subterráneas del manantial de la Hedionda. El método se basa en la excitación de los electrones de las moléculas que contienen ciertos compuestos a partir de la emisión de un rayo de luz (en este caso de Xenón), que pasa a través de un filtro monocromador antes de incidir en la muestra. Una vez excitados los electrones, tienden a volver a su estado normal y es en este proceso, cuando emiten luz de menor energía (generalmente luz visible, aunque no necesariamente). La luz incidente que no es emitida, es absorbida por la muestra, que produce fluoresecencia en algunos casos. La luz fluorescente se dispersa en todas las direccione, aunque parte de esta pasa a través de un segundo filtro o monocromador y finalmente llega al detector. Se ha utilizado un espectrofluorímetro marca PERKIN ELMER modelo LS55.

Ensayo de trazador

Los análisis de las muestras recogidas en el manantial de la Hedionda se realizaron en un plazo inferior a 2 días, en el espectrofluorímetro marca PERKIN ELMER modelo LS-55, en el laboratorio de hidrogeología de la Universidad de Málaga. La longitud de onda a la que se detecta la eosina es entre 510 y 515 nm y el rango utilizado en el fluorímetro fue de 490 a 530nm. El límite de detección de eosina fue de $0,015~\mu g/l$.

2.2.4 Cromatografía iónica

Ha sido utilizada para el análisis de los principales aniones y cationes del agua. La cromatografía de intercambio iónico (o cromatografía iónica) es un proceso que permite la separación de iones y moléculas polares y se basa en las propiedades de carga de los elementos. La fase estacionaria, que suele ser un sólido o un líquido fijado en un sólido, muestra grupos funcionales iónicos que interactúan con los iones de carga opuesta del analito. La cromatografía iónica se divide en: cromatografía de intercambio catiónico y aniónico. En la primera, la fase estacionaria tiene un grupo funcional cargado negativamente, de manera que retiene los cationes del analito, mientras que en la segunda el grupo funcional está cargado positivamente. Para los análisis realizados se ha introducido un volumen conocido en el medidor METROHM, modelo Basic IC 792 que trabaja junto a un auto-muestreador de la misma marca, cuyo modelo es *Compact Autosampler* 863.

2.3 Trabajo de gabinete

2.3.1 Recopilación de información

Se ha consultado bibliografía técnica y científica existente sobre hidrogeología kárstica en general y sobre el área de estudio en particular.

a) MÉTODO COP

Método utilizado para realizar la cartografía de vulnerabilidad a la contaminación. El tratamiento de las capas de información geográfica correspondientes se ha realizado mediante el ARC GIS 9.3 (anexo VI).

Fuentes utilizadas

Variable O_L: La capa de información geográfica que se ha utilizado para evaluar las variables relacionadas con la litología deriva de la cartografía hidrogeológica de elaboración propia realizada en el campo durante el periodo de estudio. Como referencia, se ha utilizado el mapa geológico de escala 1:50.000 (hoja 1071 de Jimena de la Frontera realizada por el *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*).

El espesor de la zona no saturada ha sido determinado a partir de la cota de surgencia del manantial obtenida en campo mediante GPS (modelo Garmin Legend, en coordenadas UTM y *Datum European 1959*), y el modelo digital de elevaciones de la Junta de Andalucía (tamaño de celda 10m x10m). La cota de la surgencia es el único punto de nivel piezométrico conocido hasta el momento, de manera que se ha utilizado este dato para establecer dicho nivel en el área de estudio.

Variable O_{s:} la cartografía de suelo ha sido elaborada específicamente para este proyecto. Se ha creado un mapa temático de la textura y la profundidad del suelo, en función de las observaciones de campo y con la ayuda de la ortofotografía de escala 1:10.000 (año 2009).

Variable sv: para evaluar el parámetro sv es necesario conocer la densidad de vegetación y la pendiente del área de estudio. El mapa de pendientes se ha extraído del modelo digital de elevaciones de la Junta de Andalucía (tamaño de celda 10 x 10m) y la capa de vegetación ha sido creada para este proyecto.

b) MÉTODO APLIS

Método utilizado para estimar la recarga espacial del acuífero. El tratamiento de las capas de información geográfica correspondientes se ha realizado mediante el ARC GIS 9.3 (anexo V).

Fuentes utilizadas

Mapa de Pendientes (P) y Altitud (A): se han obtenido a partir del tratamiento del modelo digital del terreno de la Junta de Andalucía, con un tamaño de celda de 10x10m.

Mapa Litológico (L): se ha utilizado la hoja 1071 de Jimena de la Frontera, del mapa geológico de escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España.

Mapa de Zonas de Infiltración preferencial (I): se ha obtenido a partir de la cartografía geomorfológica de escala 1:10.000, de elaboración propia.

Mapa de suelos (S): Se ha utilizado la cartografía de suelos de escala 1:10.000 realizada durante el periodo de estudio para poder analizar este parámetro.

2.3.2 Realización de cortes geológicos

A partir de la cartografía hidrogeológica y las observaciones de campo se han elaborado dos cortes geológicos. Para ello se ha utilizado el programa FREEHAND versión MX.

2.3.3Tratamiento de datos e interpretación de los mismos

a) Datos hidrodinámicos

Estudio de la evolución temporal de la precipitación, mediante histogramas y del caudal del manantial, a partir de hidrogramas.

b) Parámetros físico-químicos

Estudio de la evolución temporal de la temperatura y de la conductividad eléctrica a partir de hidrogramas.

c) Datos hidroquímicos

Diagramas de Piper

Se ha realizado un diagrama de piper para conocer las facies hidroquímicas que caracterizan la Sierra de la Utrera. El programa utilizado fue DIAGRAMMES, de la Universidad de Avignon.

Evolución temporal

Se ha llevado a cabo la evolución temporal de los componentes mayoritarios y de la fluorescencia natural de las aguas.

Análisis estadísticos

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP), mediante el programa XLSTAT de MICROSOFT EXCEL, con los componentes mayoritarios y la fluorescencia natural de las aguas subterráneas del manantial de la Hedionda.

Para calcular la presión parcial de CO₂, el índice de saturación en calcita, dolomita y yeso, se ha utilizado el programa EQ3 (Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 1993).

d) Tratamiento de datos de precipitaciones y caudales históricos

Los datos de precipitación históricos corresponden a la estación meteorológica de Casares y los datos históricos de caudales a la estación de la Hedionda, los cuales han sido facilitados por el Instituto Geológico y Minero de España.

e) Balance de Kessler

A partir de los datos de precipitación de la estación de Casares y el programa MICROSOFT EXCEL se ha llebado a cabo el balance de kessler.

f) Ensayo de trazador

Se ha calculado la concentración de trazador y la recuperación del mismo con el programa MICROSOFT EXCEL, así como la curva de concentración de trazador.

Los hidrogramas de las evoluciones temporales junto con el diagrama de Piper y ACP, han sido tratados con el programa ORIGIN 8 y retocados posteriormente con el FREEHAND MX.

2.3.4 Redacción de la memoria de máster

A partir de las cartografías, los gráficos y la interpretación de los mismos se ha realizado la presente memoria.

3. DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Generalidades de la zona de estudio

La Sierra de la Utrera se encuentra en la provincia de Málaga y pertenece al término municipal de Casares. Las poblaciones más cercanas son: Manilva, a 1,3km al sur de la sierra, y Casares, a unos 3km al norte. Los accesos se realizan por la carretera A-377 (entre Gaucín y San Luís de Sabinillas), la AP-7 al SE de la sierra y la A-7 (figura 3.1). Tiene una superficie de 5,5 km² y se extiende 3,3 km de N a S y 1,3 km de E a O. El 76% del área se encuentra a ≤ 300 m s.n.m., mientras que la altitud máxima es 352 m s.n.m. y la mínima 43 m s.n.m., cota ésta a la que se encuentra el manantial de la Hedionda.

El Río Manilva o el arroyo de los Molinos es el principal curso fluvial de la zona y circula de N a S por el borde oriental de la sierra. Al N y al S los límites del macizo están definidos por dos arroyos de dirección O-E, afluentes al río principal. En el interior de la sierra, se han formado dos cañones de dirección O-E: el Canuto Chico, al N y el Canuto de la Utrera, al S (figura 3.1).

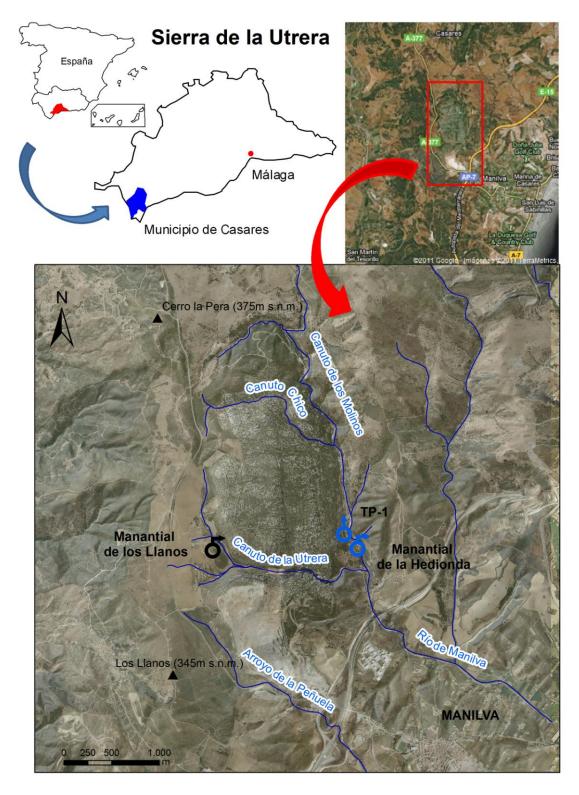


Figura 3.1. Mapa de situación y accesos de la Sierra de la Utrera.

El relieve kárstico de la zona es peculiar y de gran interés paisajístico. Es un modelado en forma de mesa y de tipo ruiniforme, que presenta una gran similitud con el del Torcal de Antequera. Además se identifican multitud de formas kársticas: cuevas y simas, dolinas y uvalas, abundantes lapiaces (rillenkarren, rinnenkarren, kamenitzas -estas últimas frecuentes en el macizo-, entre otras) (figura 3.2). Espeleólogos de la zona han catalogado más de 100 cavidades, entre las que destacan, la Cueva del Duque, donde se encontraron restos arqueológicos (Fernando de la Lama, 1987), y las simas Hedionda 1, Hedionda 2 (Sima Pito) y Hedionda 31 (figura 4.1), que guardan en su interior una gran belleza natural: pozos, conductos freáticos y salas con multitud de espeleotemas (banderas, estalactitas, estalacmitas, gours, perlas de caverna, columnas, coladas, etc.) (annexo IV). Una de las simas más profundas del macizo es la Sima Hedionda 3 con más de 90m de profundidad.

Desde hace más de 30 años está en funcionamiento la cantera de Manilva, que se encuentra en el extremo S de la sierra y actualmente ocupa una superficie aproximada de 0,6 km². En el borde occidental, existen tres canteras más de menor entidad, aparentemente abandonadas.

La Sierra de la Utrera se encuentra en condiciones climáticas de tipo mediterráneo con influencia de vientos y precipitaciones provenientes del Atlántico, debido a la situación topográfica en la que se encuentra, próxima al mar Mediterráneo y al estrecho de Gibraltar. Los veranos son cálidos y prolongados con temperaturas máximas de 40°C y los inviernos suaves y lluviosos, con temperaturas mínimas de alrededor de 2°C. La precipitación media anual en año hidrológico, según los datos del registro histórico, es del orden de los 730 mm, aunque en años húmedos la lluvia media anual puede ser de 1000 mm (ver tabla 3.1).

¹ La nomenclatura que se ha utilizado en el presente trabajo para denominar estas simas es HD-1, HD-2 y HD-3 para las simas Hedionda 1, Hedionda 2 y Hedionda 3, respectivamente.

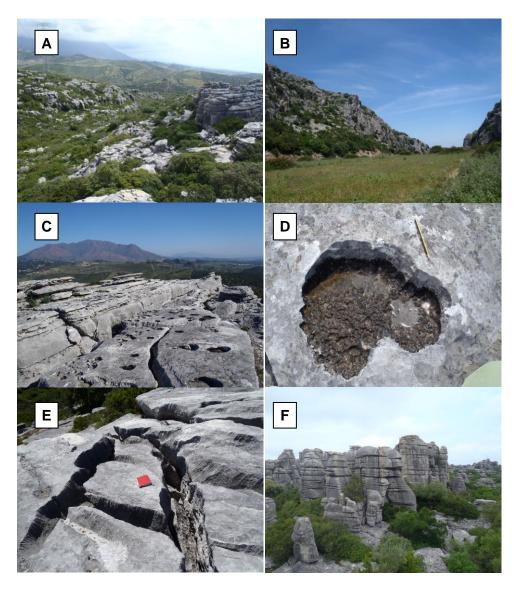


Figura 3.2. A. Vista de la cabecera del Canuto Chico; B. Vista de la cabecera del Canuto de la Utrera; C. Lapiaz con kamenitzas; D. Detalle de una kamenitza; E. Lapiaz con clints y grikes y presencia de rillenkarren en los límites de los clints; F. Paisaje de tipo Ruiniforme o Torcal.

La lluvia acumulada durante todo el periodo de estudio ha sido de 813 mm (noviembre 2010-mayo 2011), distribuida básicamente en seis eventos de precipitación (tabla 3.2). Cada uno de los cuales ha ocurrido en un mes diferente, excepto el último que tuvo lugar entre los meses de abril y mayo. La lluvia máxima diaria registrada fue de 91 mm, el 18 de diciembre del 2010.

SERIE HISTORICA	Lluvia total	Días de Iluvia		
SERIE HISTORICA	acumulada (mm)	(años húmedos)		
1981-1982	577			
1982-1983	227			
1983-1984	847,5	38		
1984-1985	884,2	37		
1987-1988	818,5			
1990-1991	960	36		
1991-1992	909	25		
1992-1993	735,5			
1993-1994	605,5			
1996-1997	1046,5	23		
1998-1999	472,5			
1999-2000	797,5			
2000-2001	850	44		
2001-2002	703,5			
2002-2003	753,7			
2004-2005	471,8			
2005-2006	749,3			
m	730	34		
+15% de m	839			
m (años húmedos)	916,2			
Intensidad de P (mm/día) para m (años húmedos)	27			
LEYENDA	Año seco Año húmedo			

Tabla 3.1. Años hidrológicos húmedos y secos de la serie histórica analizada (m:media aritmética, P: precipitación).

EVENTOS DE PRECIPITACIÓN	Noviembre	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Abril-Mayo
n (días de lluvia)	7	7	6	8	13	15
Lluvia media (mm)	17	29	19	6	13	6
Lluvia máxima diaria (mm)	66	91	53	21	50	17
Lluvia acumulada (mm)	117	202	116	44	166	85
Periodo (días)	23-29	17-23	23-28	13-20	3-15	18-2

Tabla 3.2. Distribución mensual y características de las precipitaciones producidas durante el periodo de investigación (noviembre 2010-mayo 2011)

3.2 Contexto geológico regional

La Cordillera Bética constituye el extremo más occidental del conjunto de las cadenas alpinas europeas. Está ubicada al Sur de la Península Ibérica y se orienta en la dirección ENE-OSO. En ella se distinguen cuatro dominios principales: Zona Externa, Zona Interna, Complejo del Campo de Gibraltar y cuencas neógenas o materiales postorogénicos (figura 3.3).

Las Zonas Externas afloran en la parte más septentrional de la Cordillera Bética y constituyen la cobertera sedimentaria del margen sudibérico, plegada y despegada de su zócalo, cuyo nivel de despegue está constituido por los materiales del Trias Superior (facies germano-andaluza). Las Zonas Externas corresponden al margen continental meridional de la placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. En ella se distinguen, a su vez, dos dominios paleogeográficos: el Prebético y el Subbético. Dentro del segundo se distinguen tres dominios: Externo, Interno y Medio. En el sector occidental de la Cordillera Bética, ocupando una posición equivalente al Subbético Interno pero con características estratigráficas algo distintas, se diferencia el dominio Penibético (Martin Algarra y Vera, 1982; Martin Algarra, 1987).

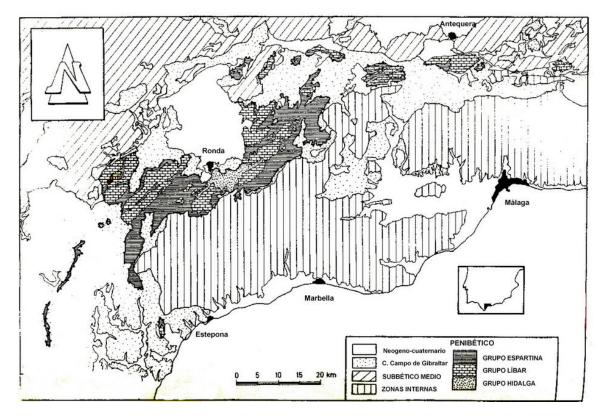


Figura 3.3. Dominios paleogeográficos de la Cordillera Bética Occidental y afloramientos de los grupos del Penibético (extraído de Martín Algarra, 1987).

Las Zonas Internas afloran en la parte más meridional de la cordillera y corresponden a dominios paleogeográficos ajenos a la placa Ibérica.

El Complejo del Campo de Gibraltar comprende materiales del Cretácico, Paleógeno y especialmente del Mioceno inferior. Está constituido principalmente por rocas sedimentarias de facies Flysch.

Los materiales que forman la Sierra de la Utrera pertenecen al dominio Penibético o Subbético Interno occidental (figura 3.3 y 3.4). En la zona de estudio afloran dos de los conjuntos litológicos que caracterizan este dominio paleogeográfico: Grupo Líbar y Grupo Espartina. El tercero, el Grupo Hidalga, engloba todo el Trias penibético y está formado por arcillas, dolomías y evaporitas. Estos materiales no afloran en la zona de estudio pero se encuentran estratigráficamente por debajo de los materiales del Grupo Líbar (Martín Algarra, 1987).

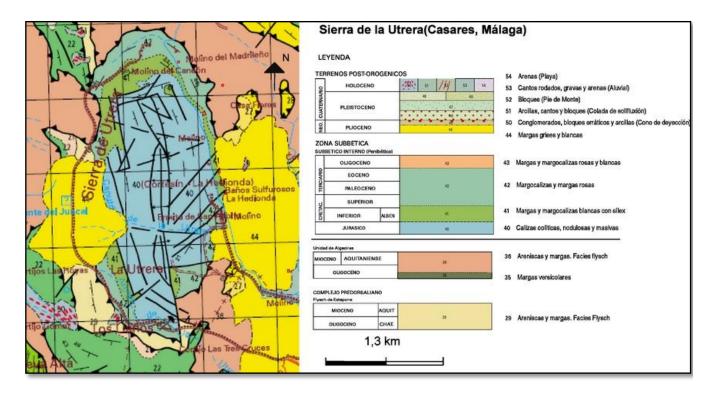


Figura 3.4. Mapa geológico de la Sierra de la Utrera (modificado de la Hoja Magna 1071 (Jimena de la Frontera), del IGME.)

El Grupo Líbar, se divide en dos formaciones, la Formación Endrinal (en posición inferior) y la Formación Torcal (superior), y está representado por los afloramientos carbonáticos del Jurásico. Ambas formaciones se pueden observar en la cabecera del Canuto de la Utrera (figura 3.5). Finalmente el Grupo Espartina está constituido por calizas-margosas y margas del Cretácico y Terciario. En este grupo se distinguen dos formaciones, las Capas Blancas y las Capas Rojas, ambas bien representadas en la zona de estudio.

Los materiales carbonáticos del Grupo Líbar y las margo-calizas forman un pliegue anticlinal en cofre. El contacto de ambos materiales es concordante, aunque en el flanco O y en el extremo S el contacto se realiza mediante fallas NNO-SSE. Tanto en el sector oriental como en el occidental afloran discordantes sobre los materiales anteriores, margas del Plioceno, mientras que, en el borde N y S, el Flysch cabalga sobre los materiales que forman el pliegue (figura 3.4).

3.3 Descripción estratigráfica

Los materiales que forman la sierra de la Utrera pertenecen fundamentalmente al dominio Penibético. En el entorno se reconocen también materiales del Flysch del Campo de Gibraltar y, discordantes sobre todos ellos, materiales del Plioceno y depósitos cuaternarios.

3.3.1 El Penibético

Grupo Hidalga (Triásico)

El Grupo Hidalga está formado por dolomías y calizas negras del Trías medio y arcillas con evaporitas del Trías Superior. Estos materiales no se han reconocido en la zona de estudio, aunque las arcillas con evaporitas están en contacto con los materiales carbonáticos del Grupo Líbar.

Grupo Líbar (Jurásico- Necomiense Inferior)

El Grupo Líbar está formado por dos grandes conjuntos carbonatados, la Formación Endrinal y la Formación Torcal, separados por una discontinuidad estratigráfica. Ambos conjuntos han sido afectados por una dolomitización epigenética, cuya extensión e importancia regional justifican la separación de ésta como una unidad litológica independiente, denominada Dolomía de Jarastepar.

Dolomía de Jarastepar

El límite inferior de esta unidad es estratigráfico, mientras que el superior, de naturaleza irregular, es postsedimentario y está relacionado con el proceso de dolomitización de las calizas. Hacia la base suele aparecer bien estratificada e intercala niveles margosos esporádicamente, mientras que hacia el techo aumenta el carácter masivo. Se considera que la edad de la dolomitización puede estar comprendida entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior (Necomiense), anterior al cese del depósito del Grupo Líbar. Estos materiales no se han reconocido en la zona de estudio.

Formación Endrinal

La Formación Endrinal está constituida principalmente por calizas oolíticas, que suelen ser de color claro y aspecto masivo. El espesor de estos materiales es variable aunque, en general, supera los 300m. Las potencias mayores se reconocen en los afloramientos más externos del Penibético, mientras que en los más internos apenas superan los 200m. En la zona de estudio esta formación puede tener unos 300m de espesor.

A la mitad inferior de esta formación se le atribuye una edad Lías y para la parte superior Dogger Martín Algarra (1987).

Formación Torcal

Esta formación corresponde al conjunto litológico superior del Grupo Líbar. Se sitúa directamente bajo el Grupo Espartina y sobre la Formación Endrinal. Está ampliamente representada en todo el Penibético y se caracteriza por tener un relieve kárstico de tipo ruiniforme, como el del Torcal de Antequera (figura 3.5).

Se pueden diferenciar dos miembros en la Formación Torcal: uno inferior formado por calizas nodulosas y brechas, y un miembro superior constituido por calizas con oolitos pelágicos. Las primeras están bien estratificadas y pueden ser de colores grises o rojizos, entre otras tonalidades. Las segundas son calizas oolíticas grisáceas, bien estratificadas, de carácter masivo y bastante homogéneo. Esporádicamente presentan intercalaciones de calizas nodulosas (rojas o no) en las que se encuentran macrofósiles. El espesor de esta formación es bastante variable; en general, disminuye hacia los sectores externos, donde puede no haberse depositado o bien haber sido erosionada. Hacia el S el espesor puede superar los 200m. Sin embargo en la zona de estudio se le atribuye un espesor de aproximadamente 50m.

La presencia de macrofósiles (como ammonites, belemnites, entre otros) (figura 3.5) y microfósiles (foraminíferos planctónicos y bentónicos, crinoideos, etc.) en estos materiales han permitido constatar una edad Oxfordense medio a Valanginiense inferior.

La superficie del techo de esta formación está marcada por la discontinuidad intravalangeniense, seguida por la intrahauteriviense, esta última relacionada con la emersión del Penibético. La primera corresponde a un antiguo fondo duro submarino (hardground) y está rellenada por materiales del Cretácico inferior que forman costras

irregulares. Además, presentan crinoideos y estromatolitos pelágicos (figura 3.5), estos últimos con un notable contenido en fosfatos. La segunda, se caracteriza por ser un nivel de paleokarst que se produjo cuando las calizas no habían sido plegadas y en el que se pueden distinguir cavidades y resaltes de disolución.

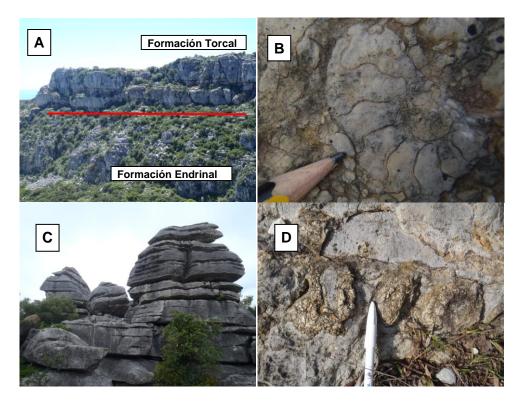


Figura 3.5. A: Formacion Endrinal y Torcal en la parte alta del Canuto de la Utrera. B: Ammonites en la Formación Torcal. C: Karst de tipo ruiniforme en la Formación Torcal de la Sierra de la Utrera. D: Estromatolitos pelágicos de la discontinuidad intravalangeniense

Grupo Espartina (Cretácico-Terciario)

En este grupo se incluyen los materiales cretácico-terciarios del Penibético posteriores a la primera discontinuidad intracretácica, que afecta de forma generalizada al techo del Grupo Líbar. Este grupo está formado por margas y margocalizas que pueden ser de colores grises y a veces contienen materiales bituminosos (Capas Blancas) o de colores asalmonados (Capas Rojas).

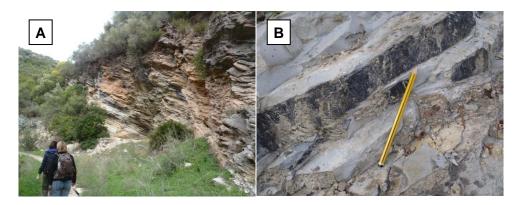


Figura 3.6. A: Afloramiento de Capas Rojas en la parte baja del Canuto de la Utrera. B: Detalle de las Capas Blancas.

3.3.2 Flysch del Campo de Gibraltar

Se dispone cabalgando sobre los materiales del Grupo Espartina y está constituido por arcillas de color rojizo, marrón, verdoso, entre otros, y areniscas de origen carbonático y/o terrígeno, aunque localmente las areniscas pueden pasar a texturas microconglomeráticas. La edad de estos materiales va desde el Cretácico Superior al Mioceno Inferior.

3.3.3 Plioceno Inferior

El Plioceno Inferior está constituido por conglomerados, calcarenitas y margas, discordantes sobre el sustrato del Complejo del Campo de Gibraltar y los afloramientos del Penibético. Los depósitos más cercanos a los relieves actuales están formados por los conglomerados, que probablemente se depositaron en medios litorales o sublitorales. En el área de estudio afloran al E y O de la Sierra de la Utrera y son predominantemente margosas. También existe un afloramiento de esta naturaleza en la parte alta del Canuto de la Utrera, sobre los materiales del Penibético.

3.3.4 Materiales Cuaternarios

En el área de estudio se han identificado principalmente tres tipos de depósitos cuaternarios: los derrubios de ladera, los coluviones y los canchales. Los primeros están formados por cantos angulosos, de tamaño centimétrico a decimétrico y gravas de caliza; en algunos afloramientos presentan abundante matriz arcillosa cementada, mientras que en otros el porcentaje de cantos es superior. Los coluviones presentan cantos y gravas de caliza y margo-caliza y abundante matriz arcillo-arenosa no cementada. Los derrubios de ladera están situados en la cabecera del Canuto de la Utrera y los coluviones en el contacto entre las calizas Jurásicas y las margo-calizas, aguas abajo del mismo (anexo I). Los canchales aparecen también en la parte alta del Canuto de la Utrera y están relacionados con la erosión de las calizas que forman los escarpes del canuto. Están constituidos por cantos de caliza decimétricos y centimétricos, angulosos y sin matriz.

4. ESTUDIO HIDROGEOLÓGICO

4.1 Marco hidrogeológico

El acuífero carbonatado de la Sierra de la Utrera, con una superficie de 3,3 km², está formado por calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético Interno Occidental o Penibético (Martín Algarra, 1987). Las calizas y las dolomías son permeables por fisuración y karstificación y constituyen una misma formación acuífera de aproximadamente 350m de espesor. Los límites del acuífero corresponden al contacto de las calizas con los materiales de baja permeabilidad: margo-calizas cretácicas y arcillas del Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar. Debajo de las rocas carbonáticas las arcillas con evaporitas del Trías superior.

En general, la geometría del sistema corresponde a un pliegue anticlinal en cofre con un eje de dirección N-S, del que aflora principalmente la charnela y el flanco oriental, constituido por las calizas del Jurásico. El buzamiento de la estratificación es prácticamente horizontal en el sector occidental (charnela) mientras que en el borde N y NE constituye un cierre periclinal con buzamientos de 10°-20° y de 20°-40°, respectivamente (figura 4.2 y 4.3).

La red hidrográfica está formada por un curso de mayor importancia, el Río Manilva, y dos afluentes de menor entidad y de carácter efímero (figura 4.1): Canuto de la Utrera y Canuto Chico.

El Río Manilva recorre, de norte a sur, el borde oriental de la Sierra de la Utrera. Al inicio de su recorrido por ésta fluye sobre las calizas jurásicas y forma un cañón fluviokárstico de paredes escarpadas, llamado Canuto de los Molinos. Aguas abajo y a la altura del manantial de la Hedionda, circula por el contacto entre las calizas y las margo-calizas, e incluso sobre estas últimas.

El Canuto Chico y el Canuto de la Utrera están excavados en las calizas y constituyen dos cañones fluviokársticos de dirección O-E. Ambos cañones se han desarrollado según la fracturación (figura 4.1, 4.2 y 4.3). El del Canuto Chico ha evolucionado a partir de dos de las direcciones de fracturación existentes en la Sierra de la Utrera, aproximadamente E-O y N-S.

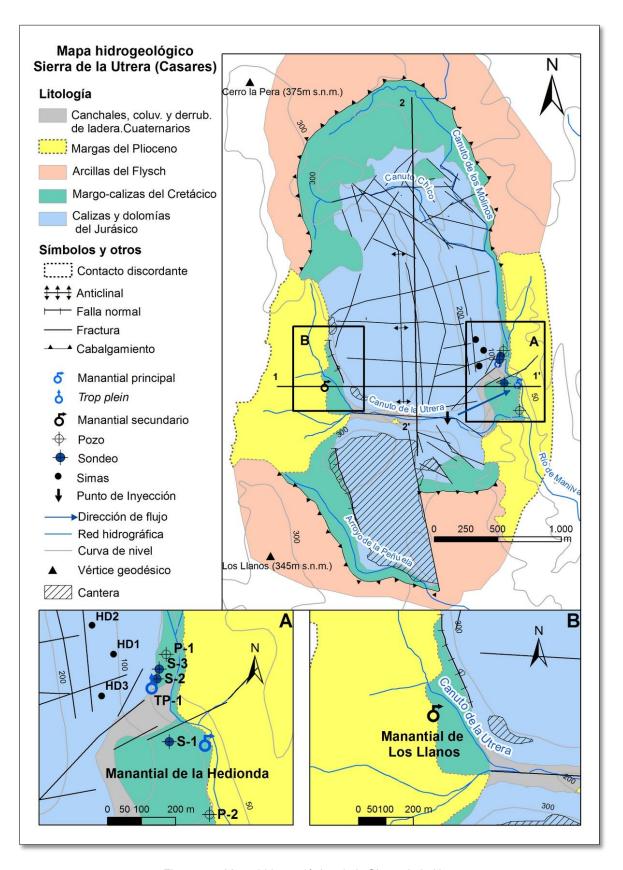


Figura 4.1. Mapa hidrogeológico de la Sierra de la Utrera

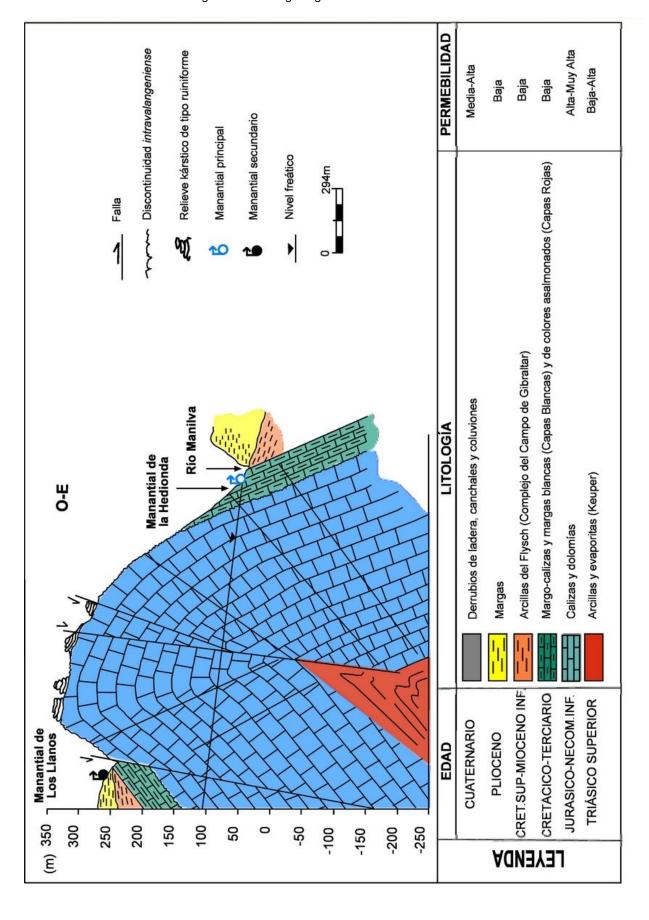


Figura 4.2. Corte geológico 1-1'

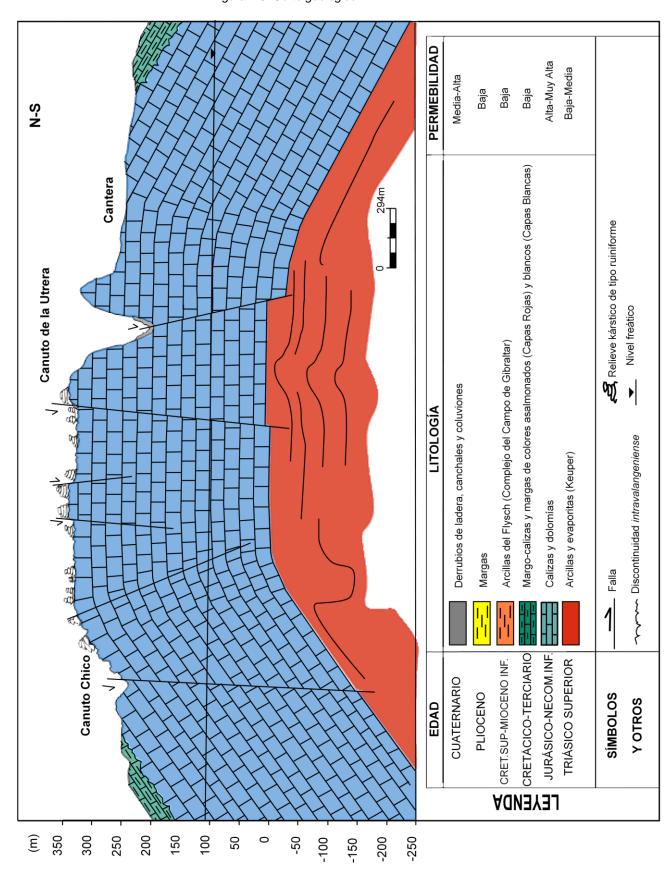


Figura 4.3. Corte geológico 2-2'

4.2 Inventario de puntos de agua

A continuación se presenta una tabla con los principales puntos de agua, todos ellos situados en la Sierra de la Utrera:

Nº	TIPO	NOMBRE	NºMUESTRAS		ENADAS S (ED50)	Cota	Q (I/s)	OBSERVACIONES	Fecha/Periodo de
				X Y		(m s.n.m)			muestreo
1	Manantial principal	Hedionda	26	297289	4030505	43	344	Caudal medio	27/11/10-31/05/11
2	Trop plein	TP-1	-	297160	4030691	48	-		-
3	Manantial secundario	Los Llanos	1	295773	4030545	256	1-2	Caudal estimado	18/12/2010
4	Sondeo	S-2	-	297162	4030695	48	-	Sondeo cerca trop plein	-
5	Sondeo	S-3	-	297173	4030722	48	-	Sondeo surgente	-
6	Sondeo	S-1	-	297184	4030462	75	-	Sondeo colmatado	-
7	Pozo	P-1	-	297195	4030766	49	-		-
8	Pozo	P-2	-	297343	4030291	49	-	Pozo colmatado	-

Tabla 4.1. Tabla que muestra el inventario de puntos de agua en la Sierra de la Utrera. (Q: Caudal).

En la zona de estudio se ha identificado un único manantial principal por el que se realiza la descarga de la Sierra de la Utrera, el manantial de la Hedionda, situado en el borde oriental a 43m s.n.m. (figura 4.1). El resto de puntos de agua se sitúan en el mismo borde, a cota más alta que la de la surgencia principal (tabla 4.1) y próximos a ella, a excepción del manantial de los Llanos que se encuentra en el sector occidental de la sierra y a 256m s.n.m, aunque esta surgencia no está relacionada con el drenaje del acuífero carbonático. Se tiene constancia que el caudal drenado por este último contribuye, junto con el resto de escorrentía, a la recarga parcial del acuífero

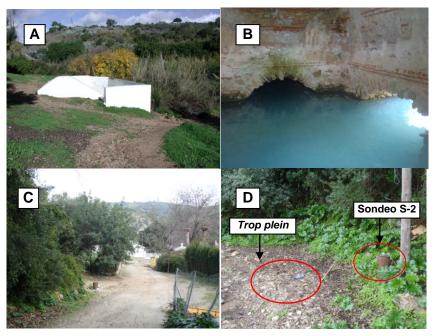


Figura 4.4. A: Situación del manantial de la Hedionda. B: Antiguo balneario del manantial de la Hedionda C: Sondeo S-3 (surgente durante los periodos de recarga). D: Sondeo S-2 junto al trop plein.

4.3 Caracterización hidrodinámica

En el manantial de la Hedionda se ha controlado la altura de la lámina de agua y se han realizado diversos aforos con micromolinete para conocer el caudal de descarga y estudiar así la respuesta de la surgencia frente a los eventos de precipitación. La altura de la lámina de agua se ha convertido en caudal mediante la aplicación de una curva de gastos (figura 4.5).

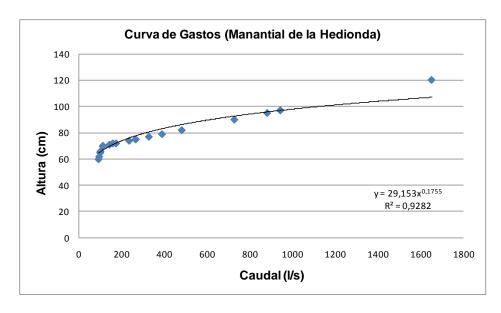


Figura 4.5. Curva de gastos del manantial de la Hedionda realizada a partir del control de la altura de la lámina de agua y los aforos con micromolinete.

El caudal medio drenado por el manantial durante el periodo de muestreo ha sido de 344 l/s, con un mínimo de 93 l/s y un máximo de 1650 l/s, registrados el 18 y el 21 de diciembre, respectivamente.

En la tabla 4.2 se han recopilado los datos de caudal de la serie histórica comprendida entre 1981 y 2001 (datos facilitados por el *Instituto Geológico y Minero de España*, IGME). El caudal medio de la serie histórica analizada es de 97 l/s, mientras que el mínimo y el máximo son 63 l/s (año 2000) y 178 l/s (año 1996), respectivamente.

	MANA	NTIAL DE I	LA HEDIONDA	
Año	Caudal (l/s)	Nº de registros	Fecha de registro	Caudal medio (l/s)
1981	77,5 63,3 57,3	3	julio septiembre noviembre	66,2
1982	165,1 118,7 46,0 83,0	4	febrero mayo septiembre noviembre	103,2
1983	115,3 72,2 59,1	3	febrero abril septiembre	82,2
1984	112,0 41,3	2	mayo septiembre	78,5
1985	95,6	1	octubre	95,6
1986	115,6 100,9	2	abril septiembre	108,2
1987	88,5 64,3	2	julio septiembre	76,4
1988	101,1 73,2	2	abril septiembre	87,1
1989	136,2 67,9	2	abril agosto	102,01
1990	100,8 183,3 104,7	3	marzo mayo septiembre	129,6
1991	148,8 83,3	2	abril septiembre	116,2
1992	83,3 119,4	2	28-abr 29-abr	101,4
1993	115,6 66,8	2	abril septiembre	91,2
1994	86,7 83,6	2	mayo noviembre	85,2
1995	62,0 66,1	2	abril septiembre	64,1
1996	228,0 128,0	2	mayo octubre	178
1997	88,3	1	septiembre	88,3
1998	124,3 111,8	2	abril septiembre	118,1
1999	97,9	1	marzo	97,9
2000	62,8	1	04-oct	62,8
2001	103,4	1	19-may	103,4
		n m min. max.		21 96,9 62,8 178,0
		v (%)		25,5

Tabla 4.2. Caudales medios anuales del manantial de la Hedionda registrados entre 1981 y 2001 (n: número de años, m: media aritmética, max.: valor máximo, min.: valor mínimo, v: coeficiente de variación.). Datos facilitados por el IGME.

El hidrograma del manantial durante el periodo de estudio muestra crecidas en respuesta a los eventos de precipitación. Los aumentos de caudal son rápidos y, en la mayoría de los casos, proporcionales a la magnitud e intensidad de las precipitaciones. Las diferencias de caudal entre el final del agotamiento y la punta de la crecida suelen ser importantes. Así, en la crecida del mes de diciembre, el aumento del caudal fue de 1558 l/s y para la del mes de marzo de 841 l/s.

Si se analiza con más detalle el hidrograma del manantial, se observa que para la crecida del mes de diciembre se obtiene un tiempo de base del orden de los 12 días y un tiempo de crecida de 3 días. Sin embargo, para la crecida del mes de marzo, el tiempo de base es aproximadamente de 41 días y el tiempo de crecida de 8 días (siempre con las limitaciones de la periodicidad de muestreo). Por tanto, la descarga se produce más lentamente para eventos pluviométricos de menor intensidad y mayor duración.

El flujo de agua en el acuífero se produce por conductos kársticos que favorecen la infiltración rápida. Ahora bien, no toda el agua que se infiltra fluye a través de estos conductos, sino que puede existir otro tipo de flujo, más lento, que circula por fracturas o conductos menos desarrollados que amortiguan la señal de entrada.

Esta primera aproximación al comportamiento hidrodinámico del manantial no debe considerarse concluyente ya que corresponde sólo a una parte del actual año hidrológico y se debería estudiar su evolución, a partir de series de datos continuos registrados a lo largo de varios años, para obtener resultados más representativos.

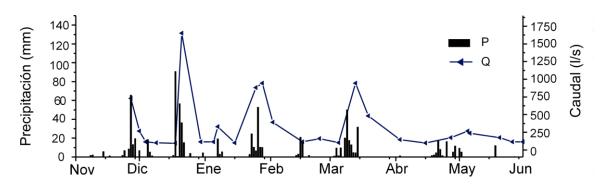


Figura 4.6. Hidrograma del manantial de la Hedionda durante el periodo noviembre de 2010 a mayo de 2011.

4.4 Caracterización hidroquímica

4.4.1. Composición química del agua

El agua del manantial de la Hedionda presenta, en general, facies hidroquímica mixta, bicarbonatada-sulfatada-clorurada cálcico-sódica, aunque puede llegar a ser bicarbonatada cálcica durante los periodos de crecida (figura 4.7). El Río Manilva, aguas arriba del Canuto de los Molinos (figura 4.1), es de facies bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica. El agua del manantial de Los Llanos y el agua de goteo de la Sima Hedionda 2 (HD-2) o Sima Pito (figura 4.1 y anexo IV) a unos 60m de profundidad son de facies bicarbonatada cálcica (figura 4.7).

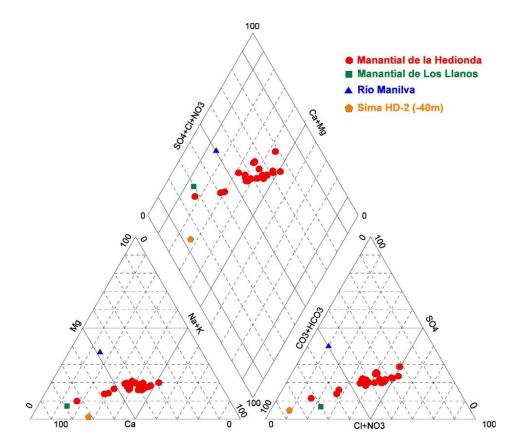


Figura 4.7. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea recogidas en el manantial de la Hedionda, Río Manilva, Sima Hedionda 2 (HD-2) y el manantial de Los Llanos.

En la tabla 4.3 se recogen los parámetros físico-químicos controlados en los diferentes puntos de muestreo. El análisis químico del agua de goteo de Sima Hedionda 2 (HD-2), a unos 80 m de profundidad (anexo IV), no está completo, debido a que la cantidad de muestra recogida no fue suficiente para realizar todas las determinaciones químicas

Manantial de la Hedionda

El agua del manantial de la Hedionda presenta unos contenidos medios de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ de 82,1 mg/l, 21,7 mg/l, 92,7 mg/l y 2,5 mg/l respectivamente, mientras que los de SO_4^{2-} , Cl^- , TAC y NO_3^- son 110,7 mg/l, 155,9 mg/l, 242,8 mg/l y 4,9 mg/l (tabla 4.3).

El coeficiente de variación de los parámetros físico-químicos analizados es superior al 10%, a excepción del contenido en Ca²⁺ (6%) y la temperatura (3,5%). El coeficiente de variación de la Alcalinidad (TAC) es del 12%. En cuanto a la conductividad eléctrica, los valores mínimos y máximos registrados son 489 y 1211 µs/cm, respectivamente. Por tanto, en conjunto y según el criterio de Shuster y White (1971, 1972), se trataría de un sistema de tipo kárstico o *conduit flow* (flujo por conductos).

Río Manilva

En el presente estudio se ha tomado sólo una muestra de agua del río, así que no es representativa de la variabilidad temporal, pero es útil para hacer una primera aproximación físico-química.

De la composición química del agua muestreada cabe destacar el alto contenido en SO_4^{2-} (163 mg/l) y la presencia de K⁺ (4,3 mg/l) (tabla 4.3).

Manantial de Los Llanos

El contenido en Ca²⁺ y la alcalinidad de las aguas que drena este manantial para la muestra recogida el día 18 de diciembre, son de 91,1 mg/l y 259 mg/l respectivamente. Destaca en su composición química el contenido en NO₃ con 33,3mg/l, procedentes de la actividad agropecuaria que se desarrolla en su entorno. No obstante, conviene precisar que este manantial no está relacionado con el drenaje del acuífero carbonático.

Sima Hedionda 2 (HD-2) o Sima Pito

El agua recogida en la Sima Hedionda 2 se encontraba almacenada en un *gour* (anexo IV, fotografía C), como resultado de la acumulación del agua que discurre entre las microfracturas de la roca. Se han recogido dos muestras de este tipo a diferentes profundidades: la primera aproximadamente a 60 m de profundidad y la segunda a 80 m, con la finalidad de conocer la composición química del agua y si ésta varía con la profundidad.

La más superficial se ha recogido en la Sala del Pavo (anexos IV) y la más profunda en los conductos kársticos que existen a -80m. Las observaciones realizadas en su interior evidencian un sistema kárstico actualmente fósil, con escaso drenaje. Los valores de Ca²⁺ son 33,9 mg/l y 55,5 mg/l, a 60 y a 80m de profundidad respectivamente, y 243 mg/l de TAC (a 60m), dada la naturaleza carbonatada de la roca, aunque cabe añadir la presencia de SO₄²⁻, NO₃-, PO₄²⁻, F-, Cl⁻, Na⁺ y Mg²⁺ (tabla 4.3).

El resultado de los análisis muestra una ligera variación en la composición química del agua de goteo con la profundidad. La concentración de Ca²⁺, Cl⁻ y SO₄²⁻ aumenta en profundidad, mientras que la concentración de Na⁺, NO₃²⁻, PO₄²⁻ y F⁻ disminuye.

La disminución en profundidad de la concentración de NO₃²⁻, es coherente con un origen superficial de este componente. Los PO₄² son característicos, aunque no exclusivos, de los excrementos de los murciélagos, que normalmente permanecen más cerca de la entrada de la cavidad. No obstante, para establecer conclusiones más determinantes es necesario realizar un muestreo continuado en el tiempo y con información espacial más detallada.

Tabla 4.3 Valores de los parámetros físico-químicos y componentes químicos del agua del manantial de la Hedionda, del manantial de Los Llanos, del Río Manilva y de Sima HD-2 (n: número de muestras, m: media aritmética, máx.: valor máximo, min.: valor mínimo, v: coeficiente de variación).

<u>S</u>																																			\neg							
NH⁴⁺(mg									1,0		0,1	0,4		0,2													4	0,5	1,0	0,1	79,1		1,3									
K ⁺ (mg/l)	3,7	3,1	2,8	2,9	3,6	1,0	2,4	3,4	2,3	2,4	1,6	3,2	2,4	3,0	1,9	2,7	1,4	1,6	2,7	2,6	2,9	2,1	1,9	2,5	3,2	2,7	56	2,5	3,7	1,0	26,6	0,2	4,3									
Mg ²⁺ (mg/l)	36,6	26,6	27,0	24,9	29,9	2,7	21,6	20,8	21,4	22,8	15,0	11,1	20,7	24,2	23,5	26,3	11,1	18,6	21,1	24,2	21,0	18,7	18,1	23,5	24,5	25,0	56	21,7	36,6	2,7	28,2	2,0	34,6	0,4	0,5							
:a ²⁺ (mg/l) [87,0	85,4	85,2	82,4	89,1	8,89	82,6	8,62	8,18	83,7	0,77	76,7	82,4	82,1	76,7	79,4	71,8	78,5	88,4	88,0	83,7	81,8	81,6	87,4	87,2	86,0	56	82,1	89,1	8,89	0,0	91,2	75,5	33,9	52,5							
$Na^{+}(mg/l) Ca^{2+}(mg/l) Mg^{2+}(mg/l) K^{+}(mg/l) NH_{4}^{+}(mg/l)$	174,1	132,1	111,9	94,0	144,2	18,0	75,5	71,7	71,7	9'92	52,8	41,5	81,9	98,6	80,1	107,6	43,5	73,6	106,8	122,6	109,7	81,2	80,0	117,8	119,7	121,7	26	92,7	174,1	18,0	36,4	18,3	23,8	14,7	8,9							
(mg/l)	0,12	0,10	0,09	90,0	0,11		0,05	0,04	90'0	90'0	0,04	0,03	90,0	0,05	90'0	0,13	0,03	0,09	0,05	90'0	90'0	0,05	0,03	0,08	90,0	90'0	25	0,07	0,13	0,03	42,3											
PO ₄ ²⁻ (mg/l) Li ⁺																																		1,91	0,61							
F (mg/l) PO	2,0	9,0	0,5	0,5	9,0	0,1	0,5	0,4	0,4	0,5	0,2	8,0	0,0	0,5	0,5	0,3	0,2	0,5	0,3	0,2	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	26	0,4	8,0	0,0	42,2	0,30	0,51	0,22	0,12							
	0,33	0,05		0,04	0,29		20,0	0,05		90'0										60'0	0,89	80,0	0,12	0,16	0,13	60'0	14	0,17	0,89	0,04	123,3											
NO ₃ (mg/l) NO ₂ (mg/l)	0,1	1,6	7,5	4,	8,5	6,2	5,7	6,1	8,1	5,4	7,3	3,7	0,1	1,7	3,8	3,8	1,5	3,6	3,7	6,	5,1	5,2	5,1	9,0	1,9	1,4	56	6,1	1,6	0'1	2,6	3,3	9,3	3,1),5							
		_	-	-	.,	•	4,	7	7	4,	-	•	7	7	(-)	(,)	7	(,)	(,)	•	4,	4,	4,	•	•			7	_	•	4	3	0,	.,)							
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	179,1	140,7	151,4	137,4	153,2	26,0	111,5	102,1	105,6	111,3	6'99	47,8	8,06	108,1	100,9	125,8	56,2	6,3	126,8	131,0	117,9	6,96	107,4	121,5	130,9	134,2	56	110,7	179,1	26,0	30,1	19,9	163,0	10,7	11,7							
Cl ⁻ (mg/l)	287,9	222,5	188,4	159,5	242,1	23,7	124,8	118,3	120,3	129,1	84,5	65,8	137,4	164,7	132,9	184,9	8'29	127,8	183,7	207,4	195,8	135,0	133,2	200,4	205,1	209,7	56	155,9	287,9	23,7	37,5	30,2	25,5	13,1	20,2							
TAC (mg/l)	240,2	230,1	154,6	238,2	245,0	212,8	185,0	261,5	260,0	197,9	192,9	252,3	566,6	261,2	267,1	259,5	261,8	273,6	261,7	257,5	251,9	256,8	257,7	258,2	255,6	253,3	56	242,8	273,6	154,6	12,0	259,0	259,2	243,5								
РН Т	7,48	7,45	8,11	7,46	7,45	7,64	7,85	2,76	7,80	7,83	2,76	7,40	7,43	7,50	7,40	7,42	7,34	7,40	7,40	7,32	7,36	7,40	7,37	7,28	7,44	7,34	26	7,52	8,11	7,28	2,7		7,77									
C.E. (µs/cm)	777	029	610	825	1211	489	869	839	287	897	762	704	894	686	933	1092	899	881	1070	1171	1095	923	932	998	861	843	56	863	1211	489	20,4	089	200	ou	ou							
Tª (°C) C.	21,2	20,8	20,9	21	21,3	18,1	20,2	20,1	70	20,3	19,6	18,8	20,1	20,3	20,3	20,4	19,1	20,1	20,2	20,6	20,6	20,6	20,4	20,8	20,9	21	56	20,3	21,3	18,1	3,6	17,8	17,2	2	no							
Fecha recogida	27-11-10	01-12-10	04-12-10	09-12-10	18-12-10	21-12-10	30-12-10	05-01-11	07-01-11	15-01-11	25-01-11	28-01-11	02-02-11	16-02-11	24-02-11	05-03-11	13-03-11	19-03-11	03-04-11	15-04-11	27-04-11	05-05-11	06-05-11	20-05-11	26-05-11	31-05-11						18-dic-11	24-feb-11	13-dic-11	13-dic-11							
Nº de muestra	HD-GS-01	HD-GS-02	HD-GS-03	HD-GS-04	HD-GS-05	90-S5-QH	HD-GS-07	HD-GS-09	HD-GS-10	HD-GS-11					HD-GS-16	HD-GS-17				HD-GS-21	HD-GS-22	HD-GS-23	HD-GS-24	HD-GS-25	HD-GS-26	HD-GS-27	C	٤	max	mim	v(%)	Manantial Los Llanos	ର Río Manilva		Sima HD-2 (-80m)							
											e	μuc	ib9	ΉÌ	리 6	ηl	ritr	ıeu	ĸM	l											Manantial de la Hedionda											

4.4.2 Evolución temporal de parámetros físico-químicos en el manantial de la Hedionda

El manantial de la Hedionda presenta una gran variación hidroquímica en el tiempo, asociada a las crecidas hidrodinámicas.

La evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua (figura 4.8 y 4.9) muestra que los aumentos de caudal en la surgencia producen diluciones en la composición química. Estas diluciones llegan a ser de 722 µs/cm, aproximadamente el 60% del valor máximo previo.

La temperatura del agua del manantial mantiene una evolución temporal parecida a la que se observa en la conductividad eléctrica, así como algunos de los componentes químicos mayoritarios: Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺, Li⁺, Cl⁻ y SO₄²⁻, cuyas concentraciones disminuyen con el aumento de caudal en el manantial.

La TAC presenta una gran variación temporal hasta mediados de enero, momento a partir del cual se estabiliza. La presión parcial de CO₂ evoluciona de la misma manera y mantiene una relación directamente proporcional a la alcalinidad.

El índice en saturación en calcita presenta valores próximos al equilibrio a lo largo de todo el periodo de muestreo, aunque es algo mayor a principios de éste. En general el índice desciende ligeramente con los aumentos de caudal, aunque en ningún caso llega a valores de subsaturación. La disminución del índice de saturación en calcita es consecuencia de la dilución del agua de la zona saturada con agua de recarga menos mineralizada. El índice de saturación en dolomita presenta valores inferiores a 0 lo largo de todo el periodo, excepto a mediados de enero y a principios de diciembre.

La evolución temporal del contenido en NO₃ muestra una tendencia general ligeramente descendente, con picos durante las crecidas. La máxima concentración en NO₃ (11,6 mg/l) se registró a principios del periodo de muestreo, coincidiendo con las primeras lluvias del año hidrológico, momento en el que el suelo se encontraba altamente cargado en este anión debido a la acumulación de restos orgánicos durante el periodo de estiaje, y posterior empuje por las lluvias. La concentración de NO₃ no es función directa de la cantidad de agua de lluvia que entra en el acuífero, sino que depende de la cantidad de NO₃ acumulada en el suelo que hay sobre las calizas. Una vez que pasa a formar parte de la zona saturada, permanece en el agua subterránea y

sufre procesos de dilución hasta que se produce la entrada de agua de infiltración nuevamente.

Aparte del ión NO₃, se encuentran otras especies nitrogenadas en el agua que drena el manantial, como NH₄⁺ y NO₂, aunque aparecen de forma esporádica y en concentraciones menores: 0,5 mg/l y 0,17 mg/l de media respectivamente. Se han tomado tres medidas de concentración de oxígeno disuelto. El valor mínimo obtenido ha sido 1,99 mg/l, registrado entre eventos de recarga (24 de febrero 2011) y el máximo de 2,9 mg/l registrado después de las precipitaciones (5 de enero 2011). El bajo contenido en oxígeno disuelto podría favorecer las reacciones de reducción, de manera que, el NO₂ aparece en las aguas del manantial de la Hedionda en periodos entre crecidas, con baja influencia de las aguas de precipitación y en condiciones de bajo contenido NO₃, ya que parte de esta especie podría pasar a la forma reducida (la muestra del día 18 de diciembre es un ejemplo de este proceso (tabla 4.3)).

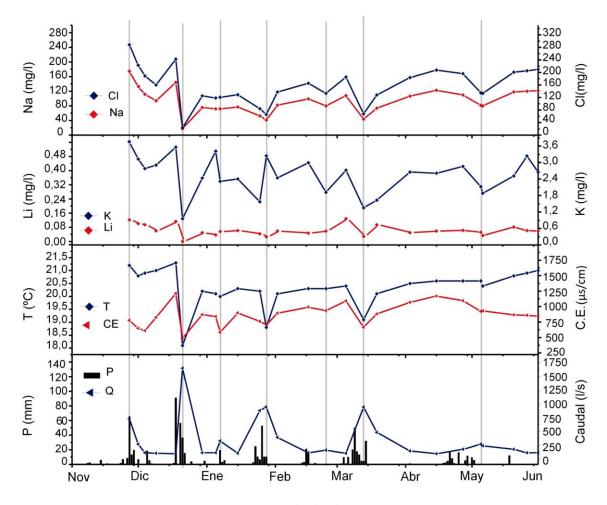


Figura 4.8. Evolución temporal del contenido en Na⁺, K⁺, Li⁺ ,Cl , temperatura, conductividad eléctrica, caudal y precipitación.

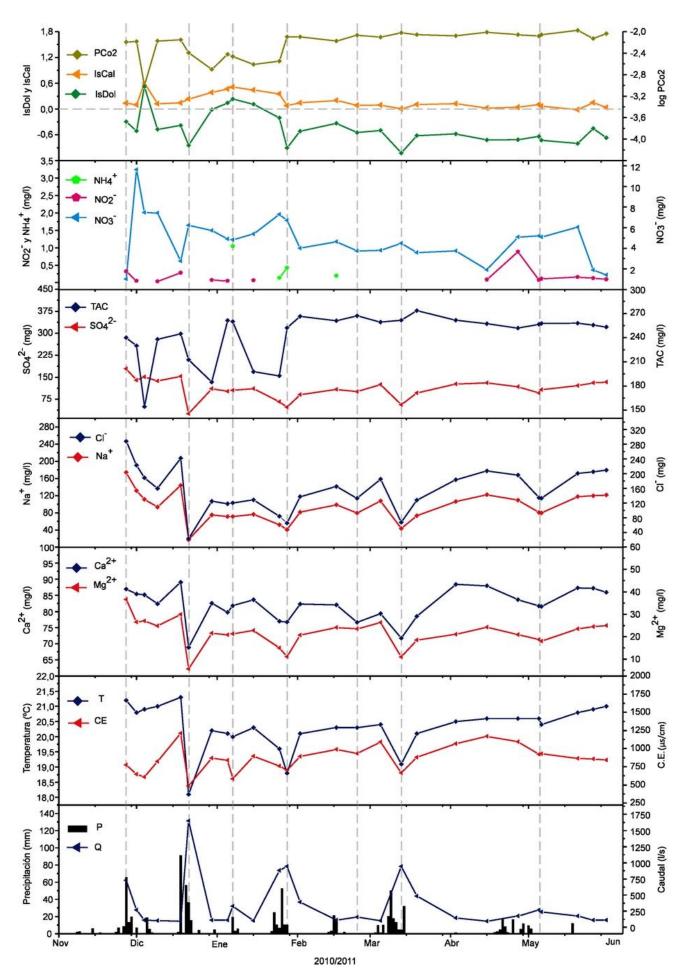


Figura 4.9. Evolución temporal del caudal, parámetros físico-químicos y composición química del agua drenada por el manantial de la Hedionda durante el periodo de investigación.

Se ha realizado un análisis de componentes principales con las 26 muestras recogidas en el manantial de la Hedionda (figura 4.10). En el análisis se han considerado 14 variables (temperatura, conductividad eléctrica, TAC, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, F⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na²⁺, K+ y Li⁺, PCO₂ y el índice de saturación en calcita). Los tres primeros factores del ACP, explican el 81% de la varianza total: 52% (factor I), 22% (factor II) y 7% (factor III). Las muestras quedan bien representadas con los dos primeros, de manera que el tercero no se ha tenido en cuenta.

La matriz de correlación refleja que las variables Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na²⁺, K+ Li⁺ y la temperatura están fuertemente correlacionadas y se agrupan alrededor del lado positivo del factor I, por lo que este eje representa la *mineralización* y el *tiempo de residencia del agua en el acuífero*. La parte positiva del factor II queda definida por la TAC y la PCO₂, mientras que en la parte negativa está el índice de saturación en calcita y, en menor medida el contenido en NO₃⁻, de manera que el eje del factor II representa la influencia de la i*nfiltración del agua a través del epikarst y de la zona no saturada* (procesos de dilución y entrada de componentes característicos del suelo). La conductividad eléctrica queda entre los dos factores posiblemente por la influencia que tiene sobre ella la TAC y los demás componentes.

La situación de las unidades estadísticas en los planos I-II (figura 4.10) permite diferenciar claramente las muestras de agua correspondientes a las crecidas y las que se encuentran entre periodos de este tipo. Así, las muestras de los días 27/11/10 y 18/12/10 son representativas de la mayor mineralización y se encuentran en la parte positiva del eje del factor I, mientras que las muestras de los días 21/12/11, 13/03/11, 25/01/11 y 28/01/11 se encuentran en la parte negativa del mismo eje y representan periodos de crecida. El resto de las muestras están en la zona central del diagrama y definen las condiciones intermedias.

	Ta	C.E.	TAC	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃	F ⁻	Li ⁺	Na⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	PCO ₂	IsCal
Ta	1													
C.E.	0,504	1												
TAC	0,051	0,386	1											
Cl ⁻	0,900	0,470	0,101	1										
SO ₄ ²⁻	0,945	0,399	-0,050	0,941	1									
NO ₃ -	-0,242	-0,484	-0,456	-0,323	-0,244	1								
F ⁻	0,365	0,029	-0,102	0,411	0,459	0,023	1							
Li ⁺	0,696	0,313	-0,015	0,773	0,765	-0,135	0,388	1						
Na ⁺	0,892	0,450	0,087	0,998	0,940	-0,321	0,416	0,773	1					
Ca ²⁺	0,872	0,502	0,015	0,867	0,861	-0,247	0,318	0,546	0,858	1				
Mg ²⁺	0,902	0,395	-0,011	0,917	0,959	-0,288	0,477	0,810	0,923	0,787	1			
K ⁺	0,620	0,315	0,077	0,710	0,694	-0,142	0,645	0,498	0,714	0,691	0,719	1		
PCO ₂	0,103	0,439	0,874	0,209	-0,012	-0,368	-0,092	0,036	0,196	0,072	-0,013	0,038	1	
IsCal	-0,092	-0,396	-0,652	-0,226	0,006	0,259	0,077	-0,068	-0,216	-0,050	0,031	0,030	-0,932	1

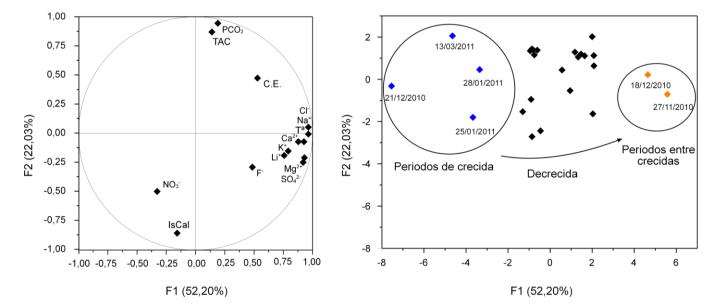


Figura 4.10. Matriz de correlación y representación de los factores I-II del ACP efectuado con los parámetros hidroquímicos de las aguas drenadas por el manantial de la Hedionda.

La mineralización del agua subterránea se debe al contacto con los materiales evaporíticos del triásico, como yeso, halita, silvina y carnalita, que se encuentran por debajo del acuífero carbonático. Además, se deben de tener en cuenta los procesos de mezcla entre el agua de escorrentía procedente de los canutos y el agua subterránea, que no han sido estudiados en este trabajo de investigación preliminar y deben ser objeto de investigaciones futuras más detalladas. El contenido en Li⁺, presente a lo largo de todo el periodo de registro, aunque en pequeñas concentraciones y con evolución similar a la de los otros parámetros físico-químicos (figura 4.8), y la correlación positiva entre el los cationes Ca²⁺ y Mg²⁺ y el anión SO₄²⁻

(figura 4.11), refuerzan la hipótesis de una mineralización del agua subterránea por contacto con evaporitas del substrato triásico (figura 4.2 y 4.3).

El contenido en Mg²⁺ es un indicador del tiempo de residencia del agua en el acuífero, mientras que la concentración de NO₃ se relaciona con la entrada de agua infiltración a la zona saturada. Así, la correlación entre estos dos iones, muestra una tendencia negativa (figura 4.11). No obstante, la correlación presenta un coeficiente muy bajo, de forma que para obtener resultados más determinantes se debería realizar un muestreo a lo largo de un periodo de tiempo mayor.

En general, la evolución hidroquímica indica un significativo grado de karstificación funcional del acuífero.

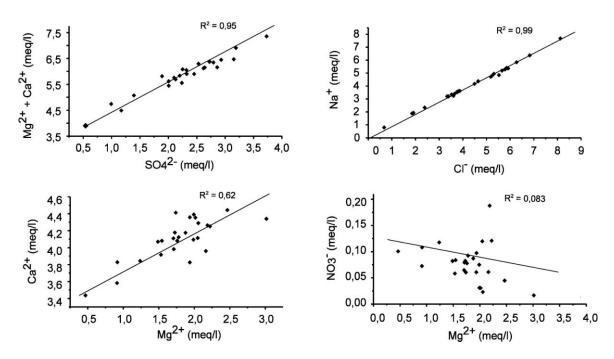


Figura 4.11. Correlación entre algunos de los iones presentes en las aguas subterráneas del manantial de la Hedionda.

4.4.3 Fluorescencia natural de las aguas del manantial de la Hedionda

El estudio de la evolución temporal de la respuesta hidroquímica de los manantiales y la relación de ésta con las precipitaciones, permite caracterizar la influencia de la zona no saturada y saturada en el acuífero. Los principales trazadores hidroquímicos (carbono orgánico total –TOC-, NO₃-, fluorescencia natural) y algunos de los componentes mayoritarios de las aguas, como por ejemplo, el contenido en Mg²⁺, son de gran utilidad para caracterizar los procesos de infiltración, las condiciones de flujo y el tiempo de tránsito en el acuífero. Los contenidos de NO₃- y de TOC, elementos que se originan en el suelo, son indicadores de flujos de infiltración rápida, mientras que el contenido en Mg²⁺, característico de la disolución lenta de rocas carbonáticas dolomíticas, da información sobre el tiempo de residencia en el acuífero (Batiot *et al.* 2003a; Emblanch *et al.* 1998, 2003).

La materia orgánica (MO) es uno de los componentes principales del suelo y está formada principalmente por ácidos húmicos y fúlvicos. Durante las precipitaciones es arrastrada hacia la zona saturada debido a la infiltración del agua de lluvia o de escorrentía. El contenido de MO disuelta en el agua, junto con la concentración de NO₃-, cuyo origen está relacionado con el suelo, serán tratados conjuntamente en esta memoria para caracterizar la llegada de las aguas de infiltración al manantial.

La técnica de espectroscopía de fluorescencia (apartado 2.2.3) es una de las principales herramientas para caracterizar la materia orgánica (MO) que se encuentra disuelta en las aguas naturales. Los fluoróforos más comunes, tradicionalmente identificados en las aguas naturales no contaminadas, se atribuyen a los ácidos húmicos y fúlvicos que presentan longitudes de onda de excitación (λ_{ex}) y emisión (λ_{em}) diferentes (Senesi *et al.*, 1991; Coble, 1996; Baker and Genty, 1999; Parlanti *et al.*, 2000; Hudson *et al.*, 2008). El Pico A (λ_{ex} / λ_{em} 220-260/400-450 nm) y el Pico C (λ_{ex} / λ_{em} 300-350/400-460 nm) (figura 4.12a) indican la presencia de estas dos sustancias orgánicas en el aguas, cuyo origen se relaciona con la descomposición incompleta de la materia orgánica del suelo. Por otra parte las sustancias de tipo proteínico, como el triptófano y la tirosina (también presentes en las aguas subterráneas, aunque no siempre se encuentran), están ligadas a la actividad microbiológica *in situ*, en el agua del manantial. El triptófano queda representado por los picos T (T_1 = (λ_{ex} / λ_{em} 270-295/300-380 nm y T_2 = (λ_{ex} / λ_{em} 210-240/330-380 nm) y la tirosina por el Pico B (T_1 = (λ_{ex} / λ_{em} 270-295/300-380 nm).

Varios autores han utilizado la técnica de la fluorescencia natural en sus investigaciones. Por ejemplo, Cumberland & Baker (2007) estudiaron la relación entre la MO y la fluorescencia; Baker et al. (2008) y Hudson et al. (2008) analizaron la relación entre la fluorescencia y ciertos parámetros eco-geoquímicos relacionados con la calidad de las aguas en ríos y lagos. Otros autores se han centrado en utilizar la fluorescencia como trazador natural de las aguas subterráneas, comparándola con la fluorescencia de otros componentes que se utilizan como trazadores naturales (Baker y Lamont-Black, 2001; Lapworth et al., 2008). En acuíferos kársticos, estudios más recientes han permitido conocer la relación existente entre picos obtenidos del análisis de la fluoresecencia natural de las aguas subterráneas y algunos trazadores naturales como el TOC. Al mismo tiempo, se ha puesto de manifiesto la relación existente entre todos estos trazadores naturales y los flujos hídricos de infiltración en el interior del acuífero (Mudarra & Andreo, 2010, Mudarra et al., 2011).

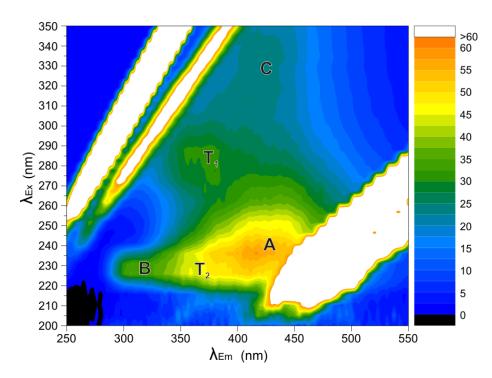


Figura 4.12a. Matriz de fluorescencia que ilustra la posición de los picos A, C, T1, T2 y B reconocidos en el presente trabajo de investigación. La escala de intensidad de fluorescencia se expresa en unidades arbitraria (Mudarra et al., 2011).

Evolución temporal de la fluorescencia natural de las aguas

En las muestras analizadas se han identificado los picos de fluorescencia que se han nombrado anteriormente. El pico A y el pico C se han detectado en todas las muestras con una intensidad media de 198,6 A.U y 97,5 A.U respectivamente. Por el contrario, la presencia de los picos B y T no ha sido constante, sino que a partir de la segunda quincena de marzo ya no se han detectado (tabla 4.4 y figura 4.12b). La intensidad media de estos últimos ha sido de 114,7 A.U para el pico B, 85,6 A.U para el T1 y finalmente 138,5 A.U para el T2. Los coeficientes de variación para todos ellos superan el 20% entre los que destaca el pico B con un coeficiente del 45,6%.

La intensidad de fluorescencia de los picos detectados en las aguas del manantial, muestra una gran variación, relacionada con los eventos de precipitación y recarga subsiguiente. A partir del mes de abril, cuando terminaron las lluvias, la intensidad de los picos A y C se estabiliza, mientras que los picos T y B ya no se detectan hasta finales de mayo (tabla 4.4).

En la evolución temporal de los picos A y C se observan incrementos de intensidad de fluorescencia relacionados con los aumentos de caudal en el manantial y acompañados de disminuciones en los valores de conductividad eléctrica, temperatura, Cl⁻ y Mg²⁺ (figura 4.12b). Los valores máximos de intensidad de fluorescencia están asociados con las principales crecidas, aunque no se detectan al mismo tiempo que el máximo caudal, sino que existe un ligero desfase en la mayoría de los casos. Además, la fluorescencia no es proporcional a la magnitud de las crecidas, de modo que durante la lluvia de finales de diciembre, de mayor magnitud, el valor de intensidad de fluorescencia fue menor que para la lluvia de principios de marzo. En el periodo entre crecidas la intensidad de ambos picos disminuyó.

Los picos T2 y B evolucionan de la misma manera a lo largo del tiempo (figura 4.12b) y, a diferencia de los picos A y C, sus intensidades tienden a disminuir con los aumentos de caudal. Sin embargo, no siempre fue así, ya que a finales de febrero, se produjo una ligera crecida de caudal que provocó el aumento de la intensidad de fluorescencia de los picos T2 y B. No obstante, con la información de la que se dispone hasta el momento no se puede profundizar más.

N⁰ de	Fecha de		INTE	SIDAD (A	U)	
muestra	recogida	Pico A	Pico C	Pico B	Pico T1	Pico T2
HD-GS-1	27-11-10	126,8	59,5	33,9		77,0
HD-GS-2	01-12-10	142,3	68,4	27,0		99,9
HD-GS-3	04-12-10	174,3	87,9	159,0	90,0	178,0
HD-GS-4	09-12-10	186,9	93,9	160,3	87,1	162,1
HD-GS-5	18-12-10	185,5	90,2	155,3	75,7	164,2
HD-GS-6	21-12-10	261,3	126,9	135,0	73,2	147,0
HD-GS-7	30-12-10	239,9	119,2	158,3	76,8	166,7
HD-GS-9	05-01-11	214,9	104,6	45,7		71,9
HD-GS-10	07-01-11	217,3	107,5	28,6		55,4
HD-GS-11	15-01-11	252,0	124,1	187,5	101,4	211,0
HD-GS-12	25-01-11	251,6	125,1	191,1	112,4	217,4
HD-GS-13	28-01-11	227,7	111,2	124,6	125,7	135,3
HD-GS-14	02-02-11	215,5	101,7	77,9		97,1
HD-GS-15	16-02-11	211,8	98,0	86,5	66,8	138,6
HD-GS-16	24-02-11	225,9	110,0	170,3	86,2	191,9
HD-GS-17	05-03-11	237,4	112,9	130,8	70,0	142,3
HD-GS-18	13-03-11	205,8	99,5	87,2	90,3	110,8
HD-GS-19	19-03-11	347,8	187,0	107,1	91,5	134,0
HD-GS-20	03-04-11	158,8	76,6			
HD-GS-21	15-04-11	145,9	87,3			
HD-GS-22	27-04-11	140,0	66,3			
HD-GS-23	05-05-11	143,9	71,9			
HD-GS-24	06-05-11	147,2	70,2			
HD-GS-25	20-05-11	146,1	65,3			
HD-GS-26	26-05-11	157,8	73,0	112,4	51,9	130,7
r	1	25	25	25	25	25
n	n	198,6	97,5	114,7	85,6	138,5
má	áx.	347,8	187,0	191,1	125,7	217,4
mi	n.	126,8	59,5	27,0	51,9	55,4
D.	.S	50,9	27,2	52,3	18,3	44,2
v ('	%)	25,7	27,9	45,6	21,4	31,9

Tabla 4.4. Picos de fluorescencia natural identificados en las muestras recogidas durante el periodo de investigación e intensidad de los mismos en Unidades Arbitrarias (A.U) y parámetros estadísticos de cada pico: n (número de muestras analizadas), m (media aritmética), máx. (número máximo), min. (número mínimo), D.S (desviación estándar) y v (%) (coeficiente de variación).

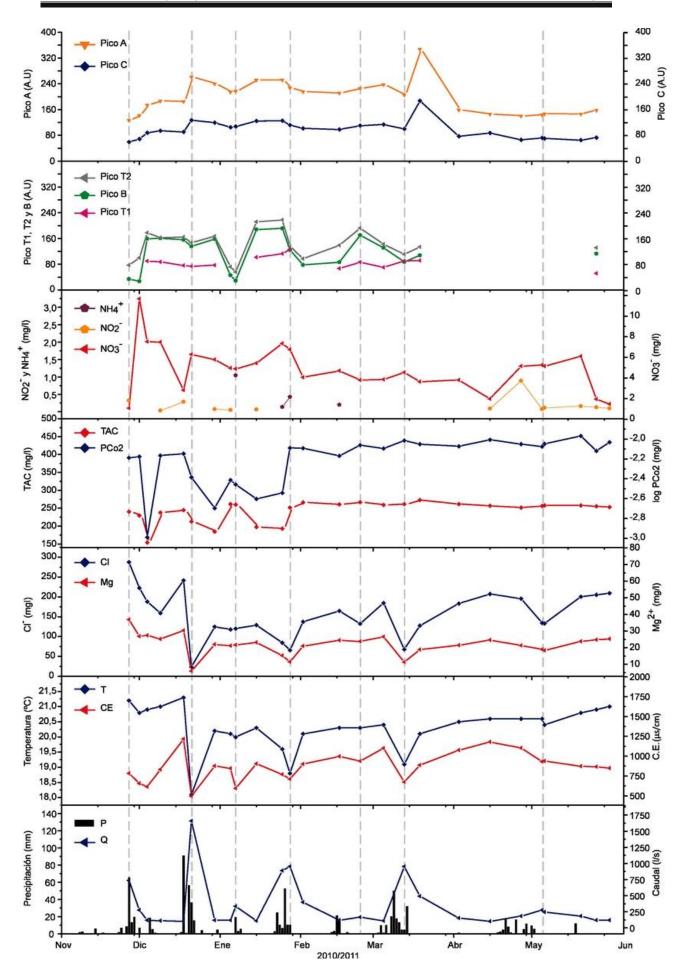


Figura 4.12b. Evolución temporal de la intensidad de los Picos A, C, B y T y de algunos de los componentes físico- químicos del agua subterránea del manantial de la Hedionda durante el periodo de estudio.

A grandes rasgos, el pico T1 muestra una ligera tendencia a aumentar de intensidad con las lluvias, aunque a veces, no se ha detectado la presencia de éste en periodos de crecida, como por ejemplo en la de finales de noviembre o en la de principios de enero.

Los picos A y C muestran una correlación negativa con el contenido en Mg²⁺ (figura 4.14), lo cual pone de manifiesto la relación entre estos dos picos y la zona no saturada del acuífero. Sin embargo, el coeficiente de correlación entre el NO₃²⁻ y ambos picos es próximo a cero, posiblemente debido al comportamiento característico de los NO₃²⁻ en las aguas subterráneas, cuyo contenido es mayor a principios del año hidrológico y disminuye progresivamente a lo largo del periodo de investigación (Mudarra et al., 2011).

Se ha realizado un análisis de componentes principales con las 25 muestras recogidas. En el análisis se han considerado 12 variables (temperatura, conductividad eléctrica, TAC, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, Mg²⁺, PCO₂, el índice de saturación en calcita, las principales variables definidas con la fluorescencia natural (picos A y C) y el coeficiente entre los valores de intensidad máxima de éstas (C/A). Los picos T y B no se han introducido en el análisis porque se necesitan series completas.

Los tres primeros factores del ACP explican el 81% de la varianza total: 42% (factor I), 24% (factor II) y 14% (factor III).

La parte positiva del factor I queda representada por Cl⁻, SO₄², Mg²⁺ y temperatura, todos ellos característicos de la mineralización del agua (ver capítulo 4.4), mientras que en el extremo negativo del eje se encuentran los picos A y C, fuertemente correlacionados entre ellos. De esta manera, en el lado positivo de este factor se encuentran representadas las muestras más mineralizadas, con mayores contenidos en Mg²⁺, mientras que en el lado negativo de este mismo están las menos mineralizadas y con los mayores valores de Picos A y C. Los contenidos en NO₃⁻, el índice de saturación en calcita, la PCO₂ y la alcalinidad se sitúan próximos al eje del factor II, de modo que están relacionados con los procesos de infiltración.

La situación de las unidades estadísticas en los planos I-II (figura 4.13) permite diferenciar claramente las muestras que caracterizan los periodos de crecidas, las que representan condiciones de decrecida y las que reflejan la mineralización del agua subterránea, estas últimas relacionadas con los periodos en los que no se producen precipitaciones.

	Ta	C.E.	TAC	Cl ⁻	NO ₃	Mg ²⁺	PCO ₂	rC/A	А	С	SO ₄ ²⁻	IsCal
Ta	1							·	·			
C.E.	0,518	1										
TAC	0,039	0,388	1									
Cl ⁻	0,896	0,483	0,090	1								
NO ₃	-0,196	-0,516	-0,458	-0,285	1							
Mg ²⁺	0,904	0,400	-0,018	0,918	-0,270	1						
PCO ₂	0,076	0,448	0,875	0,187	-0,341	-0,030	1					
rC/A	-0,027	0,166	-0,075	-0,066	-0,128	-0,063	-0,071	1				
Α	-0,556	-0,207	-0,095	-0,624	0,034	-0,440	-0,255	0,193	1			
С	-0,513	-0,169	-0,094	-0,586	0,008	-0,418	-0,243	0,357	0,984	1		
SO ₄ ²⁻	0,945	0,407	-0,061	0,940	-0,213	0,958	-0,034	-0,001	-0,543	-0,499	1	
IsCal	-0,059	-0,407	-0,651	-0,200	0,218	0,051	-0,931	0,049	0,294	0,276	0,032	

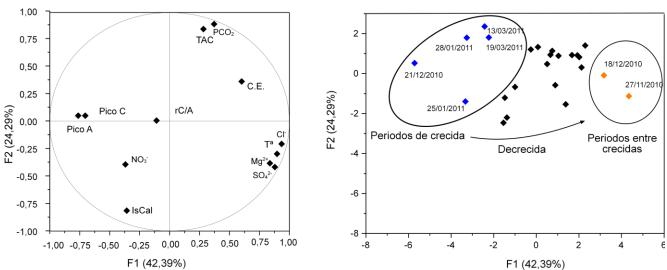
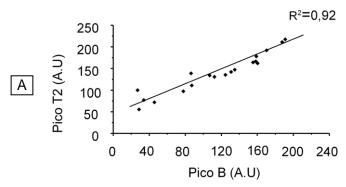


Figura 4.13. Matriz de correlación y representación de los factores I-II del ACP efectuado con los parámetros hidroquímicos y los picos de fluorescencia natural de las aguas subterráneas drenadas por el manantial de la Hedionda. C.E (conductividad eléctrica; Tª (temperatura).



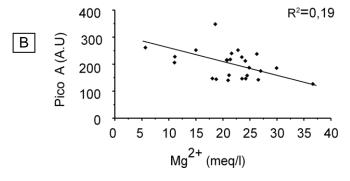


Figura 4.14. A: Correlación entre Pico T2 y Pico B. B: Correlación entre Pico A y el contenido en Mg²⁺ (meq/l)

4.5 Hidrotermia

4.5.1 Introducción

La temperatura del agua drenada por un manantial constituye una fuente de información acerca del funcionamiento y de las características hidrogeológicas de los acuíferos carbonáticos (Lacas, 1976; Andrieux, 1978; Liñán *et al.*, 2008). La temperatura media del agua subterránea en el manantial de la Hedionda durante el periodo de muestreo fue de 20,3°C, mientras que los valores máximo y mínimo registrados fueron 21,3°C y 18,1°C respectivamente (tabla 4.3).

Según Schoeller (1962) y Custodio y Llamas (1976), se consideran aguas termales las que tienen una temperatura media anual superior a 4°C la temperatura ambiente media de la región donde se ubican.

La temperatura media exterior registrada en la estación meteorológica de Manilva durante el periodo de estudio, fue de 14,9°C. Por tanto, el agua subterránea presenta 5,4°C más. A falta de series de datos suficientemente largos, estos valores apuntan indicios razonables de termalismo.

4.5.2 Evolución temporal de la temperatura y relación con otros parámetros físico-químicos

Los valores mínimos de la temperatura del agua del manantial coinciden con aumentos de caudal y disminuciones de conductividad eléctrica, debido a la mezcla del agua subterránea con la de infiltración, más fría y menos mineralizada (figura 4.15). La magnitud de los descensos de temperatura ha sido proporcional a la de las precipitaciones.

Las disminuciones de temperatura son más significativas durante los eventos invernales de recarga. Para las lluvias primaverales de finales de abril y principios de mayo, de menor intensidad, las variaciones fueron menos relevantes (figura 4.15).

Se evidencia una infiltración relativamente rápida del agua fría de recarga a través de la red kárstica, lo cual provoca un descenso acusado de la temperatura del agua del manantial.

La temperatura del agua muestra una correlación positiva con la conductividad eléctrica (figura 4.16), además de con otros iones relacionados con la mineralización del agua (SO₄²⁻, K⁺, Na⁺, entre otros). Así, los picos de mayor temperatura coinciden con aumentos de conductividad eléctrica y de iones característicos de largos periodos de residencia en el acuífero (Mg²⁺ y Cl⁻) (figura 4.9). La temperatura y el contenido en Ca²⁺ también muestran una correlación positiva, pero si la comparamos con el contenido en Ca²⁺ que se relaciona con la alcalinidad (ver capítulo 4.4.2), es decir, con el Calcio que no proviene de la disolución del yeso (Ca²⁺-SO₄²⁻), la correlación es negativa (figura 4.16), de manera que a mayor temperatura del agua menor es el contenido en Calcio procedente de la disolución de la calcita. En otras palabras, el aumento del contenido en Ca²⁺ se debe a la disolución de yeso.

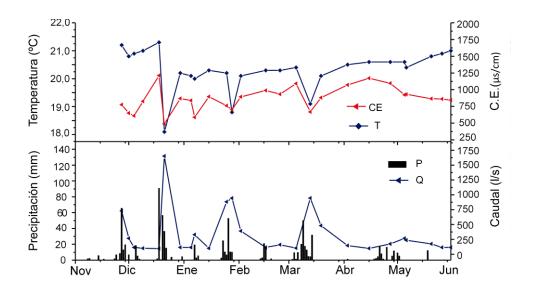


Figura 4.15. Hidrograma del manantial de la Hedionda y evolución temporal de la temperatura del agua y de la conductividad eléctrica (C.E: Conductividad eléctrica, T: Temperatura, Q: Caudal, P: Precipitación).

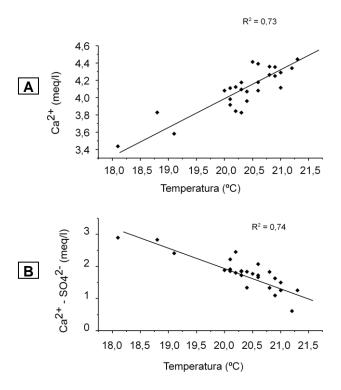


Figura 4.16. Correlaciones entre el contenido en Calcio y temperatura del agua del manantial. A. Calcio total - temperatura; B. Calcio procedente de carbonatos - temperatura.

4.6 Ensayo de trazador

Como complemento del análisis hidrodinámico e hidroquímico, en enero del 2011 se realizó un ensayo de trazador, cuyo objetivo esencial era conocer si el agua de escorrentía del Canuto de la Utrera contribuía a la recarga del acuífero, así como determinar el orden de magnitud de las velocidades de flujo en su interior. Se ha llevado a cabo la determinación de parámetros como el tiempo de tránsito del trazador, la concentración máxima del mismo y la persistencia de su concentración en el punto de descarga, parámetros estos de relevancia cuando se investiga mediante trazadores (Antigüedad et al., 1990; Käss, 1998; González-Yélamos, 1999).

Por otra parte, los resultados de este ensayo han contribuido a verificar las cartografías de vulnerabilidad a la contaminación realizadas en la Sierra de la Utrera. Estas cartografías han puesto de manifiesto que la vulnerabilidad media del acuífero es Alta, con diversas zonas de vulnerabilidad Muy Alta, entre ellas el tramo perdedor del Canuto de la Utrera (ir al capítulo 7.3 para ver la cartografía de vulnerabilidad).

4.6.1 Características del ensayo de trazador

El trazador utilizado fue eosina (Acid Red 87, CL: 45 380, CAS: 17372-87-1). Se inyectaron 500g aprovechando la circulación de agua de escorrentía del Canuto de la Utrera (figura 4.18), cuyo caudal era aproximadamente de 3 a 5 l/s. La inyección se realizó a las 12:00 h del día 6 de enero de 2011 y se empezó a muestrear regularmente 30 minutos más tarde. Antes de la inyección se cogió una muestra para caracterizar el estado antes del ensayo.

En total, se recogieron 39 muestras de agua en el manantial de la Hedionda. Se controló la altura de la lámina de agua durante todo el periodo de muestreo, y los valores se han convertido en caudal mediante una curva de gastos. El ensayo se dio por concluido el día 25 del mismo mes.

4.6.2 Resultados

El análisis de los resultados obtenidos debe de tener en cuenta que se realizó en un contexto de caudal relativamente bajo dentro del periodo general de aguas altas. Durante la prueba se produjeron precipitaciones entre los días 7/01/2011 y 9/01/2011 con una lluvia acumulada de 28 mm. Ello propició que el caudal del manantial aumentara proporcionalmente y que parte del trazador se arrastrara aguas abajo del Canuto de la Utrera.

Los resultados obtenidos a partir del análisis de trazador se resumen en la tabla 4.5 y en la figura 4.17. El trazador se detectó en el manantial por primera vez 20 horas después de la inyección, con un valor máximo de concentración de 0,53 µg/l, registrado a las 34,5 horas. La velocidad de flujo más rápida que se deduce de estos resultados es 30 m/h, con una velocidad modal de 18 m/h. La distancia entre el punto de inyección y el manantial es de 606m, con un desnivel aproximado de 145m.

La recuperación de eosina fue de 42g de los 500g inyectados, de manera que la tasa de recuperación del trazador ha sido del 8,4%.

CARACTERÍSTICAS GENERAL	ES DEL ENSAYO)						
	X: 296767							
Coordenadas del punto de inyección	Y: 4030213							
UTM(ED50)	Z: 188 m s.n.l Canuto de la Ut							
Masa y tipo de trazador	500g de Eosi	na						
Fecha y hora de inyección	06/01/2011 12	:00						
Fecha y hora fin del muestreo	25/01/2011 19:00							
Caudal en el punto de inyección	3-5 l/s aprox							
Número de muestras recogidas	39							
PARÁMETROS HIDRÁULICO	S DEDUCIDOS							
Distancia al punto de inyección	606	m						
Tiempo de primera detección	20	h						
Tiempo hasta conc. max (pico)	34,5	h						
Máxima concentración	0,53	μg/l						
Mayor velocidad de flujo	30,3	m/h						
Velocidad de flujo dominante (pico)	17,6	m/h						
Caudal medio manantial	295	l/s						
Tasa de recuperación	8,4	%						

Tabla 4.5. Resultados del ensayo de trazador.

4.6.3 Interpretación hidrodinámica

El ensayo de trazador ha permitido constatar que, durante una situación de caudal relativamente bajo, la escorrentía superficial del Canuto de la Utrera contribuye a la recarga del acuífero y que las direcciones de flujo desde la zona de inyección son convergentes hacia el manantial. Existe un flujo de dirección NE-SO principalmente (una de las orientaciones de fracturación dominantes en la Sierra de la Utrera), entre el punto de inyección y el manantial de la Hedionda. Las velocidades de flujo obtenidas son relativamente bajas, dado que la infiltración del agua de escorrentía hacia la zona saturada es difusa a lo largo del Canuto de la Utrera. La velocidad de flujo más rápida que se ha registrado durante el ensayo de trazador ha sido del orden de 30 m/h. Además, las precipitaciones que se produjeron los días 7 y 9 de enero no fueron suficientes como para que el flujo circulara de forma rápida por los conductos kársticos de la zona no saturada. Así, el tiempo hasta la primera detección de trazador fue

superior al que previsiblemente se produciría bajo un contexto de precipitaciones generalizadas o de cierta intensidad.

Sin embargo, la curva de concentración de eosina en el agua del manantial de la Hedionda (figura 4.17) muestra un ascenso muy acusado, lo que indica la existencia de un drenaje kárstico bien desarrollado.

La baja recuperación de la eosina ha debido estar relacionada con la dilución y el arrastre del trazador por las lluvias aguas abajo del Canuto de la Utrera, donde se detectó trazador puntualmente con una concentración superior a la del manantial (2,7 µg/l el día 7 de enero a las 22:00 horas.). No obstante, parte del trazador pudo quedar almacenado en sectores más fisurados del acuífero, o en zonas de estancamiento, alcanzadas por el agua en momentos de recarga y, más tarde, después del periodo de muestreo, ser drenadas durante la decrecida y el agotamiento del manantial. También pueden sufrir procesos de sorción y quedar retenidos en las arcillas presentes en el acuífero.

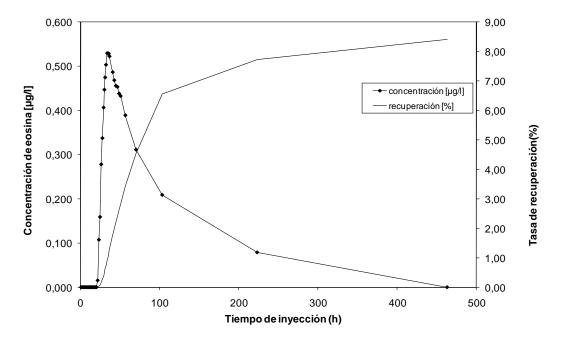


Figura 4.17. Curva de paso del trazador y tasa de recuperación.



Figura 4.18. A: Situación del punto de inyección en el Canuto de la Utrera. B: Momento de la inyección de eosina. C: Aguas abajo del punto de inyección, a 10m de distancia del mismo. D: Aguas abajo del Canuto de la Utrera, en el contacto con las margo-calizas (fotografía tomada el día 7/01/11).

5. EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS

5.1 Introducción

Los recursos de un acuífero se definen como el volumen de agua renovable que alimenta el sistema durante un periodo de tiempo. Normalmente, se expresa como volumen medio por unidad de tiempo o en forma de porcentaje de la precipitación (tasa de recarga o infiltración eficaz). En un acuífero carbonatado como el de la sierra de la Utrera, donde prácticamente no existen extracciones de agua por bombeo, los recursos corresponden a las salidas y, en definitiva, al caudal drenado por los manantiales. La mayor parte de los recursos de un acuífero proceden de la precipitación, aunque la infiltración de aguas superficiales (río o lagos) o el aporte de agua por parte de otros acuíferos o acuitardos pueden jugar un papel importante. En los dos últimos casos puede que la recarga sea permanente o esporádica y será efectiva cuando la posición del nivel freático del acuífero que recibe la aportación esté a cota más baja. Además, en estos casos, la entrada de agua se producirá en mayor o menor cantidad según la permeabilidad de los materiales que están en contacto. En el caso de la Sierra de la Utrera parte de la recarga se produce por infiltración del agua de lluvia y parte por infiltración del agua de escorrentía que circula por arroyos perdedores.

El estudio de la recarga en acuíferos se trata en distintos textos de hidrogeología y en varias monografías, entre las que cabe destacar: Lemer et al. (1990), Sharma (1990) y Custodio et al. (1997). La evaluación de la recarga se ha realizado tradicionalmente mediante las estimaciones del balance hidrológico del suelo, con los métodos y fórmulas empíricas de Thornthwaite (1948), Kessler (1967), Turc (1954), Coutagne (1954), etc., que estiman la lluvia útil a partir de la evapotranspiración real y la precipitación. Se considera que la mayor parte de la lluvia útil se infiltra si el terreno es suficientemente permeable y no existen pendientes elevadas. Otros métodos que se utilizan para estimar la recarga son los hidroquímicos, basados en el transporte de masa por el medio no saturado. Para ello se considera un soluto conservativo como el ión cloruro y se utiliza en medios carbonáticos sin influencia de materiales evaporíticos (Eriksson y Khunakasem, 1969; Murphy et al., 1996; Alcalá, 2005).

Sin embargo, la distribución espacial de la recarga es un aspecto poco estudiado, sobre todo en los acuíferos carbonáticos, en los que tiene especial

relevancia por su comportamiento hidrogeológico y las diferentes modalidades de recarga que suelen presentar. Tradicionalmente, la distribución espacial de la recarga se ha estimado mediante la interpolación de datos puntuales obtenidos por los métodos anteriormente citados. En España, este tipo de metodología se aplicó con el modelo de Simulación Precipitación/Aportación (SIMPA), a partir del cual se generaron mapas de recarga que tenían en cuenta un parámetro de capacidad de infiltración máxima según la litología que aflora en superficie (Estrela et al., 1999). Otro ejemplo es el caso del acuífero de Biella (Italia), donde se estimó la distribución espacial de la recarga mediante un modelo numérico basado en la interpolación de los resultados de balances hidrometeorológicos de estaciones termopluviométricas (Civita y De Maio, 2001).

Para estimar la tasa de recarga y la distribución espacial de la misma, se ha desarrollado el método APLIS en el marco de una colaboración entre el Instituto Geológico y Minero de España y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (Andreo et al., 2008 a). Este método fue diseñado a partir de las investigaciones realizadas en ocho acuíferos del sur de España y permite obtener, mediante el uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), la distribución espacial de la tasa de recarga a partir de las características físicas del acuífero (altitud, pendiente, litología, zonas de infiltración preferencial y tipo de suelo).

En el presente trabajo de investigación se ha aplicado el método APLIS con la finalidad de estimar los recursos medios anuales del acuífero de la Sierra de la Utrera. El valor obtenido de la tasa de recarga se ha contrastado con el resultante de aplicar el balance de Kessler (1965).

5.2 Aplicación del método APLIS

El método APLIS se ha aplicado a la parte de la Sierra de la Utrera en la que afloran las rocas carbonáticas. No se han tenido en cuenta los afloramientos de margo-calizas de borde. De esta manera se ha calculado la tasa de recarga en la zona que corresponde a la formación acuífera, las calizas jurásicas.

Para obtener el índice APLIS es necesario tratar con anterioridad las diferentes variables del método: Altitud (A), Pendiente (P), Litología (L), zonas de Infiltración preferencial (I) y Suelo (S). A continuación se muestra el resultado y la interpretación de cada una de ellas:

Altitud (A)

La Sierra de la Utrera se encuentra entre los 40 y los 352m s.n.m., dichos valores quedan representados en dos de los intervalos de altitud que contempla el método APLIS (≤300 y entre 300-600). El 71% de la superficie de la sierra está por debajo de los 300m y es en el sector occidental de ésta, donde la altitud supera este valor (figura 5.1; anexo V, tabla V.1).

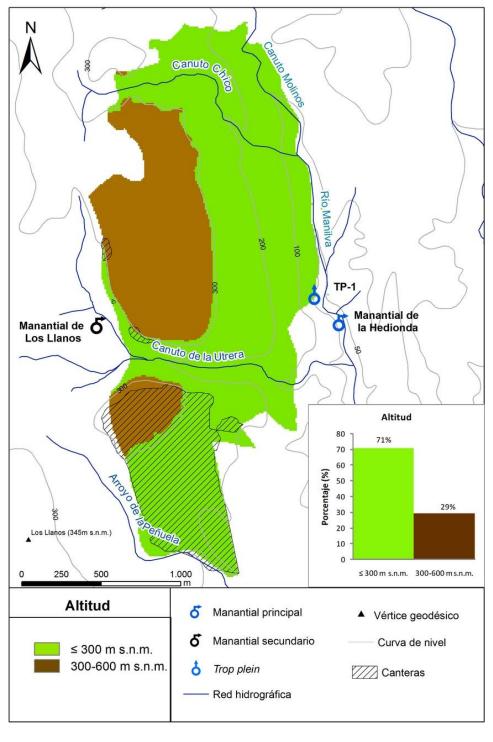


Figura 5.1. Mapa de altitud (A). APLIS.

Pendiente (P)

En general la sierra se caracteriza por tener una pendiente intermedia. Prueba de ello es que la clase más abundante en la zona de estudio es la comprendida entre 30 y 45%. En el sector oeste se encuentran los valores de pendiente más bajos, inferiores al 3% (figura 5.2; anexo V, tabla V.7).

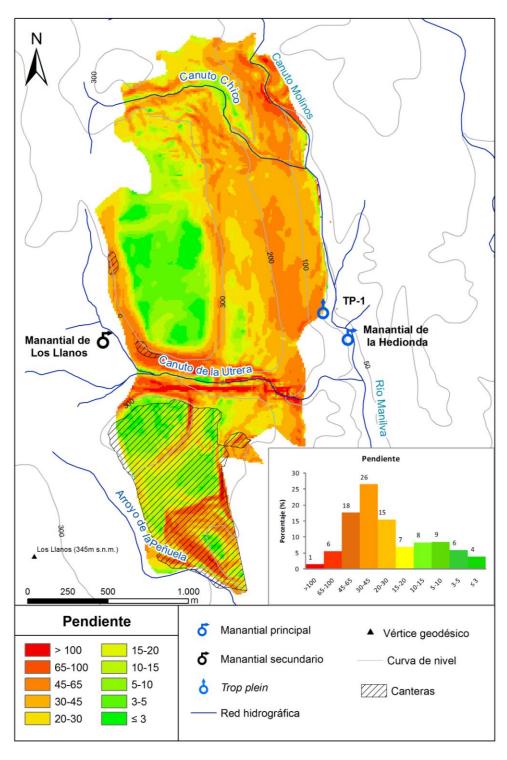


Figura 5.2. Mapa de pendientes (P). APLIS.

Litología (L)

Las calizas jurásicas, que forman el acuífero de la Sierra de la Utrera, ocupan el 97% de la superficie. Los depósitos cuaternarios y las margo-calizas, que se encuentran sobre las anteriores, representan el 1% (figura 5.3; anexo V, tabla V.3).

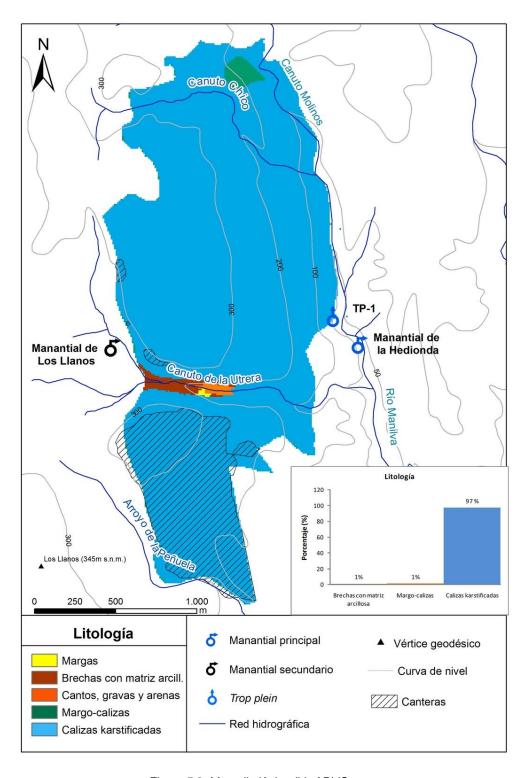


Figura 5.3. Mapa litológico (L). APLIS.

Zonas de Infiltración preferencial (I)

En la zona de estudio están representados los tres tipos de formas de infiltración preferencial que contempla el método APLIS en su versión modificada (Marín, 2009). Las canteras, las áreas de lapiaz y el tramo perdedor de los canutos, son zonas de alta capacidad de infiltración y corresponden al 49% de la zona de estudio. Las dolinas y las uvalas, con menor representación (2%), son zonas con capacidad media de infiltración debido a las arcillas de descalcificación que tapizan el fondo. El 49% restante del área de estudio, no presenta formas de absorción preferencial evidentes, debido a que las calizas están cubiertas de vegetación y suelo y, en las margo-calizas, el desarrollo de éstas no es frecuente (figura 5.4; anexo V, tabla V.8).

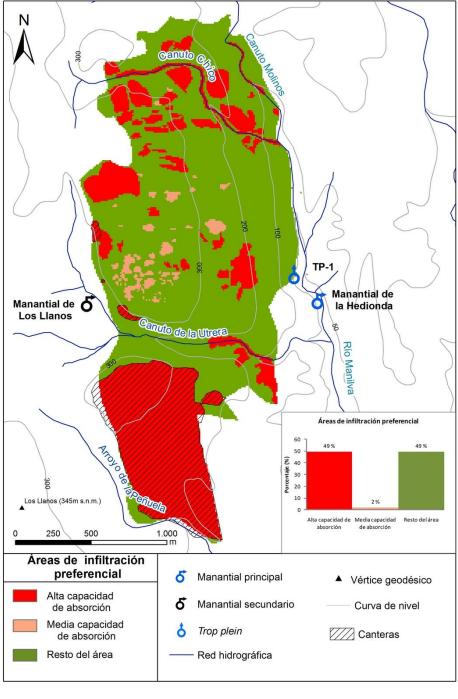


Figura 5.4. Mapa de áreas de infiltración preferencial (I.). APLIS.

Suelo (S)

En la sierra de la Utrera se han diferenciado cinco tipos de suelo según la textura y el espesor. Los suelos formados por arcillas, de menor permeabilidad, son los que se encuentran en las dolinas y las uvalas. Su representación en el área de estudio se concentra en el sector occidental y tan solo corresponde a un 2% del área total (figura 5.5). El 37% del área está cubierta por arenosol y xerosol, el 36% por leptosol y el 25% restante, por regosol calcáreo (anexo V, tabla V.5).

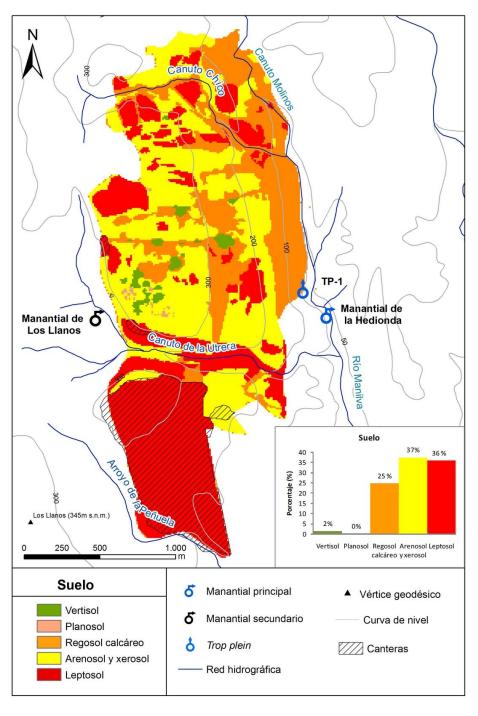


Figura 5.5. Mapa de suelos (S). APLIS.

Parámetro Fh

Finalmente, la figura 5.6 muestra la distribución espacial del factor Fh que es el parámetro incluido en la versión modificada del método APLIS (Marín, 2010). El 97% del área está representada por materiales acuífero (calizas, coluviones y canchales), mientras que el 2% representa materiales de menor permeabilidad, como los derrubios de ladera del Canuto de la Utrera, que en algún caso presentan altos porcentajes de matriz arcillosa (lo que reduce la infiltración), o el pequeño afloramiento de margocalizas situado al norte de la zona estudiada (anexo V, tabla V.9).

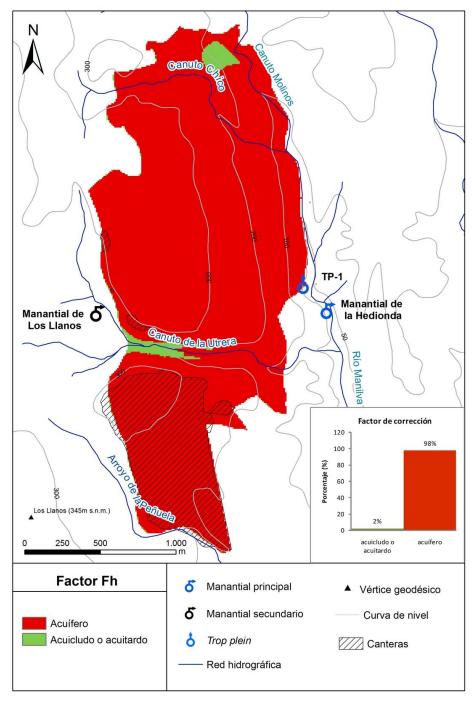


Figura 5.6: Mapa del factor de corrección (Fh). APLIS

Una vez generadas todas las capas, se ha aplicado el siguiente algoritmo (Marín, 2009) para obtener el valor de la tasa de recarga mediante la superposición cartográfica de las variables puntuadas:

$$R = [(A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0'9] \cdot F_h$$

5.3 Interpretación del índice APLIS

La tasa media de recarga anual estimada con el método APLIS para el conjunto del acuífero de la Sierra de la Utrera es del 58%, que corresponde a una tasa de recarga Moderada (anexo V, tabla V.6)

La mayor parte del acuífero (65% de la superficie) presenta una tasa de recarga de clase Moderada, (entre 40 y 60% de la precipitación) (figura 5.7). La superficie ocupada por esta clase corresponde a afloramientos de calizas con un notable desarrollo de la karstificación y_con presencia de suelos de textura franca de espesores variables (< 50cm y entre 50-100cm), como por ejemplo en el sector oriental de la sierra, donde se realizó una de las pruebas para conocer el espesor de suelo. La tasa de recarga Baja y Muy Baja, en cualquier caso, menor del 40% de la precipitación, corresponde a materiales de menor permeabilidad, como el aforamiento de margo-calizas que hay al norte de la sierra, los derrubios de ladera del Canuto de la Utrera (que presentan porcentajes elevados de matriz arcillosa), o las margas pliocenas que se encuentran en el mismo canuto.

Las mayores tasas de recarga (clase Alta) se obtienen en las áreas donde existen formas de infiltración preferencial, como los lapiaces y las canteras, las dolinas y las uvalas con bajo espesor de suelo, o el tramo perdedor de los canutos. Dichas zonas representan el 32% del afloramiento carbonático. En estos casos, la variable I (formas de Infiltración preferencial) tiene un peso importante, aunque no es determinante como para incrementar la tasa de recarga hasta la clase Muy Alta, cuya clasificación no se ha obtenido en ningún sector del área de estudio.

.

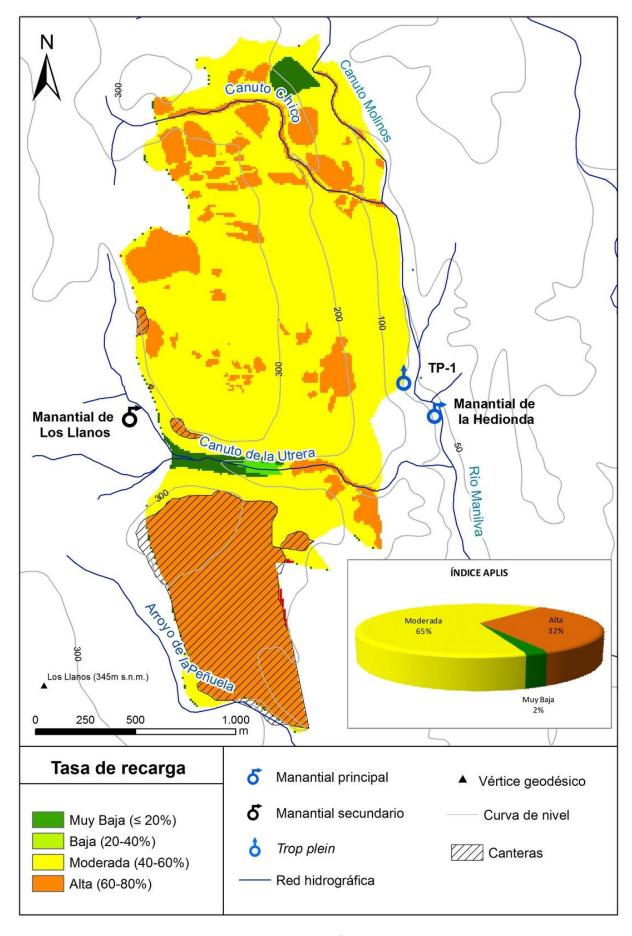


Figura 5.7. Mapa del Índice APLIS

6. BALANCE HIDROGEOLÓGICO

Para la realización del balance hidrogeológico de la Sierra de la Utrera se han evaluado los recursos hídricos medios anuales correspondientes a la serie histórica, desde 1981 hasta 2001, y se han tenido en cuenta dos tipos de recarga, la recarga autóctona y la alóctona del acuífero. Las entradas corresponden, en primer lugar, a la lluvia útil o infiltración eficaz, y en segundo lugar a la infiltración de la escorrentía en los denominados canutos. Las salidas básicamente se efectúan por el manantial de la Hedionda.

6.1 Entradas del acuífero de la Sierra de la Utrera

Para determinar las entradas o recursos del acuífero hay que evaluar la cantidad de precipitación (P) que cae sobre el acuífero y calcular la correspondiente lluvia útil o excedente.

Para estimar los recursos del acuífero se ha utilizado el método del balance de Kessler (1965) y los resultados se han contrastado con los obtenidos a partir de la aplicación de APLIS (Andreo et al., 2004 y 2008 a).

6.1.1 Recarga del acuífero por lluvia útil

Para el cálculo de las entradas se han recopilado y tratado los datos de precipitación de la estación meteorológica de Casares. Se ha trabajado con un total de 16 años naturales debido a que algunas series no estaban completas. El promedio de lluvia acumulada es de 802 mm/año, con un máximo de 1765 mm/año en 1996 (tabla 6.2). Según el método de Kessler el porcentaje medio de lluvia útil es 55,3% de la precipitación, que corresponde a 445 mm (tabla 6.1). Si se tiene en cuenta que el acuífero está formado íntegramente por rocas permeables por porosidad secundaria (procesos de karstificación y fracturación), que presentan formas exokársticas de absorción y que, en general, las condiciones de pendiente no son especialmente importantes -sobre todo en el sector occidental de la sierra- se ha considerado que la escorrentía superficial generada a partir de la precipitación es prácticamente

despreciable frente a la cantidad de lluvia útil. Así, el volumen medio de recarga que se calcula es de 1,47 hm³/año.

El porcentaje de infiltración medio obtenido a partir de aplicar el método APLIS en los materiales acuífero de la Sierra de la Utrera es 58%, que corresponde a un volumen de 1,54 hm³/año (tabla 6.2).

				MÉTODO	DE KES	SLER			
Año	P'Utrera	P"Utrera	Р	P'/ P (%)	P"-P"m	P"-P"m%	K	P'/P (%)+K	Infil.(%)
1981	257	280	487	52,7	-145	-34	-3	49,7	62,5
1984	268	508	780	34,3	82	19	2	36,3	47,7
1985	407	440	673	60,5	15	3	0	60,5	74,5
1986	341	229	563	60,5	-197	-46	-5	55,5	68,9
1987	397	223	920	43,1	-203	-48	-5	38,1	49,7
1988	269	511	634	42,4	86	20	2	44,4	56,6
1990	397	1202	877	45,2	776	183	15	60,2	74,2
1991	382	480	975	39,1	55	13	1	40,1	51,9
1992	223	542	686	32,5	117	27	3	35,5	46,7
1993	419	271	814	51,4	-154	-36	-4	47,4	60,0
1994	183	349	519	35,3	-76	-18	-2	33,3	44,3
1995	198	285	781	25,4	-140	-33	-3	22,4	32,2
1996	803	563	1765	45,5	138	32	3	48,5	61,2
1999	311	126	601	51,7	-299	-70	-15	36,7	48,1
2000	442	290	1048	42,2	-135	-32	-3	39,2	50,9
2001	298	505	717	41,5	79	19	2	43,5	55,6
	P"m	425	•					Infil.media (%)	55,3

Tabla 6.1. Resultados obtenidos a partir de aplicar el método de Kessler.

		ENTRADAS	DEL ACUÍFER	RO DE LA SIER	RADE LAU	TRERA	•
			Método APLIS	3	Método de Kessler		
1.00	D ()	Su	perfície = 33000	000 m ²	S	uperfície = 3300	0000 m ²
AÑO	P (mm)	1 (0/)	Lluv	ia útil	1 (0/)	Llu	via útil
		I (%)	(mm)	(hm³/año)	I (%)	(mm)	(hm³/año)
1981	487	58	282	0,93	62,5	304	1,00
1984	780	58	452	1,49	47,7	372	1,23
1985	673	58	390	1,29	74,5	501	1,65
1986	563	58	327	1,08	68,9	388	1,28
1987	920	58	533	1,76	49,7	457	1,51
1988	634	58	367	1,21	56,6	359	1,18
1990	877	58	508	1,68	74,2	650	2,15
1991	975	58	565	1,87	51,9	506	1,67
1992	686	58	398	1,31	46,7	320	1,06
1993	814	58	472	1,56	60,0	488	1,61
1994	519	58	301	0,99	44,3	230	0,76
1995	781	58	453	1,49	32,2	252	0,83
1996	1765	58	1023	3,38	61,2	1079	3,56
1999	601	58	348	1,15	48,1	289	0,95
2000	1048	58	608	2,01	50,9	533	1,76
2001	717	58	416	1,37	55,6	399	1,32
m	802	58	465	1,54	55,3	445	1,47

Tabla 6.2. Entradas del acuífero de la Sierra de la Utrera a partir del método APLIS y Kessler (P: precipitación, I: infiltración, m: media aritmética).

6.1.2 Recarga alóctona por escorrentía superficial

El manantial de Los Llanos y los arroyos que se generan en las margas pliocenas, todos situados en la cuenca hidrográfica del Canuto de la Utrera, aportan agua de escorrentía al mismo. La entrada de agua ha sido contínua durante todo el periodo de estudio y el caudal de entrada proporcional a las precipitaciones que se han producido. El ensayo de trazador que se realizó en el tramo perdedor permitió constatar que parte del agua que se infiltra, se dirige al manantial de la Hedionda, aunque en cantidades poco importantes, del orden de 1-2 l/s aproximadamente.

En el sector del Canuto Chico también se genera escorrentía, pero su presencia está estrechamente ligada a los eventos de precipitación de cierta magnitud. De manera que para realizar el balance no se ha tenido en cuenta.

Las pérdidas de escorrentía en el Canuto de los Molinos son superiores a las pérdidas producidas en el Canuto de la Utrera. Los resultados del aforo químico diferencial que se realizó aguas arriba y aguas debajo de éste, indican que existe una pérdida de 50l/s aproximadamente de agua de escorrentía. El balance se ha realizado teniendo en cuenta este valor, junto con el caudal que se infiltra por el Canuto de la Utrera, de manera que se han incluido en las entradas del acuífero.

ENTRADAS	S AL ACUÍFERO	Caudal (I/s)	hm³/año
ESCORRENTÍA	Canuto de la Utrera	1-2 aprox.	1.6 aprov
ESCORRENTIA	Canuto de los Molinos	50 aprox.	1,6 aprox.

Tabla 6.3. Entradas al acuífero por infiltración de la escorrentía.

6.2 Salidas del acuífero de la Sierra de la Utrera

En el acuífero de la Sierra de la Utrera las salidas se producen principalmente por el manantial de la Hedionda, cuyo caudal medio registrado durante el periodo de estudio fue de 344l/s. No obstante este no es representativo y para realizar el balance se ha utilizado el caudal medio de la serie histórica de los datos facilitados por el IGME, cuyo valor es de 96,4 l/s (tabla 6.4), que representa 3 hm³/año.

AÑO	CAUDAL (I/s)	(hm³/año)
1981	66,2	2,1
1984	78,5	2,5
1985	95,6	3,0
1986	108,2	3,4
1987	76,4	2,4
1988	87,1	2,7
1990	129,6	4,1
1991	116,2	3,7
1992	101,4	3,2
1993	91,2	2,9
1994	85,2	2,7
1995	64,1	2,0
1996	178,0	5,6
1999	97,9	3,1
2000	62,8	2,0
2001	103,4	3,3
m	96,4	3,0

Tabla 6.4. Caudales medios anuales de descarga del manantial de la Hedionda durante los años en los que hay series de datos de precipitación. La serie completa se puede ver en la tabla 4.2.

6.3. Balance de entradas y salidas

Los recursos de la Sierra de la Utrera son del orden de los 3 hm³/año. El volumen de entradas por infiltración de escorrentía es de 1,6 hm³/año aproximadamente (tabla 6.5 y 6.6). Según el *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga* (Diputación Provincial de Málaga, 2007), los recursos son del orden de 1,5 hm³/año. Sin embargo, este dato no contempla la recarga del acuífero por infiltración de agua superficial, que aporta aproximadamente la mitad del valor de los recursos totales.

La recarga se produce por infiltración directa del agua de lluvia sobre el afloramiento carbonático y por infiltración parcial de la escorrentía superficial, mientras que la descarga se realiza por el manantial de la Hedionda, situado a 43 m s.n.m, en las proximidades del contacto entre las calizas y las margo-calizas (figura 4.1). En términos de balance hidrogeológico, las entradas calculadas son equivalentes a las salidas que se producen por el manantial de la Hedionda.

Tabla 6.5. Resultados del balance por el método de APLIS (m: media aritmética)

			BALANCE	NCE POR EL M	POR EL MÉTODO DE APLIS	S		
				EN	ENTRADAS		SALIDAS	S
AÑO	Precipitación (mm)	Infiltración (%)	Lluvia útil (mm)	Lluvia útil (hm³/año)	Infiltración escorrentía (hm³/əño)	TOTAL ENTRADAS (hm³/əño)	Caudal de descarga Hedionda (I/s)	(hm³/año)
1981	487	58	282	0,93	1,6	2,53	66,2	2,09
1984	780	28	452	1,49	1,6	3,09	78,5	2,48
1985	673	28	390	1,29	1,6	2,89	92,6	3,02
1986	563	28	327	1,08	1,6	2,68	108,2	3,41
1987	920	28	533	1,76	1,6	3,36	76,4	2,41
1988	634	28	367	1,21	1,6	2,81	87,1	2,75
1990	877	28	208	1,68	1,6	3,28	129,6	4,09
1991	975	28	265	1,87	1,6	3,47	116,2	3,66
1992	989	28	398	1,31	1,6	2,91	101,4	3,20
1993	814	28	472	1,56	1,6	3,16	91,2	2,88
1994	519	28	301	66'0	1,6	2,59	85,2	2,69
1995	781	28	453	1,49	1,6	3,09	64,1	2,02
1996	1765	28	1023	3,38	1,6	4,98	178,0	5,61
1999	601	28	348	1,15	1,6	2,75	6,76	3,09
2000	1048	28	809	2,01	1,6	3,61	62,8	1,98
2001	717	58	416	1,37	1,6	2,97	103,4	3,26
٤	802	58	465	1,54	1,6	3,14	96,4	3,04

Tabla 6.6. Resultados del balance por el método de Kessler (m: media aritmética).

			BALAN	CE POR EL MÉT	BALANCE POR EL MÉTODO DE KESSLER	ER.		
				EN	ENTRADAS		SALIDAS	S
AÑO	Precipitación	Infii	lith'i Cival I	l Ingia i'til	Infiltración	TOTAL	Caudal de	
	(mm)	(%)	(mm)	(hm³/año)	escorrentía " 3, ž.	ENTRADAS	descarga	(hm³/año)
			,		(hm²/ano)	(hm²/ano)	Hedionda (I/S)	
1981	487	62,5	304	1,00	1,6	2,60	66,2	2,09
1984	780	47,7	372	1,23	1,6	2,83	78,5	2,48
1985	673	74,5	501	1,65	1,6	3,25	92,6	3,02
1986	563	689	388	1,28	1,6	2,88	108,2	3,41
1987	920	49,7	457	1,51	1,6	3,11	76,4	2,41
1988	634	9'99	359	1,18	1,6	2,78	87,1	2,75
1990	877	74,2	029	2,15	1,6	3,75	129,6	4,09
1991	975	51,9	206	1,67	1,6	3,27	116,2	3,66
1992	989	46,7	320	1,06	1,6	2,66	101,4	3,20
1993	814	0,09	488	1,61	1,6	3,21	91,2	2,88
1994	519	44,3	230	92'0	1,6	2,36	85,2	2,69
1995	781	32,2	252	0,83	1,6	2,43	64,1	2,02
1996	1765	61,2	1079	3,56	1,6	5,16	178,0	5,61
1999	601	48,1	289	0,95	1,6	2,55	6,76	3,09
2000	1048	6'09	533	1,76	1,6	3,36	62,8	1,98
2001	717	55,6	399	1,32	1,6	2,92	103,4	3,26
ш	802	55,3	445	1,47	1,6	3,07	96,4	3,04

7. ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD FRENTE A LA CONTAMINACIÓN

7.1 Introducción

El concepto de *vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación* ha sido definido por múltiples investigadores (Margat, 1968; Zaporozec, 1994; entre otros muchos). Existen dos conceptos relacionados con la vulnerabilidad: la vulnerabilidad específica, que se basa en las características potenciales de la sustancia contaminante, y la vulnerabilidad intrínseca del acuífero, que hace referencia a la sensibilidad de éste a ser contaminado en función de las características geológicas e hidrogeológicas del medio en el que se ha producido la contaminación (Zwahlen, 2004). Este concepto de vulnerabilidad intrínseca, propuesto desde la Acción Europea COST 620, está basado en un modelo conceptual (figura 7.1) que tiene en cuenta dos objetivos a proteger, por una parte el agua subterránea almacenada en el acuífero y por otra, el punto de descarga del mismo, que puede ser un sondeo o un manantial (vulnerabilidad de la fuente). De esta manera, se considera que el contaminante proviene de la superficie y se infiltra a través de la zona no saturada del acuífero hasta llegar a la zona saturada (con una componente vertical) y, a partir de este punto, el contaminante es transportado por un flujo de componente horizontal hasta la fuente.

Los acuíferos kársticos presentan características propias que merecen ser tenidas en cuenta para la cartografía de vulnerabilidad a la contaminación: zonas de infiltración preferencial, escasez de cursos superficiales permanentes, heterogeneidad en las direcciones y en las velocidades de flujo como consecuencia de la circulación por conductos de diferente tamaño, importantes fluctuaciones del nivel piezométrico relacionadas con las precipitaciones, etc. Por esta razón, es necesario aplicar un método específico que contemple todas estas particularidades. El método utilizado en el presente trabajo para evaluar la vulnerabilidad del agua subterránea del acuífero kárstico de la Sierra de la Utrera ha sido el método COP (Vías et al., 2006), que fue diseñado específicamente para acuíferos carbonáticos. Este método se ha aplicado en diferentes acuíferos kársticos a nivel mundial (entre otros países: Eslovenia, Francia, Alemania; Vías et al. 2010; Marín et al. 2011). Los trabajos comparativos del método COP con otros métodos de evaluación como DRASTIC (Aller et al. 1987), GOD (Foster 1987), o AVI (Van Stempvoort et al. 1993) y otros métodos específicos de medios carbonáticos como PI (Godscheider et al. 2000), o EPIK (Doerfliger y Zwahlen

1997), han demostrado que el método COP permite obtener resultados satisfactorios y coherentes con los conocimientos hidrogeológicos del acuífero, que se han validado, en ocasiones, mediante ensayos de trazadores u otras técnicas hidrogeológicas.

7.2 Evaluación de la vulnerabilidad del acuífero de la Sierra de la Utrera.

De acuerdo con las características geológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas del acuífero carbonático de la Sierra de la Utrera, descritas en capítulos anteriores, se ha realizado el análisis y tratamiento de los datos y capas de información para obtener la cartografía de vulnerabilidad intrínseca a la contaminación del agua subterránea.

Las variables del medio físico que se han considerado siguiendo las directrices del método COP (anexo VI, figura VI) son las siguientes:

- litología de la zona no saturada,
- espesor de la zona no saturada,
- grado de confinamiento del acuífero,
- suelo (profundidad y textura),
- cobertera vegetal
- pendiente,
- red hidrográfica,
- morfología kárstica superficial y
- precipitación (cantidad de lluvia y número de días con precipitación de la serie histórica)

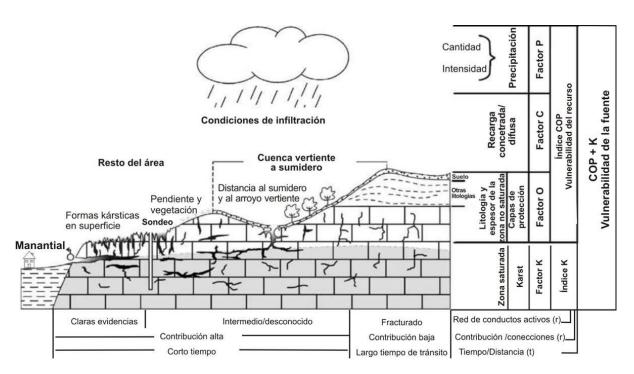


Figura 7.1. Modelo conceptual del método COP y los factores que lo determinan (Andreo et al., 2009)

7.2.1 Factor O: Capas de protección del agua subterránea

Variable Os

La zona de estudio presenta varios tipos de suelo en función de la textura y el espesor. Los suelos que se originan como producto de alteración de las margas pliocenas y las margo-calizas cretácicas, tienen un espesor entre 50 y 100cm aproximadamente y son de textura generalmente arcillosa en el primer caso y textura mayoritariamente limosa en las margo-calizas. Se han diferenciado dos tipos de textura en los suelos que están sobre las calizas jurásicas: arcillosa y franca. A partir de las observaciones realizadas en campo, se considera que las dolinas y las uvalas están rellenas predominantemente de arcillas de descalcificación, con un espesor de suelo entre 50 y 100cm (figura 7.2 B, C y D), mientras que las depresiones de mayor tamaño presentan un espesor de suelo mayor (>100cm) según los datos obtenidos en campo. Parte del lapiaz de la Sierra de la Utrera está cubierto de suelo de textura franca mayoritariamente (hay presencia de gravas, arcillas y cantos de caliza), con un espesor que varía entre algunas decenas de centímetros y 1 metro (figura 7.2 A). Existen otras zonas aisladas, de lapiaz descubierto, donde no hay desarrollo edáfico. El suelo que se origina en los derrubios de ladera y en los coluviones se ha considerado de textura prioritariamente franca (anexo I; anexo VI, tabla VI.1).

Variable O_L

Los materiales que afloran en el área de estudio han sido agrupados de acuerdo con sus características hidrogeológicas (especialmente la permeabilidad) y la clasificación utilizada por el método COP. Los materiales pliocenos se han puntuado con un valor de 1000, las capas rojas y blancas cretácicas 500, las calizas jurásicas 1, los derrubios de ladera 100, y los coluviones 10 (anexo VI, tablas VI.2, VI.3, VI.4).

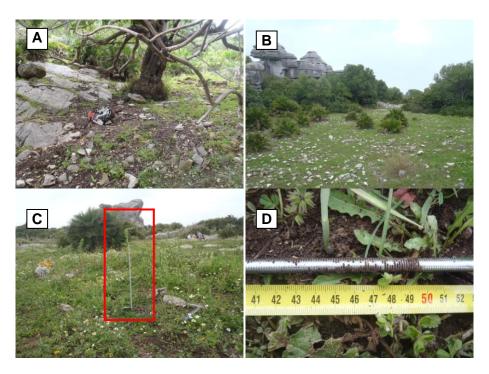


Figura 7.2. A: Suelo sobre las calizas en el borde oriental de la sierra. B: Depresión kárstica en el borde occidental de la sierra. C: Medida en campo del espesor de suelo de una depresión kárstica con una varilla de 1m (marcada en rojo). D: Resultados de la medición para la depresión kárstica de la fotografía anterior (50cm de espesor de suelo).

Interpretación del mapa del factor O

En el mapa del factor O (figura 7.3), se observan zonas con capacidad de protección frente a la contaminación entre Alta y Muy Baja. En ningún caso existen zonas con valores de máxima protección (anexo VI, tabla VI.5).

Las zonas de Alta protección corresponden a los afloramientos de las margocalizas y al de margas pliocenas que hay en el Canuto de la Utrera, ya que son materiales de baja permeabilidad y además presentan cobertera edáfica. Las dolinas y las uvalas se encuentran cubiertas de suelo arcilloso, en algún caso con espesores importantes (>100cm en las dolinas y uvalas de mayor diámetro), por lo tanto, también presentan la misma clasificación.

Los valores de protección Moderada corresponden mayoritariamente a los sectores occidental y oriental de la sierra. La clasificación es la misma para ambas zonas debido, en el primer caso, a la mayor potencia de zona no saturada y, en el segundo, a que las calizas presentan espesores de suelo entre 50 y 100m (anexo I).

El manantial de la Hedionda se encuentra en los materiales de baja permeabilidad, pero dada la proximidad del nivel piezométrico a la superfície, la zona cercana al mismo presenta vulnerabilidad Moderada. Las zonas clasificadas con Baja protección corresponden a zonas de lapiaz con escasez de suelo o desprovistos de él, pero con mayor espesor de zona no saturada. Así, los lapiaces situados sobre menor potencia de zona no saturada tienen capacidades de protección Muy Bajas (sector norte del afloramiento calizo). La cantera situada en el sur de la sierra está clasificada como área de Muy Baja protección, mientras que las que se encuentran en el borde occidental, de menor entidad y con mayor potencia de zona saturada, están clasificadas como Baja protección.

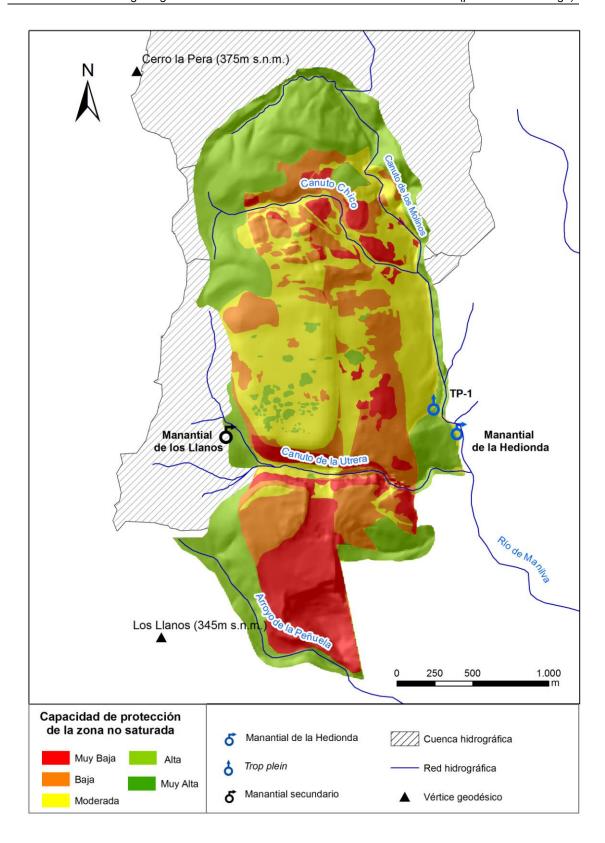


Figura 7.3. Mapa del factor O, que muestra las diferentes clases de capacidad de protección de la zona no saturada del acuífero de la Sierra de la Utrera.

7.2.2 Factor C: condiciones superficiales para la concentración de flujos de agua que recargan el acuífero.

La evaluación del factor C conlleva una clasificación previa del área de estudio en los dos escenarios de infiltración que contempla el método: infiltración concentrada vía sumidero kárstico (escenario 1) o resto del área (escenario 2) (anexo VI, figura VI). En este caso, el escenario de cuenca vertiente a sumidero (escenario 1) no está presente. Sin embargo, existe una modalidad de infiltración que afecta al sector de los cañones fluviokársticos y que no está recogida en ninguno de los dos escenarios previstos en el método COP original: infiltración diferida en los cauces de arroyos perdedores. Este escenario ha sido desarrollado por Marín et al. (in press), en el trabajo titulado "Delineating protection areas for caves using contamination vulnerability mapping techniques; the case of Herrerías Cave (Asturias, Spain)" y se ha aplicado en la Sierra de la Utrera. Se ha comprobado con un ensayo de trazador con eosina el carácter perdedor del Canuto de la Utrera y mediante un aforo químico diferencial el del Canuto de los Molinos. Las observaciones realizadas sobre el terreno en el Canuto de la Utrera y en el Canuto Chico indican que la red hidrográfica posee un funcionamiento episódico, ligado generalmente a la precipitación y a la escorrentía procedente de las margas pliocenas que afloran al oeste de la Sierra de la Utrera. No obstante, hasta el momento no se ha localizado un punto exacto que funcione como un sumidero, sino que la infiltración es difusa.

Para la evaluación del factor C en este nuevo escenario de recarga, llamado escenario 1B, se han diferenciado dos zonas, la zona 1 y la 2 (Marín *et al*, in press):

- Zona 1: las cuencas vertientes a los arroyos perdedores
- Zona 2: los tramos de cauce de los arroyos donde son perdedores.

Al no estar identificados los puntos concretos en los que se producen las pérdidas se ha considerado perdedor todo el cauce que discurre por los materiales permeables. En el caso del Canuto de la Utrera se considera que el arroyo empieza a ser perdedor cuando las calizas no están cubiertas por depósitos cuaternarios, que presentan altos porcentajes de matriz en algún caso y favorecen la escorrentía. De esta manera la cuenca vertiente al río perdedor es la zona del canuto donde afloran estos sedimentos y la zona donde afloran las margo-calizas, materiales por los que circula el arroyo antes de adentrarse en el canuto, al oeste del mismo. Cuando el arroyo circula por las margas pliocenas situadas en el sector oeste del canuto (figura

4.1), no se puede aplicar el método COP ya que no existe zona saturada por debajo de estos materiales (figura 4.1 y 4.3).

En la cuenca vertiente a arroyos perdedores (zona 1) el subfactor sv se puntúa como en el escenario 1 (cuenca vertiente a un sumidero) ya que, mayores pendientes y menor vegetación favorecen la escorrentía hacia el área donde se produce la infiltración (el cauce del río perdedor). Por el contrario, en el propio cauce del río, cuanto menor es la pendiente, menor es la velocidad de flujo, y más se favorece la infiltración. Así, en el cauce del río perdedor (zona 2), el parámetro sv se puntúa igual que en el escenario 2.

Además del subfactor *sv*, se evalúan los dos subfactores dependientes de la distancia al punto de infiltración: *dh* y *ds* (anexo VI, tablas VI.12 y VI.13).

Los valores del factor C, correspondientes al escenario 1B, se obtienen como el producto de los tres subfactores: sv, dh y ds.

A lo largo de los cañones fluviokársticos del Canuto Chico y del Canuto de los Molinos se producen infiltración de agua de escorrentía, de manera que no se ha considerado el escenario de cuenca vertiente a arroyo perdedor. La cuenca del Canuto de los Molinos está situada al norte de la sierra y la mayor parte de la misma se encuentra fuera de la zona de estudio, por lo tanto, no se ha incluido en el método. No obstante, conviene tener presente que actividades potencialmente contaminantes que se desarrollen sobre esta cuenca vertiente, pueden terminar afectando al acuífero de la Sierra de la Utrera.

Variable sv y sf para el escenario 2 (resto del área)

Para evaluar el parámetro *sv* es necesario conocer la densidad de la vegetación y la pendiente del área de estudio. A partir de la cartografía geomorfológica (anexo II) que incluye las depresiones kársticas como dolinas y uvalas, los cañones fluviokársticos, las zonas de lapiaz descubierto y las canteras, se ha evaluado el parámetro *sf*, que sólo es puntuable en las zonas no vertientes a ríos perdedores. Los valores mínimos de este subfactor (0,25) se localizan en las dolinas, las canteras y los cañones, mientras que los mayores valores (1) corresponden a las margo-calizas, que están cubriendo los materiales acuífero (anexo VI, tabla VI.10).

Interpretación del mapa del factor C

La mayor parte de las calizas muestran una reducción de la protección Moderada (figura 7.4; anexo VI, tabla VI.11). En el sector occidental, se reduce más la protección debido a que las pendientes en la zona de charnela del pliegue anticlinal son menores (≤ 8%) que en el sector oriental y, por tanto, se favorece la infiltración a favor de las formas exokársticas.

Las dolinas y las uvalas son zonas de infiltración preferencial (mayor vulnerabilidad), de manera que presentan valores Muy Altos de reducción de la protección natural según el factor C. En el Canuto Chico se obtienen valores del parámetro C Muy Altos en la cabecera y Altos aguas abajo, debido a que la pendiente aumenta hacia su desembocadura. En el tramo perdedor del Canuto de la Utrera, la reducción de la protección es Alta y no Muy Alta por causa de la pendiente, que llega a ser de > 76%. La cuenca vertiente a este tramo perdedor presenta valores Altos del factor C, en las zonas próximas al arroyo, y mayor protección a más distancia de éste. Además, se observa en general, un aumento de la protección hacia el oeste del tramo perdedor a medida que la distancia al mismo aumenta. En general, las canteras que se encuentran en el área de estudio presentan una reducción de la protección Alta.

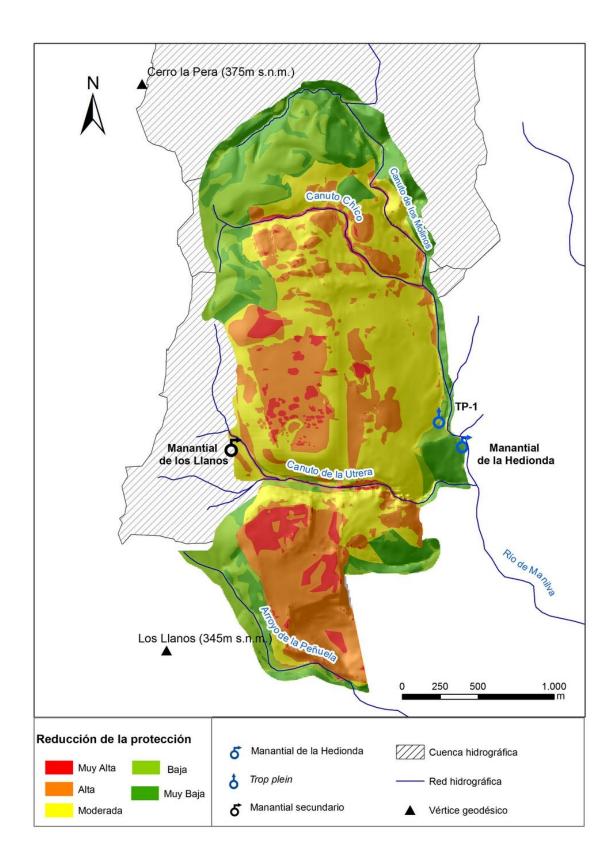


Figura 7.4. Mapa del factor C, que muestra las diferentes clases de reducción de la protección del acuífero de la Sierra de la Utrera.

7.2.3 Factor P: Características de la precipitación

El factor P ha sido evaluado a partir de los datos de la estación meteorológica de Casares. El periodo de precipitación considerado ha sido desde 1981 a 2006. Se han descartado los años que no tienen el registro completo, en los que faltaban datos de lluvia para los meses en que se producen precipitaciones importantes. En total se han considerado 17 años hidrológicos. El promedio histórico de la precipitación acumulada total por año hidrológico es de 730mm. Los años hidrológicos cuya precipitación supera el 15% del promedio de lluvia acumulada histórica se consideran años húmedos (tabla 3.1) (anexo VI, tablas VI.14 y VI.15).

Interpretación del mapa del factor P

El resultado de las dos variables que contempla este factor es de 0,2, de modo que se obtiene un factor P de 0,4 que corresponde a una reducción de la protección Muy Alta para toda la zona de estudio (figura 7.5; anexo VI, tabla VI.16).

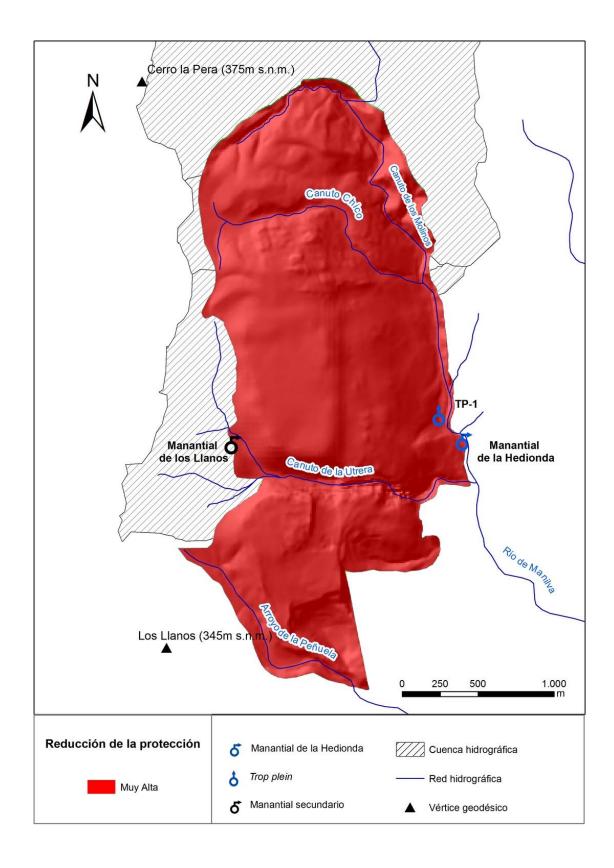


Figura 7.5. Mapa de reducción de la protección según el factor P.

7.3 Análisis de la vulnerabilidad intrínseca del acuífero de la Sierra de la Utrera

De la combinación de los tres factores anteriores, se obtiene el índice COP, que corresponde a la vulnerabilidad intrínseca del acuífero.

El 45,8% del área analizada tiene una vulnerabilidad Muy Alta, el 20,6 % Alta, el 3,5 % Moderada y finalmente el 30,1 % Baja (figura 7.6; anexo VI, tabla VI.17). La vulnerabilidad media según el *Parámetro de vulnerabilidad Global (Gv)* es Alta (anexo VI, tabla VI.18).

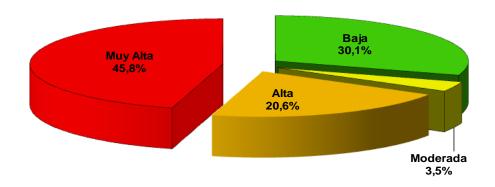


Figura 7.6. Gráfico que muestra el % de área que ocupa cada clase de vulnerabilidad.

	Coeficiente	de determin	ación	
Сара	СОР	0	С	Р
СОР	1,00	0,53	0,47	0,00
0	0,53	1,00	0,45	0,00
С	0,47	0,45	1,00	0,00
Р	0,00	0,00	0,00	1,00

Tabla 7.1. Coeficiente de determinación entre los factores que compone el método y el índice final de vulnerabilidad (COP).

Según el coeficiente de determinación (anexo VI), el factor que mejor se correlaciona con el índice COP es O con un valor de 0,53 (tabla 7.1) seguido de muy cerca por el factor C con un valor de 0,47. La correlación entre estos dos factores es de 0,45, mientras que el factor P no se correlaciona con ninguno de ellos debido a que presenta el mismo valor en toda el área de estudio.

La vulnerabilidad Muy Alta corresponde a zonas de lapiaz descubierto o con poco espesor de suelo, como es el caso del sector norte del afloramiento calizo, y a zonas con desarrollo de dolinas y uvalas, formaciones kársticas que se han desarrollado preferencialmente en el sector occidental. En este tipo de ambientes se produce una infiltración preferencial hacia la zona saturada a través del mayor desarrollo de los conductos kársticos. De la misma forma, las canteras representan zonas donde se produce mayor infiltración, al no presentar ni cobertera vegetal ni protección edáfica, de modo que se han obtenido valores de vulnerabilidad Muy Alta en todas ellas.

En general, los cañones fluviokársticos que actúan como arroyos perdedores tienen una vulnerabilidad Muy Alta. En el caso del Canuto de la Utrera se ha comprobado mediante un ensayo de trazador (capítulo 4.6) que la escorrentía que se infiltra se dirige al manantial de la Hedionda. Aguas arriba del tramo perdedor de este mismo canuto, la vulnerabilidad es Moderada y, cuanto menor es la distancia a esta zona de infiltración, aumenta la vulnerabilidad a Alta.

Las zonas de vulnerabilidad Alta se encuentran básicamente en el sector oriental del área de estudio y parte del occidental. La litología predominante es la caliza, pero debido al espesor de suelo (entre 50 y 100 cm) y la pendiente (superior al 76%) que presenta el sector oriental, disminuye la infiltración y se favorece la escorrentía y, como consecuencia de ello, se reduce la vulnerabilidad. En el sector centro-occidental la clasificación, entre Muy Alta y Alta, depende de la pendiente y de las características del suelo principalmente, de manera que zonas con mayor espesor de suelo y pendiente se clasifican como zonas de vulnerabilidad Alta.

El pequeño afloramiento de margas pliocenas que se encuentran en el Canuto de la Utrera favorece la protección del acuífero, al igual que las margo-calizas del sector norte, ubicadas dentro de los límites de la formación acuífera.

Finalmente, las margo-calizas que rodean el acuífero tienen una vulnerabilidad Baja, dadas las características hidrogeológicas que presentan. En las zonas cercanas

al manantial, la vulnerabilidad aumenta en algunos sectores, por la proximidad de la zona saturada.

Las cuencas vertientes a los arroyos perdedores que no están en contacto con la formación acuífera no tienen zona saturada en profundidad. Por lo tanto, su vulnerabilidad no puede ser evaluada con el método COP, ya que no es posible evaluar el factor O. No obstante, se deben de tener en cuenta debido a la relación directa que existe entre estas zonas y los cauces influentes. Toda actividad contaminante que se realice en las cuencas vertientes debe de ser controlada para evitar el transporte de los contaminantes hacia el arroyo perdedor y de éste hacia la zona saturada.

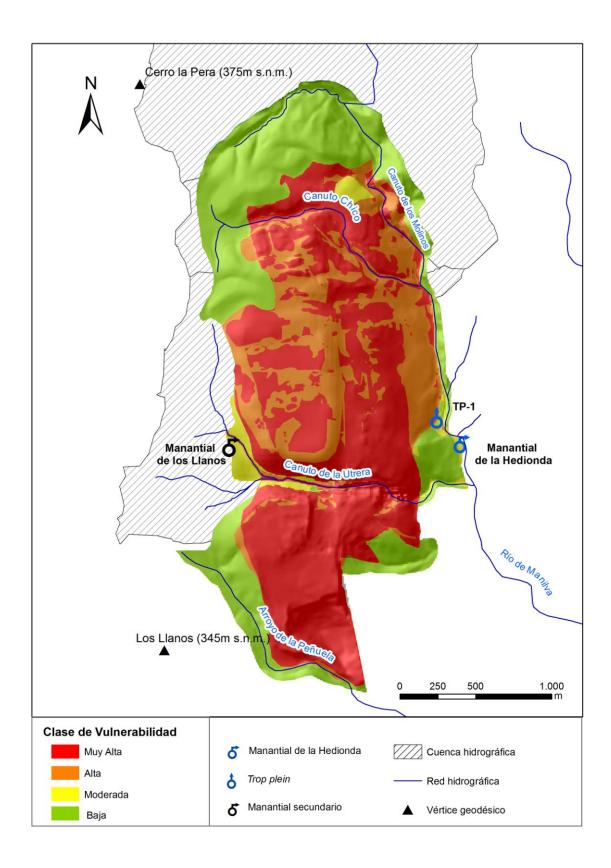


Figura 7.7. Mapa de vulnerabilidad a la contaminación del acuífero de la Sierra de la Utrera.

8. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El acuífero de la Sierra de la Utrera está formado por calizas y dolomías jurásicas y está limitado en sus bordes por materiales de baja permeabilidad: margas y margocalizas cretácicas y arcillas del Flysch del Campo de Gibraltar. El principal punto de descarga del acuífero es el manantial de la Hedionda. El estudio de las respuestas (hidrodinámica, hidroquímica e hidrotérmica) de esta surgencia, durante un corto periodo de investigación (7 meses) ha permitido una primera aproximación al funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

El manantial de la Hedionda presenta facies hidroquímica mixta, bicarbonatada-sulfatada-clorurada cálcico-sódica, aunque puede llegar a ser bicarbonatada cálcica durante los periodos de crecida. La mineralización del agua se debe, en primer lugar, al contacto del agua de lluvia con las rocas carbonáticas del Jurásico y con las evaporitas triásicas subyacentes y, en segundo lugar, a los procesos de mezcla entre el agua de escorrentía que se infiltra en los cañones fluviokársticos (canutos) y la de la zona saturada. El ensayo que se ha realizado, inyectando trazador en el Canuto de la Utrera, ha permitido constatar la existencia de estos procesos de mezcla y la participación del agua de escorrentía en la recarga del acuífero. El flujo subterráneo en este sector tiene una dirección NE-SO, siguiendo la dirección de la fracturación, con sentido hacia el manantial de la Hedionda.

A partir del análisis hidrodinámico se ha constatado que el manantial responde rápidamente a los eventos de precipitación, con importantes aumentos de caudal acompañados de diluciones significativas en la mineralización (conductividad eléctrica) del agua y disminuciones de la temperatura. La magnitud de estas variaciones es proporcional a la de las crecidas hidrodinámicas y, en definitiva, a la magnitud e intensidad de las precipitaciones. Durante los periodos de crecida se detecta en las aguas del manantial un aumento de componentes característicos del suelo, como NO₃⁻ y fluorescencia natural (asociada a ácidos fúlvicos y húmicos), lo cual demuestra que el agua de recarga circula de forma rápida a través del acuífero.

El conjunto de los resultados obtenidos pone de manifiesto la existencia de un drenaje kárstico bien desarrollado, y en definitiva, un elevado grado de karstificación funcional del acuífero de la Sierra de la Utrera.

La recarga del acuífero se produce por infiltración directa del agua de lluvia sobre el afloramiento carbonático y por infiltración de agua de escorrentía superficial. El flujo subterráneo se realiza hacia el E y hacia el S, hacia el manantial de la Hedionda, condicionado por la estructura geológica y por la menor cota del contacto entre los materiales permeables e impermeables en este sector. Los recursos del acuífero se han estimado en unos 3 hm³/año, que se drenan por el manantial de la Hedionda. Aproximadamente la mitad de los recursos (1,5 hm³/año) corresponde a la infiltración del agua de lluvia y el resto a la infiltración del agua de escorrentía en los canutos, particularmente en el del Río Molinos. No obstante, dichas estimaciones deben considerarse preliminares y necesitan contrastarse con investigaciones más detalladas.

La cartografía de vulnerabilidad a la contaminación del acuífero, obtenida a partir del método COP, muestra una vulnerabilidad media de grado Alta, aunque existen zonas con vulnerabilidad de clases Baja a Muy Alta. Las áreas que presentan vulnerabilidad Muy Alta son las más abundantes en el macizo (representan el 46% de la superficie de la sierra) y corresponden a campos de lapiaz desprovistos de protección edáfica y vegetación, zonas con pendientes relativamente bajas, canteras, dolinas con poco espesor de suelo y tramos de arroyos perdedores en los cañones fluviokársticos. En estas zonas con vulnerabilidad Muy Alta deberán quedar especialmente restringidas o prohibidas actividades que puedan ser potencialmente contaminantes.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, F J. 2005. Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Cataluña, 346 pp.
- Aller, L., Bennett, T., Leer, J., Petty, J. y Hacket, G. (1987): *DRASTIC: A standardised* system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. US Environmental Protection Agency. Ada. Oklahoma, 455 pp
 - Andreo, B. (1997): Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). SPUMA-CHS, Málaga, 489 p.
- Andreo, B., Ravbar, N. y Vías J.M. (2008 b). Source vulnerability mapping in carbonate (karst) aquifers by extension of the COP method: application to pilot sites. Hydrogeology Journal, publicación online.
- Andreo, B., Vías J.M., Durán, J.J., Jiménez, P., López-Geta, J.A. y Carrasco, F.(2008 a). Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. Hydrogeology Journal, 16, 911-925.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J.A., Carrasco, F., Durán, J.J. y Jiménez, P. (2004). Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonatados. Boletín Geológico y Minero, 115 (2), 177-186.
- Andreo, B., Vías, J.M., Mejías, M., Ballesteros, B.J. y Marín, A.I. (2007). Estimación de la recarga mediante el método APLIS en el acuífero jurásico de El Maestrazgo, (Castellón, NE España). III International Symposium on Technology of Seawater Intrusion into Coastal Aquifers, II International Symposium on Coastal Aquifers and Desalination Plants. Almería, 1, 893 902.
- Andrieux, C. (1978): Les enseignements apportés par la thermique dans le karst. Le karst: son originalité physique, son importance économique. Colloque de Tarbes, Association des Géologues du SudOuest (AGSO), 48-63.
 - Antigüedad, I. (1985/86): Contribución de la hidroquímica al conocimiento de las características hidrogeológicas y de karstificación del macizo de Aramotz (Bizkaia). Kobie, nº XV, 165-174.

- Antigüedad, I. (1986): Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal.

 Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos. Tesis Univ.

 País Vasco, 338 p. y anexos.
- Antigüedad, I. (1988): Estudio de acuíferos kársticos a partir de sus respuestas naturales. Aplicación a dos sistemas del País Vasco. Rev. Soc. Geol. España, 1(1-2): 211-227.
- Antigüedad, I. y García de Cortázar, A. (1986b): Consideraciones sobre la distribución de las facies hidroquímicas de la alineación Aramotz-Aitzgorri (Bizcaia-Gipuzkoa), mediante tratamiento por análisis en componentes principales. Jornadas sobre el karst en Euskadi, San Sebastián, 1: 237-251.
- Antigüedad, I., Ibarra, V. y Morales, I. (1990): Experiences de traçages des systèmes karstiques en Biscaye (Pays Basque). Memoires of IAH, XXII (Part. I): 212-215.
- Bakalowicz, M. (1979): Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Sci. Nat., Univ. P. et M. Curie, París-VI, Géol. Dyn. et Lab. Souterrain CNRS; 269 p.
 - Bakalowicz, M. y Mangin, A. (1980): L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Mém. h. série Soc. géol. France, 11: 71-79.
- Baker A, Genty D. *Fluorescence wavelength and intensity variations of cave waters*. J Hydrol 1999; 217:19-34.
- Baker A, Lamont-Black J. *Fluorescence of dissolved organic matter as a natural tracer of groundwater.* GroundWater 2001;39(5):948-53.
- Baker A, Tipping E, Thacker SA, Gondar D. Relating dissolved organic matter fluorescence and functional properties. Chemosphere 2008;73:1765-72.
- Batiot C, Emblanch C, Blavoux B. Carbone organique total (COT) et Magnésium (Mg²⁺):

 Deux traceur complémentaires du temps de séjours dans l'aquifére karstique. CR

 Geosci 2003; 335:205-14.
- Carrasco, F., Jiménez, A., Sicilia, C. (2007). Delimitación del bien de interés cultural de la Cueva del Gran Duque, Sierra de la utrera, Casares, Málaga. Departamento de Protección del Patrimonio Histórico de la Delegación Provincial de Málaga de la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía.

- Civita, M. y De Maio, M. 2001. Average groundwater recharge in carbonate aquifers: a GIS processed numerical model. *7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media*, Besançon, Francia, 93–100.
- Cleresci, L.S., Greenberg, A.E. y Trussell, R.R. (1989): Standard methods for the examination of water and wastewater, APHA-AWWA-WPCF, 1193 p.
- Coble PG. Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitationemission matrix spectroscopy. Mar Chem 1996;51(4):325-46.
- Coutagne, A. (1954). Étude de quelques correlations hydrométéorologiques régionales et leur interpretation algebrique. La Houille blanche, 3 journées de l'Hydraulique de la Societé. Hydrotech. de France, Paris. 220–226.
- Cruz-San Julián, J.J., Benavente, J., Moral, F., Martínez-Garrido, J.C., López-Geta, J.A, Rubio-Campos, J.C., Aragón-Rueda, R. y Peinado-Parra, T. (1990): Investigación de acuíferos carbonatados (Sierras de Cazorla y Segura). Memoria inédita, ITGE-Univ. Granada, 235 p., 4 anexos.
- Cumberland SA, Baker A. *The freshwater dissolved organic matter fluorescence –total organic carbon relationship.* Hydrol Process 2007; 21:2093-9.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. -eds.- (1976): *Hidrología Subterránea*, Omega, Barcelona, 2359 p.
- Custodio E., Llamas M.R., Samper J (Eds). 1997. Evaluating recharge in aquifers, under hydrologic planning. IAH Spanish Chapter and ITGE, Madrid.
- Diputación de Málaga 1988. *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Diputación de Málaga, 151 pp.
- Doerfliger, N. y Zwahlen, F. (1997): *EPIK: a new method for outlining of protection areas in karstic environment.* En Gunay y Jonshon (Eds), Int. Symp. on Karst Waters and Environment Impacts. Antalya, Turkey, Balkema, 117-123
- Emblanch C, Blavoux B, Puig JM, Mudry J. *Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem.* Geophys Res Lett 1998; 25:1459-62.
- Ericsson, E. y Khunakasem, V. (1969). *Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in Israel coastal plain*. Journal Hydrol, 7 (2), 178-197.

- Estrela, T., Cabezas, F. y Estrada, F. 1999. *La evaluación de los recursos hídricos en el libro blanco del agua en España*. Ingeniería del Agua, 6 (2), 125-138.
- Fernando de la Lama, M. (1987). *La Cueva del Gran Duque (Casares-Málaga).*Andalucía Subterránea, 7. Federación Andaluza de Espeleología.
- Foster, S. (1987): Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. En W. Van Duijvenbooden and H.G. Van Waegeningh (Eds), Vulnerability of soil and groundwater topollulants. Proceedings and information no 38, TNO Committee on hydrological research. The Hague, 69-86
- Goldscheider, N., Klute, M., Sturm, S. y Hotzl, H. (2000): The PI method -a GIS-based approach to mapping groundwater vulnerability with special consideration on karst aquifers. Z Angew Geol, 46(3), 157-166.
- González-Yélamos, J. (1999): Ensayos de trazadores en acuíferos kársticos: desarrollo histórico y anecdotario. En: B. Andreo, F. Carrasco y J.J Durán (Eds.) Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico. Patronato de la Cueva de Nerja, 441-451.
- Hudson N, Baker A, Ward D, Reynolds DM, Brunsdon C, Carliell-Marquet C, et al. Can fluorescence spectrometry be used as a surrogate for the Biochemical Oxygen Demand (BOD) test in water quality assessment? An example from South West England. Sci Total Environ 2008;391:149-58.
- IGME-GHUMA 2003. Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonatados: aplicación a la Cordillera Bética. Informe inédito. 3 tomos.
- Käss, W. (1998): Tracing technique in geohydrology. Rotterdam, Balkema. 581 páginas.
- Kessler, H. (1965): Water balance investigations in the karstic regions of Hungary. Act. Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO, 1: 91-105.
- Kiraly, L. (1975): Rapport sur l'etat actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger, A. y Dubertret, L. (eds). Hydrogeology of Karstic Terrains. IAH: 53-57.
- Kufs, P.G. (1992). Statistical models of hydrogeologic data e part 1: regression and AANOVA models. Groundwater Monitoring Review, 12(2): 120–130.

- Lacas, J.L. (1976): Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques d'après l'exemple du site de l'exurgence de la source de Lez (Hérault-France). Thèse Univ. Montpellier, 68 p.
- Lapworth DJ, Gooddy DC, Butcher AS, Morris BL. *Tracing groundwater flow and sources of organic carbon in sandstone aquifers using fluorescence properties of dissolved organic matter (DOM)*. Appl Geochem 2008;23:3384-90.
- Liñán Baena, C., Andreo B., Mudry, J., & Carrasco Cantos, F. *Groundwater temperature* and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. (2008) DOI 10.1007/s10040-008-0395-x
- Lerner, D.N., Issar, A.S. y Simmers, I. 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. International Contributions to Hydrogeology, 8. Heise, Hannover.
- Mangin, A. (1970): Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Ann. Speléólogie, 25(3): 581-610.
- Mangin, A. (1971): Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Spéléologie, 26(2): 283-329.
- Mangin, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Sci. Nat. Univ. Dijon. In: Ann. Spéleologie, 29(3): 283-332; 29(4): 495-601; 30(1): 21-124.
- Mangin, A. (1984): Pour une meillure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrèlatoire et spectrale. J. Hydrology, 67: 25-43.
- Margat, J. (1968): Vulnerabilité des nappes d'eau souterraine á la pollution. Bases de la cartographie. Doc. BRGM, 68 SGL 198 HYD, Orléans
- Marín, A.I. y Andreo, B. (2010): Delineating source protection zones of karst springs.
 The case study of Villanueva del Rosario spring (Southern Spain). En: B. Andreo,
 F. Carrasco, J.J. Durán and J. LaMoreaux (Eds) Advances in Research in Karst Media. 317-322.

- Marín, A.I; Andreo, B.; Jiménez, M.; Domínguez, M.J; Meléndez, M. (2010). *Delimitación del perímetro de protección de la Cueva de Herrerías (Llanes, Asturias) mediante la aplicación del método COP+K*. En: J. J. Durán y F. Carrasco (Eds.), *Cuevas: Patrimonio, Naturaleza, Cultura y Turismo*, pp. 451-464. Madrid. Asociación de Cuevas Turísticas Españolas.
- Marín, A.I., Andreo, B., Rielp, D., Vías, J.M., Mudarra, M. 2007. *Using the APLIS method to determine the spatial distribution of the recharge rate in the Alta Cadena karst aquifer (Southern Spain)*. XXXV IAH Congress International Association of Hydrogeologists, Groundwater and Ecosystems, Lisboa.
- Marín A.I., Andreo, B., Vías, J.M., y Mudarra, M. 2008. Resource vulnerability mapping in carbonate aquifers by COP method. Application to Alta Cadena site, Southern Spain. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU General Assembly 2008, Viena.
- Marín, A.I; Dörfliger, N.; Andreo B. (2011). Comparative application of two methods (COP and PaPRIKa) for groundwater vulnerability mapping in Mediterranean karst aquifers (France and Spain). Environ Earth Sci DOI 10.1007/s12665-011-1056-2.
- Martín Algarra, A. y Vera, J.A. (1982): Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas. En: El Cretácico de España. Univ. Complutense de Madrid, 603-632.
- Martín Algarra, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector Central y Occidental).. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 2 vol., 1171 p.
- Mudarra M, Andreo B. Hydrogeological functioning of a karst aquifer deduced from hydrochemical components and natural organic tracers present in spring waters.

 The case of Yedra Spring (Southern Spain). Acta Carsológica 2010;39(2):261-70.
- Mudarra M., Andreo B. y Baker, A. (2011). *Characterisation of dissolved organic matter* in karst spring waters using intrinsic fluorescence: Relationship with infiltration process, Science of Total Environment, 409(18): 3448-3462. doi: 10.1016/j.scitotenv.2011.05.026

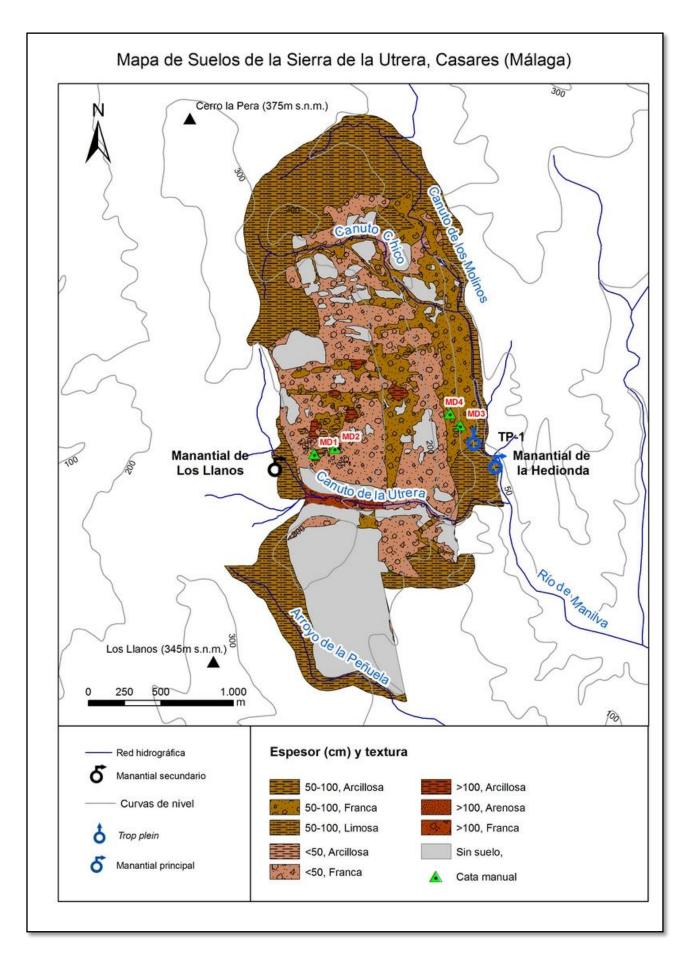
- Mudarra, M. y Andreo, B. 2007. En: *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga*, 2, 113-118. Diputación Provincial de Málaga-IGME-UMA.
- Murphy, E.M., Ginn, T.R. y Phillips, J.L. (1996). Geochemical estimates of paleorecharge in the Pasco Basin: evaluation of the chloride mass balance technique. Water Res. Research, 32(9), 2853-2868.
- Parlanti E, Wörz K, Geoffroy L, Lamotte M. Dissolved organic matter fluorescence spectroscopy as a tool to estimate biological activity in a coastal zone submitted to anthropogenic inputs. Org Geochem 2000;31:1765-81.
- Romo-Villalba, J.L, Gómez-Zotano, J., Torres-Díaz, J.I, Torres-Díaz, G. (2008), Exploraciones subterráneas en el karst de la Utrera (Casares, Málaga). Il Congreso Andaluz de Espeleología-Priego de Córdoba, 89-113.
- Schoeller, H. (1962): Les eaux souterraines. Masson, París, 642 p.
- Senesi N, Miano TM, Provenzano MR, Brunett G. Characterization, differentiation, and classification of humic substances by fluorescence spectroscopy. Soil Sci 1991; 152:259-71.
- Sharma, M.L. (Ed) 1990. Groundwater recharge. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrology*, 14: 93-128.
- Soil Survey Staff. 1951. *Soil Survey Manual*. U.S. Dept. of Agric. Handb. 18. U.S. Govt. Print. Off. Washington, DC. 503 pp., illus Thornthwaite, CW 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. Geol. Rev., 38: 55-94.
- Turc, L. 1954. Le bilan d'eau des sols: relations entre les precipitations, l'évaporation et l'écoulement. Ibid., Ann. Agron., 5, 36-44.
- Zaporozec, A. (1994): Concept of groundwater vulnerability. En Vrba, J. y Zaporozec, A. (Eds), Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International contributions to hydrogeology, 16, Verlag Heinz Heise, Hannover, 3-8

- Zwahlen, F. -ed- (2004): COST Action 620. Vulnerability and Risk Mapping for the Protection of Carbonate (Karstic) Aquifers. Informe final COST Action 620. Brüssel, Luxemburg, European Commission, Directorate-General for Research, 297 pp
- Vías, J.M., Andreo, B., Perles, M.J., Carrasco, F., Vadillo I. y Jiménez, P. 2006. Proposed method for groundwater vulnerability mapping in carbonate (karstic) aquifers: the COP method. Application in two pilot sites in Southern Spain. Hydrogeology Journal 14, 912–925.
- Vías, J.M., Andreo, B., Ravbar, N. y Hötzl, H. (2010). *Mapping the vulnerability of groundwater to the contamination of four carbonate aquifers in Europe*. Journal of Environmental Management, 91(7): 1500–1510.
- Vías, J.M., Neukum, C., Andreo, B. y Hötzl, H. (2010): *Mapping the vulnerability of groundwater to the contamination of four carbonate aquifers in Europe*. Journal of environmental Management. doi:10.1016/j.jenvman.2010.02.025.

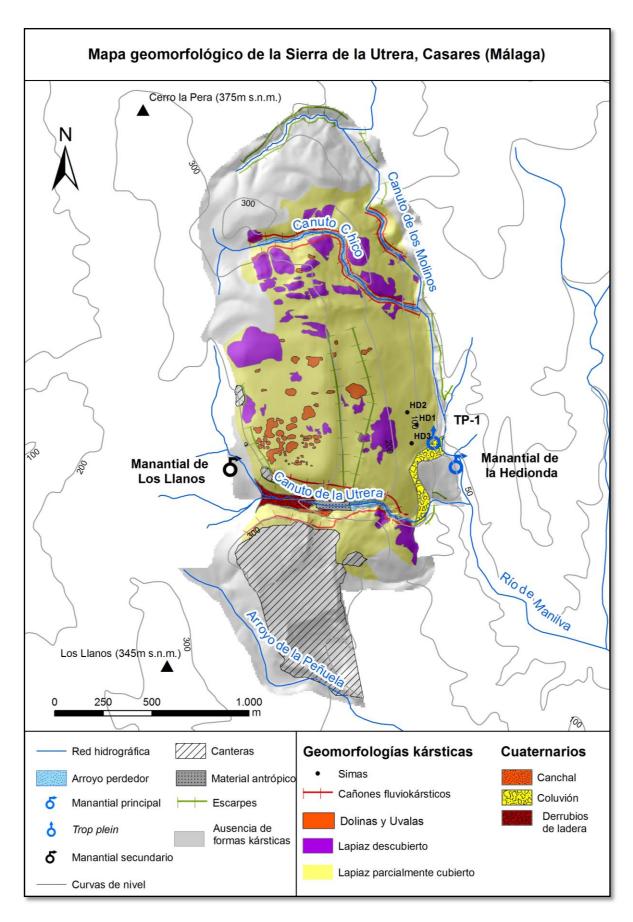
ANEXOS

- I. Mapa de suelos
- II Mapa geomorfológico
- III Mapa de densidad de vegetación
- IV Topografía de la Sima HD-2 y reportaje fotográfico
- V Método APLIS: metodología y tablas
- VI Método COP: metodología, tablas y estadística

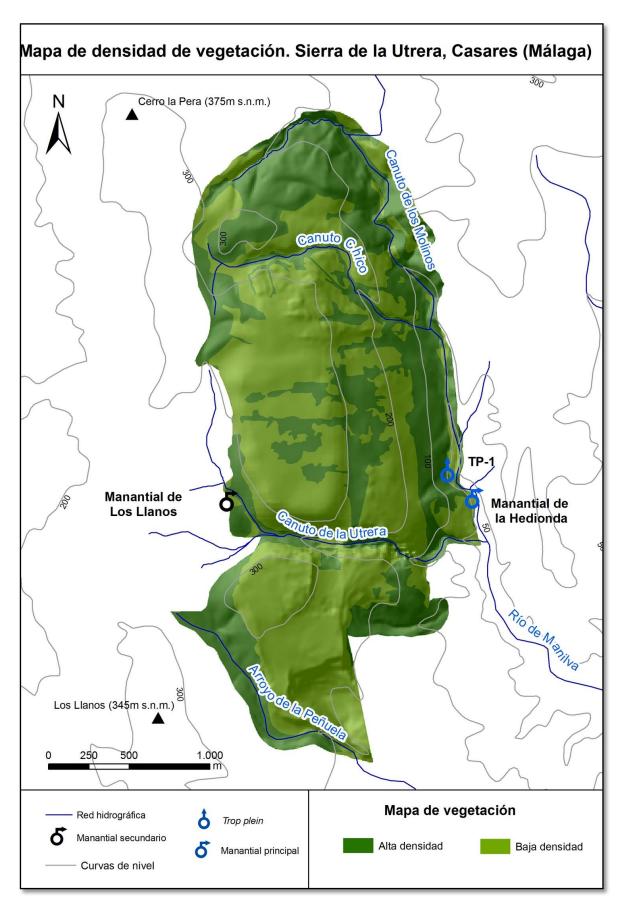
Consideraciones hidrogeológicas sobre el acuífe	ro kárstico de la Sie	erra de la Utrera (p	provincia de Málag



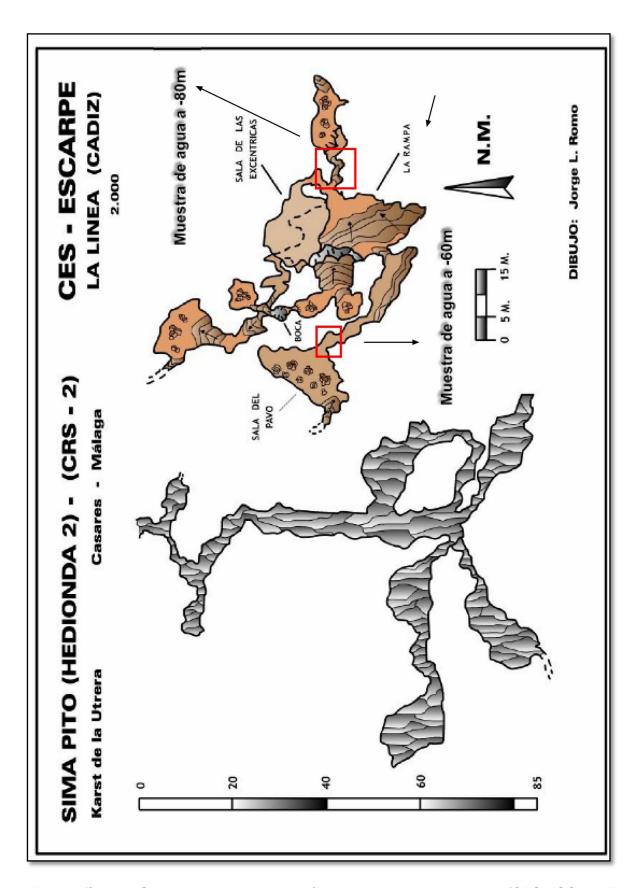
I. Mapa de suelos de la Sierra de la Utrera



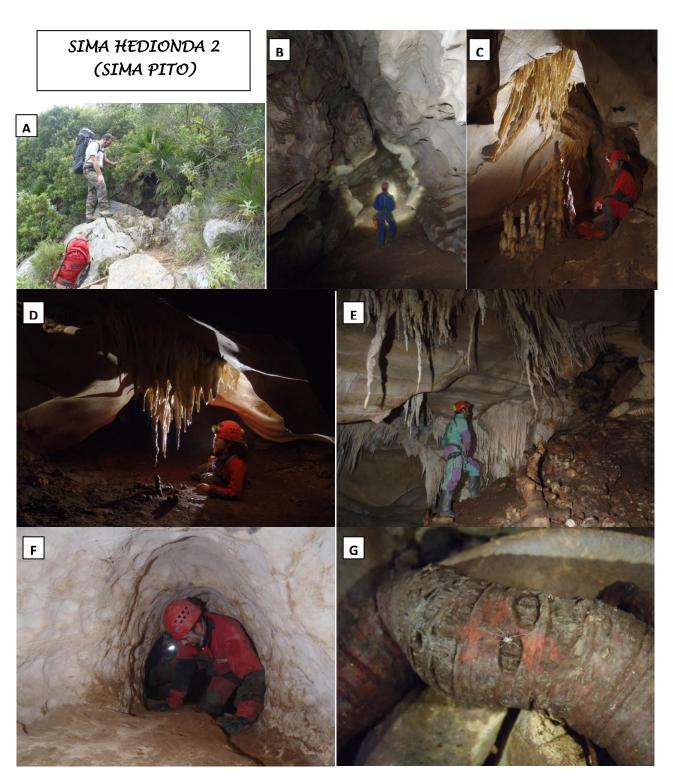
II. Mapa geomorfológico de la Sierra de la Utrera



III. Mapa de densidad de vegetación de la Sierra de la Utrera



IV. Topografía de la Sima Hedionda 2 y situación de los puntos de muestreo (CES-ESCARPE, La Línea).



A: Boca de la Sima Hedionda 2; B: Galería antes de entrar en la Sala del Pavo; C: Espeleotemas y gour (detrás de los espeleotemas) donde se ha recogido la muestra de agua de -60m; D: Espeleotemas en la entrada de la Sala del Pavo; E: Derrubios en la Sala del Pavo; F: Conductos freáticos de la sima; G: Artrópodo cavernícola. (Autor de la fotografías C y D: Rober Ferrer, miembro del Grupo de espeleología Flashblackcorb.

V. MÉTODO APLIS

El método APLIS original (v.1)

La estimación de la recarga tiene un marcado carácter cuantitativo. Sin embargo, parte de las variables que se utilizan en este método, para su estimación, son de naturaleza cualitativa (litología, zona preferencial de infiltración y suelo) y, por ello, deben transformarse en valores ordinales para su posterior tratamiento. Esta transformación se realiza de acuerdo con las Tablas V.1 a V.6.

Las variables se puntúan con valores de 1 a 10 y, generalmente, siguen una progresión aritmética de diferencia 1. El valor 1 indica mínima incidencia de los valores de esa variable en la recarga del acuífero, mientras que el valor 10 expresa la máxima influencia en la recarga.

La puntuación de la variable Altitud (

Tabla V.1) sigue una progresión aritmética. Se entiende que conforme aumente la altitud, aumenta la precipitación y la recarga al acuífero.

Altitud (m)	Puntuación
> 2700	10
2400 - 2700	9
2100 - 2 400	8
1800 - 2100	7
1500 - 1800	6
1200 - 1500	5
900 - 1200	4
600 - 900	3
300 - 600	2
≤ 300	1

Tabla V.1 Puntuación asignada a los valores de la variable Altitud (Método APLIS)

Las puntuaciones otorgadas a la variable Pendiente (tabla V.2) disminuyen conforme aumenta la pendiente, es decir, a mayor pendiente, mayor escorrentía y menor recarga del acuífero.

Pendiente (%)	Puntuación
≤ 3	10
3 - 8	9
8 - 16	8
16 - 21	7
21 - 31	5
31 - 46	4
46 - 76	3
76 - 100	2
> 100	1

Tabla V.2 Puntuación asignada a los valores de la variable Pendiente (Método APLIS)

La asignación de puntuaciones a la variable Litología (Tabla V.3) se efectúa en función de criterios hidrogeológicos relacionados con la permeabilidad (grado de fracturación, karstificación).

Litología	Puntuación
Calizas y dolomías karstificadas	10 - 9
Mármoles fracturados algo karstificados	8 - 7
Calizas y dolomías fisuradas	6 - 5
Arenas y gravas, coluviones	4
Brechas y conglomerados	3
Rocas plutónicas y metamórficas	2
Esquistos, pizarras, limos, arcillas	1

Tabla V.3 Puntuación asignada a los valores de la variable Litología (Método APLIS)

La puntuación asignada a la variable Infiltración únicamente presenta dos clases (Tabla V.2).

Infiltración	Puntuación
Áreas con abundantes formas de infiltración preferencial	10
Resto	1

Tabla V.2 Puntuación asignada a los valores de la variable zonas preferenciales de Infiltración (Método APLIS)

En el caso de la variable Suelo (tabla V.5) las distintas clases se agrupan en función de las características de espesor y textura de sus horizontes, que están relacionadas con la permeabilidad del mismo.

Suelos (S)	Puntuación
Litosoles	10
Arenosoles Álbicos y Xerosoles Cálcicos	9
Regosoles Calcáreos y Fluvisoles	8
Regosoles Eútricos, Dístricos y Solonchaks	7
Cambisoles Cálcicos	6
Cambisoles Eútricos	5
Histosoles Eútricos, Luvisoles Órticos y Cálcicos	4
Luvisoles Crómicos	3
Planosoles	2.
Vertisoles Crómicos	1

Tabla V.3 Puntuación asignada a las clases de la variable Suelo (Método APLIS)

El algoritmo utilizado para estimar el porcentaje de recarga es el siguiente:

$$R = (A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0'9$$

La recarga se representa agrupada en cinco intervalos regulares. A cada uno de estos intervalos se le asigna una categoría según el porcentaje de lluvia que recarga al acuífero (Tabla).

Intervalo	Clase de recarga
≤ 20 %	Muy Baja
20 – 40 %	Baja
40 – 60 %	Moderada
20 – 80 %	Alta
> 80 %	Muy Alta

Tabla V.6. Categorías del porcentaje de recarga al acuífero (Método APLIS)

El método APLIS modificado (v.2)

Las mejoras se han centrado en tres aspectos:

- → Homogeneizar el número de clases de la variable Pendiente con otros parámetros del método
- → optimizar el parámetro formas de infiltración preferencial
- → adecuar la tasa de recarga en materiales de baja permeabilidad

La variable Pendiente, en método APLIS original, presentaba 9 clases. Se propone una modificación del número de clases, que pasa de 9 a 10 y así se homogeniza con el número de clases de la mayoría de los parámetros del método.

En la metodología original, el parámetro I (zonas preferenciales de infiltración) presentaba dos puntuaciones: 10 para áreas donde abundan las formas de absorción de agua y 1 para el resto. En la nueva versión del método APLIS se propone una clase adicional, intermedia entre las dos previas, que corresponde a zonas con desarrollo moderado de las formas infiltración preferencial y se le otorga una puntuación de 5. Así, es posible distinguir zonas donde las formas exokársticas de infiltración están moderadamente desarrolladas o no son muy abundantes. Con esta modificación se optimiza y se diversifica las posibilidades de puntuación dentro de esta variable.

El método APLIS está diseñado para acuíferos carbonatados y, por tanto, debe ser aplicado únicamente en este tipo de medios. No obstante, hay casos en los que, dentro del área de estudio, afloran materiales de baja permeabilidad. En estas áreas, al aplicar el método APLIS original, pueden resultar tasas de recarga de hasta un 20% de la precipitación. Aunque los materiales de baja permeabilidad, según la puntuación del factor Litología, se presentan el valor más bajo posible (1), el resto de parámetros del método hace que la tasa de recarga pueda alcanzar valores impropios de dichos afloramientos. Para evitar estas desviaciones se propone un nuevo parámetro dependiente de las características hidrogeológicas de los materiales que afloran. Este nuevo factor (F_h) multiplica al valor de la tasa de recarga calculado por medio del algoritmo original de APLIS. F_h tiene dos valores: 1 para materiales acuíferos (gravas, calizas, arenas, dolomías...) y 0,1 para aquellas litologías que no son acuíferos. Así, se consigue que el porcentaje de agua infiltrada en materiales de baja permeabilidad sea más acorde con las características hidrogeológicas de los mismos.

Parámetros del método APLIS modificado

Las variables afectadas por la modificación del método APLIS son la Pendiente (P) y las formas de Infiltración preferencial (I), además del factor de corrección de la recarga dependiente de las características hidrogelógicas (F_h). El resto de variables siguen los criterios de clasificación expuestos en el APLIS original.

Para modificar la variable P se ha tomado como referencia la clasificación de la pendiente que se hace en el método APLIS original y la del *Soil Survey Staff* (1951), que es la que se ha utilizado para la clasificación americana de los suelos. En la tabla V.7 se presenta la modificación propuesta para dicha variable, con el fin de completar 10 clases, de forma análoga a la mayoría de las variables que constituyen el método APLIS.

Pendiente (P) (%)	Puntuación		Pendiente (P) (%)	Puntuación
≤ 3	10		≤ 3	10
(3 8]	9		(3 5]	9
(8 16]	8		(5 10]	8
(16 21]	7		(10 15]	7
(21 31]	5		(15 20]	6
(31 46]	4		(20 30]	5
(46 76]	3		(30 45]	4
(76 100]	2		(45 65]	3
> 100	1		(65 100]	2
		•	> 100	1

Tabla V.4 Puntuación asignada a los valores de la variable Pendiente en el método APLIS original (izquierda) y modificado (derecha)

En la Tabla V.5 se presentan las modificaciones propuestas para la variable de las formas de Infiltración preferencial, que hace referencia a la existencia o no de formas de absorción y a la capacidad potencial de infiltración.

Infiltración-absorción preferencial (I)	Puntuación
Abundantes formas de infiltración preferencial	10
Escasas formas de infiltración preferencial	1



Infiltración-absorción preferencial (I)	Puntuación
Alto desarrollo de las formas de infiltración preferencial	10
Desarrollo moderado de las formas de infiltración preferencial	5
Escaso desarrollo o ausencia de las formas de infiltración preferencial	1

Tabla V.5 Puntuación asignada a los valores de la variable formas de infiltración preferencial en el método APLIS original (arriba) y modificado (abajo)

El coeficiente de corrección de la recarga (F_h) tiene en cuenta la capacidad del terreno de dejar pasar el agua en la vertical. Permite distinguir entre aquellos materiales que tienen características acuíferas, ya sea por la litología, la porosidad o por el grado de alteración y fracturación que presentan, de otros materiales que no tienen esas características acuíferas (Tabla V.6).

Características hidrogeológicas de los materiales que afloran (F _h)	Puntuación
Características acuíferas	1
Otros	0,1

Tabla V.6 Puntuación asignada a las clases de la variable características hidrogeológicas (Método APLIS modificado)

La expresión para estimar la tasa de recarga [2] deriva de la expresión original [1] del método APLIS. La diferencia estriba en la multiplicación del algoritmo original por el factor de corrección (F_h). De esta manera, se obtiene una recarga que varía

entre un valor mínimo de 0,88% y un valor máximo de 88'8 % de la lluvia. Es decir, siempre se infiltra un mínimo porcentaje y nunca llega a ser el 100 % de la lluvia.

$$R = (A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0'9$$

$$R = [(A + P + 3 \cdot L + 2 \cdot I + S) / 0'9]. F_{h[2]}$$

La clasificación final de la tasa de recarga se mantiene igual que en el método original (tabla V.6).

VI MÉTODO COP

El método COP

El método COP fue diseñado por Vías et al. (2006) a partir de los tres factores indicados por la Acción COST 620 para la cartografía de vulnerabilidad del agua subterránea en acuíferos kársticos:

- factor C (flow Concentration), relativo a las condiciones superficiales para la concentración de flujos de agua que recargan al acuífero,
- factor O (Overlying layers), que tiene en cuenta las características de las capas que protegen al agua subterránea,
- factor P (*Precipitation*), relativo a las características de la precipitación.

Este método se basa en dos premisas:

- los contaminantes se infiltran en el acuífero desde la superficie.
- el contaminante se mueve con el agua a través de la zona no saturada

Factor O: capas de protección del agua subterránea

La zona no saturada de los acuíferos constituye una protección para el agua que en ellos se almacena. Tanto el suelo como la litología de la zona no saturada son aspectos a tener en cuenta a la hora de estudiar la protección del agua subterránea.

El grado de desarrollo del suelo (variable O_s), así como su contenido en microorganismos, lo convierten en un elemento clave para la biodegradación de contaminantes, tanto por modificación bioquímica de éstos como por los procesos de sorción, intercambio catiónico, etc. La textura y el espesor (considerados en el método COP Tabla VI.7) son dos aspectos relevantes del suelo para determinar el grado de protección que ofrece al aqua subterránea.

Textura Espesor	Arcillosa	Limosa	Franca	Arenosa
> 1 m	5	4	3	2
0,5 m – 1 m	4	3	2	1
≤ 0,5 m	3	2	1	0

Tabla VI.7 Parámetros y puntuación de la variable suelo Os

Con respecto a la litología de la zona no saturada (variable O_L), se tienen en cuenta las características hidrogeológicas, principalmente porosidad y permeabilidad, junto con el grado de fracturación y el espesor de las capas (tablas VI.2 y VI.3).

Rangos del parámetro ly	Valor de (ly)
Arcillas	1500
Limos	1200
Margas y rocas ígneas y metamórficas no fisuradas	1000
Margocalizas	500
Rocas ígneas y metamórficas fisuradas	400
Brechas y conglomerados no fisurados o cementados	100
Areniscas	60
Brechas y conglomerados no fisurados o escasamente cementados	40
Arenas y gravas	10
Basaltos permeables	5
Rocas carbonatadas fisuradas	3
Rocas karstificadas	1

Tabla VI.8 Valores del parámetro ly

Li= Σ (ly·m)

donde m es el espesor.

Rango de valores de ly.m	Valor de protección (Li)
≤ 250	1
250 – 1000	2
1000 – 2500	3
2500 – 10000	4
> 10000	5

Tabla VI.9 Valores del parámetro Li

Otro aspecto que se considera en el factor O es el grado de confinamiento (cn) de los distintos sectores del acuífero (Tabla VI.10).

Rangos del parámetro cn	Valor de cn	
Confinado	2	
Semi-confinado	1,5	
No confinado	1	

Tabla VI.10 Valores del parámetro cn

$$O_L = Li \cdot cn$$

El valor del factor O se obtiene de la suma de las variables O_S y O_L . Este valor final se clasifica según la capacidad protección que ofrece al acuífero (Tabla VI.11).

Factor
$$O = O_S + O_L$$

Valores del factor O	Capacidad de protección de la zona no saturada
1	Muy baja
2	Baja
(2-4]	Moderada
(4 – 8]	Alta
(8 – 15]	Muy Alta

Tabla VI.11 Capacidad de protección de la zona no saturada al agua subterránea (factor O)

Factor C: condiciones superficiales para la concentración de flujos de agua que recargan al acuífero

El factor C permite evaluar el modo en que se produce la recarga al acuífero y cómo ésta modifica la protección natural evaluada en el factor O. Así, en zonas donde se produce una recarga concentrada, la protección natural de la zona no saturada del acuífero queda más reducida que donde tiene lugar de forma difusa. Estas características se consideran en otros métodos de evaluación de la vulnerabilidad específicos de karst, como PI (Goldscheider et al. 2000) y EPIK (Doerfliger y Zwahlen 1997).

Para estimar el factor C se diferencian dos tipos de escenarios. El escenario 1 incluye las cuencas vertientes a sumideros kársticos. En estas áreas, la vulnerabilidad aumenta como consecuencia del paso directo del contaminante desde la superficie hasta la zona saturada, sin estar expuesto a los procesos de atenuación y biodegradación que se dan en la zona no saturada. En dicho escenario los parámetros que se utilizan para establecer el valor del factor C son:

ullet distancia al sumidero (d_h), cuya puntuación se presenta en la Tabla VI.12,

Rangos del parámetro d _h : distancia al sumidero	Valor de d _h
≤ 500	0
(500 – 1000]	0,1
(1000 – 1500]	0,2
(1500 – 2000]	0,3
(2000 – 2500]	0,4
(2500 – 3000]	0,5
(3000 – 3500]	0,6
(3500. – 4000]	0,7
(4000 – 4500]	0,8
(4500 – 5000]	0,9
> 5000 m	1

Tabla VI.12 Valores del parámetro d_h

• distancia a los arroyos vertientes al sumidero (d_s), tiene en cuenta la distancia, medida perpendicularmente, desde un punto cualquiera de la cuenca al arroyo vertiente (Tabla VI.13),

Rangos del parámetros d _s : distancia a los arroyos vertientes al sumidero	Valor de d _s
≤ 10 m	0
(10 – 100]	0,5
> 100	1

Tabla VI.13 Valores del parámetro d_s

• pendiente y densidad de vegetación (sv), que afectan al régimen de escorrentía/infiltración. Así, a mayor pendiente y menor densidad de vegetación, mayor escorrentía y, por tanto, la cantidad de agua (contaminante) que llega al sumidero es mayor (Tabla VI.14).

Pendiente (s) Vegetación (v)	≤ 8%	(8 – 31%]	(31 – 76%]	> 76%
Alta densidad	1	0,95	0,85	0,75
Baja densidad	1	0,90	0,80	0,75

Tabla VI.14 Valores del parámetro sv, pendiente (s) y vegetación (v) en un escenario tipo 1

Finalmente, el valor del factor C para el escenario 1 se obtiene del producto de los tres parámetros anteriores:

Factor C=
$$d_h \cdot d_s \cdot sv$$

Cuando la recarga se produce de forma difusa, escenario 2, el factor C se evalúa con los siguientes parámetros:

• formas superficiales (sf), que vienen determinada por el modelado kárstico en superficie y las características de permeabilidad de la capa superficial (Tabla VI.15),

Capa superficial Geoformas	Ausente	Permeable	Impermeable
Karst desarrollado: presencia de dolinas, torcas, lapiaces, etc.	0,25	0,5	0,75
Karst en desarrollo o afloramiento superficial afectado por dilución	0,5	0,75	1
Karst fisurado	0,75	0,75	1
Ausencia de formas kársticas	1	1	1

Tabla VI.15 Valores del parámetro sf

• pendiente y densidad de vegetación (sv), que afectan al régimen de escorrentía/infiltración. En este caso, se contempla de forma opuesta al del escenario 1, ya que, a mayor pendiente y menor densidad de vegetación, mayor escorrentía que fluye hacia fuera del acuífero y, por tanto, la vulnerabilidad disminuye (Tabla VI.16).

Pendiente (s) Vegetación (v)	≤ 8%	(8 – 31%]	(31 – 76%]	> 76%
Alta densidad	0,75	0,80	0,90	1
Baja densidad	0,75	0,85	0,95	1

Tabla VI.16 Valores de los parámetros sv, pendiente (s) y vegetación (v) en un escenario tipo 2

Finalmente, en el escenario 2, el valor del factor C se obtiene del producto de los dos parámetros anteriores:

El factor C presenta valores que varían entre 0 y 1 (Tabla VI.17) y se agrupan en diferentes clases según la reducción de protección. El valor 0 indica la reducción total de la protección natural dada por el factor O, mientras que el valor 1 indica que las características de la infiltración (C) no afectan a la protección natural de las variables contempladas por el factor O.

Valores del factor C	Reducción de la protección
[0-0,2]	Muy Alta
(0,2 – 0,4]	Alta
(0,4-0,6]	Moderada
(0,6-0,8]	Baja
(0,8-1]	Muy Baja

Tabla VI.17 Clases del factor C

Variables y tratamiento del factor C para un nuevo escenario de recarga: infiltración diferida en los cauces de arroyos perdedores

Para evaluar este "nuevo" escenario de infiltración, al que se ha llamado "escenario 1B" (Marín et al., inpress), se ha optado por una adaptación de los dos existentes. El escenario 1B no se puede tratar como cuenca vertiente a sumidero (escenario 1), porque existe flujo del agua repartido por la zona no saturada y, por tanto, el valor del factor C no puede llegar a ser 0. Tampoco puede evaluarse igual que el escenario 2, porque existe concentración de flujo en la zona con infiltración preferencial. Por tanto, se ha escogido una opción intermedia, resultado de la modificación de la metodología existente.

En la cuenca vertiente a arroyos perdedores (zona 1) el subfactor sv se puntúa como en el escenario 1 (cuenca vertiente a un sumidero) ya que, mayores pendientes y menor vegetación favorecen la escorrentía hacia el área donde se produce la infiltración (el cauce del río perdedor). Por el contrario, en el propio cauce del río, cuanto menor es la pendiente, menor es la velocidad de flujo, y más se favorece la infiltración. Así, en cauce del río perdedor, el parámetro sv se puntúa igual que en el escenario 2.

Además del subfactor sv, se evalúan los dos subfactores dependientes de la distancia al punto de infiltración: d_h y d_s . Para ello, se parte de que, en el escenario 2, las formas kársticas que afectan en mayor grado a la reducción de la protección ejercida por las capas que cubren al acuífero se puntúan con 0,25 (subfactor sf). Se ha considerado que formas de este tipo (dolinas, uvalas) no cubiertas de suelo, en las que no haya sumidero kárstico, se produce una pérdida de protección comparable a la producida en un arroyo perdedor: en ambos casos se trata de zonas de infiltración preferencial con tránsito del contaminante por la zona no saturada. Por tanto, el producto d_h y d_s debería tener valores análogos al parámetro sf, es decir, valores mínimos de 0,25 y máximos de 1. A partir de este planteamiento, se propone la siguiente reclasificación de los factores en función de la distancia a la zona de infiltración preferencial:

Rangos del parámetro d _{s:} distancia al arroyo	Valor de d _s
≤ 10 m	0,5
(10 – 100]	0,75
> 100m	1

Tabla VI.12 Valores del parámetro ds. Escenario 1B

Rangos del parámetro d _h : distancia al tramo perdedor	Valor de dh
≤ 500 m	0,5
(500 – 1000]	0,6
(1000 – 1500]	0,7
(1500 – 2000]	0,8
(2000 – 2500]	0,9
> 2500m	1

Tabla VI.1318 Valores del parámetro dh. Escenario 1B

Los valores del factor C, correspondientes al escenario 1B, se obtienen como el producto de los tres subfactores: sv, d_h y d_s .

Factor P: características de la precipitación

El agua de la precipitación es el agente que transporta el contaminante hacia la zona saturada del acuífero. Las dos características de la lluvia analizadas en el método COP son la cantidad y la intensidad de lluvia.

La cantidad de agua de lluvia que produce recarga condiciona la entrada del contaminante y su posible dilución antes de alcanzar el nivel piezométrico. El método COP considera que precipitaciones inferiores a 1200 mm/año influyen de forma negativa en la vulnerabilidad, ya que la infiltración del contaminante se ve favorecida. Por el contrario, cuando las precipitaciones son superiores a 1200 mm/año se producen procesos de dilución del contaminante potencial y, por tanto, disminuye la vulnerabilidad. La variable $P_{\rm Q}$ (cantidad de lluvia) es la precipitación media de los años húmedos y se puntúa según los intervalos de la Tabla 4.

Intervalos de precipitación (mm/año)	Valor P _Q
> 1600	0,4
(1200 – 1600]	0,3
(800 – 1200]	0,2
(400 – 800]	0,3
≤ 400	0,4

Tabla VI.14. Valores de la variable Po

Por otro lado, la variable P_I (intensidad de la precipitación) representa la proporción escorrentía/infiltración. Precipitaciones muy intensas favorecen la escorrentía y disminuyen la infiltración. La intensidad (P_I) se estima a partir de la precipitación media de los años húmedos y del número de días con lluvia (Tabla 195).

Intervalos de intensidad de precipitación (mm/día)	Valor P _I
≤ 10	0,6
(10 – 20]	0,4
> 20	0,2

Tabla 19 Valores de la variable P₁

El valor del factor P es el resultado de la suma de los dos parámetros anteriores:

Este factor puede variar entre 0,4 (máxima modificación de la protección natural debida a las capas que cubren al acuífero) y 1 (no modifica la protección asignada por el factor O). Los resultados se agrupan según la clasificación de la Tabla VI. 1616.

Valores del factor P	Reducción de la protección
[0,4-0,5]	Muy Alta
0,6	Alta
0,7	Moderada
0,8	Baja
[0,9 – 1]	Muy baja

Tabla VI.16 Clases del factor P

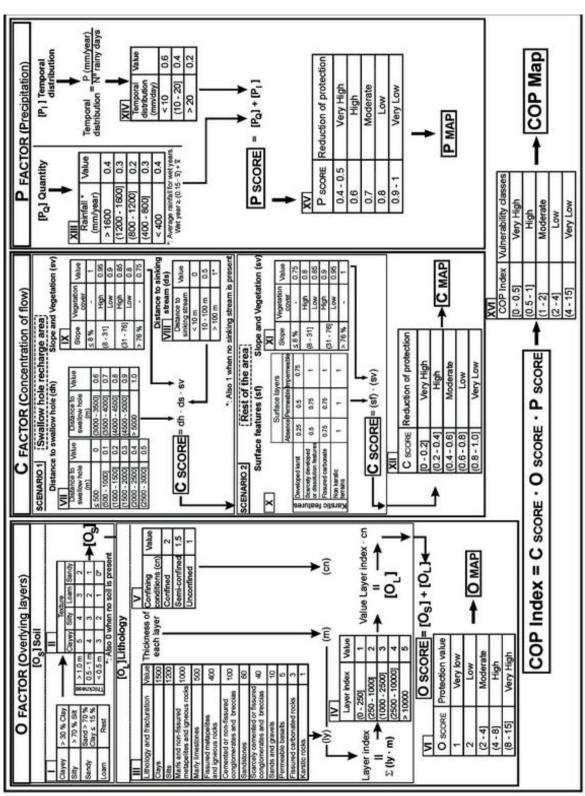
Índice de vulnerabilidad intrínseca del método COP

Del producto de los factores C, O, y P resulta el índice de vulnerabilidad intrínseca del método COP. Este índice varía entre 0 y 15: valores próximos a 0 indican vulnerabilidad máxima (mínima protección), mientras que los valores cercanos a 15 corresponden a la mínima vulnerabilidad (máxima protección). El índice final de COP se agrupa en 5 clases que representan distintos grados de vulnerabilidad (Tabla VI.17).

Intervalos del índice COP	Clases de vulnerabilidad del acuífero
[0-0,5]	Muy alta
(0,5-1]	Alta
(1-2]	Moderada
(2-4]	Baja
(4 – 15]	Muy baja

Tabla VI.17 Clases de vulnerabilidad del acuífero según el índice COP

Figura VI: Método COP (Andreo et al., 2009)



Variables estadísticas del método COP

Coeficiente de determinación

La relación entre los factores que compone el método y el índice final de vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación se puede obtener estadísticamente utilizando los coeficientes de correlación (Kufs, 1992). En el presente trabajo, el coeficiente de determinación (el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson) ha sido utilizado para medir la relación entre el índice de vulnerabilidad y la puntuación de cada factor. Este coeficiente ya ha sido utilizado de forma análoga por Vías et al. (2010). Para conocer el coeficiente de determinación se ha utilizado la herramienta de ArcGIS Band collection que permite calcular algunos parámetros estadísticos mediante un análisis multivariable de un conjunto de raster. Con esta herramienta se conocen las matrices de correlación y de covarianza, así como los parámetros estadísticos básicos, tales como los valores de mínimo, máximo, media y desviación estándar de cada capa. El coeficiente de determinación se estima a partir del cuadrado de los valores de la matriz de correlación obtenida con ArcGIS.

Parámetro de Vulnerabilidad Global

El parámetro de Vulnerabilidad Global (*Gv*) (Vías *et al.*, 2010) permite conocer un valor medio de la vulnerabilidad del área de estudio. De este modo es posible comparar de forma rápida y simple la vulnerabilidad de diferentes áreas de estudios y/o evaluada mediante distintos métodos. El *Gv* se calcula a partir de la representatividad de cada clase de vulnerabilidad, es una media ponderada como indica la ecuación

$$Gv = \frac{\sum cl \cdot w}{100}$$

donde:

Gv: parámetro de Vulnerabilidad Global

cl: valor de la clase de vulnerabilidad (tabla VI.18)

w: porcentaje de superficie ocupada por cada clase de vulnerabilidad

El valores de Gv varía entre 5 (máximo valor) y 1 (mínimo valor).

COP value	Vulnerability classes	Classes value (cl)
0 - 0.5	Very high	5
0.5 – 1	High	4
1 – 2	Moderate	3
2 – 4	Low	2
4 - 15	Very low	1

Tabla VI.18 Relación entre valor de las clases de vulnerabilidad (cl) y el índice de vulnerabilidad