

TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

**INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA ORIENTADA A LA  
GESTIÓN RACIONAL DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS  
SOMETIDOS A UN USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.  
EL CASO DE LA SIERRA DE ESTEPA (SEVILLA)**

**Sergio Martos Rosillo**

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Sergio Martos Rosillo  
D.L.: GR.1792-2008  
ISBN: 978-84-691-5646-9



JUNIO DE 2008  
UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

**INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA ORIENTADA A LA  
GESTIÓN RACIONAL DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS  
SOMETIDOS A UN USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.  
EL CASO DE LA SIERRA DE ESTEPA (SEVILLA)**

Memoria presentada por Sergio Martos Rosillo para optar al grado de Doctor

Vº Bº de los Directores

Fdo: Dr. Javier Cruz Sanjulián  
Catedrático de Geodinámica Externa  
Dpto. de Geodinámica/Instituto del Agua  
Universidad de Granada

Fdo: Dr. Juan Carlos Rubio Campos  
Investigador Titular del Ministerio  
de Ciencia e Innovación del Instituto  
Geológico y Minero de España.

Fdo: Sergio Martos Rosillo

Granada, Junio de 2008



## AGRADECIMIENTOS

La realización de esta investigación no hubiera sido posible sin el apoyo desinteresado de muchas personas e instituciones a las cuales quiero mostrar mi agradecimiento.

En primer lugar, deseo expresar mi gratitud a los dos directores de esta Tesis. Al Profesor Javier Cruz San Julián, Catedrático de Geodinámica Externa de la Universidad de Granada, siempre le agradeceré el haber aceptado dirigir esta Tesis y el tiempo que ha dedicado en su corrección; su contribución ha mejorado, sin duda, los resultados obtenidos y la redacción de esta Tesis. Al Dr. Juan Carlos Rubio, compañero y amigo, le agradezco su confianza, el ánimo que me ha prestado en todo momento y las observaciones y mejoras en el texto.

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Juan Antonio López Geta, durante su tiempo al frente de la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del Instituto Geológico y Minero de España se iniciaron las gestiones para poder llevar a cabo esta investigación, asimismo le agradezco la confianza y apoyo que siempre me brinda.

Extiendo mi gratitud a todos mis compañeros de trabajo, particularmente a D. Miguel Martín Machuca, Jefe de la Oficina de Proyectos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) de Sevilla, por su amistad, confianza y apoyo, por sus oportunas aportaciones y por el especial cariño con el que ha seguido este trabajo. No quiero olvidar la contribución para el desarrollo de esta investigación de Ángel Díaz Pérez, Diego Martín Sosa, Francisco Pérez, Antonio Martínez Sánchez de la Nieta, Fernando Ruiz, Ana Rebollo y Francisca Márquez, amigos y compañeros de trabajo con los que he compartido numerosas y largas jornadas de campo en la Sierra de Estepa y de gabinete en Sevilla. Con su compañía siempre han sido más fructíferas y llevaderas.

Son otros muchos los compañeros que me han ayudado y a los que quiero mostrar mi más sincero agradecimiento. En particular, es de reconocer la ayuda prestada por mi amigo Antonio González Ramón, que compartió conmigo toda la experiencia adquirida durante su Tesis. Mi reconocimiento a Antonio Azcón y Javier Lambán, de la oficina del IGME de Zaragoza, por su colaboración en los apartados de reinterpretación de ensayos de bombeo y aplicación de indicadores del uso sostenible del agua subterránea. A Francisco Moral Martos, compañero de la Universidad Pablo de Olavide, le agradezco las sugerencias y mejoras del apartado de hidroquímica. A mis buenos amigos Miguel Rodríguez, Juan Antonio Luque, José Manuel Bruque, José Antonio Domínguez y Paco Vela les doy las gracias por su pronta colaboración en los momentos de apuro.

Al Profesor Juan Vicente Giráldez y al Dr. Karl Vanderlinden, de la Universidad de Córdoba, les agradezco su colaboración en los apartados relacionados con los balances de agua en el suelo.

Al Profesor José Miguel Molina y al doctorando Vicente Navarro, de la Universidad de Jaén, les agradezco el haberme facilitado el estudio microscópico de las distintas láminas delgadas de la formación Camarena.

Al Dr. Bartolomé Andreo Navarro le agradezco la abundante documentación bibliográfica facilitada y su predisposición, en todo momento, para atenderme.

Me gustaría poner de manifiesto que el convenio entre el Instituto Geológico y Minero de España y la Agencia Andaluza del Agua para la investigación hidrogeológica de los acuíferos de la Sierra de Estepa sentó las bases para la realización del presente trabajo. Por ello, deseo expresar mi agradecimiento a ambos organismos.

Al Profesor Francisco Carrasco Cantos le agradezco el informe emitido para la aceptación de la Tesis por la Comisión de Doctorado de la Universidad de Granada.

Dedico la Tesis a Amelia, y a mis hijos Hugo y Laura. También mis padres me han dado apoyo en todo momento. A todos ellos les agradezco su ayuda.

## RESUMEN

En este trabajo de investigación se estudian los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa (Sevilla) propuestos como modelo de acuíferos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea con el fin de obtener su adecuado conocimiento hidrogeológico, colaborar en la puesta a punto de distintos métodos para la investigación de acuíferos de similar problemática y aplicar diferentes indicadores del uso sostenible del agua subterránea.

La Memoria consta de 10 capítulos. En el capítulo de introducción se justifica el estudio, se definen los objetivos y la metodología utilizada y se realiza una amplia definición de los conceptos básicos en relación con el uso intensivo del agua subterránea. Asimismo se realiza un análisis de las principales regiones en las que se realiza este tipo de explotación.

El análisis de la información hidrometeorológica se realiza en el capítulo II, en el que se destaca el cálculo de la evapotranspiración diaria por método de Hargreaves y de la escorrentía diaria por los métodos de Thornthwaite- Mather y de Milly.

En el capítulo III, en el que se describe la geología de la región investigada se subrayan como nuevas aportaciones: la comprobación de la presencia de materiales triásicos en facies germano-andaluza bajo el Jurásico de los relieves de Becerrero, Hacho de Lora, Mingo y Águilas-Guinchón; la adquisición de dos nuevas columnas litológicas, que incluyen la práctica totalidad del Jurásico, mediante la perforación de dos sondeos de investigación hidrogeológica; la confirmación del espesor de las formaciones jurásicas de la Sierra de Becerrero y del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón y la verificación de que no existe conexión entre los materiales jurásicos de ambas unidades geológicas.

Los aspectos generales de la hidrogeología de la Sierra de Estepa se tratan en el capítulo IV, en el que se diferencian distintos acuíferos con un funcionamiento hidrogeológico independiente en función de la información geológica, geofísica e hidrodinámica. El capítulo incluye una síntesis teórica actualizada de las características hidrogeológicas de los acuíferos carbonáticos, de sus diferentes tipos de porosidad y permeabilidad y de los métodos de investigación que se pueden utilizar para su estudio. Se describe, con detalle, la información procedente de los manantiales, con datos muy influenciados por el uso intensivo de las aguas subterráneas, y en especial, la proveniente de los sondeos mecánicos (diagráfias, columnas litológicas, datos piezométricos y registros verticales de conductividad eléctrica del agua y temperatura).

La recarga, las reservas y el tiempo medio de residencia del agua en los acuíferos de la Sierra de Estepa se estudian en el capítulo V. Para el cálculo de la recarga se han utilizado distintos métodos: balances diarios de agua en el suelo, balances del acuífero, balances de cloruros disueltos en el agua y el método APLIS. Los resultados con los distintos métodos son similares, por lo que las cifras conseguidas deben ser aproximadas a los recursos medios renovables. Para el cálculo de las reservas totales se ha utilizado la información geofísica y geológica (definición geométrica del acuífero) y los datos de porosidad de la matriz obtenidos por el análisis de muestras y por su determinación mediante el estudio de la variación del nivel piezométrico.



Los capítulos VI y VII tratan la descripción hidrogeológica de los diferentes acuíferos. Se definen la geometría, los límites hidrogeológicos, los parámetros hidráulicos de los materiales, el balance hídrico de cada acuífero y su funcionamiento hidrogeológico. Se debe destacar la realización de nuevos ensayos de bombeo y la reinterpretación de los existentes, así como el análisis de la porosidad de la matriz y la debida a la fracturación.

En el capítulo VIII, se detallan las características hidroquímicas del agua de lluvia y del agua subterránea y su variabilidad espacial y temporal. En este capítulo, se propone un modelo hidroquímico con el que se ha conseguido reproducir, de forma satisfactoria, los distintos tipos de aguas identificados y los procesos que las modifican, incluidos los efectos relacionados con el uso intensivo del agua subterránea.

En el capítulo IX se describen diferentes indicadores para la definición del estado cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas y se aplica una metodología con la que se consiguen resultados satisfactorios, que permiten valorar el uso intensivo del agua subterránea.

Como síntesis final, en el capítulo X, se incluyen las conclusiones referentes a los resultados y a los métodos de investigación utilizados.

## ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>7</b>
1.1	JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO .....	7
1.2	USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA .....	8
1.3	JUSTIFICACIÓN DE LA ELECCIÓN DE LA ZONA DE INVESTIGACIÓN .....	19
1.4	LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	21
1.5	OBJETIVOS .....	24
1.6	MÉTODOS DE TRABAJO .....	25
1.6.1	MÉTODOS DE CAMPO .....	25
1.6.2	MÉTODOS DE LABORATORIO .....	29
1.6.3	MÉTODOS DE GABINETE .....	29
<b>2</b>	<b>ANÁLISIS HIDROMETEOROLÓGICO.....</b>	<b>32</b>
2.1	INTRODUCCIÓN.....	32
2.2	CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN Y LA TEMPERATURA .....	33
2.3	PRECIPITACIÓN .....	36
2.3.1	ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS. DATOS DISPONIBLES.....	36
2.3.2	TRATAMIENTO DE LOS DATOS .....	38
2.3.3	PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL Y AÑOS TIPO .....	39
2.3.4	DISTRIBUCIÓN TEMPORAL .....	41
2.3.5	INTENSIDAD DIARIA .....	47
2.3.6	RELACIÓN PLUVIOMETRÍA/ALTITUD .....	48
2.3.7	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	50
2.4	TEMPERATURA DEL AIRE .....	54
2.4.1	ESTACIONES TERMOMÉTRICAS. DATOS DISPONIBLES.....	54
2.4.2	TRATAMIENTO DE LOS DATOS .....	55
2.4.3	TEMPERATURA MEDIA ANUAL.....	57
2.4.4	DISTRIBUCIÓN TEMPORAL .....	59
2.5	EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA O POTENCIAL.....	63
2.5.1	INTRODUCCIÓN.....	63
2.5.2	LA ECUACIÓN DE HARGREAVES .....	63
2.5.3	RESULTADOS .....	64
2.5.4	COMPARACIÓN DE LOS VALORES DE $ET_0$ CALCULADOS CON LAS EXPRESIONES DE HARGREAVES Y DE THORNTHWAITE.....	65
2.6	BALANCE DE AGUA EN EL SUELO. ESCORRENTÍA Y EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL .....	67
2.6.1	INTRODUCCIÓN.....	67
2.6.2	MATERIAL Y MÉTODOS .....	73
2.6.3	RESULTADOS .....	76

<b>3</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>90</b>
3.1	INTRODUCCIÓN.....	90
3.2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.....	90
3.3	LA ZONA SUBBÉTICA. EL SUBBÉTICO EXTERNO.....	93
3.4	LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA SIERRA DE ESTEPA.....	93
3.5	ANTECEDENTES.....	95
3.6	ESTRATIGRAFÍA.....	97
3.6.1	PRINCIPALES UNIDADES REPRESENTADAS.....	97
3.6.2	UNIDAD DE SIERRA DE BECERRERO.....	99
3.6.3	UNIDAD DE HACHO DE LORA – MINGO – GUINCHÓN.....	109
3.6.4	MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA.....	110
3.6.5	MATERIALES POSTOROGÉNICOS.....	113
3.7	INFORMACIÓN SUMINISTRADA POR LA INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA Y POR LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO.....	114
3.7.1	INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA DE SUPERFICIE.....	114
3.7.2	SONDEOS MECÁNICOS DE INVESTIGACIÓN.....	145
3.8	TECTÓNICA.....	155
3.8.1	SIERRA DE BECERRERO.....	156
3.8.2	EL HACHO DE LORAY MINGO.....	157
3.8.3	ÁGUILAS – GUINCHÓN.....	158
3.8.4	PLEITES.....	159
3.9	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	159
3.9.1	EL RELIEVE.....	160
3.9.2	ASPECTOS PARTICULARES DEL MODELADO KÁRSTICO.....	162
<b>4</b>	<b>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SIERRA DE ESTEPA.....</b>	<b>169</b>
4.1	INTRODUCCIÓN.....	169
4.2	ESTRATEGIAS DE INVESTIGACIÓN DE LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS. EL CASO PARTICULAR DE LOS ACUÍFEROS SOMETIDOS A EXPLOTACIÓN INTENSIVA.....	169
4.2.1	GENERALIDADES. ACUÍFEROS CARBONÁTICOS Y ACUÍFEROS KÁRSTICOS.....	169
4.2.2	MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS.....	178
4.2.3	LA INVESTIGACIÓN DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS SOMETIDOS A EXPLOTACIÓN INTENSIVA.....	185
4.3	ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS RELATIVOS A LA HIDROGEOLOGÍA DE LA SIERRA DE ESTEPA.....	187
4.4	INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA.....	191
4.4.1	INTRODUCCIÓN.....	191
4.4.2	MANANTIALES.....	194
4.4.3	SONDEOS DE EXPLOTACIÓN.....	197
4.4.4	SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y OTRO TIPO DE PERFORACIONES.....	199

4.5	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DE LOS MATERIALES .....	199
4.6	HIDRODINÁMICA .....	202
4.6.1	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS MANANTIALES.....	202
4.6.2	INFORMACIÓN PROCEDENTE DE LOS SONDEOS.....	206
4.7	LOS ACUÍFEROS DE LA SIERRA DE ESTEPA .....	232
4.7.1	SECTOR UNIDAD GEOLÓGICA SIERRA DE BECERRERO.....	232
4.7.2	SECTOR UNIDAD GEOLÓGICA HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN.....	234
<b>5</b>	<b>EVALUACIÓN DE LA RECARGA, LAS RESERVAS Y EL TIEMPO MEDIO DE RESIDENCIA DEL AGUA EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA .....</b>	<b>237</b>
5.1	INTRODUCCIÓN.....	237
5.2	EVALUACIÓN DE LA RECARGA .....	238
5.2.1	CONSIDERACIONES GENERALES .....	238
5.2.2	BALANCE DE AGUA EN EL SUELO .....	239
5.2.3	BALANCE DE AGUA EN EL ACUÍFERO .....	248
5.2.4	BALANCE DE CLORUROS.....	259
5.2.5	EL MÉTODO APLIS .....	263
5.2.6	DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS .....	271
5.3	EVALUACIÓN DE LAS RESERVAS.....	273
5.4	EVALUACIÓN DEL TIEMPO MEDIO DE RESIDENCIA .....	279
<b>6</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE BECERRERO</b>	<b>282</b>
6.1	GEOMETRÍA Y LÍMITES .....	282
6.2	PIEZOMETRÍA .....	286
6.3	PARÁMETROS HIDRÁULICOS .....	300
6.3.1	ESTUDIO DE LA POROSIDAD .....	300
6.3.2	REINTERPRETACIÓN DE ENSAYOS DE BOMBEO.....	312
6.4	BALANCE HÍDRICO.....	320
6.5	FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO .....	327
<b>7</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA DE LOS ACUÍFEROS DE LA UNIDAD GEOLÓGICA DEL HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN.....</b>	<b>332</b>
7.1	GEOMETRÍA Y LÍMITES .....	332
7.2	PIEZOMETRÍA .....	335
7.3	PARÁMETROS HIDRÁULICOS .....	343
7.4	BALANCE HÍDRICO.....	347
7.5	FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO.....	352

<b>8</b>	<b>HIDROQUÍMICA .....</b>	<b>355</b>
8.1	INTRODUCCIÓN.....	355
8.2	CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DEL AGUA DE LLUVIA.....	357
8.2.1	MATERIAL Y MÉTODOS .....	357
8.2.2	COMPONENTES QUÍMICOS DEL AGUA DE LLUVIA .....	361
8.2.3	CUANTIFICACIÓN DE LA DEPOSICIÓN TOTAL ATMOSFÉRICA DE LOS IONES MAYORITARIOS AL TERRENO.....	366
8.2.4	RESUMEN .....	370
8.3	CONSIDERACIONES TEÓRICAS GENERALES ACERCA DE LOS PROCESOS DE DISOLUCIÓN EN TERRENOS CARBONÁTICOS .....	372
8.4	CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA..	374
8.4.1	MATERIAL Y MÉTODOS .....	374
8.4.2	VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA .....	378
8.4.3	VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	386
8.4.4	RELACIONES IÓNICAS .....	417
8.4.5	PRESIÓN PARCIAL DE CO <sub>2</sub> .....	422
8.4.6	ESTADOS DE SATURACIÓN .....	425
8.4.7	PROCESOS MODIFICADORES DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA...	428
8.4.8	MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA.....	431
8.4.9	EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA. MODELO CONCEPTUAL.....	447
<b>9</b>	<b>INDICADORES DE LA SOSTENIBILIDAD DEL USO DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....</b>	<b>453</b>
9.1	INTRODUCCIÓN.....	453
9.2	MATERIAL Y MÉTODOS .....	454
9.2.1	INDICADORES DEL ESTADO CUANTITATIVO .....	454
9.2.2	INDICADORES DEL ESTADO CUALITATIVO .....	457
9.3	RESULTADOS .....	464
9.3.1	INDICADORES DEL ESTADO CUANTITATIVO .....	464
9.3.2	INDICADORES DEL ESTADO CUALITATIVO .....	470
9.4	DISCUSIÓN.....	482
<b>10</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>487</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Explotación en régimen de equilibrio dinámico.
- Figura 1.2.** Explotación en régimen de desequilibrio prolongado, seguida de una recuperación del equilibrio por reducción de las extracciones.
- Figura 1.3.** Minería del agua.
- Figura 1.4.** Esquema de situación general de la Sierra de Estepa y de los afloramientos de materiales carbonáticos.
- Figura 1.5.** Principales altos topográficos del área investigada.
- Figura 2.1.** Precipitación media anual en la provincia de Sevilla.
- Figura 2.2.** Temperatura media anual en la provincia de Sevilla.
- Figura 2.3.** Situación de las estaciones meteorológicas.
- Figura 2.4.** Precipitaciones anuales (mm/año) medidas en seis observatorios de la Sierra de Estepa durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006.
- Figura 2.5.** Evolución del índice SPI anual medio de seis observatorios de la Sierra de Estepa, durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006.
- Figura 2.6.** Desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media (mm/mes) en seis observatorios de la Sierra de Estepa durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006.
- Figura 2.7.** Precipitación media mensual y acumulada mensual, durante el periodo 1976-2006, calculada con los valores medios mensuales de los observatorios pluviométricos estudiados.
- Figura 2.8.** Gradientes pluviométricos (valores anuales) en relación a la altitud.
- Figura 2.9.** Mapa de isoyetas (mm/año) del año seco (periodo 1976-2006).
- Figura 2.10.** Mapa de isoyetas (mm/año) del año medio (periodo 1976-2006).
- Figura 2.11.** Mapa de isoyetas (mm/año) del año húmedo (periodo 1976-2006).
- Figura 2.12.** Gráficos de dispersión de datos diarios de temperatura entre las estaciones de Estepa (5369) y Lora de Estepa (56120)
- Figura 2.13.** Temperatura media anual (°C) de los observatorios de la Sierra de Estepa (periodo 1978-2006)
- Figura 2.14.** Temperaturas mensuales del periodo 1978-2006.
- Figura 2.15.** Temperaturas medias mensuales.
- Figura 2.16.** Evolución de las temperaturas medias diarias
- Figura 2.17.** Influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el promedio de la escorrentía y de la evapotranspiración real, calculadas con el modelo de Milly en los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero.
- Figura 2.18.** Evolución de la precipitación anual, de la escorrentía anual y del coeficiente de infiltración respecto al tiempo, con datos del observatorio de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 60 y 120 mm.
- Figura 2.19.** Evolución de la escorrentía diaria respecto al tiempo, con datos del observatorio de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm.
- Figura 2.20.** Evolución de la precipitación anual, de la escorrentía anual y del coeficiente de infiltración respecto al tiempo, con datos obtenidos del observatorio de Lora de Estepa, utilizando valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 60 y 120 mm.

**Figura 2.21.** Evolución de la escorrentía diaria respecto al tiempo, con datos del observatorio de Lora de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm.

**Figura 2.22.** Influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el valor promedio de la escorrentía anual, calculadas ambas magnitudes aplicando los modelos de Thornthwaite-Mather (a la izquierda) y de Milly (a la derecha) a los datos de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero.

**Figura 3.1.** Geología del sector occidental del orógeno Alpino Perimediterráneo.

**Figura 3.2.** Mapa de las Zonas Externas Béticas.

**Figura 3.3.** Esquema geológico de la zona de investigación.

**Figuras 3.4.** Sucesión levantada en el Cerro de la Higuera.

**Figura 3.5.** Situación de los SEV, SEDT y de los perfiles de sismica de refracción realizados en el área de investigación.

**Figura 3.6** Anomalía de Bourguer ( $d= 2,5 \text{ g/cm}^3$ ) y situación de estaciones de medida.

**Figura 3.7.** Mapa de anomalía gravimétrica residual.

**Figura 3.8.** Situación de los SEDT y de los SEV reinterpretados en 1988 por el IGME.

**Figura 3.9.** Perfiles geoeléctricos nº 4, 2 y 3.

**Figura 3.10.** Perfiles geoeléctricos nº 5, 6 y 7.

**Figura 3.11.** Configuración transmisor-receptor utilizada en los SEDT realizados.

**Figura 3.12.** Principios de la sismica de refracción.

**Figura 3.13.** Distribución de geófonos y puntos de disparo de un perfil sísmico de 120 metros de longitud.

**Figura 3.14.** Curva de caída y curva modelada de resistividad vs profundidad en el SEDT 601.

**Figura 3.15.** Curva de caída y curva modelada de resistividad vs profundidad en el SEDT 608

**Figuras 3.16.** Perfiles sísmicos.

**Figura 3.17.** Leyenda de las columnas estratigráficas de los sondeos Cañada Honda y el Martillo

**Figura 3.18.** Columna litológica del sondeo Cañada Honda.

**Figura 3.19.** Columna litológica del sondeo Martillo.

**Figura 3.20.** Mapa altitudinal de la Sierra de Estepa.

**Figura 3.21.** Mapa de pendientes de la Sierra de Estepa.

**Figura 3.22.** Red de drenaje y esquema geomorfológico de la Sierra de Estepa.

**Figura 3.23.** Interpretación esquemática de las sucesivas etapas, consideradas en el texto, de la génesis de las dolinas de la Sierra de Pleites.

**Figura 4.1.** Clasificación de la porosidad de las rocas carbonáticas de Wayne M. Ahr

**Figura 4.2.** Formas características de los paisajes kársticos.

**Figura 4.3.** Organización del flujo en el epikarst.

**Figura 4.4.** Almacenamiento subcutáneo, flujo lateral subsuperficial y evolución de una dolina.

**Figura 4.5.** Heterogeneidades en medios porosos (a), fisurados (b), fracturados (c) y karstificados (d).

**Figura 4.6.** Situación del acuífero de la Sierra de Estepa en la Cuenca del Guadalquivir.

**Figura 4.7.** Localización de los principales acuíferos en el ámbito de la provincia de Sevilla.

**Figura 4.8** Inventario de puntos de agua.

**Figura 4.9** Principales manantiales de la Sierra de Estepa.

**Figura 4.10.** Evolución temporal del caudal en los principales puntos de drenaje de la Sierra de Estepa frente a la precipitación y a la escorrentía diaria (CRAS = 40 mm) del observatorio de Estepa.

**Figura 4.11.** Precipitación diaria (pluviómetro de Estepa), hidrogramas de los principales manantiales de la Sierra de Estepa y escorrentía diaria, (calculada con el método de Milly y con un CRAS de 40 mm y datos del observatorio de Estepa).

**Figura 4.12.** Ajuste de la función de Maillet a distintos periodos de recesión del manantial del Ojo de Gilena.

**Figura 4.13.** Red de control piezométrico.

**Figura 4.14.** Mapa de cotas piezométricas (diciembre 2006).

**Figura 4.15.** Precipitación diaria registrada en el observatorio de Estepa y evolución piezométrica temporal de los distintos puntos control de la Sierra de Estepa.

**Figura 4.16.** Sondeos con registros verticales de conductividad eléctrica y de temperatura.

**Figura 4.17.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el piezómetro sondeo Estepa 1 (1541/4/0046), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.18.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura realizado en el sondeo Becerrero (1541/4/0061), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.19.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Los Pastores (1541/4/0044), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.20.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Los Pastores II (1541/4/0059), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.21.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro sondeo Martillo (1541/4/0062), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.22.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el piezómetro Cruz I (1641/5/0047), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.23.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Ojo de Pedrera (1541/8/0044), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.24.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Merendero (1641/5/0048), situado en la Sierra de Becerrero.

**Figura 4.25.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Ruinas (1641/5/0049), situado al suroeste de la Sierra de Pleites.

**Figura 4.26.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Algaidilla II (1641/1/0051), situado al noreste de la Sierra de la Algaidilla.

**Figura 4. 27.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del sondeo Hacho (1641/1/0042), situado en el Hacho de Lora.

**Figura 5.1.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero de Mingo con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento, manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.



**Figura 5.2.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero del Hacho de Lora con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento, manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.

**Figura 5.3.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero de Águilas-Guinchón con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento (S), manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.

**Figura 5.4.** Mapa hipsométrico de la Sierra de Estepa.

**Figura 5.5.** Mapa clinométrico de la Sierra de Estepa.

**Figura 5.6.** Mapa litológico de la Sierra de Estepa.

**Figura 5.7.** Mapa de zonas de infiltración preferente de la Sierra de Estepa.

**Figura 5.8.** Mapa de suelos de la Sierra de Estepa.

**Figura 5.9.** Mapa de la tasa de recarga de la Sierra de Estepa elaborado con el método APLIS. Sólo se consideran los afloramientos permeables jurásicos.

**Figura 5.10.** Mapa de isohipsas de muro del acuífero de la Sierra de Becerrero.

**Figura 5.11.** Mapas de isohipsas de muro de los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

**Figura 5.12.** Curva de reservas acumuladas del acuífero de la Sierra de Becerrero.

**Figura 5.13.** Mapa de isohipsas de muro de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

**Figura 6.1** Comportamiento hidrogeológico de los materiales de la unidad geológica de Becerrero.

**Figura 6.2.** Cortes hidrogeológicos del acuífero de la Sierra de Becerrero.

**Figura 6.3.** Precipitación mensual, desviación de la precipitación mensual respecto a la media, evolución piezométrica de los distintos puntos de control de la Sierra de Becerrero y extracciones anuales, correspondientes al periodo 1976-2006 (Pluviómetro de Estepa).

**Figura 6.4.** Precipitación y recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el sondeo de explotación Matgallá (Periodo 1980-1988).

**Figura 6.5.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el sondeo de explotación Matgallá (Periodo 1980-1988).

**Figura 6.6.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico de los sondeos Pastores I (1541/4/0044), Cruz I (1541/5/0046) y Matgallá (1541/8/0046) (Periodo 1999-2006).

**Figura 6.7.** Evolución del nivel piezométrico en el sondeo Pastores I (1451/4/0044) durante la construcción del sondeo Pastores II (1541/4/0056).

**Figura 6.8.** Evolución del nivel piezométrico en el sondeo Pastores I (1451/4/0044) durante la construcción del sondeo Pastores II (1541/4/0056).

**Figura 6.9.** Cálculo de la permeabilidad por karstificación en sondeos.

**Figura 6.10.** Testificación geofísica del sondeo Martillo entre 231,6 y 234 m de profundidad y testigo virtual 3D (233,3 a 234,1 m de profundidad) generado con el televiwer acústico, mediante tratamiento de los tiempos de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiwer acústico). NG, gamma natural. ILM, inducción media. ILD, inducción profunda. Time, tiempo de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiwer acústico). CAL, caliper (acústico). FWS, sónica de onda completa. 3D ABI, testigo virtual generado con el televiwer acústico. 3D Caliper, caliper 3D generado con el televiwer acústico. Tadpoles, buzometría. ABI estructuras, imagen de la pared del sondeo generada con el televiwer acústico.

**Figura 6.11.** Testificación geofísica del sondeo Martillo, entre 211,2 y 214,1 m de profundidad en el que se observan dos importantes fracturas abiertas, sin rellenos arcillosos y en las que se ha podido determinar la dirección y buzamiento de la base y el techo de la primera discontinuidad.

**Figura 6.12.** Testificación geofísica del sondeo “Pastores II” de 225 a 231 m de profundidad.

**Figura 6.13.** Testificación geofísica del sondeo “Pastores II” de 275 a 284 m de profundidad.

**Figura 6.14.** Curvas de descenso y de recuperación correspondientes al piezómetro Pastores I, durante la realización del ensayo de bombeo en el sondeo Pastores II.

**Figura 6.15.** Distribución de la transmisividad en materiales jurásicos del acuífero de la Sierra de Becerrero.

**Figura 6.16.** Distribución espacial del índice de transmisividad (Y) en la Sierra de Becerrero.

**Figura 6.17.** Extracciones anuales por bombeo en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Periodo 1976-2006).

**Figura 6.18.** Extracciones anuales por bombeo, recarga anual y evolución de la mediana de los niveles piezométricos del acuífero de la Sierra de Becerrero (Periodo 1997-2006).

**Figura 7.1** Cortes hidrogeológicos del acuífero del Hacho de Lora y de Mingo.

**Figura 7.2** Cortes hidrogeológicos de los acuíferos del Águilas Guinchón y Pleites.

**Figura 7.3.** Precipitación mensual, desviación de la precipitación mensual respecto a la media, evolución piezométrica de los distintos puntos de control de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, correspondientes al periodo 1981-2006 (Pluviómetro de Estepa).

**Figura 7.4.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero de Mingo, correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).

**Figura 7.5.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero del Hacho de Lora, correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).

**Figura 7.6.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero del Águilas-Guinchón correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).

**Figura 7.7.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero de Mingo (Periodo 2001-2006).

**Figura 7.8.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero del Hacho de Lora (Periodo 2001-2006).

**Figura 7.9.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero de Águilas-Guinchón (Periodo 2001-2006).

**Figura 7.10.** Distribución de la transmisividad en materiales jurásicos del acuífero de la Sierra de Estepa.

**Figura 7.11.** Distribución espacial del índice de transmisividad (Y), en la Sierra de Estepa.

**Figura 7.12.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero de Mingo (Periodo 2001-2006).

**Figura 7.13.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero del Hacho de Lora (Periodo 2001-2006).

**Figura 7.14.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero de Águilas- Guinchón (Periodo 2001-2006).

**Figura 8.1.** Situación de los puntos de control de calidad.

**Figura 8.2.** Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia.

**Figura 8.3.** Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras de agua de lluvia.

**Figura 8.4.** Diagramas de caja-bigote de las muestras de agua de lluvia captadas en los pluviocaptadores de Becerrero y de la Algaidilla.

**Figura 8.5.** Representación de la aportación de anual de cloruro, bicarbonato, sulfato y calcio ( $\text{mg}/\text{m}^2$ ) en los pluviocaptadores del cerro de Becerrero y del cortijo de la Algaidilla.

**Figura 8.6.** Mapa de isovalores de aportación total de  $\text{Cl}^-$  en España ( $\text{g}/\text{m}^2\text{año}$ ).

**Figura 8.7.** Representación en el diagrama de Piper de las aguas subterráneas de los principales puntos acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el relieve carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

**Figura 8.8.** Representación en el diagrama de Schoeller-Berkaloff de las aguas subterráneas de los principales puntos acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el relieve carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

**Figura 8.9.** Representación en los diagramas de Piper y  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+$  vs conductividad eléctrica de los principales tipos de aguas subterráneas en los acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el afloramiento carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

**Figura 8.10.** Diagrama de frecuencias de la conductividad eléctrica del agua subterránea drenada por el manantial del Ojo de Gilena.

**Figura 8.11.** Evolución de la conductividad eléctrica, de la esorrentía y del caudal del manantial de Ojo de Gilena, en el periodo comprendido entre enero y diciembre de 2001.

**Figura 8.12.** Diagramas de frecuencia de la conductividad eléctrica en los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa.

**Figura 8.13.** Evolución de la conductividad eléctrica en los principales sondeos de explotación de la Sierra de Becerrero.

**Figura 8.14.** Evolución de la conductividad eléctrica en los principales sondeos de explotación de las sierras del Hacho de Lora, Mingo y Pleites.

**Figura 8.15.** Evolución de la conductividad eléctrica en el sondeo de abastecimiento a Casariche.

**Figura 8.16.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Fuente de Santiago (1641/1/0001) durante el periodo de investigación (1978-2006).

**Figura 8.17.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Fuente de Santiago (1641/1/0001) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

**Figura 8.18.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024) durante el periodo de investigación (1977-2006).

**Figura 8.19.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

**Figura 8.20.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Pedrera (1541/4/0044) durante el periodo de investigación (1977-2006).

**Figura 8.21.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Pedrera (1541/4/0044) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

**Figura 8.22.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Algaidilla (6541/1/0051) durante el periodo de investigación (2003-2006).

**Figura 8.23.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Casariche (1641/1/0025) durante el periodo de investigación (1981-2006).

**Figura 8.24.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo agrícola Mingo (1641/1/0044) durante el periodo de investigación (1999-2006).

**Figura 8.25.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo agrícola Hacho (1641/1/0042) durante el periodo de investigación (1999-2006).

**Figura 8.26.** Relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rNa^+$  vs CE,  $rCa^{2+}/rHCO_3^-$ ,  $r(Ca^{2+} + Mg^{2+})/rHCO_3^-$ ,  $rNa^+/rCl^-$ ,  $rSO_4^{2-}/rCa^{2+}$ ,  $rCa^{2+}/rMg^{2+}$  ( $r = meq/l$ ) de todas las muestras de agua subterráneas disponibles asociadas a los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Estepa, Sierra de Águilas-Guinchón, Sierra de Pleites, Hacho de Lora y Mingo.

**Figura 8.27.** Relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rHCO_3^-/rSO_4^{2-}$  y  $rCl^-/rSO_4^{2-}$  ( $r = meq/l$ ) de todas las muestras de agua subterráneas disponibles asociadas a los afloramientos

carbonáticos de la Sierra de Estepa, Sierra de Águilas-Guinchón, Sierra de Pleites, Hacho de Lora y Mingo.

**Figura 8.28.** Relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso, halita y la conductividad eléctrica, en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa.

**Figura 8.29.** Representación en el diagrama de Piper del agua de lluvia local y de las aguas subterráneas representativas de los distintos afloramientos jurásicos de la Sierra de Estepa. Se ha añadido la salmuera asociada a los sondeos ubicados en la explotación salinera de Pedrera. El sentido de la flecha indica una evolución hidroquímica más intensa.

**Figura 8.30.** Esquema general seguido para la modelización hidroquímica de los principales tipos de agua de la Sierra de Estepa. Se considera que el agua en las condiciones iniciales es el agua de lluvia local y en alguno de los sistemas, y como consecuencia de la explotación intensiva de los acuíferos, se considera la mezcla con salmueras asociadas al sustrato detrítico-evaporítico.

**Figura 8.31.** Representación de las muestras de agua de lluvia local (tipo 0), de la lluvia evaporada (65%) y equilibrada con una presión parcial de CO<sub>2</sub> de 10<sup>-3</sup> atm y del agua subterránea medida y calculada de TIPO IA.

**Figura 8.32.** Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IB y IB Mod.

**Figura 8.33.** Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IIA y IIA Mod.

**Figura 8.34.** Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IIB y IIB Mod.

**Figura 8.35.** Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, III y III Mod.

**Figura 8.36.** Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IV y IV Mod.

**Figura 8.37.** Representación gráfica de los resultados de la modelización de la evolución hipotética del agua subterránea en la Sierra de Estepa

**Figura 9.1.** Representación esquemática de la frecuencia acumulada con respecto al logaritmo de la concentración de cada indicador mostrando diferentes tipos de distribuciones y procesos.

**Figura 9.2.** Comparación de la mediana de los registros mensuales piezométricos de 2006 con respecto a la media, media ± 1 desviación estándar, mediana y percentiles 10 y 90 del periodo considerado en cada acuífero.

**Figura 9.3.** Índice de evolución de la mediana mensual de la piezometría respecto a la desviación de la precipitación media mensual respecto a la media.

**Figura 9.4.** Índice de evolución piezométrica de la mediana y los percentiles 25 y 75 anuales.

**Figura 9.5.** Diagrama de frecuencias acumuladas frente al logaritmo de concentración.

**Figura 9.6.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero de la Sierra de Becerrero.

**Figura 9.7.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero de Águilas – Guinchón.

**Figura 9.8.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero del Hacho de Lora.

**Figura 9.9.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero de Mingo.

## ÍNDICE DE TABLAS

**Tabla 1.1.** Tiempos de transición necesarios para alcanzar un nuevo equilibrio hidrodinámico.

**Tabla 2.1.** Estaciones pluviométricas utilizadas.

**Tabla 2.2.** Series pluviométricas anuales completadas y corregidas (mm/año) y estadísticos descriptivos (media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo, en mm/año, del periodo 1976-2006).

**Tabla 2.3.** Pluviometría de los años tipo del periodo 1976-2006 (Precipitación en mm/año).

**Tabla 2.4.** Intensidad y probabilidad de ocurrencia de sequías meteorológicas o de periodos húmedos en función del valor del SPI.

**Tabla 2.5.** Estadísticos descriptivos de las series de precipitación diaria de las estaciones pluviométricas tratadas.

**Tabla 2.6.** Gradientes pluviométricos calculados en distintos supuestos.

**Tabla 2.7.** Estaciones termométricas utilizadas.

**Tabla 2.8.** Series de temperatura media anual (°C) completadas y corregidas y estadísticos de posición (media, desviación estándar, mediana, mínimo y máximo en los distintos periodos considerados).

**Tabla 2.9.** Estadísticos descriptivos de las temperaturas máximas, medias y mínimas diarias (°C).

**Tabla 2.10.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia anual (mm/año) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculada según la expresión de Hargreaves. (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría).

**Tabla 2.11.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria,  $et_0$  (mm/día), de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculada según la expresión de Hargreaves. (D.E: desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C.Asi: coeficiente de asimetría).

**Tabla 2.12.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria (mm/año) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculados mediante las expresiones de Hargreaves y Thornthwaite (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría).

**Tabla 2.13.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria (mm/día) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculados mediante las expresiones de Hargreaves y Thornthwaite (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría).

**Tabla 2.14.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y de la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Estepa, calculados utilizando el modelo de Milly (Periodo 1978/79-05/06) (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 2.15.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y de la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Lora de Estepa, calculados utilizando el modelo de Milly (Periodo 1986/87-05/06)(D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 2.16.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Becerrero calculados según el modelo de Milly (Periodo 2001/02-05/06). (Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 2.17.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Estepa, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 1978/79-05/06) (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 2.18.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Lora de Estepa, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 1986/87-05/06)(D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 2.19.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Becerrero, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 2001/02-05/06). (Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación).

**Tabla 4.1.** Porosidad, volumen de agua almacenado (%), conductividad hidráulica y proporción del flujo en la matriz, en el sistema de fracturas y en la red de conductos en cuatro acuíferos carbonáticos.

**Tabla 4.2.** Proporción del flujo en la matriz, en el sistema de fracturas y en la red de conductos en distintos acuíferos carbonáticos.

**Tabla 4.3.** Conductividad hidráulica medida de la matriz de la roca en distintos acuíferos carbonáticos.

**Tabla 4.4.** Parámetros hidráulicos medidos en testigos de sondeos procedentes de distintos puntos de la Cordillera Bética.

**Tabla 4.5.** Situación y altitud de los principales manantiales de la Sierra de Estepa.

**Tabla 4.6.** Puntos de control piezométrico de la Sierra de Estepa.

**Tabla 5.1.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Observatorio de Estepa y periodo 1977/78-2005/06).

**Tabla 5.2.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Observatorio de Becerrero y periodo 2002/03-2005/06). Leyenda: P= Precipitación; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

**Tabla 5.3.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Mingo (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06).

**Tabla 5.4.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero del Hacho de Lora (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06).

**Tabla 5.5.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Águilas-Guinchón (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06).

**Tabla 5.6.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Pleites (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06).

**Tabla 5.7.** Valores de los parámetros del código ERAS después de su calibración en los acuíferos de Mingo, Hacho de Lora y Águilas-Guinchón.

**Tabla 5.8.** Estadísticos descriptivos de la precipitación anual del observatorio de Lora de Estepa y de la recarga anual determinada con el programa ERAS (Periodo 1986-2006).

**Tabla 5.9.** Términos del balance utilizados y valores de recarga obtenidos para cada punto de muestreo del agua de recarga en el acuífero Sierra de Becerrero.

**Tabla 5.10** Términos del balance utilizados y valores de recarga obtenidos para cada punto de muestreo del agua de recarga en el sector acuífero Sierra de Becerrero (no se consideran las dos primera muestras del pluviocaptor de becerrero).

**Tabla 5.11** Puntuación del parámetro altitud, según el método APLIS.

**Tabla 5.12** Puntuación del parámetro pendiente, según el método APLIS.

**Tabla 5.13** Puntuación del parámetro litología, según el método APLIS.

**Tabla 5.14** Puntuación del parámetro infiltración, según el método APLIS.

**Tabla 5.15** Puntuación del parámetro suelo, según el método APLIS.

**Tabla 5.16.** Intervalos y clases de recarga, según el método APLIS

**Tabla 5.17.** Recursos medios anuales de los acuíferos de la Sierra de Estepa calculados con el método APLIS.

**Tabla 5.18.** Recursos medios anuales de los acuíferos de la Sierra de Estepa calculados con distintos métodos de evaluación de la recarga. BAS, balance de agua en el suelo ( $\text{hm}^3/\text{año}$ ); CRAS, capacidad de retención de agua en el suelo (mm); BAA, balance de agua en el acuífero ( $\text{hm}^3/\text{año}$ ); BCI, balance de cloruros ( $\text{hm}^3/\text{año}$ ).

**Tabla 5.19.** Reservas totales obtenidas con valores de la porosidad eficaz de 0,02 y 0,03

**Tabla 5.20.** Recursos medios anuales, recarga media y tiempo de renovación de los acuíferos de la Sierra de Estepa

**Tabla 6.1.** Porosidad y propiedades físicas de las calizas de la Sierra de Estepa.

**Tabla 6.2.** Evaluación de la porosidad por fracturación y por karstificación en distintos sondeos de investigación de la Sierra de Becerrero, según el procedimiento descrito por Zuber y Motyka (1994).

**Tabla 6.3.** Resultados de la reinterpretación de los ensayos de bombeo realizados en la Sierra de Becerreo.

**Tabla 6.4.** Clasificación de la magnitud de la transmisividad.

**Tabla 6.5.** Clasificación de la variabilidad de la transmisividad.

**Tabla 6.6.** Ensayo de balance hídrico del acuífero de la Sierra de Becerrero



**Tabla 7.1.** Resultados de la reinterpretación de los ensayos de bombeo realizados en los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

**Tabla 7.2.** Ensayo de balance hídrico del acuífero de la Sierra de Águilas-Guinchón.

**Tabla 8.1.** Puntos de control hidroquímico del agua de lluvia.

**Tabla 8.2.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia

**Tabla 8.3.** Matriz de correlaciones de los iones mayoritarios, el pH y la conductividad eléctrica (CE) de las muestras de agua de lluvia.

**Tabla 8.4.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia captadas en el pluviocaptor de Becerrero.

**Tabla 8.5.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia captadas en el pluviocaptor de la Algaidilla.

**Tabla 8.6.** Aportes de cloruro, sulfato, bicarbonato y calcio ( $\text{mg}/\text{m}^2$ ) correspondientes al agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del cerro de Becerrero, en el periodo comprendido entre febrero de 2003 y diciembre de 2006.

**Tabla 8.7.** Aportes de cloruro, sulfato, bicarbonato y calcio ( $\text{mg}/\text{m}^2$ ) correspondientes al agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del cortijo de la Algaidilla, en el periodo comprendido entre marzo de 2003 y octubre de 2006.

**Tabla 8.8.** Características de los principales puntos de agua en los que se ha generado información hidroquímica.

**Tabla 8.9.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales elementos mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo I, en los acuíferos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.10.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales elementos mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo II, en los acuíferos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.11.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales elementos mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo III, en los acuíferos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.12.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales elementos mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo IV, en los acuíferos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.13.** Media, desviación estándar y coeficiente de variación (%) de la conductividad eléctrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) del agua muestreada en los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa en el periodos 1978-2006 y 2004-2006.

**Tabla 8.14.** Precipitación media ( $\text{mm}/\text{año}$ ), conductividad eléctrica media ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), y coeficiente de variación de la conductividad eléctrica en manantiales de distintas sierras béticas andaluzas (a partir de Benavente *et al.* 2004).

**Tabla 8.15.** Valores promedio de la presión parcial de  $\text{CO}_2$ , calculada en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa, del pH y de la temperatura medidas en campo y del contenido en bicarbonatos, medio en laboratorio.

**Tabla 8.16.** Valores promedio de la dureza y de los índices de saturación de los minerales de calcita, dolomita, yeso y halita, en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.17.** Valores promedio de las aguas representativas del agua de lluvia local y de las aguas subterráneas de los distintos afloramientos jurásicos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 8.18.** Evolución probable del agua subterránea en los acuíferos jurásicos de la Sierra de Estepa.

**Tabla 9. 1.** Riesgo de contaminación y estado químico del agua subterránea según su uso.

**Tabla 9.2.** Valores límite indicados u obligados por la Directiva 98/93/CE y R.D. 140/2003.

**Tabla 9.3.** Valores del indicador “Recarga respecto a las salidas totales de agua subterránea” en función de los valores de recarga media máxima y mínima que resultan de aplicar distintos métodos de evaluación en cada acuífero.

**Tabla 9.4.** Rango de valores obtenidos para el indicador “Extracciones totales respecto a recursos disponibles de agua subterránea” en función del tiempo de extracción de las reservas.

**Tabla 9.5.** Índices de calidad para uso urbano.

**Tabla 9.6.** Índices de evolución de estado químico.



## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

**Fotografía 3.1.** Detalle de las arcillas y yesos triásicos de los testigos de sondeo correspondientes a la perforación Cañada Honda, 1541/4/0060.

**Fotografía 3.2.** Detalle de las arcillas y yesos triásicos de los testigos de sondeo correspondientes a la perforación Martillo, 1541/4/0062.

**Fotografía 3.3.** Detalle de la alteración de las dolomías de la base de la formación Camarena, en el testigo del sondeo Cañada Honda (1541/4/0060).

**Fotografía 3.4.** Detalle de una muestra de mano de las calizas oolíticas de la formación Camarena.

**Fotografías 3.5.** Detalle del emplazamiento de algunos de los SEDT realizados en la Sierra de Becerrero (de arriba hacia abajo y de izquierda a derecha, SEDT 611, 606, 629, 625, 623 y 624).

**Fotografías 3.6.** Detalle del equipo de sísmica de refracción utilizado y de distintos emplazamientos donde se han realizado perfiles sísmicos.

**Fotografía 3.7.** Vista panorámica del Hacho de Lora tomada desde el este.

**Fotografía 3.8.** Vista panorámica de las Sierras de Águilas-Guinchón y de Pleites.

**Fotografía 3.9.** Panorámica del campo de lapiaz en el alto de Becerrero y detalle de algunas perforaciones cilindroideas en los lapiazes de la margen nororiental del Hacho de Lora.

**Fotografía 3.9.** Ortofotografía en color del sector de la Sierra de Pleites donde se sitúan dos espectaculares dolinas, desarrolladas en materiales de piedemonte.

**Fotografía 4.1.** Detalle de la estación de aforo (vertedero rectangular y limnógrafo con recolector de datos digital) instalado en la acequia que recoge la descarga del Ojo de Gilena.

**Fotografía 4.2.** Detalle de la sonda de conductividad eléctrica y temperatura SEBA (de 300 m de longitud) utilizada para realizar los registros.

**Fotografía 4.3.** Detalle del registro de conductividad eléctrica y temperatura realizado durante la testificación geofísica del sondeo de investigación hidrogeológica “Martillo”.

**Fotografía 6.1.** Testigo del sondeo Cañada Honda (232-234,9 m) en el que se identifican varias fracturas abiertas, un cambio del diámetro de perforación y un tramo alterado más profundo.

**Fotografía 6.2.** Testigo del sondeo Cañada Honda (209,45 a 212,35 m) en el que se identifican importantes discontinuidades abiertas.

**Fotografías 8.1 y 8.2.** Detalles del pluviocaptor ubicado junto a la estación meteorológica del cerro de Becerrero.

**Fotografía 8.3.** Adquisición de datos meteorológicos del observatorio del cerro de Becerrero.

**Fotografías 8.4 y 8.5.** Detalle de las dolomías con textura carniolar en los testigo de los sondeos de investigación Martillo y Cañada Honda.



## **INTRODUCCIÓN**



# **1 INTRODUCCIÓN**

## **1.1 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO**

En el 22 % del territorio español afloran rocas carbonáticas (Navarro *et al.*, 1989), que constituyen excelentes acuíferos, de especial interés para la explotación del agua subterránea; la elevada tasa de recarga, la alta capacidad de almacenamiento, la baja mineralización y la buena calidad del agua subterránea justifican su puesta en valor.

Estos factores, unidos a otros de tipo tecnológico (continua mejora de las técnicas de perforación y bombeo), científico (progreso de la Hidrogeología), económico (en muchos casos, mayor relación beneficio/coste que el de las aguas superficiales) y especialmente sociológico (el aprovechamiento del agua subterránea puede llevarse a cabo por agricultores privados, pequeños municipios e industrias, sin necesidad de grandes inversiones) han provocado un incremento de la explotación del agua subterránea (Llamas y Custodio, 1999), que ha venido acompañado de una serie de beneficios y de problemas asociados (Hernández-Mora *et al.*, 2003).

Entre los beneficios está el desarrollo que muchas regiones han experimentado gracias al uso de los recursos hídricos subterráneos, debido a la alta relación garantía/coste (Shauquillo *et al.*, 2002; Llamas y Custodio, 2003b). Entre los problemas, fundamentalmente ocasionados por la falta de control y de planificación, se pueden indicar (Margat, 1992): el acusado descenso de los niveles piezométricos, la disminución de caudal o incluso la desaparición de manantiales, la afección a los cursos de aguas superficiales, la afección a ecosistemas acuáticos, el deterioro de la calidad y la salinización del agua subterránea, el aumento de los costes de extracción del agua subterránea, etc.



En el sur y en el sureste peninsular, la fuerte demanda de agua, destinada preferentemente a uso agrícola, ha provocado que en muchos acuíferos carbonáticos se detecten síntomas evidentes de las consecuencias de un uso intensivo de las aguas subterráneas. Muchos de estos acuíferos afectados suelen ser de pequeña extensión, habitualmente menos de 100 km<sup>2</sup>, reciben precipitaciones irregulares y escasas, menores de 600 mm/año, y suelen presentar una explotación elevada (Andreu *et al.*, 2004; Rodríguez-Estrella, 2004). Sus reducidas dimensiones y la alta difusividad hidráulica de los materiales que los constituyen favorecen la rápida aparición de los efectos negativos de la explotación del agua subterránea.

El especial interés estratégico de los acuíferos carbonáticos del sur peninsular derivado del ámbito climático en el que se encuentran y de sus particulares características hidrogeológicas (Garay, 2002; Carrasco *et al.*, 2004) requieren la realización de estudios hidrogeológicos que traten sobre el uso intensivo del agua subterránea. En este sentido, Custodio (2000) indicó que para decidir qué grado de explotación puede soportar un acuífero es necesario realizar un análisis detallado y actualizado de los efectos de la explotación intensiva, de acuerdo con las observaciones de control pertinentes, con un buen conocimiento del acuífero y con la modelación del mismo, en caso de ser necesario.

## **1.2 USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA**

En esta investigación se ha utilizado el concepto de uso intensivo del agua subterránea en el sentido descrito por Custodio y Llamas (2003). Estos autores indican que hay un uso intensivo del agua subterránea cuando, debido a las extracciones que se realizan en el acuífero, se produce una modificación considerable de su funcionamiento natural.

Cuando se extrae agua artificialmente de un acuífero, ésta es aportada por la disminución de agua almacenada en el acuífero, por la reducción de la descarga previa a la explotación, por el incremento de la recarga (natural y/o artificial) o por la combinación de esos cambios (Bredehoeft *et al.*, 1982; Custodio, 2000; Hernández-Mora *et al.*, 2001; Sophocleous, 2002; Custodio y Llamas, 2003a).

Las citadas modificaciones en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero generan una serie de síntomas asociados al uso intensivo del agua subterránea, que pueden consistir en cambios importantes en la relación río-acuífero y en impactos ecológicos y/o socioeconómicos significativos (Llamas y Custodio, 2002). Por tanto, la elección de este término en esta Memoria, en detrimento de otros más ambiguos e imprecisos, se fundamenta en que el uso intensivo del agua subterránea apunta a hechos concretos.

Para poder evaluar, mediante criterios hidrogeológicos, el grado de explotación óptima que se puede realizar en un acuífero, muchas de las variables que se deben conocer son difíciles de cuantificar y sólo puede ser acotada su magnitud después de realizar estudios hidrogeológicos de detalle.

Es muy común, entre los planificadores del agua, hacer una evaluación del grado de explotación de un acuífero, según la relación entre la recarga y la explotación, sin tener en cuenta las dificultades de determinar las extracciones que se realizan en un acuífero (Ballester *et al.*, 1999) ni la amplia variabilidad temporal de la recarga y la alta incertidumbre asociada a su evaluación (Custodio *et al.*, 1997; de Vries y Simmers, 2002; Scanlon *et al.*, 2002). Con frecuencia, tampoco se tiene en cuenta que la recarga puede variar por la propia explotación (Bredehoeft *et al.*, 1982; Margat y Thauvin, 1989) o por modificaciones en el uso del territorio (Custodio, 2000; Walker *et al.*, 2002).

De igual forma, en muchas ocasiones se relaciona, equivocadamente, el descenso de la superficie piezométrica con una situación de desequilibrio hídrico entre la recarga y la extracción. En este sentido, Margat (1992) advierte que toda explotación de un acuífero se inicia con una fase de desequilibrio, durante la que una parte del agua extraída proviene de las reservas del acuífero. La duración de esta fase depende de: la evolución de las extracciones (no es posible ningún reequilibrio mientras estas crecen), de las condiciones de contorno y de la rapidez de las reacciones compensatorias de reducción del flujo de salida y/o aumento de la recarga, que a su vez dependen del tamaño del acuífero y de la difusividad hidráulica del mismo.

Después de una perturbación provocada por la extracción de agua en un acuífero, el tiempo necesario para alcanzar un nuevo estado de equilibrio es  $t = \alpha \times \beta$ , donde  $\alpha$  es un parámetro que está comprendido entre 0,5 y 2,5 y  $\beta = L^2 S/T$ , donde: L = Longitud del acuífero; S = coeficiente de almacenamiento; T = Transmisividad (Rorabaugh, 1960; Custodio y Llamas, 1976, 1983; Freeze y Cherry, 1979). La inversa del cociente S/T, que figura en la expresión, es la Difusividad hidráulica del acuífero ( $D = T/S$ ).

En la Tabla nº 1 se presentan distintos tiempos de transición necesarios para alcanzar un nuevo equilibrio hidrodinámico después de un incremento de bombeo, en acuíferos con valores del coeficiente de almacenamiento comprendidos entre 0,05 y 0,2. Los tiempos resultantes confirman una característica común a la mayoría de acuíferos, que consiste en su lenta respuesta hidrodinámica a las acciones hidráulicas y advierten que es necesario conocer la geometría y los parámetros hidráulicos del acuífero para una interpretación adecuada de la evolución temporal de su piezometría.

Dimensiones del acuífero		Alta transmisividad	Baja transmisividad
L en km		T = 5000 m <sup>2</sup> /día	T = 100 m <sup>2</sup> /día
Muy grande	L = 200	550-11000 años	25000-500000 años
Grande	L = 50	35-700 años	1700-34000 años
Medio	L = 10	1,5-30 años	70-1400 años
Pequeño	L = 1	0,01-0,2 años	1-20 años

**Tabla 1.** Tiempos de transición necesarios para alcanzar un nuevo equilibrio hidrodinámico (Custodio, 1991).

Los datos de la explotación superpuestos a la dinámica del acuífero requieren un largo periodo de tiempo para que se alcance un nuevo equilibrio, que es de años en el caso de los acuíferos libres (Margat, 1992). Por todos estos motivos, el desequilibrio causado por la explotación de un acuífero sólo puede confirmarse mediante el seguimiento detallado de sus efectos tras un periodo significativo de observación (Custodio, 1989; Margat, 1992).

Si difícil es establecer el límite entre la explotación recomendable y la no recomendable mediante criterios hidrogeológicos, lo es aun más cuando se añaden otros criterios de índole medioambiental y socioeconómica. Esta es la causa fundamental por la que el término uso intensivo es cada vez más frecuente en la literatura hidrogeológica, sustituyendo a otros conceptos más ambiguos e imprecisos.

Custodio realizó en 1989 un análisis crítico de los distintos términos empleados hasta esa fecha, entre los que destacan los de caudal seguro (safe yield) y caudal perenne (perennial yield) descritos por Meinzer (1920) y Todd (1976), respectivamente. El caudal seguro se describió como aquel que se puede extraer perennemente sin producir resultados indeseables. Posteriormente, se define el concepto de caudal perenne, que es el caudal que puede ser extraído perennemente bajo unas condiciones específicas de operación sin producir un resultado que lleve a una situación adversa. De ambas definiciones se deduce una fuerte indeterminación, ya que dependen de un límite arbitrario que se debe imponer para definir lo que es una situación adversa. Estos límites serán muy diferentes según los intereses de los distintos colectivos y varían incluso con el paso del tiempo. Como ejemplo, en los años sesenta y setenta del pasado siglo, el descenso de la superficie piezométrica para reducir pérdidas por evapotranspiración en zonas húmedas era considerado beneficioso. Esta práctica, en la actualidad, podría considerarse como delictiva en algunos países desarrollados.

Todd (1976) indicó que cualquier explotación que supere el caudal perenne es sobreexplotación (overdraft) y que, si ésta se mantiene, se producen impactos negativos significativos sobre las condiciones ambientales, sociales y económicas.

Walton (1970, *in* Custodio, 1989) llamó sobredesarrollo (overdevelopment) a la situación en la que se extrae de forma continua más caudal del que se recarga, que coincide con la definición de minería del agua (mining yield).

En España, y pese a las numerosas críticas que ha recibido en muchos países el empleo del término sobreexplotación (Margat y Thauvin, 1989; Custodio, 1992; Llamas, 1992; Margat, 1992; Adams y McDonald, 1995; Llamas y Custodio, 2002; Sophocleous, 2002; Custodio, 2003; Custodio y Llamas, 2003b), éste ha sido ampliamente utilizado, hasta el punto que llegó a convertirse en un término legal, al ser incorporado en la Ley de Aguas española de 1985.

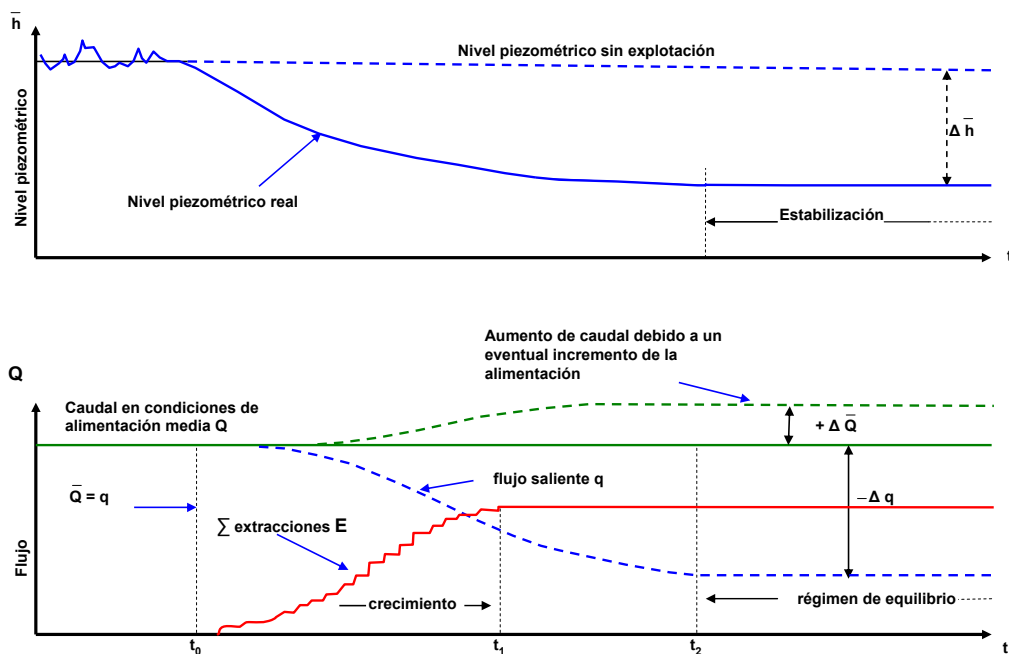
En el artículo 17 del reglamento de Dominio Público Hidráulico, de 11 de abril de 1986, se indica que: “Se considerará que un acuífero está sobreexplotado o en riesgo de estarlo cuando se está poniendo en peligro inmediato la subsistencia de los aprovechamientos existentes en el mismo como consecuencia de venirse realizando extracciones anuales superiores o muy próximas al volumen anual medio de los recursos anuales renovables, o que produzcan un deterioro grave de la calidad del agua. La existencia de riesgo de sobreexplotación se apreciará también cuando la cuantía de las extracciones, referida a los recursos renovables del acuífero, genere una evolución de éste que ponga en peligro la subsistencia a largo plazo de sus aprovechamientos”.

Esta definición es ambigua por prolija, además de incompleta (ITGE, 1991), al no considerar la posibilidad de que se produzcan importantes afecciones negativas sin necesidad de que la explotación supere a la recarga. Es el caso de acuíferos con escasos tiempos de residencia, con descargas por manantiales y/o hacia ríos con importantes demandas ambientales y/o socioeconómicas, con ecosistemas asociados en los que el descenso de la superficie piezométrica por debajo de una profundidad determinada puede provocar importantes afecciones, con interfase agua dulce/agua salada, con una distribución hidrogeoquímica espacial del agua que es posible perturbar por efecto de la explotación, y sedimentarios no consolidados y compresibles en los que la explotación puede provocar un asentamiento del terreno. Además, y a juicio del autor de esta Memoria, uno de los principales efectos negativos de la incorporación de ese término en la legislación española, y que quizás ha sido poco destacado, ha consistido en obviar la capacidad de almacenamiento de los acuíferos en su gestión. La explotación que puede soportar un acuífero depende, fundamentalmente, de la relación entre sus reservas y su recarga, es decir, del tiempo de permanencia del agua en el sistema (Custodio, 1998). Según este criterio, Margat y Thauvin (1989) propusieron tres modos de gestión de los acuíferos.

1) *Estrategia de explotación máxima y duradera de los recursos renovables en régimen de equilibrio dinámico, con explotaciones medias menores a la recarga (eventualmente ampliada por los efectos de borde), sin perjuicio de variaciones estacionales, incluso posiblemente interanuales (sequías...):* Con esta forma de gestión de las reservas se

produce una primera fase de desequilibrio, hasta que la reserva media se estabiliza y aumenta la función reguladora del acuífero (ver Figura 1.1). Se hace así para preservar unos caudales mínimos de drenaje (descargas a ríos, manantiales, zonas húmedas y salidas laterales hacia otros acuíferos), para mantener el equilibrio agua dulce/agua salada en acuíferos costeros o para evitar problemas de subsidencia.

Este tipo de gestión es conveniente en acuíferos libres de capacidad de almacenamiento débil o media y/o de escaso espesor saturado, con una tasa de renovación elevada (reserva del orden de 1 a 10 veces el volumen anual de aportes), incluido el caso en el que se explota un acuífero cautivo en la proximidad de la zona libre.

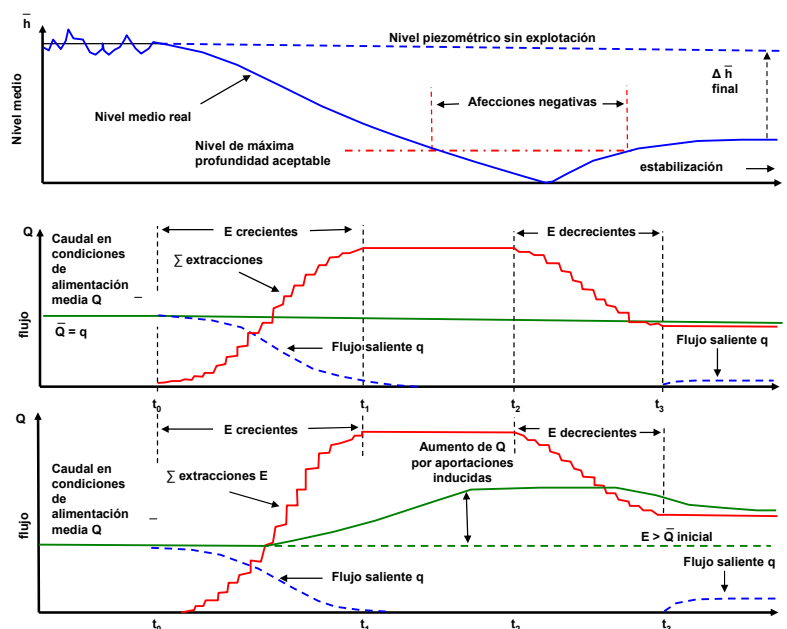


**Figura 1.1.** Explotación en régimen de equilibrio dinámico (modificado de Margat y Thauvin, 1989)

De igual modo, este tipo de gestión de las reservas debe realizarse, independientemente del tiempo de renovación, en todos aquellos casos en los que se limita el descenso de la superficie piezométrica (conservación de zonas húmedas o de descargas a manantiales o a cauces de aguas superficiales, conservación del equilibrio en la interfase agua salada/agua dulce, etc).

2. Estrategia de explotaciones sucesivas del almacenamiento, en régimen de desequilibrio prolongado, dirigido o involuntario, en una primera fase con extracciones (crecientes o estabilizadas) superiores la recarga (eventualmente aumentada por los efectos de borde) y más tarde reducidas en una segunda fase para restaurar el equilibrio. En la primera etapa de esta forma de gestión la principal componente del agua extraída proviene de las reservas del acuífero (Figura 1.2). Esta primera fase se prolonga hasta que se produce una disminución de la relación beneficios/coste o hasta que se comienzan a producir afecciones sociales y/o ambientales. En la siguiente fase se busca recuperar el nuevo equilibrio, bien mediante la adecuación de las extracciones a una cantidad próxima a la de la recarga media, bien mediante una reducción de las extracciones por debajo de la recarga media y/o por técnicas de recarga artificial.

Esta gestión es más apropiada en los acuíferos libres o semicautivos, de fuerte capacidad de almacenamiento y con una de tasa de renovación de débil a media (reservas del orden de 10 a 100 veces la recarga anual), sin restricciones apreciables de conservación de los niveles piezométricos, en particular cuando se trata de acuíferos con salidas independientes de los cursos de agua superficial.



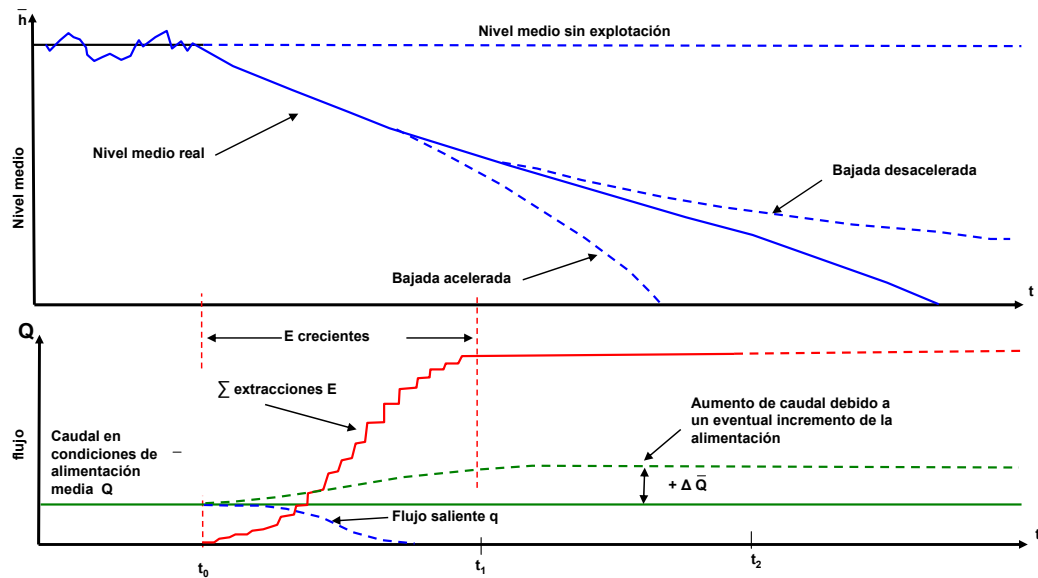
**Figura 1.2.** Explotación en régimen de desequilibrio prolongado, seguida de una recuperación del equilibrio por reducción de las extracciones (modificado de Margat y Thauvin, 1989)

3. *Estrategia de explotación minera o de agotamiento con extracciones superiores a la recarga media (Figura 1.3)*. En este caso el vaciado de la reserva es el que aporta la práctica totalidad del agua extraída y la explotación está limitada a un plazo más o menos largo, hasta que los descensos son excesivos, sin posterior retorno a un régimen de reequilibrio.

Esta sería la gestión únicamente posible en acuíferos de fuerte capacidad de almacenamiento y tasas de renovación muy bajas (reservas de 100 a 1000 veces la recarga); la explotación debe hacerse especialmente en las zonas en las que el acuífero funciona como acuífero libre, pero puede llevarse a cabo también en las zonas de mayor difusividad hidráulica del sector cautivo del acuífero. Es el caso de muchos acuíferos situados en zonas áridas y el de la mayor parte de los acuíferos profundos de las cuencas sedimentarias, donde las capas más permeables drenan a los acuitardos.

En las regiones de clima Mediterráneo, los cíclicos periodos de sequía hacen que el uso del agua subterránea sea muy importante, debido a la función capacitativa de los acuíferos y a la alta vulnerabilidad del suministro, que se realiza con la regulación de los embalses de agua superficial (López-Geta, 1995). Estos condicionantes climáticos y la alta demanda de agua hacen que la gestión de los acuíferos deba ser necesariamente distinta a las que se hace en las regiones húmedas (López-Geta *et al.*, 2004). La primera de las propuestas de gestión de Margat es prácticamente análoga a la que la Directiva Marco del Agua pretende imponer a todos los acuíferos. Sin embargo, y en opinión del autor, las otras dos estrategias de gestión de Margat son igual de válidas y de aplicables. Es más, la generalización de estas estrategias de gestión, en los acuíferos que lo permitan, aumentaría la capacidad de regulación de las cuencas hidrográficas, a la vez que permitía liberar hacia los ríos parte del agua regulada en los embalses que tantos e intensos impactos ambientales provocan en los ecosistemas acuáticos que pretende proteger la Directiva Marco.





**Figura 1.3.** Minería del agua (Modificado de Margat y Thauvin, 1989)

Otros conceptos, que también fueron analizados por Custodio (1989), son los de caudal perenne diferido (deferred perennial yield) y caudal perenne máximo (maximum perennial yield). El primero es el caudal que se puede explotar mediante una sobreexplotación temporal, que a posteriori pueda ser compensada con recarga (natural y/o artificial), sin que se pierdan recursos por salidas naturales del acuífero. El segundo consiste en el caudal máximo que es posible extraer mediante un óptimo uso conjunto del agua superficial y del agua subterránea. El último de los conceptos estudiados fue el de caudal óptimo (optimal yield), descrito por Bear y Levin (1967, *in*. Custodio, 1989). Este caudal se consigue con un esquema de gestión óptimo, condicionado por un conjunto de objetivos económicos y sociales, en relación con el uso que se dé al agua. Para su cálculo se debe optimizar una variable objetivo, que depende de los condicionantes hidrológicos y económicos, del carácter estocástico de la recarga, de los usos del agua, etc. De acuerdo con Freeze y Cherry (1979), en algunos casos el caudal óptimo implicará admitir una explotación minera del agua, mientras que en otros casos resultará insignificante.

De todos los términos considerados, los más empleados por la comunidad hidrogeológica, en los últimos 30 años, han sido los de minería del agua (concepto en torno a cuya definición no existe controversia), sobreexplotación y, más recientemente, el de uso intensivo, que está reemplazando progresivamente al de sobreexplotación, como lo demuestra un repaso de los principales simposios y reuniones científicas relacionadas con el tema. En este sentido son de gran ayuda:

- i) El Congreso Nacional “La Sobreexplotación de Acuíferos”, que tuvo lugar en Almería, en diciembre de 1989 (Pulido-Bosch *et al.*, 1989).
- ii) El XXIII Congreso Internacional de la AIH “Aquifer overexploitation”, que se celebró en Tenerife, en abril de 1991 (Candela *et al.*, 1991; Simmers *et al.*, 1992).
- iii) El informe de Naciones Unidas “Groundwater overexploitation in developing countries”, que resultó de la reunión de trabajo celebrada en Gran Canaria (Candela *et al.*, 1991; Dijon y Custodio, 1992; Simmers *et al.*, 1992).
- iv) La publicación “Intensive use of groundwater. Challenges and Opportunities”, que resulta de la reunión de expertos celebrada en Madrid, en diciembre de 2001 (Llamas y Custodio, 2003a)
- v) El “Symposium on intensive use of groundwater. Challenges and opportunities”, celebrado en diciembre de 2002, en Valencia, (Sahuquillo *et al.*, 2002).

En cualquier caso, debe ser destacado que el uso intensivo del agua es relativamente reciente, y data de no más de cincuenta años en países desarrollados y unas tres décadas en el ámbito mediterráneo. Esta circunstancia explica, en cierto modo, la existencia de una controversia terminológica entre la comunidad científica y el creciente número de trabajos de investigación relacionados con esta cuestión.

En este sentido se debe indicar que en la actualidad se está haciendo un uso intensivo del agua en las principales zonas agrícolas del planeta y en la zona de influencia de algunas de las más grandes urbes. Entre estas zonas se pueden destacar el acuífero de High Plains, que ocupa parte de los estados de Tejas, Nuevo Méjico y Kansas (Johnson, 1992) y el Valle Central de California y algunas partes del suroeste de los Estados Unidos (Sophocleous, 2002; Ragone *et al.*, 2003); los acuíferos que abastecen a las ciudades de Méjico (Foster, 1992; Rodríguez -Castillo, 1992) y Lima (Foster, 1992; Uchuya, 1992); el entorno de algunas ciudades asiáticas, como Bangkok, Manila, Yakarta (Foster *et al.*, 1998); el norte de China y Japón (Sakura *et al.*, 2003), el norte y el sur de India (Deb Roy y Shah, 2003); en el norte de África (Jellali *et al.*, 1992; Khair *et al.*, 1992; Mimouni *et al.*, 1992), y la península Arábica y el desierto del Sahara (Khater, 2003).

En Europa, Sophocleous (2002) cita un informe de la Agencia Europea de Medioambiente (EEA, 1995), en el que se indica que un 60% de las ciudades con más de 100.000 habitantes están localizadas en áreas en las que se realiza un uso intensivo del agua subterránea.

Los primeros problemas de uso intensivo del agua subterránea en España comienzan a plantearse a finales de los años sesenta y principios de los años setenta del siglo XX (Hernández-Mora *et al.*, 2003). Estos problemas se presentan, fundamentalmente, en áreas agrícolas (Custodio, 1989), y ya, en el catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización, realizado en 1997 por la Dirección General de Obras Hidráulicas y el entonces ITGE (DGOHCA-ITGE, 1998), se establece la existencia de 77 acuíferos con problemas, de los que 15 fueron declarados, al amparo de la legislación española, definitiva o provisionalmente sobreexplotados.

En opinión de Custodio (2003), en muchos de estos acuíferos, la sobreexplotación, entendida como la define la legislación española, no era evidente. La administración justificó su decisión en el descenso de la superficie piezométrica y/o en el deterioro de la calidad de las aguas subterráneas. Sin embargo, en muchos casos, el descenso de la superficie piezométrica se debía a la lenta y amortiguada respuesta hidrodinámica de los acuíferos poco permeables a un cambio en su régimen de explotación, mientras que buena parte de los problemas de calidad del agua subterránea estaban ocasionados por una

deficiente planificación de las extracciones en acuíferos costeros. Con todo, este mismo autor subraya los dramáticos resultados de la intensa explotación realizada en el sureste español.

Las provincias de Alicante, Murcia y Almería son las que presentan mayores problemas derivados del uso intensivo en los acuíferos carbonáticos (Rodríguez-Estrella y Gómez, 1986a, b; Andreu, 1997; Vallejos, 1997; Molina, 1998; López-Geta, 2004; Rodríguez-Estrella, 2004). Sin embargo, se han detectado también problemas importantes en otros acuíferos situados en La Mancha, Andalucía y en las Islas Baleares.

Según Andreu *et al.* (2004), un 57% de los acuíferos declarados sobreexplotados o en riesgo de estarlo (DGOHCA-ITGE, 1997, 1998) son de naturaleza carbonática y 6 de ellos se encuentran en el inicio del procedimiento.

En Andalucía, los principales acuíferos carbonáticos en los que se han detectado síntomas de una explotación intensiva son los de la Sierra de Gádor-Campo de Dalías y Oria-Saliente, en Almería; Huéscar-Puebla, Torrecardela-Gobernador y Zafarraya en Granada; Bédmar-Jódar, Mancha Real-Pegalajar, Chotos-Cortijo-Hidalgo, Jaén, La Guardia, Alcalá la Real y San Cristóbal, en Jaén; Sierra de Mijas, Humilladero, Mollina y Archidona, en Málaga y Sierra de Estepa, en Sevilla (IGME, 2006d).

### **1.3 JUSTIFICACIÓN DE LA ELECCIÓN DE LA ZONA DE INVESTIGACIÓN**

Los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, situados al este de la provincia de Sevilla, con un total de 34 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables, constituidos por calizas y dolomías jurásicas del Subbético Externo de la Cordillera Bética (Cruz-Sanjulián, 1974), son un claro ejemplo de desarrollo intensivo del agua subterránea (Martos-Rosillo, 2005). En efecto, pese a que la superficie total de afloramientos permeables es relativamente pequeña y está distribuida, además, en varios sistemas independientes, de estos acuíferos se abastece a una población de 36.000 habitantes y una superficie regable del orden de 600 ha (IGME, 2006a).

La explotación de estos acuíferos sin una adecuada planificación ha provocado el agotamiento, prácticamente permanente, de las principales surgencias que los drenaban en condiciones no influenciadas (Martos-Rosillo, 2005), lo que a su vez ha dado lugar a notables afecciones a los ecosistemas y a los riegos tradicionales asociados a los manantiales. Sin embargo, el uso intensivo del agua subterránea también ha contribuido a mejorar la calidad de vida de los habitantes de la comarca de Estepa, que se abastecen y riegan con aguas subterráneas de bajo precio (Martos-Rosillo, 2004) y alta garantía.

Otro aspecto positivo del uso intensivo del agua subterránea de estos acuíferos consiste en la sustancial mejora del conocimiento hidrogeológico, consecuencia de la importante y continuada labor de investigación que se realiza desde la década de los años setenta del siglo pasado (Sola, 1972; IGME, 1976, 1985; Martos-Rosillo, 2005; IGME, 2006a).

La elección de la Sierra de Estepa como ejemplo de estudio del uso intensivo de las aguas subterráneas en acuíferos carbonáticos obedece a varias razones:

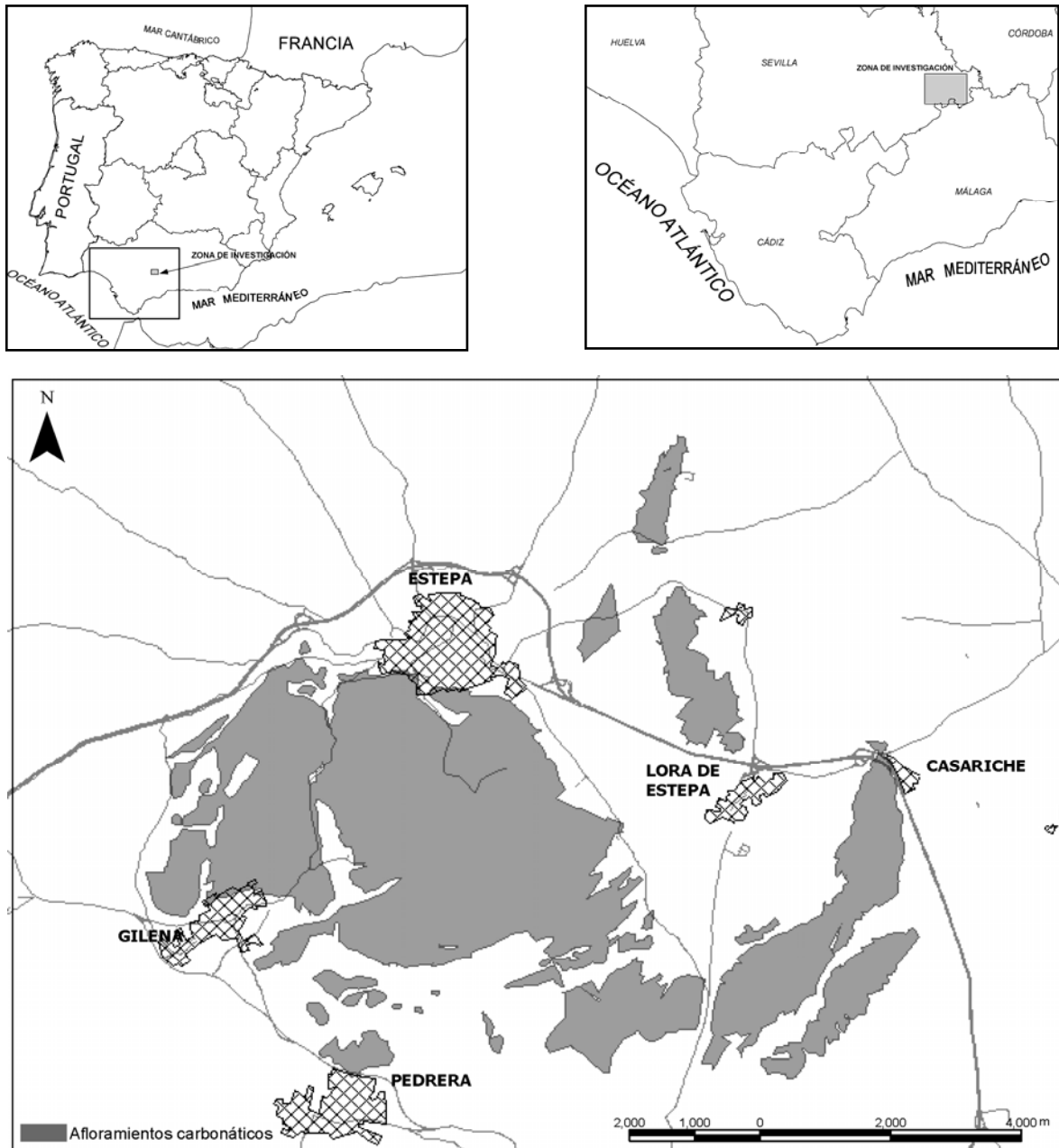
- i) en los acuíferos integrados en la unidad de la Sierra de Estepa concurren ciertas particularidades geológicas y meteorológicas, que se repiten en bastantes otros sistemas de la Cordillera Bética, por lo que las conclusiones que se alcancen, tanto en lo que se refiere a los resultados como a los métodos aplicados, podrán ser utilizadas en otros acuíferos del ámbito mediterráneo.
- ii) la compartimentación del acuífero y la información generada con el control hidrogeológico de los distintos sistemas hace que, pese al reducido tamaño de la zona de investigación (<200 km<sup>2</sup>), exista una diversidad de casos que enriquece los resultados de la investigación.
- iii) la explotación se aproxima e incluso, en algún caso, supera los recursos medios renovables de cada sistema, lo que proporciona un campo muy adecuado para plantear las medidas relativas a la planificación.

Es necesario indicar que los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa están constituidos por dos unidades geológicas, atribuidas por Cruz-Sanjulián (*op.cit.*), respectivamente, a los Dominios Subbético Externo septentrional y meridional: la unidad de Estepa, también conocida como de Becerrero, y la unidad denominada por Castro (Castro, 1990) de Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. La unidad geológica de Estepa consiste en una unidad parautoctona, cuyos afloramientos ocupan una extensión de unos 100 km<sup>2</sup>, de los que 26 km<sup>2</sup> corresponden a materiales permeables jurásicos. Cabalgada sobre ella se encuentra la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, representada por cuatro bloques jurásicos desenraizados sobre materiales triásicos en facies germano-andaluza, con una superficie total de afloramientos permeables de 8,6 km<sup>2</sup>. El distinto tamaño de los macizos calcáreos a los que dan lugar ambas unidades tiene importantes repercusiones en su funcionamiento hidrogeológico y en la respuesta hidrodinámica que se produce cuando se incrementa apreciablemente el caudal de bombeo.

En la unidad geológica de Becerrero existe un solo sistema acuífero, con una respuesta hidrodinámica homogénea frente a la explotación y con un importante volumen de roca saturada por debajo de la cota de drenaje de los manantiales, lo que implica prolongados tiempos de residencia y una buena capacidad de regulación natural. Sin embargo, la reducida superficie de los bloques que dan lugar a los acuíferos del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón (el mayor de ellos tiene 4,4 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables) y la geometría del muro del acuífero, muy próximo a la superficie, condicionan una reducida capacidad de almacenamiento, que implica tiempos de residencia cortos y una respuesta muy acusada de estos acuíferos a la explotación del agua subterránea.

#### **1.4 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA**

La Sierra de Estepa está situada en la parte oriental de la provincia de Sevilla, a unos 120 km de la capital autonómica, y cerca del límite de esta provincia con las de Málaga y Córdoba (Figura 1.4).

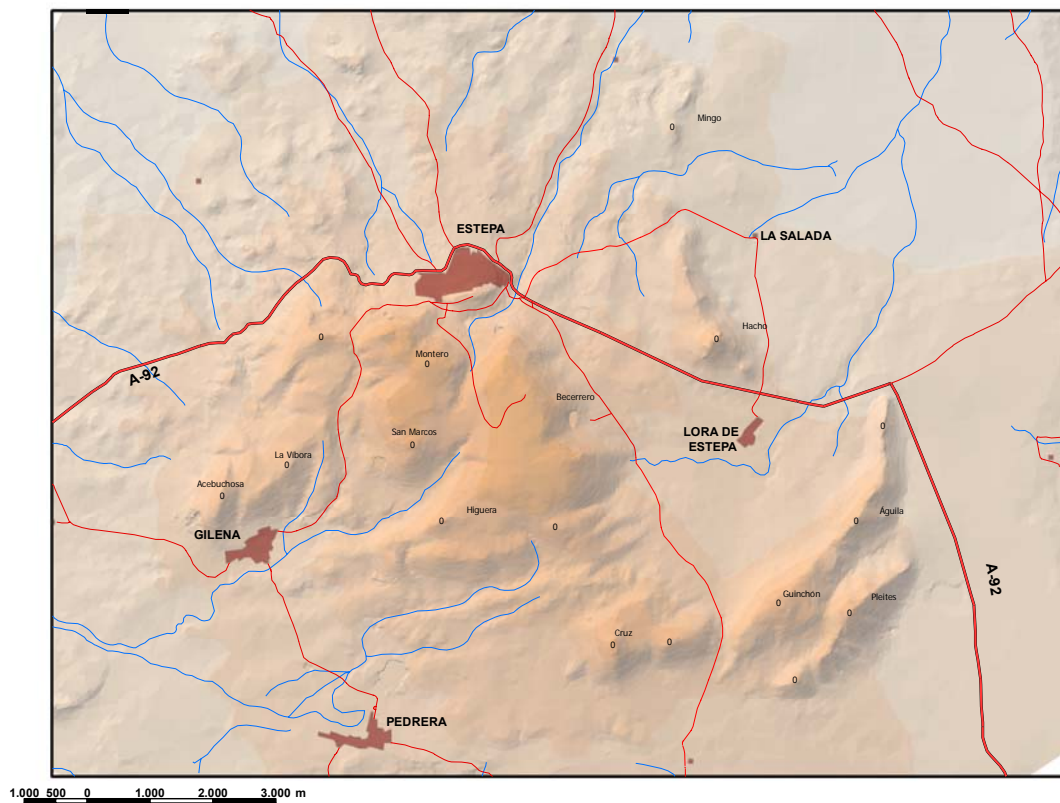


**Figura 1.4.** Esquema de situación general de la Sierra de Estepa y de los afloramientos de materiales carbonáticos.

Predominan en esta región los afloramientos de materiales blandos sobre los que se modela un relieve muy poco accidentado, de colinas modestas que descienden suavemente hacia el Norte, hacia el cercano valle del Guadalquivir. En estas condiciones los afloramientos de rocas carbonáticas destacan nítidamente en el paisaje con formas más abruptas, aunque de cotas moderadas. Entre estas últimas cabe citar los vértices de Becerrero (844 m s.n.m), La Cruz (783 m s.n.m.), Guinchón (748 m s.n.m.) y Pleites (725 m s.n.m.).

El sector estudiado abarca parte de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000, números 1005 (Osuna) y 1006 (Benamejí), con una superficie de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>, en la que se asientan las poblaciones de Estepa, Gilena, Pedrera y Lora de Estepa.

Para evitar posibles confusiones, parece oportuno hacer constar en este capítulo introductorio el sentido con el que se utilizan en esta Memoria los términos toponímicos. Y así, por ejemplo, el término “Sierra de Estepa” se utilizará para referirse al conjunto del área investigada. Los restantes términos corresponden a sectores concretos: “Sierra de Becerrero” es el nombre utilizado para el macizo calcáreo de forma subcircular, limitado al norte por la población de Estepa y al sur por las de Gilena y Pedrera; en este macizo están incluidos los relieves de Loma de las Flores, Cerro del Martillo, La Víbora, San Marcos, Acebuchosa, Higuera, Cerro del Ojo y Sierra de la Cruz (Figura 1.5). Otras elevaciones ajenas a este macizo principal son las de Águilas – Guinchón, Pleites, Hacho de Lora y Mingo.



**Figura 1.5.** Principales altos topográficos de la zona investigada



Se accede al sector estudiado por la autovía A-92 y los recorridos complementarios se realizan por la importante red de carreteras autonómicas y provinciales que conectan las distintas localidades. En la sierra son numerosos los carriles y caminos, algunos de ellos asfaltados, que permiten el acceso a las zonas más altas, como es caso del camino que asciende hasta el repetidor del cerro de Becerrero. Son escasos los sectores a los que no es posible acceder en vehículos todo-terreno, con excepción de algunas zonas de elevada pendiente y las cumbres de las sierras de Águilas-Guinchón, Pleites y el Hacho de Lora. Esta accesibilidad ha facilitado la realización de las campañas de prospección geofísica en los afloramientos de materiales carbonáticos y el emplazamiento de sondeos de investigación en las zonas centrales de los distintos relieves pertenecientes a la Sierra de Estepa.

## **1.5 OBJETIVOS**

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

- El primero ha consistido en ampliar y actualizar el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, a partir de los datos geológicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos, obtenidos en el curso de esta investigación.
  
- El segundo objetivo es el de colaborar en la puesta punto de distintos métodos de investigación que puedan servir para caracterizar acuíferos carbonáticos sometidos a un uso intensivo de las aguas subterráneas. Se ha estudiado especialmente la relación recarga/reservas. Se han aplicado distintos métodos de evaluación de la recarga y se ha hecho especial énfasis en el estudio de la capacidad de almacenamiento del acuífero (se aplicaron técnicas de prospección geofísica con objeto de determinar la estructura y el volumen de las formaciones permeables y se ha analizado el sistema poroso de la matriz). De igual modo, se han analizado las repercusiones de la explotación intensiva del agua subterránea en: el funcionamiento de los manantiales, la evolución de la piezometría y de las características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas.

- El tercer, y último, objetivo consiste en presentar una contribución que pueda ser útil para evitar que los problemas de explotación intensiva, que por el momento están localizados, se extiendan de forma generalizada al resto de acuíferos carbonáticos del ámbito mediterráneo. En este sentido se han aplicado y contrastado distintos indicadores de sostenibilidad del uso del agua subterránea con los que, a partir de datos de fácil medida, se persigue obtener información del estado cuantitativo y cualitativo de los recursos hídricos subterráneos de un acuífero, así como de tendencias y/o impactos provocados por el incremento de la explotación. Su aplicación a otros acuíferos permitirá detectar con la antelación suficiente los síntomas de la explotación intensiva de las aguas subterráneas.

## **1.6 MÉTODOS DE TRABAJO**

El estudio de acuíferos carbonáticos suele ser complejo. Para conseguir resultados satisfactorios es imprescindible el empleo de distintas técnicas, a ser posible independientes entre sí, que permitan obtener resultados contrastados y coherentes.

Algunas de las técnicas empleadas en esta investigación se describen con detalle en los capítulos correspondientes. Se exponen a continuación, de forma resumida, los métodos utilizados agrupados según el esquema clásico de métodos de campo, de laboratorio y de gabinete.

### **1.6.1 MÉTODOS DE CAMPO**

El intenso y prolongado trabajo de campo ha permitido desarrollar las siguientes tareas:

#### *Reconocimiento geológico de zonas de especial interés.*

La información básica utilizada corresponde a la cartografía geológica de la serie MAGNA, hojas 1/50.000 nº 1005 (Osuna) y 1006 (Benamejí). Esta cartografía ha sido modificada mediante el reconocimiento detallado de los sectores más interesantes desde el punto de vista hidrogeológico, en especial en la hoja de Benamejí.

Se han realizado nuevos cortes geológicos, que modifican los disponibles en la cartografía previa, al incluir resultados de distintas campañas geofísicas y las columnas litológicas de sondeos de investigación realizados por el IGME. Asimismo, el estudio de dos sondeos de testigo continuo, realizados en el marco de esta investigación, ha permitido mejorar el conocimiento de los rasgos estratigráficos de la formación Camarena, en la Sierra de Estepa.

#### *Seguimiento hidrogeológico de los sondeos de investigación*

Se han identificado un total de 1384 m de columna litológica, correspondiente a la realización de 5 sondeos de investigación perforados durante el transcurso del presente trabajo y se han dirigido e interpretado dos ensayos de bombeo de larga duración.

#### *Campañas de prospección geofísica*

Con el objetivo de mejorar el conocimiento de la geometría y la estructura de los materiales jurásicos y del espesor del epikarst en las zonas preferenciales de recarga, el autor de esta Memoria ha diseñado, dirigido e interpretado tres campañas de prospección geofísica, con un total de 48 sondeos electromagnéticos en el dominio de los tiempos y 6 perfiles de sísmica de refracción.

#### *Inventario de puntos de agua*

Se ha realizado una exhaustiva revisión del inventario de puntos de agua del IGME, lo que ha permitido ampliarlo sensiblemente. Gracias a esta labor, se dispone de información de 128 puntos de agua relacionados con los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa.

#### *Control de la precipitación, la piezometría y la hidrometría*

Con una periodicidad mensual se ha procedido a la recogida de datos y al mantenimiento de la estación termopluviométrica instalada por el IGME en el alto de Becerrero.

Se ha establecido una red de control piezométrico e hidrométrico del acuífero, en la que se incluyen 15 piezómetros y 4 manantiales, respectivamente, que han sido visitados mensualmente. Los puntos de control han sido nivelados mediante un equipo GPS, modelo Leica-Wild 900, de precisión centimétrica, con el que se han establecido las coordenadas, en proyección UTM (Huso 30), y la cota topográfica de cada punto.

Esta red ha variado ligeramente durante el periodo de investigación, debido a la construcción de nuevos piezómetros y a que el control de algunos puntos ha tenido que ser interrumpido por diferentes problemas operativos.

El escaso periodo de funcionamiento de los manantiales de la Sierra de Estepa, que se mantuvieron inactivos la mayor parte del tiempo, ha impendido realizar todas las medidas deseables. Los aforos fueron realizados con un micromolinetete modelo OTT C31. En el manantial del Ojo de Gilena, donde se cuenta con un vertedero rectangular prefabricado y un limnógrafo de tipo codificador angular, modelo OTT SE 200, se han registrado los únicos dos periodos en los que este ha estado activo durante el transcurso de la investigación.

#### *Instalación y control de sensores de control piezométrico y temperatura*

Se han instalado tres sensores de nivel piezométrico y de control de la temperatura de la marca OTT en cuatro piezómetros realizados por el IGME. Dos sensores son del modelo Orpheus-Mini y uno del Orpheus. Ambos consisten en una sonda manométrica de cerámica que incorpora un sensor de temperatura, que está unida, mediante la unidad de comunicación, al recolector de datos ubicado en la superficie del terreno. La unidad de transmisión incorpora varios cables, reforzados con Kevlar, que permiten la transmisión de datos y de corriente eléctrica. A su vez el cable de la sonda manométrica está provisto de capilares que compensan la presión y de un cartucho desecante. El recolector de datos, que incorpora la fuente de alimentación eléctrica, cuenta con 4 MB de capacidad, lo que permite almacenar unos 500.000 registros. La transmisión de datos desde el recolector se puede realizar con cable de conexión USB y con un puerto de inflarajos. La recogida de datos de estos sensores y su control y mantenimiento se ha realizado mensualmente.

### Registros de conductividad eléctrica y temperatura en sondeos

Se han realizado un total de 30 de conductividad eléctrica y temperatura del agua en 8 piezómetros y 3 sondeos que no estaban instalados con equipos de impulsión.

Para la realización de este tipo de registros se han utilizado tres modelos distintos de sonda portátil, debido a las innumerables averías de las mismas, en especial de las dos que se utilizaron en principio, ambas de la marca SEBA, con 300 y 200 m de longitud, respectivamente. La primera se utilizó desde el año 2003 hasta mediados del 2004. En esa fecha se decidió desecharla por las reiteradas averías. Esta sonda se reemplazó por otra de la misma marca pero que disponía de 200 m de cable, que presentó los mismos problemas. Posteriormente, a partir de agosto de 2005, se utilizó otra nueva sonda, en este caso de la marca WTW, de 100 m de longitud, que no presentó averías, pero que limitó la profundidad de investigación.

### Toma de muestras

Se han tomado 135 muestras de agua subterránea y 58 de agua de precipitación. Las muestras de aguas de lluvia recogidas en los dos pluviómetros instalados en el cerro de Becerrero y en el Cortijo de la Algaidilla, respectivamente, se almacenaban en botellas de polietileno de doble tapón con capacidad de 250, 500 y 1000 ml, según la cantidad disponible, sin burbujas de aire y al resguardo de la luz. Al día siguiente de su toma eran enviadas al laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España, en Tres Cantos (Madrid).

De igual forma se procedió con las muestras de agua subterránea, que en este caso eran almacenadas en botellas de 1000 ml de capacidad. Coincidiendo con la toma de agua se han medido, in situ, la conductividad eléctrica, la temperatura y el pH del agua, mediante un conductivímetro y un pHmetro, ambos de la marca WTW y equipados con sondas integradas de temperatura. La precisión de estos equipos es de 1  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , 0,1  $^{\circ}\text{C}$  y 0,001 unidades de pH, respectivamente.

## 1.6.2 MÉTODOS DE LABORATORIO

El trabajo ha consistido esencialmente en el análisis químico de las muestras de agua recogidas en el campo. Los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Aguas del Instituto Geológico y Minero de España en Madrid.

## 1.6.3 MÉTODOS DE GABINETE

### Recopilación y revisión bibliográfica

Se ha consultado la bibliografía publicada sobre Geología, Hidrogeología, Climatología, Edafología, usos del suelo, etc, de la Sierra de Estepa, así como un buen número de informes inéditos realizados por organismos públicos (IGME, CHG, COPT, Universidades, Ayuntamientos, etc) y particulares. De igual modo, se procedió a recopilar datos históricos de caudal, niveles piezométricos, análisis químicos, ensayos de bombeo, columnas litológicas de sondeos, etc.

### Análisis de los datos meteorológicos

Los datos meteorológicos tratados han sido facilitados por el Instituto Nacional de Meteorología y por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Consisten en valores de precipitación diaria y mensual y de temperatura máxima y mínima diaria y media mensual del aire, de las estaciones situadas en el área de estudio y en sectores cercanos. También se ha elaborado la información suministrada por la estación termopluviométrica instalada por el IGME en el año 2001 en la cumbre de Becerrero.

### Análisis de datos hidrodinámicos e hidroquímicos

Se ha realizado un análisis, tanto en el dominio espacial como temporal de los datos hidrométricos, piezométricos e hidroquímicos.

### Organización de una base de datos

La información histórica recopilada, procedente de Organismos públicos, Ayuntamientos y particulares, más la generada con motivo de esta investigación, ha sido contrastada y volcada en la Base de Datos AGUAS del IGME. Esta información incluye: datos meteorológicos, inventario de puntos de agua, columnas litológicas, series de caudales y de niveles piezométricos, análisis químicos, caudales de explotación y ensayos de bombeo.

La cartografía geológica, que ha sido digitalizada para su tratamiento en un sistema de información geográfica, permite disponer de toda la información antes indicada de forma georreferenciada.

### Tratamiento de la información.

Toda la información obtenida ha sido analizada e interpretada. Se ha reinterpretado la estructura y la geometría de los acuíferos, mediante la recopilación y análisis de toda la información geofísica disponible y de los sondeos mecánicos de investigación. Se ha procedido a la corrección, tratamiento y completado de datos meteorológicos; análisis e interpretación de series temporales y espaciales de datos piezométricos, hidrométricos, e hidroquímicos y a la reinterpretación de todos los ensayos de bombeo disponibles. Además, se ha evaluado la recarga del acuífero mediante métodos hidrológicos e hidroquímicos y mediante el método APLIS.

### Elaboración de la Memoria final.

Una síntesis de toda la información que acaba de ser citada se ha reflejado en la presente Memoria.

## **ANÁLISIS HIDROMETEOROLÓGICO**



## 2 ANÁLISIS HIDROMETEOROLÓGICO

### 2.1 INTRODUCCIÓN

Se aborda en este capítulo el análisis de los datos meteorológicos de la zona de investigación, con objeto de cuantificar los principales componentes del ciclo hidrológico (Precipitación, la Evapotranspiración y la Escorrentía) y, en la medida de lo posible, establecer su variabilidad espacial y temporal.

Entre los objetivos principales de esta investigación está el de evaluar los recursos hídricos de la zona investigada, y en especial la recarga de los acuíferos de la Sierra de Estepa.

En los estudios hidrogeológicos de acuíferos carbonáticos que se encuentran en estado natural, una parte importante de la información experimental se obtiene a partir del control sistemático de las salidas del sistema, cuando las condiciones del acuífero lo permiten. Se aprovecha el hecho de que, en este tipo de acuíferos, la descarga se suele concentrar en pocos puntos bien localizados. De esta forma, el tratamiento independiente de los datos foronómicos y de los datos procedentes de la información hidrometeorológica, cuando se dispone de series suficientes de datos, proporciona una buena evaluación de la recarga del sistema.

En los acuíferos sometidos a un uso intensivo del agua subterránea, la descarga se produce por bombeo, mientras que las descargas por manantiales y hacia los ríos se reducen e incluso pueden llegar a anularse. Es frecuente que el elevado número de puntos de extracción dificulte la medida del caudal total de bombeo, por lo que en estos casos es necesario evaluar la recarga con métodos indirectos; los métodos basados en la variación de la piezometría, los balances hidrometeorológicos de agua en el suelo y los métodos que requieren de datos químicos e isotópicos son los más utilizados (Lerner *et al.*, 1990; Sharma, 1990; Custodio, 1998; Samper, 1998; Sanford, 2002).

En los capítulos 6 y 7 se estudian las salidas por bombeo y la evolución espacial y temporal de la piezometría de cada uno de los acuíferos investigados, y en el capítulo 5 se analizan los resultados que se obtiene en la evaluación de la recarga mediante el análisis de la información hidrometeorológica tratada en este capítulo.

La información meteorológica procede de las bases de datos del Instituto Nacional de Meteorología (INM), de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) y del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Corresponde a los valores diarios y mensuales de precipitación y a los valores máximos y mínimos diarios y medios mensuales de la temperatura del aire, en los observatorios más próximos al área de estudio.

Las series de datos proporcionadas estaban sin restituir. Variables como la temperatura tienen una gran continuidad espacial y temporal y no presentan importantes problemas a la hora de estimar valores para completar series. Sin embargo, la precipitación es un proceso discontinuo, tanto en el tiempo como en el espacio, por lo que su estimación es más complicada.

Existen numerosos métodos para estimar los valores inexistentes en las series incompletas de datos de precipitación y temperatura (Creutin y Obled, 1982) y por ese motivo, y de acuerdo con Vanderlinden (2002), sería necesario que la institución que se encarga de la recopilación y distribución de los datos meteorológicos fuera la que completara las distintas series con un mismo método, bien documentado, y en el que se identifiquen los valores que han sido estimados. Esta práctica proporcionaría la necesaria normalización metodológica, además de que permitiría comparar los resultados finales que se generaran a partir de los datos meteorológicos utilizados por diferentes usuarios y colectivos.

## **2.2 CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA DISTRIBUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN Y LA TEMPERATURA**

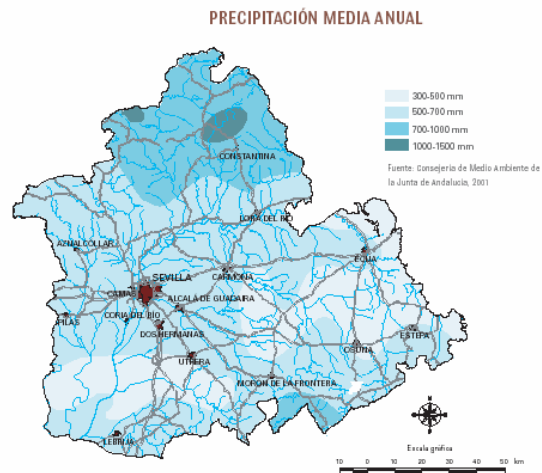
Andalucía se encuentra en el área de transición entre climas de latitudes medias y tropicales, con una fuerte influencia del régimen mediterráneo. Los intercambios de masas de aire entre los dominios de las altas y las bajas latitudes dan lugar a que el balance de radiación esté prácticamente equilibrado. Además de ser una zona de tránsito, la circulación atmosférica genera situaciones meteorológicas muy diferentes en las estaciones de invierno y verano.

Durante el estío, el desplazamiento hacia el norte del cinturón de altas presiones subtropical da lugar a que la región quede en el radio de influencia de la célula de altas presiones, conocido como anticiclón de las Azores. Por tanto, el flujo circumpolar del oeste queda muy desplazado hacia el norte, lo que produce una situación meteorológica estable, con escasas precipitaciones y altas temperaturas. Durante el resto del año, el cinturón subtropical de altas presiones se desplaza hacia el sur, por lo que alternan situaciones de estabilidad e inestabilidad, como consecuencia de la entrada de masas de distinta procedencia: tropicales, polares e incluso árticas (Pita, 2003).

Además de estos aspectos termodinámicos, ligados al modo de actuación de la circulación atmosférica en esta parte del planeta, la orientación y la altitud de los relieves proporciona una influencia adicional, pero de menor importancia, en las características climáticas de la región: las zonas más elevadas son más lluviosas y presentan temperaturas más bajas, hecho que se refleja con mucha claridad en los mapas pluviométricos y termométricos de la región (INM, 1983; CHG, 1995; Vanderlinden, 2002; Durán, 2003).

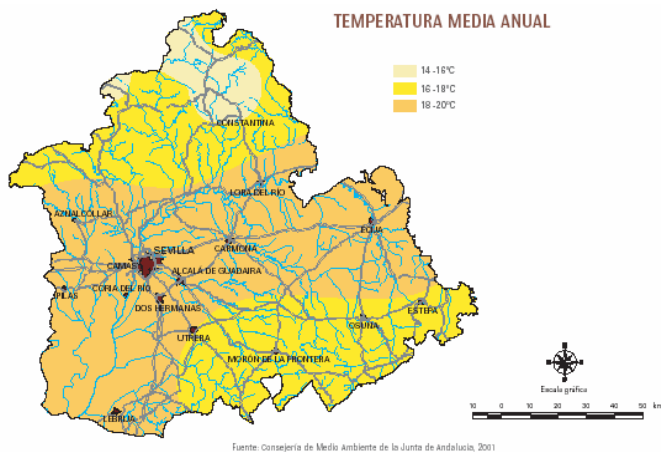
Junto a la altitud, la orientación de los relieves y la distancia al Atlántico ejercen un apreciable control de la temperatura y de la precipitación. La estructura de la Cordillera Bética, en la que se encuentra la zona de investigación, con sus principales relieves orientados en sentido SO-NE y el importante pasillo de igual orientación que alberga el valle del Guadalquivir, favorece la entrada de los vientos del oeste y del suroeste, predominantes entre octubre y junio, que llegan cargados de humedad tras su periplo oceánico y que aportan la práctica totalidad de las precipitaciones que se registran en la región. Esta disposición del relieve permite distinguir claramente en Andalucía los dominios atlántico y mediterráneo. La Sierra de Estepa pertenece al primero de éstos; sin embargo, su posición, a sotavento de importantes relieves que interceptan las perturbaciones frontales que penetran a través del Golfo de Cádiz (Sierras de Grazalema, Serranía de Ronda, etc), obstaculiza la llegada de aportes pluviométricos importantes e incluso ocasiona el que se genere el efecto Föhn, que se manifiesta en la escasa precipitación media anual, del orden de 500 mm/año (Fig. 2.1).

Uno de los rasgos fundamentales de la precipitación en la zona de dominio Atlántico es la acusada ausencia de precipitaciones en el estío, que representa menos del 5 % de la precipitación anual, y el predominio de las lluvias invernales frente a las producidas en las estaciones equinocciales (Pita, 2001; García-Barrón, 2002; Pita, 2003).



**Figura 2.1.** Precipitación media anual en la provincia de Sevilla

Otras cuestiones que se analizan con más detalle en este capítulo corresponden a la notable irregularidad interanual de la precipitación, a la existencia de ciclos en los que se suceden varios años con precipitaciones inferiores a la media y al escaso número de días de lluvia a lo largo del año.



**Figura 2.2.** Temperatura media anual en la provincia de Sevilla

En cuanto a la temperatura, hay que destacar que en buena parte del valle del Guadalquivir se superan las 2800 horas de sol al año; este aspecto, unido al elevado ángulo de incidencia de los rayos solares, determina altos valores de recepción de radiación solar, que superan los  $5 \text{ kW/h/m}^2$  (Pita, 2003).

La temperatura media anual de la zona de investigación, comprendida entre  $16$  y  $18 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 2.2), se obtiene de la media de temperaturas diurnas y nocturnas, e implica temperaturas diarias muy elevadas, sobre todo en julio, mes en el que se superan frecuentemente los  $35 \text{ }^\circ\text{C}$  y en el que incluso las máximas diarias pueden llegar a rebasar los  $40 \text{ }^\circ\text{C}$ .

## 2.3 PRECIPITACIÓN

### 2.3.1 ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS. DATOS DISPONIBLES

En el entorno más inmediato al área investigada existen 8 observatorios pluviométricos, de los que siete pertenecen a la CHG y uno al IGME. En los primeros se realiza una medida diaria de precipitación, mientras que en el último se dispone de un pluviógrafo digital, que registra la precipitación en continuo. En la Tabla 2.1 se resumen los datos de cada estación (código, denominación, coordenadas y periodo de registro), mientras que en la Figura 2.3 se representa su situación. Sólo los observatorios de Gilena, Estepa y Becerrero están situados sobre los macizos calcáreos; las demás estaciones están situadas en las poblaciones asentadas en los bordes de la Sierra.

Código Estación	Denominación	X (UTM)	Y (UTM)	Cota (m s.n.m.)	Periodo de registro hasta 2006	Nº de años completos
5612°	Lora de Estepa	338137	4126765	450	1986-2006	13
5611I	La Roda (C.A)	340684	4118174	410	1977-2006	21
5614	Casariche (C.A)	343970	4129060	293	1969-2006	37
5639	Estepa	333375	4128953	604	1969-2004	41
5635	Gilena	330080	4124398	464	1977-2006	27
5636	Aguadulce	323434	4124839	265	1969-2006	29
S/N	Becerrero	334650	4126821	841	2001-2006	5

Tabla 2.1. Estaciones pluviométricas utilizadas

En la región investigada, hay 20 estaciones por cada 1000 km<sup>2</sup>, densidad muy superior a la recomendada por la Organización Meteorológica Mundial; sin embargo, la información disponible de cada una de ellas es muy desigual, como se comentará posteriormente.

Para calcular el error en la estimación de los aportes hídricos, Llamas (Llamas, 1990) propuso la siguiente ecuación:

$$N = (100 \times C_v / p)^2$$

donde N es el número de pluviómetros, C<sub>v</sub> el coeficiente de variación de la precipitación media en el conjunto de estaciones y p (en tanto por ciento) es la precisión o porcentaje de error de la estimación de cálculo de las aportaciones. En este caso resulta un 11 %, que resulta ligeramente alto en un estudio estas características.

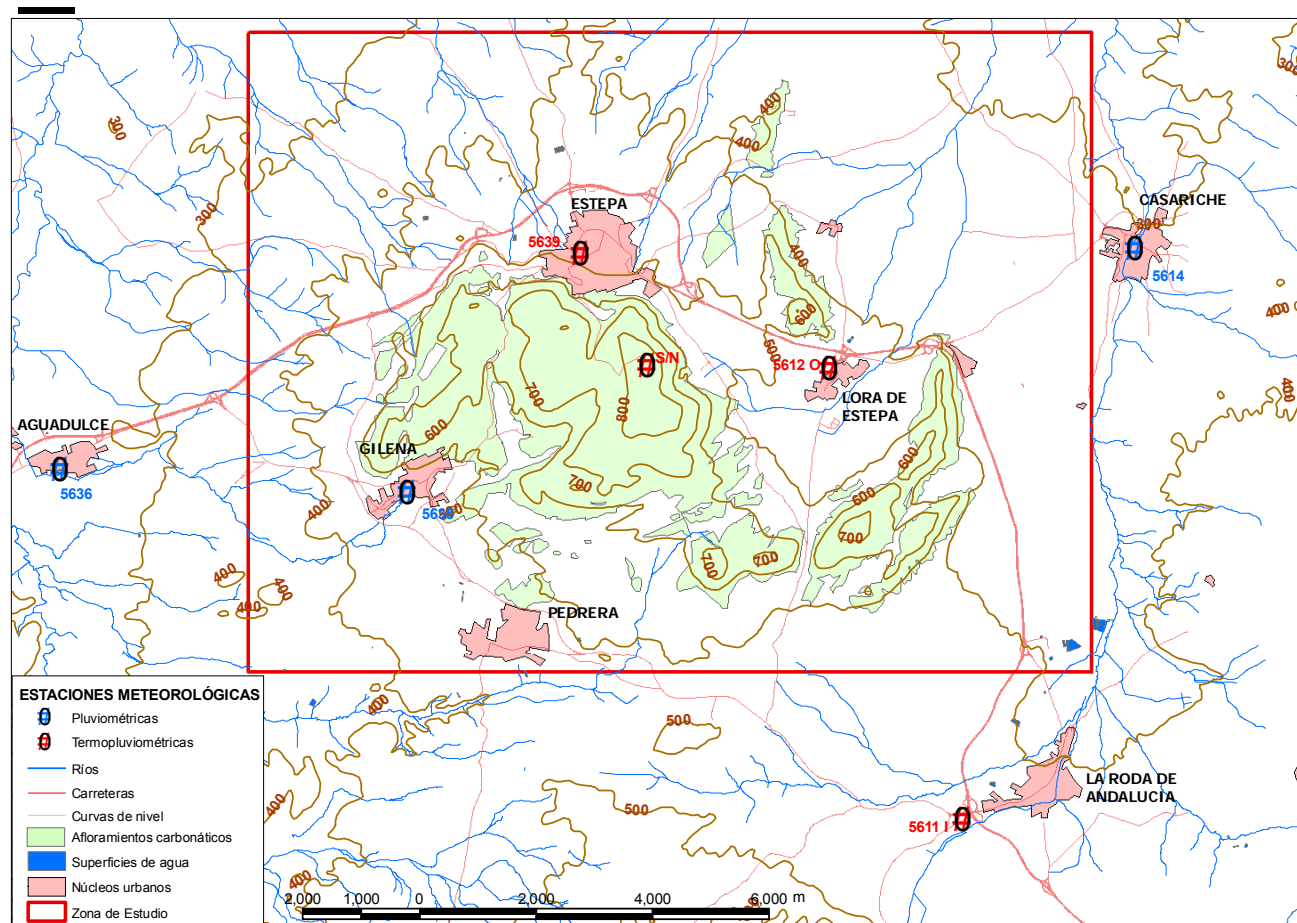


Figura 2.3. Situación de las estaciones meteorológicas

La distribución espacial de los observatorios es relativamente uniforme y el rango altitudinal está comprendido entre 265 m s.n.m. (observatorio de Aguadulce) y 841 m s.n.m (observatorio del alto de Becerrero). Sin embargo, en el observatorio situado a mayor cota, la serie de datos temporal es corta, al haber sido instalado en 2001. Este hecho tiene especial relevancia en la evaluación de la recarga procedente de la infiltración directa del agua de lluvia, puesto que, en los sectores más elevados, será necesario extrapolar los resultados que provienen de la información meteorológica adquirida a menor altitud, con la consecuente acumulación de error.

La duración y la calidad de las series de datos pluviométricos y el año en que comienza el registro son muy diferentes. Con el fin de disponer de una cobertura espacio-temporal homogénea, que permita conocer la distribución de la precipitación en la zona investigada y su relación con las series de registro piezométrico e hidrométrico disponibles, se ha elegido como periodo de análisis el comprendido entre 1976 y 2006.

Para no desestimar la información pluviométrica de los periodos comprendidos entre enero y septiembre de 1976 y entre septiembre y diciembre de 2006, periodos en los que se dispone de valiosa información piezométrica, hidrométrica e hidroquímica de los acuíferos investigados, se ha adoptado el criterio de utilizar la información pluviométrica agrupada en años civiles en lugar de ordenar los datos según lo que clásicamente se denomina “año hidrológico” o “año hídrico”. De esta forma, el cálculo de los valores medios anuales y el análisis de la evolución temporal de la pluviometría fue realizado con la información pluviométrica correspondiente al periodo comprendido entre el 1 de enero de 1976 y el 31 de diciembre de 2006.

### 2.3.2 TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Analizadas las series disponibles de datos mensuales de precipitación, y definido el periodo a tratar, se procedió a realizar el contraste, la corrección, el completado y la restitución de la información pluviométrica. A partir de estas series de datos mensuales se calcularon los valores anuales, a los que se aplicaron los métodos de ajuste de funciones de distribución a partir de los que se definieron los años tipo.

Con la información meteorológica que proporcionan los observatorios de Estepa (5639), Lora de Estepa (5612O) y Becerrero (S/N), ubicados en zonas de especial interés para la evaluación de la recarga en los distintos acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, se han realizado balances diarios de agua en el suelo. La realización de este tipo de balances requiere de series continuas de observaciones meteorológicas diarias, por lo que en estos casos se completaron las series diarias y, mediante la agrupación de estos datos, se generaron las series de datos mensuales y anuales. En el observatorio de Lora de Estepa (5612O) tan sólo se dispone de información pluviométrica desde el año 1986, mientras que el pluviógrafo de Becerrero está operativo desde mediados del año 2001.

En el caso del completado de datos diarios de las estaciones de Estepa (5639) y Lora de Estepa (5612O) (en el observatorio de Becerrero se dispone del registro continuo) se realizaron gráficos de dispersión entre estas estaciones y el resto. En estos gráficos se representan los valores de precipitación diaria que coinciden en fecha entre los observatorios que se relacionan y se calculan las rectas de regresión y los coeficientes de correlación correspondientes.

En el resto de series pluviométricas tratadas, el completado de valores mensuales de precipitación se realizó de igual forma.

### 2.3.3 PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL Y AÑOS TIPO

Los datos de pluviometría anual completados y depurados, así como los estadísticos descriptivos de las series, se muestran en la Tabla 2.2. En esta tabla se han destacado en **negrita** los valores de precipitación anual en los que ha sido necesario completar más de dos meses. El promedio de la precipitación media anual de los 7 observatorios estudiados es de 500 mm/año. Los valores extremos son los de La Roda de Andalucía (448 mm/año) y los del observatorio de Estepa (548 mm/año).



Año	Aguadulce 5636	Casariche 5614	Estepa 5639	Gilena 5635	Roda 5611I	Lora 5612O	Bece. S/N
1976	687,8	628,2	788,0	726,2	614,8		
1977	536,7	551,8	603,7	509,7	477,2		
1978	503,0	474,0	621,5	487,5	527,4		
1979	580,0	622,8	806,1	622,0	670,1		
1980	332,5	313,9	400,4	357,0	336,6		
1981	288,7	329,9	451,1	578,2	366,5		
1982	516,5	484,2	689,1	557,5	548,1		
1983	366,0	400,0	474,6	411,0	420,1		
1984	392,0	447,9	607,0	471,4	494,5		
1985	402,0	366,0	525,4	463,3	296,6		
1986	423,5	338,3	525,4	453,1	422,7	452,7	
1987	640,5	644,3	728,8	679,2	574,2	605,9	
1988	380,6	487,1	501,6	489,0	418,2	486,7	
1989	763,6	652,1	824,7	725,2	721,7	713,5	
1990	354,7	401,4	486,2	449,2	332,0	350,6	
1991	480,5	466,1	535,4	520,2	145,3	522,5	
1992	399,6	332,8	295,8	403,2	357,8	333,3	
1993	348,5	310,1	417,4	402,1	398,8	398,9	
1994	393,6	360,9	369,5	396,4	341,0	389,7	
1995	444,8	359,1	397,2	373,2	198,3	228,8	
1996	935,6	844,4	946,1	872,6	539,6	961,5	
1997	736,8	689,8	727,0	712,3	703,3	695,6	
1998	331,4	331,5	369,0	353,7	322,7	370,7	
1999	437,7	352,3	426,6	430,5	393,6	410,7	
2000	588,1	536,7	578,1	566,1	491,3	579,3	
2001	564,0	541,2	667,1	602,7	585,5	675,9	
2002	505,4	394,7	467,4	424,5	402,0	496,3	529,1
2003	630,4	546,6	663,8	640,0	715,0	667,6	765,5
2004	451,0	376,2	421,8	463,0	374,3	450,6	526,7
2005	272,2	266,2	266,5	334,0	276,2	386,0	339,9
2006	544,2	388,8	397,7	497,0	433,2	519,7	511,4
<b>Media</b>	491,4	459,3	547,7	515,2	448,3	509,4	534,5
<b>Desviación estándar</b>	152,1	137,4	166,8	130,7	146,4	167,5	151,5
<b>Coef. Variación</b>	0,31	0,30	0,30	0,25	0,33	0,33	0,28
<b>Mediana</b>	451,0	401,4	525,4	487,5	420,1	486,7	526,7
<b>Mín</b>	272,2	266,2	266,5	334,0	145,3	228,8	339,9
<b>Máx</b>	935,6	844,4	946,1	872,6	721,7	961,5	765,5
<b>Coef. Asimetría</b>	1,00	0,92	0,51	0,89	0,21	0,90	0,59

**Tabla 2.2.** Series pluviométricas anuales completadas y corregidas (mm/año) y estadísticos descriptivos (media, desviación estándar, mediana, máximo y mínimo, en mm/año, del periodo 1976-2006).

Año	Aguadulce 5636	Casariche 5614	Estepa 5639	Gilena 5635	Roda 5611I	Lora 5612O
Año seco	387,0	363,9	462,1	427,4	349,5	398,6
Año medio	491,4	459,3	547,7	515,2	448,3	509,4
Año húmedo	589,2	554,5	664,3	603,6	542,9	620,9
Año más seco	2005 / 272	2005 / 266	2005 / 267	2005 / 334	1991 / 145	1995 / 229
Año tipo seco	1980 / 332	1980 / 314	1994 / 370	1995 / 373	1985 / 297	1990 / 351
Año tipo medio	1991 / 480	1991 / 446	1991 / 535	1991 / 520	2006 / 433	2006 / 520
Año tipo húmedo	1987 / 640	1979 / 623	1982 / 689	2003 / 640	2001 / 586	2001 / 676
Año más húmedo	1996 / 936	1996 / 844	1996 / 946	1996 / 875	1989 / 722	1996 / 962

**Tabla 2.3.** Pluviometría de los años tipo del periodo 1976-2006 (Precipitación en mm/año).

Las desviaciones estándar y los coeficientes de variación son altos, como corresponde a una variable como la precipitación. El hecho de que los valores obtenidos sean muy similares en los siete observatorios considerados parece sugerir que la información pluviométrica es homogénea en el área investigada. De hecho, el análisis de los datos diarios de precipitación permite observar que las lluvias que se producen en el área investigada quedan registradas con una intensidad parecida en todos los pluviómetros.

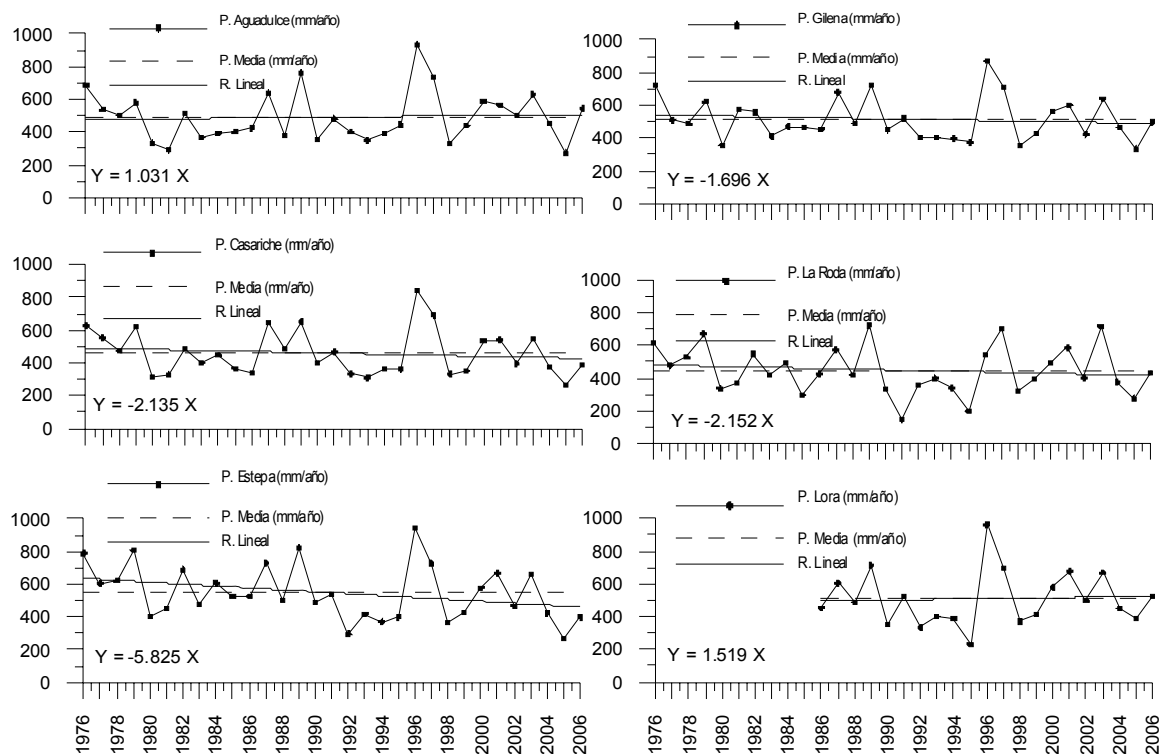
Los coeficientes de asimetría son elevados, con excepción de los que se obtienen a partir de las series de los observatorios de Estepa, Gilena y Becerrero. Estas últimas series, en las que el coeficiente se aproxima más a cero, son más simétricas. Por otro lado, el signo positivo implica que todas las series están desplazadas hacia la derecha, hacia valores más altos que el valor medio correspondiente.

Para determinar los años tipo se ha procedido al ajuste de los datos de cada estación mediante una ley de distribución normal. Se consideran como años húmedos los que presentan una lluvia anual de probabilidad comprendida entre el 0,75 y 1 de la curva de ajuste normal. Los años secos serán los de probabilidad comprendida entre 0,25 y 0. Una vez diferenciados años húmedos y secos, se comprobaron los años en los que la precipitación se aproxima más a estos valores característicos y se identificaron los años en los que se produjeron los valores anuales de precipitación extremos. Esta información se resume en la Tabla 2.3.

#### 2.3.4 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL

La evolución de la precipitación anual registrada en los observatorios pluviométricos seleccionados en la zona de investigación está representada en la Figura 2.4.

En la Figura 2.4 se indica el valor medio de precipitación anual medido en cada observatorio con una línea discontinua paralela al eje de abscisas, aspecto que permite comprobar una notable semejanza entre los datos de todas las estaciones y cierta ciclicidad entre periodos húmedos y secos.



**Figura 2.4.** Precipitaciones anuales (mm/año) medidas en seis observatorios de la Sierra de Estepa durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006.

Asimismo, se han añadido las rectas de ajuste obtenidas por regresión lineal y el valor de su pendiente. En los observatorios de Aguadulce y Lora de Estepa las pendientes de las rectas son positivas, al contrario que en el resto. Con la información disponible no se puede confirmar una disminución generalizada de la precipitación en el tiempo. En este sentido, deben ser destacados distintos trabajos de índole regional, en los que se analizan las principales series pluviométricas del sur y del suroeste peninsular, con las que se ha podido confirmar una disminución generalizada de la precipitación en primavera, compensada con un incremento de la precipitación distribuida en el resto de las estaciones del año (Raso, 1996; García-Barrón, 2002), .

Para analizar variabilidad interanual de la precipitación y la duración e intensidad de los ciclos secos y húmedos, se ha calculado el SPI (Mckee *et al.*, 1993), acrónimo inglés del Índice de Precipitación Estandarizado, que está definido por la siguiente expresión.

$$SPI = \frac{(X_i - MX)}{S}$$

donde:

*SPI* = índice de precipitación estandarizado

$X_i$  = precipitación anual

*MX* = media de la precipitación anual del periodo analizado

*S* = desviación típica o estándar de la serie de precipitación anual del periodo 1976-2006

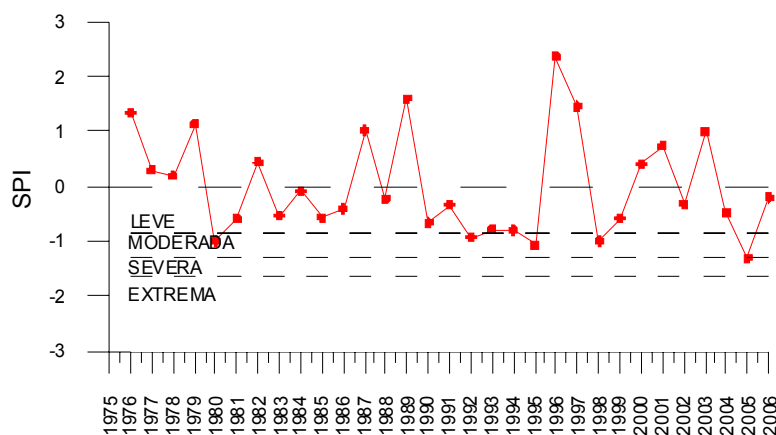
La intensidad de los periodos secos o húmedos está definida por los valores de SPI que se facilitan en la Tabla 2.4, acompañados de las probabilidades de ocurrencia que se indican, según la gradación establecida por Agnew y Chappell (1999).

Categoría	Valor SPI	Probabilidad de ocurrencia en 60 años
Extremadamente húmedo	1,65 o mayor	< 5 % de los años
Muy húmedo	1,28 a 1,65	< 10% de los años
Moderadamente húmedo	0,84 a 1,28	< 20% de los años
Ligeramente húmedo	0,84 a 0	< 30% de los años
Ligeramente seco	0 a -0,84	< 30% de los años
Sequía moderada	-0,84 a -1,28	< 20% de los años
Sequía severa	-1,28 a -1,65	< 10% de los años
Sequía extrema	menor de -1,65	< 5 % de los años

**Tabla 2.4.** Intensidad y probabilidad de ocurrencia de sequías meteorológicas o de periodos húmedos en función del valor del SPI (Agnew y Chappell, 1999).

Según la citada clasificación, un periodo seco se inicia cuando el valor del SPI o el acumulado de varios años es negativo e inferior a -0,84 y termina cuando retorna el valor positivo. De igual forma, la intensidad y gravedad de un periodo seco o húmedo corresponde a la suma de los SPI de cada uno de los años que lo integran.

En la Figura 2.5 se muestra la evolución del SPI anual medio del periodo 1976 a 2006, calculado con los datos de los seis observatorios cuyas series se representan en la Figura 2.4. De este gráfico destacan: i) la elevada variabilidad interanual de la precipitación, con aparición de situaciones extremas tanto positivas como negativas ii) una mayor frecuencia de años con SPI negativo (19) que de años con SPI positivo (12), y iii) las frecuentes situaciones deficitarias de considerable longitud. Los periodos secos tienden a agruparse en periodos largos, frente a los periodos húmedos, que constituyen cortos intervalos pero de alta intensidad.



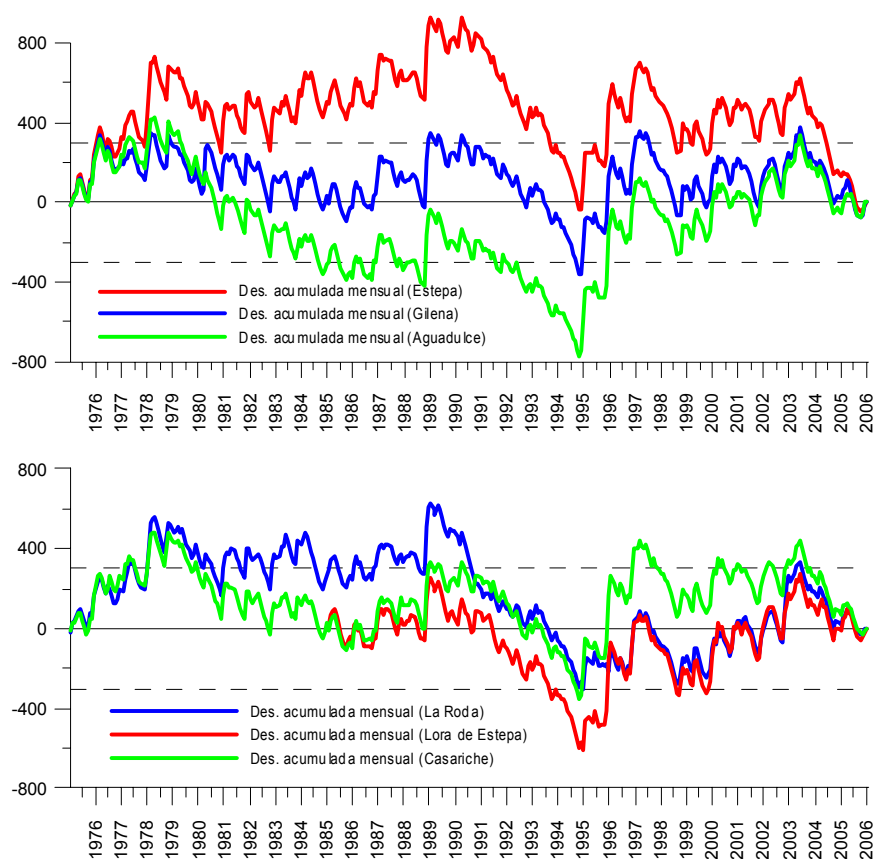
**Figura 2.5.** Evolución del índice SPI anual medio de seis observatorios de la Sierra de Estepa, durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006

Los periodos de SPI negativo de más de un año de duración se producen en 1980-81, 1983-1986, 1990-1995, 1998-99, 2004-06. Las sequías de 1990-95 y de 2004-2006 tienen unos SPI acumulados de -4,6 y -2, respectivamente, que superan de forma amplia el umbral establecido a las sequías extremas (<-1.65). Los SPI acumulados del resto de periodos suman valores mínimos de -1.60, por lo que se pueden clasificar como periodos de sequías severas, según la clasificación de Agnew y Chappell.

Las desviaciones acumuladas de la precipitación mensual respecto a la media en todos los observatorios estudiados, con excepción del de Becerrero, debido a la corta longitud de la serie de datos disponible, se pueden observar en la Figura 2.6. En la parte superior se han representado las gráficas correspondientes a las estaciones situadas a barlovento de la Sierra de Estepa (Aguadulce, Gilena y Estepa) y en la inferior las situadas a sotavento (Lora de Estepa, Casariche y La Roda de Andalucía).

El análisis de este tipo de gráficas es de especial interés, debido a la marcada relación que existe entre la desviación de la precipitación mensual con respecto a la media y la evolución piezométrica de los acuíferos carbonáticos de no muy grandes dimensiones (Lambán, 1998; Martos-Rosillo, 2005).

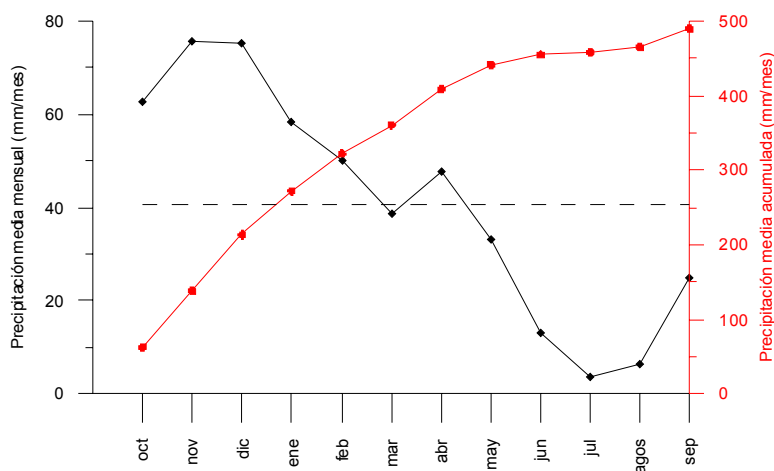
En la Figura 2.6 se comprueba que, con excepción de la serie generada con los datos del observatorio de Estepa, en el resto existen hasta 8 tendencias, limitadas por 3 valores mínimos (años 1986, 1995 y 1999) y 4 máximos (años 1979, 1989, 1998 y 2004). Entre los primeros destaca el mínimo de 1995, ocurrido tras 6 años consecutivos de precipitaciones por debajo de la media, mientras que el valor acumulado más desplazado respecto a la media se mide en marzo de 1991, en el observatorio de Estepa, si bien destaca el importante incremento de la precipitación acumulada que se registra entre los años 1996 y 1997, como consecuencia de que en el primero de estos dos años se registró la precipitación anual máxima de todo el periodo tratado (ver Tabla 2.3). En el caso de Estepa, se producen las mismas tendencias, pero con el mínimo de 1986 desplazado a 1981.



**Figura 2.6.** Desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media (mm/mes) en seis observatorios de la Sierra de Estepa durante el periodo comprendido entre 1976 y 2006.

En la gráfica superior de la Figura 2.6, que agrupa a las estaciones situadas a barlovento de la Sierra de Estepa, se observan mayores diferencias entre las tres curvas representadas. Entre estos observatorios existe un rango altitudinal máximo de 339 m. Este hecho, unido a cierto “efecto barrera” provocado por la Sierra de Becerrero, parece ser el causante de estas diferencias. El rango altitudinal entre los observatorios situados a sotavento es menor (157 m), al igual que las diferencias entre las curvas de desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media.

Respecto a la distribución de precipitaciones medias mensuales a lo largo del año (Figura 2.7), destaca la reducida pluviosidad que se registra durante el estío, con menos del 5 % de la precipitación anual, que es máxima durante el invierno, cuando se registra un 37 % del total anual.



**Figura 2.7.** Precipitación media mensual y acumulada mensual, durante el periodo 1976-2006, calculada con los valores medios mensuales de los observatorios pluviométricos estudiados.

Las máximas precipitaciones medias mensuales corresponden a los meses de noviembre (75,6 mm) y diciembre (75,3 mm). El mínimo de precipitación ocurre en julio, con una precipitación media de 3,5 mm/mes. En los meses de marzo, mayo, junio, julio, agosto y septiembre la precipitación mensual es inferior a la media (40,8 mm), mientras en el resto es superior (Fig. 2.7).

### 2.3.5 INTENSIDAD DIARIA

En este apartado se presentan los resultados del tratamiento de los datos de precipitación diaria, del periodo 1976-2006, de las 7 estaciones consideradas. Una serie completa de ese periodo dispondría de 11315 registros.

	La Roda	Lora	Casariche	Gilena	Aguadulce	Estepa	Becerrero
	5611I	5612O	(C.A.) 5614	5635	5636	5639	S/N
<b>N (número de datos)</b>	9675	7242	6441	6779	10653	9131	1936
<b>Media (mm/día)</b>	1,3	1,5	1,3	1,5	1,3	1,6	1,6
<b>Desviación estándar (mm/día)</b>	4,8	5,2	4,7	5,2	4,9	5,4	5,2
<b>Máx (mm/día)</b>	78,0	87,2	69,6	81,0	82,3	98,7	84,2
<b>Media en los días de lluvia (mm/día)</b>	8,4	10,3	7,4	9,1	8,4	8,8	7,3
<b>Nº Días lluvia por año</b>	57,2	51,4	64,0	61,2	56,9	65,5	78,1
<b>Nº Días con P &gt; 2 mm/día por año</b>	41,4	44,2	42,8	46,3	41,3	47,8	50,0
<b>Nº Días con P &gt; 10 mm/día por año</b>	16,5	18,9	16,0	19,6	16,3	20,3	19,1
<b>Nº Días con P &gt; 20 mm/día por año</b>	5,5	6,7	5,7	6,1	5,7	7,2	5,7

**Tabla 2.5.** Estadísticos descriptivos de las series de precipitación diaria de las estaciones pluviométricas tratadas.

Un rasgo importante que se deduce del análisis de la tabla anterior consiste en que la pluviometría total que se registra en la zona investigada corresponde a un número reducido de días de lluvia, que en general se sitúa por debajo del 20 % de días del año. El número medio de días de lluvia por año es de 60, si bien está comprendido entre 51 (Casariche) y 78 (Becerrero).

La intensidad media de las precipitaciones diarias, resultante de dividir la precipitación total registrada por el número total de días con lluvia, está comprendida entre 7,3 mm/día (Becerrero) y 10,3 mm/día (Lora de Estepa).



El número medio de días por año, en los que la intensidad de la precipitación es mayor de 2 mm/año, es de 44,8 y está comprendido entre un máximo de 50, en la estación de Becerrero, y un mínimo de 41,3, en la de Aguadulce. Si se consideran precipitaciones diarias más intensas de 10 y de 20 mm/día el número medio se reduce a 18,1 y 6,1 días, respectivamente.

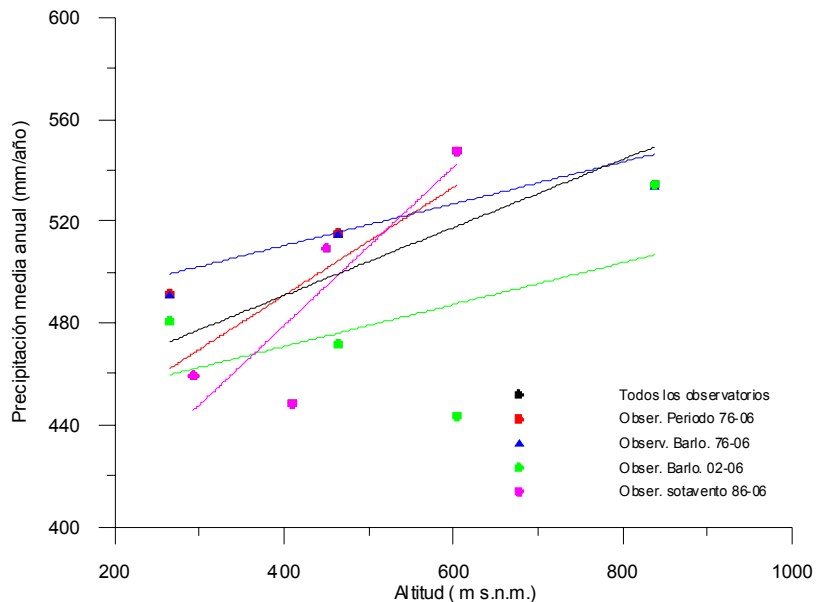
La intensidad de precipitación máxima diaria en el periodo considerado fue de 98,7 mm/día, medidos en el observatorio de Estepa, seguida de 87,2 mm/día, en el de Lora de Estepa.

Estos resultados indican que son poco numerosos los eventos lluviosos de relativa importancia a lo largo del año, cuestión de especial importancia en el proceso de recarga de los acuíferos carbonáticos en el ámbito mediterráneo. En este sentido, el control detallado del acuífero de Ventós-Castelar ha permitido a (Andreu *et al.*, 2006) concluir que el número de eventos lluviosos que producen recarga es muy reducido (menos de tres eventos por año) y que estos eventos consisten en aguaceros con precipitaciones acumuladas de 20 a 40 mm en varios días, que tienen desigual incidencia en el ascenso de la piezometría, según el estado de saturación del suelo antes del aguacero. Este hecho evidencia la importancia que tiene en la recarga de estos acuíferos el número de días en los que se reparte el total pluviométrico anual, la intensidad de la lluvia y el estado de saturación de suelo.

### 2.3.6 RELACIÓN PLUVIOMETRÍA/ALTITUD

La precipitación anual media de los observatorios estudiados está comprendida entre 448 mm/año, medidos en La Roda de Andalucía, y 548 mm/año de Estepa, lo que pone de manifiesto que las diferencias existentes entre las estaciones consideradas son relativamente pequeñas. El rango de variación se reduce aún más cuando sólo se consideran los observatorios ubicados sobre o entre los afloramientos de materiales carbonáticos de la Sierra de Estepa; en ese caso, la precipitación media anual queda comprendida entre 509 mm/año (Lora de Estepa) y 548 mm/año (Estepa).

El gradiente pluviométrico ha sido determinado por correlación lineal entre la altitud a la que se encuentran los observatorios y la precipitación media anual. Se han calculado los gradientes con las precipitaciones medias anuales de: todos los observatorios, de los observatorios que disponían de registros durante el periodo 1976 a 2006, de los situados a barlovento de la sierra y con registros en el periodo 1976-2006, de los situados a barlovento con registro de 2002 a 2006 y de las estaciones situadas a sotavento de la sierra. Los gradientes pluviométricos, los ajustes y los coeficientes de correlación resultantes se indican en la Tabla 2.6 y en la Figura 2.8.



**Figura 2.8.** Gradientes pluviométricos (valores anuales) en relación a la altitud.

Las diferentes y reducidas pendientes que resultan en las distintas rectas de regresión calculadas son indicativas de la escasa repercusión que en el total pluviométrico anual tienen las modestas elevaciones de la Sierra de Estepa.

Los gradientes resultantes están comprendidos entre 8 y 31 mm/100 m, si bien es el de 21 mm/100 m el más representativo de los calculados.

	rP/Altitud	Gradiente (mm/100 m de altitud)
<b>Todos los observatorios</b>	0,50	13
<b>Observatorios con registro en 1976-2006</b>	0,51	21
<b>Observatorios a barlovento con registro en 1976-2006</b>	0,65	8
<b>Observatorios a barlovento con registro en 2002-2006</b>	0,27	8
<b>Observatorios a sotavento</b>	0,75	31

**Tabla 2.6.** Gradientes pluviométricos calculados en distintos supuestos.

### 2.3.7 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

Los mapas de isoyetas de los años tipo se presentan en las Figuras 2.9, 2.10 y 2.11. Para el trazado de las isoyetas se empleó el método de interpolación, mediante krigeado por defecto (semivariograma lineal); con el programa SURFER 7.0. (Golden Software, 1999).

Los datos utilizados para la elaboración de mapas de isoyetas fueron la posición espacial y la precipitación anual de los años tipo en cada uno de los observatorios, y la situación espacial y precipitación calculada, con un gradiente altitudinal de 21 mm/100 m, en los principales vértices topográficos.

Al considerar los datos de precipitación registrados en el año seco (Fig. 2.9), se comprueba que la superficie de la Sierra de Estepa está situada entre las isoyetas de 420 y 500 mm/año, aunque la mayor parte de la superficie de estos relieves se encuentra entre las isoyetas de 460 y 500 mm/año. En el año medio (Fig. 2.10), toda la superficie recibe una precipitación comprendida entre 540 y 600 mm/año. Por último, en el año húmedo (Fig. 2.11), es la isoyeta de 640 mm/año la que envuelve la práctica totalidad de la superficie de la Sierra de Estepa, con máximos en el sector central, superiores a 700 mm/año..

La orientación de la Sierra de Estepa respecto a la dirección dominante de avance de los frentes lluviosos ejerce un leve control sobre la distribución de la precipitación; las isoyetas presentan formas ovaladas, con máxima elongación en sentido NO-SE. Obviamente, este efecto pantalla se acentúa al considerar el gradiente altitudinal en la interpolación de estas líneas; sin embargo, las formas ovaladas de las isoyetas se mantenían en las interpolaciones en las que no se aplicaban los gradientes altitudinales.

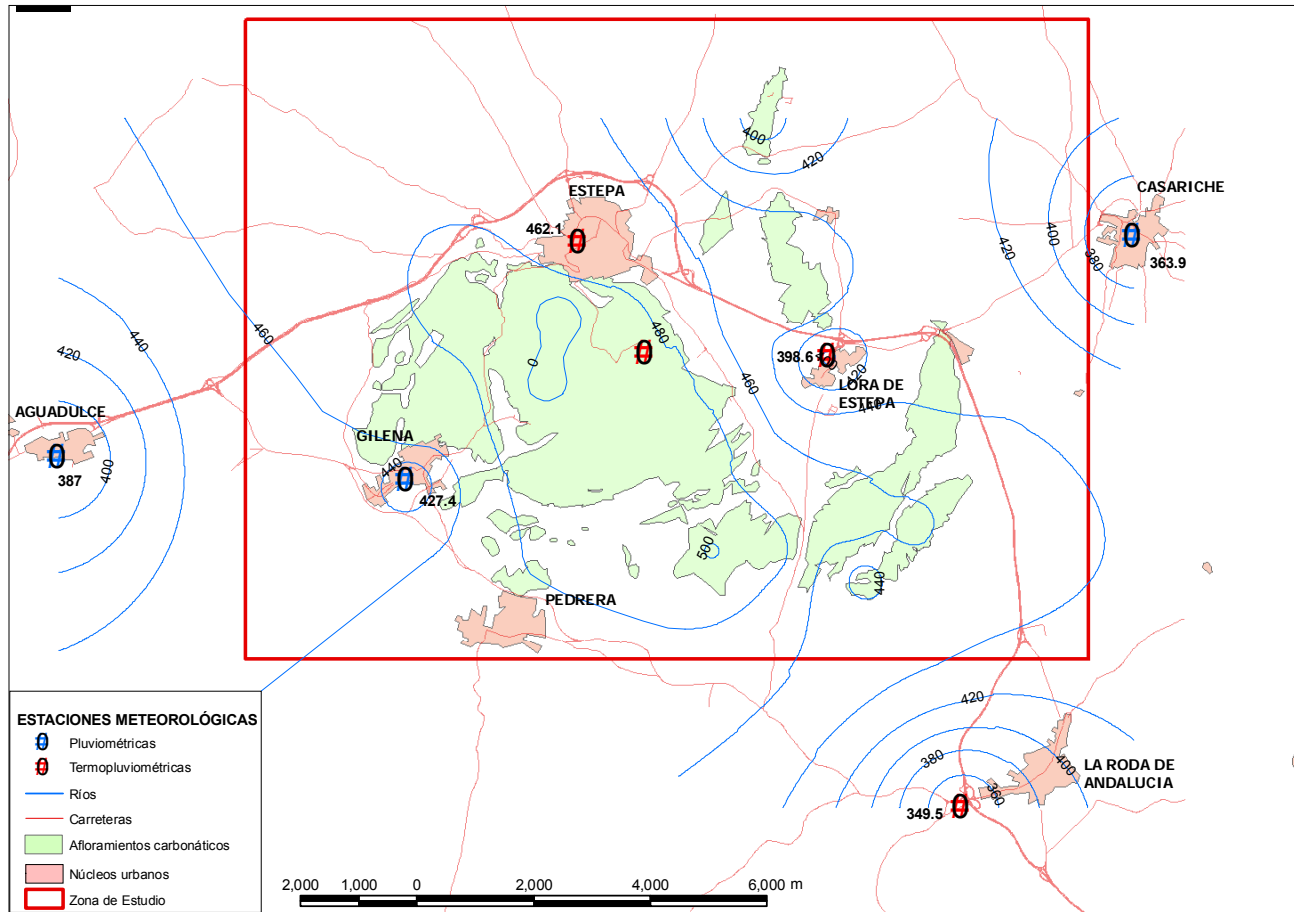


Figura 2.9. Mapa de isoyetas (mm/año) del año seco (Periodo 1976-2006)

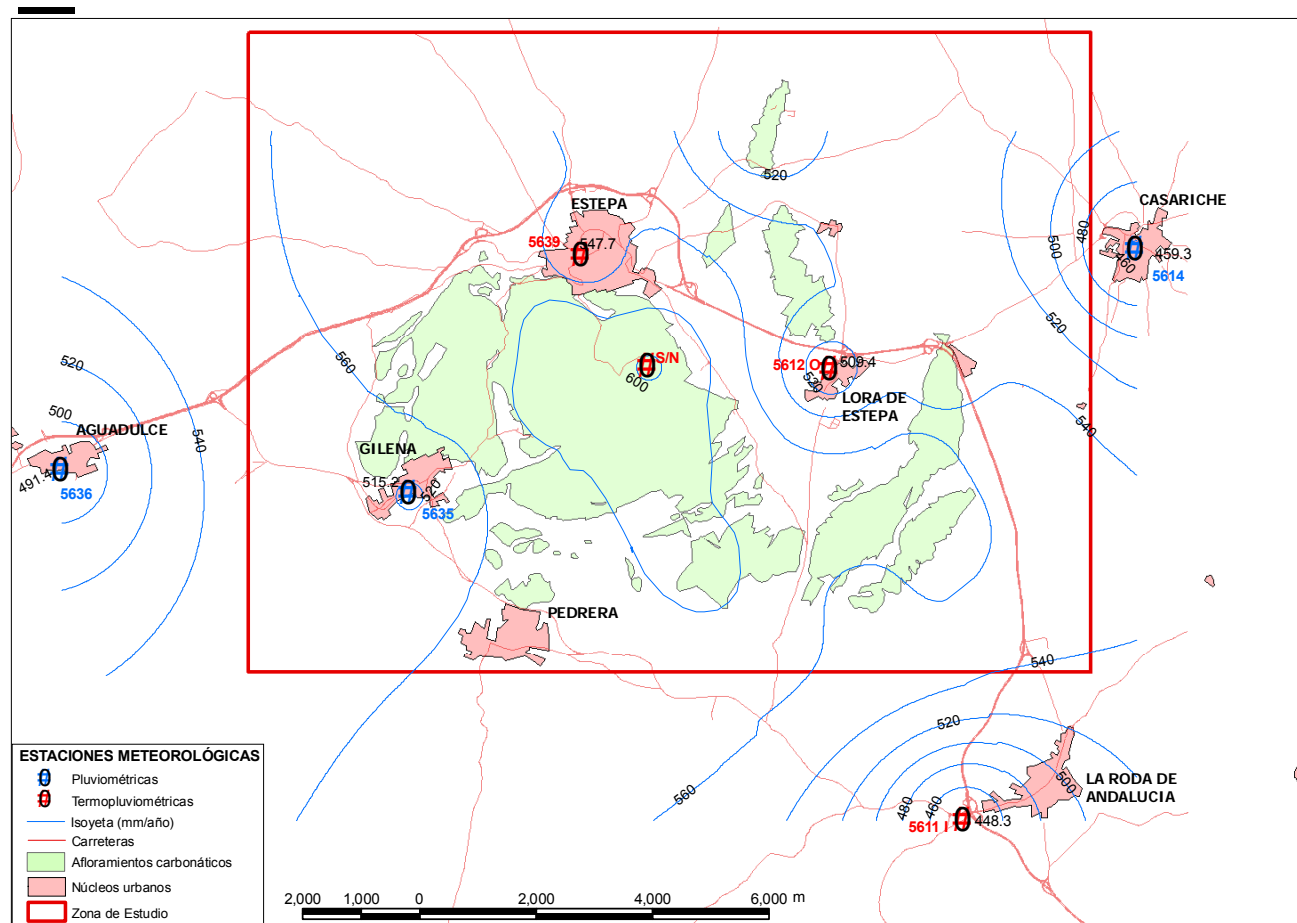
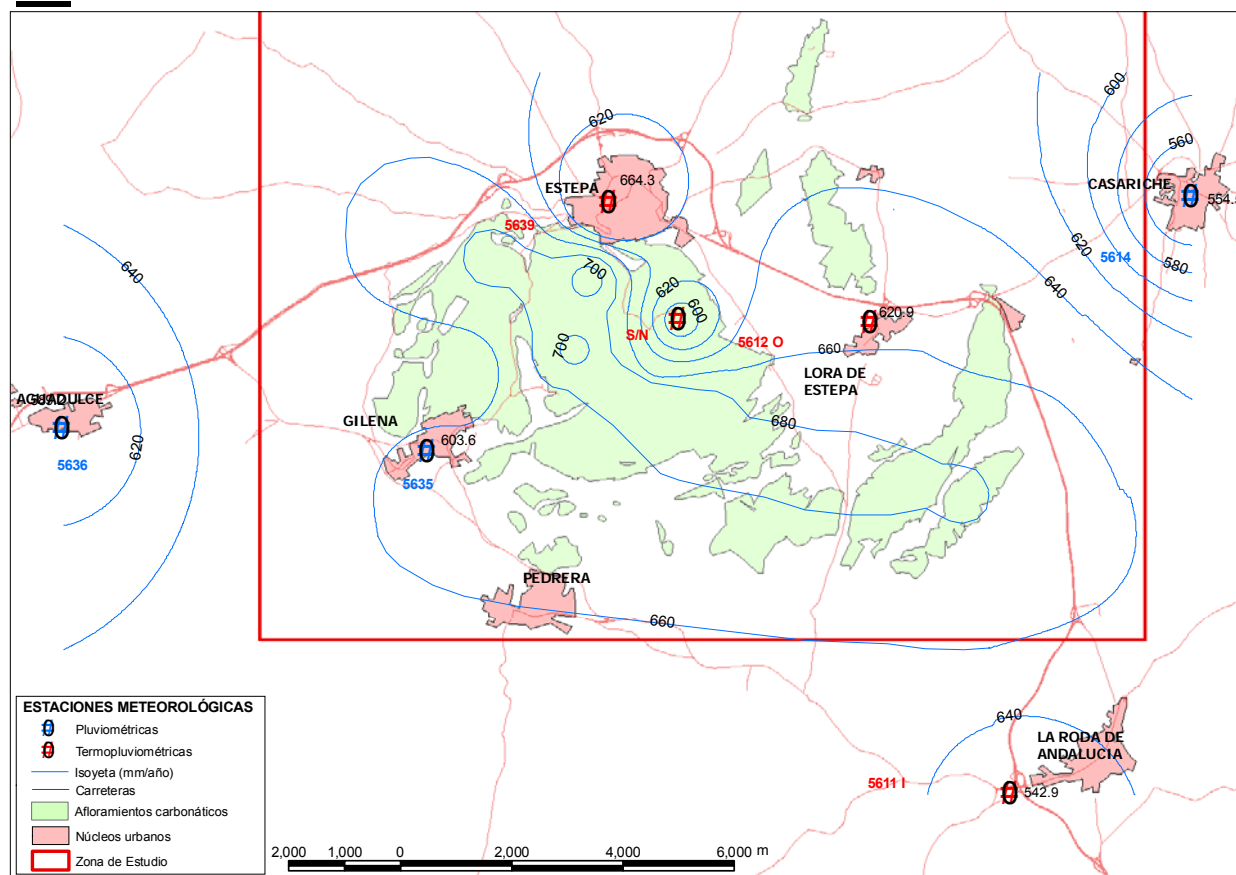


Figura 2.10. Mapa de isoyetas (mm/año) del año medio (Periodo 1976-2006)



**Figura 2.11.** Mapa de isoyetas (mm/año) del año húmedo (Periodo 1976-2006)

## 2.4 TEMPERATURA DEL AIRE

### 2.4.1 ESTACIONES TERMOMÉTRICAS. DATOS DISPONIBLES

Las estaciones meteorológicas en las que se dispone de datos de temperatura del aire son escasas en la zona de estudio y, además, sus series temporales son cortas e incompletas. En la Tabla 2.7 se resumen los datos de los observatorios termométricos disponibles (código, denominación, coordenadas y periodo de registro). La situación de éstos puede observarse en la Figura 2.3.

Código Estación	Denominación	X (UTM)	Y (UTM)	Cota (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años completos
5612 O	Lora de Estepa	338137	4126765	450	1986-2006	11
5611 I	La Roda	340684	4118174	410	1977-2006	21
5639	Estepa	333375	4128953	604	1993-2004	4
S/N	Becerro	334650	4126821	841	2001-2006	5

**Tabla 2.7.** Estaciones termométricas utilizadas

En las tres primeras estaciones, controladas por la CHG, se registran datos de temperatura máxima y mínima diaria, mientras que en la estación de Becerrero, perteneciente al IGME, se realiza un registro automático de la temperatura del aire cada hora.

En esta investigación, el principal objetivo del tratamiento de los datos de temperatura es el de calcular la evapotranspiración potencial, para realizar balances de agua en el suelo, con los que calcular la esorrentía, en sectores en los que se dispone de información piezométrica e hidroquímica. Por este motivo, y pese a la exigua longitud de algunas de las series, se ha creído conveniente no desestimar los datos de temperatura disponibles y proceder al completado de series, aprovechando la comprobada continuidad espacial y temporal de la temperatura del aire, que además es muy homogénea en la región investigada (Vanderlinden, 2002; García-Barrón y Pita, 2003).

Debe ser destacado el especial énfasis puesto en el uso de los datos diarios de temperatura máxima y mínima de los observatorios más próximos a los acuíferos, no sólo por ser necesarios para generar series continuas de evapotranspiración potencial, sino porque, como señalan García-Barrón y Pita (2003), los datos de temperatura máxima y mínima diaria son magnitudes observadas, mientras que las series de datos mensuales y anuales, que se tratan de forma convencional, están constituidas inevitablemente por datos calculados por distintos procedimientos y en todo caso distintos de los datos medidos directamente.

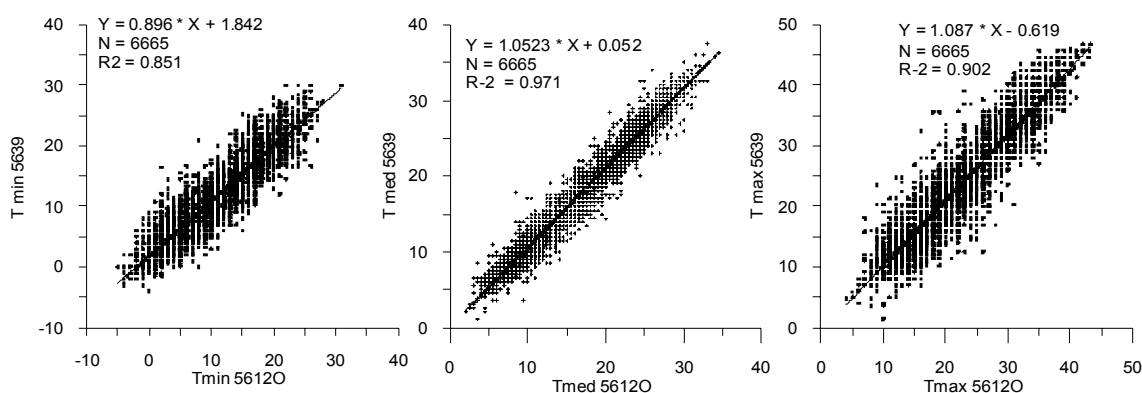
Entre los observatorios de mayor relevancia, por su situación con respecto a los afloramientos permeables de los acuíferos investigados; destacan los de Estepa y Becerrero, ambos ubicados sobre los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Becerrero. El primero está situado a una cota de 604 m s.n.m., altitud que es muy similar a la de la cota media de los afloramientos calcáreos de este acuífero (609 s.n.m.). El segundo, el observatorio de Becerrero, está muy próximo a la cúspide de la Sierra de Becerrero, a 841 m s.n.m, y, pese a su corta antigüedad, permite verificar las diferencias de temperatura que existen entre la zona más alta de la Sierra de Estepa y sus alrededores. De igual forma, el observatorio de Lora de Estepa se sitúa entre los afloramientos carbonáticos que orlan por el este a la Sierra de Becerrero (las sierras de Mingo, Hacho de Lora, Águilas- Guinchón y Pleites), a una cota de 450 m s.n.m., ligeramente inferior que la cota media de los afloramientos calcáreos que dan lugar a estas elevaciones (515 s.n.m.).

#### 2.4.2 TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Se ha utilizado la regresión lineal para completar las series de datos, tanto de los valores medios mensuales como de los máximos y mínimos diarios, procediendo de igual modo que en el caso de la precipitación. Hay que destacar que en el observatorio de Becerrero, después de su calibración definitiva a finales de 2001, se dispone de un registro completo en el que no falta ningún dato.



Por el contrario, se generaron por el método ya citado de completar las series, los datos que faltaban de temperatura diaria máxima y mínima del aire de los observatorios de Estepa y Lora de Estepa y los de temperatura media mensual del observatorio de La Roda de Andalucía. Las series de datos de temperatura diaria consideradas son de distinta longitud. En el observatorio de Estepa se ha tratado el periodo comprendido entre 1978 y 2006 y en el de Lora de Estepa el comprendido entre 1986 y 2006. Fue necesario prolongar sensiblemente la serie de temperaturas máximas y mínimas diarias del observatorio de Estepa. Los datos ausentes se han generado, fundamentalmente, a partir de datos disponibles de los observatorios de Lora de Estepa y de La Roda de Andalucía. En cualquier caso, los coeficientes de correlación de las rectas de regresión utilizadas para restituir datos que faltaban siempre superan el valor de 0,85. En la Figura 2.12 se muestran las rectas de regresión calculadas con los 3332 pares de valores coincidentes de temperatura máxima, mínima y media diaria, entre los observatorios de Estepa (5639) y Lora de Estepa (5312O). Estos gráficos muestran la buena correlación que se obtiene al comparar los datos de temperaturas diarias de los observatorios ubicados en la zona investigada. De hecho, García-Barrón y Pita (2003) comprobaron, en el ámbito que abarca las provincias de Badajoz, Huelva, Sevilla y Córdoba, que las modificaciones de las situaciones meteorológicas repercuten simultáneamente y con similar intensidad, lo que también se manifiesta en que la evolución diaria resultar ser similar, lo que, a su vez, permite obtener una buena correlación entre los datos de temperatura de esta región.



**Figura 2.12.** Gráficos de dispersión de datos diarios de temperatura entre las estaciones de Estepa (5369) y Lora de Estepa (5612O)

### 2.4.3 TEMPERATURA MEDIA ANUAL

Las series de temperatura media anual completadas y depuradas se muestran en la Tabla 2.8. Los valores que aparecen en negrita corresponden a aquellos años en los que ha sido necesario completar más de dos meses.

Año	Estepa 5639	La Roda 56111	Lora de Estepa 56120	Becerrero S/N
1978	<b>16,69</b>	16,2		
1979	<b>16,68</b>	16,02		
1980	<b>17,52</b>	16,63		
1981	<b>18,1</b>	17,51		
1982	<b>17,09</b>	16,83		
1983	<b>17,39</b>	17,27		
1984	<b>16,51</b>	16,52		
1985	<b>17,47</b>	<b>15,86</b>		
1986	<b>18,33</b>	14,98	17,34	
1987	<b>18,09</b>	15,53	<b>17,11</b>	
1988	<b>17,76</b>	15,39	16,79	
1989	<b>18,8</b>	16,36	17,76	
1990	<b>18,24</b>	<b>15,86</b>	<b>17,25</b>	
1991	<b>17,4</b>	<b>15,22</b>	16,43	
1992	<b>17,37</b>	15,16	16,48	
1993	16,95	14,37	15,91	
1994	17,76	15,48	16,47	
1995	18,23	16,46	17,21	
1996	16,7	16,03	16,08	
1997	17,71	16,38	16,98	
1998	17,64	16,08	16,74	
1999	17,44	15,89	16,5	
2000	17,7	16,39	16,69	
2001	18,12	16,36	17,29	
2002	17,91	15,69	16,91	15,59
2003	18,23	15,48	17,07	15,72
2004	<b>17,88</b>	16,04	16,87	15,69
2005	<b>17,75</b>	<b>18,55</b>	16,72	16,02
2006	<b>18,36</b>	<b>18,91</b>	17,33	16,33

<b>Media</b>	<b>17,65</b>	<b>16,19</b>	<b>16,85</b>	<b>15,87</b>
<b>Desviación estándar</b>	<b>0,58</b>	<b>0,97</b>	<b>0,45</b>	<b>0,30</b>
<b>Mediana</b>	<b>17,73</b>	<b>16,04</b>	<b>16,87</b>	<b>15,72</b>
<b>Min</b>	<b>16,51</b>	<b>14,37</b>	<b>15,91</b>	<b>15,59</b>
<b>Max</b>	<b>18,80</b>	<b>18,91</b>	<b>17,76</b>	<b>16,33</b>

**Tabla 2. 8.** Series de temperatura media anual (°C) completadas y corregidas y estadísticos de posición (media, desviación estándar, mediana, mínimo y máximo en los distintos periodos considerados).

Los principales estadísticos descriptivos de los datos de temperatura máxima, mínima y media diaria de los observatorios termo-pluviométricos de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero se resumen en la Tabla 2.9, en la que se comprueba que la temperatura media diaria es de 17,6, 16,9 y 15,9 °C. Por otra parte, destaca la homogeneidad de los datos recopilados en los tres observatorios. La dispersión de las medidas alrededor del valor medio, definida por la desviación estándar y por el coeficiente de variación, es muy parecida. De igual modo, destacan los máximos diarios históricos, que han superado, en el observatorio de Estepa, los 46 °C, y los mínimos diarios, que, pese a no ser tan extremos (el mínimo histórico es de -9,3 °C registrado en el alto de Becerrero), evidencian una notable amplitud térmica.

	Estepa			Lora de Estepa			Becerrero		
	T máx	T med	T mín	T máx	T med	T mín	T máx	T med	T mín
<b>Media</b>	11,32	17,57	22,86	11,38	16,89	22,34	10,62	15,88	21,14
<b>Desviación est.</b>	5,95	7,08	8,86	6,23	6,81	7,95	6,08	7,44	9,09
<b>Coef. Variación</b>	0,53	0,40	0,39	0,55	0,40	0,36	0,57	0,47	0,53
<b>Mediana</b>	10,76	16,50	21,85	11,00	16,00	21,22	10,10	15,00	19,70
<b>Mín</b>	-5,80	-0,23	-0,62	-6,00	-1,50	0,00	-9,30	-4,55	0,20
<b>Máx</b>	30,00	37,50	46,84	30,89	34,50	43,25	28,50	34,85	42,90
<b>Coef. Asimetría</b>	0,23	0,28	0,30	0,08	0,23	0,26	0,14	0,20	0,20

**Tabla 2.9.** Estadísticos descriptivos de las temperaturas máximas, medias y mínimas diarias (°C).

Los valores más bajos del promedio de las temperaturas, tanto máximas como mínimas, se registran en el observatorio de Becerrero (21,1 y 10,6 °C), como consecuencia de la mayor altitud a la que está ubicado. Sin embargo, los valores más altos se miden en el observatorio de Estepa (22,9 y 11,3 °C), situado a mayor cota que el de Lora de Estepa, hecho que ya fue puesto de manifiesto en estudios anteriores (Martos-Rosillo, 2005; IGME, 2006a).

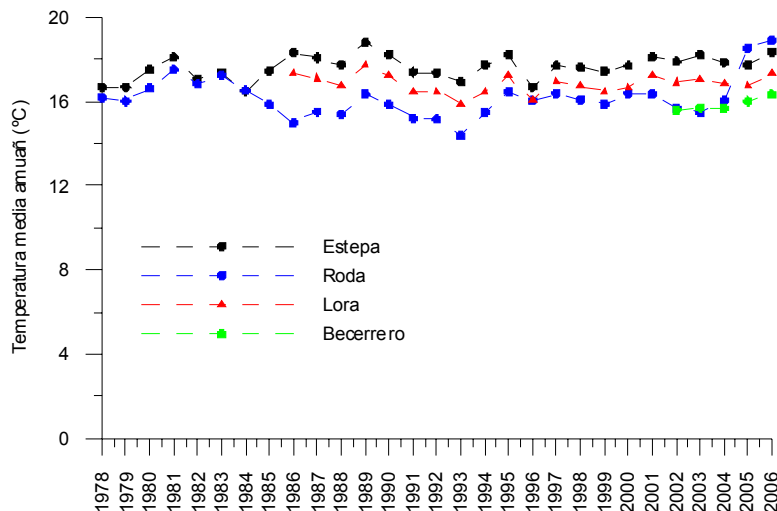
Es también destacable el hecho de que es menor la desviación estándar de las temperaturas mínimas que de las máximas, cuestión que suele atribuirse a la menor variabilidad térmica que se produce por las noches, cuando se registran los valores mínimos, frente a la mayor variabilidad que provoca la nubosidad en la radiación solar durante el día, periodo en el que se registran los valores máximos.

Debe subrayarse que los coeficientes de asimetría tienen en general valores bajos (ninguno es mayor de 0,3) y son de signo positivo, lo que indica un desplazamiento preferente de las temperaturas hacia valores superiores a su promedio.

El gradiente térmico que resulta de considerar la altitud y la temperatura media anual de las estaciones más próximas al acuífero de la Sierra de Estepa (Estepa, Lora de Estepa y Becerrero) es de  $-0.29\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Este valor es menor que el obtenido por otros autores en distintas zonas de Andalucía, como Cruz-Sanjulián (Cruz-Sanjulián, 1976) en la Cuenca Sur de España ( $-0,42/100\text{ m }^{\circ}\text{C}$ ), García-López (García-López, 1996) en la Sierra de Gador ( $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), Castillo (Castillo, 1989) en la Depresión del Guadalquivir ( $-0,46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) o Moral (Moral, 2005) en la Sierra de Segura ( $-0,46^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ).

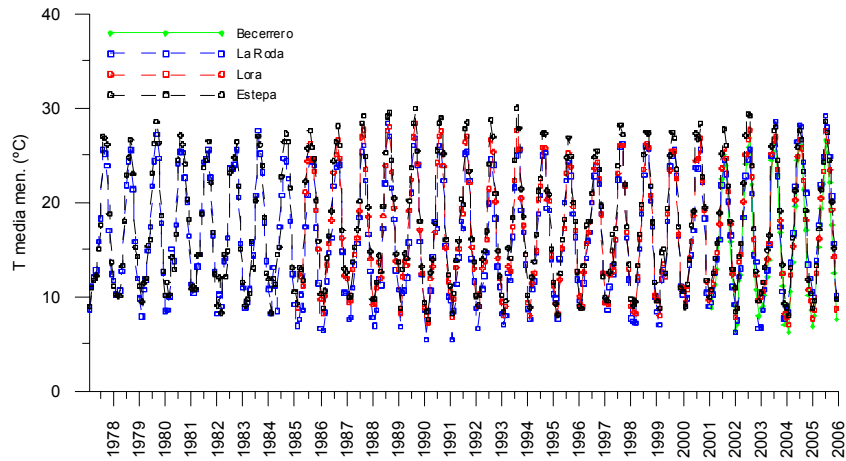
#### 2.4.4 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL

La evolución de la temperatura media anual de los observatorios termométricos disponibles en la zona de investigación se representa en la Figura 2.13.



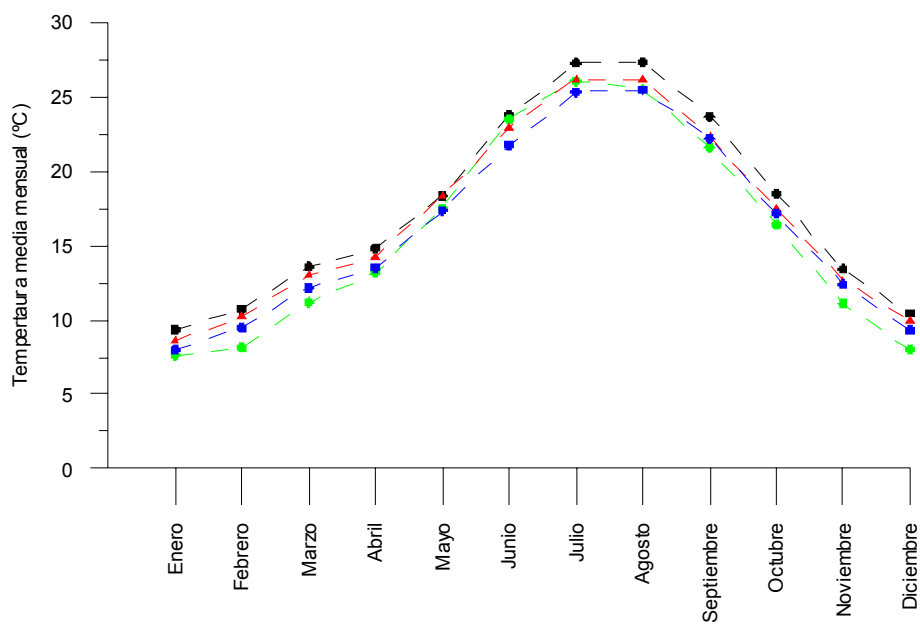
**Figura 2.13.** Temperatura media anual (°C) de los observatorios de la Sierra de Estepa (periodo 1978-2006)

En la Figura 2.14 se representan las series restituidas de datos de temperatura media mensual. La amplitud térmica anual, calculada mediante la diferencia de las máximas y mínimas temperaturas medias mensuales, está comprendida entre 17,5°C, de la estación de Becerrero, y 19,4 °C, del observatorio de Estepa.



**Figura 2.14.** Temperaturas medias mensuales del periodo 1978-2006

La distribución de la temperatura media mensual a lo largo del año se observa en la Figura 2.15, donde se aprecia un incremento progresivo de la temperatura de enero a julio, una meseta que se produce en julio y agosto y un progresivo descenso desde este mes hasta el mes de diciembre.



**Figura 2.15.** Temperaturas medias mensuales del periodo 1978-2006

Por último, en la Figura 2.16 se muestra la evolución de la temperatura media diaria en los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero y las pendientes de las rectas de regresión lineal. La evolución es análoga, lo que confirma una variación térmica simultánea y de similar intensidad en todo el ámbito geográfico investigado. Por esta razón, el procedimiento por el que se completan los datos que faltan en las series termométricas es más fiable que el que se aplica a datos de precipitación.

Excepto en el caso de la pendiente que se obtiene con los datos observados en el cerro de Becerrero, por el escaso número de años disponibles, en el resto de rectas de regresión las pendientes son positivas. En el caso del observatorio de Estepa se obtiene un incremento de temperatura de  $0,03^{\circ}\text{C}$  por año, mientras que, en el de Lora de Estepa, este incremento de temperatura anual es de  $0,01^{\circ}\text{C}$ . En este sentido, García-Barrón (2003) observó un aumento generalizado de las temperaturas mínimas en el suroeste peninsular.

Otro hecho que se refleja claramente en la Figura 2.16 es la acusada amplitud térmica anual de las temperaturas medias diarias. En la estación de Becerrero, que es la situada a mayor altitud, la amplitud térmica media es de  $32,7^{\circ}\text{C}$ , en el observatorio de Estepa es de  $34,1^{\circ}\text{C}$  y en el de Lora de Estepa de  $29,9^{\circ}\text{C}$ .

Las diferencias medias entre las máximas y las mínimas diarias son de  $10,5$ ;  $11$  y  $11,5^{\circ}\text{C}$ , en los observatorios de Becerrero, Lora de Estepa y Estepa, respectivamente. Los valores máximos de la amplitud térmica diaria se miden en verano, fechas en las que es frecuente que esos valores sean mayores de  $18^{\circ}\text{C}$  e incluso algunos días, de  $20^{\circ}\text{C}$ .

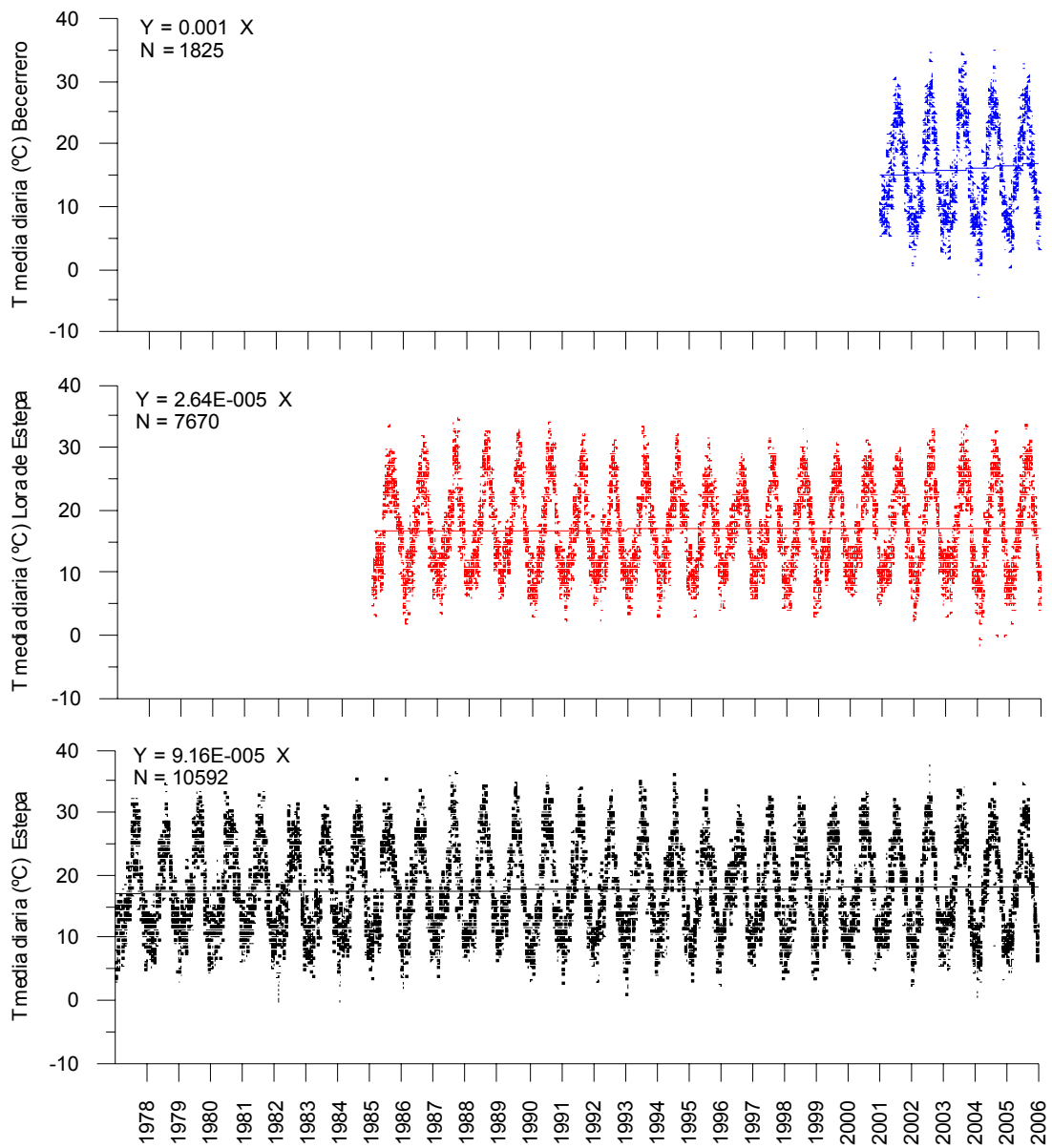


Figura 2. 16. Evolución de las temperaturas medias diarias

## 2.5 EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA O POTENCIAL

### 2.5.1 INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración de referencia o potencial ( $ET_0$ ) es la evapotranspiración que se produce en una pradera de gramíneas, de 8 a 15 cm de altura, que crece sin limitaciones de agua y de nutrientes (Doorenbos y Pruitt, 1977). Su correcta estimación es esencial en los cálculos hidrometeorológicos que se realizan para evaluar la Escorrentía.

Existen numerosos métodos para estimar la evapotranspiración de referencia; sin embargo, el método adoptado por la FAO como estándar es el método de Penman -Monteith en su versión FAO-56 (Allen *et al.*, 1998). Este método requiere muchos datos, que, en general, no suelen estar disponibles en los observatorios meteorológicos convencionales. Por ello, se han desarrollado multitud de métodos que requieren menos información meteorológica, fundamentalmente datos de temperatura. De entre éstos, Allen *et al.* (1998) indican que el de Hargreaves es con el que se obtienen los resultados más parecidos a los obtenidos con la ecuación de Penman. Esta buena correlación está confirmada tanto en Europa (Choisnel *et al.*, 1992), como en la Comunidad Autónoma Andaluza (Vanderlinden, 2002; Vanderlinden *et al.*, 2004; Gavilán *et al.*, 2005). Pese a ello, todavía son muy utilizados otros métodos, menos precisos, como los de Thornthwaite, Blaney-Criddle y Turc. La fórmula de (Thornthwaite, 1948) es la más antigua y todavía es muy utilizada, pese a que fue prácticamente abandonada por los especialistas en Agronomía, después del trabajo de (Jensen *et al.*, 1990).

### 2.5.2 LA ECUACIÓN DE HARGREAVES

En esta investigación se ha calculado  $ET_0$  con la expresión de Hargreaves (1994):

$$ET_0 = 0.0023RE(T + 17.8)\sqrt{\Delta T} \quad (\text{mm/día})$$



En esta fórmula,  $RE$  es la radiación extraterrestre diaria,  $T$  (°C) es la temperatura media diaria, calculada como la media de la temperatura máxima y mínima diaria, y  $\Delta T$  (°C) la diferencia entre la temperatura máxima y mínima diaria y 0,0023 es el factor de calibración propuesto por Hargreaves.

La  $RE$  varía con la latitud y el día del año y se puede calcular utilizando el procedimiento descrito por Shuttleworth (1993 *in*. Vanderlinden, 2002) o mediante tablas en las que se indican diferentes valores de  $RE$  (Hargreaves, 1994).

Para los cálculos se ha utilizado el código HARGRE, desarrollado por el Departamento de Agronomía de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y Montes de la Universidad de Córdoba.

Los datos utilizados consisten en datos diarios de temperatura máxima y mínima de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero. Después de filtrar la información meteorológica y de completar los datos que faltaban, se dispone de 20.088 días con información suficiente para el cálculo de  $ET_0$ , que se reparten en 10.592 días en la estación de Estepa, 7.670 días en la de Lora de Estepa y 1.826 días en la de Becerrero.

### 2.5.3 RESULTADOS

En las Tablas 2.10 y 2.11 se muestran los principales estadísticos de posición de las series de evapotranspiración potencial diaria y anual, calculadas con la expresión de Hargreaves.

	Media	D.E	C. Var	Mediana	Mín	Máx	C. Asi	Periodo
Estepa	1300,7	112,0	0,09	1299,9	1102,8	1558,7	0,32	1978-06
Lora de Estepa	1233,5	83,8	0,07	1210,4	1097,8	1487,9	1,43	1986-06
Becerrero	1192,7	43,4	0,04	1191,9	1134,2	1244,2	-0,24	2002-06

**Tabla 2.10.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia anual (mm/año) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculada según la expresión de Hargreaves. (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría)

	Media	D. E	C. Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Periodo
Estepa	3,56	2,10	0,59	3,20	0,35	9,46	0,44	1978-06
Lora de Estepa	3,38	1,92	0,57	3,08	0,31	8,43	0,40	1986-06
Becerrero	3,27	2,08	0,64	2,62	0,45	8,12	0,47	2002-06

**Tabla 2.11.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria,  $et_0$  (mm/día), de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculada según la expresión de Hargreaves. (D.E: desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C.Asi: coeficiente de asimetría)

El promedio de  $ET_0$  media anual en los tres observatorios es de 1242 mm/año y está comprendida entre 1301 mm/año (Estepa) y 1193 mm/año (Becerrero). Estos resultados son coherentes con los mapas de  $ET_0$  de Andalucía realizados por Vanderlinden (2002), en los que no fueron considerados los observatorios que se tratan en esta investigación. La evapotranspiración potencial media diaria está comprendida entre 3,56 mm/día (Estepa) y 3,27 mm/día (Becerrero). La similitud de los valores promedio y mediana y, en general, los reducidos valores del coeficiente de asimetría indican que se trata de series prácticamente simétricas, si bien hay un ligero sesgo positivo generalizado.

#### 2.5.4 COMPARACIÓN DE LOS VALORES DE $ET_0$ CALCULADOS CON LAS EXPRESIONES DE HARGREAVES Y DE THORNTHWAITE

Los valores de  $ET_0$  que resultan de aplicar en Andalucía la expresión propuesta por Hargreaves son muy similares a los obtenidos con la ecuación de Penman-Monteih, si bien, se ha observado que los resultados obtenidos por la fórmula de Hargreaves subestiman los que se obtienen con Penman en las zonas costeras y sobreestiman, ligeramente, los que se obtienen en las zonas interiores. Por eso, Vanderlinden *et al.* (2004) y Gavilán *et al.* (2005) han propuesto una serie de coeficientes de corrección para las condiciones citadas; sin embargo estas correcciones no son necesarias en la zona investigada, al estar situada en un ámbito geográfico en el que se consiguen buenos resultados con la expresión original.

La comparación de los valores de evapotranspiración potencial que resultan al aplicar las ecuaciones de Thornthwaite y Hargreaves ponen de manifiesto que existen entre ellas considerables diferencias.

Para el cálculo de  $ET_0$  por el método de Thornthwaite, con datos de temperatura media diaria, se utilizó el código TRASERO (Padilla *et al.*, 2005) desarrollado por el departamento del Ciclo Hídrico de la Excma. Diputación de Alicante, con datos de temperatura media diaria.

En la Tablas 2.12 y 2.13 se muestran los estadísticos descriptivos de la evapotranspiración potencial anual y diaria, respectivamente, calculada con las expresiones de Thornthwaite y Hargreaves, en los tres observatorios tratados. Con la expresión de Thornthwaite se obtienen valores menores, que con la de Hargreaves (la diferencia suele ser algo más del 26%); por otra parte, los datos diarios que se obtienen con la expresión citada en primer lugar resultan ser más dispersos.

	Media	D.E	C. Var	Mediana	Mín	Máx	C. Asi	Periodo
<b>Hargreaves</b>								
<b>Estepa</b>	1300,7	112,0	0,09	1299,9	1102,8	1558,7	0,32	1978-06
<b>Lora de Estepa</b>	1233,5	83,8	0,07	1210,4	1097,8	1487,9	1,43	1986-06
<b>Becerrero</b>	1192,7	43,4	0,04	1191,9	1134,2	1244,2	-0,24	2002-06
<b>Thornthwaite</b>								
<b>Estepa</b>	950,5	43,4	0,05	960,9	872,6	1021,3	-0,27	1978-06
<b>Lora de Estepa</b>	909,1	31,9	0,04	907,4	848,1	958,4	-0,09	1986-06
<b>Becerrero</b>	862,6	25,5	0,03	872,4	827,1	885,6	-0,72	2002-06

**Tabla 2.12.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria (mm/año) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculados mediante las expresiones de Hargreaves y Thornthwaite (D.E: desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría)

	Media	D.E	C.Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Periodo
<b>Hargreaves</b>								
<b>Estepa</b>	3,56	2,10	0,59	3,20	0,35	9,46	0,44	1978-06
<b>Lora de Estepa</b>	3,38	1,92	0,57	3,08	0,31	8,43	0,40	1986-06
<b>Becerrero</b>	3,27	2,08	0,64	2,62	0,45	8,12	0,47	2002-06
<b>Thornthwaite</b>								
<b>Estepa</b>	2,60	2,13	0,82	1,89	0,00	11,03	1,06	1978-06
<b>Lora de Estepa</b>	2,49	2,03	0,81	1,84	0,00	11,03	1,30	1986-06
<b>Becerrero</b>	2,36	1,95	0,83	1,71	0,00	11,02	0,93	2002-06

**Tabla 2.13.** Estadísticos descriptivos de la evapotranspiración de referencia diaria (mm/día) de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, calculados mediante las expresiones de Hargreaves y Thornthwaite (D.E: desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría)

En este sentido, es necesario hacer una reflexión respecto a la validez de muchos de los balances hídricos que utilizan los organismos que gestionan las aguas subterráneas en España. La mayoría de los balances hídricos de acuíferos y unidades hidrogeológicas no están actualizados desde la época de los años ochenta del siglo XX y buena parte de éstos se realizaron con estimaciones de recarga basadas en balances de agua en el suelo, sin calibrar, en los que se utilizaron valores de evapotranspiración potencial aplicando la expresión de Thornthwaite a valores de temperatura mensual.

## **2.6 BALANCE DE AGUA EN EL SUELO. ESCORRENTÍA Y EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL**

### **2.6.1 INTRODUCCIÓN**

La delgada capa de alteración, generada por procesos de meteorización física, química y biológica de las rocas, juega un papel fundamental en el ciclo hidrológico. Este pequeño almacén constituye un elemento regulador determinante en el intercambio de agua entre la atmósfera y la superficie continental. De hecho, la capacidad de transmisión de agua de un suelo y su grado de humedad en un determinado momento condicionan la distribución del agua entre Escorrentía, Infiltración y Evapotranspiración.

El agua que alcanza la superficie continental (con o sin vegetación) durante un episodio lluvioso puede infiltrarse e incrementar el grado de humedad previamente existente. Parte de esta agua puede ser transpirada por las plantas, evaporarse desde el suelo, o recarga<sup>1</sup> los acuíferos. Cuando la capacidad de infiltración del suelo es menor que la intensidad de la lluvia se produce escorrentía superficial *s.s.*, por lo que, en esencia, se puede concluir que el suelo recibe el agua de lluvia que no escurre superficialmente y la pierde por evapotranspiración y recarga, en proporciones variables, que dependen del estado de humedad del suelo y de la cuantía de la evapotranspiración potencial.

Estrictamente, no toda el agua que se produce en un chubasco llega al suelo; una parte de ésta es interceptada por la vegetación, en especial en bosques y en áreas con una cobertura de vegetación densa, y/o es retenida en superficie (Custodio, 1998), de forma que puede ser evaporada directamente antes de poder infiltrarse en el suelo.

Para evaluar las fracciones de la precipitación que se convierten en escorrentía (superficial y subterránea) y en evapotranspiración, se utilizan modelos de mayor o menor complejidad, según el grado de precisión requerido.

---

<sup>1</sup> Se entiende por recarga el proceso por el que se incorpora agua a un acuífero procedente del exterior del contorno que lo limita (Custodio, 1998)

Los modelos más complejos permiten evaluar separadamente la escorrentía subterránea y la superficial, pero son de difícil aplicación en áreas extensas, al necesitar de una gran cantidad de datos, que sólo suelen obtenerse en parcelas experimentales con una abundante dotación instrumental (Giraldez *et al.*, 1999; López-Rodríguez y Giraldez, 1999).

En los casos en los que basta una evaluación conjunta de ambos tipos de escorrentía, entre los que se incluye el de zonas de recarga de acuíferos carbonáticos, en los que la escorrentía superficial es prácticamente despreciable frente a la subterránea, se pueden conseguir buenos resultados mediante modelos sencillos de balance de agua en el suelo (Thornthwaite y Mather, 1955; Alley, 1984; Steenhuis y Van der Molen, 1986; Milly, 1994a, b; Haro *et al.*, 2000; Carrera y Saaltink, 2002; Vanderlinden, 2002).

Los modelos más sencillos de balance de agua consideran el suelo como un depósito con una capacidad de almacenamiento limitada, en el que las entradas se producen por la lluvia y las salidas por evapotranspiración, de forma que cuando el recipiente desborda se produce escorrentía. Las diferencias entre estos modelos obedecen a la distinta evaluación de la evapotranspiración (Alley, 1984; Milly, 1994a, b).

Los balances de agua en el suelo son modelos muy utilizados, por ser muy directos e intuitivos y, sobre todo, por ser los únicos que permiten obtener resultados razonables con la información disponible de forma habitual. Sin embargo, su incorrecta aplicación puede dar lugar a errores importantes, en especial en condiciones áridas y semiáridas en las que no se dispone de información para su calibración (series de datos hidrométricos y/o piezométricos, perfiles de humedad del suelo, etc) o de los resultados de otros métodos de evaluación.

Carrera y Saaltink (2002) señalan que en condiciones áridas y semiáridas la evapotranspiración es muy importante y hace que la recarga se obtenga por diferencia entre dos magnitudes análogas e inciertas: la lluvia eficaz y la evapotranspiración. En este sentido, Lerner (1990) indica la necesidad de minimizar todo lo posible los errores en la evaluación de la precipitación y de la evapotranspiración así como de identificar correctamente los mecanismos y los procesos de recarga que se producen en el área investigada.

Por otro lado, Samper (1998) señala que en condiciones áridas y semiáridas es de especial importancia hacer una correcta elección de la escala de tiempo empleada al realizar los balances de agua: los mecanismos de recarga no son lineales, por tanto el cálculo de la recarga en periodos grandes de tiempo debe obtenerse integrando los valores de recarga de cada uno de los sucesos en los que se produce. Esta cuestión adquiere aún mayor importancia en los acuíferos carbonáticos situados en el ámbito mediterráneo, debido a la escasa capacidad de regulación de los suelos que se desarrollan sobre este tipo de materiales y al reducido número de días en los que se produce el total pluviométrico anual. La elección de un intervalo de tiempo mensual puede conducir a calcular una recarga nula, cuando en realidad han podido existir diversos periodos cortos especialmente lluviosos, en los que la aportación de lluvia puede sobrepasar el déficit de humedad de agua en el suelo y provocar recarga. En la región investigada existen sectores con suelos muy poco desarrollados y capacidades de retención de agua en el suelo del orden de 20 mm. Esta reducida capacidad de almacenamiento implica la posibilidad de que en un sólo día se pueda superar la capacidad de campo del suelo y se genere recarga; se recuerda que en este mismo capítulo se ha comprobado que en un promedio de 6 días/año se superan intensidades de lluvia de 20 mm/día.

A las consideraciones indicadas se debe añadir la incertidumbre que generalmente existe en el conocimiento de la distribución espacial de las propiedades de retención y transmisión de agua del suelo, que, en muchos acuíferos está limitada a tan sólo algunos datos de capacidad de retención de agua en el suelo.

Para evitar posibles confusiones, parece oportuno hacer constar en este capítulo los conceptos y la simbología utilizada para describir la capacidad de retención de agua en el suelo y las magnitudes a partir de las que es definida.

La capacidad de retención de agua en el suelo se define como el intervalo de humedad volumétrica integrado entre el punto de marchitez permanente,  $\theta_{PM}$ , y la capacidad de campo,  $\theta_{cc}$  (Allen *et al.*, 1998). Es la cantidad de agua que permanece en el suelo a disposición de las plantas.

El punto de marchitez permanente es el contenido volumétrico de agua con el que puede tener lugar la transpiración de una planta determinada; con cantidades menores de agua se marchita permanentemente. Depende del tipo de suelo y del tipo de planta. Por este motivo se citan diferentes potenciales de succión para definir ese límite. El de -1500 kPa es el más usual, aunque hay plantas como el olivo que en condiciones secas pueden extraer agua del suelo por debajo de ese límite. Sin embargo, Cassel y Nielsen (1996 *in*. Vanderlinden, 2002) indican que, con la excepción de algunos suelos de textura muy fina, con potenciales comprendidos entre -800 y -3000 kPa, en el resto el contenido volumétrico de agua en los suelos, por debajo del citado potencial, es despreciable respecto a la capacidad de retención de agua en el suelo.

La capacidad de campo representa la cantidad de agua que un suelo bien drenado retiene en contra de las fuerzas gravitatorias, es decir, la cantidad de agua remanente en el suelo cuando el drenaje descendente ha disminuido significativamente. Es un concepto poco preciso, pues depende del tiempo de drenaje. Este hecho ha provocado que sea más usual definir la capacidad de campo como el contenido volumétrico de agua a una succión determinada (Carrera y Saaltink, 2002). Sin embargo, tampoco existe un acuerdo en el potencial a elegir. Vanderlinden (2002) cita distintos potenciales empleados en la mayor parte de los países para definir la capacidad de campo (comprendidos entre -5 kPa y -33 kPa) y señala la importante repercusión que tiene la elección de un potencial más o menos alto en la capacidad de retención de agua en el suelo, sobre todo en suelos arenosos.

Es conveniente explicar que, como los contenidos de humedad superiores a la capacidad de campo no se pueden retener en el suelo, en contra de las fuerzas de gravedad, y son drenados, y como los contenidos de humedad por debajo del punto de marchitez permanente no pueden ser extraídos por las raíces de las plantas, el total de agua disponible en la zona radicular será la diferencia entre los contenidos de humedad correspondientes a la capacidad de campo y al punto de marchitez permanente (Allen *et al.*, 1998).

Por otro lado, es frecuente que la capacidad de retención de agua en el suelo, el punto de marchitez permanente,  $\theta_{PM}$ , y la capacidad de campo,  $\theta_{CC}$ , se expresen referidas a la altura de la zona radicular del suelo. En ese caso la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) suele expresarse como la altura (en mm) de la columna de agua que es capaz de retener una columna de suelo de una altura igual a la profundidad de penetración de las raíces. De todo ello resulta que:

$$CRAS = 1000[\theta_{CC} - \theta_{PM}]Z_r \quad (\text{mm})$$

Donde:

$CRAS$  = capacidad de retención agua en el suelo (mm)

$\theta_{PM}$  = contenido de humedad a punto de marchitez permanente ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )

$\theta_{CC}$  = contenido de humedad a capacidad de campo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )

$Z_r$  = profundidad de las raíces (m)

El uso de valores extremos de la  $\theta_{CC}$  y del  $\theta_{PM}$  ha permitido comprobar que la diferencia  $\theta_{CC} - \theta_{PM}$  puede estar comprendida entre 0,05 (suelos en los que predomina la fracción gruesa) y 0,15 (suelos con predominio de finos) (Allen *et al.*, 1998; Samper y García-Vera, 2004). En suelos con profundidades radiculares de 1 m, el valor máximo de la capacidad de retención de agua en el suelo será de 150 mm.



De cualquier modo, la estimación del valor de CRAS es muy compleja y existen importantes discrepancias entre las observaciones que se obtienen en laboratorio y en campo; por estos motivos se crearon las funciones de edafotransferencia (Bouma, 1989), con las que se estima su valor a partir de otras propiedades más fáciles de evaluar, como la textura, la densidad aparente, etc. Vanderlinden *et al.* (2003) utilizaron las funciones de edafotransferencia y métodos geoestadísticos, junto con información complementaria de cartografía de suelos y litológica para realizar un mapa de la capacidad de retención del agua en el suelo de Andalucía. Comprobaron la escasa capacidad de previsión de estos mapas de suelos y la escasez de información cualitativa de suelos en esta región, lo que impide un adecuado conocimiento de la distribución espacial de los valores de la capacidad de retención de agua en el suelo. Es evidente que este problema es aún más manifiesto a la escala de trabajo de esta investigación, en la que la información edafológica disponible es prácticamente nula. Por este motivo, y al igual que (Vanderlinden *et al.*, 2003), se ha optado por cuantificar la CRAS mediante el análisis del balance de agua.

En esta investigación se ha realizado el balance de agua en el suelo en los acuíferos de la Sierra de Estepa con el modelo propuesto por Milly, si bien se comparan los resultados con los que proporciona el modelo de Thornthwaite-Mather. Ambos han sido aplicados a los datos meteorológicos de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, utilizando en cada uno de ellos una gama amplia de diferentes valores de la capacidad de retención de agua en el suelo: 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm. Posteriormente, se ha estudiado que valor de la CRAS se ajustaba mejor a las fluctuaciones del nivel piezométrico observadas en distintos sectores de los acuíferos. De esta forma se han diferenciado distintos sectores de “suelo equivalente” a los que se asigna un mismo valor de la CRAS. Los resultados de esta labor se exponen en los capítulos 6 y 7 de la Memoria, en los que se calcula la recarga de cada uno de los acuíferos diferenciados. En este capítulo se describen los dos métodos de balance utilizados y los resultados de su aplicación con los diferentes valores considerados de la CRAS.

## 2.6.2 MATERIAL Y MÉTODOS

Los balances de agua en el suelo se han realizado aplicando los modelos de Milly y de Thornthwaite-Mather a los datos contenidos en las series de precipitación diaria y de evapotranspiración potencial diaria calculadas con la expresión de Hargreaves. En ambos casos se utilizan capacidades de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm.

### 2.6.2.1 El modelo de Milly

Con este modelo de balance de agua en el suelo, Milly (1994 a y b) pudo explicar prácticamente el 90% de la variabilidad espacial de la escorrentía de los EEUU, al este de la longitud 105° W. Recientemente, Vanderlinden (2002) ha aplicado este modelo a 161 observatorios, para calcular el balance medio anual del agua en Andalucía.

Milly (*supra. cit*) ideó un modelo de balance del agua sencillo, en el que: 1º) el suelo tiene una capacidad finita de almacenamiento, definida por la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo ( $w_0$ ); 2º) no hay limitaciones en cuanto a la infiltración y 3º) se aceptan además las siguientes condiciones del balance de agua:

a) El agua almacenada en el suelo con potenciales superiores al punto de marchitez ( $w$ ), se pierde del depósito con una intensidad igual a la evapotranspiración potencial ( $et_0$ ).

- Sólo se genera escorrentía ( $q_i$ ) si el depósito se llena (se supera la capacidad de campo).

El balance de agua en el volumen de control se puede describir con la siguiente expresión:

$$\frac{dw}{dt} = p - e - q$$

Donde:

$w$  = agua almacenada en el suelo con potenciales superiores al punto de marchitez

$t$  = tiempo

$p$  = precipitación

$e$  = evapotranspiración

$q$  = escorrentía

De esta forma Milly expresa la ecuación anterior de la siguiente manera:

$$\frac{dw}{dt} = \begin{cases} 0 & \text{si } p_i > et_0 \text{ y } w = w_0 \\ 0 & \text{si } p_i < et_0 \text{ y } w = 0 \\ p - et_0 & \text{en los demás casos} \end{cases}$$

$$e = \begin{cases} et_0 & \text{cuando } w > 0 \\ 0 & \text{cuando } w_0 = 0 \end{cases}$$

Para finalizar, sólo se produce escorrentía cuando el depósito está lleno y la intensidad de precipitación supera a la de la evapotranspiración potencial.

$$q = \begin{cases} 0 & \text{cuando } w < w_0 \\ p - et_0 & \text{cuando } w = w_0 \text{ y } p > et_0 \end{cases}$$

### 2.6.2.2 El modelo de Thornthwaite - Mather

El modelo de Thornthwaite y Mather (1955) con datos diarios, basado en una propuesta anterior (Thornthwaite, 1948), no ha sido aplicado en tantas regiones y tan diversas como la ha sido el de Milly, pero aún así, se han conseguido excelentes resultados para el cálculo de la recarga en Long Island, Nueva York (Steenhuis y Van der Molen, 1986) y en el Parque Natural de Doñana (Haro *et al.*, 2000).

En este modelo, el suelo se considera como un depósito de capacidad finita ( $w_0$ ) en el que el agua se infiltra sin limitaciones.

- Cuando en un día ( $i$ ) la precipitación ( $p$ ) supera a la evapotranspiración potencial ( $et_0$ ) la evapotranspiración real se produce con su máxima intensidad ( $et_0$ ).

- Si el depósito se llena, se genera escorrentía ( $q_i$ ).

- Cuando la evapotranspiración potencial ( $et_0$ ) supera a la precipitación ( $p$ ) se supone que la evapotranspiración es tal que la disminución de  $w$  con el tiempo ( $t$ ) es proporcional al producto de la diferencia entre  $p$  y  $et_0$ , por la razón  $w/w_0$ . Por tanto:

$$\frac{dw}{dt} = (p - et_0) \frac{w}{w_0}$$

Con un paso de tiempo igual a un día, se puede obtener la humedad del suelo al final del día  $i$  con la siguiente expresión:

$$w_i = w_{i-1} \exp\left[\frac{p - et_0}{w_0}\right]$$

De esta forma:

$$w_i = \begin{cases} \min(p_i - et_0 + w_{i-1}, w_0) & \text{si } p_i > et_0 \\ w_i - 1 \exp\left[\frac{p - et_0}{w_0}\right] & \text{si } p_i < et_0 \end{cases}$$

Para que se produzca escorrentía, el depósito debe estar lleno y la intensidad de la precipitación debe ser mayor que la de la evapotranspiración potencial:

$$q = \begin{cases} 0 & \text{cuando } w < w_0 \\ p - et_0 & \text{cuando } w = w_0 \text{ y } p > et_0 \end{cases}$$

Se trata de un modelo muy parecido al de Milly, salvo en lo que se refiere al tratamiento de la evapotranspiración. En el modelo de Milly, a diferencia del de Thornthwaite - Mather, la evapotranspiración es independiente del estado de humedad del suelo ( $w$ ). Mientras existe agua por encima del punto de marchitez, ésta se pierde al ritmo que impone la evapotranspiración potencial. El modelo de Thornthwaite -Mather restringe la evapotranspiración cuando el depósito se está vaciando: intenta reproducir la mayor dificultad de extracción por parte de las plantas conforme desciende el grado de humedad. En la Naturaleza el proceso es debido a la menor energía potencial del agua en los suelos secos y al mayor efecto de atracción de las fuerzas capilares y de adsorción en la matriz del suelo en esas condiciones.

### 2.6.3 RESULTADOS

Para evaluar la escorrentía a partir de los balances de agua en el suelo realizados de acuerdo con los modelos de Milly y de Thornthwaite-Mather, se han utilizado los códigos MILY y THOMA, ambos desarrollados por el Departamento de Agronomía de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y Montes de la Universidad de Córdoba. Es oportuno hacer constar que en este caso los balances de agua en el suelo se han realizado agrupando los datos en periodos correspondientes a años hidrológicos (1-septiembre a 31-agosto), de modo que los cálculos se han iniciado sin que exista agua almacenada con potenciales superiores al punto de marchitez permanente.

#### 2.6.3.1 Modelo de Milly

En las tablas 2.14 a la 2.15 se resumen los estadísticos descriptivos de las series de escorrentía y de evapotranspiración real anual que resultan de aplicar el modelo de Milly, con distintos valores de CRAS, en los tres observatorios tratados.

	Media	D.E	C.Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Esc/P
<b>Precipitación</b>									
<b>P</b>	535,6	154,3	0,29	555,1	244,4	780,3	-0,34	-0,78	
<b>Escorrentía</b>									
<b>CRAS 20</b>	256,4	139,9	0,55	266,3	43,4	500,1	0,04	-0,91	0,48
<b>CRAS 40</b>	200,4	138,7	0,69	211,7	0,1	453,6	0,24	-0,86	0,37
<b>CRAS 60</b>	173,5	134,0	0,77	172,4	0	433,6	0,35	-0,84	0,32
<b>CRAS 80</b>	155,3	129,8	0,84	151,0	0	413,6	0,43	-0,86	0,29
<b>CRAS 100</b>	139,2	124,9	0,90	131,0	0	393,6	0,53	-0,80	0,26
<b>CRAS 120</b>	124,2	119,4	0,96	111,0	0	373,6	0,64	-0,70	0,23

	Media	D,E	C,Var	Mediana	Mín	Máx	C,Asi	Curtosis	Eva/P
<b>Evapotranspiración</b>									
<b>CRAS 20</b>	267,9	41,6	0,16	270,3	186,6	347,7	0,03	-0,31	0,50
<b>CRAS 40</b>	325,0	48,6	0,15	324,0	221,8	414,5	-0,09	0,16	0,61
<b>CRAS 60</b>	352,9	54,2	0,15	354,2	234	462,1	-0,27	0,27	0,66
<b>CRAS 80</b>	371,5	60,6	0,16	376,6	234	498,4	-0,40	0,55	0,69
<b>CRAS 100</b>	387,4	66,4	0,17	395,3	234	527,2	-0,57	0,72	0,72
<b>CRAS 120</b>	402,4	71,7	0,18	412,6	234	548,5	-0,75	0,84	0,75

**Tabla 2.14.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y de la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Estepa, calculados utilizando el modelo de Milly (Periodo 1978/79-05/06) (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

	Media	D.E	C.Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Esc/P
<b>Precipitación</b>									
<b>P</b>	510,3	138,5	0,27	496,8	248,2	733,3	-0,06	-0,79	1
<b>Escorrentía</b>									
<b>CRAS 20</b>	240,4	126,4	0,53	224,7	46,7	480,4	0,32	-0,85	0,47
<b>CRAS 40</b>	182,8	129,0	0,71	140,9	9,7	426,5	0,50	-1,00	0,36
<b>CRAS 60</b>	150,4	128,4	0,85	110,3	0,0	394,6	0,62	-1,02	0,29
<b>CRAS 80</b>	130,0	125,4	0,96	80,2	0,0	374,6	0,72	-0,97	0,25
<b>CRAS 100</b>	113,0	121,9	1,08	58,4	0,0	354,7	0,80	-0,93	0,22
<b>CRAS 120</b>	97,3	117,9	1,21	38,5	0,0	334,6	0,86	-0,87	0,19

	Media	D,E	C,Var	Mediana	Mín	Máx	C,Asi	Curtosis	Eva/P
<b>Evapotranspiración</b>									
<b>CRAS 20</b>	260,2	42,2	0,16	266,1	189,1	323,0	-0,31	-1,05	0,51
<b>CRAS 40</b>	319,7	48,5	0,15	328,3	231,6	406,7	-0,17	-0,69	0,63
<b>CRAS 60</b>	353,0	51,4	0,15	365,1	239,6	427,6	-0,55	-0,13	0,69
<b>CRAS 80</b>	373,3	56,2	0,15	383,2	239,6	467,8	-0,63	0,49	0,73
<b>CRAS 100</b>	390,0	61,3	0,16	402,6	239,6	503,9	-0,70	0,94	0,76
<b>CRAS 120</b>	405,8	65,8	0,16	424,2	239,6	526,4	-0,86	1,28	0,80

**Tabla 2.15.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y de la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Lora de Estepa, calculados utilizando el modelo de Milly (Periodo 1986/87-05/06)(D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

	Media	Mediana	Min	Max	Esc/P
<b>Precipitación</b>					
<b>P</b>	559,9	564,8	316,4	793,7	1,00
<b>Escorrentía</b>					
<b>CRAS 20</b>	278,7	265,7	118,9	464,5	0,50
<b>CRAS 40</b>	236,5	224,7	65,1	431,7	0,42
<b>CRAS 60</b>	211,0	202,0	28,3	411,6	0,38
<b>CRAS 80</b>	191,0	182,0	8,3	391,6	0,34
<b>CRAS 100</b>	173,9	162,0	0,0	371,6	0,31
<b>CRAS 120</b>	158,9	142,0	0,0	351,6	0,28

	Media	Mediana	Min	Max	Eva/P
<b>Evapotranspiración</b>					
<b>CRAS 20</b>	275	291,7	189,2	327,5	0,49
<b>CRAS 40</b>	320	335,2	244,8	364,6	0,57
<b>CRAS 60</b>	345	358,35	279,8	382,2	0,61
<b>CRAS 80</b>	366	380	300,2	402,7	0,65
<b>CRAS 100</b>	382	399,05	308,1	420	0,68
<b>CRAS 120</b>	397	418,75	308,1	443,2	0,71

**Tabla 2.16.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía y la evapotranspiración real anual (mm/año) del observatorio de Becerrero calculados según el modelo de Milly (Periodo 2001/02-05/06). (Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

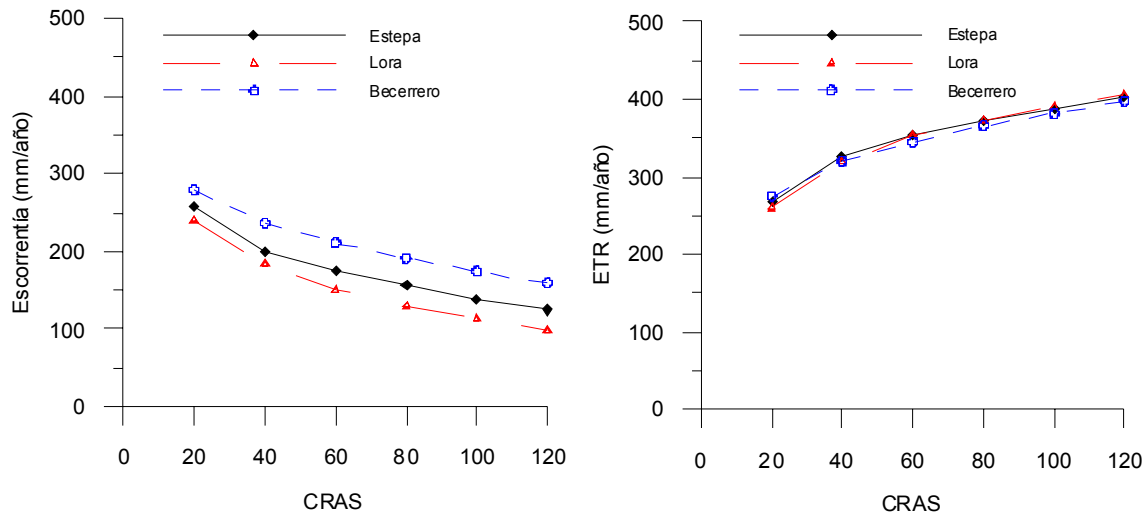
En la Figura 2.17 se resume la influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el promedio de la escorrentía y de la evapotranspiración real, en los tres observatorios considerados.

La evapotranspiración real es siempre mayor que la escorrentía, con excepción de la serie de escorrentía generada en el observatorio de Becerrero con un valor de la CRAS de 20 mm, y la diferencia entre ambos componentes del balance de agua se hace mayor conforme aumenta la capacidad de almacenamiento del suelo. (Milly y Dunne, 1994) comprobaron que ese componente del balance muestra una relación lineal con el logaritmo del valor de la CRAS, con una pendiente de 87. Estos mismos autores concluyen en su estudio sobre la dependencia del ciclo hidrológico mundial de la CRAS que, si se duplica el valor de la CRAS, se obtiene un incremento de la evapotranspiración real en torno a 70 mm, en el intervalo  $10 < CRAS < 600$  mm. En el caso de Andalucía, Vanderlinden (2002) cifra este incremento en 50 mm, valor que coincide sensiblemente con el que resulta de esta investigación (52 mm) y que cuantifica la influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en la evapotranspiración real.

La gráfica que relaciona los valores de la escorrentía y la CRAS muestra que el aumento de la capacidad de almacenamiento de los suelos disminuye la escorrentía e incrementa la variabilidad de los resultados. Por otro lado, la disminución más acusada de la escorrentía se produce en el intervalo  $20 \text{ mm} < \text{CRAS} < 60 \text{ mm}$ , que es, precisamente, el intervalo más frecuente en suelos asociados a materiales carbonáticos (Sauter, 1993; Lambán, 1998). En ese mismo intervalo, la escorrentía está comprendida entre 279 mm/año, que corresponden a un valor de la CRAS de 20 mm en el observatorio de Becerrero, y 150 mm/año, correspondientes a un valor de la CRAS de 60 mm en el observatorio de Lora de Estepa, lo que supone unos coeficientes de escorrentía promedios de 0,5 y 0,29, respectivamente. Al igual que en el caso de la evapotranspiración real, la escorrentía muestra una excelente relación lineal con el logaritmo del valor de la CRAS; en este caso las pendientes ajustadas están comprendidas entre -66 (Becerrero) y -79 (Lora de Estepa).

Por otro lado, se ha analizado la incidencia que tiene la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo en la evolución temporal de la escorrentía. Para ello, con los resultados de los balances diarios de los observatorios de Estepa y de Lora de Estepa, se han elaborado las Figuras 2.18 a la 2.21. En las Figuras 2.18 y 2.20 se representa la evolución temporal de la precipitación y de la escorrentía anual con respecto al tiempo y además se añade a cada uno de los valores de escorrentía anual un círculo de radio proporcional al coeficiente de escorrentía. Cada una de estas figuras está compuesta por tres gráficas, en las que, de arriba abajo, se han considerado valores de la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo de 20, 60 y 120 mm, respectivamente. Además, en cada una de las gráficas se señalan, con rectas paralelas al eje de abscisas, la precipitación media (del periodo considerado), la precipitación media  $\pm 1$  desviación estándar y la escorrentía media. Las Figuras 2.19 y 2.21 muestran la evolución de la escorrentía diaria con respecto al tiempo, con los distintos valores que se han comentado de la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo, en los observatorios de Estepa y de Lora de Estepa, respectivamente.

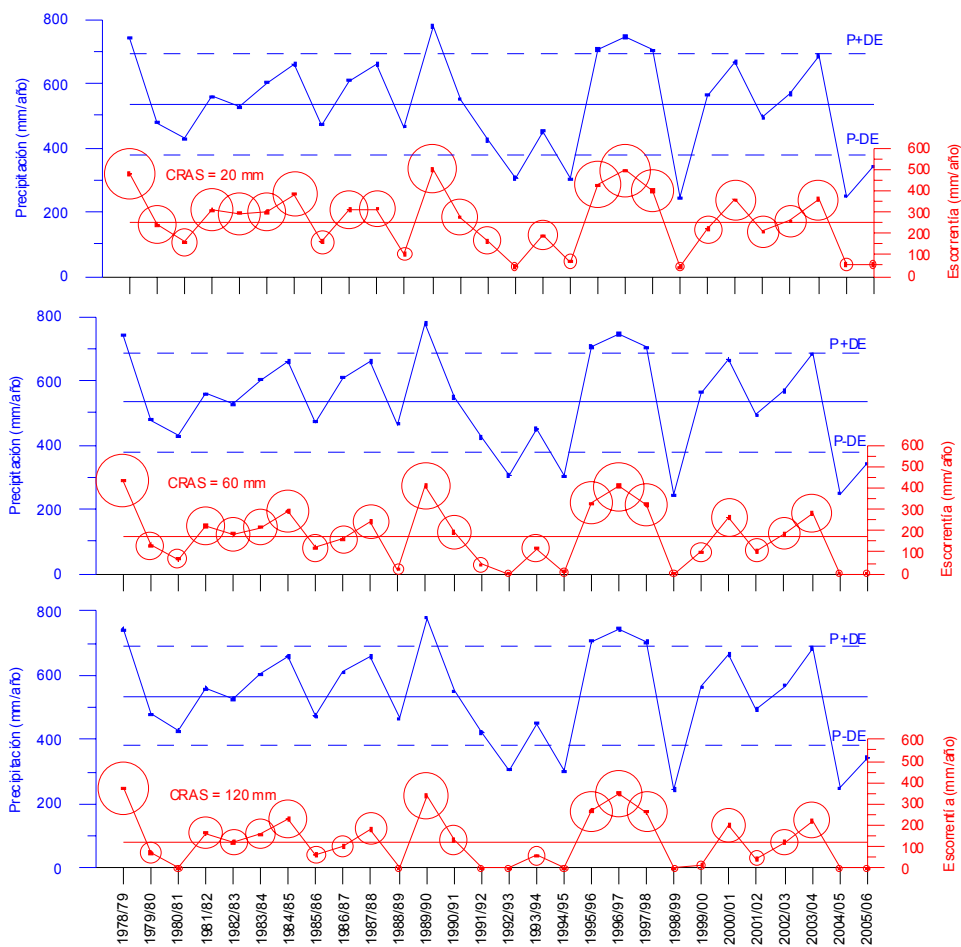




**Figura 2.17.** Influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el promedio de la escorrentía y de la evapotranspiración real, calculadas con el modelo de Milly en los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero.

La Figura 2.18 expresa como la escorrentía, calculada con la información del observatorio de Estepa, se reduce conforme aumenta la capacidad de almacenamiento del suelo y como los años con mayor precipitación generan mayor escorrentía. Sin embargo, una observación más detallada de la figura mencionada pone de manifiesto algunos hechos relevantes. Por ejemplo, existen años hidrológicos con totales pluviométricos muy similares en los que sin embargo se generan escorrentías muy dispares (es el caso de los años 79/80, 85/86 y 88/89). En el último de estos tres años, la escorrentía es sensiblemente inferior y el incremento del valor de la CRAS provoca una mayor atenuación de la escorrentía. Este hecho está íntimamente ligado al número de días de lluvia anual, a su distribución temporal y a la intensidad con que ésta se produce: años con eventos lluviosos suficientemente espaciados en el tiempo entre ellos y con intensidades de precipitación reducidas hacen que el grado de humedad de los suelos esté muy pocos días al año igualado con la capacidad de campo, lo que significa que las condiciones no son favorables para que se produzca escorrentía. En este sentido, también se observan años con precipitaciones por encima de la media (1999/2000), en los que se genera una escorrentía inferior a la escorrentía media, e incluso prácticamente nula, cuando se considera un valor de la CRAS de 120 mm (ver Figura 2.19).

Otro hecho a destacar es la diferente variabilidad del coeficiente de escorrentía anual entre los años húmedos y el resto. Cuando aumenta la CRAS, disminuye el coeficiente de escorrentía; sin embargo, esta reducción es mucho más acusada en los años medios y secos que en los años húmedos. Esto explica la especial importancia de los años húmedos en la evaluación de la escorrentía media y por tanto de la recarga. En los años húmedos del periodo estudiado (1978/79, 1989/90, 1995/96, 1996/97 y 1997/98) aumenta: el número de días de lluvia y con ello la duración del periodo en el que el suelo tiene un contenido en humedad equivalente a la capacidad de campo y, al mismo tiempo, la probabilidad de que las lluvias se conviertan en escorrentía. Sin embargo, en los años secos y húmedos se reduce el número de días en los que la humedad del suelo alcanza el valor de la capacidad de campo y sólo se produce recarga cuando el total pluviométrico se reparte en pocos eventos y además éstos suceden en un corto espacio de tiempo.

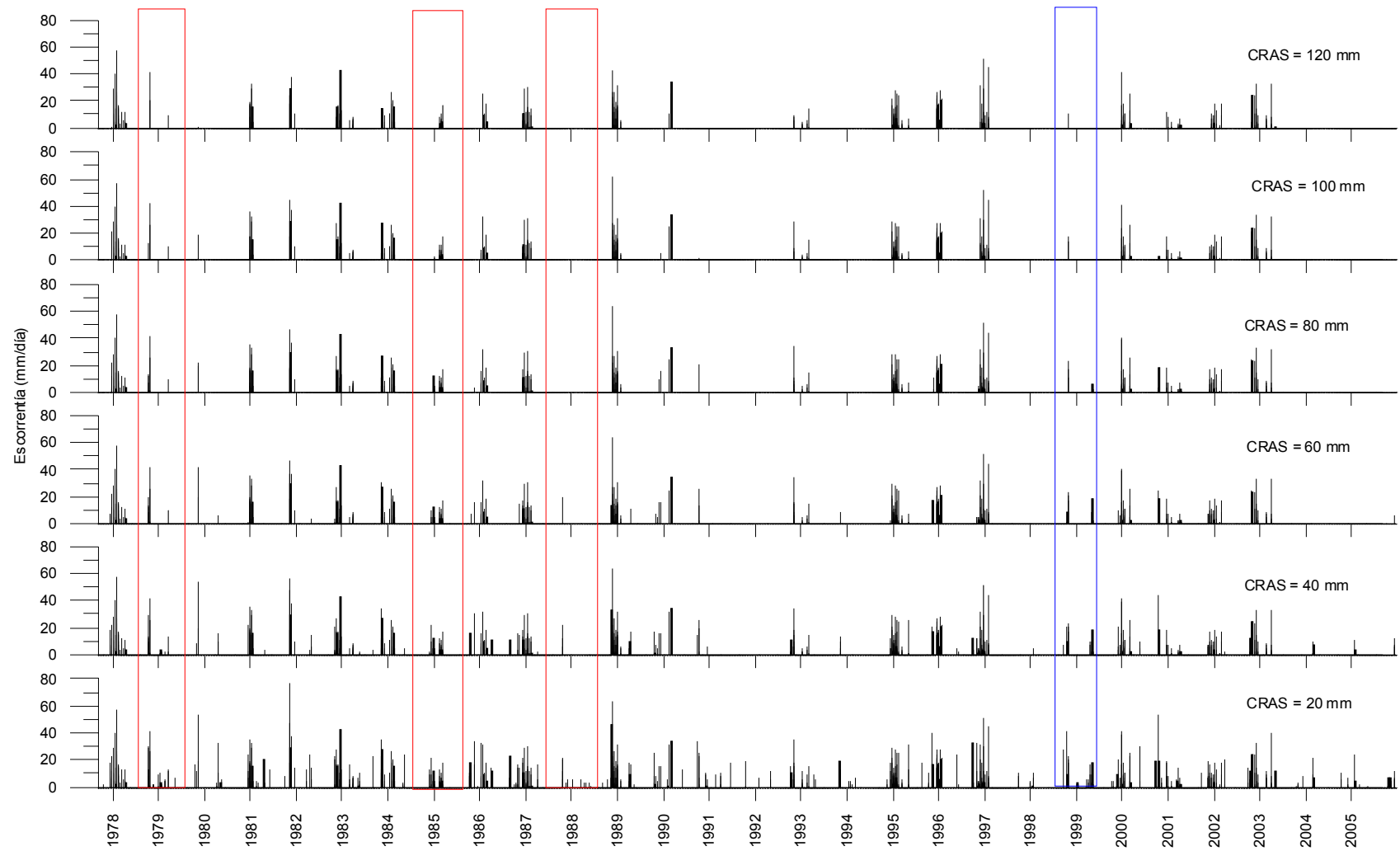


**Figura 2. 18.** Evolución de la precipitación anual, de la escorrentía anual y del coeficiente de infiltración respecto al tiempo, con datos del observatorio de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 60 y 120 mm.

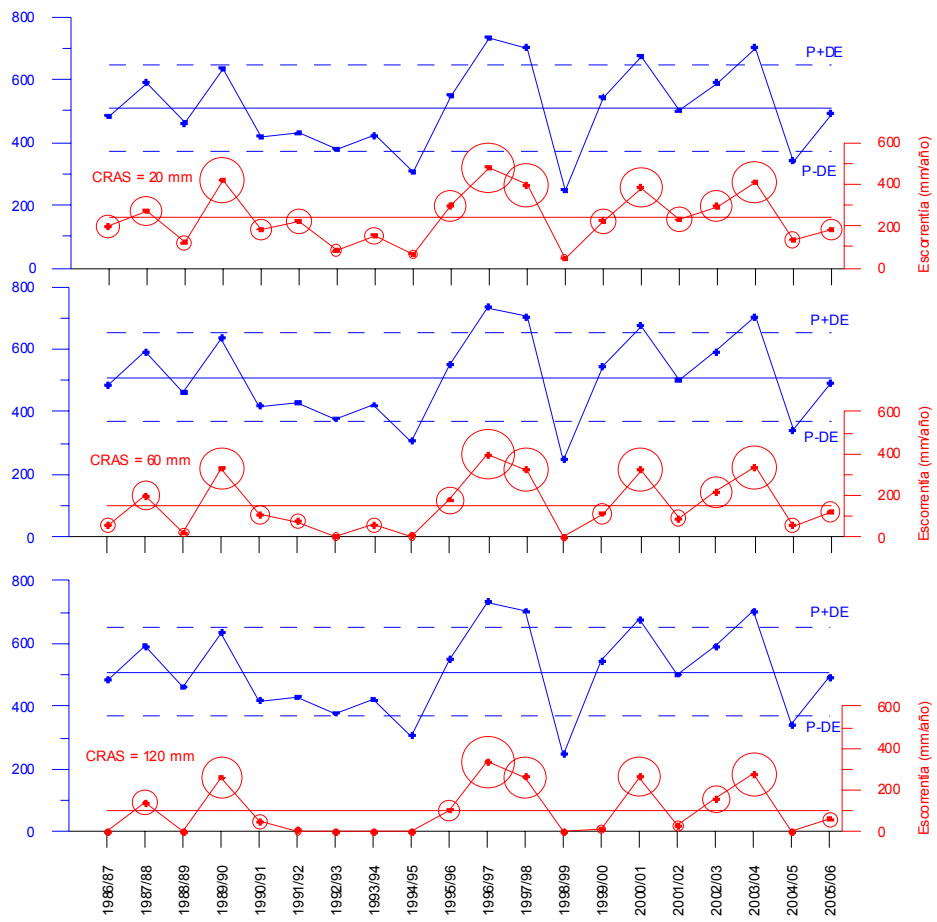
Esta circunstancia explica la mayor variabilidad de los valores obtenidos de la escorrentía con respecto a los de la precipitación y los valores positivos de los coeficientes de asimetría de las series de escorrentía; son series sesgadas hacia los valores mayores y además el sesgo positivo aumenta con el incremento de la capacidad de almacenamiento de los suelos.

Este hecho es de especial relevancia en el entorno climático investigado; como se ha comprobado en este capítulo, los años secos son más frecuentes que los húmedos y además los primeros tienden a agruparse en periodos largos. En los acuíferos en los que se realiza una explotación intensiva del agua subterránea, el descenso de la superficie piezométrica asociado puede no estabilizarse durante periodos prolongados de tiempo, con las consiguientes afecciones al comportamiento hidrodinámico del acuífero.

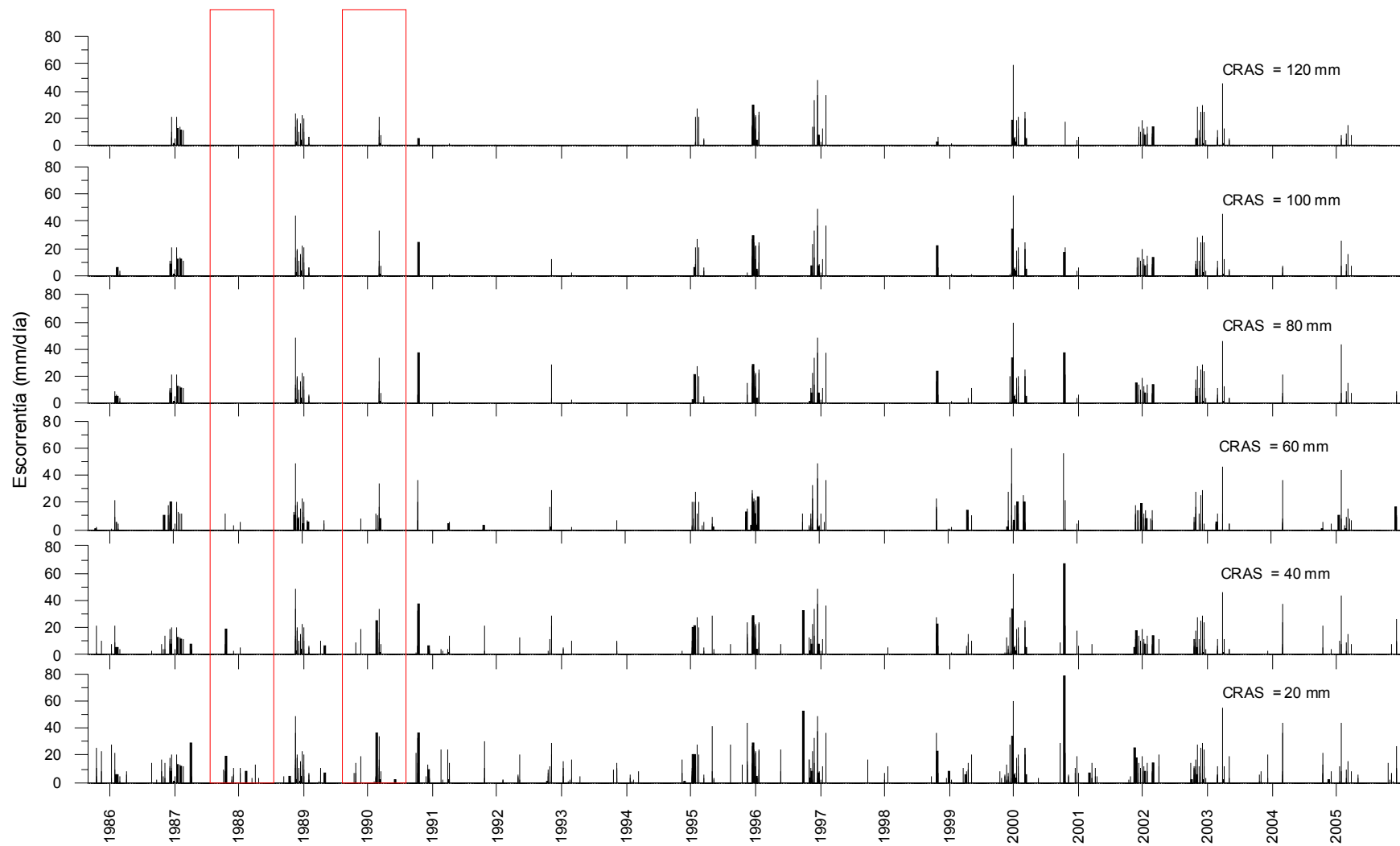
La evolución temporal de la escorrentía obtenida con los datos del observatorio de Lora de Estepa se representa en las Figuras 2.20 y 2.21, que sugieren comentarios muy similares a los ya presentados en relación a las figuras precedentes. No obstante, en este caso es más acusado el descenso de la escorrentía con el incremento de la capacidad de almacenamiento de los suelos. En la gráfica destacan años como el 90/91 con un total pluviométrico inferior al del año 88/89 y con una escorrentía anual considerablemente superior a la del año 88/89.



**Figura 2. 19.** Evolución de la escorrentía diaria respecto al tiempo, con datos del observatorio de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm



**Figura 2. 20.** Evolución de la precipitación anual, de la escorrentía anual y del coeficiente del infiltración respecto al tiempo, con datos obtenidos del observatorio de Lora de Estepa, utilizando valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 60 y 120 mm.



**Figura 2. 21.** Evolución de la escorrentía diaria respecto al tiempo, con datos del observatorio de Lora de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm

### 2.6.3.2 Comparación de resultados entre los modelos de Milly y de Thornthwaite-Mather

En las Tablas 2.17 a 2.19 se resumen los estadísticos descriptivos de las series de escorrentía anual que resultan de aplicar el modelo de Thornthwaite-Mather, con valores de la CRAS de 20, 40, 60, 80, 100 y 120 mm, a los datos de los tres observatorios tratados.

Escorrentía									
	Media	D.E	C.Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Esc/Pre
P	535,6	154,3	0,29	555,1	244,4	780,3	-0,34	-0,78	
CRAS 20	280,3	139,9	0,50	286,8	50,4	520,0	-0,03	-0,85	0,52
CRAS 40	233,0	138,6	0,59	244,3	15,7	481,1	0,08	-0,88	0,43
CRAS 60	205,8	137,8	0,67	212,2	0,0	462,4	0,15	-0,89	0,38
CRAS 80	186,0	135,6	0,73	189,6	0,0	446,5	0,25	-0,89	0,35
CRAS 100	168,3	133,1	0,79	171,2	0,0	432,6	0,35	-0,86	0,31
CRAS 120	152,9	129,5	0,85	153,2	0,0	420,5	0,46	-0,80	0,29

**Tabla 2.17.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Estepa, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 1978/79-05/06) (D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

Escorrentía									
	Media	D.E	C.Var	Mediana	Mín	Máx	C.Asi	Curtosis	Esc/Pre
P	510,3	138,5	0,27	496,8	248,2	733,3	-0,06	-0,79	
CRAS 20	265,4	125,4	0,47	251,2	59,1	494,9	0,23	-0,87	0,52
CRAS 40	217,7	125,4	0,58	187,9	18,3	445,1	0,35	-0,96	0,43
CRAS 60	190,6	125,5	0,66	151,5	6,1	419,4	0,42	-1,02	0,37
CRAS 80	169,1	125,9	0,74	129,0	0,0	406,5	0,47	-0,98	0,33
CRAS 100	152,7	123,9	0,81	113,0	0,0	393,1	0,55	-0,96	0,30
CRAS 120	138,1	120,6	0,87	99,2	0,0	379,3	0,64	-0,91	0,27

**Tabla 2.18.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Lora de Estepa, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 1986/87-05/06)(D.E: Desviación estándar, C.Var: coeficiente de variación y C. Asi: coeficiente de asimetría, Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

Escorrentía					
	Media	Mediana	Mín	Máx	Esc/P
P	559,9	564,8	316,4	793,7	
CRAS 20	310,3	294,7	139,4	512,5	0,55
CRAS 40	269,2	254,2	102,2	466,1	0,48
CRAS 60	247,4	235,8	76,3	441,6	0,44
CRAS 80	230,7	223,7	55,9	419,6	0,41
CRAS 100	217,1	212,4	44,8	399,0	0,39
CRAS 120	204,2	202,4	33,2	378,7	0,36

**Tabla 2.19.** Estadísticos descriptivos de la escorrentía anual (mm/año) del observatorio de Becerrero, calculados aplicando el modelo de Thornthwaite-Mather (Periodo 2001/02-05/06). (Esc/P: coeficiente de escorrentía medio y Eva/P: evapotranspiración real/precipitación)

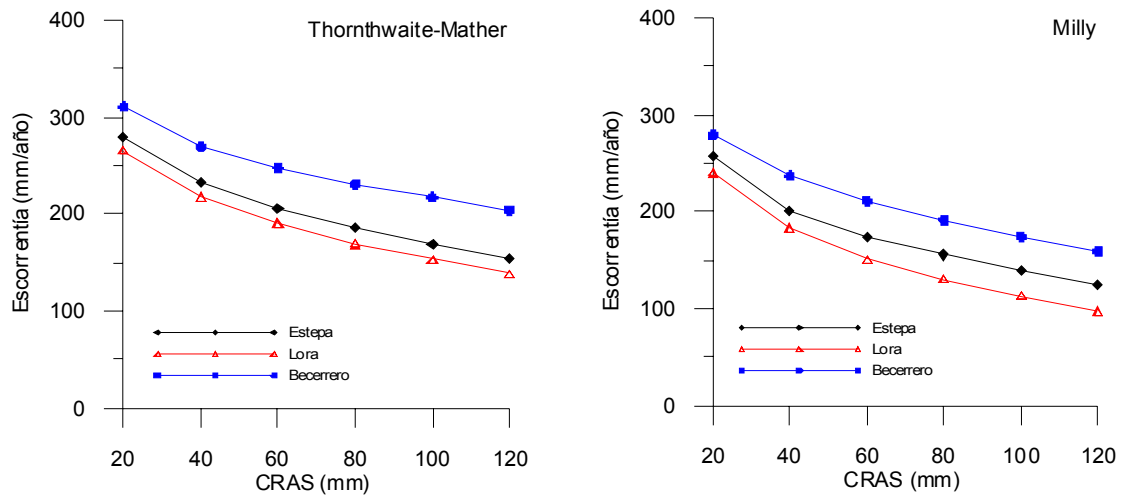
El promedio de escorrentía anual resultante está comprendido entre 310 mm/año (observatorio de Becerrero, con un valor de la CRAS de 20 mm), y 138 mm/año (observatorio de Lora de Estepa, con un valor de la CRAS de 120 mm). Los coeficientes de escorrentía correspondientes tienen un valor de 0,55 y de 0,27, respectivamente. Con valores de la CRAS de 20 a 60 mm, los valores máximo y mínimo del coeficiente de escorrentía son 0,55 y 0,37.

La comparación de los resultados de escorrentía calculados con el modelo de Thornthwaite-Mather y Milly permite confirmar que el modelo de Milly genera menos escorrentía, al convertir en evapotranspiración una fracción mayor de la precipitación, debido a la mayor restricción que el modelo de Thornthwaite-Mather impone a la evapotranspiración.

Los valores medios de escorrentía que se calculan aplicando el modelo de Thornthwaite – Mather a los datos de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero son mayores que los que resultan de aplicar el modelo de Milly en los mismos observatorios. La diferencia entre ambos valores representa porcentajes del 17,24 y 18%, respectivamente.

Estos resultados se muestran en la Figura 2.22, en la que se representan las gráficas que relacionan la escorrentía media anual y los valores de la CRAS obtenidos aplicando ambos modelos a los datos de los tres observatorios tratados. Al igual que ocurre al aplicar el modelo de Milly, se comprueba que la escorrentía muestra una relación lineal con el logaritmo del valor de la CRAS, con pendientes comprendidas, en este caso, entre -60 y -70 y que permiten confirmar, en el intervalo de valores de la CRAS utilizado, que al duplicar el valor de la CRAS, la escorrentía se reduce en torno a 46 mm. Esta cifra es ligeramente inferior a la que resultaba con el modelo de Milly (52 mm), de lo que se deduce una influencia menos acusada del valor de la CRAS en los resultados del modelo de Thornthwaite-Mather, que también queda marcada en la menor pendiente de las rectas.





**Figura 2.22.** Influencia de la capacidad de retención de agua en el suelo en el valor promedio de la escorrentía anual, calculadas ambas magnitudes aplicando los modelos de Thornthwaite-Mather (a la izquierda) y de Milly (a la derecha) a los datos de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero.

## **MARCO GEOLÓGICO**

### **3 MARCO GEOLÓGICO**

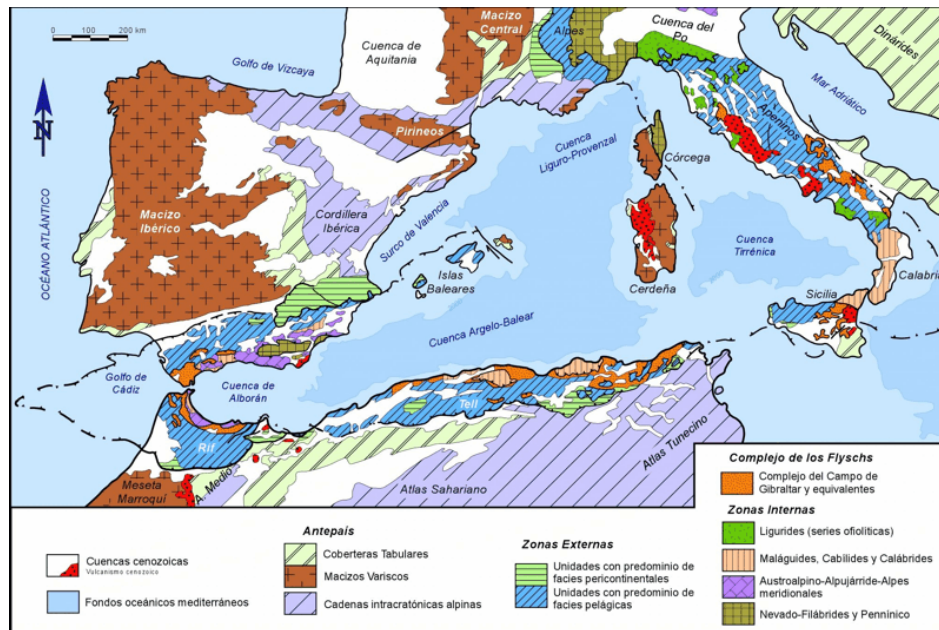
#### **3.1 INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se comentan los principales antecedentes bibliográficos relativos a los rasgos geológicos del área investigada, se sitúa la Sierra de Estepa en el contexto de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, y finalmente, se presenta la descripción de las características estratigráficas y estructurales del sector. Para esta tarea, además de información geológica publicada e inédita, se ha contado con la proveniente de distintas campañas de prospección geofísica y de sondeos mecánicos de investigación.

#### **3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL: LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS**

El área investigada se encuentra situada en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, que constituye el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas (Figura 3.1).

Las Zonas Externas se extienden por el sur y el sureste peninsular, en una banda alargada, según la dirección OSO-ENE, con una anchura media comprendida entre 80 y 100 km (Figura 3.2). Corresponden a la cobertera sedimentaria del margen sudibérico, depositada durante el Mesozoico y el Terciario sobre la margen continental de la placa ibérica, en su mayor parte en las aguas oceánicas del antiguo Tethys. En estos materiales, fundamentalmente sedimentarios, con excepción de algunas rocas volcánicas o subvolcánicas, se incluyen términos triásicos, jurásicos, cretácicos y terciarios (hasta el Mioceno inferior). Los materiales se encuentran plegados y existe un despegue entre los materiales triásicos en facies germano-andaluza y el zócalo paleozoico, que no aflora, pero que representa la prolongación del Macizo Hercínico de la Meseta y según los datos geofísicos se encuentra situado a una profundidad que varía entre 5 y 8 km. Hacia el borde de la Meseta, la profundidad disminuye progresivamente.



**Figura 3.1.** Geología del sector occidental del orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera, 2004)

En las Zonas Externas se diferencian dos zonas: Prebético y Subbético. El Prebético corresponde a la parte del margen continental adyacente al antiguo continente, caracterizado por el dominio de facies marinas someras. En Andalucía aflora en las Sierras de Cazorla y Segura y en las proximidades de Jaén. El Subbético, más alejado del continente durante su depósito, está situado al sur del anterior, y presenta facies sedimentarias más claramente pelágicas a partir del Liás superior. Sin embargo, si se atiende a la evolución dinámica del margen continental, se pueden diferenciar tres conjuntos en las Zonas Externas (Vera, 1986).

El primero lo constituyen los materiales del Triásico y del Liásico (hasta el final del Carixiense), que consisten en materiales depositados antes de la formación del margen continental, con características similares en toda la región. Se diferencian materiales detríticos, de colores predominantemente rojizos, depositados en el Buntsandstein y el Keuper, y las calizas someras del Muschelkalk y del Liás infradomeriense.

El segundo conjunto lo forman materiales con edades comprendidas entre el Liásico (a partir del Domeriense) y el Cretácico inferior. Corresponden a depósitos de la etapa de

margen pasivo, individualizados en distintos dominios paleogeográficos por una fase de fracturación. En el Prebético se diferenciaron dos dominios, uno más cercano al continente (Prebético Externo), con materiales marinos someros e importantes lagunas estratigráficas, y otro más distal (Prebético Interno), más potente que el anterior y con menos lagunas sedimentarias. En el área de sedimentación más pelágica se diferenciaron varios sectores según la distinta subsidencia. Los dominios más subsidentes, el Dominio intermedio y el Subbético medio, y los menos subsidentes, el Subbético Externo e Interno y el Penibético. En los sectores más subsidentes (surcos), se depositaron potentes paquetes de ritmitas de calizas –margas, calizas con sílex, turbiditas y margas radiolaríticas, localmente con intercalaciones de rocas volcánicas. Por el contrario, en los sectores menos subsidentes (umbrales), se depositaron calizas pelágicas, entre las que merecen ser mencionadas a término de ejemplos las facies Ammonítico Rosso, poco potentes y con abundantes lagunas estratigráficas.

El tercer y último conjunto lo forman los materiales del Cretácico superior, Paleógeno, y Mioceno inferior; la desaparición de los surcos y umbrales del episodio anterior permiten diferenciar en este conjunto sólo dos dominios: el Prebético, adyacente al continente, con sedimentación marina somera y episodios costeros y continentales, y el resto de la cuenca (Dominio Intermedio y Subbético), con facies pelágicas margosas, localmente con intercalaciones de turbiditas.

Las Zonas Externas presentan la estructura de una cobertera plegada y desplazada hacia el NNO, en la que los límites de los dominios paleogeográficos suelen coincidir con los límites de los frentes de cabalgamiento. La estructura de esta cobertera se caracteriza por una estructura en escamas en la parte más próxima a la Meseta (Cazorla-Alcaraz-Hellín), mientras que en el resto de la Zona Prebética predominan los pliegues extensos y las estructuras de fractura. Una característica esencial de la Zona Subbética es la presencia de mantos de corrimiento, que cabalgan a los materiales de los dominios más septentrionales, en algunas ocasiones con desplazamientos importantes. La vergencia principal de todas las estructuras descritas es hacia el antiguo borde continental, es decir, hacia la actual Meseta. Se estima que la anchura del margen sería unas tres veces superior a la que hoy ocupan los afloramientos pertenecientes a las Zonas Externas.

### **3.3 LA ZONA SUBBÉTICA. EL SUBBÉTICO EXTERNO**

La Zona Subbética se extiende por el sur de la Península Ibérica, entre Cádiz y Alicante, en una banda de unos 550 km de longitud y de anchura variable, con un máximo de 72 km en la transversal de Loja, que en las transversales de Jaén y en la de Nerpio-Vélez Rubio es de 55 y 60 km, respectivamente (Molina, 1987).

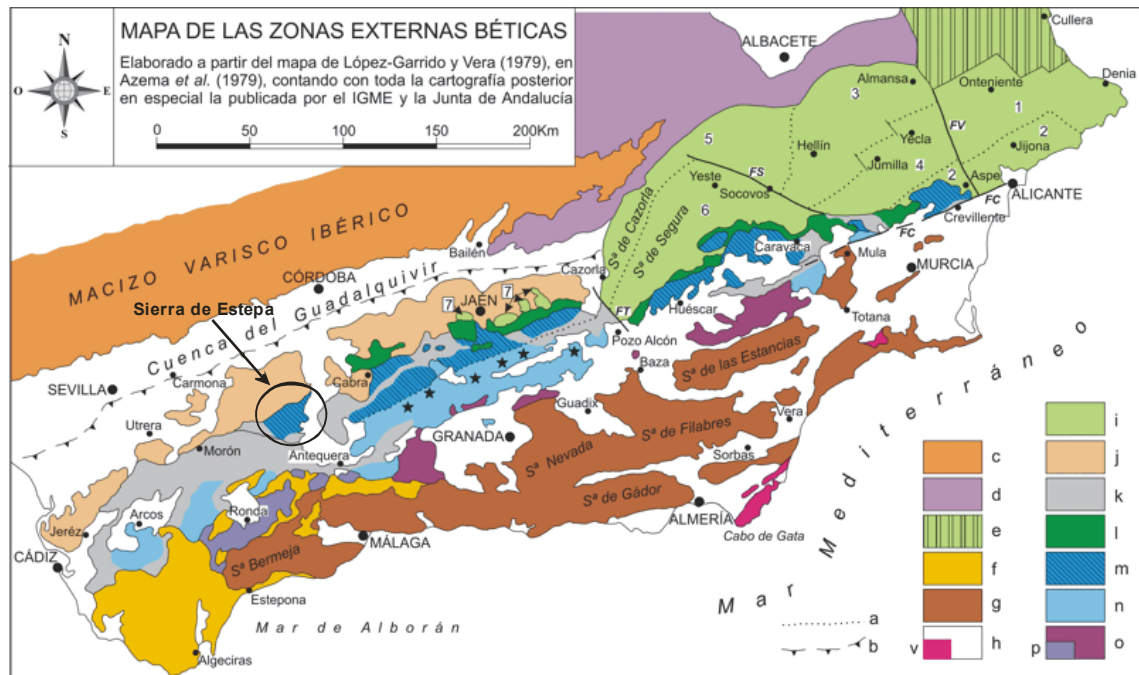
El Subbético está cabalgando hacia el norte, bien sobre las unidades intermedias, bien sobre el Prebético, aunque también se enfrenta en su borde septentrional con las unidades alóctonas de la depresión del Guadalquivir, estas últimas en buena parte de procedencia subbética. Por el sur, la Zona Subbética limita con las Zonas Internas de la Cordillera Bética y con las Unidades del Campo de Gibraltar.

La Zona Subbética está compuesta por materiales de edades comprendidas entre el Triás y el Mioceno, mayoritariamente rocas sedimentarias, excepto algunas intercalaciones de rocas volcánicas y subvolcánicas. El Triásico es de facies germano-andaluza y actúa de nivel de despegue entre zócalo y cobertera. Los materiales jurásicos-miocenos son marinos, y entre ellos predominan las calizas y las margas.

La estructura de conjunto de la Zona Subbética es bastante compleja, con superposiciones de unidades de mantos de corrimiento. Las etapas de deformación más importantes, que dieron lugar a las estructuras de mantos de corrimiento, plegamiento y fracturación, debieron de comenzar en el Cretácico inferior y continuaron hasta el Mioceno superior. En esta deformación, junto a los movimientos compresivos, aproximadamente perpendiculares a la dirección en la que alargan las Zonas Externas, pudo jugar un papel importante la componente de desgarre.

### **3.4 LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA SIERRA DE ESTEPA**

Los materiales que afloran en la Sierra de Estepa han sido interpretados (Cruz-Sanjulián, 1974) como el elemento más externo de la terminación occidental del Dominio Subbético Externo (figuras 3.1 y 3.2).



**Figura 3.2.-** Mapa de las Zonas Externas Béticas. Leyenda: a.- Límites entre unidades morfoestructurales delimitadas en el Prebético y límite entre dominios paleogeográficos del Subbético, cuando no coincide con un límite tectónico. b.- Frente norte del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir detectado en el subsuelo. c.- Macizo Ibérico. d.- Cobertera Tabular. e.- Cordillera Ibérica. f.- Complejo del Campo de Gibraltar. g.- Zonas Internas Béticas. h.- Cuencas Neógenas postorogénicas (v.- rocas volcánicas neógenas). i-p: Zonas Externas Béticas. i.- Prebético (1.- Prebético de Onteniense-Denia. 2.- Prebético de Aspe-Jijona-Alicante. 3.- Prebético de Hellín-Almansa. 4.- Prebético de Jumilla-Yecla. 5.- Prebético de las Sierras de Cazorla y Alcaraz. 6.- Prebético de la Sierra de Segura. 7.- Prebético de Jaén). j.- Afloramientos del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. k.- Complejos Caóticos Subbéticos (Subbético con estructura interna caótica). l.- Dominio Intermedio. m.- Subbético Externo. n.- Subbético Medio (asteriscos: principales afloramientos de rocas volcánicas jurásicas). o.- Subbético Interno (p.- Penibético). Abreviaturas de estructuras geológicas: FC.- Falla de Crevillente. FS.- Falla de Socovos. FT.- Falla de Tíscar. FV.- Falla del Vinalopó (Vera, 2004).

En el mapa geológico del área investigada (Plano nº 1) destaca un extenso afloramiento calcáreo (Sierra de Becerrero), y un conjunto de relieves de la misma naturaleza (Hacho de Lora, Mingo, Águilas-Guinchón y Pleites), situados al este del anterior (ver Figura 3.3) y separados de él por afloramientos de margas y margocalizas cretácicas. Las diferencias litoestratigráficas y estructurales existentes entre estos elementos permitieron diferenciar dos unidades, atribuidas por Cruz-Sanjulián (1974), respectivamente, a los Dominios Subbético Externo septentrional y meridional: la unidad de Estepa, también conocida como de Becerrero, y la unidad denominada por Castro (1990) como del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

### 3.5 ANTECEDENTES

Las primeras investigaciones geológicas realizadas en este sector fueron llevadas a cabo por Blumenthal (1939 *in*. Cruz-Sanjulián y Divar, 1986), que incluyó la Sierra de Estepa y la de los Caballos en un corte geológico que se extendía desde el río Genil al Mediterráneo. Más tarde, Peyre, aunque de forma marginal, atribuyó la Sierra de Estepa a la unidad paleogeográfica del “Subbético con Jurásico calizo” o “Subbético septentrional”, en función de la presencia en el Malm de facies de calizas nodulosas (Peyre, 1962).

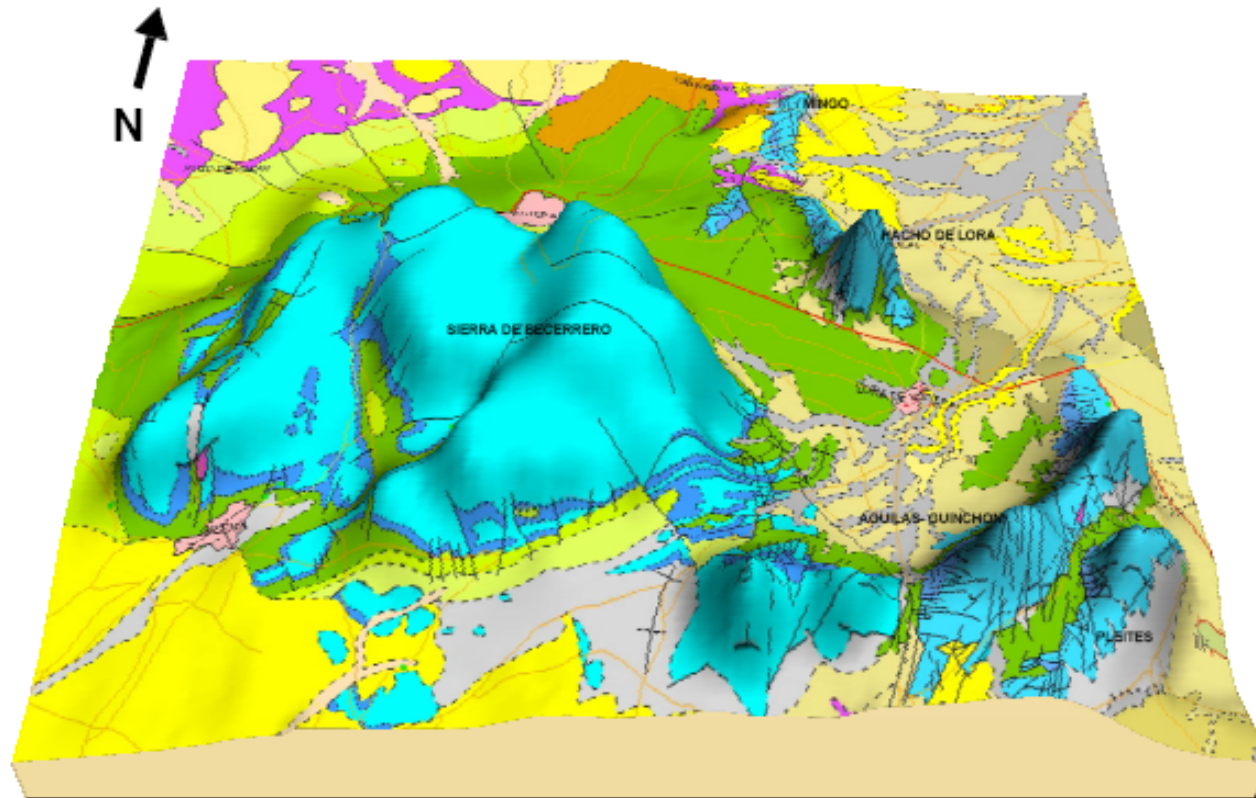
En su Tesis Doctoral, Peyre diferenció en la zona investigada dos sectores: el occidental, que correspondería a la Sierra de Becerrero, y el oriental, en el que incluyó los afloramientos carbonáticos de Águilas – Guinchón, Cruz, Hacho de Lora y Mingo, que atribuyó al “Subbético con Jurásico margoso” o “Subbético meridional” (Peyre, 1974).

J.J. Cruz Sanjulián, en su Tesis Doctoral (Cruz-Sanjulián, 1974), estudió la geología de las hojas del mapa topográfico nacional, escala 1/50.000, números 1005 (Osuna), 1022 (Campillos) y 1037 (Teba). Esa investigación no abarcó los afloramientos calcáreos más orientales de la que en este trabajo se considera la Sierra de Estepa; sin embargo, este conjunto se estudió en la Tesis de Licenciatura de R. Sola, dirigida por Cruz-Sanjulián (Sola, 1972). En ese trabajo ya se comprobó que los relieves de Águilas-Guinchón, Pleites, Mingo y Hacho de Lora presentan características estratigráficas y tectónicas netamente diferenciables respecto a la Sierra de Becerrero.

Sequeiros (1974, 1977) estudió la fauna de ammonites y braquiópodos del Oxfordiense.

En 1986 se publicaron las hojas MAGNA 1/50.000 número 1005 (Osuna) (Cruz-Sanjulián y Divar, 1986) y 1006 (Benamejí) (Martín-Serrano, 1986), respectivamente.





**Figura 3.3.** Esquema geológico de la zona de investigación (ver descripción litológica en el mapa geológico adjunto a la Memoria)

La última aportación a la Geología de la zona investigada se encuentra en la Tesis de Licenciatura de J.M. Castro, en la que se realizó un estudio estratigráfico del Jurásico y el Cretácico de la Sierra de Estepa (Castro, 1990).

Es conveniente mencionar la Tesis Doctoral de J. M. Molina, sobre el Subbético Externo de la provincia de Córdoba y el sur de la de Jaén, puesto que las formaciones descritas en ella son claramente correlacionables con las del Subbético de la Sierra de Estepa (Molina, 1987).

Aspectos más puntuales, como la karstificación, son tratados en distintas publicaciones (Cruz-Sanjulián, 1977; Castro *et al.*, 1990; Castro y Ruiz-Ortiz, 1991; Castillo *et al.*, 1992).

### **3.6 ESTRATIGRAFÍA**

#### **3.6.1 PRINCIPALES UNIDADES REPRESENTADAS**

Atendiendo a su implicación en las estructuras de plegamiento y de fractura, los materiales que afloran en el área estudiada se pueden dividir en dos grupos: los preorogénicos y los postorogénicos. Entre los primeros se encuentran las unidades de Estepa (Subbético Externo septentrional), la del Hacho de Lora- Mingo-Guinchón (Subbético Externo meridional) y el Manto de Antequera – Osuna. Los materiales postorogénicos, por su parte, no están implicados en las estructuras antes citadas y entre ellos se incluyen términos desde el Langhiense al Cuaternario.

La práctica totalidad del área cartografiada en el mapa geológico adjunto a esta Memoria (Plano nº 1) pertenece a la **unidad de Sierra de Estepa** (Cruz-Sanjulián, 1974), también denominada **unidad de Sierra de Becerrero** (Castro, 1990). La secuencia estratigráfica que se describe en esta Memoria está basada en los dos trabajos indicados.

El Triásico, en facies germano-andaluza, de la Sierra de Becerrero no aflora en posición normal; sin embargo, ha sido identificado bajo dolomías jurásicas en sondeos mecánicos realizados recientemente por el IGME (IGME, 2005a, c; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a).

El Jurásico comienza en dolomías datadas como Dogger, aunque no se descarta que en ellas se incluya el Lías o parte del mismo, como propone Cruz-Sanjulián (1974). Les siguen calizas de plataforma somera, donde destacan calizas oolíticas con corales de la formación Camarena (Fm. Camarena. Molina, 1987), cuyo techo lo define una discontinuidad datada regionalmente como límite Bathoniense medio-superior (Molina, 1987; Castro, 1990; Castro y Ruiz-Ortiz, 1987). Sobre esta discontinuidad se disponen calizas rojas y nodulosas (Fm. Ammonítico Rosso Superior, Molina, 1987), que alcanzan el Valanginiense inferior y que culminan con una superficie de karstificación con diques neptúnicos (Cruz-Sanjulián, 1974; Castro y Ruiz-Ortiz, 1991).

La representación del Cretácico suprayacente a la formación Ammonítico Rosso Superior es muy desigual en cuanto a su edad y facies. En algunos puntos de la margen meridional de la Sierra de Becerrero se encuentran varios metros de margas con Hedbergellas (Cretácico inferior post-Hauteriviense), sobre los que se sitúan calizas y margas de la formación Capas Rojas de edad Cenomaniense–Paleoceno (Fm. Capas Rojas, Comas *et al.*, 1982); en otros puntos aparece un nivel condensado de unos 25 cm de potencia e incluso hay afloramientos en los que la formación Capas Rojas se dispone sobre el Ammonítico Rosso Superior. Sin embargo, en el borde septentrional de la Sierra aflora una potente serie cretácica, con más de 400 m de calizas margosas y margas de la formación Carretero, de edad Valanginiense superior al Albiense superior (Fm. Carretero, Comas *et al.*, 1982), 250 m de calizas y margas de colores asalmonados, de la formación Capas Rojas, y 100 m de margas, areniscas y calizas del Eoceno-Burdigaliense (Cruz-Sanjulián, 1974).

Los relieves de Águilas, Guinchón, Pleites, Hacho de Lora y Mingo pertenecen a la **unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón**, descrita en el trabajo de Castro (1990). Presentan series del Lías y del Dogger. El Lías inferior está formado por dolomías en la base y calizas en el techo, de carácter eminentemente mareal, que se atribuyen a la formación Gavilán (Fm. Gavilán, Van, 1969). Sobre estos términos se depositaron sedimentos margosos pelágicos, del Lías superior (Fm. Zegrí, Molina, 1987). El Dogger está representado por sedimentos de plataforma carbonatada, de las formaciones Camarena y Veleta (Fm. Veleta, Molina, 1987).

En la cartografía adjunta (Plano nº 1) se han diferenciado dos niveles: Jurásico inferior, donde se incluye en una unidad cartográfica la formación Gavilán, y Jurásico inferior-medio, con las formaciones Zegrí, Camarena y Veleta.

En la periferia de las unidades descritas se encuentra la unidad del **Manto de Antequera-Osuna** (Cruz-Sanjulián, 1974). Está compuesto principalmente por materiales triásicos en facies germano - andaluza, pero incluye también materiales post-triásicos (hasta el Paleógeno), si bien son de reducido espesor y se encuentran dispersos en afloramientos que, en la mayor parte de los casos, son de pequeña superficie.

### 3.6.2 UNIDAD DE SIERRA DE BECERRERO

#### 3.6.2.1 Triásico

El Triásico de la unidad geológica de Sierra de Becerrero no aflora en posición normal bajo los materiales jurásicos, aunque sí lo hace en distintos lugares asociado a superficies de fractura, como ocurre al norte de Gilena, en el barranco que separa los relieves de Acebuchosa y La Víbora, donde se observan arcillas rojas con yesos y carniolas.

Durante la realización de la presente investigación se han realizado tres sondeos de investigación hidrogeológica, bajo la supervisión del autor de esta Memoria, que han permitido confirmar la posición del contacto entre el Jurásico y el Triásico (Fotografías 3.1 y 3.2); dos de estos sondeos se han perforado en el paraje de Cañada Honda, al noreste de Gilena, y un tercero al oeste del sinclinal, de dirección N-S, que aprovecha la carretera que une las localidades de Gilena y Estepa.

La posición de este contacto dibuja una forma abombada, debida probablemente a un efecto de diapirismo, que parece que podría haber contribuido a la forma de domo del relieve de la Sierra de Becerrero, cuestión que se abordará en el apartado de Tectónica. Los materiales identificados en los niveles más altos del Triásico son arcillas abigarradas con yesos, carniolas, areniscas y dolomías negras.



**Fotografías 3.1 y 3.2.** Detalle de las arcillas y yesos triásicos de los testigos de sondeo correspondientes a las perforaciones Cañada Honda, 1541/4/0060, (arriba) y Martillo, 1541/4/0062 (abajo).

### **3.6.2.2 Dolomías**

Constituyen la base del Jurásico de la unidad Sierra de Becerrero. Su principal afloramiento se encuentra en la vertiente norte del Cerro de la Higuera, donde se citan espesores de 50 m (Cruz–Sanjulián, 1974) y de 80 m (Castro, 1990). Ambos autores reconocen la notable irregularidad existente en el paso de las dolomías a las calizas suprayacentes. Los sondeos realizados durante esta investigación en el sector central de la Sierra de Becerrero, han perforado entre 33 y 98 m de dolomías antes de alcanzar el Trías.

J. M. Castro (1990) define estas dolomías como el miembro basal de la formación Camarena; sin embargo, en la presente investigación se describen por separado, al haber sido diferenciadas en el mapa geológico adjunto.

Tienen carácter brechoide y en su base presentan textura vacuolar, típica de carniolas (Fotografía 3.3). Sobre éstas, existen dolomías grises, bastante brechoides, con cantos angulosos, soportados por una matriz microbrechoide, en la que aparecen geodas rellenas de cristales de calcita con textura esparítica. Los cantos suelen ser de dolomía gris oscura, en la que, en ocasiones, se reconoce una textura que corresponde a un grainstone de ooides. En el techo las dolomías tienen un color más claro y presentan textura sacaroidea.

### **3.6.2.3 Formación Camarena**

Esta formación constituye, en el conjunto de la Cordillera, la unidad litoestratigráfica más común del Jurásico medio del Subbético Externo e Interno. Los afloramientos rocosos del macizo de Becerrero están formados, en su práctica totalidad (aproximadamente 23 km<sup>2</sup>), por materiales de esta formación.



**Fotografía 3.3.** Detalle de la alteración de las dolomías de la base de la formación Camarena, en el testigo del sondeo Cañada Honda (1541/4/0060)

Según Castro (1990), las dolomías antes descritas serían el primer miembro de los cuatro que define en la formación. A las dolomías le siguen en la secuencia estratigráfica estudiada por el mencionado autor, en el Cerro de la Higuera (Figura 3.4), 130 m de **calizas oolíticas-peletoidales**, de color gris claro, con textura de grainstones de ooides, en los que destaca la homogeneidad del diámetro, como se advierte claramente en lámina delgada; se pueden encontrar, de forma menos frecuente, intraclastos redondeados. El segundo miembro de la formación está constituido por 270 m de **calizas micríticas, con textura fenestral**; presentan una buena estratificación, con bancos cuyo espesor está comprendido entre 10 y 50 cm; predominan las calizas grises micríticas, con muchas fenestras y laminaciones algales, aunque en los primeros 100 m aparecen intercalados niveles oolíticos; las microfacies que dominan son mudstone con textura fenestral y wackstone-packstone de ooides con fenestras; en este miembro se identifican niveles centimétricos manchados de óxidos y algunos niveles brechificados. El último miembro está representado por **calizas oolíticas – oncolíticas con corales**, a las que se asigna un espesor de 185 m. Se distinguen facies de grainstone oolítico – peletoidal, grainstone de oncoides (algunos de estos tienen hasta 3 cm de diámetro), calizas de corales y calizas de crinoides; de éstas, sólo se han identificado dos afloramientos, de un máximo de 10 m de espesor, uno al sureste de Becerrero y el otro en el cerro de La Cruz.



**Fotografía 3.4.** Detalle de una muestra de mano de las calizas oolíticas de la formación Camarena

La datación del muro de la formación es compleja. No se ha identificado macrofauna, por lo que se desconoce la edad de la base de la formación infrayacente. En otros sectores de la región, la base de la formación Camarena está datada como Bajociense (Molina, 1987).

La intensa karstificación superficial que afecta a esta formación dificulta la estimación de su espesor. Y. Peyre (1974) cita espesores máximos de 700 m, el IGME (1976) de 150 m, Cruz-Sanjulián (1974) y Castro (1990) en la sección del Cerro de la Higuera miden espesores de 500 a 600 m, mientras que los ejemplos de la provincia de Córdoba y Jaén tienen un espesor medio de 250 m (Molina, 1987). Este último espesor es el que más coincide con los medidos en los sondeos de investigación realizados durante la presente investigación. El máximo espesor perforado, incluidas las dolomías, fue de 288 m en el sondeo 1541/4/0059\* y el mínimo de 246 m en el 1541/4/0060. La situación de estos sondeos respecto al contacto con las calizas nodulosas suprayacentes permite estimar una potencia de esta formación variable entre 400 y 200 m con un espesor medio de 350 m.

---

\* La situación de los sondeos puede observarse en el mapa hidrogeológico adjunto a esta Memoria. La codificación empleada para su identificación se explica en el capítulo 4. Las principales características de estos sondeos se resumen en el Anexo I.



El techo de la formación Camarena representa la discontinuidad más espectacular de la Zona Subbética (Vera, 1988): la ruptura del límite Bathoniense medio – superior (Molina, 1987). En la Sierra de Becerrero, esta discontinuidad está marcada mediante un paleokarst, que lateralmente pasa a un hardground.

#### **3.6.2.4 Formación Ammonítico Rosso Superior**

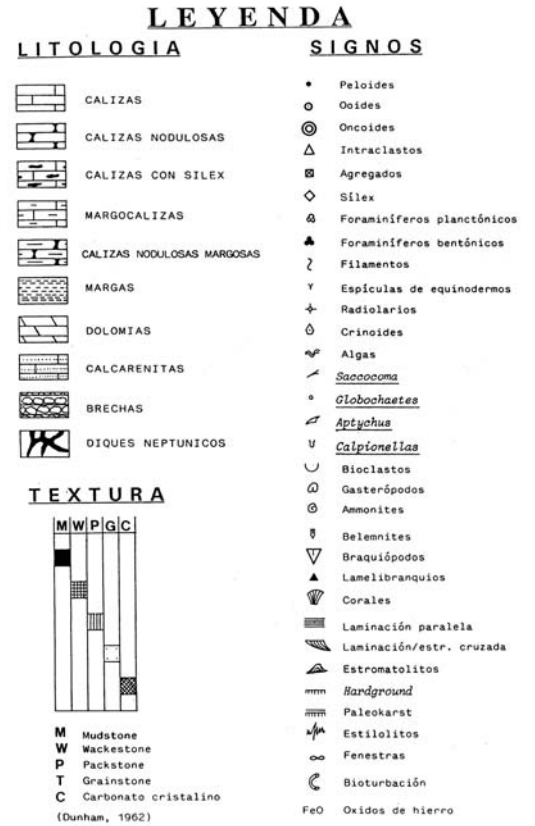
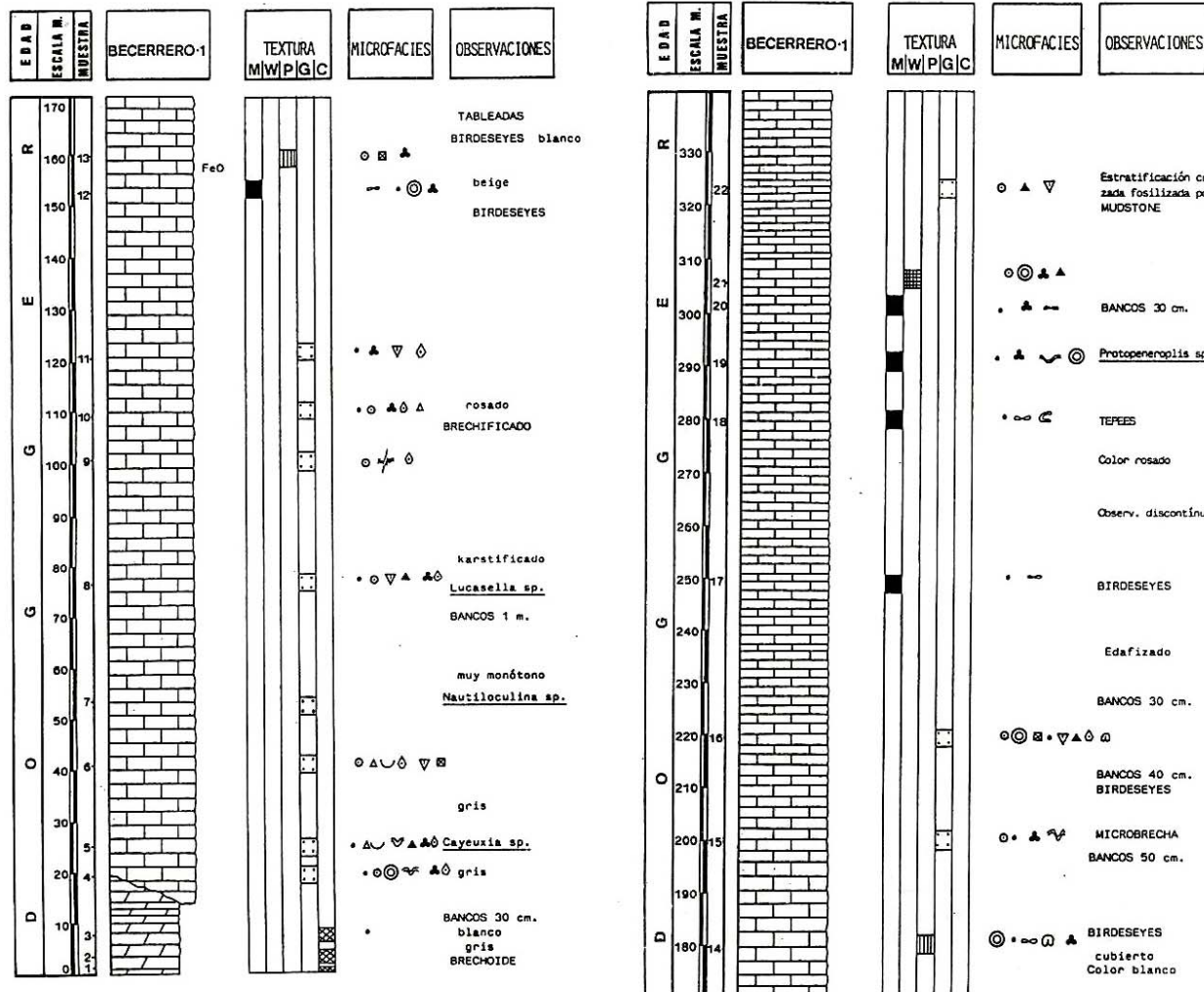
Sobre el paleokarst que corona la formación Camarena se sitúa un tramo de calizas nodulosas, bastante continuo, que suele determinar la presencia de zonas deprimidas del relieve, a las que se asocian caminos y pequeñas vaguadas. Este nivel guía lo forman calizas de aspecto noduloso, con colores rojos que pasan a grisáceos hacia el techo. También se presentan masivas o brechificadas, con cantos delimitados por superficies estilolíticas. En el techo del tramo puede identificarse una ritmita con intercalaciones margosas decimétricas.

Predomina la microfacies wackstone, con numerosos granos. Cruz-Sanjulián (1974) identificó tres tramos, con una potencia máxima de 25 m, que pueden no aparecer en la misma vertical: calizas nodulosas rojas, calizas margosas nodulosas y brechoides y calizas brechoides. Castro (1990) indica que el espesor total de la formación varía entre 17 y 54 m, en las secciones por él estudiadas.

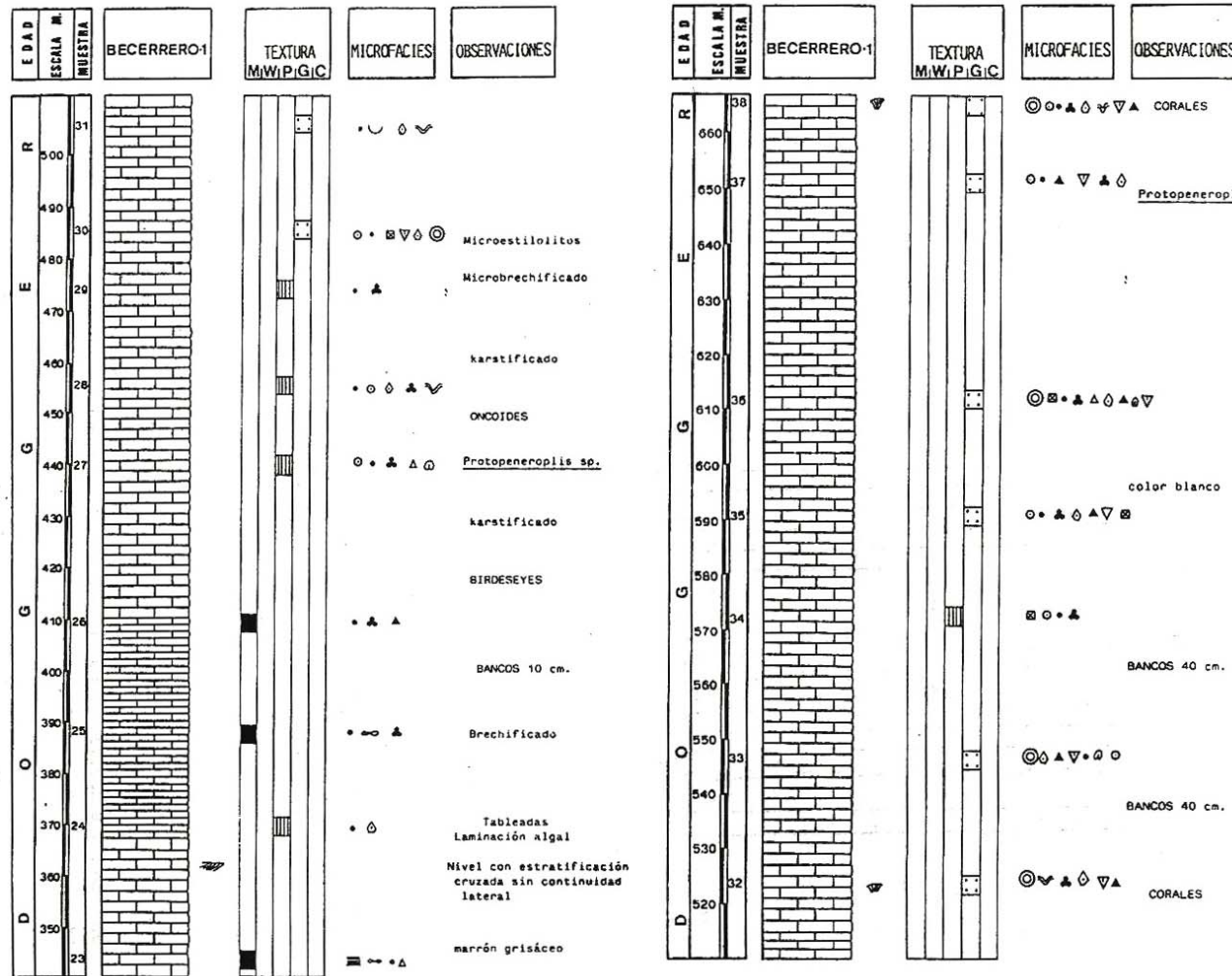
Cruz Sanjulián (*op.cit.*) reconoció macrofauna del Oxfordiense medio en la base y Titónico superior-Berriasiense en el techo. Castro (*op.cit.*) confirma los resultados anteriores, pero propone el límite superior en el Berriasiense – Valanginiense.

#### **3.6.2.5 Cretácico del sector meridional**

La sedimentación durante el Cretácico es más heterogénea y está más desarrollada en el sector septentrional que en el meridional. Al norte existe una potente serie de margas y margocalizas de carácter pelágico, mientras que al sur su desarrollo es más limitado. Según Castro (1990), existen registros que permitirían confirmar que, durante el Cretácico inferior y parte del superior, la Sierra de Becerrero consistiría un umbral pelágico, que hacia el norte pasaría a un surco, en el que se favorecía un mayor desarrollo de la sedimentación pelágica.



Figuras 3.4a. Sucesión levantada en el Cerro de la Higuera (Castro, 1990)



Figuras 3. 4b. Sucesión levantada en el Cerro de la Higuera (Castro, 1990)

### **Conjunto Inferior**

En el techo del Ammonítico Rosso Superior, en escasos afloramientos del sector meridional de la Sierra de Becerrero, se identifica una superficie irregular, atravesada por diques neptúnicos de edad post-Neocomiense, e incluso Cretácico superior. En estos diques neptúnicos se han identificado niveles de micritas pelágicas, datadas, junto con unas margas blancas que se superponen sobre la superficie de contacto, como Valanginiense – Cenomaniense. Sobre la mencionada superficie de contacto, se observan también niveles de estromatolitos discontinuos, que se desarrollaron durante el Cenomaniense y posiblemente Turoniense. Estos depósitos se habrían originado, según Castro (1990), en una zona de umbral pelágico, durante el Cretácico inferior. El notable contraste en el desarrollo de la sedimentación cretácica al norte y al sur de la Sierra de Becerrero lo relaciona dicho autor con la existencia de una fractura activa durante el Cretácico inferior, en su borde septentrional. Esta fractura condicionó que el mencionado umbral pelágico continuara constituyendo una elevación en el área de la Sierra de Becerrero durante el Cretácico inferior y parte del superior.

### **Formación Capas Rojas**

Esta formación descansa sobre el conjunto inferior del Cretácico, aunque, en parte, se depositó directamente sobre la formación Ammonítico Rosso Superior. Está formada por margas y margocalizas de colores rosados y salmón. También aflora al norte de Estepa, donde se estudió con mayor detalle.

#### **3.6.2.6 Cretácico del sector septentrional**

### **Formación Carretero**

Los afloramientos de esta formación delimitan un arco perimetral, al norte de la Sierra de Becerrero, con una anchura máxima de 3 km, al noreste de la localidad de Estepa, que se reduce progresivamente, hasta su práctica desaparición hacia el suroeste, junto a Gilena.

Consiste en una alternancia rítmica de margas y margocalizas, de colores claros, con niveles de espesor medio de 15 a 25 cm. El espesor del conjunto, de difícil determinación por las condiciones de afloramiento y por la fuerte tectonización, se estima del orden de 400 m, cifra adelantada por Cruz Sanjulián (1974).

En la base de la formación se intercalan lechos de 5 cm formados por arcillas de color rojo violáceo con yesos. Sanz de Galdeano (1973 *in.* Castro, 1990) interpreta este tipo de afloramientos en otros puntos del Subbético, como “derrames” en el fondo marino en relación con fenómenos de diapirismo. Son también observables grandes cantos redondeados de calizas oolíticas con corales de la formación Camarena y fenómenos de slumping en la parte alta de la serie.

A la formación se le atribuye una edad Valanginiense – Albiense superior.

### **Formación Capas Rojas**

Las capas rojas descansan sobre los materiales de la formación Carretero, aunque sus afloramientos se encuentran sobre todo en la mitad occidental de la estructura. Se trata de un conjunto de margocalizas y margas de color salmón, naranja y blanco. En la base son frecuentes niveles ricos en sílex. El espesor de los bancos está comprendido entre 5 y 60 cm, mientras que todo el conjunto presenta un espesor medio de 200 m y una edad comprendida entre el Cenomaniense y Paleoceno, según los trabajos realizados por Peyre (1974) y Cruz-Sanjulián (1974).

### **Margas, areniscas calcáreas, calizas, calizas detríticas y calizas brechoides. Eoceno – Burdigaliense**

En este tramo, descrito por Cruz –Sanjulián (*op.cit.*), se estima un espesor del orden de 100 m. Aflora, al norte y al noreste de la Sierra de Becerrero, sobre la formación Capas Rojas, aunque hay varios afloramientos en los que se superpone sobre diversos términos del Jurásico y del Cretácico. Uno de éstos, que indica el carácter transgresivo del conjunto, lo constituye el relieve del Castillo de Estepa, donde se identifican margas y calizas en la base

y calizas biodetríticas en el techo; finaliza la serie con niveles de brechas con cantos jurásicos.

El conjunto Oligoceno superior – Aquitaniense está formado por niveles de areniscas calcáreas y calizas detríticas intercalados en el seno de formaciones predominantemente margosas. La secuencia culmina con margas crema del Burdigaliense.

### 3.6.3 UNIDAD DE HACHO DE LORA – MINGO – GUINCHÓN

#### 3.6.3.1 Formación Gavilán

A ella pertenecen buena parte de los afloramientos calcáreos de los relieves de Hacho de Lora, Mingo, Águilas-Guinchón y Pleites.

Se identifican dolomías (carniolas, dolomías grises y dolomías sacaroideas) y calizas, con una potencia máxima de 600 m (Castro, 1990). Las carniolas son de color oscuro y vacuolares, con un entramado de venas de calcita, entre las que queda un material dolomítico muy alterado. Las dolomías grises se presentan como una brecha compuesta por cantos angulosos, en las que, en ocasiones, se puede identificar su textura original, de tipo grainstone a pakstone oolítico-peletoidal. Las dolomías sacaroideas tienen coloraciones amarillentas, en las que los rombos de calcita flotan en la matriz de dolomicrita. Las calizas presentan facies de tipo wackestone, con gasterópodos y oolitos, micritas peletoidales con textura fenestral, pisolitos vadosos y falsos estromatolitos.

Estos materiales están muy karstificados en superficie, lo que dificulta su estudio, pero existen tramos en los que la estratificación es claramente observable en bancos con espesores comprendidos entre 0,5 y 1 m.

La edad de la formación se considera Hettangiense-Domeriense. El techo coincide con una superficie de hardground, con pequeños diques neptúnicos perpendiculares a la estratificación. En la cartografía geológica adjunta (Plano nº 1) únicamente se ha diferenciado esta formación, habida cuenta de la dificultad que presenta la delimitación de los contactos entre las formaciones suprayacentes que constituyen el resto de la unidad.

### **3.6.3.2 Formación Zegrí**

Aflora en una estrecha banda de materiales margosos, que se sitúa entre la formación Gavilán y el Dogger, siempre en el borde oeste de los relieves que se estudian, con excepción del de Pleites, donde sólo son observables al norte. Se identifican margas y margocalizas, calizas margosas nodulares y calizas con sílex. En Pleites se ha medido una potencia de 60 m y en Águilas de 25 m. La edad de la formación comprende desde el Domeriense superior al Toarciense. Sobre estos afloramientos existe una densa cubierta vegetal.

### **3.6.3.3 Formación Camarena**

Aflora en una banda paralela a la definida por la formación Zegrí, que discurre en la base de las laderas occidentales de los relieves que forman esta unidad. Se trata de calizas grises y marrones, con una estratificación, cuando es observable, en bancos de un espesor comprendido entre 1 y 1,5 m. En los relieves del Hacho de Lora y Mingo, las calizas tienen textura de grainstone oolítica y en el Cerro del Águila de packstone, que pasa gradualmente a grainstone, con granos de peloides y crinoides. El sector próximo al alto de Guichón es similar al anterior, pero en éste es frecuente la presencia de nódulos de hierro de tamaño centimétrico. El espesor se estima entre 55 y 110 m y su edad se establece de forma aproximada como Toarciense superior – Dogger.

### **3.6.3.4 Formación Veleta**

Sólo ha sido reconocida en el relieve de Pleites. Está constituida por calizas marrones tableadas, con nódulos de sílex, y con un espesor medio de 25 m. Se le atribuye edad Dogger.

## **3.6.4 MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA**

Los materiales de esta unidad, definida por Cruz-Sanjulián (1974), afloran extensamente en las áreas deprimidas que rodean los relieves correspondientes a las unidades geológicas descritas con anterioridad.

El Manto de Antequera-Osuna está constituido, fundamentalmente, por materiales triásicos en facies germano - andaluza, acompañados por diversos materiales post-triásicos, de reducido espesor y que aparecen dispersos en afloramientos generalmente de pequeña extensión.

Esta unidad se extiende fuera del área de estudio. Hacia el norte, alcanza al río Genil al suroeste de Écija; hacia el oeste, está muy bien representada en la zona de Morón de la Frontera, al igual que al suroeste en la Sierra de las Cabras. Al este, la unidad presenta una continuidad manifiesta hasta la localidad de Antequera.

La existencia de una secuencia postríasica motivó que Cruz-Sanjulián abandonara la denominación de Trías de Antequera, que él mismo había utilizado de forma provisional (Cruz-Sanjulián, 1972), coincidiendo con un nutrido grupo de autores (Cruz-Sanjulián, 1974). Actualmente, el término más utilizado es el de Complejos Caóticos Subbéticos (Vera, 2004). En este trabajo se ha considerado que en este sector la denominación de Manto de Antequera – Osuna es más adecuada, ya que en el trabajo realizado por Cruz-Sanjulián (1974) se realiza una descripción detallada de la misma en el ámbito donde se desarrolla la presente investigación.

La secuencia de esta unidad incluye materiales de edades comprendidas desde el Triásico hasta el Paleógeno. Para su descripción, en este trabajo los materiales se han agrupado sintéticamente en dos conjuntos: Triásico y materiales postríasicos.

#### **3.6.4.1 Triásico**

Las arcillas y las areniscas son las rocas mejor representadas. Las arcillas, más abundantes, presentan colores verdes y rojos fundamentalmente, mientras que las areniscas son cuarzosas, en ocasiones micáceas, y de colores predominantemente rojos y amarillos. Asociados a estos materiales aparecen evaporitas, rocas ígneas y mineralizaciones de hierro.



De forma general es aceptada la atribución de las arcillas y las areniscas al Keuper (eventualmente al Buntsandstein), al igual que los afloramientos de carniolas, para los que se supone que coronan el Keuper; calizas y calizas dolomíticas negras se atribuyen al Muschelkalk.

Especial atención, por su implicación hidrogeoquímica, requieren las evaporitas presentes en esta formación triásica. En superficie, tan sólo son identificables los yesos, pero la presencia de halita se presupone por las características hidroquímicas del agua subterránea captada en los afloramientos triásicos o en sus proximidades, por la existencia de salinas y por la toponimia de la región: La Salada, arroyo Salado, etc.

#### **3.6.4.2 Materiales postríasicos**

Cruz-Sanjulián (1974) estudió distintos afloramientos cartografiados a escala 1/50.000 de materiales postríasicos del Manto de Antequera - Osuna, fuera de la zona investigada.

Como materiales jurásicos se identifican dolomías y calizas, fundamentalmente oolíticas, de probable edad liásica. Menos frecuentes son los afloramientos asociados al Jurásico medio, formados por calizas margosas, margocalizas y calizas grises y rojas. Entre la sierra de los Caballos y Pedrera se identifica un afloramiento datado como Kimmeridgiense – Titónico inferior.

El Cretácico inferior se ha datado en distintos afloramientos próximos a Osuna y cerca del Molino de Traba, al sureste de Pedrera, aunque las escasas dimensiones y lo alterado de los afloramientos dificultan su estudio. Por el contrario, el Cretácico superior y el Paleoceno están representados en afloramientos más extensos, que son identificables por la presencia de margas y margocalizas de colores blancos y rosados, en los que es frecuente la presencia de sílex. La potencia de estos afloramientos es siempre inferior a 100 m.

El Eoceno se confunde con el Cretácico superior – Paleoceno, al estar representado por niveles de margas y calizas margosas de colores blanquecinos. El Oligoceno está caracterizado por un aumento en la proporción de materiales calizos.

### 3.6.5 MATERIALES POSTOROGÉNICOS

#### 3.6.5.1 Terciario

##### **Langhiense**

Al norte de Estepa se identifica un importante afloramiento de margas grises y blancas, que fosilizan parte del contacto entre las unidades de Sierra de Becerrero y del Manto de Antequera – Osuna. Estas margas, algo arenosas, presentan intercalados algunos niveles de calizas detríticas. Se estima un espesor mínimo de 50 m para todo el conjunto.

##### **Serravalliense**

Representado por margas grises, blancas y amarillentas, algo arenosas y compactas, con frecuentes niveles laminados. No aflora en la zona de estudio.

##### **Tortoniense superior – Messiniense**

Al sur de las sierras de Becerrero, Águilas-Guinchón y Pleites, desde el cortijo de la Alamedilla hasta el sureste de Aguadulce, aflora un paquete margoso, con un espesor del orden de 100 metros, que oculta el contacto entre el Manto de Antequera – Osuna y la unidades geológicas de Sierra de Becerrero y Hacho de Lora-Mingo-Guichón.

El conjunto está formado por margas, margas arcillosas grises, verdosas y amarillentas, compactas. Sobre este paquete margoso, al sur de Pedrera, afloran niveles de arenas y areniscas cuarzosas, con un espesor de 20 m. Al este de Pedrera, estos niveles detríticos, fundamentalmente areniscas calcáreas bioclásticas, de 2-3 m de espesor, aparecen intercaladas en las margas. Al NNE de Estepa, el relieve de los Canterones constituye un afloramiento de calcarenitas bioclásticas, de tamaño de grano grueso a muy grueso, y conglomerados, con una potencia algo superior a 40 m. En distintos afloramientos donde se identifica la base de la secuencia, como en el cerro de Acebuchares, al suroeste de Gilena, afloran 20 m de calizas brechoides, con aspecto oolítico en algunos sectores.

### **3.6.5.2 Cuaternario**

Los materiales cuaternarios, discordantes sobre los anteriores, están poco representados en la zona de investigación. Se distinguen, por sus características litológicas y geomorfológicas, depósitos coluviales, aluviales, y travertinos.

Los escasos afloramientos de materiales aluviales se asocian a los arroyos que parten desde el Ojo de Gilena y la Fuente de Santiago. Están formados por gravas, arenas y limos y presentan espesores muy reducidos. Los depósitos coluviales, formados por conos de deyección y depósitos de piedemonte, presentan una matriz limo-arcillosa, que puede soportar bloques de hasta 1 m de diámetro.

## **3.7 INFORMACIÓN SUMINISTRADA POR LA INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA Y POR LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO**

### **3.7.1 INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA DE SUPERFICIE**

La geofísica aplicada, definida como un conjunto de métodos que permiten reconocer las características del subsuelo, a partir de medidas de propiedades físicas desde la superficie del terreno o desde el interior de perforaciones, ofrece un amplio campo de posibilidades para resolver aspectos relacionados con la Geología. Los métodos de los que se sirve se basan en la observación de propiedades y magnitudes físicas, que responden a principios físicos bien establecidos y que están ampliamente experimentados en distintas ramas de la Ciencia (Telford *et al.*, 1990; Parasnis, 1997).

Tradicionalmente, la investigación hidrogeológica en España ha recurrido poco al apoyo de las técnicas geofísicas, con la honrosa excepción de los sondeos eléctricos verticales (SEV) y de la testificación de sondeos (Granda, 1986; Olmo y López-Geta, 2000; Plata, 2000). Sin embargo, la revisión bibliográfica de la información existente en el Sistema de Información Documental y en la Oficina de Proyectos de Sevilla del Instituto Geológico y Minero de España ha permitido recopilar un buen número de datos geofísicos del área de investigación, que provienen, en su mayor parte, de estudios hidrogeológicos realizados para ubicar captaciones de abastecimiento, aunque algunos fueron recientemente realizados

para reconocer la estratigrafía, la estructura y los límites laterales de los principales acuíferos jurásicos de la Sierra de Estepa.

El análisis de la información citada ha contribuido a mejorar sustancialmente el conocimiento de la geometría y la estructura geológica de la Sierra de Estepa. Sin embargo, pese a la importante cantidad de datos existentes, no se había investigado la potencia de los materiales jurásicos, ni la continuidad de éstos bajo las margas y margocalizas cretácicas de los sectores septentrional y occidental de la Sierra de Becerrero; por eso es por lo que recientes trabajos de investigación, realizados por el IGME para la Agencia Andaluza del Agua (IGME, 2006c) y para la Diputación Provincial de Sevilla (IGME, 2007a, b), han pretendido eliminar esas lagunas de información. Los citados trabajos han permitido que el autor de esta Memoria haya podido colaborar en las nuevas campañas de prospección realizadas, en las que se han utilizado técnicas de geofísica de superficie: sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT) y sísmica de refracción. Los objetivos de cada una de las técnicas empleadas han sido distintos. Los SEDT se han realizado sobre las calizas y dolomías jurásicas y sobre las margas cretácicas de la Sierra de Estepa para conocer la estratigrafía y la estructura de los acuíferos, en las zonas no investigadas en las campañas de prospección realizadas con anterioridad. La sísmica de refracción se ha utilizado para localizar el límite inferior del epikarst. La participación del que suscribe ha consistido en seleccionar los métodos de prospección, diseñar y planificar las campañas de medida, supervisar los trabajos de campo y colaborar, junto al equipo de geofísicos, en la interpretación de los datos.

En este apartado se sintetizan los principales antecedentes del área investigada, en lo que a la geofísica aplicada se refiere, y, finalmente, se presentan los resultados de las nuevas campañas de prospección, realizadas durante el transcurso de esta investigación.

### **3.7.1.1 Antecedentes**

En el ámbito territorial donde se desarrolla esta investigación, se han realizado distintos trabajos de prospección geofísica (IGME, 1976, 1986a, 1988; ITGE, 1998b).

Los trabajos, realizados en 1976, 1986 y 1998, consistieron en sendas campañas de prospección eléctrica de corriente continua, en la modalidad de sondeos eléctricos verticales (SEV), con dispositivo Schlumberger. En el estudio realizado en 1988 se combinó la prospección gravimétrica (184 estaciones de medida) con 39 sondeos electromagnéticos con dominio del tiempo (SEDT) y con la reinterpretación de 30 SEV, realizados en trabajos anteriores.

En la Figura 3.5 se muestra la situación de todos los SEV y SEDT de los que se dispone de información en el área de estudio, enumerados según el siguiente criterio:

- Del SEV 101 al 128 corresponden a la campaña incluida en el trabajo de 1976.
- Del SEV 201 al 209 coinciden con los SEV C-1 a C9 de la campaña realizada en 1986 y los SEV del 301 al 318 corresponden a los SEV E-1 a E-18 de la misma campaña.
- Del SEV 1 al 36 se han identificado los SEV realizados en la campaña que se incluye en el estudio de 1998.
- Del 411 al 478 se numeran los SEDT realizados en 1988, que corresponden con los SEDT del 11 al 78 de esa campaña.

En total, el número de SEV y de SEDT disponibles es de 80 y 39, respectivamente.

Por otro lado, en la Figura 3.6, se incluye un plano de la anomalía de Bouguer para una densidad de  $2,5 \text{ g/cm}^3$ , donde se sitúan todas las estaciones de medida, y en la Figura 3.7 se presenta el mapa de anomalía residual.

El análisis conjunto de toda la información geofísica que proviene de las campañas realizadas con anterioridad a esta investigación, incluidos los perfiles de SEDT realizados ortogonalmente a las principales anomalías gravimétricas (Figura 3.8), coincide en sus resultados, si bien hay algunas discrepancias entre la información que se consigue mediante SEV y mediante SEDT.

En 1988 se empleó como método de prospección la gravimetría. Las estaciones gravimétricas (Figura 3.6) se situaron en el borde sur y este de la Sierra de Becerrero, y alrededor de los relieves del Hacho de Lora, Águilas y Pleites. Se elaboraron mapas de anomalía de Bouguer y residual, sobre los que se superpusieron las principales unidades aflorantes del Jurásico y del Cretácico. De este estudio gravimétrico merece ser destacado que el mapa anomalía de Bouguer (Figura 3.6), realizado a una densidad de reducción de  $2,5 \text{ g/cm}^3$ , con isolíneas a intervalos de 0,5 mgales, pone de manifiesto un máximo dominante, que prácticamente incluye toda la zona de trabajo, aparentemente asociado a los materiales jurásicos de la Sierra de Becerrero.

El mapa de anomalía residual (Figura 3.7), que hubiera requerido de una zona de investigación más amplia para haber caracterizado de forma más objetiva la anomalía principal, coincide en todo caso con la cartografía geológica, con los datos obtenidos con la prospección eléctrica y con los procedentes de los sondeos mecánicos de investigación. Se diferencian una serie de máximos y mínimos, en relación estrecha con los materiales aflorantes, que permiten situar límites de continuidad del sustrato e inferir el grado de conexión geométrica de los materiales jurásicos entre los distintos afloramientos.

Como máximos gravimétricos destacan los asociados a la vaguada existente entre el sur de Sierra de Becerrero – Loma de las Flores y Cerro del Ojo – Cerro de La Cruz y los altos de Pleites, Águilas-Ginchón y el Hacho de Lora. En este último, no existía coincidencia entre el máximo gravimétrico, desplazado al oeste, y el afloramiento Jurásico, al menos en el mapa de anomalía de Bouguer.

La más destacada de las anomalías residuales negativas discurre al noroeste y al este de la localidad de Pedrera y se extiende hasta el sur de la terminación meridional de los relieves de Águilas – Guinchón y Pleites. Ésta puede ser explicada como una interrupción del cuerpo calcáreo, sin continuidad en profundidad en ese sector, o bien por la presencia, inmediatamente al sur, de materiales de baja densidad, posiblemente del Trías, y que además estarían situados a poca profundidad.

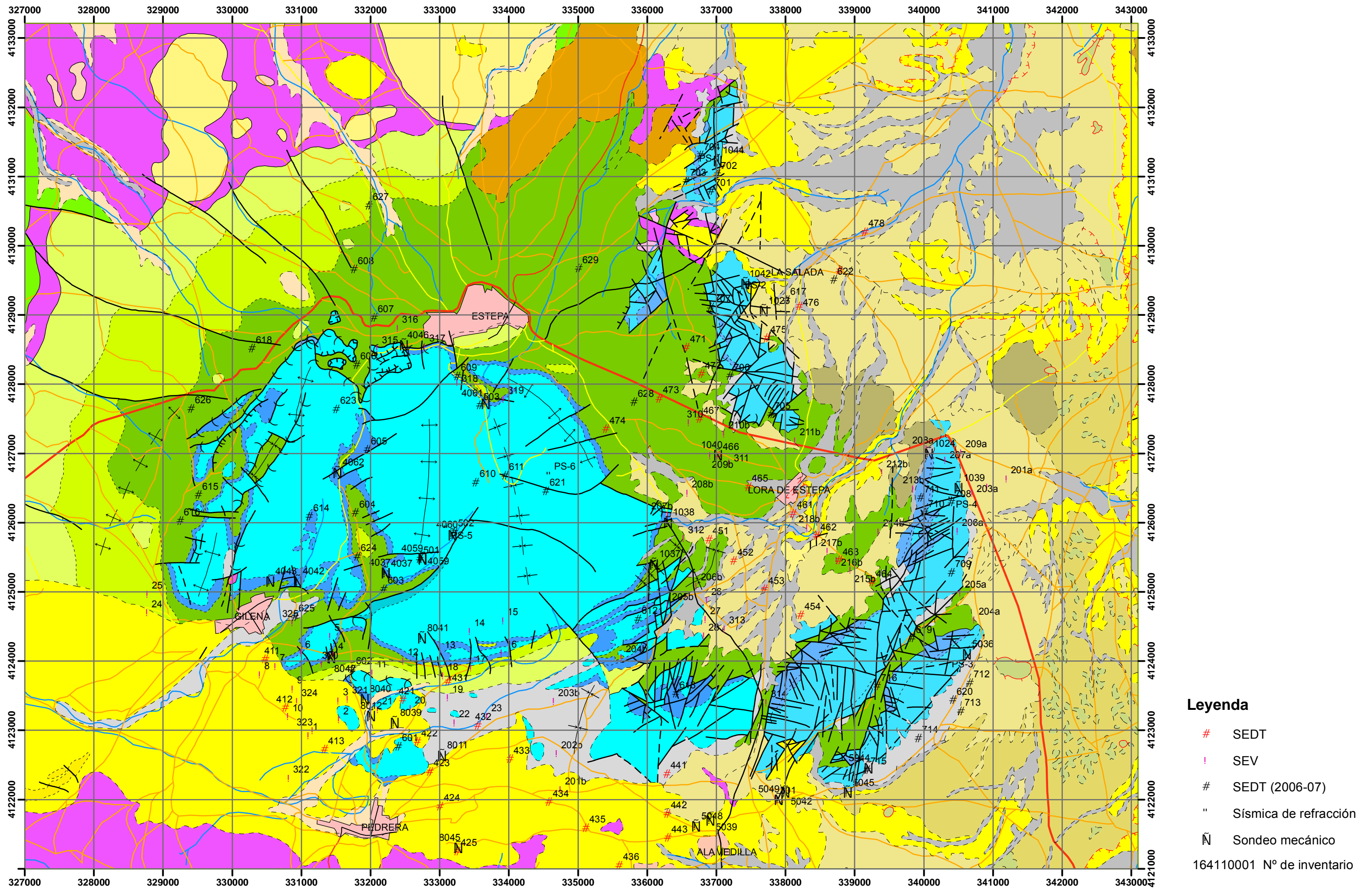


Figura 3.5. Situación de los SEV, SEDT y de los perfiles de sísmica de refracción realizados en el área de investigación

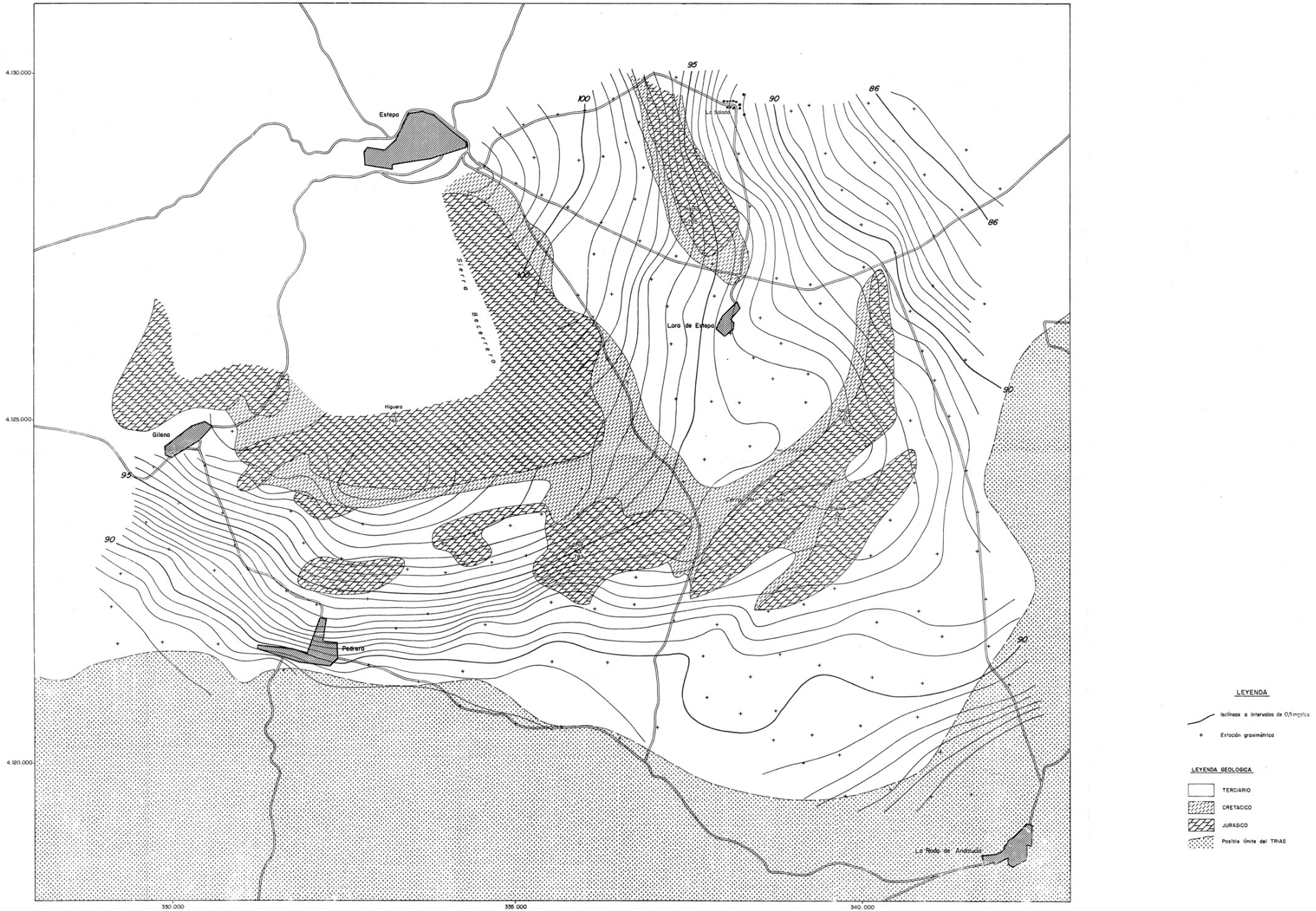


Figura 3.6. Anomalía de Bourguer ( $d = 2,5 \text{ g/cm}^3$ ) y situación de estaciones de medida (Fuente: IGME, 1988)



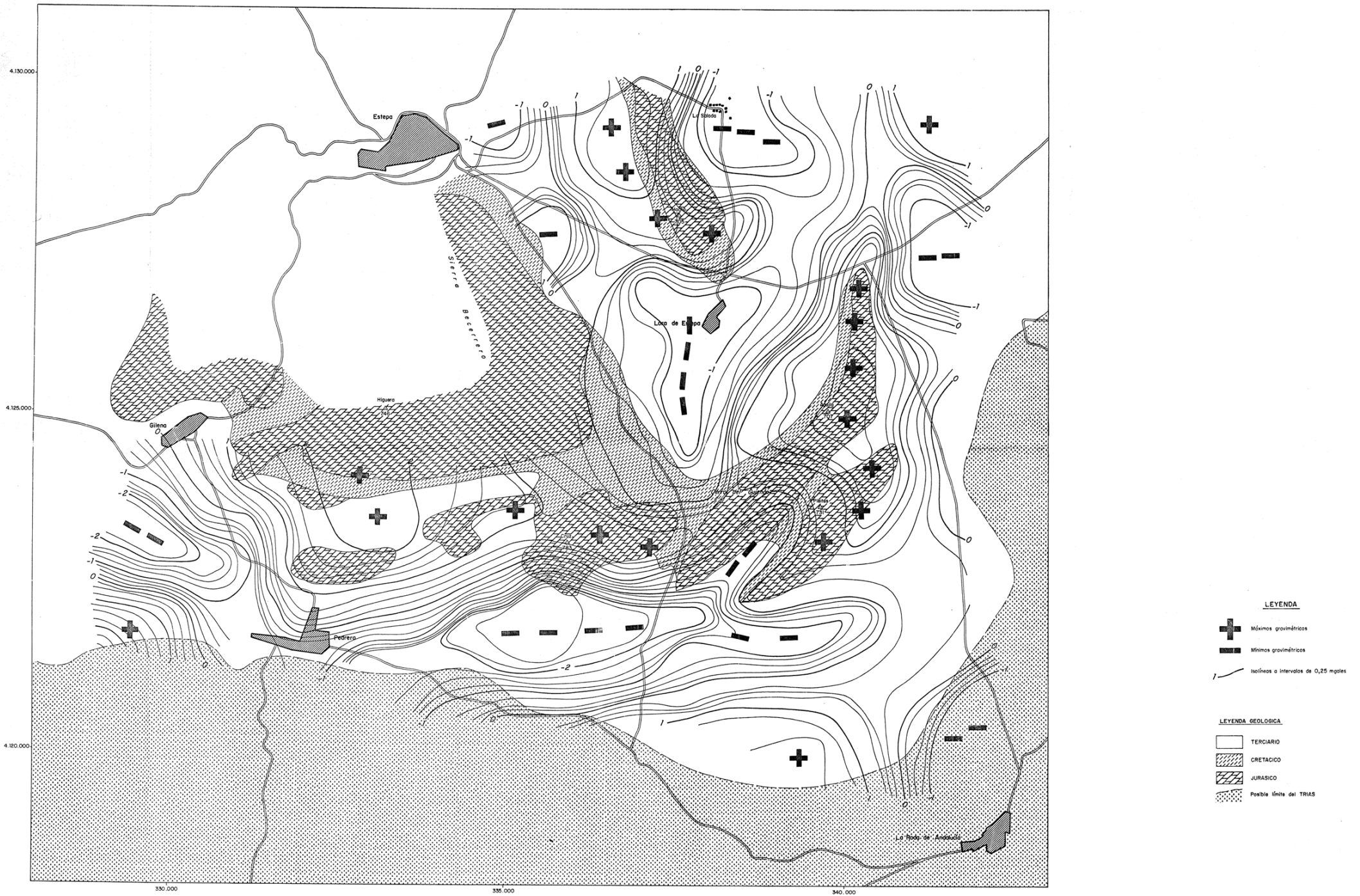


Figura 3.7. Mapa de anomalía gravimétrica residual (Fuente: IGME, 1988)

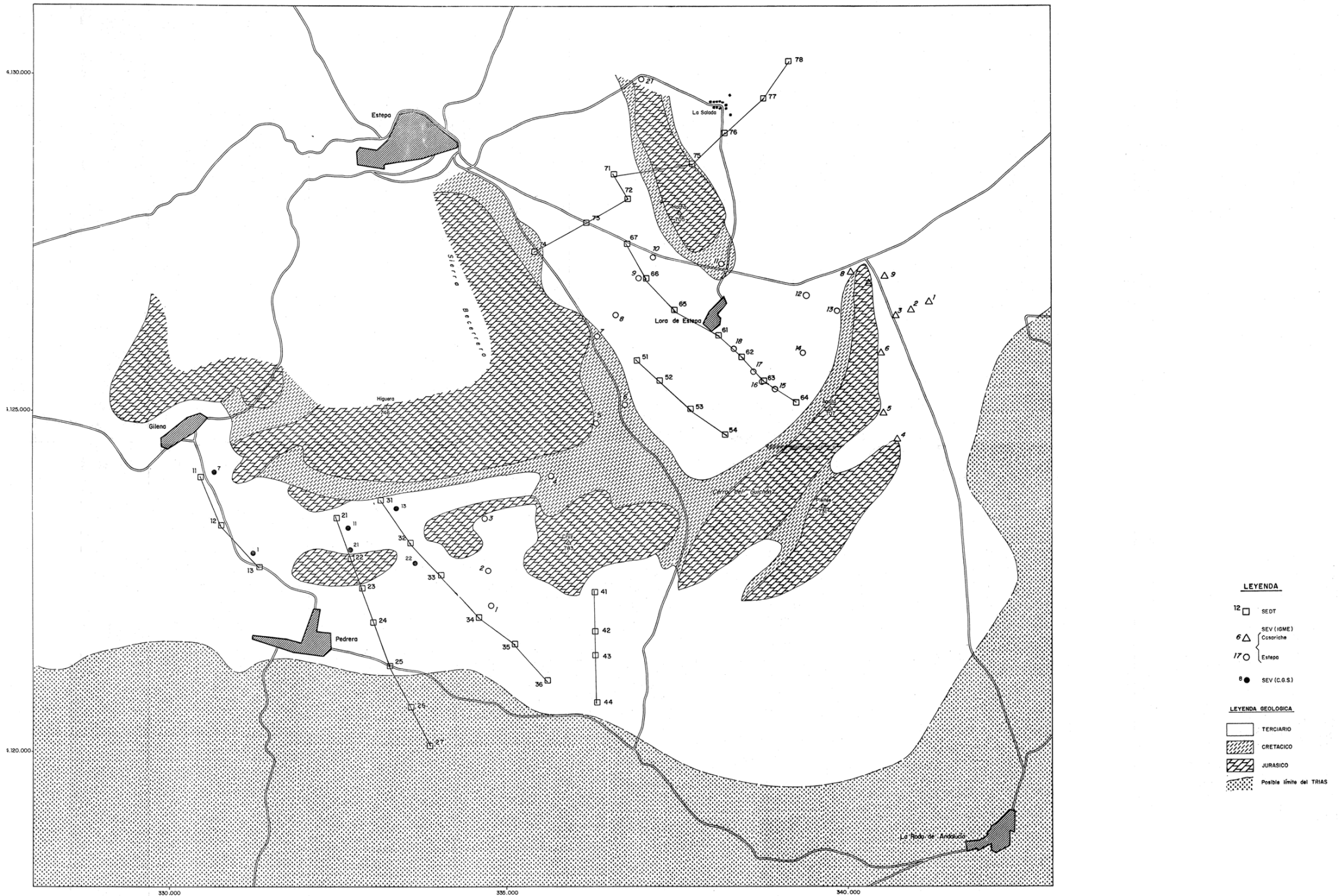


Figura 3.8. Situación de los SEDT y de los SEV reinterpretados (Fuente: IGME, 1988)

Otra anomalía gravimétrica negativa de interés geológico e hidrogeológico es la situada al suroeste de Lora de Estepa, que podría ser debida al hundimiento muy acusado del Jurásico de Águilas – Guinchón, hacia el oeste. Al noreste y al suroeste de la Sierra de Becerrero se miden otros mínimos gravimétricos, al igual que al noreste de los relieves del Hacho, Águilas y Pleites. Por último, es digno de ser destacada la depresión que dibujan las isolíneas de anomalía residual entre los relieves de Águilas-Guinchón y Pleites y que está asociada, muy probablemente, a la existencia de materiales triásicos inyectados en esta estructura. Pueden observarse pequeños afloramientos de estos materiales bajo las dolomías basales del Jurásico de la Sierra de Águilas, en la mitad meridional de la vaguada que separa a esta sierra de la de Pleites.

Los resultados de los SEDT realizados en 1988 son coherentes, tanto con la información geológica de partida como con los obtenidos con la gravimetría, al existir una notable coincidencia entre la morfología de los perfiles realizados y las anomalías gravimétricas. En algunos puntos existen importantes discrepancias entre las interpretaciones realizadas con los datos obtenidos mediante SEV y los conseguidos con los SEDT. Es cierto que las curvas de resistividad aparente de algunos SEV presentan un notable ruido de fondo y que éstos son afectados muy frecuentemente por efectos laterales. La mayor capacidad de penetración de los SEDT, sobre todo cuando éstos se realizan sobre pantallas resistivas, y la menor afección, tanto de efectos laterales como por las adversas condiciones de contacto eléctrico (Granda, 1987; Flores, 2000; Granda y Cambero, 2000) , han motivado que en esta investigación se conceda mayor validez a los resultados conseguidos con este último procedimiento. Por este motivo, se facilita a continuación, con mayor detalle, la interpretación de los principales perfiles geoeléctricos realizados en el trabajo del IGME de 1988 (figuras 3.5 y 3.8), representados en las figuras 3.9 y 3.10.

La anomalía gravimétrica negativa que se extiende al este del núcleo urbano de Pedrera se corta en el perfil 4 (Figura 3.9), en sentido N-S. El SEDT 43 (443 de la Figura 3.5) no detectó ningún material resistivo en los 250 m investigados. Al norte de éste, en el SEDT 42, se detectó una capa resistiva a 220 m de profundidad, que podría reflejar la continuidad hacia el sur de la estructura jurásica del cerro de La Cruz.

El perfil geoelectrico nº 2 (Figura 3.9) es muy interesante, porque en él, bajo los materiales jurásicos, se identifica un nivel conductor (SEDT 21, 22 y 23), atribuible al Trías, mientras que, en la zona de anomalía gravimétrica negativa, el conductor se detecta en superficie, con un espesor de 150 m, en el SEDT 25, y 300 m, en el 27. Cerca del SEDT 25, se realizó el sondeo de investigación 1541/8/0045, con 210 m de profundidad, en el que se atravesaron margas, de 8 a 90 m, y arcillas abigarradas con yesos, de 91 a 210 m, hecho que confirmó la presencia de los materiales triásicos.

En el perfil geoelectrico nº 3 (Figura 3.9), los SEDT 35 y 36 también detectaron sobre el nivel resistivo atribuible a los materiales jurásicos, un horizonte conductor, con resistividades propias de los materiales triásicos.

Por tanto, los perfiles 2, 3 y 4 sugieren que la anomalía residual negativa está asociada a la presencia de materiales triásicos, probablemente superpuestos sobre el Jurásico.

Los resultados de los perfiles 5 y 6 (Figura 3.10), realizados en dirección NO-SE, junto a la localidad de Lora de Estepa, coinciden con otros perfiles realizados con SEV (IGME, 1986a; ITGE, 1998b). Ambos detectan el hundimiento progresivo del horizonte resistivo asociado a la prolongación en profundidad del afloramiento jurásico de Águilas - Guinchón. Al realizar el SEDT 51, se midieron resistividades de 6  $\Omega$ m, a una profundidad de 500 m, bajo una capa de una resistividad mayor (22-8  $\Omega$ m), asociada al Cretácico inferior. La anomalía residual negativa en esta zona sería coherente, tanto con el hundimiento del material resistivo, como con la presencia de las arcillas triásicas.

La prolongación del perfil nº 6 al noroeste de Lora de Estepa también detecta un material resistivo, identificado también en otras campañas con SEV. Sin embargo, al oeste del perfil, existe una anomalía gravimétrica residual negativa.

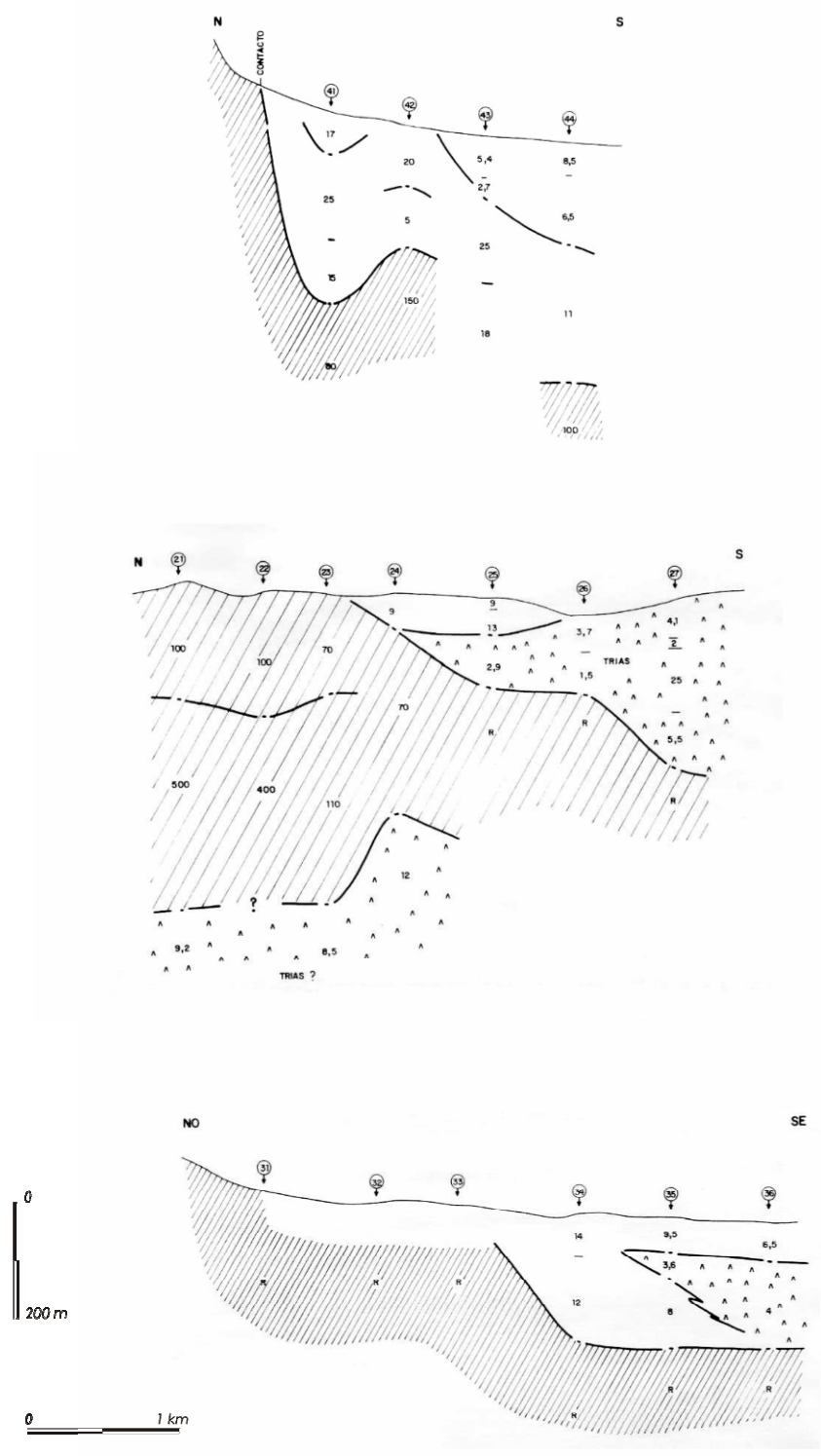


Figura 3.9. Perfiles geoelectricos n° 4, 2 y 3. Resistividades en  $\Omega m$  (Fuente: IGME, 1988)

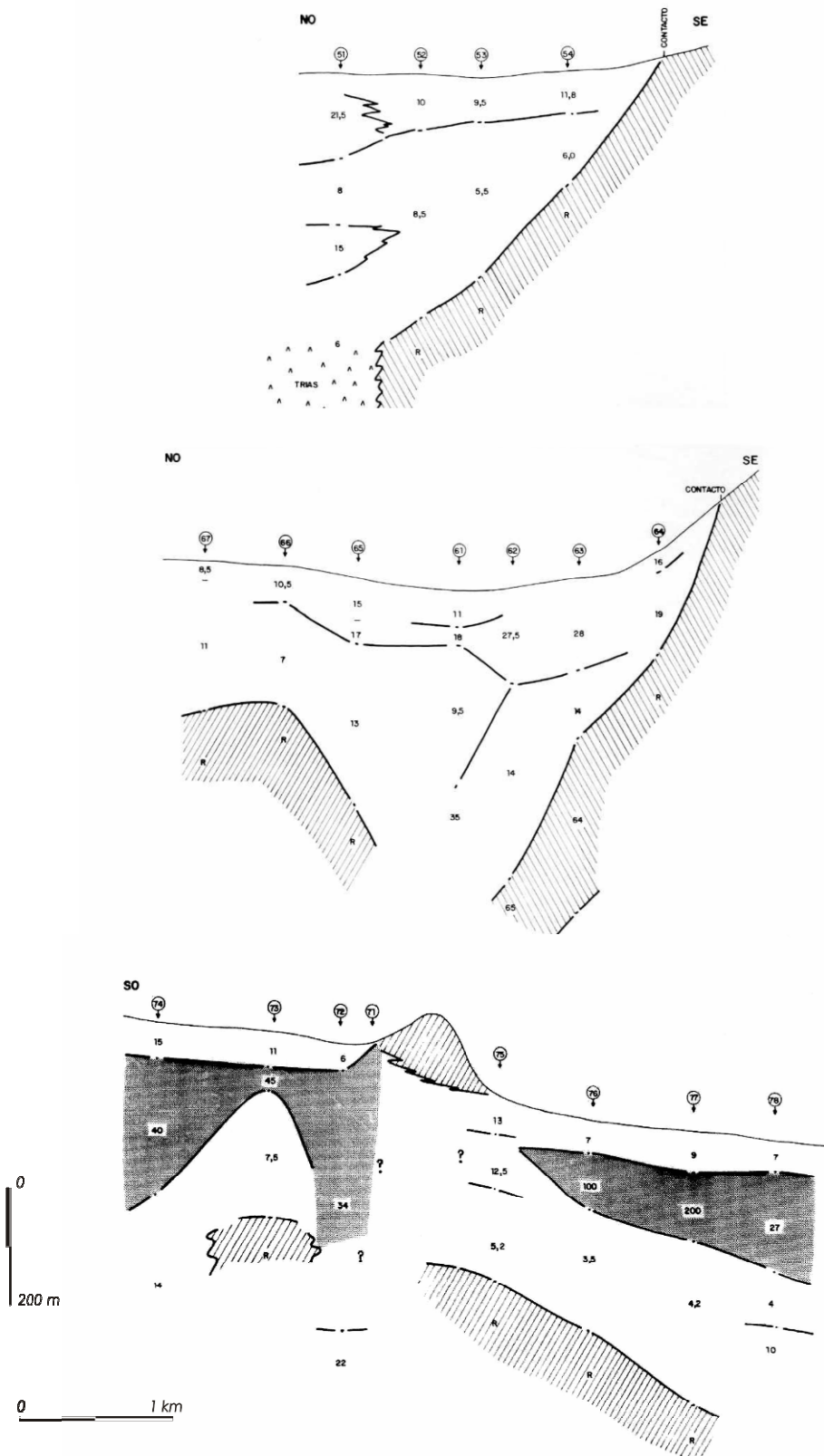


Figura 3.10. Perfiles geol3ctricos n3 5, 6 y 7. Resistividades en  $\Omega m$  (Fuente: IGME, 1988)

Por último, el perfil nº 7 (Figura 3.10) es el más heterogéneo de todos, lo que permite varias interpretaciones. Si se tienen en cuenta los resultados de los SEDT más próximos al vértice del Hacho y la columna litológica del sondeo 1641/1/0042, los materiales carbonáticos que forman este relieve no tienen continuidad en profundidad. Este sondeo, con 58 m de profundidad, cortó varios metros de arcillas triásicas, cuya presencia explica la salinidad del agua explotada. La capa de resistividades de 100-200  $\Omega\text{m}$ , identificada mediante los SEDT 76 y 77, puede estar asociada a un nivel detrítico, de materiales miocenos, captado por distintas perforaciones en el entorno de La Salada.

Respecto a las campañas de prospección eléctrica mediante SEV realizadas en la Sierra de Estepa, se indica que en la Sierra de Becerrero éstos se concentraron en los sectores meridional y oriental, con excepción de 5 SEV realizados al sureste de Estepa, en los que se interpretó la existencia de un sustrato resistivo a 400 m de profundidad, pese al notable ruido de las curvas de resistividad aparente. En el flanco sur de la depresión existente entre Cerro Becerrero - Loma de las Flores y el cerro del Ojo de Pedrera - alto de La Cruz, los SEV realizados permitieron comprobar la continuidad del sustrato resistivo. Al sureste de Gilena y en la carretera que une esta localidad con Pedrera, se comprobó el rápido hundimiento del sustrato jurásico. Al este de los afloramientos jurásicos del sector oriental de la Sierra de Becerrero, se detectaron niveles resistivos: junto a la Fuente de Santiago (a 20 m de profundidad), al noreste de las escamas jurásicas situadas al sur de la Fuente de Santiago (a unos 300 m de profundidad) y en la vaguada que separa el afloramiento del cerro de La Cruz y el de Águilas-Guinchón (a 220 m de profundidad). Sobre todos estos niveles resistivos se identificó una capa, con resistividades medias de 20  $\Omega\text{m}$ , asociada a las margas del Cretácico inferior. En el SEV 303 se localizó un nivel conductor (6  $\Omega\text{m}$ ), situado a 200 m de profundidad, relacionado con una posible irrupción de materiales triásicos arcillosos, al noroeste del Cerro de La Cruz. Entre la Fuente de Santiago y el relieve del Hacho, al noroeste de Lora de Estepa, se detectó un nivel relativamente resistivo (20-40  $\Omega\text{m}$ ), a una profundidad inferior a 400 m, bajo un relleno que presenta resistividades de 5-14  $\Omega\text{m}$ , atribuidas a las margas del Cretácico inferior.

Los SEV realizados al noroeste de Águilas-Guinchón, al igual que los SEDT, detectan el hundimiento progresivo de un horizonte resistivo, atribuible a los materiales de este relieve jurásico, en dirección hacia la localidad de Lora de Estepa. Al norte y noroeste de esta misma estructura, bajo los materiales post-orogénicos, que presentarían un espesor máximo de 100 m, se identifica una capa, con una resistividad de 40 a 100  $\Omega$ m y con un espesor de 400-500 m, que se asocia a las margas y margocalizas cretácicas.

Por último, al norte de la sierra de Pleites, los SEV realizados diferencian tres capas: una superficial, resistiva, de menos de 30 m de espesor, a la que sigue otra, con un espesor de 150 a 200 m, que se puede asociar al Cretácico inferior, y, finalmente, se identifican las resistividades típicas de las arcillas triásicas.

El análisis conjunto de la información geofísica recopilada pone de manifiesto la desconexión geométrica entre los afloramientos jurásicos de la unidad geológica de Becerrero y los de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. Asimismo, se ha comprobado un rápido hundimiento de las formaciones resistivas (calizas y dolomías jurásicas) bajo los materiales cretácicos y terciarios de la mitad oriental de la Sierra de Becerrero. En los sectores que fueron investigados mediante SEDT, se ha puesto de manifiesto la presencia de un sustrato conductor, asociado a los materiales detrítico-evaporíticos triásicos situado bajo los materiales jurásicos, aunque también ha sido detectado por encima de éstos e incluso directamente bajo el recubrimiento terciario, al sur de la Sierra de Becerrero.

### **3.7.1.2 Técnicas geofísicas empleadas**

En el periodo comprendido entre marzo 2006 y julio de 2007, se han realizado tres campañas de prospección geofísica con el método electromagnético en el dominio de los tiempos (SEDT) y dos con sismica de refracción. La situación de los SEDT y los perfiles realizados se indica en la Figura 3.5.



Las campañas de SEDT anteriores a esta investigación no habían utilizado esta técnica para determinar el espesor de los materiales jurásicos, puesto que los SEDT se emplazaron directamente sobre estos afloramientos, situación en la que, con este método, se habían conseguido muy buenos resultados en acuíferos de similares características geológicas (Granda, 1987; Granda y Cambero, 2000).

La primera de las campañas se realizó para comprobar si el método SEDT permitía determinar la posición del muro del acuífero Jurásico y para, en caso favorable, ensayar el tamaño de bucle y los parámetros de medición que permitieran alcanzar la penetración y la resolución requerida (IGME, 2006c). Una vez se definieron estos parámetros, en especial las dimensiones de la antena emisora y la frecuencia de emisión, después de la realización de 14 SEDT en los emplazamientos 501, 502 y 503, junto a distintos sondeos mecánicos, en los que se disponía de la columna litológica, se procedió a distribuir los SEDT en el área de investigación. En primer lugar, se investigó el sector de la Sierra de Becerrero, con 26 SEDT (IGME, 2007a), y, posteriormente, se hizo lo propio en el sector del Hacho de Lora-Mingo–Guinchón, con 19 SEDT (IGME, 2007b). Además, en esas dos campañas se realizaron 6 perfiles de sismica de refracción, distribuidos por cada uno de los principales afloramientos de la Sierra de Estepa, con objeto de conocer, en una primera aproximación, el grado de desarrollo de la zona epikárstica.

### **3.7.1.3 Métodos**

#### Método electromagnético en el dominio de tiempos

El método del sondeo electromagnético en el dominio de tiempos (SEDT) es una técnica de exploración geofísica usada para estimar la resistividad eléctrica del subsuelo (Granda, 1987; Flores, 2000), con aplicaciones en diversas áreas como hidrogeología, minería, geotermia, etc.

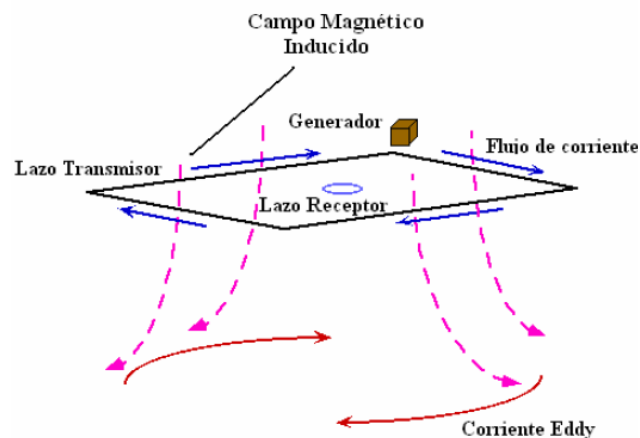
En general, los SEDT son realizados con una unidad transmisora unida a un cable eléctrico (bucle), dispuesta de forma circular o cuadrada sobre el terreno, y un sensor (antena) que recibe y manda la señal a una unidad receptora.

Al inyectar una corriente constante en el cable transmisor, se produce un campo magnético primario. Un corte rápido de esta corriente ocasiona la interrupción de este campo magnético, lo que produce, para satisfacer la ley de Faraday, la inducción electromagnética de corrientes eléctricas en el subsuelo. Estas corrientes, que fluyen en trayectorias cerradas en el subsuelo, se desplazan vertical y lateralmente, mientras que su intensidad disminuye conforme pasa el tiempo, lo que genera a su vez un campo magnético secundario transitorio. Este campo secundario induce un voltaje variable en tiempo en el receptor. La forma del decaimiento de este voltaje contiene información sobre la resistividad del subsuelo, puesto que la magnitud y distribución de las corrientes inducidas dependen de la resistividad. El carácter migratorio en profundidad de las corrientes es usado como un control de la profundidad, es decir, los voltajes de tiempos cortos facilitan información de la resistividad de las capas menos profundas del terreno, mientras que los voltajes de tiempos largos informan de la resistividad de las capas situadas a mayor profundidad (Flores, 2000).

Actualmente existe una gran variedad de configuraciones Transmisor–Receptor y de equipos comerciales que utilizan distintos tipo de corriente en el transmisor. En los trabajos realizados en la Sierra de Estepa se ha utilizado un transmisor compuesto por una bobina cuadrada o rectangular, sin contacto galvánico con el terreno, y un receptor que consiste en una antena, sensible a la derivada temporal de la componente vertical del campo magnético, colocada en el centro de la bobina transmisora (Figura 3.11).

Para la realización del estudio electromagnético en el dominio de tiempos, se utilizó un transmisor ZT-30 y un receptor GDP-32, de la marca Zone Engineering and Reserach Organization, operados por personal de Geognosia, S.L.L.

La corriente en este sistema es de tipo trapezoidal, bipolar y periódica, con frecuencias de repetición de 16, 8 y 4 Hz, respectivamente. Para cada una de estas frecuencias, la unidad receptora computerizada graba el decaimiento del voltaje en 25, 28 y 31 ventanas, respectivamente, distribuidas dentro del intervalo de corte de la corriente. Para reducir el efecto del ruido electromagnético ambiental, se promedian varios centenares de datos de estos voltajes.



**Figura 3.11.** Configuración transmisor-receptor utilizada en los SEDT realizados

La interpretación de los resultados se ha realizado mediante el código ZONGE (MacInnes y Raymond, 2001), que permite transformar los datos medidos (dB/dt) en perfiles de resistividad respecto a la profundidad. Los datos de tiempos y dB/dt observados se utilizan en cada estación para determinar el modelo de partida o inicial que es un modelo de capas horizontales. El espesor de las capas se determina mediante el cálculo de la profundidad de penetración del campo fuente para cada ventana de tiempos. La resistividad de cada capa se ajusta iterativamente, hasta que la diferencia entre el modelo y los datos observados se ajusta al error determinado, siempre que sea consistente con un contraste suavizado. Este tipo de contraste limita la variación de resistividad entre las distintas capas.

### Sísmica de refracción

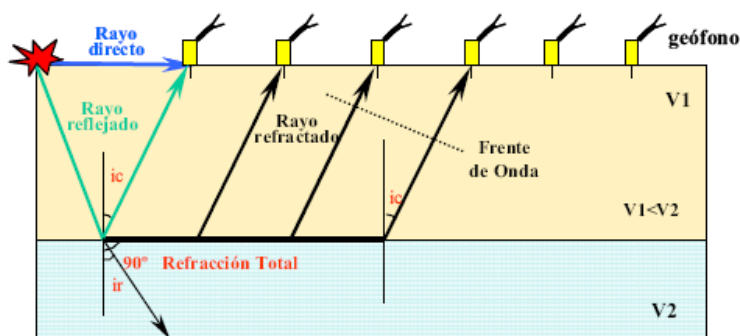
La sísmica de refracción no es una técnica muy utilizada en hidrogeología por la reducida profundidad de investigación de los equipos de prospección comerciales; sin embargo, esta técnica permite identificar con detalle la posición del sustrato rocoso bajo zonas alteradas de la roca, las zonas de fractura y los cambios litológicos.

La técnica se basa en el cambio de impedancia acústica de los distintos materiales que puede producirse, tanto por cambio litológico, como por variación en el grado de alteración de los materiales.

La propagación de la energía sísmica a través de las distintas capas del terreno se describe por las mismas reglas que rigen la propagación de los rayos de luz a través de un medio transparente. La ley fundamental que describe el fenómeno de la refracción de los rayos de luz es la ley de Snell; ésta, junto con el fenómeno de la incidencia crítica, constituyen el fundamento físico de la sísmica de refracción. Por tanto, la sísmica de refracción consiste, esencialmente, en la medida de los tiempos de viaje de las ondas compresionales generadas por una fuente de energía determinada.

En la Figura 3.12 se muestra un esquema de los distintos elementos utilizados en las operaciones de sísmica de refracción. A partir de los valores de los tiempos de llegada de las ondas P, y de las distancias existentes entre los elementos que componen el dispositivo (geófonos y puntos de tiro), se obtiene la “dromocrónica” sobre la que se interpreta la estructura geológica existente bajo el perfil estudiado. Para ello, es necesario generar un tren de ondas mediante una fuente de energía, normalmente una pequeña carga explosiva o bien golpes con mazo o martillo. La energía generada es detectada, amplificada y registrada por los distintos elementos que componen el dispositivo de medida (geófonos, sismógrafo y líneas de conexión entre éstos).

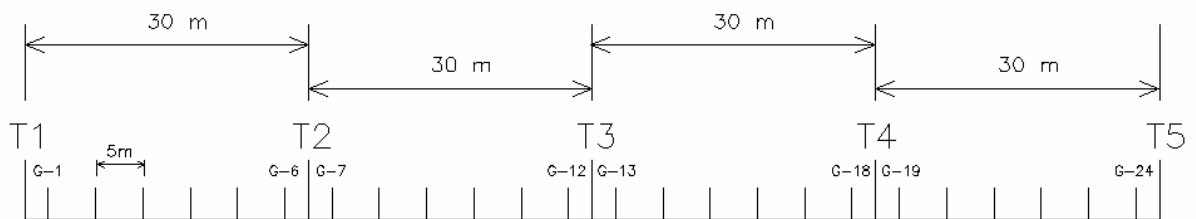
Debe ser destacado que, de acuerdo con la ley de Snell, para que se produzca una refracción crítica es necesario que la velocidad sísmica aumente con la profundidad; en caso contrario, el método no tiene validez.



**Figura 3.12.** Principios de la sísmica de refracción (Galera *et al.*, 2005).

El equipo utilizado para la realización de los perfiles de sismica de refracción ha consistido en un sismógrafo multicanal, modelo Smartseis S24, de la marca Geometrics. Además del sismógrafo, se han utilizado geófonos de componente vertical, de 14 Hz Geospace, líneas sísmicas para 12 geófonos y un martillo de 8 kg, con disparador electrónico de tiempos.

Para la realización de los perfiles sísmicos, de 120 m de longitud, se ha utilizado una configuración compuesta por 24 geófonos, separados cada 5 m, y cinco puntos de disparo, separados cada 30 m, según se representa en la Figura 3.13.



**Figura 3.13.** Distribución de geófonos y puntos de disparo de un perfil sísmico de 120 metros de longitud.

### 3.7.1.4 Resultados

#### Sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos

Los 48 SEDT realizados en el entorno de la Sierra de Estepa se han distribuido de forma que la información generada, relativa a espesor y resistividad de las capas existentes en el subsuelo, pudiera contribuir a mejorar el conocimiento sobre la geometría en planta y en profundidad de los materiales jurásicos. Para alcanzar este objetivo, una parte de los SEDT se ha distribuido junto a varios cortes geológicos realizados con anterioridad (Martos-Rosillo, 2005), en los que se consideró, tanto la información procedente de la cartografía geológica, como la de los sondeos mecánicos existentes. Por otro lado, y con una distribución irregular, se han realizado distintos SEDT sobre los afloramientos de materiales jurásicos, para estudiar su espesor. Asimismo, en la orla de materiales cretácicos que bordea la mitad septentrional de los afloramientos jurásicos de la Sierra de Becerrero, y en el entorno de los afloramientos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, se han realizado un total de 18 SEDT, para estimar la posición del contacto que separa a los materiales cretácicos de los jurásicos y para conocer la naturaleza de los

materiales existentes bajo los rellenos post-orogénicos que bordean a estos relieves carbonáticos. Los resultados han sido desiguales.

Una parte de los SEDT realizados no han podido ser interpretados por el notable ruido de fondo: es el caso de los realizados en las posiciones 605, 609, 610, 611, 612, 621 y 708. Éstos se concentran, fundamentalmente, en el sector central de la Sierra de Becerrero, donde existe un número importante de antenas repetidoras de telefonía y un radar militar, y en el entorno más inmediato a distintos sondeos de explotación de agua subterránea que estaban operativos durante la toma de datos. La situación de algunos de los SEDT realizados puede observarse en las fotografías 3.5.

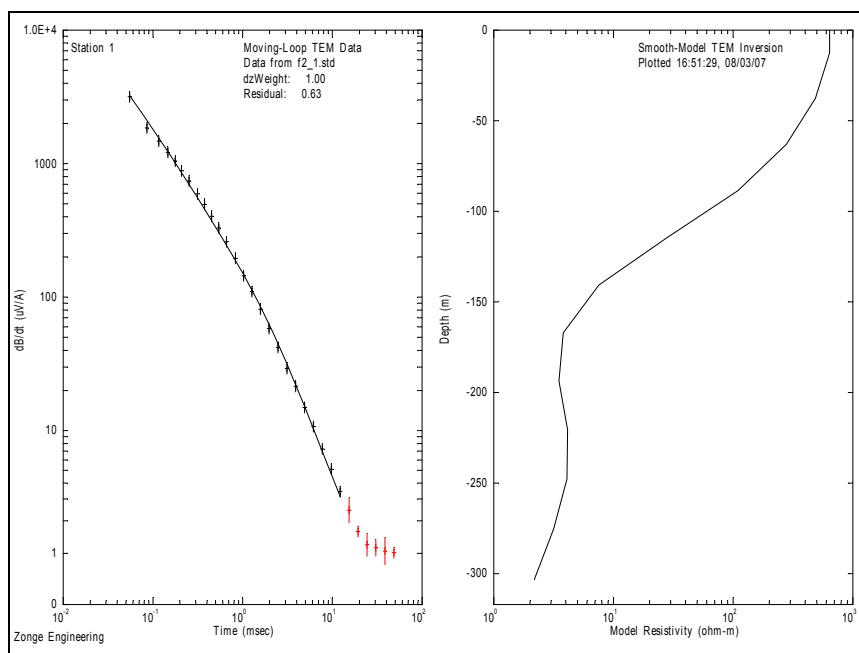
La potencia de los materiales jurásicos, tanto de la unidad geológica de Becerrero como de la del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, se determina bien con este método, debido al fuerte contraste de conductividad eléctrica entre las calizas y los materiales detrítico-evaporíticos del sustrato triásico y a la alta capacidad de penetración en pantallas resistivas (Telford *et al.*, 1990; Parasnis, 1997; Flores, 2000; Granda y Cambero, 2000). Este hecho se pudo comprobar muy bien en la primera campaña, en la que se realizaron tres SEDT paramétricos (501, 502 y 503), junto a los sondeos 1541/4/0059, 1541/4/0060 y 1541/4/0061, respectivamente (IGME, 2006c). Sin embargo, el contacto entre los materiales jurásicos y los triásicos no se determina con demasiada precisión, debido a la importante alteración de los materiales jurásicos en las proximidades del contacto con los triásicos y a la conocida presencia de agua muy mineralizada en esa zona de contacto.

Las curvas de caída y las curvas modeladas, en las que se representa la resistividad frente a a profundidad, son muy parecidas en todas las posiciones en las que se alcanza el sustrato conductor. Como ejemplo, en la Figura 3.14, se representan las curvas que resultan de los datos medidos en la posición 601, con un bucle cuadrado de 100 m de lado y una frecuencia de emisión de 4 Hz. Con este SEDT, realizado en la cantera del Ojo de Pedrera, se comprobó como la resistividad se reduce conforme aumenta la profundidad de investigación, debido al mayor grado de alteración de la roca, hasta que a partir de 120 m de profundidad se miden resistividades atribuibles al sustrato triásico.



**Fotografías 3.5.** Detalle del emplazamiento de algunos de los SEDT realizados en la Sierra de Becerrero (de arriba hacia abajo y de izquierda a derecha, SEDT 611, 606, 629, 625, 623 y 624)

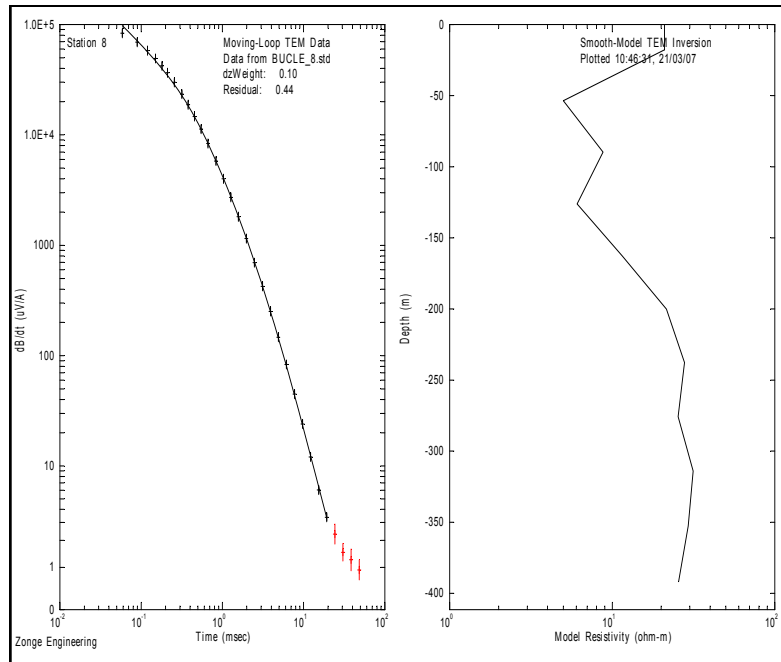
En el caso de los SEDT realizados sobre los materiales cretácicos que bordean la mitad septentrional de la Sierra de Becerrero, no ha sido posible determinar la resistividad de la capa situada bajo este potente paquete conductor. La forma de las curvas de resistividad frente a profundidad apunta más bien a un aumento de la resistividad con la profundidad, aunque este efecto parece estar relacionado con un aumento del porcentaje de margocalizas con respecto a las margas.



**Figura 3.14.** Curva de caída y curva modelada de resistividad vs profundidad en el SEDT 601

Como ejemplo de las curvas que resultan en los SEDT realizados sobre los materiales cretácicos, de la margen septentrional y occidental de la Sierra de Becerrero, se presenta la curva de caída, y su interpretación, del SEDT 608, realizado con un bucle cuadrado de 200 m de lado y una frecuencia de emisión de 4 Hz (Fig. 3.15), al oeste de Estepa. Los datos de dB/dt han sido interpretados con un modelo de 5 capas, con resistividades de 20 a 5  $\Omega$ m, 5 a 9  $\Omega$ m, de 9 a 6  $\Omega$ m, 6 a 25  $\Omega$ m y de 25  $\Omega$ m y profundidades 0 a 50 m, de 50 a 90 m, de 90 a 130 m, de 130 a 200 m y mayor de 200 m, respectivamente.





**Figura 3.15.** Curva de caída y curva modelada de resistividad vs profundidad en el SEDT 608

Debe ser destacado el importante esfuerzo y el tiempo invertido en intentar determinar la resistividad de la capa situada bajo las margas cretácicas del perímetro septentrional de la Sierra de Becerrero y el espesor del conjunto cretácico. Sin embargo, la ocupación del terreno, la presencia de vallas y la interferencia de líneas eléctricas tan sólo han permitido operar con bucles de dimensiones máximas de 300 x 300 m, en zonas donde el espesor aparente del conjunto margoso se esperaba que superase la profundidad de penetración del equipo utilizado. Así ocurrió con los SEDT 626 y 627, que penetraron hasta profundidades próximas a los 800 m, sin superar la capa conductora asociada a las margas.

Los SEDT realizados para mejorar el perfil geológico I-I' (ver mapas geológico e hidrogeológico adjuntos a esta Memoria), que corta la Sierra de Becerrero de norte a sur, son los identificados como 601, 602, 603, 624, 604, 606, 607, 608, y 627. El más meridional (601) detecta muy bien un nivel conductor, que está relacionado con el Trías, a 210 m de profundidad. Los SEDT 602, 603, 624 y 604 han permitido identificar el contacto entre las margas cretácicas y las calizas jurásicas, pero no el muro del acuífero. El 606 proporciona información, sin interferencias, hasta 275 m, con resistividades propias de materiales margosos. Similares resultados se consiguen en los SEDT 607, 608 y 627, para profundidades de investigación de 250, 400 y 800 m, respectivamente.

En las inmediaciones de la traza que define el corte geológico II-II', de dirección aproximada E-O, se han realizado los SEDT 616, 614, 604, 501, 502 y 451. El 616 detecta un horizonte resistivo 270 m por debajo del conductor atribuible a las margas y margocalizas cretácicas. Más hacia el este, con el 614, se detecta la presencia de calizas hasta 350 m, y seguidamente un nivel muy conductor que corresponde a los materiales triásicos. El 604 permite comprobar que los materiales jurásicos están 50 m por debajo de las margas, pero la investigación no alcanza el muro de las calizas. Los SEDT 501 y 502, próximos a la charnela de un anticlinal, detectan la presencia de los materiales triásicos a 250 y 290 m de profundidad, respectivamente. Por último, el SEDT 451 investigó 500 m, en los que se miden resistividades que corresponden a las margas y margocalizas cretácicas.

El resto de SEDT realizados en la mitad septentrional de la Sierra de Becerrero, sobre las margas del Cretácico inferior de la formación Carretero, tampoco detectó la presencia de un resistivo correlacionable con las calizas jurásicas, con excepción de los SEDT realizados en las posiciones 615 y 616, en la margen occidental de la Sierra de Becerrero, en los que el resistivo detectado bajo las margas cretácicas se interpreta como la prolongación de los afloramientos jurásicos más septentrionales. Es cierto que todas las curvas de resistividad aparente terminan con un ligero aumento de resistividad, con valores de 15 a 20  $\Omega$ m. En este sentido, en el trabajo realizado por el IGME en 1988, el SEDT 466 detectó una curva muy parecida a las obtenidas en esta investigación, con un valor, a partir de 250 m, de 15 a 20  $\Omega$ m, que se atribuyó a un nivel resistivo (ver Figura 3.10). El sondeo de investigación 1641/1/0040 demostró que este nivel más resistivo está constituido por margocalizas.

En la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, los nuevos SEDT realizados han permitido investigar el espesor de los materiales jurásicos y si éstos se prolongaban bajo los rellenos post-orogénicos, en los bordes que no habían sido investigados con anterioridad. La información general, que se comenta a continuación, ha sido tomada en cuenta para elaborar los cortes geológicos realizados de esta unidad (ver cortes III-III' y IV-IV').

En la Sierra de Mingo, los cuatro SEDT realizados sobre el afloramiento jurásico presentan una curva de caída muy parecida a la de la Figura 3.14, que se interpreta como un resistivo correspondiente a las calizas y dolomías de la formación Gavilán, que aumenta su conductividad con la profundidad, por las mismas causas que en la Sierra de Becererro, y que da paso a un horizonte muy conductor atribuible al sustrato triásico. Los SEDT 701, 702, 703 y 704 identifican el contacto con el citado conductor a 140, 120, 140 y 150 m de profundidad, respectivamente. En el SEDT 703, se debe destacar la presencia de una capa más conductora que las calizas, que se sitúa entre 30 y 80 m de profundidad, y que debe de corresponder, muy probablemente, al nivel de margas de la formación Zegrí (Castro, 1990).

En el Hacho de Lora se han realizado los SEDT 705, 706 y 707. En el primero, las medidas se realizaron sobre la cantera existente al sur, junto a la autovía A-92. Se comprueba un espesor de 300 m de una capa con una resistividad comprendida entre 400 y 200  $\Omega\text{m}$ . Por debajo, se sitúa una capa conductora, con resistividades menores de 10  $\Omega\text{m}$  y, seguidamente, a unos 380 m, se sitúa una capa con una resistividad de 200  $\Omega\text{m}$ . El 706 comienza en un conductor, que corresponde a las margas cretácicas, pero detecta un resistivo desde 80 m hasta la máxima profundidad investigada (300 m). Por último, con el 707 se determinó la presencia de un resistivo hasta 120 m, al que le sigue un conductor, con unos 10  $\Omega\text{m}$ .

Las elevadas pendientes que existen en las sierras de Águilas-Guinchón y Pleites han impedido realizar un mayor número de SEDT. Asimismo, la existencia de líneas eléctricas y sondeos de explotación en las zonas más accesibles han ocasionado ciertas interferencias, que obligaron a modificar la posición de los SEDT previstos. El SEDT 709 confirma una capa resistiva, con un espesor de 200 m, a la que le sigue una capa conductora, bajo la que se detecta un resistivo, a 270 m de profundidad. El espesor de las calizas jurásicas, determinado con los SEDT 710 y 711, es de 320 y 300 m, respectivamente. Estos resultados confirman el buzamiento hacia el oeste de estos materiales.

En la Sierra de Pleites, el único SEDT que se realizó directamente sobre las calizas es el 715, en el que se determina un espesor de 230 m de este nivel resistivo, seguido de una capa conductora con 7  $\Omega\text{m}$ , atribuible a los materiales triásicos.

Los SEDT 713 y 714 detectan un resistivo, por debajo del piedemonte Cuaternario que existe al este de Pleites, hasta 50 y hasta 120 m, respectivamente. Con el SEDT 712, situado al NE del afloramiento de materiales jurásicos, no se miden resistividades que se puedan atribuir a calizas y dolomías. Sin embargo, se detecta un nivel con una resistividad de 4  $\Omega$ m, a 270 m de profundidad.

En el valle existente entre las sierras de Pleites y de Águilas-Guinchón se han realizado 2 SEDT. El 716 penetró hasta 300 m de profundidad y se quedó en una capa resistiva, que corresponde a las calizas; este horizonte resistivo se detectó a partir de los 110 m de profundidad, por debajo de un horizonte con una resistividad que permitiría atribuirlo a las margas cretácicas que afloran entre ambas sierras. El SEDT 619 detectó la presencia de un resistivo desde 140 m de profundidad hasta la profundidad final de penetración, que fue de 350 m. Estos resultados coinciden con la cartografía geológica de Sola (1972), en la que se indica que bajo la Sierra de Pleites se encontraría el flanco normal del pliegue tumbado hacia el oeste que da lugar a este relieve.

### Sísmica de refracción

Con los 6 perfiles de sísmica de refracción realizados se pretende disponer de una primera evaluación del grado desarrollo del epikarst en los acuíferos de la Sierra de Estepa. Esta capa de alteración superficial, muy frecuente en los acuíferos kársticos, condiciona de forma evidente la recarga y las características hidrodinámicas e hidroquímicas de estos acuíferos (Király *et al.*, 1995). Por eso es por lo que se consideró esencial tener una idea lo más ajustadas posible de su desarrollo en la zona de investigación.

La situación de los perfiles se indica en la Figura 3.5 y éstos se han representado en la Figura 3.16. En las fotografías 3.6 se puede observar el equipo utilizado, además de varias panorámicas de los emplazamientos donde se han realizado los perfiles.

En los perfiles sísmicos (Fig. 3.16) se han representado los distintos refractores detectados (colores rojo, azul y verde), con la velocidad sísmica correspondiente a cada uno. Se diferencian zonas compactas, zonas alteradas y zonas falladas, en cada uno de los horizontes que se obtienen con el análisis de las distintas domocrónicas.

El perfil PS-1 (801, en la Figura 3.5) se realizó en la margen oriental de la Sierra de Mingo, sobre calizas de la formación Gavilán, en una zona de cambio de pendiente en la que se concentra buena parte de la recarga, durante los episodios de lluvias intensas. En este perfil se diferencia una capa de alteración superficial, con velocidades de propagación de las ondas P comprendidas entre 500 y 1230 m/s, que debe de corresponder a calizas muy alteradas, en las que las velocidades de propagación son menores. El espesor de esta capa está comprendido entre 0,4 y 2,7 m, con un valor medio de 1,5 m. Debajo de esta primera capa se encuentran calizas compactas, con una velocidad de propagación de 4110 m/s.

El perfil PS-2 (802) se realizó sobre la misma formación geológica y en una posición similar al del perfil anterior, pero, en este caso, sobre el Hacho de Lora. A diferencia del perfil anterior, en éste se distinguen tres capas. La primera capa presenta espesores comprendidos entre 0 y 4,2 m, con un valor medio de 1 m. Las velocidades registradas, comprendidas entre 360 y 910 m/s, corresponden a suelos de alteración de calizas. Por debajo, con velocidades comprendidas entre 1420 y 1630 m/s, se diferencia una segunda capa de calizas muy alteradas, con un espesor comprendido entre 3,3 y 12,7 m, con un valor medio de 7,5 m. En esta capa se detectan dos zonas compactas y una zona blanda y destaca la irregularidad del contacto con la roca inalterada, que forma la tercera y última capa, y en la que las velocidades de propagación corresponden a las de calizas compactas (3830 m/s). La profundidad media de la zona de contacto entre la segunda y la tercera capa es de 8,5 m, con un mínimo de 4,2 m y un máximo de 13,5 m, por lo que el espesor de la zona alterada es sensiblemente superior a la del caso anterior. La irregularidad del contacto entre la roca compacta y la alterada parece sugerir la existencia de un incipiente proceso de dolinización.

El tercero de los perfiles, el PS-3 (803), se realizó al noreste de la Sierra de Pleites, sobre calizas de la formación Gavilán. En este perfil se diferencian tres capas. La primera no es continua en todo el perfil; tiene un espesor medio de 0,8 m, con un máximo de 1,4 m; las velocidades registradas presentan valores que pueden corresponder a un suelo de alteración en calizas. La segunda capa, con velocidades de 2230 a 2370 m/s, se atribuye a calizas

alteradas; presenta un espesor comprendido entre 1,3 y 7,7 m, con un valor medio de 4,5 m. La última capa tiene una profundidad media de 5,3 m; se diferencian en ella tres zonas más blandas, que se pueden interpretar como zonas fracturadas, y una zona compacta, y destaca el accidentado contacto con la capa superior.

El cuarto perfil, el PS-4 (804), se realizó al noreste de la Sierra de Águilas-Guinchón, también en calizas de la formación Gavilán. En este perfil se diferencian dos capas. La capa más superficial presenta velocidades comprendidas entre 560 y 1340 m/s, que corresponden a calizas alteradas; la profundidad mínima es de 0,4 m, la máxima de 3,3 m y la media de 1,8 m. La segunda capa corresponde a la caliza compacta (4070 m/s) y en ésta se distinguen dos zonas fracturadas cerca del metro 30 del perfil.

El perfil PS-5 (805) se realizó en la Cañada Honda de la Sierra de Becerrero, cerca del sondeo de investigación Cañada Honda (1541/4/0060), en calizas de la formación Camarena. En este perfil se han diferenciado dos capas. La zona de alteración más superficial presenta velocidades de 440 a 1015 m/s y un espesor medio de 1,6 m (con un mínimo de 0,8 m y un máximo de 2,7 m). La segunda capa corresponde a la roca compacta que tiene velocidades de 3900 m/s y en la zona de contacto con la capa superior se pueden diferenciar dos zonas fracturadas y tres más compactas.

Por último, se realizó el perfil PS-6 (806), en el campo de lapiaz existente junto al vértice del Becerrero, sobre materiales de la formación Camarena. En este perfil, con tres capas, la primera está muy poco desarrollada; tiene una velocidad de propagación de las ondas P de 750 m/s, que se corresponde con la de suelos de alteración. La segunda capa tiene un espesor comprendido entre 0 y 6,5 m, con un valor medio de 3 m, y velocidades de propagación comprendidas entre 1110 y 1670 m/s. La tercera capa corresponde a la roca inalterada, que llega a aflorar en este perfil. Presenta una velocidad de propagación de 4070 m/s y su contacto con la capa superior es bastante accidentado.

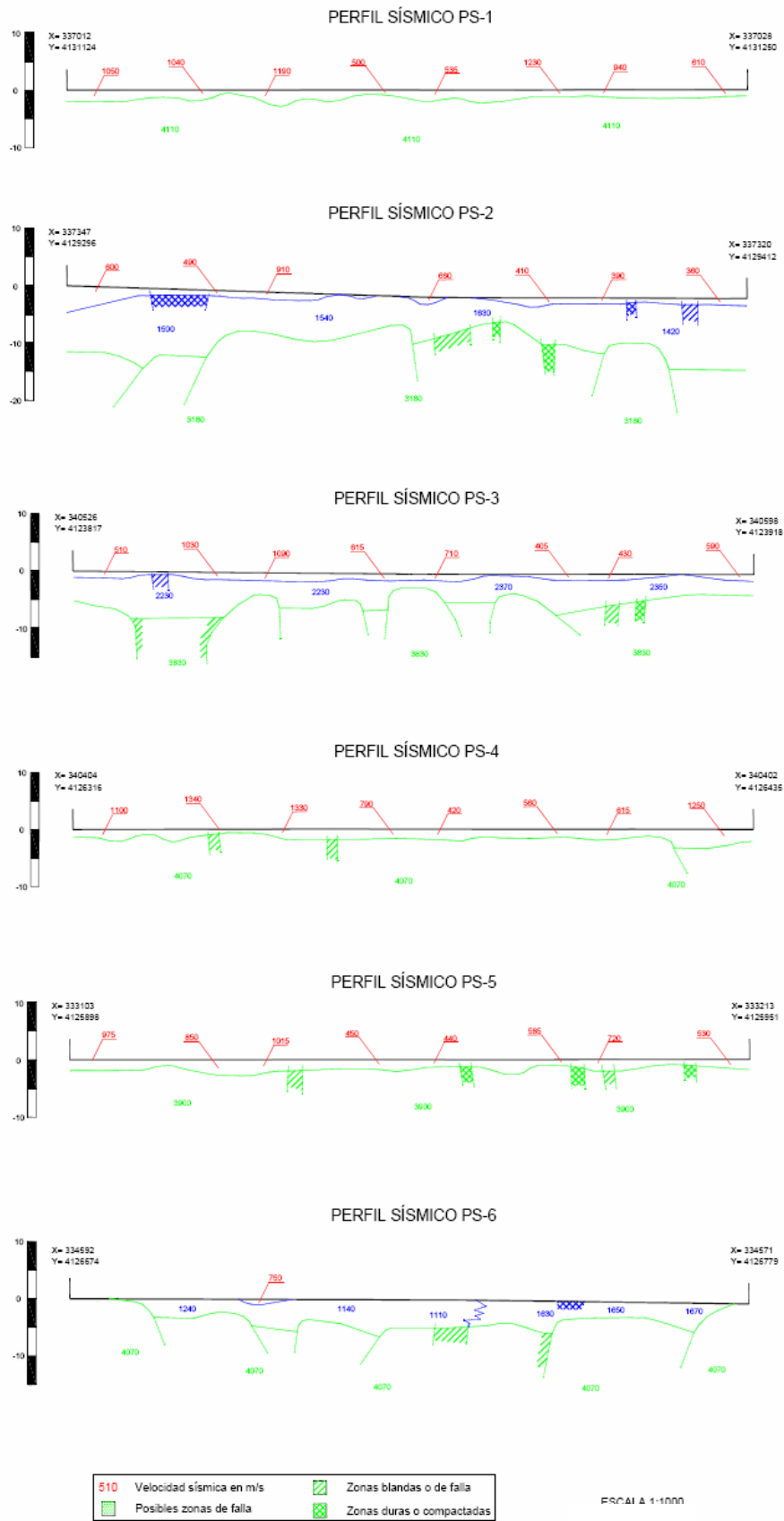


Figura 3.16. Perfiles sísmicos (velocidades en m/s)



**Fotografías 3.6.** Detalle del equipo de sismica de refracción utilizado y de distintos emplazamientos donde se han realizado perfiles sísmicos (de arriba a abajo y de izquierda a derecha, emplazamiento del perfil PS6, geófono clavado en el perfil PS-6 (806), emplazamiento de los perfiles, PS1 (801), PS2 (802), PS3 (803) y PS4 (804), respectivamente)



### 3.7.2 SONDEOS MECÁNICOS DE INVESTIGACIÓN

Existen un total de 26 perforaciones de investigación, en las que se dispuso de control geológico. De éstas, 21 han sido realizadas con la supervisión del IGME y 5 por distintas empresas consultoras, que han facilitado esta información. Se han revisado los informes finales de obra y la información incluida en la Base de Datos AGUAS del IGME y se han seleccionado un total de 11 perforaciones, por su contribución al conocimiento geológico del área investigada. La situación de estos sondeos puede observarse en la Figura 3.5.

Los sondeos 1641/1/0023\* y 1641/1/0042, realizados en la margen nororiental del Hacho de Lora, alcanzaron, tras perforar calizas y dolomías jurásicas de la formación Gavilán, el Trías en facies germano-andaluza. El primero, de 75 a 106 m de profundidad, y el segundo, de 56 a 58 m. Este último (1641/1/0042) es actualmente explotado para riego y presenta aguas de facies clorurada sódica, con altas salinidades. Otro sondeo de explotación que cortó materiales del Trías en los 10 últimos metros de perforación (de 170 a 180 m) es el 1641/1/0044, realizado en la margen oriental del relieve de Mingo.

El sondeo 1641/1/0040 fue realizado en 1988, por el método de rotación con obtención de testigo continuo. Cuenta con 400 m de profundidad y está situado al sur del Hacho de Lora. Los primeros 80 m consisten en una alternancia de margocalizas y margas, a las que siguen, hasta 400 m de profundidad, margas y arcillas negruzcas alternantes. Se identifican ammonites, belemnites, macroforaminíferos y algas, y en el tramo final del sondeo se cortan cantos de calizas jurásicas de la unidad Sierra de Becerrero.

Al norte de la Sierra de Becerrero y sur de la localidad de Estepa, el sondeo 1541/4/0046, perforado por el método de rotoperCUSión, evidencia la vergencia norte de la estructura de Becerrero, al perforar margas y margocalizas de 13 a 43 m de profundidad, tras haber cortado calizas jurásicas en sus primeros metros.

---

\* Todos los sondeos y puntos de agua aludidos en esta Memoria están numerados según el código de identificación del IGME. Éste se explica en el capítulo 4.

Al sureste del Cerro de La Cruz, los sondeos 1641/5/0048 y 1641/5/0049, realizados por el IGME y perforados ambos por el procedimiento de rotoperusión directa, cortan, al final de los mismos, arcillas abigarradas y yesos del Trías en facies germano – andaluza. En el primero, se perforaron a una profundidad comprendida entre 54 y 60 m y, en el segundo, entre 114 y 214 m. En este sondeo, además de yesos y arcillas, se cortaron niveles de calizas y dolomías intercalados entre las arcillas.

Los sondeos que han permitido comprobar la presencia de Trías en facies germano-andaluza bajo el Jurásico de la Sierra de Becerrero, todos realizados con la supervisión del IGME, son los numerados como: 1541/4/0037, 1541/4/0059, 1541/4/0060 y 1541/4/0062. El primero fue perforado en 1981, por el procedimiento de rotoperusión directa, y cortó arcillas abigarradas con yesos, de 90 a 107 m de profundidad. Los tres siguientes han sido realizados durante el transcurso de esta investigación, con la supervisión técnica y geológica del autor de esta Memoria.

El sondeo Pastores II (1541/4/0059) fue perforado por un procedimiento de reciente implantación en el mercado español, que consiste en la combinación de la rotoperusión y la rotación en circuito de circulación inversa, utilizando como fluido de perforación el aire (Jiménez *et al.*, 2002a; Martos-Rosillo *et al.*, 2004a; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a). Perforó 255 m de calizas y 33 m de dolomías de la formación Camarena y, de 288 a 322 m de profundidad, materiales del Trías en facies germano - andaluza.

El sondeo de investigación Cañada Honda (1541/4/0060) fue perforado a rotación con testigo continuo y atravesó el Trías entre 246 y 254 m de profundidad. De 0 a 170 m perforó calizas y de 170 a 246 dolomías, con algunos niveles de margas verdes intercalados hacia el muro, de la formación Camarena.

Por último, el sondeo Martillo (1541/4/0062), perforado por el mismo procedimiento que el anterior, atravesó, en sus 265 m de profundidad, 150 m de calizas de la formación Camarena, de 150 a 248 m, carniolas y brechas dolomíticas de la misma formación. Desde 248 a 255 m atravesó margas verdes y de 255 a 260 m yesos triásicos.

Los testigos de los dos últimos sondeos fueron debidamente preparados, transportados y archivados en la litoteca del IGME en Peñarroya. Una vez aquí, se procedió, junto con el Profesor José Miguel Molina y con el doctorando Vicente Navarro, ambos de la Universidad de Jaén, a la selección de 22 muestras del sondeo del Martillo y 23 del sondeo Cañada Honda, con las que se han realizado láminas delgadas para su reconocimiento microscópico. Las columnas de detalle de ambos sondeos han sido facilitadas por los autores antes indicados y se presentan en las figuras 3.17, 3.18 y 3.19.

Lo más llamativo de ambas columnas, aparte del hecho ya comentado de permitir conocer la posición del Trías subyacente al Jurásico de la Sierra de Becerrero, es la presencia de margas verdes intercaladas entre las dolomías que aparecen sobre los materiales triásicos y que, en principio, pertenecen a la base de la formación Camarena. La escasa fauna identificada impide determinar la edad, tanto de las dolomías, como de los niveles de margas intercalados entre aquéllas.

Los principales tipos de facies identificadas en los sondeos (Navarro, *Com. Pers.*) coinciden con los descritos por Castro (1990), con excepción de las calizas de crinoides, no reconocidas en los sondeos de investigación. Los principales tipos de facies son los siguientes:

- Calizas de ooides y peloides, con texturas grainstone-packstone, bien seleccionadas y con más del 60 % de los granos compuestos por ooides. En orden decreciente de abundancia, los granos esqueléticos que aparecen son crinoides, algunos ejemplares de foraminíferos bentónicos, cianobacterias calcificadas y algas.

- Calizas de oncoides, que consisten en calizas blancas masivas, en las que el rasgo distintivo es la presencia de oncoides, junto a los que se diferencian peloides y ooides micritizados. Los oncoides presentan diámetros de 3 a 20 mm. Los granos esqueléticos más abundantes son crinoides, foraminíferos bentónicos, bioclastos de coral, espinas de erizo, gasterópodos y serpúlidos.

- Calizas con corales. Éstos aparecen en las calizas masivas, que, desde el punto de vista microscópico, presentan texturas packstone y grainstone, formadas por ooides micritizados. En la matriz arenosa que aparece entre los corales, se identifican granos esqueletales, compuestos por crinoides y bivalvos.

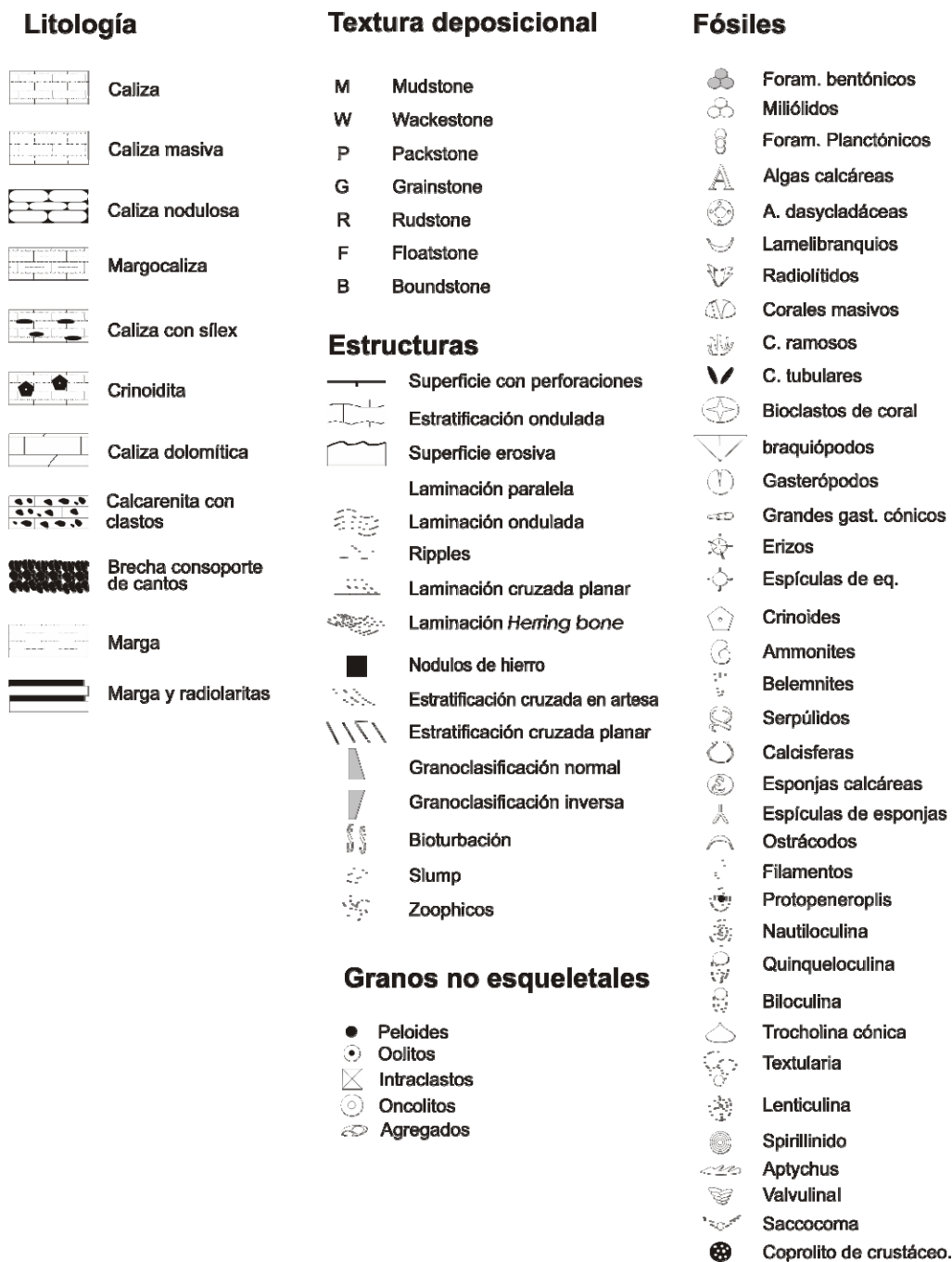


Figura 3.17. Leyenda de las columnas estratigráficas de los sondeos Cañada Honda y el Martillo

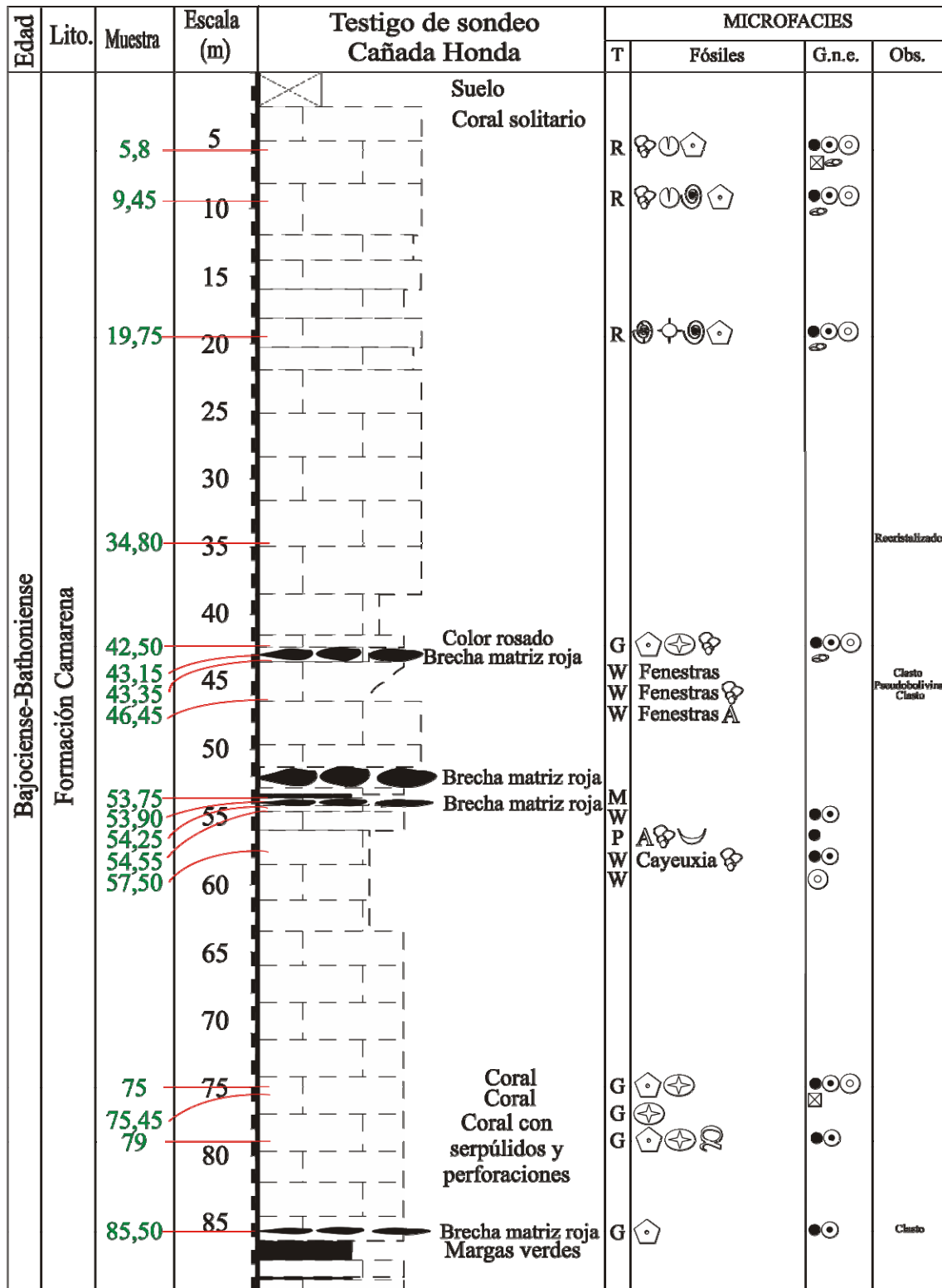


Figura 3.18a. Columna litológica del sondeo Cañada Honda (Fuente: Navarro *in litt.*)

Edad	Lito.	Muestra	Escala (m)	Testigo de sondeo Cañada Honda	MICROFACIES					
					T	Fósiles	G.n.e.	Obs.		
Bajociense-Bathonienense	Formación Camarena	90,05	95	Brecha con matriz de margas verdes	P		●○	Clasto Matriz Matriz		
		90,60			M	Fenestras ?				
		91,25			M					
		95,60			G		●○			
				100						
				105,80		Coral				
				110						
				111,40		Coral	G		●○●○	
				111,80			G		●○●○	
				115						
				120						
				125						
				130						
				135						
				140,60	140		G		●○●○	
				145						
				150						
		155								
		160								
		165								
		170								
		175		Igual que la muestra 140,6 pero parcialmente dolomitizado						

Figura 3.18b. Columna litológica del sondeo Cañada Honda (Fuente: Navarro *in litt.*)

Edad	Lito.	Muestra	Escala (m)	Testigo de sondeo Cañada Honda	MICROFACIES			
					T	Fósiles	G.n.e.	Obs.
Bajociense-Bathonense?	Formación Camarena		185	/ / / / / / / / / /				
		190	/ / / / / / / / / /	Igual que la muestra 140,6 pero parcialmente dolomitizado				
		195	/ / / / / / / / / /					
		200	/ / / / / / / / / /					
		205	/ / / / / / / / / /	Carniolas y brecha dolomítica				
		210	/ / / / / / / / / /					
		215	/ / / / / / / / / /	Igual que la muestra 140,6 pero parcialmente dolomitizado				
		220	/ / / / / / / / / /					
		225	█	Margas verdes				
		230	/ / / / / / / / / /					
		235	█	Margas verdes				
		Trias	Trias Keuper		240	/ / / / / / / / / /	Carniolas	
245	█							
250	█			Yesos grises, rojos y blancos				
255	█							
260								
265								

Figura 3.18c. Columna litológica del sondeo Cañada Honda (Fuente: Navarro *in litt.*)

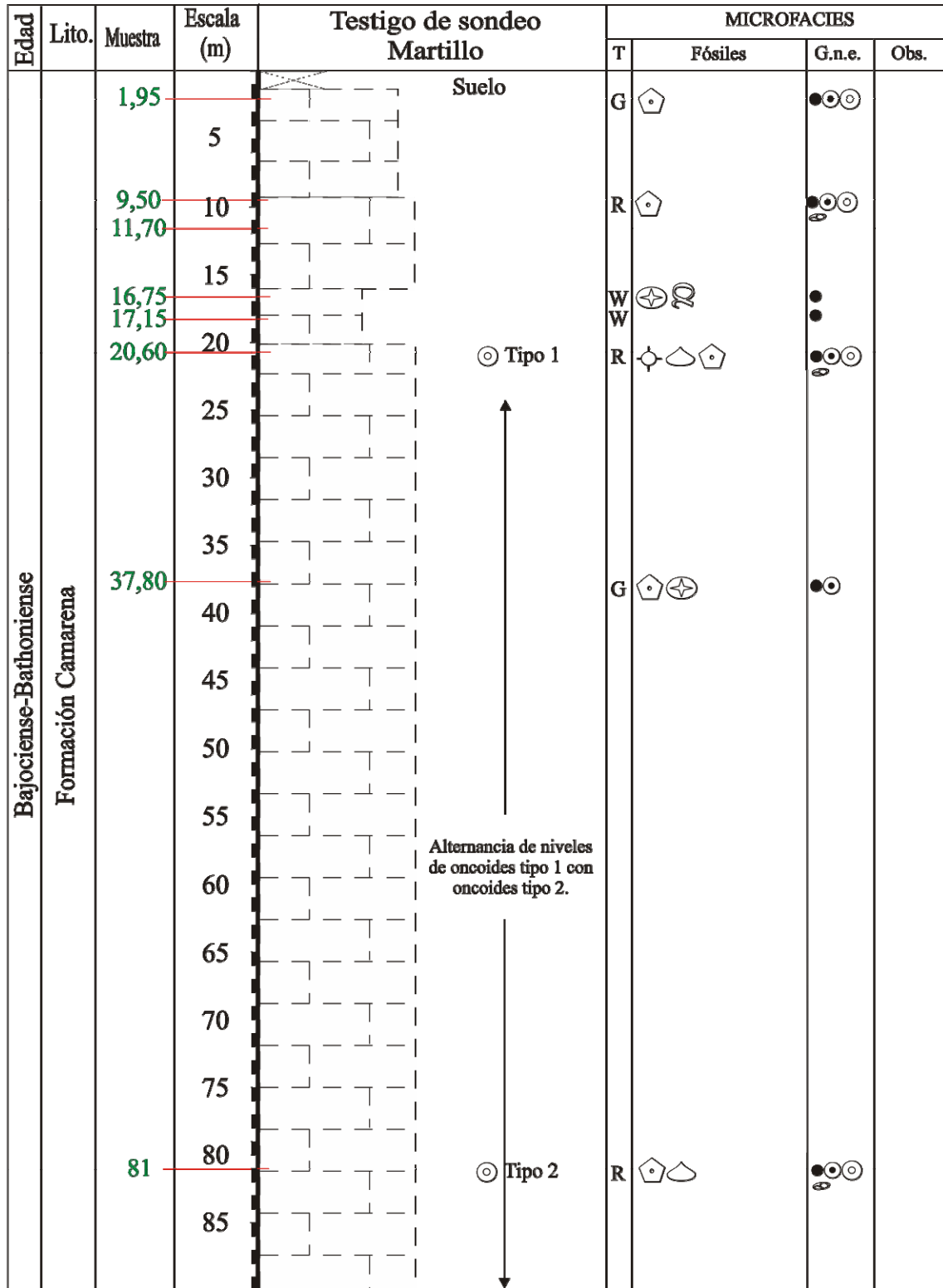


Figura 3.19a. Columna litológica del sondeo Martillo (Fuente: Navarro *in litt.*)



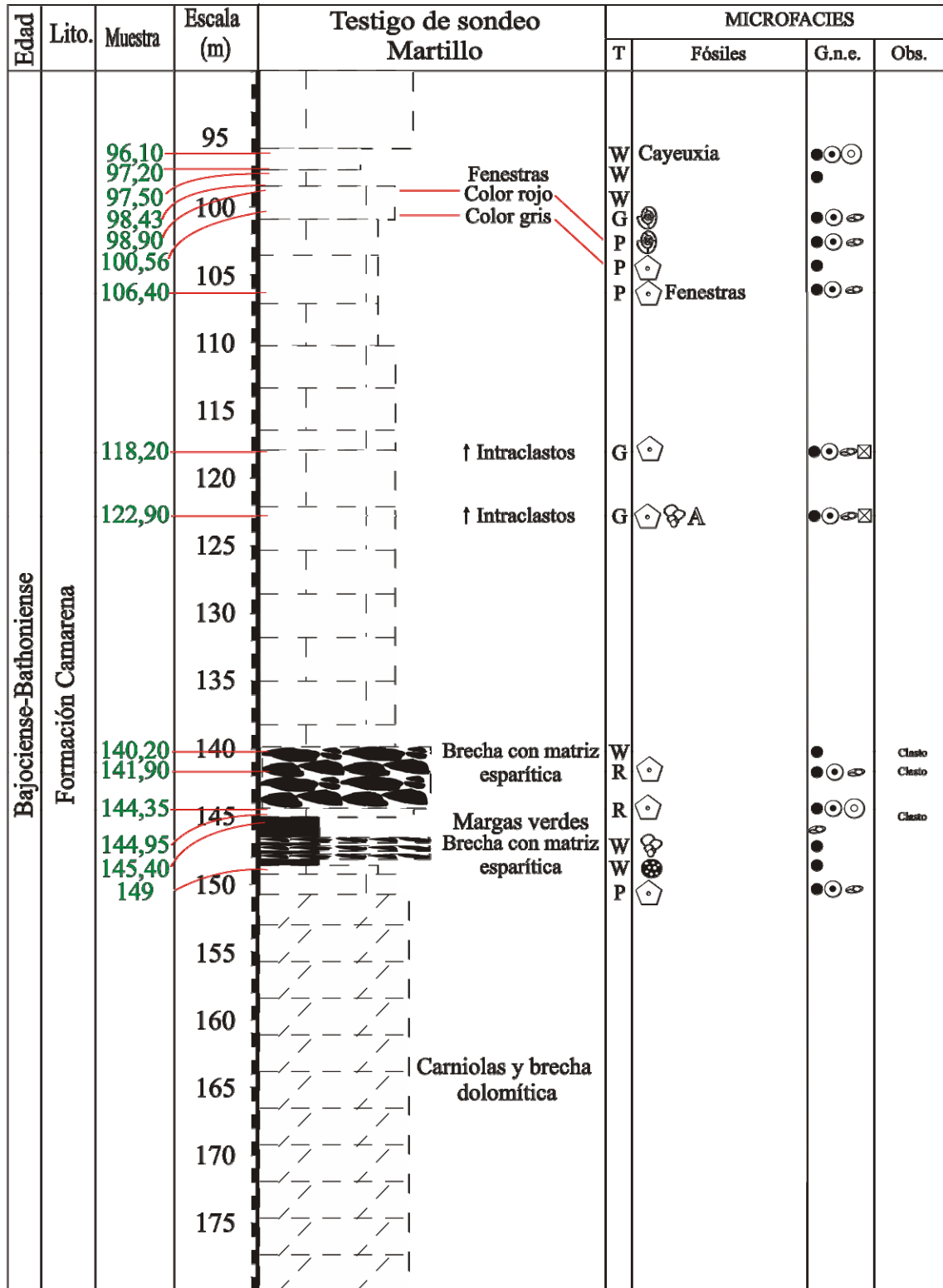


Figura 3.19b. Columna litológica del sondeo Martillo (Fuente: Navarro *in litt.*)

Edad	Lito.	Muestra	Escala (m)	Testigo de sondeo Martillo	MICROFACIES				
					T	Fósiles	G.n.e.	Obs.	
Bajociense-Bathonienne?	Formación Camarena		185						
			190						
			195						
			200						
			205			Carniolas y brecha dolomítica			
			210						
			215						
			220						
			225			Margas verdes			
			230						
			235						
			240						
			245						
			248						
Trias	Trias Keuper		250	Margas verdes					
			255	Yesos grises, rojos y blancos					
			260						
			265						

Figura 3.19c. Columna litológica del sondeo Martillo (Fuente: Navarro *in litt.*)

- Calizas micríticas. Las microfacies características son mudstone con textura fenestral, si bien es posible observar texturas wakestone-packstone de oncoides, ooides y peloides. Como granos esqueléticos, cabe destacar la presencia de filamentos, algas verdes, cianobacterias calcificadas y coprolitos de crustáceos.
  
- Margas. Las margas presenten coloraciones verdosas. Los escasos granos esqueléticos que se pueden identificar corresponden a filamentos y calcisferas.
  
- Calizas peloidales. A escala microscópica presentan una textura packstone con una proporción variable de peloides de lodo y pellets, que está comprendida entre el 60 y el 95 % de los granos. En orden de abundancia, los granos esqueléticos que aparecen son crinoides, algas verdes, bivalvos y foraminíferos bentónicos.
  
- Dolomías. Presentan un carácter brechoide, con textura vacuolar, con frecuentes geodas rellenas de cristales de calcita. Los cantos suelen ser de dolomías de color gris oscuro, en los que, en ocasiones, se pueden diferenciar texturas de tipo grainstone y packstone de ooides.

### **3.8 TECTÓNICA**

El área investigada está formada por un afloramiento principal donde se sitúa el relieve carbonático de Sierra de Becerrero, bordeado en su mitad septentrional por margas y margocalizas cretácicas.

Al noreste y al este de la Sierra de Becerrero, se dispone la alineación que constituyen los relieves calcáreos de Mingo, Hacho de Lora, Águilas – Guinchón y Pleites. La estructura de estos relieves, las diferencias litoestratigráficas y tectónicas existentes con la unidad geológica de la Sierra de Becerrero, los resultados de las campañas de prospección geofísica y de los sondeos mecánicos de investigación indican la superposición de la unidad Hacho de Lora-Mingo-Guinchón sobre la de Becerrero.

### 3.8.1 SIERRA DE BECERRERO

La estructura de este relieve responde a la de un domo anticlinal, vergente hacia el norte, rodeado por el norte y el oeste por materiales del Manto de Antequera – Osuna. En el borde meridional de la estructura, este contacto está oculto por materiales neógenos. La vergencia norte se manifiesta en la existencia de fallas inversas, de las que la más patente es la que superpone las calizas jurásicas sobre los materiales del Cretácico inferior, al suroeste de Estepa. Los buzamientos, en general, son poco pronunciados en la parte sur de la estructura, mientras que en la mitad septentrional superan con frecuencia  $50^\circ$  (Cruz-Sanjulián, 1974).

La estructura general del macizo Jurásico está intersectada por una serie de accidentes de menor entidad (pliegues y fallas), que la hacen más compleja. Se identifican pliegues sinclinales de dirección  $N40^\circ O$  (al sur de Estepa),  $N15^\circ O$  (en la carretera que une Gilena y Estepa), y  $N15^\circ E$  (cerro de la Acebuchosa). La interferencia de diferentes direcciones de plegamiento da lugar a una disposición próxima a la denominada “estructura en caja de huevos” (Cruz-Sanjulián, 1974). Los cierres noroeste y sureste presentan una estructura complicada. Al noroeste hay fallas inversas de vergencia noroeste, bastante tendidas, y acompañadas de pliegues apretados; este sector está afectado por fallas normales subverticales, de dirección  $N30^\circ E$ . El cierre sureste, entre los relieves de La Cruz y Becerrero, se caracteriza por la presencia de pliegues muy apretados, de dirección  $N60^\circ E$ , que llegan a dar lugar a escamas de vergencia  $NNO$ ; esta estructura no se continúa hacia el oeste, a causa de una falla que hunde la parte occidental, donde afloran materiales margosos; al sureste de estas escamas, el macizo de La Cruz presenta buzamientos hacia el norte, al igual que las estructuras que se siguen, más o menos recubiertas por sedimentos más modernos, hasta el afloramiento calcáreo situado al norte de Pedrera (Cruz-Sanjulián, 1974).

Las estructuras de plegamiento en materiales cretácicos son más complejas. En la parte occidental, aparecen numerosos pliegues, de escala hectométrica a decamétrica, entre los que son frecuentes los de dirección N-S, aunque la distribución cartográfica se adapta a la estructura en domo ya indicada. En el sector oriental, entre el alto de Becerrero y el Hacho de Lora, se identifica el núcleo de un pliegue sinclinal muy apretado, con un flanco

invertido vergente al este, de dirección N130°E, dirección que es paralela a la de los bordes de las dos masas calcáreas entre las que se encuentra (Castro, 1990). Probablemente, esta estructura, junto al importante espesor de los materiales cretácicos, sean los causantes de la anomalía gravimétrica negativa, detectada en el trabajo realizado por el IGME en 1988.

Respecto a la fracturación, son muy frecuentes fracturas radiales en los bordes, aunque hay dos familias de fallas predominantes, con dirección N 20-40° O y N 45-75° E, esta última más reciente. Otras fracturas se alinean próximas a la dirección N-S.

En la cartografía geológica adjunta (Plano nº 1) se incluyen dos cortes geológicos de este macizo calcáreo, de dirección aproximada N-S y E-O.

### 3.8.2 EL HACHO DE LORAY MINGO

Los relieves del Hacho de Lora y Mingo son los más tectonizados, con una estructura más compleja, donde se miden buzamientos generales hacia el suroeste.

El afloramiento del Hacho de Lora (Fotografía 3.7) representa el flanco oeste de un anticlinal, cuya existencia se deduce por la curvatura de las capas en la zona de charnela. La dirección del eje del anticlinal es norte - sur y parece hundirse hacia el norte (Sola, 1972). Todo el afloramiento está bordeado por fallas. Está despegado de su sustrato, al igual que el pequeño afloramiento calcáreo del Hachillo (Peyre, 1974), que reposa sobre niveles margosos del Cretácico y sobre materiales jurásicos del Hacho. Los SEDT realizados y las perforaciones de riego existentes en la margen oriental parecen indicar que, tanto este relieve como el de Mingo, están desenraizados y presentan en su base materiales cretácicos, principalmente hacia occidente, y triásicos hacia oriente (Plano nº 1. Perfil geológico IV-IV'). La información geofísica y los sondeos mecánicos han permitido comprobar que en el Hacho de Lora el espesor de los materiales jurásicos se reduce de norte a sur y de oeste a este. En el borde meridional hay unos 300 m de materiales jurásicos sobre el sustrato triásico, mientras que en el borde septentrional se reducen a 100 m. De igual modo, los sondeos mecánicos que se realizaron en la margen oriental no perforaron más de 100 m de calizas y dolomías de la formación Gavilán. En la práctica

totalidad del afloramiento de la Sierra de Mingo, el espesor de los materiales jurásicos es de 150 m, si bien disminuye el límite oriental.



**Fotografía 3.7.** Vista panorámica del Hacho de Lora tomada desde el este.

### 3.8.3 ÁGUILAS – GUINCHÓN

La alineación Águilas-Guinchón (Fotografía 3.8) constituye un anticlinal volcado, con su eje incurvado paralelamente al borde de la Sierra de Becerrero, y que presenta un buzamiento general hacia el noroeste, debido probablemente a la falla de origen diapírico existente entre esta alineación y la de Pleites (Plano nº 1. Perfil III-III'). En este caso, las pendientes son suaves hacia el noroeste, coincidiendo con los buzamientos, y los escarpes más pronunciados se encuentran en el borde sureste (IGME, 1976).



**Fotografía 3.8.** Vista panorámica de las Sierras de Águilas-Guinchón y de Pleites.

Los sondeos electromagnéticos realizados en la zona, junto a la gravimetría de 1988, permiten dibujar la continuidad en profundidad del horizonte resistivo, correspondiente a los materiales jurásicos, hasta su terminación en la anomalía residual negativa, de dirección N-S, que se sitúa al suroeste de Lora de Estepa.

#### 3.8.4 PLEITES

La estructura del macizo calcáreo de Pleites corresponde a una serie invertida, que representaría el flanco sureste de un pliegue tumbado hacia el NO (Plano nº 1. Perfil III-III'). Los buzamientos generales son hacia el sureste.

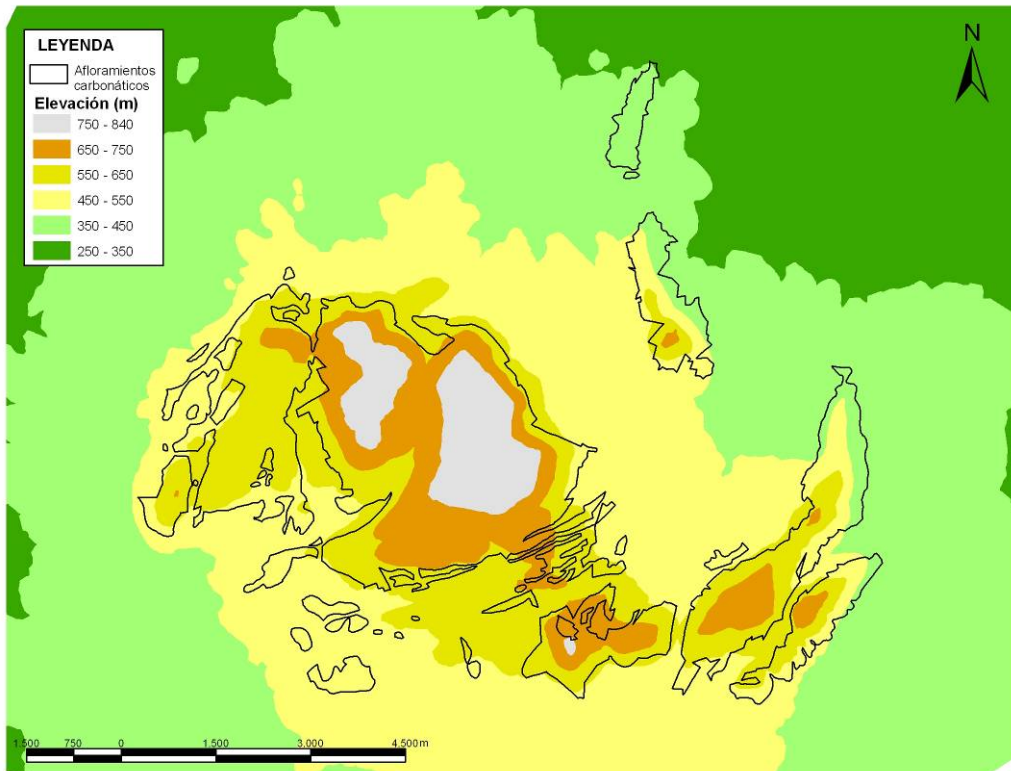
Los SEDT realizados en la mitad septentrional de la vaguada que separa a esta sierra de la de Águilas-Guinchón indican la presencia de un sustrato resistivo bajo las margas cretácicas, que probablemente correspondería al flanco normal del pliegue citado.

### 3.9 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

El conocimiento de algunos aspectos geomorfológicos del terreno como su pendiente, la red de drenaje y la presencia de formas kársticas, tanto externas (lapiaces, dolinas, uvalas, etc.) como internas (cavernas, simas, etc.), ayudan a comprender aspectos relacionados con el funcionamiento hidrogeológico y la recarga de los acuíferos en general y carbonáticos en particular. Esta es la razón por la que se ha realizado un estudio de las características del relieve y del modelado kárstico de la Sierra de Estepa.

### 3.9.1 EL RELIEVE

Los relieves del área investigada constituyen la zona más abrupta de la comarca sevillana de Estepa. En la Figura 3.20 se observa la distribución de la altitud en la zona de investigación. Gran parte de los relieves carbonáticos se sitúan por encima de 500 m s.n.m. Las cotas más bajas, comprendidas entre 350 y 250 m s.n.m., coinciden con las pendientes más suaves y corresponden a los bordes de las elevaciones descritas, donde predominan afloramientos de margas y margocalizas cretácicas y materiales de edad triásica en facies germano – andaluza.

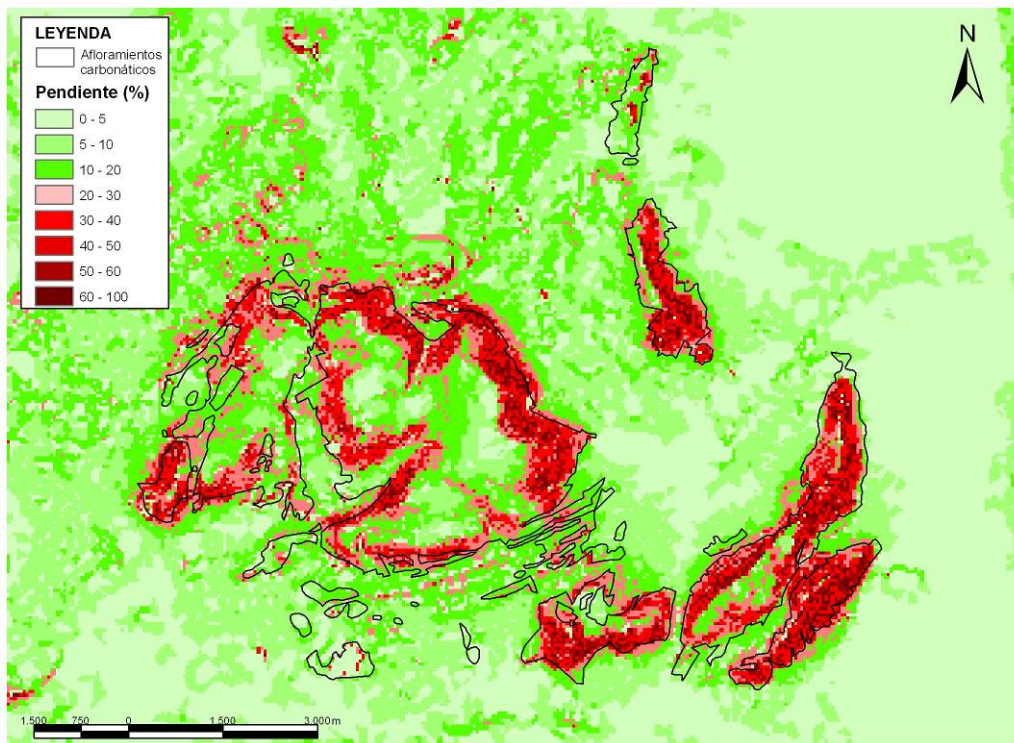


**Figura 3.20.** Mapa altitudinal de la Sierra de Estepa

En el mapa de pendientes (Figura 3.21), se comprueba que los relieves del Hacho de Lora, Águilas, Guinchón y Pleites son los de topografía más accidentada. La Sierra de Becerrero es más escarpada en la margen nororiental. Es digno de destacar que las áreas más elevadas de la Sierra de Becerrero coinciden con zonas llanas, de suaves pendientes, mientras que en la alineación del Hacho de Lora-Mingo-Ginchón, las zonas de menor pendiente, en las que afloran materiales carbonáticos son menos frecuentes.



El conjunto de la Sierra de Becerrero, en el que los afloramientos carbonáticos tienen una altitud y una pendiente medias de 609 m s.n.m. y de 17,5%, respectivamente, presenta forma de domo, con elevados escarpes en la vertiente nororiental, suaves pendientes hacia el sur y la citada presencia de zonas aplanadas en sus cumbres. La red de drenaje asociada es radial divergente (Figura 3.22), consecuente con la forma en domo del mismo.



**Figura 3.21.** Mapa de pendientes de la Sierra de Estepa

La Sierra de Águilas – Guinchón está separada de la Sierra de Becerrero por el amplio valle donde se aloja la localidad de Lora de Estepa. Consiste en un relieve calcáreo, con una altitud y una pendiente media de 538 m s.n.m y 25,2 %, respectivamente. Presenta una estructura arqueada, cóncava hacia el noroeste, con máximo alargamiento en dirección suroeste–noreste. Las pendientes mayores se localizan al noreste, mientras que en el sector meridional son menores. El drenaje superficial se realiza hacia el arroyo de la Fuente de Santiago, al noroeste, en su mitad occidental, y hacia el sureste en la oriental.

El relieve carbonático de la Sierra de Pleites, el más oriental de la Sierra de Estepa, está situado al sureste de la Sierra de Águilas-Guinchón, y separado de ella por un corredor, que se extiende también en dirección SO-NE. La altitud media es de 557 m s.n.m. y la pendiente media del 28,6 %. Las zonas más escarpadas se encuentran en el sector noreste. Los arroyos que recogen la escorrentía que se produce hacia las márgenes suroriental y noroccidental son tributarios del río de las Yeguas.

Los relieves del Hacho de Lora y Mingo constituyen una alineación montañosa, de dirección aproximada N-S, aislada del resto y situada en la margen más septentrional de la Sierra de Estepa. La red de drenaje está orientada hacia el noreste, donde se sitúa el arroyo de la Fuente de Santiago. Los relieves de Hacho de Lora y Mingo tienen unas altitudes medias de 482 y 389 m s.n.m., respectivamente. Las pendientes son mucho más pronunciadas en el Hacho de Lora (31,6 % de pendiente media), sobre todo en el sector meridional, mientras que en Mingo las pendientes son notablemente más moderadas, con una media del 13,9 %.

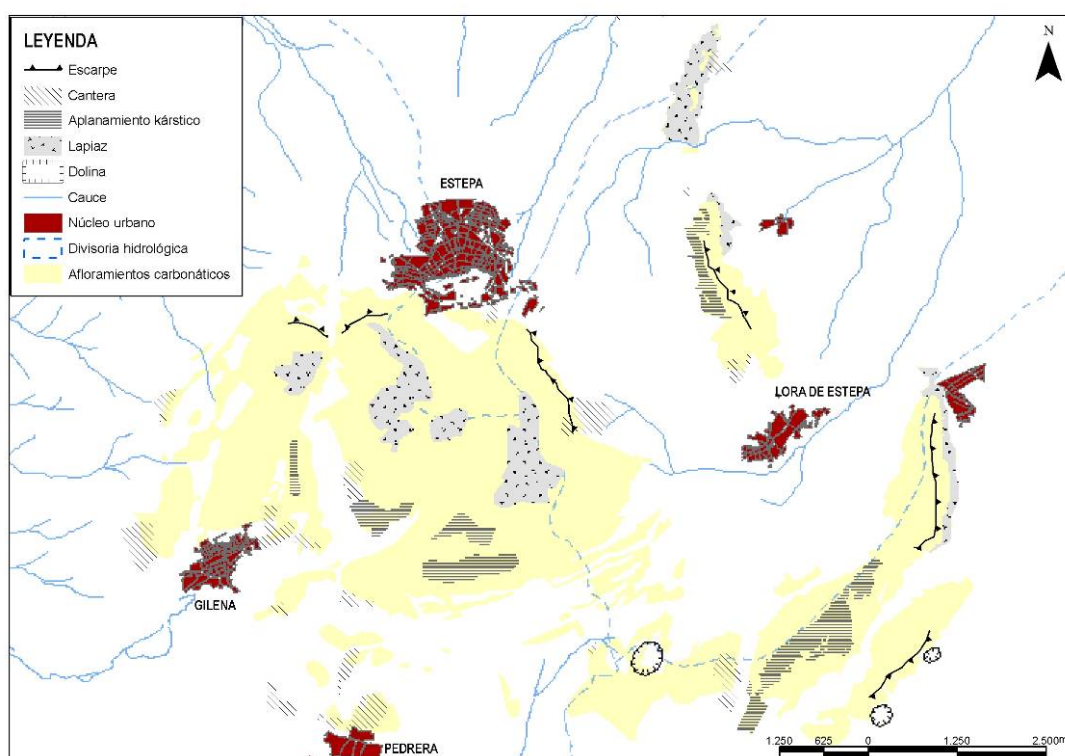
Alrededor de los afloramientos jurásicos descritos se extiende una orla de afloramientos de margas y margocalizas cretácicas y de niveles detrítico-margosos miocenos. El relieve en esta orla es mucho menos abrupto, con pendientes suaves y cotas comprendidas entre 350 y 540 m s.n.m. La red drenaje de este sector adopta una disposición radial respecto a la Sierra de Estepa. Es digno de mencionar el escaso encajamiento de los barrancos, debido a la presencia de costras calcáreas de exudación sobre los materiales cretácicos y a la frecuente presencia de derrubios cuaternarios sobre estos materiales más blandos.

### 3.9.2 ASPECTOS PARTICULARES DEL MODELADO KÁRSTICO

En general, en la Sierra de Estepa tanto las formas exokársticas como endokársticas son más bien escasas, al igual que los trabajos de investigación relativos a la geomorfología kárstica. En la Figura 3.22 se han cartografiado las formas exokársticas más importantes, reconocidas mediante fotografía aérea y en el campo.

Las cumbres de la Sierra de Becerrero terminan en una serie de altiplanicies, sobre las que se desarrollan casi la totalidad de las formas exokársticas presentes y que prácticamente se

limitan a un lapiaz poco desarrollado. En estos sectores, las pendientes son, generalmente, inferiores al 3 % y dan paso, en sus bordes, a laderas abruptas, que se hunden bajo los materiales cretácicos que bordean a este macizo calcáreo. Muy probablemente, estas planicies, que hoy aparecen separadas y a distinta altitud, proceden de una única **paleosuperficie**, que, por efectos de la deformación posterior a su génesis, ha dado lugar a un relieve escalonado. Este tipo de superficies es menos frecuente en los relieves asociados a la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, aunque también existen al sur de la Sierra de Guinchón y al oeste del Hacho de Lora.



**Figura 3.22.** Red de drenaje y esquema geomorfológico de la Sierra de Estepa

La presencia de este tipo de altiplanicies ha sido descrita en distintas sierras carbonáticas de la Cordillera Bética (Lhénaff, 1975; Cruz-Sanjulián, 1990; Moral, 2005), si bien las más próximas serían las descritas por Cruz-Sanjulián (*op.cit*), en las proximidades de la localidad malagueña de Teba. El origen generalizado de este tipo de paleosuperficies se asocia a procesos erosivos que se producen tras periodos relativamente prolongados de estabilidad en el nivel de base y en cotas próximas a ese nivel (Moral, 2005).

Los trabajos citados de Lhénaff (1975) y Cruz-Sanjulián (1990) indican que, muy probablemente, estas planicies se produjeron en una época próxima al tránsito Tortonense-Messiniense.

Aunque las formas **exokársticas** no están muy desarrolladas en la Sierra de Estepa, son reconocibles algunas de ellas, como el lapiaz y las dolinas. En la Sierra de Estepa, el lapiaz es la forma exokárstica más frecuente, aspecto que indica el juvenil estado evolutivo de la karstificación en estos afloramientos carbonáticos. Las formas de lapiaz más frecuentes son las de tipo estructural. Entre todos, desataca el extenso campo de lapiaz del alto de Becerrero, en el que, junto al lapiaz estructural, se pueden encontrar perforaciones cilindroideas (Foto 3.9), que confieren, donde aparecen, morfologías más típicas de lapiaz de tipo cavernoso.



**Fotografía 3.9.** Panorámica del campo de lapiaz en el alto de Becerrero (derecha) y detalle de algunas perforaciones cilindroideas en los lapiaces de la margen nororiental del Hacho de Lora (izquierda)

La sísmica de refracción realizada en las zonas de menor pendiente de los afloramientos carbonáticos, donde son frecuentes los lapiaces, ha permitido comprobar la existencia de una superficie de contacto entre la zona alterada y no alterada de la roca, que indica un estadio intermedio hacia el siguiente paso evolutivo del karst, que es el de la creación de dolinas (ver figura 3.16).

Por otro lado, la revisión de los fotogramas aéreos permite observar dos importantes depresiones circulares en la falda sureste de la Sierra de Pleites (Foto 3.10), una de ellas con algo menos de 100 m de diámetro y unos 30 m de profundidad. Las importantes

dimensiones de estas dolinas y sus particulares características dieron lugar a un estudio realizado por Cruz- Sanjulián (1977).

Ambas depresiones se localizan en el piedemonte que se desarrolla en la margen SE de la Sierra de Pleites, en el fondo de dos suaves vaguadas de dirección N60O, probablemente de origen tectónico, que dan lugar, en el caso de la más grande, a la formación de un pequeño cono de deyección.

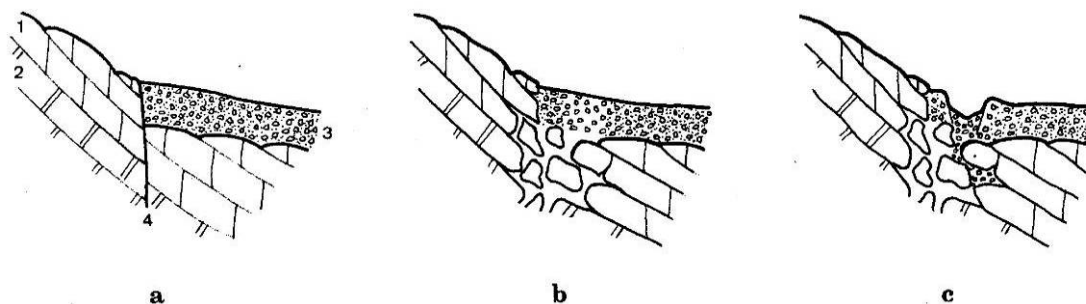
La primera de estas depresiones, situada 340 m al NO del Cortijo de la Algaidilla, tiene una sección elíptica (90 x 70 m), con el eje de mayor longitud orientado en dirección N40E; en igual dirección que la fractura que hunde a los materiales carbonáticos hacia el SE. Las importantes pendientes de sus paredes, prácticamente verticales en la margen NO, hacen que tenga forma de embudo. En las paredes aflora una brecha dolomítica poco cementada respecto a los afloramientos exteriores a esta depresión.

La segunda dolina, menos espectacular, se sitúa 700 m al suroeste del citado Cortijo. El diámetro mayor, orientado en igual dirección que el anterior, es menor de 40 m. El fondo tiene una profundidad media de 8 m.



**Fotografía 3.10.** Ortofotografía en color del sector de la Sierra de Pleites donde se sitúan dos espectaculares dolinas, desarrolladas en materiales de piedemonte (Fuente: Junta de Andalucía, 2005).

La formación de estas dolinas es atribuida por Cruz – Sanjulián (*op. cit.*) al derrumbamiento de parte del karst subyacente. En la Figura 3.23 se esquematiza el proceso evolutivo, que se inicia con una primera fase de disolución del cemento de la brecha del piedemonte, simultánea al desarrollo del karst profundo (Fig. 3.23b), y que culminaría con el colapso de la cavidad kárstica subyacente y con la formación de la depresión (Fig. 3.23c). Este tipo de formas kársticas fueron denominadas por Cruz-Sanjulián como dolinas criptokársticas, con objeto de resaltar la ausencia de pruebas de la karstificación en los materiales carbonáticos cubiertos por el piedemonte. En este sentido, durante la reciente ejecución del sondeo 1641/1/0051, realizado por el procedimiento de rotoperCUSión directa, 1100 m al NE de la mayor de las dolinas citadas, sobre la fractura de dirección N40E que define el contacto entre las rocas carbonáticas y el piedemonte, el que suscribe esta Memoria tuvo la oportunidad de presenciar como la sarta de perforación descendió desde 31 a 46 m de profundidad sin perforar. La presencia de esta importante caverna confirma la karstificación de los materiales carbonáticos subyacentes al piedemonte, así como la hipótesis establecida por Cruz-Sanjulián sobre el origen de estas formas kársticas.



**Figura 3.23.** Interpretación esquemática de las sucesivas etapas, consideradas en el texto, de la génesis de las dolinas de la Sierra de Pleites. 1: Dolomías; 2: Calizas; 3: Materiales de piedemonte; 4: Falla. (escala arbitraria) (Cruz-Sanjulián, 1977).

En la parte alta del cerro de la Cruz, se puede observar una importante dolina de fondo plano, en planta de forma elíptica, con unas dimensiones que están más próximas a las de una uvala (440 x 300 m). Ésta se ha desarrollado sobre la superficie enrasada de este cerro, a una cota de 683 m s.n.m.

No se dispone de ninguna información respecto a la existencia de formas **endokársticas** en la Sierra de Estepa, si bien los sondeos de investigación hidrogeológica realizados en todo el sector este de los relieves de Pleites, del Hacho de Lora y de Mingo han permitido comprobar la existencia de importantes cavidades en las proximidades del contacto con los materiales triásicos subyacentes.

Por último, cabe citar la importante repercusión de los rasgos geomorfológicos en el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos. En el caso de la Sierra de Becerrero, es evidente que la existencia de las altiplanicies con abundantes formas kársticas favorecerán la infiltración del agua de lluvia, precisamente en las zonas donde se registran las mayores precipitaciones. En estas zonas no hay cauces de aguas superficiales, aspecto que indica su marcado carácter arreico.

En los relieves carbonáticos asociados a la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, las paleosuperficies están menos representadas que en la la Sierra de Becerrero. La mayor pendiente de estos relieves favorecerá que el agua de precipitación que no se infiltre escurra superficial o subsuperficialmente por el epikarst, hasta alcanzar las zonas menor pendiente, que se están situadas fundamentalmente, en sus bordes orientales, donde la karstificación está más desarrollada, tal y como indican tanto las observaciones de campo como los perfiles de símica de refracción realizados.

Por otro lado, el desmantelamiento de la cobertera sedimentaria también tiene una importante repercusión en el funcionamiento hidrogeológico de estos acuíferos; implica un descenso continuado del nivel piezométrico, un aumento del espesor de la zona no saturada y un menor desarrollo de la red de conductos kársticos en la zona saturada de los acuíferos. Como se tratará más adelante, este hecho, unido al descenso del nivel piezométrico provocado por la explotación intensiva de los acuíferos investigados, resta protagonismo al importante papel que la red de conductos kársticos juega en el funcionamiento hidrogeológico de este tipo de acuíferos.

**CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA  
SIERRA DE ESTEPA**



## **4 CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SIERRA DE ESTEPA**

### **4.1 INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se sintetizan los antecedentes bibliográficos sobre la hidrogeología del área investigada y se realiza una descripción global de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa. Seguidamente, se presenta un inventario actualizado de los principales puntos de agua y se indican las características hidrogeológicas de los materiales existentes. Entre los aspectos específicos se analizan las características generales de los manantiales, la variación espacial y temporal de la piezometría, de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua, medida en sondeos. Toda la información tratada ha permitido individualizar en la Sierra de Estepa varios acuíferos con un funcionamiento hidrogeológico independiente, que se estudian con mayor detalle en capítulos posteriores.

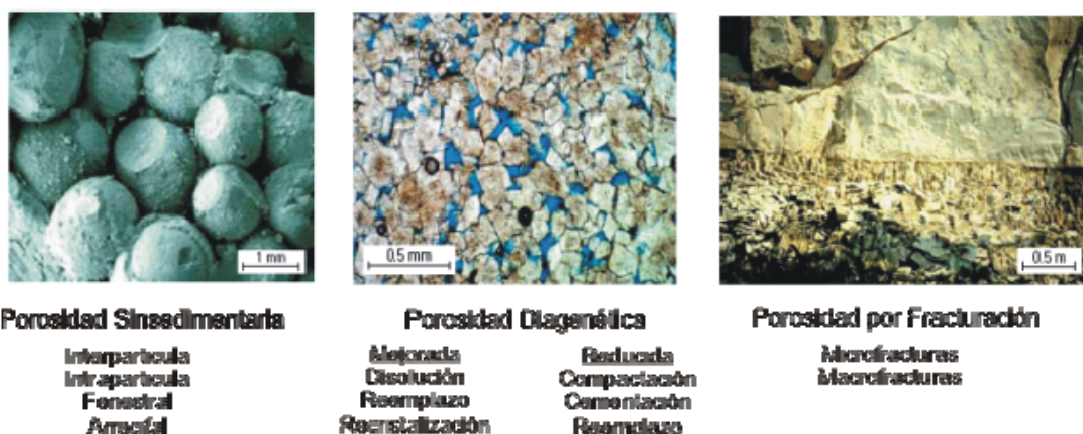
### **4.2 ESTRATEGIAS DE INVESTIGACIÓN DE LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS. EL CASO PARTICULAR DE LOS ACUÍFEROS SOMETIDOS A EXPLOTACIÓN INTENSIVA**

#### **4.2.1 GENERALIDADES. ACUÍFEROS CARBONÁTICOS Y ACUÍFEROS KÁRSTICOS**

Las rocas carbonáticas están compuestas por un reducido número de minerales, fundamentalmente calcita, dolomita y aragonito, si bien, y en menor proporción, pueden estar presentes otros minerales, como el yeso, la anhidrita, la halita, la calcedonia, los feldespatos, etc. Cuando estas rocas están saturadas en agua y son lo suficientemente permeables para proporcionar caudales económicamente significativos constituyen acuíferos carbonáticos.

El estudio y funcionamiento de estos acuíferos es muy complejo, debido a la notable heterogeneidad de la porosidad y de la permeabilidad (White, 1999; Akbar *et al.*, 2001; Ahr *et al.*, 2005), que se puede manifestar en los procesos hidrogeológicos de: infiltración (difusa y/o concentrada), de flujo en la zona saturada (flujo en la matriz de la roca, en las fracturas y en la redes de conductos kársticos) y de descarga (difusa y/o concentrada en los manantiales kársticos) (Király, 2003; Bakalowicz, 2005).

Esta heterogeneidad es adquirida por las rocas carbonáticas tanto en su formación como durante los posteriores procesos diagenéticos, de deformación y de disolución. Como muestra de esta heterogeneidad, Ahr *et al.* (2005) distinguen varios tipos de porosidad según su origen, de modo que la porosidad sinsedimentaria la representan los espacios que quedan entre los granos, partículas y fragmentos de esqueletos que forman este tipo de rocas. Como ejemplo, en la Figura 4.1 se muestran los poros existentes entre los ooides que se observan en la fotografía de la imagen izquierda, obtenida con un microscopio electrónico de barrido. Posteriormente, durante la diagénesis se producen importantes procesos modificadores que varían la morfología y el tamaño de los poros, y que suelen disminuir la porosidad original de la roca. Asimismo, la deformación frágil de estas rocas también origina un nuevo tipo de porosidad y de permeabilidad secundarias.



**Figura 4.1.** Clasificación de la porosidad de las rocas carbonáticas de Wayne M. Ahr (Fuente: A partir de Ahr *et al.*, 2005)

A los tipos de porosidad identificados en la Figura 4.1, se deben añadir los creados con motivo de los procesos de karstificación. Este proceso que afecta a distintas rocas solubles (caliza, dolomía, yeso, halita, etc) se caracteriza por generar formas erosivas superficiales a las que se suman unos sistemas de conductos subterráneos originados por la disolución de la roca.

En esta investigación se utilizará el término karst, en el sentido definido por Huntoon (1995): "el medio kárstico es un sistema integrado de transferencia de masas, desarrollado en rocas solubles, con una organización de la permeabilidad dominada por la presencia de una red de conductos kársticos, originados por la disolución de la roca, que facilita la circulación del fluido". De esta definición se desprende que para cumplir la condición de sistema kárstico debe existir una red de conductos kársticos que controle el flujo hídrico, independientemente de que el sistema kárstico tenga o no un exokarst desarrollado.

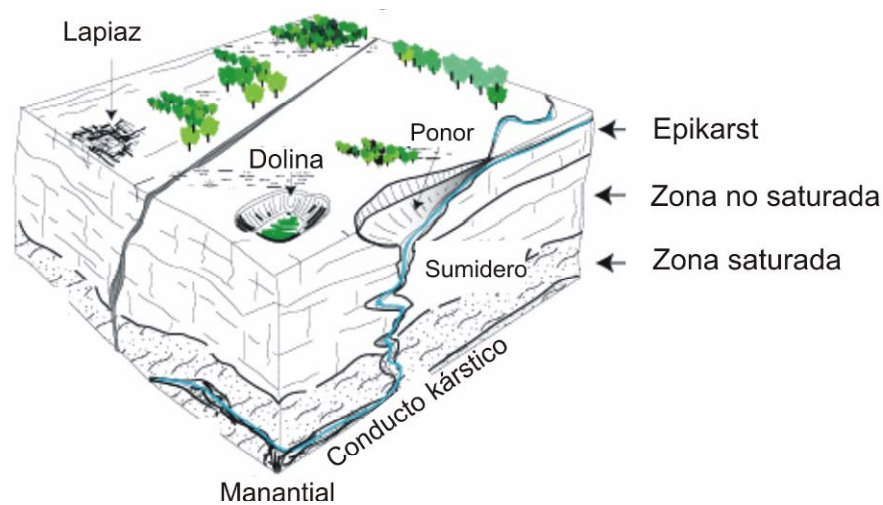
Por otro lado, se utiliza el concepto de red de conductos kársticos en el sentido del término "megaescale channeling", descrito por Winograd y Pearson (1976 *in*. Whorthington y Ford, 1995), para referirse a una red de fracturas agrandadas por disolución e interconectadas, con aperturas desde 10 mm a decenas e incluso centenares de metros y con una extensión lateral que puede superar las decenas de kilómetros; acepción análoga a la de "conduit network", ampliamente extendida entre los hidrogeólogos kársticos europeos (Bakalowicz, 2005).

Por tanto, de lo anterior se deduce que un acuífero carbonático kárstico será aquel que está formado por rocas carbonáticas y en el que el flujo del agua subterránea está controlado por la existencia de una red de conductos kársticos.

La mayoría de los investigadores de los acuíferos carbonáticos coinciden en la interpretación del flujo del agua subterránea por la zona no saturada del acuífero; sin embargo, y como se comenta más adelante, existe fuertes discrepancias en todo lo que se refiera a la organización del flujo en la zona saturada.

En los acuíferos carbonáticos, el agua que se infiltra desde la superficie del terreno inicia un recorrido, esencialmente vertical, hasta alcanzar la zona saturada. En ese recorrido los itinerarios y los tiempos de tránsito son diversos (Figura 4.2). Existe una infiltración rápida, que se produce por vías preferenciales de flujo (simas, dolinas, fracturas abiertas, etc.), y otra que se produce de forma más lenta, a través de microfisuras y poros interconectados de la matriz rocosa.

La presencia de suelo contribuye a ralentizar ese flujo vertical descendente. El suelo, aunque esté poco desarrollado, ejerce un importante papel regulador de los aportes hídricos, además de influir notoriamente en los procesos hidroquímicos. Sin embargo, el principal papel amortiguador de la recarga lo desempeña la delgada capa subcutánea que se puede encontrar en la parte superficial de los acuíferos carbonáticos y que se caracteriza por estar intensamente meteorizada. A esta capa de alteración Mangin (1975) la denominó epikarst.



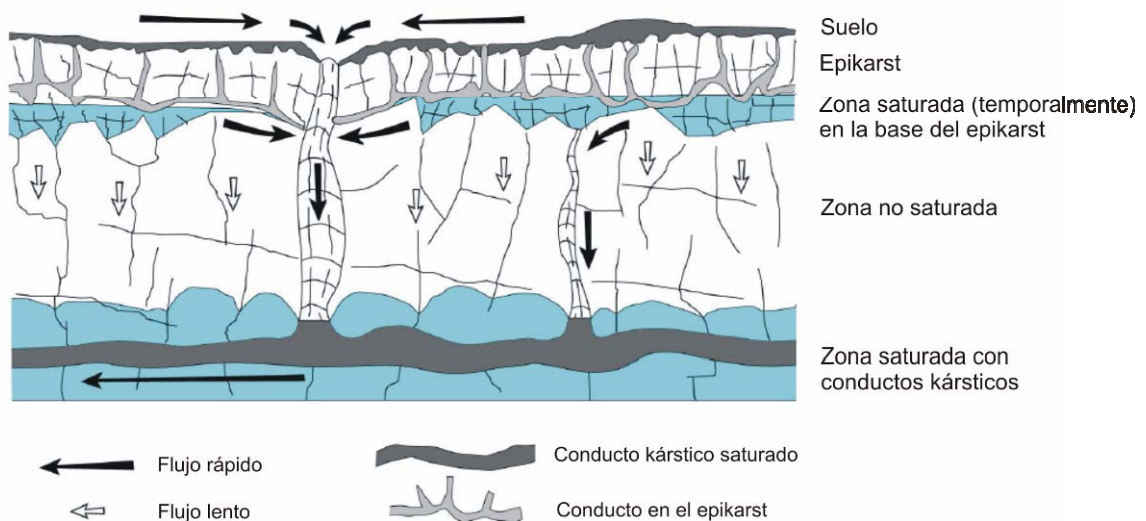
**Figura 4.2.** Formas características de los paisajes kársticos (Gilli y Audra, 2004).

Durante los últimos años han proliferado los trabajos en los que se pone de manifiesto la importante influencia de la zona epikárstica en el funcionamiento hidrodinámico y en la hidroquímica de los acuíferos carbonáticos (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Antigüedad, 1986; Bonacci, 1987; Ford y Williams, 1989; Jeannin y Grasso, 1995; Kiraly *et al.*, 1995; Doerfliger *et al.*, 1996; Doerfliger y Zwahlen, 1998; Klimchouk y Ford, 2000; Trcek, 2007).

El epikarst consiste en una zona de alteración superficial debida a la descompresión del sustrato rocoso y a la acción de los agentes meteorológicos externos, en la que la fuerte alteración de la roca y su reducido espesor impide el desarrollo de una jerarquización de los conductos kársticos. Bonacci (1987) indica que la profundidad media del epikarst está comprendida entre 0,5 y 2 m, si bien se han reconocido zonas con más de 10 m de espesor.

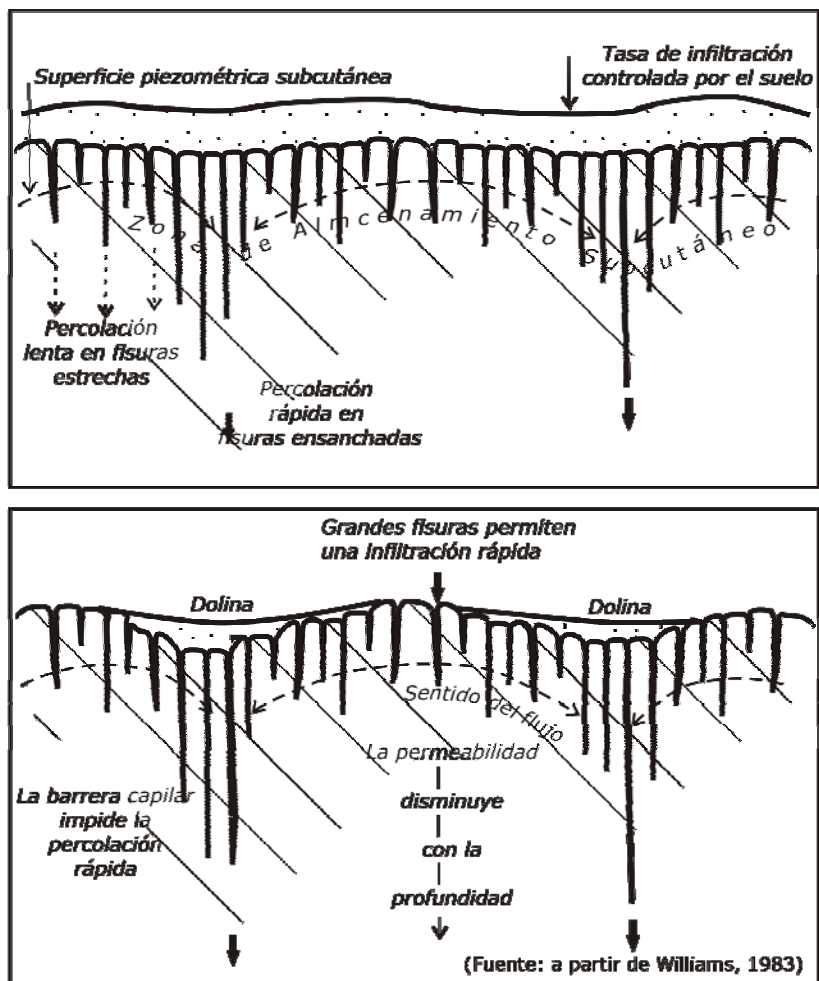
Según Doerfliger *et al.* (1996), las dos funciones principales del epikarst, desde el punto de vista hidrogeológico, son las de almacenar el agua y concentrar el flujo. El agua que se infiltra en el epikarst puede percolar de forma lenta por la matriz de la roca, a través de poros y microfisuras, y de forma rápida cuando alcanza los conductos verticales de flujo conectados con la red de conductos kársticos del acuífero, según se representa en la Figura 4.3.

Después de las lluvias intensas, el contraste de permeabilidad entre el epikarst y la zona no saturada del acuífero puede provocar que la tasa de infiltración supere el caudal de drenaje del epikarst y el agua subterránea quede temporalmente colgada en esta zona (Mangin, 1975; Williams, 1983). En estas situaciones aumenta la componente de flujo lateral y el agua tiende a ser drenada preferentemente hacia los conductos verticales que alcanzan el epikarst, debido a que alrededor de éstos se genera una pequeña depresión del nivel freático al actuar como sumideros (Klimchouk, 2000).



**Figura 4.3.** Organización del flujo en el epikarst (Charmoille, 2005)

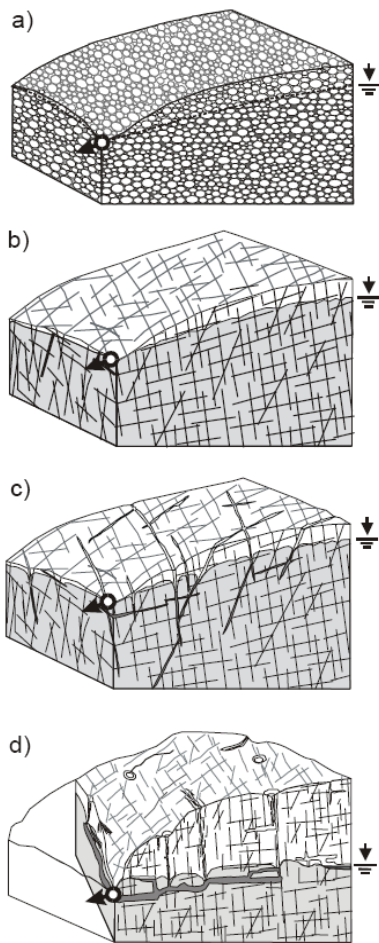
No menos importantes son las diferencias hidroquímicas entre las fracciones de recarga de infiltración rápida y lenta: la primera suele estar subsaturada en calcita, al contrario que la componente de infiltración lenta. De esta forma se favorece la disolución de la roca alrededor de los conductos kársticos, así como el desarrollo de las dolinas, tal y como Willians (1983) propone en el esquema representado en la Figura 4.4 y que guarda una gran similitud con los perfiles de sísmica de refracción que se han realizado en las principales zonas de recarga de la Sierra de Estepa y que se describen en el capítulo 3 de esta Memoria.



**Figura 4.4.** Almacenamiento subcutáneo, flujo lateral subsuperficial y evolución de una dolina (a partir de Moral, 2005).

Por otro lado, Doerfliger *et al.* (*op.cit.*) indican que la zona epikárstica no está presente ni es continua en todos los acuíferos y que su ausencia no impide la formación de dolinas ni la posibilidad de que existan vías preferenciales de flujo vertical que conecten directamente con la red de conductos kársticos. De hecho, muchas de las dolinas y de las formas exokársticas de adsorción preferencial pueden ser el resultado de subsidencias o colapsos no relacionados con los procesos de formación del epikarst. Es el caso de las dos grandes dolinas que existen en la Sierra de Pleites (ver capítulo 3).

Superados el suelo, el epikarst y la zona no saturada, el agua alcanza la zona saturada y es aquí donde se plantean distintos modelos conceptuales de organización del flujo en los acuíferos carbonáticos, según se asemejen más a un acuífero de tipo poroso (Figura 4.5.a) o a un acuífero kárstico (Figura 4.5.d), en el sentido hidrogeológico del término que se utiliza en esta investigación.



**Figura 4.5.** Heterogeneidades en medios porosos (a), fisurados (b), fracturados (c) y karstificados (d) (OFEG, 2003)

En uno de los extremos de los distintos modelos conceptuales de funcionamiento se situaría el acuífero carbonático “no kárstico”, también denominado “fisurado” (Figura 4.5.b). En este caso se asume que existe una microporosidad y una densidad de fracturación suficiente para considerar al acuífero como un medio poroso equivalente, por lo que el flujo del agua subterránea puede ser asimilado al que se produce en tales medios y, consecuentemente, puede ser estudiado utilizando modelos digitales desarrollados para medios porosos, como es el caso de MODFLOW. En este modelo conceptual, se considera que las fracturas tienen un origen únicamente tectónico y que las cavidades, en caso de existir, constituyen grandes huecos sin la conexión suficiente para formar una red interconectada de conductos kársticos. Distintos libros de Hidrogeología general, como el Freeze y Cherry (1979), proponen este esquema de funcionamiento.

El segundo tipo de modelo conceptual admite que las fracturas pueden tener una gran continuidad lateral y que son mucho más permeables que la matriz de la roca (Figura 4.5.c); éste sería el denominado modelo de doble porosidad, utilizado por distintos autores (Király, 1975; Drogue, 1980; Mudry, 1990). En esencia, se asume que en la zona saturada hay un medio hidráulicamente continuo en el que coexisten elementos transmisivos y elementos capacitivos. Los primeros consisten en una red de fracturas abiertas muy transmisivas y con alta porosidad, que, a su vez, conectan a los elementos capacitivos, que consisten en grandes bloques de roca, de baja permeabilidad, pero que albergan la mayor parte del agua almacenada en el sistema.

Por último, el tercer modelo conceptual, que es muy utilizado en los lugares donde abundan los paisajes kársticos, implica la existencia de una red jerarquizada de conductos kársticos, muy permeable (Figura 4.5.d), que determina considerablemente el incremento de la conductividad hidráulica de las rocas carbonáticas. En este caso, el agua está almacenada en distintos espacios rocosos, relacionados entre sí por una red de drenaje, formada por conductos muy permeables, organizados de forma jerárquica (similar a la de una red de drenaje de agua superficial). Este modelo conceptual propuesto por Mangin (1975), es el seguido por otros textos especializados de Hidrogeología, como los de White (1988) y de Ford y Williams (1989).

El primer y el tercer modelo representan los extremos “no kárstico” y “kárstico” de un amplio espectro formado por los diversos tipos de acuíferos carbonáticos (Bayó *et al.*, 1986; Worthington, 1999). En opinión de Bakalowicz (2005), el que predomine uno u otro de estos tres modelos de funcionamiento de la zona saturada en los medios kársticos depende de la textura, de la estructura y de la historia geológica de la formación acuífera; no funciona igual un acuífero con una matriz rocosa muy cristalizada (poco permeable y poco porosa) del Paleozoico, que un acuífero con una matriz muy porosa y permeable, como los desarrollados en calizas coralinas terciarias y cuaternarias.



Las técnicas de investigación utilizadas para estudiar los distintos modelos de organización del flujo en la zona saturada de los acuíferos carbonáticos han sido notablemente dispares, lo que, en opinión de Worthington (1999), ha llevado a magnificar las diferencias de comportamiento entre los acuíferos carbonáticos “no kársticos” y los “kársticos”. Los investigadores que asumen un comportamiento de tipo fisurado consideran que el control de los sondeos permite obtener un conocimiento representativo del funcionamiento hidrogeológico del acuífero. Sin embargo, está demostrado que los sondeos aportan poca información sobre la red de conductos kársticos (Király, 1975; Worthington y Ford, 1995; Worthington, 1999; Bakalowicz, 2005). En el otro extremo, cuando se asume que el acuífero a investigar es de tipo kárstico, se suele dar preferencia a los ensayos de trazadores y al control sistemático de los manantiales. Se obvia de este modo la información que los sondeos y que el estudio de la matriz de la roca permite obtener sobre el flujo por las fracturas y sobre la capacidad de almacenamiento del acuífero, respectivamente.

Los trabajos más innovadores en la investigación hidrogeológica de acuíferos carbonáticos, que se están realizando en los últimos años, admiten la existencia de una multiporosidad, constituida por tres elementos geométricos fundamentales (White, 1999; Worthington, 1999): i) elementos tridimensionales (3-D), que corresponden a la porosidad de la matriz de la roca, ii) elementos planares (2-D), en los que la porosidad y la permeabilidad se deben a las discontinuidades de carácter planar (planos de estratificación, juntas y fallas) por las que puede circular el agua, y iii) elementos lineales (1-D), en los que por disolución se generan conductos kársticos muy permeables, en los que el flujo puede llegar a producirse en régimen turbulento. Una vez asumida esta premisa, se estudian los tres tipos de porosidad y de permeabilidad, con técnicas específicas para cada una de ellas, se pondera el peso que cada tipo de permeabilidad tiene en el total del flujo de agua subterránea que circula por el acuífero y que cada tipo de porosidad tiene en la capacidad total de almacenamiento del acuífero, y se estudia la relación entre los tres tipos de porosidad y permeabilidad (Worthington y Ford, 1995; Quinlan *et al.*, 1996; Zuber y Motyka, 1998; Halihan *et al.*, 1999; White, 1999; Worthington, 1999; Worthington *et al.*, 1999; Worthington *et al.*, 2000; Budd y Vacher, 2004; White y White, 2005). De este modo es posible conseguir un conocimiento integral del funcionamiento hidrogeológico del sistema.

#### 4.2.2 MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS

Los métodos de investigación de los acuíferos carbonáticos son muy variados; incorporan los métodos utilizados en el resto de acuíferos y otros específicos que pueden ser similares a los empleados en el campo de la hidrología superficial (Milanovic, 1981; Custodio y Llamas, 1983; Ford y Williams, 1989; Fetter, 2001; Pulido-Bosch, 2001; Bakalowicz, 2005).

A grandes rasgos, estos métodos se pueden clasificar en tres grupos:

##### i) Caracterización geológica y geomorfológica

El estudio de la geometría y la estructura del acuífero se sirve de las técnicas clásicas de la investigación geológica, en las que se combina la cartografía geológica, el análisis estructural, la cartografía geomorfológica (en la que se hace especial hincapié en el reconocimiento y estudio de las formas exokársticas y endokársticas), la prospección mediante sondeos mecánicos de investigación y la prospección geofísica, tanto desde superficie, como mediante diagrfías en sondeos.

##### ii) Delimitación del sistema carbonático

Durante los últimos cuarenta años, los estudios de los acuíferos kársticos *s.s.*, en los que el flujo está organizado por la red de conductos kársticos, se han realizado fundamentalmente a partir de la información suministrada por las surgencias asociadas a cada acuífero, incluyendo la respuesta hidrodinámica (Mangin, 1975, 1981b, a; Mangin y Pulido, 1983; Mangin, 1984), la hidroquímica (Bakalowicz, 1979), la hidrotérmica (Andrieux, 1976), la hidrobiológica (Rouch, 1978), y la isotópica. Este nutrido grupo de métodos de investigación unido, al de los ensayos trazadores (Atkinson y Smart, 1981; Smart, 1988), permiten analizar con un gran detalle el funcionamiento y dimensiones de la red de conductos kársticos, pero aportan poca información sobre las reservas del acuífero existentes por debajo de la zona de influencia de la red de conductos kársticos jerarquizada, o de la capacidad de almacenamiento de los acuíferos.

Por otro lado, existen acuíferos carbonáticos en los que las salidas del sistema son muy difíciles de medir de forma directa. Es el caso de acuíferos que descargan subterráneamente hacia otros acuíferos, o los que lo hacen por surgencias submarinas, etc. En estos casos la accesibilidad al sistema se suele resolver mediante sondeos, por lo que la delimitación del sistema se complementa con la información generada con las perforaciones (datos piezométricos, ensayos de bombeo, diagrfias, toma de muestras de agua subterránea, etc).

### iii) Estudio del funcionamiento hidrogeológico

El estudio del funcionamiento de los acuíferos carbonáticos es más complejo que en el resto de acuíferos debido a la notable heterogeneidad de la porosidad y de la permeabilidad. En opinión de White (2003), para comprender la dinámica de estos acuíferos es necesario conocer como se distribuye la recarga entre la matriz, las fracturas y los conductos kársticos y conocer el intercambio de agua entre los componentes citados.

Para alcanzar estos objetivos, la hidroquímica y el estudio de las características isotópicas del agua subterránea de los acuíferos carbonáticos juegan un papel esencial (Shuster y White, 1971; Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Hanshaw y Back, 1979; Custodio, 1991; Hess y White, 1993; Zuber y Motyka, 1998; Andreo *et al.*, 2002; White y White, 2005).

La porosidad total y la porosidad eficaz de la matriz de la roca pueden ser determinadas mediante diversos ensayos de laboratorio, realizados a las muestras cogidas en sondeos, en afloramientos o en el interior de cuevas (Ortiz *et al.*, 1995; Motyka *et al.*, 1998; Lucia, 1999; Pulido-Bosch *et al.*, 2002). En la actualidad, otra posibilidad consiste en determinar la porosidad eficaz directamente en el interior de sondeos, mediante registros verticales en sondeos con sondas de resonancia magnética nuclear (Ahr *et al.*, 2005).

En general, la porosidad está muy condicionada por la historia geológica de la roca; los sedimentos que no han sufrido diagénesis pueden tener porosidades superiores al 50%; sin embargo, tras el citado proceso, la porosidad se reduce a valores inferiores al 2%, en las calizas micríticas, y entre el 5 y el 10%, en las calizas esparíticas. Por el contrario, la dolomitización aumenta la porosidad, hasta alcanzar valores comprendidos entre el 5 y el 15% y el metamorfismo la reduce a valores que no suelen superar el 1% (Klimchouk y Ford, 2000).

La porosidad por fracturación puede ser calculada a partir de ensayos en sondeos (Price *et al.*, 1982), o a partir de la medida del espaciado de las fracturas en paredes de canteras y cuevas (Zuber y Motyka, 1998; Worthington *et al.*, 1999) y en las paredes de los taladros de perforación, mediante diagrafías con visores televisivos ópticos y acústicos (Ahr *et al.*, 2005; Galera *et al.*, 2005; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a).

En el caso de la red de conductos kársticos, la porosidad se ha calculado mediante: i) exploración espeleológica (Zuber y Motyka, 1998; Worthington *et al.*, 2000; Klimchouk, 2003), ii) el estudio del hidrograma y el análisis temporal de datos hidroquímicos (Atkinson, 1977; Worthington *et al.*, 1999) y iii) determinadas expresiones matemáticas (Worthington *et al.*, 2000).

Para medir la permeabilidad de la matriz se recogen muestras de roca con las que poder realizar ensayos en permeámetros de gas (Motyka *et al.*, 1998; Budd y Vacher, 2004), si bien también es posible calcular la conductividad hidráulica en la pared de los sondeos de investigación mediante ensayos tipo “slug” y “pulso” (Price *et al.*, 1982) y mediante registros sónicos de onda completa (Galera *et al.*, 2005). En la investigación petrolera también se realizan cálculos de la permeabilidad intrínseca de las rocas carbonáticas, conocida la clasificación textural de las muestras y su porosidad total (Lucia, 1999).

La permeabilidad por fracturación suele ser calculada a partir de ensayos de permeabilidad en sondeos (Price *et al.*, 1982), con ensayos de trazado de las columnas de agua en sondeos (Custodio y Llamas, 1983; Van-Meir *et al.*, 2007) y mediante fórmulas que se sirven de los

valores estadísticos de medida de la apertura de las fracturas y del espaciado existente en las mismas (White, 1999). Los valores de permeabilidad que se obtienen con este tipo de pruebas corresponden a las discontinuidades horizontales o subhorizontales. En las secuencias sedimentarias estratificadas horizontalmente se suele asumir que la permeabilidad vertical es de 10 a 100 veces menor que la horizontal (Worthington, 1999).

En el caso de la red de conductos kársticos, la determinación de la permeabilidad es más compleja que en los casos anteriores. Worthington (1999) propone calcular lo que denomina “permeabilidad equivalente”; el procedimiento consiste en aplicar la Ley de Darcy a un sistema en el que se conocen las salidas (control de manantiales, descarga subterráneas en ríos, etc), la sección media del acuífero perpendicular a la dirección de flujo, y el gradiente hidráulico medio (Worthington *et al.*, 1999). Este parámetro facilita la comparación entre el flujo que se produce por la red de conductos kársticos, por las fracturas y por la matriz, aunque no tiene una significación real, al no considerar, entre otros aspectos, la influencia del flujo turbulento que puede ocurrir en el interior de la red de conductos kársticos.

La Tabla 4.1 incluye los valores de porosidad y almacenamiento calculados por Worthington *et al.* (2000), en cuatro acuíferos libres carbonáticos, de Norteamérica e Inglaterra. Los acuíferos carbonífero y silúrico de Smithville (Ontario, Canada) y de Mammoth Cave (Kentucky, EE.UU), respectivamente, el acuífero cretácico del Chalk (Inglaterra) y el terciario de Nohoch Nah Chic (Méjico). De esta tabla deben ser destacados varios aspectos de sumo interés: i) existe una considerable diferencia de porosidad y permeabilidad de la matriz entre los acuíferos paleozoicos y el resto, ii) las diferencias de permeabilidad, en un mismo acuífero, entre la matriz, las fracturas y los conductos, son extremadamente importantes (en algunos casos alcanzan 8 órdenes de magnitud) y iii) lo más destacable es el parecido reparto del almacenamiento y el flujo en acuíferos de características tan dispares. En los cuatro acuíferos estudiados, casi la totalidad del agua (más del 94 %) está almacenada en la matriz, incluso en un acuífero como el de Mammoth Cave, considerado tradicionalmente como un acuífero kárstico *s.s.*; sin embargo, el flujo (más del 94 %) se concentra en la red de conductos kársticos.

Area	Tipo de porosidad	Porosidad (%)	Volumen almacenado (%)	Cond. Hidráulica (m/s)	Caudal circulante (%)
Smithville, Notario	Matriz	6,60	99,70	$1 \times 10^{-10}$	$\ll 0,01$
	Fracturas	0,02	0,30	$3 \times 10^{-5}$	3,00
	Conductos	$<0,01$	0,05	$3 \times 10^{-4}$	97,00
Mammoth Cave, Kentucky	Matriz	2,40	96,40	$2 \times 10^{-11}$	0,00
	Fracturas	0,03	1,20	$1 \times 10^{-5}$	0,30
	Conductos	0,06	2,40	$3 \times 10^{-3}$	99,00
The Chalk, Inglaterra	Matriz	30,00	99,90	$1 \times 10^{-8}$	0,02
	Fracturas	0,01	0,03	$4 \times 10^{-6}$	6,00
	Conductos	0,02	0,07	$6 \times 10^{-5}$	94,00
Nohoch Nah Chich, Yucatán	Matriz	17,00	96,60	$7 \times 10^{-5}$	0,02
	Fracturas	0,10	0,60	$1 \times 10^{-3}$	0,20
	Conductos	0,50	2,80	$4 \times 10^{-1}$	99,70

**Tabla 4.1.-** Porosidad, volumen de agua almacenado (%), conductividad hidráulica y proporción del flujo en la matriz, en el sistema de fracturas y en la red de conductos en cuatro acuíferos carbonáticos ( a partir de Worthington *et al.*, 2000)

A este respecto, deben ser señaladas las importantes diferencias de porosidad de las redes de conductos kársticos encontradas por Kilmchouk (2003) entre los acuíferos libres, en los que se desarrollan redes jerarquizadas de tipo dendrítico, y los acuíferos confinados, donde la karstificación desarrolla modelos de redes mucho más densos, que siguen patrones de organización estructurales y que originan una mayor porosidad que en el caso de los acuíferos libres. En 25 casos estudiados, la porosidad media por karstificación en los acuíferos carbonáticos libres es del 0,4 %, y del 5,5 % en los acuíferos confinados. Por tanto, en opinión de este autor, existe más probabilidad de interceptar un conducto kárstico al perforar un sondeo en un acuífero carbonático confinado que en uno libre.

En 2004, Budd y Vacher hicieron una recopilación de distintos trabajos en los que se ha determinado el reparto del flujo en distintos acuíferos, en tres sistemas de porosidad y permeabilidad (matriz, fracturas y conductos) y en dos sistemas de porosidad (matriz y fracturas). Esta información se resume en la Tabla 4.2. Los resultados indican que el flujo se concentra en los conductos kársticos jerarquizados, en los sistemas de triple porosidad (>93%), y, en las fracturas (97,5%) en los sistemas de doble porosidad.

ACUÍFERO	Edad	Fracción del flujo				
		Sistema de triple porosidad			Sistema de doble porosidad	
		Matriz	Fractura	Conducto	Matriz	Fractura
Smithville, Ontario, Canada	Silúrico	0,00003	3,2	96,8	0,001	99,009
Thiensville, Wisconsin, EEUU	Silúrico	0,005	2,0	98,0	0,300	99,700
Mammoth Cave, Kentucky, EEUU	Carbonífero	0,000001	0,3	99,7	0,0002	99,001
Gallusquelle, Malm, Alemania	Jurásico	0,0003	1,0	99,0	0,030	99,970
Chalk Aquifer, Inglaterra	Cretácico	0,016	6,2	93,8	0,250	99,750
Edwards Aquifer, Texas, EEUU	Cretácico	0,00004	0,6	99,4	0,001	99,009
Edwards Aquifer, Texas, EEUU(*)	Cretácico	0,0002	0,6	99,4	0,040	99,960
Bolivar, South Australia	Terciario	-	-	-	2,500	97,500
Florida Aquifer, Florida, EEUU	Terciario	-	-	-	-	-
Nohoch Nah Chich, Méjico	Terciario	0,02	0,2	99,8	6,500	93,500
Northern Bahamas	Cuaternario	0,005	0,2	99,8	2,500	97,500
Biscayne Aquifer, Florida, EEUU	Cuaternario	0,004	-	100,0	-	-

**Tabla 4.2.-** Proporción del flujo en la matriz, en el sistema de fracturas y en la red de conductos en distintos acuíferos carbonáticos (a partir de Budd y Vacher, 2003). (\*) Valores obtenidos por distintos autores.

Por otro lado, en la Tabla 4.3 se recopilan distintos valores de permeabilidad media de la matriz de la roca en la mayoría de los acuíferos citados, publicados en un trabajo posterior (White y White, 2005). Se observa que la permeabilidad es menor en los acuíferos paleozoicos, y considerablemente mayor en los terciarios.

Acuífero	k (m/s)	Referencia
Florida Aquifer, Florida, EEUU		Budd and Vacher (2002)
Calizas (wackestone)	$1.97 \times 10^{-7}$	
Calizas (packstone)	$9.61 \times 10^{-7}$	
Calizas (grainstone)	$3.82 \times 10^{-6}$	
Dolomías	$9.61 \times 10^{-6}$	
Mammoth Cave, Kentucky, EEUU	$2 \times 10^{-11}$	Worthington (1999)
Smithville, Ontario, Canada	$1 \times 10^{-10}$	Worthington (1999)
Chalk Aquifer, Inglaterra	$1 \times 10^{-8}$	Worthington (1999)
Pliocene limestone, Yucatán, Méjico	$7 \times 10^{-5}$	Worthington (1999)
Edwards Aquifer, Texas, EEUU	$1 \times 10^{-8}$	Worthington <i>et al.</i> (2002)
Swabian Alb, Alemania	$8 \times 10^{-9}$	Worthington <i>et al.</i> (2002)

**Tabla 4.3.-** Conductividad hidráulica medida de la matriz de la roca en distintos acuíferos carbonáticos (a partir de White y White, 2005)

En la Tabla 4.4 se presentan los valores de porosidad y permeabilidad de la matriz estimados por Pulido *et al.* (2002) en la mitad oriental de Andalucía, en materiales carbonáticos de la Cordillera Bética. El valor medio de la porosidad eficaz es ligeramente superior al 5%. Los valores medios más significativos corresponden a areniscas calcáreas bioclásticas terciarias o “maciños” (8,5 %) y los mínimos a mármoles (0,94%). Los valores medios de calizas y dolomías son muy próximos al 3%. Los valores de permeabilidad medios más altos se encuentran en calizas y dolomías con  $8,03 \times 10^{-7}$  m/s y  $1,07 \times 10^{-7}$  m/s, respectivamente. Los mármoles presentan las menores permeabilidades, con una media de  $1,68 \times 10^{-10}$  m/s.

Parámetro		Maciños	Calizas	Dolomías	Calizas margosas	Mármoles
	N	75	68	30	6	2
Porosidad eficaz (%)	Mínimo	1,37	0,57	0,45	1,74	0,66
	Máximo	20,91	17,82	11,98	2,66	1,22
	Media	8,46	3,18	2,96	2,23	0,94
Conductividad hidráulica (m/s)	Mínimo	$2,71 \times 10^{-12}$	$6,51 \times 10^{-12}$	$4,85 \times 10^{-12}$	$9,59 \times 10^{-12}$	$7,40 \times 10^{-12}$
	Máximo	$1,83 \times 10^{-7}$	$5,35 \times 10^{-5}$	$1,21 \times 10^{-6}$	$1,82 \times 10^{-10}$	$3,28 \times 10^{-10}$
	Media	$1,09 \times 10^{-8}$	$8,03 \times 10^{-7}$	$1,07 \times 10^{-7}$	$5,37 \times 10^{-11}$	$1,68 \times 10^{-10}$

**Tabla 4.4.** Parámetros hidráulicos medidos en testigos de sondeos procedentes de distintos puntos de la Cordillera Bética. N= Número de muestras (a partir de Pulido *et al.*, 2002).

En los estudios hidrogeológicos realizados hasta hace pocos años, los pequeños valores de permeabilidad y el predominio del flujo por las fracturas y por los conductos kársticos ha restado importancia a la evaluación de la porosidad y la permeabilidad de la matriz de las rocas (White y White, 2005); sin embargo, distintos autores señalan el importante papel que la permeabilidad de la matriz de la roca tiene en la hidráulica de los acuíferos carbonáticos (Motyka *et al.*, 1998; Pulido-Bosch *et al.*, 2002; Budd y Vacher, 2004). Casi la totalidad del agua está almacenada en la matriz y la permeabilidad de ésta controla la transferencia del agua desde la roca hasta los elementos secundarios (fracturas y conductos kársticos). Martin y Dean (2001) muestran un ejemplo en el que el 75 % del caudal de drenaje de un manantial se debe al drenaje diferido de la matriz. Muy probablemente, muchos sistemas kársticos del sur peninsular considerados inerciales, en el sentido de Mangin (1975), a la vista del análisis de los hidrogramas, deban su funcionamiento a una matriz que permite un buen intercambio de flujo con las fracturas y con la red de conductos kársticos del sistema.



### **4.2.3 LA INVESTIGACIÓN DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS SOMETIDOS A EXPLOTACIÓN INTENSIVA**

La extracción artificial de agua de un acuífero provoca la disminución de las reservas hídricas, la reducción de la descarga previa a la explotación, el incremento de la recarga o una combinación de esos cambios (Bredehoeft *et al.*, 1982). Si el descenso de la piezometría supera un determinado límite, se suele producir una importante afección a las salidas naturales del sistema. Por estos motivos, la investigación de los acuíferos en los que se produce un agotamiento temporal o permanente de las salidas del sistema ineludiblemente requiere que la información hidrogeológica sea obtenida en los sondeos existentes.

Whorthington (1995) propone diferentes ensayos y pruebas para comprobar si un sondeo ha interceptado una red de conductos kársticos; sin embargo, aunque el sondeo corte un conducto, su control poco puede aportar sobre las dimensiones de la red, sobre el grado de organización de los conductos, etc.

Como ha sido indicado, con los sondeos se puede obtener información hidráulica sobre la matriz de la roca y sobre la fracturación; sin embargo, el conocimiento que proporcionan sobre la red jerarquizada de conductos kársticos dista mucho del que se puede alcanzar con el tratamiento de la información procedente del control de los manantiales y de los ensayos de trazadores.

En este sentido, Quinlan y Ewers (1985 *in*. Bakalowicz, 2005) afirman que un ensayo de trazadores en un acuífero kárstico aporta más información que mil sondeos. Esta afirmación tan rotunda es parcialmente errónea, dado que ese tipo de ensayos poca información proporciona sobre la matriz, sobre la fracturación de la roca o sobre la capacidad de almacenamiento integral del acuífero.

Alcanzada la situación en la que los manantiales se agotan, el flujo turbulento que podía producirse por la red de conductos kársticos, entre las zonas de recarga y los manantiales, se cortocircuita. En estas nuevas condiciones, sólo se puede producir un régimen turbulento en las proximidades de los sondeos que son explotados con un caudal por encima del caudal crítico. Además, cuando se anulan las salidas naturales de estos sistemas, el flujo estará decisivamente condicionado por el bombeo: el flujo se produce de forma mayoritaria a través de las fracturas interceptadas por los sondeos, de modo que los conductos kársticos actúan como grandes cavidades que funcionan como sectores con mayor capacidad de almacenamiento que el resto del acuífero y que, en caso de ser interceptadas por el sondeo, permitirán obtener altas transmisividades, al estar estas redes interconectadas con otros conductos kársticos y éstos a su vez por numerosas fracturas.

En el sudeste español, en el que una parte importante de los acuíferos carbonáticos están sometidos a explotación intensiva (Rodríguez-Estrella y Gómez, 1986a, b; Andreu, 1997; Custodio, 2003), incluso a minería del agua, el control de los datos de extracciones por bombeo, piezométricos, hidroquímicos, isotópicos y la realización de ensayos de bombeo y de permeabilidad en sondeos ha permitido conseguir un conocimiento hidrogeológico de estos acuíferos difícilmente alcanzable con los métodos de investigación basados en el control de las surgencias y en los ensayos de trazadores. Como ejemplo, J. M. Andreu (1997), en su Tesis Doctoral, en la que estudia los acuíferos sobreexplotados de Crevillente, del Cid y del Cabeço d'Or, situados en la provincia de Alicante, consigue un notable avance en su conocimiento hidrogeológico. El control de la distribución espacial y temporal de la piezometría le permitió identificar distintos surcos y umbrales que compartimentaban algunos de estos acuíferos en distintos sistemas con un funcionamiento hidrogeológico independiente. Esta información, combinada con el control de las extracciones, le permitió ajustar el valor de la recarga y estimar el coeficiente de almacenamiento y su variación con la profundidad. Con los registros de conductividad eléctrica del agua en los sondeos pudo confirmar la existencia de algunos sectores en los que existía una estratificación química del agua, en especial cuando el sustrato del acuífero estaba constituido por materiales salinos del Trías en facies germano-andaluza. El tratamiento de los datos de los ensayos de bombeo en distintas fechas y el control de la piezometría le permitieron comprobar que no existía un patrón de disminución de la transmisividad con la profundidad, por lo menos en las profundidades por él investigadas.

De igual forma, Rodríguez-Estrella (2004), después de sintetizar la información de distintos acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética, de las provincias de Alicante y Murcia, en los que se ha realizado o se realiza minería del agua, confirma la inexistencia de patrón alguno en la variación de la transmisividad (determinada con ensayos de bombeo) con la profundidad. En su trabajo se citan muchos sondeos profundos en los que las principales zonas productivas se atravesaron centenares de metros por debajo de la cota de surgencia de los principales manantiales. Muchas de estas perforaciones mantienen su rendimiento hidráulico con el tiempo, pese al importante descenso acumulado del nivel piezométrico.

La variación de almacenamiento de los acuíferos del sureste peninsular, debida a la explotación intensiva, también ha permitido que distintos autores calculen la recarga y el coeficiente de almacenamiento mediante códigos informáticos que permiten ajustar el balance hídrico del acuífero, conocidas sus condiciones de contorno, la meteorología, las extracciones y la piezometría (IGME, 2003a, b; Murillo *et al.*, 2004; Murillo y Roncero Pinar, 2005; Aguilera y Murillo, 2006).

Por otro lado, el control combinado, durante largos periodos de bombeo, de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas, de las extracciones y de la piezometría también ha permitido mejorar el conocimiento de distintos acuíferos del sureste francés (Reynauld *et al.*, 1999) y incluso de los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo en la Sierra de Estepa (Martos-Rosillo, *et al. in litt.* )

### **4.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS RELATIVOS A LA HIDROGEOLOGÍA DE LA SIERRA DE ESTEPA**

Los Sierra de Estepa está situada en la parte central de la cuenca de Guadalquivir , en su margen izquierda (Fig. 4.6). Los relieves de esta sierra constituyen afloramientos de rocas pertenecientes al Dominio Subbético Externo de la Cordillera Bética, son las calizas y dolomías jurásicas. Los



**Figura 4.6.** Situación del acuífero de la Sierra de Estepa en la Cuenca del Guadalquivir (Fuente: DGOH-IGME, 2002).

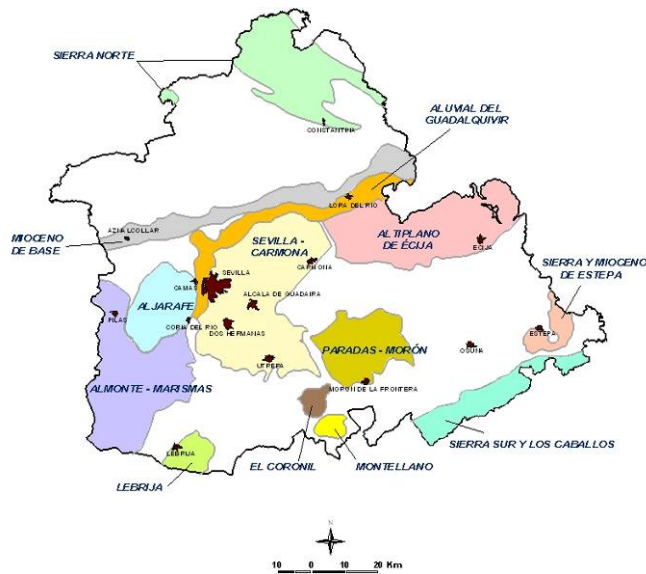
En 1972, el IGME publicó el primer Mapa Hidrogeológico Nacional (IGME, 1972). En este mapa, en la Cuenca del Guadalquivir, se incluye el Sistema Acuífero\* “EA” (Macizo de Sierra de Estepa) (Figura 4.7).

Posteriormente, en el Catálogo de unidades hidrogeológicas del territorio Peninsular e Islas Baleares (MOPU y IGME, 1988), el macizo de la Sierra de Estepa se incluyó, junto con el acuífero Mioceno de Estepa, en la Unidad Hidrogeológica Sierra y Mioceno de Estepa (05.43).

Las primeras referencias al acuífero calcáreo de la Sierra de Estepa se encuentran en los estudios realizados por la FAO en la Cuenca del Guadalquivir (FAO, 1969, 1970) y en el “Mapa Hidrogeológico Nacional” (IGME, 1972). En estos trabajos se identifica el acuífero y se elaboran las primeras fichas de inventario de la zona, sin abordar un análisis más pormenorizado.

---

\* El concepto de Sistema Acuífero utilizado por el IGME fue el de “dominio espacial, limitado en superficie y en profundidad, en el que existen uno o varios acuíferos, relacionados o no entre sí, pero que constituyen una unidad práctica para la investigación o explotación” (Navarro *et al.*, 1989).



**Figura 4.7.** Localización de los principales acuíferos en el ámbito de la provincia de Sevilla (Durán, 2003)

En 1972, R. Sola, en su Tesis de Licenciatura (Sola, 1972), estudió la hidrogeología de estos relieves. Señaló las diferencias litoestratigráficas entre las unidades de Becerrero, Hacho de Lora y el resto de afloramientos calcáreos. Estableció un primer balance del acuífero y analizó la hidroquímica del agua subterránea.

Como consecuencia de la importancia estratégica de los recursos hídricos subterráneos existentes en este acuífero, el IGME comenzó a realizar una serie de estudios hidrogeológicos durante los años setenta del siglo XX.

El primero de estos trabajos (IGME, 1976) aportó datos hidrogeológicos detallados de la zona investigada: incluyó una cartografía geológica a escala 1/30.000, definió la secuencia estratigráfica de la unidad de Becerrero y llegó a diferenciar tres unidades hidrogeológicas: Estepa, Pleites, y Águilas, si bien se cita el Hacho de Lora como una unidad carente de interés. Estas unidades se diferenciaron a partir de criterios geológicos, pero el trabajo no estableció las diferencias litoestratigráficas existentes entre las unidades geológicas de Becerrero y del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. Este hecho, unido a la ausencia de datos piezométricos, dejó sin aclarar las posibles conexiones hidráulicas entre los distintos afloramientos calcáreos. El estudio incluyó una campaña de prospección geofísica con sondeos eléctricos verticales, un inventario de puntos de agua y un acertado ensayo de balance hídrico. A partir de este trabajo, son numerosos los informes técnicos realizados por el IGME.

En 1993, el ITGE hizo una recopilación bibliográfica de los estudios y proyectos de índole hidrogeológica realizados en el ámbito de la Unidad Hidrogeológica de Estepa. En este trabajo se citan más de cuarenta proyectos e informes técnicos, entre los que destacan los referentes a informes finales de obra de sondeos de investigación y de explotación, dirigidos por el IGME, para mejorar el abastecimiento de las poblaciones limítrofes (ITGE, 1993).

Cabe resaltar las distintas propuestas de Normas de Explotación realizadas con objeto de establecer una ordenación de los recursos hídricos de los acuíferos incluidos en la Unidad Hidrogeológica de la Sierra de Estepa (ITGE, 1993; CHG, 1994; IGME, 2002).

Desde el año 1976, se tienen datos, con cierta continuidad, de medidas piezométricas, caudales aforados en manantiales y caudales de explotación de las principales captaciones. Este control permite disponer de series de datos de relativa longitud, fundamentalmente piezométricos, que están almacenadas en la Base de Datos AGUAS del IGME. Esta red de control aportó la información necesaria para la realización de distintos informes (IGME, 1977, 1978, 1979, 1981, 1982, 1985) y comunicaciones en congresos (Batlle y Martín-Machuca, 1981; Vázquez-Mora *et al.*, 2001), en los que se relaciona la variación de almacenamiento del sector de la Sierra de Becerrero con el volumen explotado, las salidas por manantiales y la precipitación. Con tales datos se estimaron coeficientes de infiltración y coeficientes de almacenamiento de las zonas drenadas, principalmente en épocas secas. Entre los años 2003 y 2006, el IGME actualizó el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos de la Sierra de Estepa (IGME, 2006a), mediante un estudio que sirvió de soporte a la realización del trabajo de investigación tutelada de Martos-Rosillo (2005) e incluyó una propuesta de gestión de los recursos hídricos de este acuífero. Asimismo, los resultados del estudio citado se incluyeron en distintas comunicaciones en congresos (Lambán y Pernía, 2004; Martos-Rosillo *et al.*, 2004b; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a; Martos-Rosillo *et al.*, 2006b), que tratan aspectos relacionados con la hidroquímica y con la aplicación de indicadores sobre el estado cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas, con el uso de nuevas técnicas de perforación y de registro de sondeos de explotación de aguas subterráneas y con la evaluación de la recarga.

Recientemente, se han publicado dos nuevos artículos referentes a la distribución espacial de la tasa de infiltración en los acuíferos de la Sierra de Estepa (Martos-Rosillo *et al.*, 2008b; Martos-Rosillo *et al.*, 2008c) y existe un tercero, en revisión, que trata la evolución hidrodinámica e hidroquímica de las aguas subterráneas en los afloramientos más septentrionales de la Sierra de Estepa (Martos-Rosillo *et al.*, 2008a).

## **4.4 INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA**

### **4.4.1 INTRODUCCIÓN**

La mayor parte de la información sobre puntos de agua utilizada en este trabajo proviene de la Base de Datos AGUAS y del archivo de puntos del agua del IGME, información revisada, actualizada y depurada por el autor de esta Memoria, en lo que se refiere a la región estudiada en este sector.

En el modelo de fichas del IGME se almacena la información recogida en el campo, relativa a: identificación, situación, naturaleza del punto acuífero, caudales, niveles, parámetros hidrogeológicos y químicos (ITGE, 1995). La codificación utilizada en esta Memoria para identificar cada punto de agua, análoga a la empleada por el IGME, consta de nueve dígitos. Los cuatro primeros corresponden al número de la hoja topográfica 1/50.000, de la serie L, del Servicio Geográfico del Ejército, en la que se sitúa el punto en cuestión; el quinto corresponde al número de octante de esa hoja; y los cuatro últimos al número de orden en el que se archivó. Las fichas de inventario no se han incluido en esta Memoria (pueden ser consultadas en los archivos del IGME), pero se adjunta un resumen en las tablas incluidas en el Anexo I.

La situación de los puntos en el Mapa Geológico puede observarse en la Figura 4.8 y en el Mapa Hidrogeológico adjunto a esta Memoria (Plano nº 2). Los 126 puntos vinculados a los materiales carbonáticos pueden considerarse como la práctica totalidad de los existentes, ya que se ha realizado un importante esfuerzo al respecto, que ha sido contrastado en el campo, gracias a la colaboración de técnicos de las corporaciones locales, cámaras agrarias y agentes medioambientales. Es cierto que en algunas captaciones privadas ha existido cierta reticencia a facilitar información e incluso se ha negado el acceso a algunas de ellas.

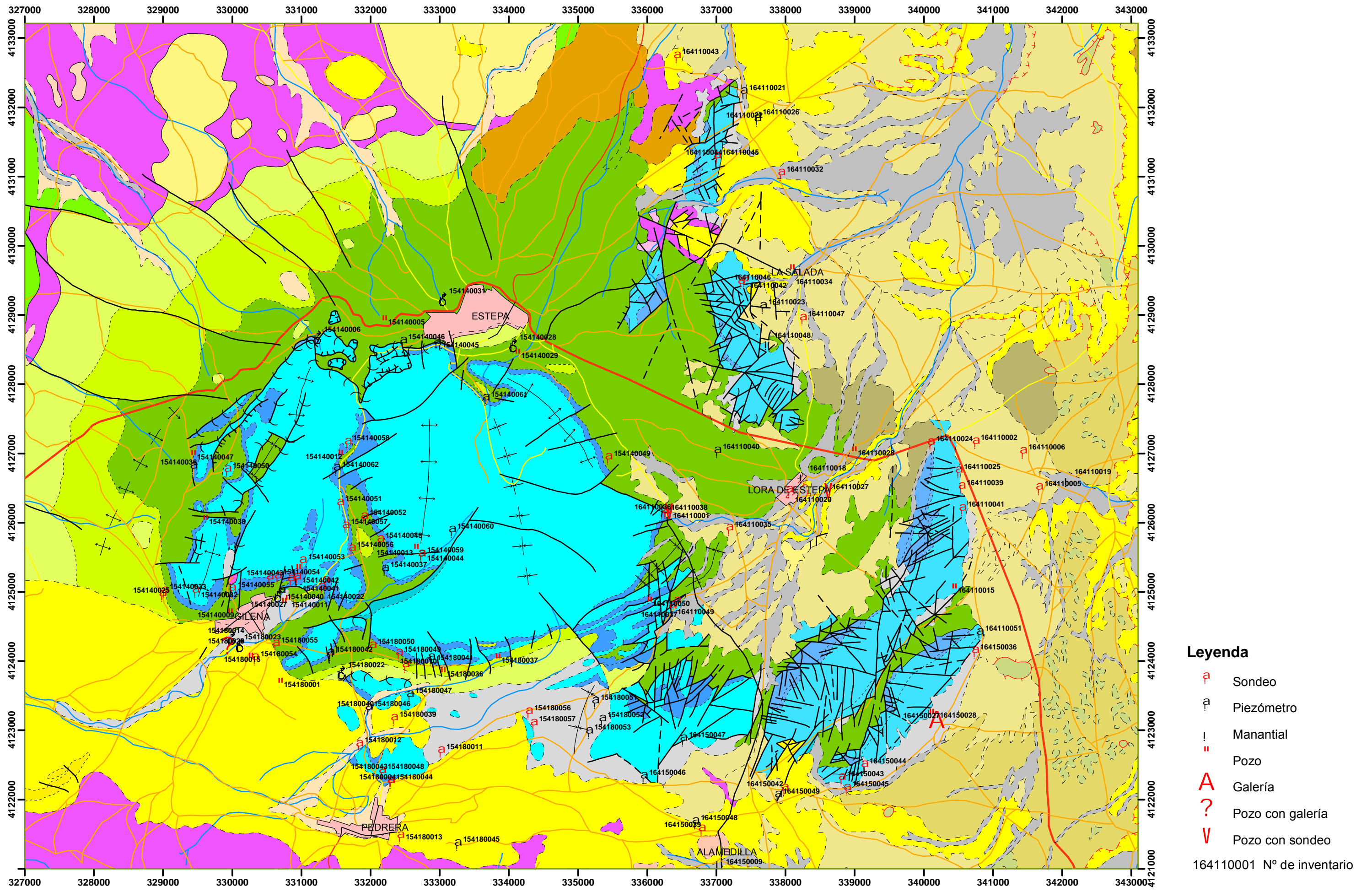


Figura 4.8 Inventario de puntos de agua



Los 126 puntos inventariados se distribuyen así: 11 manantiales, 65 sondeos de explotación e investigación, 27 piezómetros y sondeos de pequeño diámetro, 22 pozos excavados y 1 galería. Del total de puntos inventariados en la Sierra de Estepa, 34 lo han sido con motivo de esta investigación. De ellos, 34 han sido incorporados al inventario en el curso de esta investigación.

#### 4.4.2 MANANTIALES

Antes de que los recursos hídricos subterráneos del acuífero de la Sierra de Estepa fueran explotados de forma intensiva, las principales descargas se concentraban en un reducido número de manantiales.

Las surgencias más importantes están situadas en los bordes de los relieves de Sierra de Becerrero, a cotas comprendidas entre 466 y 467 m s.n.m. Se trata de los manantiales de Ojo de Gilena (1541/4/0021), Ojo de Pedrera (1541/8/0004) y Fuente Santiago (1641/1/0001).

Junto a la Sierra de Águilas, y con una cota de drenaje considerablemente inferior (355 m s.n.m.), se encuentra el manantial del Almarjal (1641/1/0019). No se conoce la existencia de manantiales de interés ligados a las sierras de Pleites, Hacho de Lora y Mingo.

El manantial del Ojo de Gilena (466 m s.n.m.), situado al noreste del núcleo urbano de esa población, está actualmente regulado por sondeos de abastecimiento a esta localidad. Nace en una zona de fractura, en el contacto entre materiales jurásicos y cretácicos. En épocas de aguas altas puede observarse la existencia de numerosos puntos de surgencia en una fractura próxima, de dirección ENE. Aguas abajo se ha construido un estanque, donde también brota el agua en los periodos activos del manantial. Los caudales drenados en esos periodos son canalizados hacia una acequia, en la que el IGME instaló en 2001 un vertedero de cuello rectangular, con su correspondiente limnógrafo. El caudal máximo registrado por el IGME es de 210 l/s, medido en febrero de 1979.

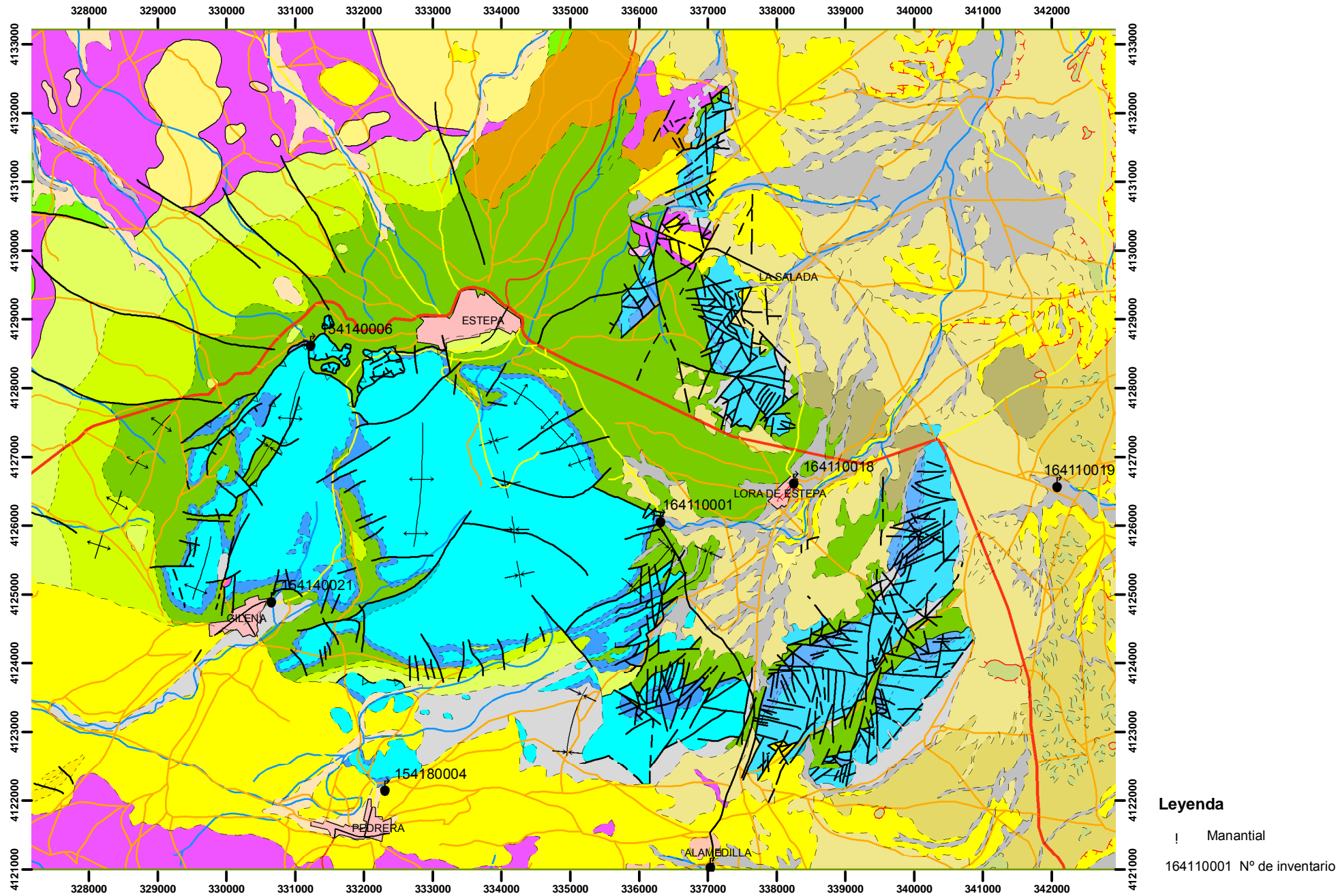


Figura 4.9. Principales manantiales de la Sierra de Estepa

El Ojo de Pedrera consiste en una zona de surgencia de forma circular, con un diámetro aproximado de 30 m, en la que se excavó un pozo de 2350 mm de diámetro y 19,3 m de profundidad, posteriormente reperforado con un sondeo de 400 mm de diámetro y 80 m de profundidad total. La antigua conducción de abastecimiento a Osuna, construida en fibrocemento de 250 mm de diámetro e inutilizada por su notable deterioro, está situada a 2,2 m de profundidad en el propio pozo y hace las veces de aliviadero en épocas de aguas altas; ese caudal se pierde bajo la población de Pedrera, lo que impide medir la descarga. Los datos bibliográficos indican que esta surgencia drenaba, a principios de los años setenta, caudales medios comprendidos entre 13 y 45 l/s (Sola, 1972).

La cota de surgencia del Ojo de Pedrera es difícil de precisar. En la actualidad el suelo de las instalaciones donde se sitúa el pozo abierto tiene una cota, nivelada con GPS de precisión (IGME, 2007b), de 470,8 m s.n.m. Sin embargo, el pozo tiene un acceso visitable situado a 3 m de profundidad respecto al suelo. Según estas observaciones es probable que la altitud de descarga de este manantial estuviera próxima a 467 m s.n.m.

La Fuente de Santiago (466 m s.n.m.) se encuentra en la margen oriental del cerro de Becerrero y está regulada por los sondeos de abastecimiento a Estepa. Surge en la zona de confluencia del barranco de la Fuente de Santiago con las calizas jurásicas, en la intersección de dos fracturas de dirección ONO y N-S. En época de aguas altas, la zona de drenaje se extiende a una banda de unos 90 m de longitud, paralela al borde de la sierra, de dirección N20E. El caudal máximo registrado por el IGME es de 210 l/s, medido en marzo de 2001. Es posible que ésta sea una medida errónea, al haberse realizado el aforo en el cauce, aguas abajo del manantial.

Entre otras surgencias de menor envergadura, se encuentra Fuente Royá (1541/4/0006), situada al norte de la sierra de Becerrero, a 538 m s.n.m. y colgada con respecto al nivel piezométrico regional. Se han aforado caudales máximos de 6 l/s (enero-2001) y suele funcionar durante todo el año. Otro manantial de interés, pero asociado al drenaje que se realiza hacia el Mioceno y al Cuaternario del arroyo de la Fuente de Santiago, es el del Ojo de Lora (1641/1/0018), situado a 435 m s.n.m. Se mantiene durante los periodos de sequía, aunque su caudal es prácticamente inapreciable. Los caudales máximos aforados son de 65 l/s. En este manantial se instaló un aforador análogo al del Ojo de Gilena, pero su control

dejó de realizarse por numerosos problemas operativos. El manantial de la Alamedilla (1641/5/0009), con una cota de 485 m s.n.m., se localiza en la margen meridional del cerro de La Cruz, asociado a materiales permeables del Tortoniense–Messiniense. Está regulado con distintos sondeos existentes en esta pedanía de Estepa, utilizados para riegos y abastecimientos particulares. El caudal máximo registrado es de 31 l/s, medido en abril de 1998.

En la sierra de Águilas, el drenaje se producía hacia el noreste y la descarga se concentraba en el manantial del Almajar (355 m s.n.m.), donde se han medido caudales máximos de 65 l/s, en marzo de 1997. Este manantial está regulado debido a la explotación intensiva que se realiza en sus inmediaciones, desde finales de los años noventa del siglo XX.

#### 4.4.3 SONDEOS DE EXPLOTACIÓN

Los sondeos de explotación inventariados se emplean fundamentalmente para abastecimiento a poblaciones (15 sondeos), para abastecimientos particulares (7 sondeos), suministro a canteras (8 sondeos), regadío y ganadería (9 sondeos). Un total de 26 captaciones está fuera de uso. La mayoría de las perforaciones han sido construidas por procedimientos de percusión y de rotopercusión, con diámetros comprendidos entre 750 mm y 173 mm, y profundidades que pueden alcanzar 322 m. Se describen a continuación los principales sondeos que explotan buena parte de los recursos hídricos de la Sierra de Estepa.

#### **Sector de la Sierra de Becerrero**

En la mitad meridional de este relieve carbonático se concentra el 70% de los sondeos inventariados. Al este, regulando la Fuente de Santiago, están situados los sondeos de abastecimiento a Estepa (1641/1/0001, 1641/1/0036 y 1641/1/0038), con una explotación anual próxima a 1,86 hm<sup>3</sup>/año. Al sur de éstos, se encuentran dos sondeos que apoyan el abastecimiento de Lora de Estepa (1641/1/0037 y 1641/1/0049), en los que se extraen 0,13 hm<sup>3</sup>/año. Por último, en la margen suroriental, tan sólo es destacable el sondeo 1641/5/0039, con el que se riegan 4 ha de olivos que consumen 14.000 m<sup>3</sup>/año. Este sondeo, emboquillado en materiales del Mioceno, produjo la regulación del manantial de la Alamedilla (1641/1/0035)(ITGE, 1998a).

En la margen occidental de este conjunto de relieves carbonáticos están situados los sondeos realizados para el abastecimiento a Gilena (1541/4/0024, 1541/4/0032, 1541/4/0040, 1541/4/0041, 1541/4/0042, 1541/4/0043), de los que sólo se utiliza el primero, con una explotación de 0,4 hm<sup>3</sup>/año.

Las extracciones que se realizan para abastecimiento de Gilena, aguas arriba del Ojo de Gilena, provocan la regulación del manantial y alteran su caudal de descarga, cuando éste está activo. Hacia el oeste del mencionado manantial, está situado el sondeo 1541/4/0025, que riega 280 ha de olivar y abastece una almazara. Dispone de una concesión administrativa para explotar 1,92 hm<sup>3</sup>/año, aunque actualmente se estima que explota alrededor de 0,6 hm<sup>3</sup>/año.

Al norte de Pedrera se han perforado varios sondeos de abastecimiento. Los sondeos 1541/8/0004 y 1541/8/0044 regulan el Ojo de Pedrera y abastecen a esta localidad, mientras que el 1541/8/0040 suministra agua potable a Aguadulce y a Pedrera, al igual que hizo con Osuna. La explotación conjunta de estas tres captaciones supera 1,4 hm<sup>3</sup>/año.

Además de los descritos, existen en el sector estudiado otros sondeos en canteras, utilizados para vadeo de caminos y limpieza de maquinaria, etc. Estas perforaciones son las numeradas como 1541/4/0033, 1541/4/0047, 1541/4/0048, 1541/4/0049, 1541/8/0048 y 1541/8/0049, 1541/8/0050. La explotación conjunta, según la información facilitada por los propietarios, es de 0,4 hm<sup>3</sup>/año.

### **Sector Águilas-Guinchón y Pleites**

En estos afloramientos calcáreos destacan los sondeos de explotación 1641/1/0025 y 1641/1/0039, el primero de abastecimiento a Casariche y el segundo de abastecimiento a la Mancomunidad del Puntal, que agrupa a las poblaciones de La Roda de Andalucía, Casariche, Badolatosa y Lora de Estepa.

De estos dos sondeos se extraen anualmente cerca de 1,86hm<sup>3</sup>/año. También está en explotación el sondeo 1641/1/0002, que abastece a la urbanización del Puntal, y el 1641/1/0041, que riega unas 16 ha de olivos, con extracciones de 10.000 m<sup>3</sup>/año y 40.000 m<sup>3</sup>/año, respectivamente. En la Sierra de Pleites, el único sondeo instalado es el 1641/5/0036, que riega 128 ha de olivar, con un consumo estimado de 0,35 hm<sup>3</sup>/año. Recientemente fue construido el piezómetro 1641/1/0051, incorporado a la red de control de las aguas subterráneas del IGME.

### **Sector Hacho de Lora - Mingo**

En el cerro del Hacho de Lora existen dos sondeos dedicados a uso agrícola (1641/1/0042 y 1641/1/0046), en los que se explotan 0,33 hm<sup>3</sup>/año, mientras que junto al pico de Mingo se sitúan las captaciones 1641/1/0044 y 1641/1/0045, destinadas a uso agrícola e industrial, en las que se explotan 0,28 hm<sup>3</sup>/año.

#### **4.4.4 SONDEOS DE INVESTIGACIÓN Y OTRO TIPO DE PERFORACIONES**

Los puntos de agua restantes corresponden a 22 pozos excavados, 1 galería, sondeos de reconocimiento de pequeño diámetro y piezómetros. Existen en la zona un total de 26 perforaciones de investigación, de las que se dispone de control geológico. De éstas, 21 han sido supervisadas por el IGME y 5 por particulares. La mayoría consisten en perforaciones realizadas con motivo de distintos trabajos de exploración hidrogeológica, para resolver problemas de abastecimiento, geotécnicos y para conocer en detalle la geometría del acuífero.

### **4.5 CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DE LOS MATERIALES**

Se describe en este apartado el comportamiento hidrogeológico de los materiales que constituyen la Sierra de Estepa, así como de los materiales que la delimitan. En esta labor se han considerado las distintas formaciones litológicas descritas en el capítulo 3, que han sido agrupadas en conjuntos con un comportamiento hidrogeológico similar.

## **Sector de la Sierra de Becerrero**

Los materiales triásicos se comportan en conjunto como un acuicludo – acuitardo, debido a la abundancia de arcillas y margas. No obstante, y como se ha podido comprobar con los sondeos de investigación realizados recientemente (IGME, 2005a, b, c, d), existen formaciones acuíferas intercaladas entre las arcillas, como son calizas, dolomías negras, carniolas, areniscas y yesos, que pueden aportar pequeños caudales de agua muy mineralizada.

Sobre el sustrato “impermeable” se sitúan materiales acuíferos permeables de la formación Camarena (dolomías y calizas) y de la formación Ammonítico Rosso Superior (calizas nodulosas). Los testigos de los sondeos realizados (IGME, 2005b) han permitido comprobar una elevada fracturación de estos materiales, en los que también, aunque de forma más marginal, se encuentran algunos tramos que corresponden a formas paleokársticas rellenas con recristalizaciones de calcita y arcillas de descalcificación. En esta investigación se agrupa en un sólo conjunto acuífero a todo el Jurásico de la unidad geológica de Becerrero. El conjunto Cretácico-Paleógeno presenta un comportamiento acuitardo, dado su carácter predominantemente arcilloso y margoso. Existen niveles de materiales acuíferos intercalados entre las margas, compuestos por materiales detríticos y carbonáticos, que, pese a ser permeables, presentan una limitada entidad, por la reducida extensión de sus afloramientos y por la falta de conexión hidráulica entre ellos.

## **Sector Mingo, Hacho de Lora, Águilas-Guinchón y Pleites**

En estos relieves, los materiales acuíferos existentes pertenecen a la unidad geológica Hacho de Lora-Mingo–Ginchón. Consisten en dolomías y calizas permeables, de edades comprendidas entre el Lías y el Dogger.

Los materiales de esta unidad están más intensamente fracturados y karstificados que los de Becerrero; existen formas kársticas de adsorción, en concreto dos espectaculares dolinas, situadas en la falda oriental de Pleites (Cruz-Sanjulián, 1977), y distintos sondeos de investigación han permitido comprobar la presencia de cavidades kársticas (IGME, 2006d).

El Lías está representado por las dolomías y calizas de la formación Gavilán, materiales acuíferos que evidencian una alta permeabilidad, a tenor de los caudales obtenidos en los sondeos de explotación existentes. Existe un segundo tramo acuífero formado por calizas muy fracturadas, de las formaciones Veleta y Camarena, del Dogger. Entre ambos niveles acuíferos se intercala un acuitardo, de espesor variable entre 25 y 60 m, compuesto por margas, margocalizas y calizas margosas, de la formación Zegrí. Este nivel no supone una separación hidráulica completa entre las formaciones acuíferas antes descritas, debido a la intensa tectonización que afecta a todos los materiales de esta unidad geológica.

### **Materiales Post-orogénicos**

Los materiales terciarios no constituyen acuíferos destacables en el ámbito del área investigada, salvo hacia el noreste de los relieves del Hacho de Lora y Mingo, donde se extiende el acuífero Mioceno de Estepa (Temiño *et al.*, 1981).

Los materiales de la base del Mioceno tienen un comportamiento acuitardo, mientras que en el conjunto Tortoniense-Messiniense se han distinguido dos niveles permeables, al NE de la zona investigada: el denominado acuífero Mioceno inferior; situado en la base y formado por niveles detríticos fundamentalmente arenosos, y el acuífero Mioceno superior, separado del anterior por unos 50 m de margas.

El tramo acuífero inferior, permeable por porosidad intergranular, tiene un espesor medio de 12 m y se acuña hacia el NE. El superior está formado por arenas, areniscas calcáreas bioclásticas, conglomerados y calizas brechoides, de un espesor máximo de 40 m. Los materiales permeables del nivel superior de este acuífero Mioceno son también observables al este de la Fuente de Santiago y al norte del manantial de la Alamedilla.

La importancia de acuíferos ligados a los materiales cuaternarios es reducida en la zona investigada. Conos de deyección y coluviones se comportan como pequeños acuíferos, de permeabilidad muy variable, según el contenido arcilloso de la matriz. Por el contrario, si tienes un cierto interés el acuífero ligado a la amplia raña cuaternaria correspondiente al piedemonte de Pleites. Se trata de un conglomerado poco cementado, muy permeable y con una potencia de hasta 30 m. Los depósitos aluviales y las antiguas terrazas tienen un



comportamiento acuífero por porosidad intergranular primario, aunque en general no son muy transmisivos, debido a su reducido espesor y al notable contenido limo-arcilloso.

## 4.6 HIDRODINÁMICA

### 4.6.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS MANANTIALES

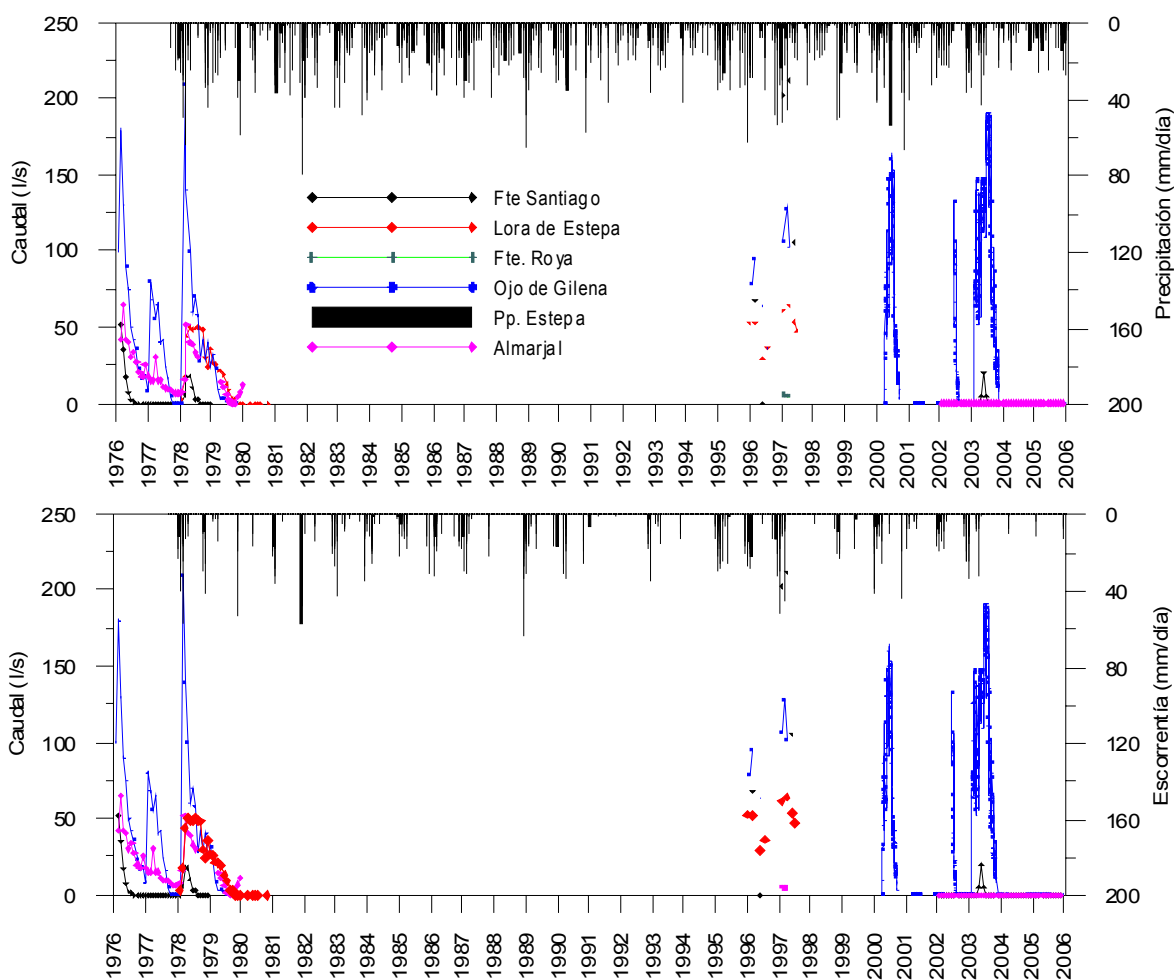
En los últimos 30 años, la práctica totalidad de los manantiales que drenaban de forma permanente a los principales acuíferos de la Sierra de Estepa se han agotado o presentan un funcionamiento claramente afectado por la explotación de las aguas subterráneas. En la Tabla 4.5 se relacionan los manantiales más destacados de la Sierra de Estepa. Su situación se muestra en la Figura 4.9.

Denominación	Nº IPA	X (UTM)	Y (UTM)	Z (m s.n.m.)
Fuente Roya	154140006	4128675	331230	538
Alamedilla	164150009	4121080	337040	485
Ojo de Gilena	154140021	4124944	330659	466
Ojo de Pedrera	154180004	4122200	332310	467
Fuente de Santiago	164110001	4126111	336316	466
Ojo de Lora	164110018	4126670	338250	435
Amarjal (Aguilas)	164110019	4126616	342080	355

**Tabla 4.5.** Situación y altitud de los principales manantiales de la Sierra de Estepa. Nº IPA: número de inventario del punto de agua.

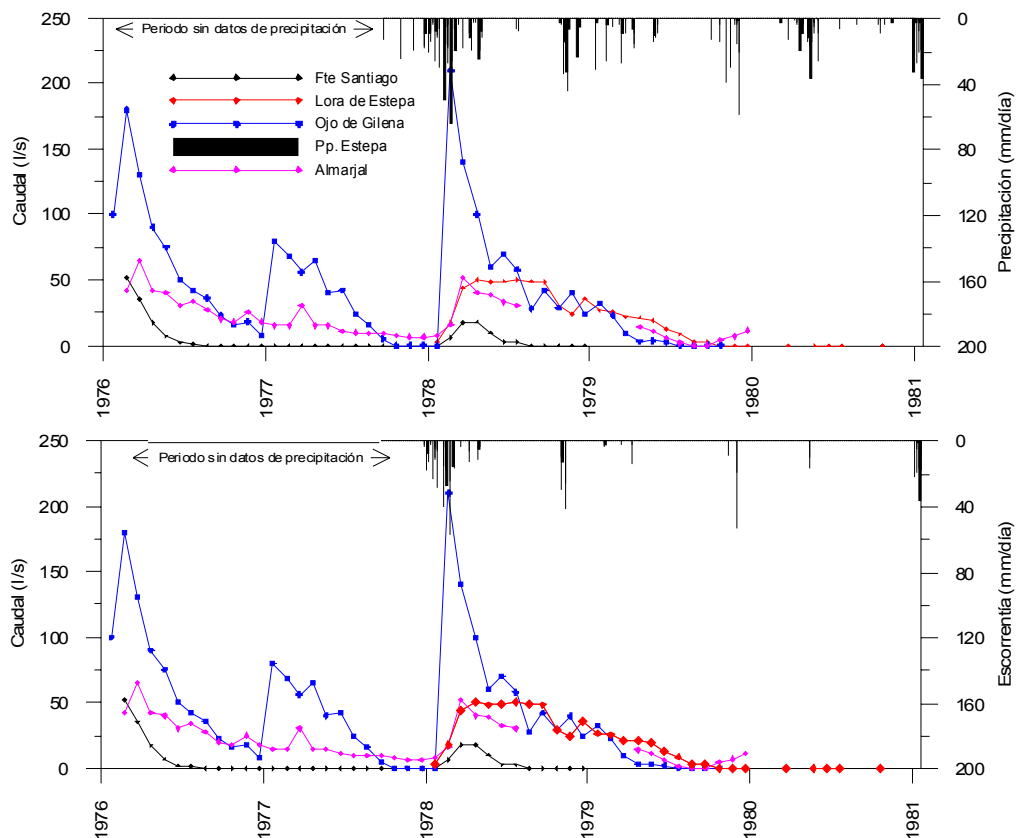
Todos los datos de aforo disponibles, tanto los que figuran en la base de datos del IGME como los generados en el periodo 2003-2006, en el marco de esta investigación, se han representado en la Figura 4.10. En esta figura, los datos de caudal se comparan con los de la precipitación registrada en el observatorio de Estepa y con la escorrentía calculada con esa información, considerando una capacidad de retención de agua en el suelo de 40 mm. Se comprueba que los periodos de control no han tenido ni la cadencia ni la continuidad temporal que hubiera sido necesaria para un mejor aprovechamiento de estos datos. Además, se desconocen los periodos inactivos de los manantiales, al no haberse anotado en las base de datos este tipo de incidencia.

A finales de los años setenta del siglo XX, las surgencias activas respondían de forma prácticamente inmediata a las lluvias. Los datos disponibles a partir del año 2000 permiten comprobar que se ha reducido el número de manantiales que funcionan, aunque sea ocasionalmente, y que cuando éstos manan lo hacen bastante tiempo después de ocurrir las precipitaciones.



**Figura 4.10.** Evolución temporal del caudal en los principales puntos de drenaje de la Sierra de Estepa frente a la precipitación y a la escorrentía diaria (CRAS = 40 mm) calculada con datos meteorológicos del observatorio de Estepa.

Desde 1977 a 1981, se realizó un control mensual de la práctica totalidad de puntos de drenaje (Figura 4.11). Los manantiales del Ojo de Gilena y de la Fuente del Almarjal se caracterizaban por presentar una respuesta amortiguada frente a la precipitación, con tiempos de repuesta dilatados, y por no estar muy influenciados por las lluvias que ocurren durante el estiaje. Este comportamiento inercial es indicativo de cierto poder regulador atribuible a los acuíferos de tipo fisurado, aspecto que se manifiesta en la existencia de hidrogramas con una sola crecida anual. No ocurre lo mismo en la Fuente de Santiago; este manantial se agotaba con mayor rapidez que el resto. Sin embargo, en ambos casos la explotación a la que ya estaba sometida la Sierra de Becerrero impedía precisar si el agotamiento más rápido o más lento de los principales manantiales respondía a la explotación de los sondeos que regulan a los manantiales o al mayor o menor desarrollo de la red de conductos kársticos.

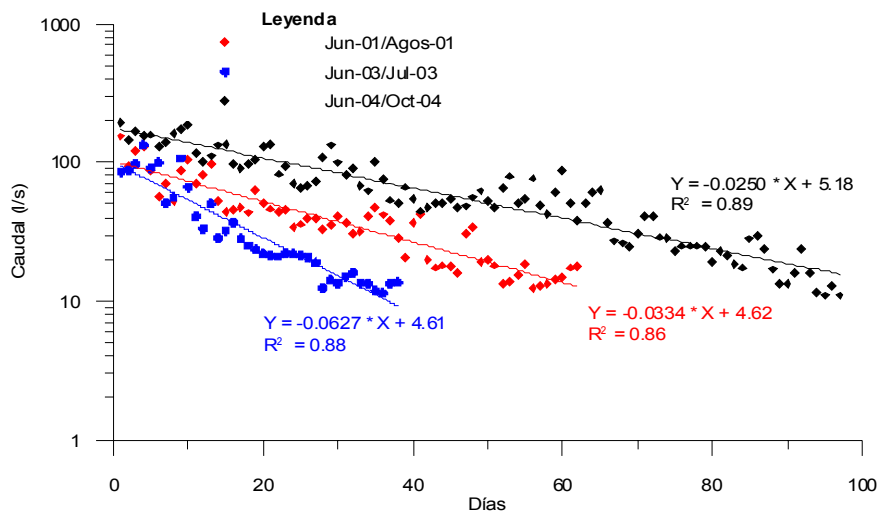


**Figura 4.11.** Precipitación diaria (pluviómetro de Estepa), hidrogramas de los principales manantiales de la Sierra de Estepa y escorrentía diaria, (calculada con el método de Milly y con una CRAS de 40 mm y datos del observatorio de Estepa).

Desde marzo de 2001, el manantial del Ojo de Gilena dispone de un vertedero de lámina delgada rectangular, dotado de un limnígrafo de flotador conectado a un recolector de datos digital (Fotografía 4.1). Existen numerosas lagunas de información en los reducidos periodos en los que éste estuvo activo, consecuencia de distintos problemas operativos del equipo y de varios actos vandálicos. Los datos recuperados, aunque reducidos e influenciados por los bombeos próximos, han permitido completar algunas series de caudal diario. En la Figura 4.11 se representan tres recesiones del manantial del Ojo de Gilena en las que se ha podido disponer de datos diarios de caudal. El ajuste de la función de Maillet a la totalidad de la recesión, puesto que no se observa curva de decrecida, permite obtener “coeficientes de agotamiento” de  $2,5 \times 10^{-2}$ ,  $3,3 \times 10^{-2}$  y  $6,2 \times 10^{-2} \text{ días}^{-1}$ , respectivamente, que son valores típicos de sistemas muy inerciales, pero que no se pueden considerar representativos del comportamiento hidrodinámico de este acuífero por la evidente afección de los sondeos de abastecimiento a Gilena.



**Fotografía 4.1.** Detalle de la estación de aforo (vertedero rectangular y limnígrafo con recolector de datos digital) instalado en la acequia que recoge la descarga del Ojo de Gilena.



**Figura 4.12.** Ajuste de la función de Maillet a distintos periodos de recesión del manantial del Ojo de Gilena.

Pese a la evidente influencia de los sondeos cercanos, es digno de destacar que la surgencia llea a presentar caudales apreciables. Durante las recesiones representadas los caudales medios de drenaje del Ojo de Gilena fueron de 42, 24 y 68 l/s, respectivamente.

## 4.6.2 INFORMACIÓN PROCEDENTE DE LOS SONDEOS

### 4.6.2.1 Piezometría

Los primeros datos relativos a la posición del nivel piezométrico en el acuífero carbonático de la Sierra de Estepa corresponden a medidas realizadas por el IGME en 1976. Desde ese año, y con algunos periodos sin información por causas varias, se ha mantenido una red de control piezométrico, con una cadencia de medida aproximadamente mensual. Esta red ha sido posteriormente ampliada, mediante el acondicionamiento como piezómetros de distintas perforaciones. Debe ser destacada la reciente incorporación, a la red de control, del piezómetro Algaidilla II (1641/1/0051), ubicado en la Sierra de Pleites, donde se carecía de este tipo de información. Esta incorporación, unida a las dos importantes series temporales de niveles piezométricos recopiladas durante esta investigación, que corresponden a dos perforaciones particulares situadas en los relieves de Hacho de Lora y Mingo, ha permitido disponer de información sobre la variación espacial y temporal de la superficie piezométrica en los distintos afloramientos de materiales jurásicos de la Sierra de Estepa.

En la Tabla 4.6 y en la Figura 4.13 se indica la situación de los principales puntos de control piezométrico que se han seguido en las distintas etapas de investigación. La cota de los principales puntos de control ha sido determinada mediante nivelación de precisión, realizada mediante GPS (IGME, 2007b); en su defecto, se ha determinado mediante la cartografía topográfica a escala 1/10.000 de la Junta de Andalucía. Se indica el valor de la transmisividad obtenida en los sondeos en los que se determinó. Distintos autores advierten que la representatividad de las medidas piezométricas en los acuíferos carbonáticos está controlada por la transmisividad del acuífero en el entorno del sondeo, dado el diferente potencial hidráulico que existe entre sondeos que sólo han perforado la matriz de la roca (con transmisividades reducidas) y los que han interceptado importantes fracturas y/o conductos kársticos (transmisividades elevadas) (Milanovic, 1981; Kiraly *et al.*, 1995; Worthington y Ford, 1995).

Denominación	Nº IPA	Y (UTM)	X (UTM)	Cota (msnm)	Año de inicio	Prof. (m)	T (m <sup>2</sup> /día)
Sond. Abastecimiento Gilena	154140024	4125118	330860	481,7	1976	88	4,8
Sond. Ojo de Pedrera	154180004	4122200	332310	465,0	1976	80	1240,0
Cerro Porqueros	154180011	4122640	333030	522,0	1976	0	-
Ojo Chico	154180012	4122734	331847	479,2	1976	101	-
Sond. Fuente de Santiago I	164110001	4126111	336316	465,3	1976	60	-
Puntal Urbanización	164110002	4127104	340759	385,0	1976	50	-
Venta Ermita	164110024	4127088	340114	405,6	1982	150	-
Sondeo Fte Santiago II	164110036	4126100	336280	478,0	1996	100	43,0
Los Pastores I	154140044	4125473	332750	566,3	1998	206	50,0
Hacho	164110042	4129450	337420	365,0	1999	58	9,6
Mingo	164110044	4131230	337020	375,0	1999	180	-
Estepa I	154140046	4128560	332480	570,0	2001	43	-
Matagallá	154180047	4123450	332580	525,0	2001	193	-
Cruz-II	164150047	4122269	335961	535,5	2003	183	-
Cruz-I	164150046	4122811	336534	553,7	2003	263	-
Alamedilla	164150048	4121612	336709	494,3	2003	60	-
Sond. Abastecimiento Casariche	164110025	4126684	340514	384,5	2005	135	2500,0
Los Pastores II	154140059	4125482	332749	566,3	2005	322	73,0
Becerrero	154140061	4127731	333675	634,4	2005	200	50,0
El Martillo	154140062	4126720	331521	585,0	2005	265	50,0
La Algaidilla	164110051	4124350	340820	395,0	2005	62	1700,0

**Tabla 4.6.** Puntos de control piezométrico de la Sierra de Estepa. (\*) Sondeos instalados con sensores piezométricos. Nº IPA. Número de inventario de puntos de agua. Prof. Profundidad del sondeo, Q. Caudal específico (l/s/m). T. Transmisividad (m<sup>2</sup>/día)

Durante el periodo de investigación se ha controlado la red de forma mensual. Las medidas del nivel piezométrico en los sondeos de abastecimiento se realizarán después de interrumpir el bombeo durante un mínimo de 8 horas. En tres puntos de control se dispone de sensores automáticos de medida del nivel piezométrico. Al igual que en el resto de puntos, en éstos también se realiza una medida de control mensual para la calibración de los sensores.

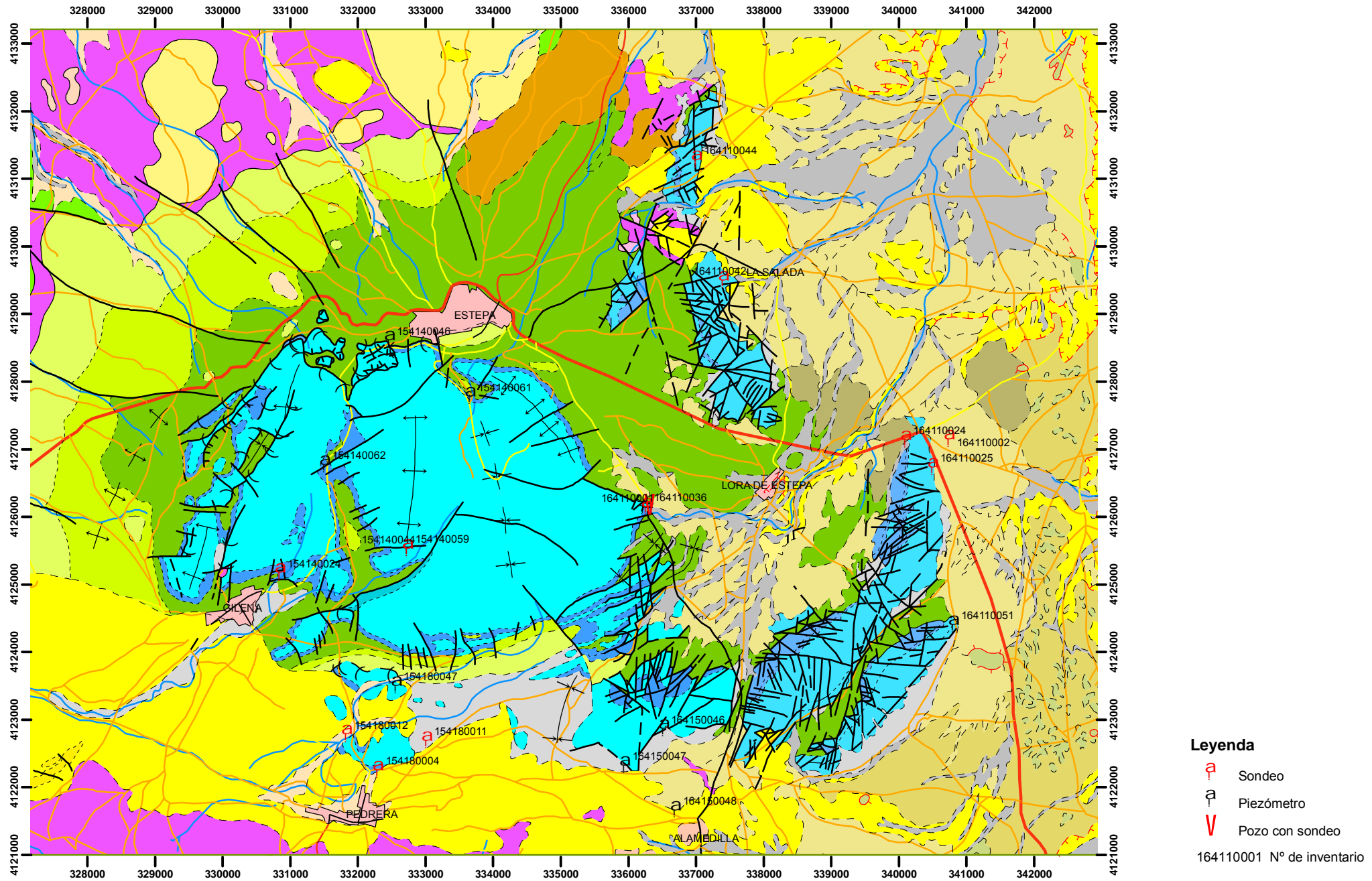


Figura 4.13. Red de control piezométrico

Para mostrar la **variación espacial de la piezometría** se presenta un mapa de cotas piezométricas (Figura 4.14), realizado con los datos de la campaña piezométrica de diciembre de 2006, último mes de control considerado en la presente investigación. Se debe indicar que, con anterioridad a esa fecha de medida, la zona investigada sufre un severo periodo de sequía de más de dos años duración. El mapa pone de manifiesto la existencia de importantes variaciones piezométricas entre puntos de agua relativamente próximos, aspecto que evidencia la compartimentación hidráulica existente entre los afloramientos carbonáticos de las sierras de Becerrero, Águilas-Guinchón, Hacho de Lora, Mingo y Pleites.

En el sector de la Sierra de Becerrero la cota piezométrica estaba comprendida entre 438,32 m s.n.m. y 454,85 m s.n.m. Los valores más bajos corresponden a los sondeos que regulan la Fuente de Santiago. En el sector central de la sierra, las medidas piezométricas realizadas resultan algo dispares, como consecuencia de las diferentes penetraciones de las perforaciones en el acuífero calcáreo y a la distinta carga hidráulica de las fracturas perforadas. Este hecho es manifiesto en el sector donde se ubican los sondeos Pastores (454,85 m s.n.m.) y Pastores II (448,31 m s.n.m), separados 8 m.

En la Sierra de Águilas–Guinchón, la superficie piezométrica se situaba a 315,5 m s.n.m., en el sondeo 1641/1/0024. Existía un salto piezométrico de 122,8 m entre el sector septentrional de la Sierra de Águilas-Guinchón y el oriental de la Sierra de Becerrero, aspecto que evidencia la clara desconexión hidráulica entre ambos afloramientos jurásicos.

En el Hacho de Lora se midió un nivel piezométrico de 329,45 m s.n.m., en el sondeo 1641/1/0042, mientras que en el relieve de Mingo, en el sondeo 1641/1/0044, el nivel se situaba a 263,35 m s.n.m. La notable diferencia de cota piezométrica (66,1 m) entre dos perforaciones tan cercanas pone claramente de manifiesto la desconexión hidráulica entre ambos afloramientos y la consiguiente compartimentación hidrogeológica, que ya se podía sospechar habida cuenta de la presencia de afloramientos de materiales triásicos entre ambos relieves.



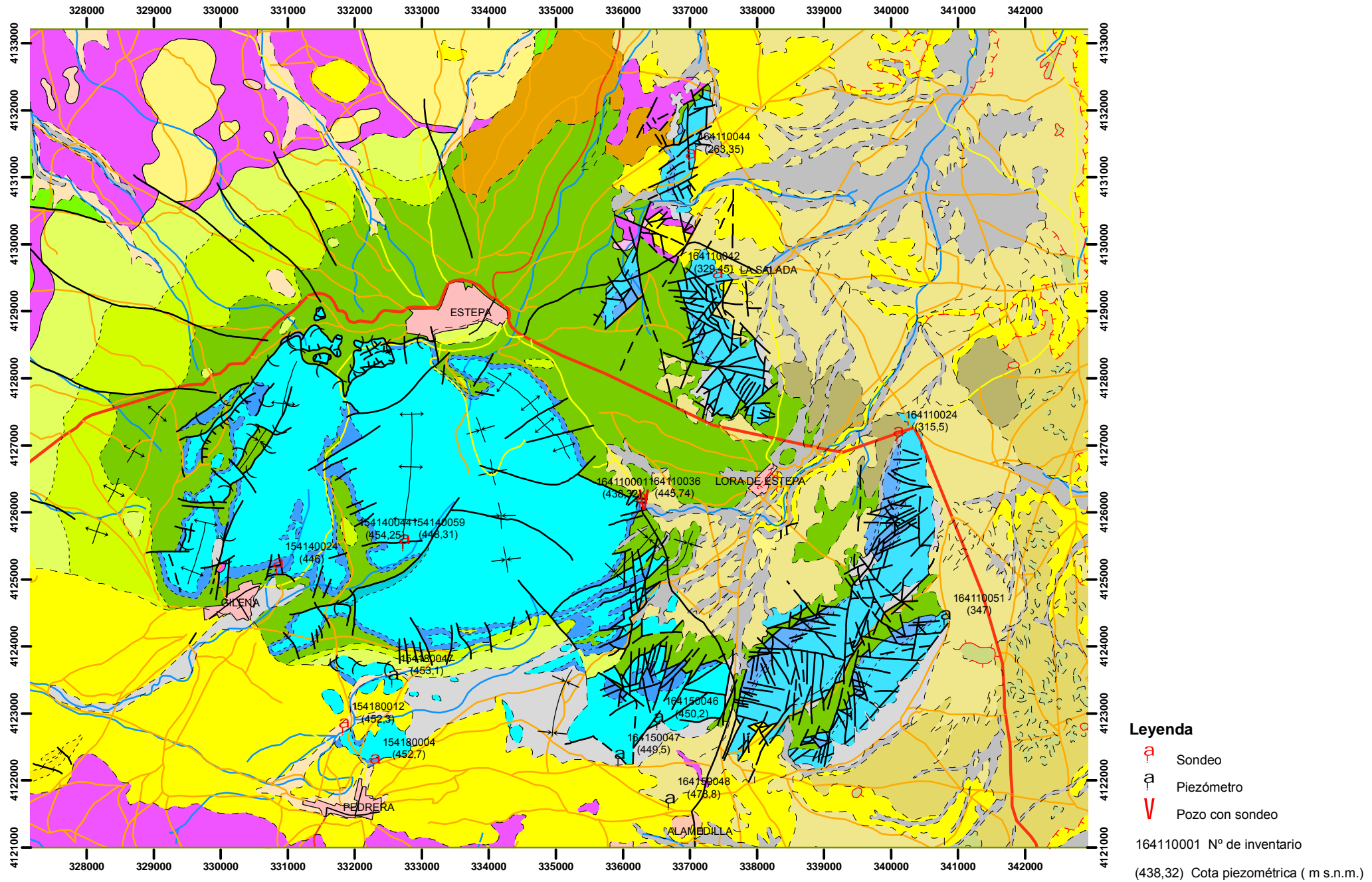
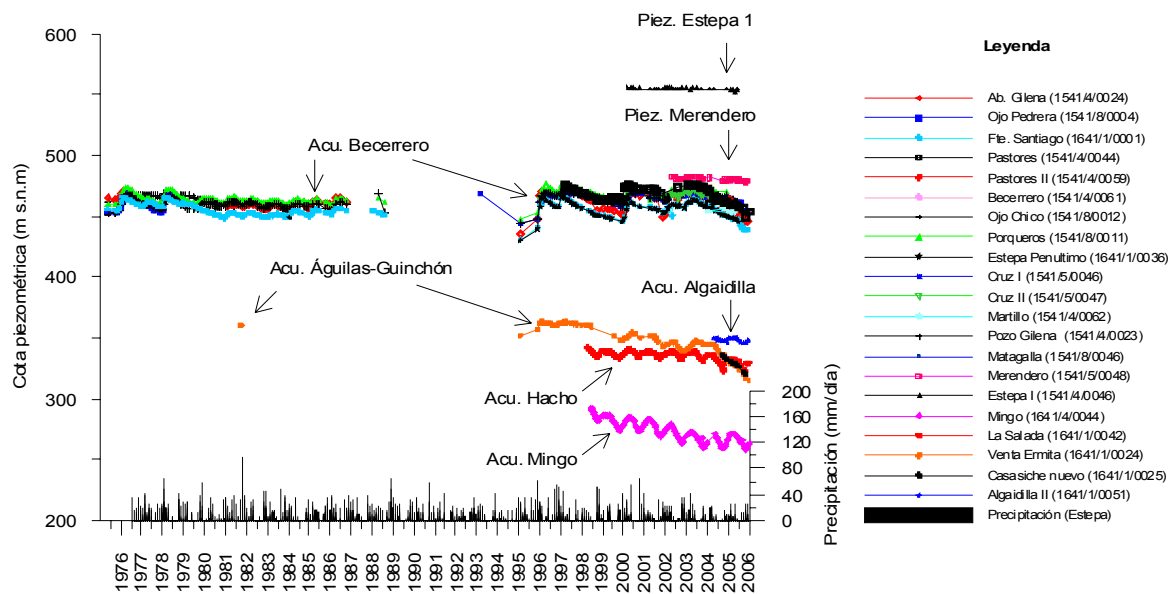


Figura 4.14. Mapa de cotas piezométricas (diciembre 2006)

La realización del sondeo 1641/1/0051, en abril de 2005 (IGME, 2005b), permitió conocer la posición de la superficie piezométrica en la Sierra de Pleites. En la terminación septentrional de este relieve, se situaba a 347,06 m s.n.m. en diciembre de 2006.

El sondeo 1641/5/0048, relacionado con materiales permeables miocenos al norte de la Alamedilla, presentaba una cota piezométrica de 478,8 m s.n.m., muy diferentes de las medias en el cerro de La Cruz, donde en los sondeos Cruz I y Cruz II se registran cotas piezométricas de 450,2 y 449,5 m s.n.m., respectivamente.

La **evolución temporal de todos los registros piezométricos disponibles** se ha representado en la Figura 4.15, junto a la pluviometría diaria de la estación de Estepa. El análisis de esta información es de especial interés hidrogeológico y confirma las hipótesis planeadas a la vista del mapa de cotas piezométricas. Los datos aportados por las perforaciones que captan la unidad geológica de Becerrero ponen de manifiesto unas cotas piezométricas relativamente más altas que se encuentran en los relieves que integran la unidad geológica de Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. A su vez, esta última unidad parece estar dividida en una serie de compartimentos entre los que no existe una clara conexión hidráulica, a tenor de las distintas evoluciones temporales y de las diferencias piezométricas que se observan entre puntos de control próximos.



**Figura 4.15.** Precipitación diaria registrada en el observatorio de Estepa y evolución piezométrica temporal de los distintos puntos control de la Sierra de Estepa

A la vista de la información disponible, existen distintos tipos de evolución piezométrica:

- En todos los sondeos que captan materiales jurásicos de la unidad geológica de Becerrero las cotas piezométricas están comprendidas (en el periodo de control disponible) entre un máximo de 478 m s.n.m. y un mínimo de 430 m s.n.m. La evolución temporal es muy homogénea, hecho que indicaría una buena conexión hidráulica en la práctica totalidad de la unidad geológica, al menos entre las zonas con información piezométrica.

- La evolución piezométrica de la Sierra de Águilas–Guinchón, controlada en el sondeo 1641/1/0024 y más recientemente en el 1641/1/0025, permite comprobar la existencia de una importante diferencia de cota piezométrica entre este relieve y la Sierra de Becerrero. La cota piezométrica ha variado en el periodo de control entre 363,0 y 315,5 m s.n.m., con una tendencia claramente descendente desde la segunda mitad de los años noventa del siglo XX.

- En el único punto de control existente en el Hacho de Lora (1641/1/0042), la cota piezométrica está comprendida entre un valor máximo de 342,05 y un mínimo de 322,38 m s.n.m. La evolución temporal refleja una tendencia ligeramente descendente.

- En el relieve de Mingo, se constata que el máximo y el mínimo piezométrico corresponden a 291,9 y 258,1m s.n.m, respectivamente. En este acuífero existe un claro descenso progresivo del nivel piezométrico.

- En Pleites se dispone de un reducido periodo temporal de registro piezométrico, desde abril de 2005; sin embargo, la diferente cota piezométrica (comprendida entre 345,62 y 349,48 m s.n.m.) y su diferente evolución temporal permiten confirmar la independencia hidrodinámica que existe entre este relieve y el de Águilas- Guinchón.

- Las cotas piezométricas más altas de toda la Sierra de Estepa se miden en los piezómetros Estepa I (1541/4/0046) y Merendero (1641/5/0048). El primero capta una pequeña escama de materiales jurásicos que cabalga al Cretácico inferior, al sur de Estepa, por lo que representa un nivel “colgado” respecto al nivel piezométrico del resto del acuífero. Durante el periodo de registro, el nivel piezométrico estuvo comprendido entre 551,6 y 555,5 m

s.n.m. El segundo de los piezómetros citados está perforado en materiales del Mioceno, entre el cerro de La Cruz y el manantial de la Alamedilla. Su proximidad al punto de surgencia y la reducida explotación a la que se encuentra sometido este pequeño acuífero mioceno condicionan la existencia de suaves oscilaciones piezométricas. En el periodo de registro la cota piezométrica varió entre 483,3 y 480,4 m s.n.m.

El control temporal de la piezometría realizado por el IGME, y continuado con esta investigación, permite establecer diferencias entre los descensos piezométricos en algunos sectores de la Sierra de Estepa. En la Sierra de Águilas-Guinchón se ha observado un descenso acumulado de más de 45,6 m en el periodo 1998-2006, mientras que en el sector de Mingo el descenso acumulado en el periodo de 1999-2006 fue de 33,8 m.

La evolución de la piezometría en la Sierra de Becerrero es diferente de la que se observa en el resto de la Sierra de Estepa. La fluctuación anual máxima en un mismo punto de control es del orden de 10 m, en años con precipitaciones por encima de la media, mientras que en años de pluviometría media es menor de 5 m. Estas fluctuaciones de nivel deben ser consideradas modestas si se tiene en cuenta que en otros acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética se pueden registrar variaciones de hasta 100 m a lo largo de un año hidrológico (López-Chicano, 1992). La parecida magnitud de ascensos y descensos piezométricos en sondeos con transmisividades muy dispares puede ser indicativa de un importante drenaje diferido desde la matriz de la roca hacia las fracturas interceptadas por estos sondeos. Durante la sequía de la primera mitad de los noventa se pudo comprobar un abatimiento generalizado de la piezometría de hasta 25 m (similar a la que se produce en la parte final del periodo de registro), aunque tras el último periodo seco del siglo XX se puso en evidencia una sorprendente capacidad de recarga del acuífero, como lo confirma el hecho de que después de las lluvias acaecidas en 1996 y 1997 se registraron ascensos generalizados próximos a 30 m.

En el sector de Águilas-Guinchón, el rango de la fluctuación anual es del orden de 5 m, con máximos de 10 m. En el Hacho de Lora es de 5 m y en Mingo se aproxima a la decena de metros, aunque estas últimas fluctuaciones están claramente influenciadas por los bombeos para uso agrícola que se realizan en ambas sierras.

#### **4.6.2.2 Aportación de los registros de conductividad eléctrica y temperatura en sondeos**

El registro, a lo largo de un sondeo, de la conductividad eléctrica del agua y de su temperatura constituye una herramienta sencilla y asequible, que es de gran utilidad para la investigación hidrogeológica (Cartwright, 1979; Custodio, 1999; Fakhry *et al.*, 2004). Permite aumentar el conocimiento de la relación entre el sondeo y el acuífero y es esencial para la realización de un muestreo correcto del agua.

En esta investigación, se han realizado un total de 30 registros de temperatura y conductividad eléctrica del agua subterránea, en 8 piezómetros y 3 sondeos mecánicos que captan materiales acuíferos de la Sierra de Estepa y que no estaban instalados con equipos de impulsión. Estos registros se realizaron introduciendo una sonda portátil de conductividad eléctrica y temperatura (Foto 4.2) hasta el nivel piezométrico, lugar en el que se comenzaba a medir ambas variables, a intervalos de 1 m, hasta alcanzar el fondo del sondeo o hasta introducir la totalidad del cable del que se suspende la sonda. En la mayoría de los casos, se realizaron varias medidas de la temperatura del aire por encima del nivel piezométrico, con objeto de contrastar si existían diferencias considerables respecto a la temperatura del agua.

En el caso del piezómetro “Martillo” (1541/4/0062), se dispone de una diagrafía de conductividad eléctrica y temperatura del fluido, realizada por un equipo de testificación geofísica (Foto 4.3), tras la fase de perforación de este sondeo de investigación (IGME, 2005a).



**Fotografía 4.2.** Detalle de la sonda de conductividad eléctrica y temperatura SEBA (de 300 m de longitud) utilizada para realizar los registros.



**Fotografía 4.3.** Detalle del registro de conductividad eléctrica y temperatura realizado durante la testificación geofísica del sondeo de investigación hidrogeológica “Martillo”.

En ausencia de flujo significativo del agua subterránea, la temperatura de la roca y del agua que la satura crece con la profundidad de forma lineal, con un gradiente vertical medio próximo a  $0,03^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , que depende, esencialmente, de la conductividad térmica de las rocas y del flujo térmico endógeno (Cartwright, 1979; Custodio y Llamas, 1983; Schoeller, 1983). La presencia a poca profundidad de actividad magmática y, más frecuentemente, el flujo de agua subterránea contribuyen a que se produzcan frecuentes desviaciones del gradiente térmico normal en el subsuelo.

En este sentido, Custodio (1999) señala la importancia de los registros de conductividad eléctrica y temperatura, en especial cuando se trata de sondeos con múltiples tramos filtrantes o de perforaciones que están sin revestir. En efecto, cuando existen diferencias de potencial hidráulico entre las distintas formaciones, fisuras o profundidades atravesadas por una perforación, se provoca un flujo vertical de agua por el interior del sondeo, que se dirige desde los tramos de mayor potencial hidráulico a los de menor. Obviamente, el nivel piezométrico que se puede medir en estas circunstancias es un nivel intermedio entre los distintos potenciales hidráulicos, y el agua que predomina en el interior de la perforación pertenecerá al tramo con mayor potencial hidráulico.

El notable rango de precisión de las sondas de temperatura, normalmente inferior a  $0,1^{\circ}\text{C}$ , permite medir mínimos cambios de esta variable a lo largo del sondeo, por lo que es fácil detectar la entrada y la salida de agua de distinta temperatura. Por otro lado, si hay cambios químicos significativos entre los distintos tipos de agua, la observación detallada del perfil de conductividad eléctrica puede aportar datos para mejorar la interpretación de los registros de temperatura, además de informar del grado de salinidad del agua existente en la perforación.

Otra aplicación de estos registros ha sido puesta de manifiesto en el acuífero kárstico de Subijana, en Álava, por Larruzea y Antigüedad (2002). Estos autores comprobaron, mediante el control temporal de la conductividad eléctrica y la temperatura en distintos sondeos, la presencia de algunas perforaciones en las que se producían importantes modificaciones de las variables citadas después de intervalos lluviosos, que se interpretaron como consecuencia de la conexión entre el sondeo y la red de conductos

kársticos y que, por tanto, informan del grado de karstificación funcional y de la vulnerabilidad del sistema sondeo-acuífero a la contaminación.

En la Sierra de Estepa, la mayoría de los sondeos tienen tramos de rejilla muy largos o están sin revestir en toda la zona productiva. La fuerte explotación a la que están sometidos estos acuíferos y la práctica inactividad de los principales manantiales, en el periodo de investigación (2003-2006), hacen que la inmensa mayoría de las superficies de afloramiento de materiales carbonáticos de las sierras investigadas funcionen como zonas de recarga.

Con esta situación hidrodinámica, condicionada por el bombeo de los tramos más profundos del acuífero, se favorece el aumento de la diferencia de potencial hidráulico entre los tramos fisurados más superficiales y los más profundos.

En los acuíferos carbonáticos, estas diferencias de potencial hidráulico son prácticamente imposibles de medir en el campo; la existencia de una red desarrolla de conductos kársticos o de fracturas provoca una gran distorsión en la red de flujo, que requeriría de un apreciable número de piezómetros con pequeños tramos filtrantes para conocerla adecuadamente (Király, 1975). Sin embargo, la realización de registros longitudinales de conductividad eléctrica y de temperatura y el control del nivel piezométrico de los sondeos durante su fase de perforación permiten, al menos, conocer de forma cuantitativa si existen diferencias de potencial hidráulico a distinta profundidad.

Durante el transcurso de esta investigación, se controló la construcción de los sondeos de investigación de Los Pastores II, Cañada Honda, Martillo, Becerrero y Algaidilla II. Una de las medidas exigidas en el Proyecto de Obra fue la de controlar la evolución del nivel piezométrico durante el avance de la perforación, para lo que se obligó a las empresas contratistas a disponer de un hidronivel, a pie de obra. Esta labor ha puesto de manifiesto, en todos los casos, un descenso de la superficie piezométrica conforme se profundizaba la perforación; estas condiciones hidrodinámicas son las que imperan en las zonas de recarga de un acuífero (Tóth, 2000).



Por otro lado, con los datos de los perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en la zona investigada, y que más adelante se describen, se comprueba la existencia generalizada de flujos verticales en el interior de los sondeos.

Los sondeos y los piezómetros en los que se han realizado registros de conductividad eléctrica y de temperatura en la Sierra de Estepa son los siguientes: Estepa I (1541/4/0046), Becerrero (1541/4/0061), Pastores (1541/4/0044), Pastores II (1541/4/0059), Martillo (1541/4/0062), Cruz I (1641/5/0047) y Ojo de Pedrera (1541/8/0044), en la Sierra de Becerrero; sondeo Merendero (1641/5/0048), cerca de la pedanía de la Alamedilla; piezómetros Ruinas (1641/5/0049) y Algaidilla II (1641/1/0051), en la Sierra de Pleites, y, el sondeo Hacho (1641/1/0042), en el Hacho de Lora. Su situación se indica en la Figura 4.16.

El piezómetro más septentrional del que se dispone de un registro vertical de conductividad eléctrica y de temperatura en la Sierra de Becerrero, es el denominado Estepa I, que está inventariado con el código 1541/4/0046 (Figura 4.17). Durante la perforación de este piezómetro se atravesaron 31 m de calizas de la formación Camarena, que están superpuestas a las margas y margocalizas del Cretácico inferior mediante una importante falla inversa, al noroeste del macizo de Becerrero. La reducida zona de alimentación de este bloque jurásico, que queda colgado respecto a la estructura general de la Sierra de Becerrero, y la altitud a la que se encuentra el piezómetro (570 m s.n.m.) han permitido conocer con precisión la conductividad eléctrica y la temperatura del agua de recarga en este sector concreto.

La temperatura del aire medida por encima del nivel piezométrico, durante los tres registros realizados, estaba comprendida entre 17,5 y 18,1 °C. Por debajo del nivel piezométrico, la temperatura del agua tiende a estabilizarse entre 16,9 y 17 °C, que coincide con la temperatura media anual del aire de los observatorios meteorológicos más próximos.

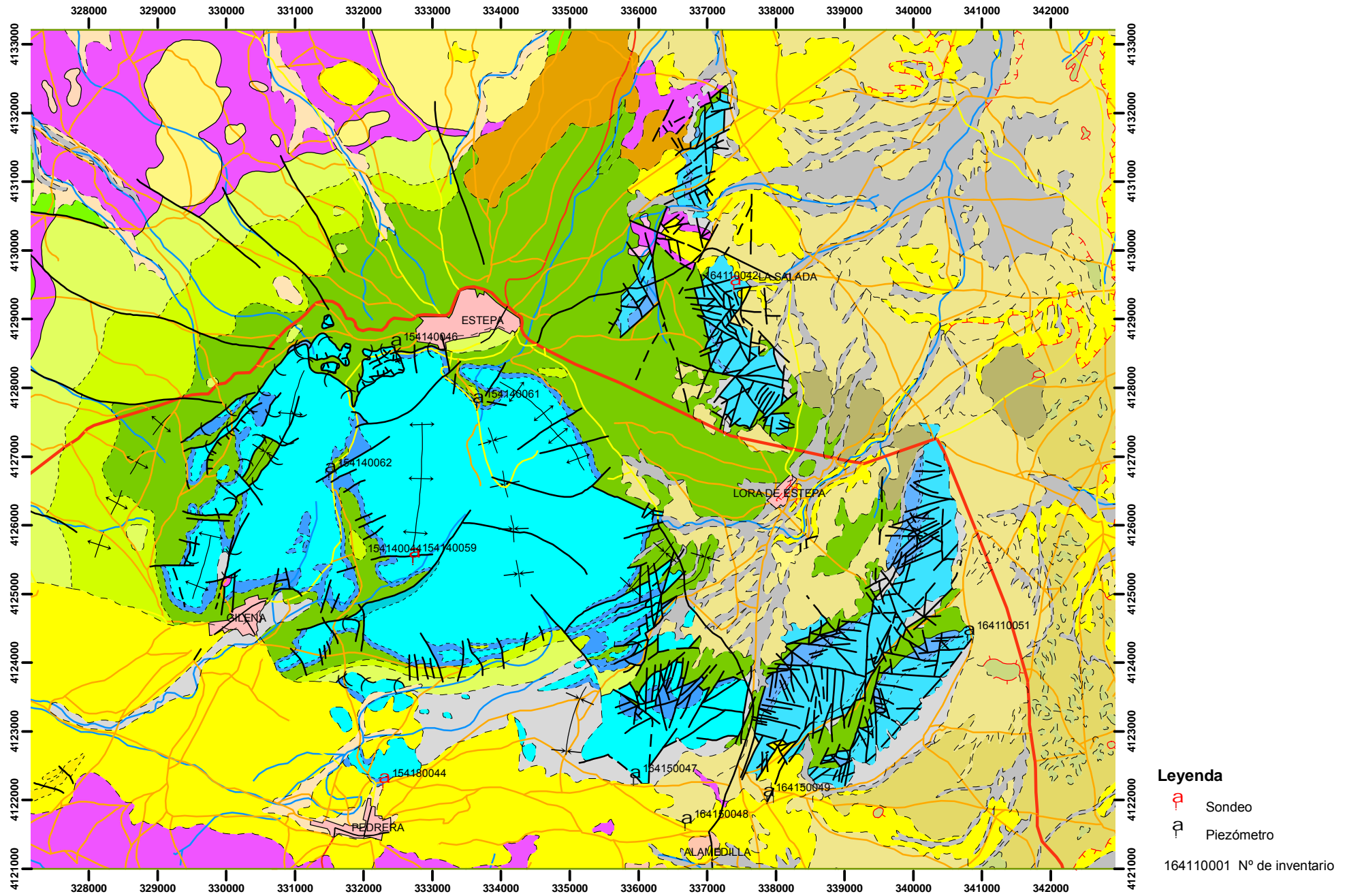
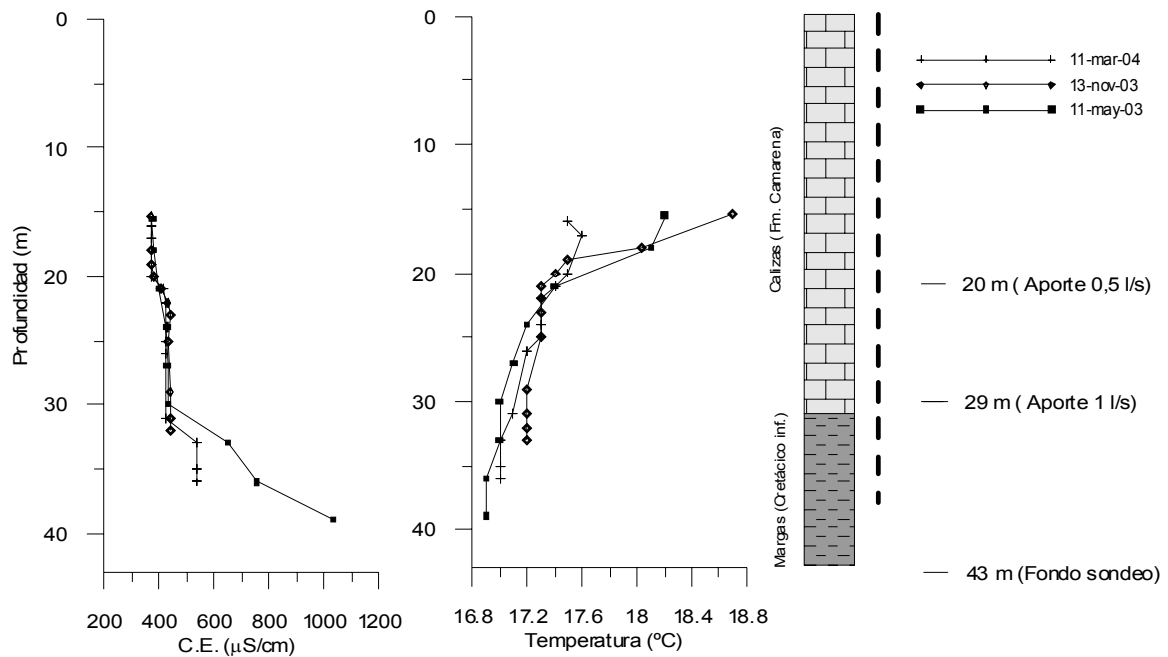


Figura 4.16. Sondeos con registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura



**Figura 4.17.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el piezómetro sondeo Estepa 1 (1541/4/0046), situado en la Sierra de Becerrero. A la derecha se indica la columna litológica y la profundidad de los principales tramos productivos. La línea gruesa indica la posición de los tramos filtrantes del piezómetro.

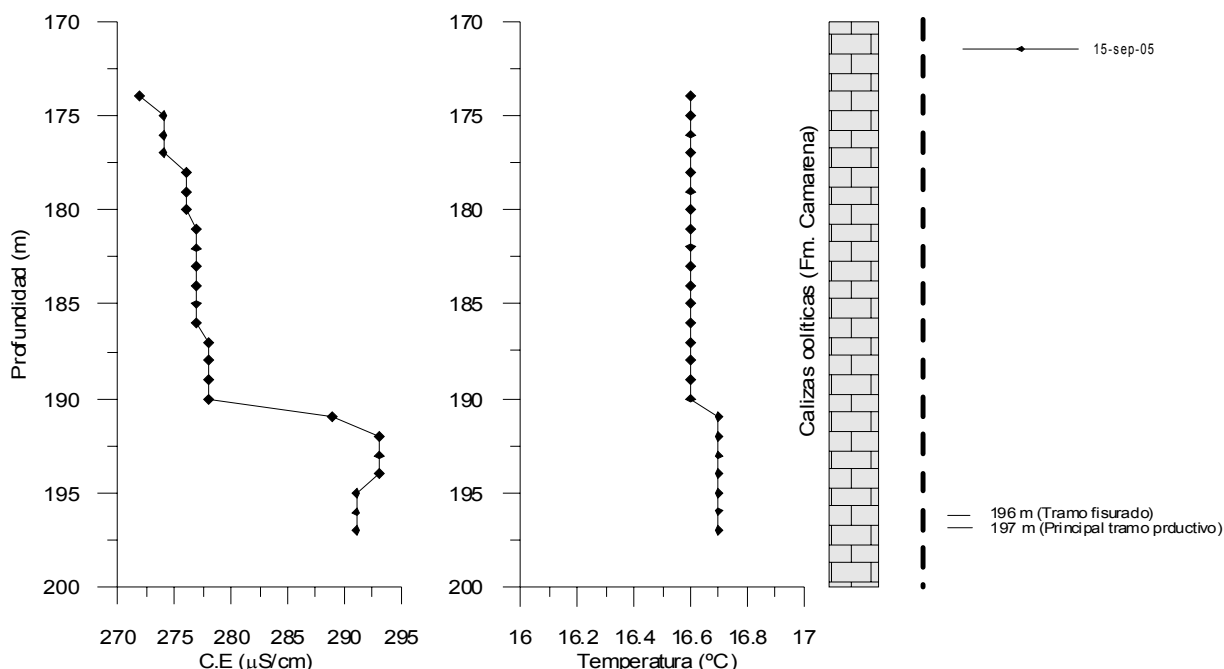
La influencia de la temperatura atmosférica en los primeros metros de columna de agua del sondeo es la responsable de la inversión térmica que se observa cuando se representa la variación de la temperatura del agua con la profundidad. De cualquier modo, de la observación de esta gráfica se puede deducir la existencia de un flujo vertical descendente desde los tramos productivos más superficiales hacia el de 29 m de profundidad. El registro de conductividad eléctrica, por su parte, pone de manifiesto la estratificación de la columna de agua, de forma que en el tramo calizo su valor está comprendido entre 370 y 440  $\mu\text{S}/\text{cm}$  mientras que en las margas y las margozalizas cretácicas se alcanzan valores comprendidos entre 440 y 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

La Figura 4.18 muestra el único registro realizado durante el transcurso de esta investigación (IGME, 2005c) del sondeo de investigación Becerrero (1541/4/0061). La tapa de protección del piezómetro fue destruida y se introdujeron distintos objetos en su interior, actos vandálicos que han hecho imposible su recuperación, a pesar de los numerosos intentos realizados en este sentido por el autor de estas Memoria.

De todos los puntos inventariados en este trabajo, este sondeo es la perforación situada a mayor cota (634 m s.n.m.) y, junto con la anterior, es la más septentrional de las existentes en la Sierra de Becerrero. Se construyó por el procedimiento de rotoperusión con circulación inversa; cuando se perforó el metro 80 de profundidad empezó a proporcionar un caudal de alrededor de 0,5 l/s, que aumentó a 2-3 l/s a 197 m de profundidad.

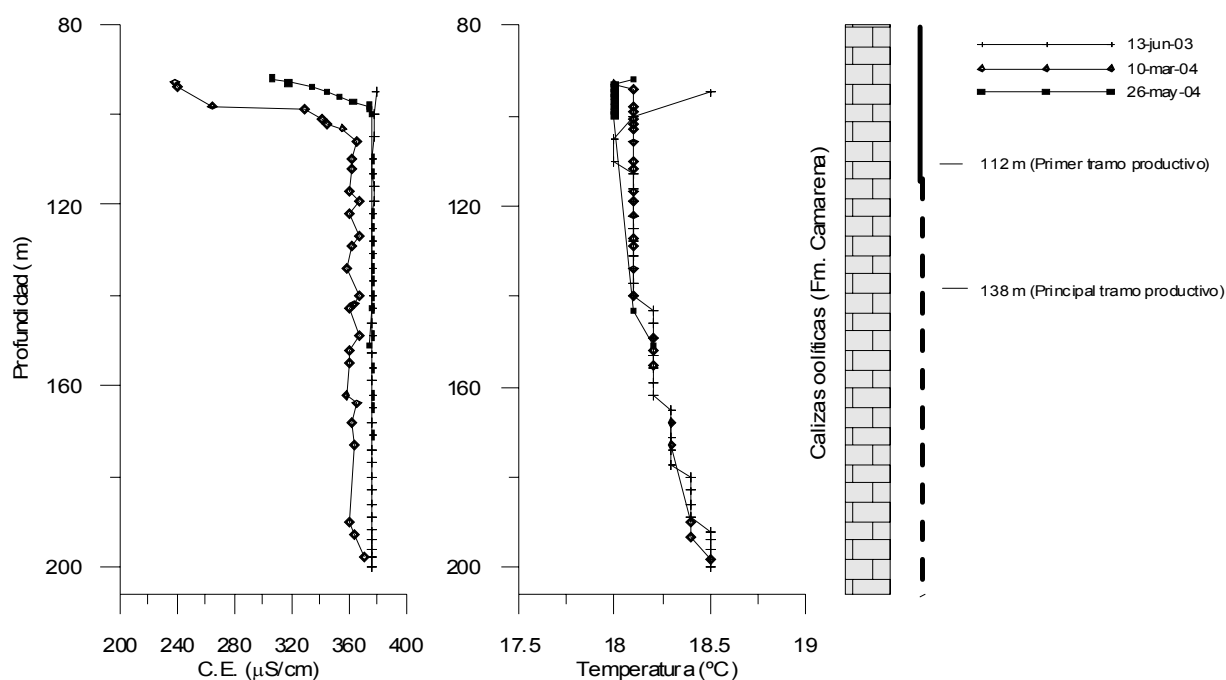
El registro de temperatura permite comprobar que a 195 m se produce un incremento de 0,1 °C, que está acompañado de un ligero aumento de la conductividad eléctrica del agua, desde el metro 190 (278 µS/cm) al 197 (291 µS/cm).

Aunque el registro es poco significativo, debido a la corta longitud investigada, permite comprobar que, en la zona más septentrional de la Sierra de Becerrero, el agua tiene una temperatura comprendida entre 16,6 y 16,7 °C y una conductividad eléctrica menor de 300 µS/cm.



**Figura 4.18.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura realizado en el sondeo Becerrero (1541/4/0061), situado en la Sierra de Becerrero.

El sondeo denominado “Los Pastores” (1541/4/0044) está situado en el sector central de la Sierra de Becerrero, en la principal zona de recarga del acuífero. Se realizó por el procedimiento de rotopercusión directa y cortó un primer tramo productivo a 112 m de profundidad, aunque fue al atravesar el metro 137 cuando el sondeo empezó a producir un importante caudal de agua; se perdió toda la circulación desde 138 m hasta el final del sondeo (206 m) (IGME, 2006a). El registro de temperatura (Fig. 4.19) indica que existe un flujo vertical en el interior del sondeo, suficiente para que se homogeneice la temperatura en 18-18,1 °C, desde el nivel piezométrico hasta 138 m de profundidad. A partir de ahí, el gradiente térmico es normal, por lo que se deduce la ausencia de entradas de agua significativas desde esa profundidad hasta el final de la perforación. La conductividad eléctrica permanece prácticamente constante entre 360 y 370  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , en todo el registro, con excepción de los primeros metros de la columna de agua, en los que su valor es menor. Este hecho es bastante frecuente y se atribuye a la incorporación a la zona saturada del acuífero de un agua de recarga que aún no ha sido homogeneizada hidroquímicamente con las reservas almacenadas en el acuífero.

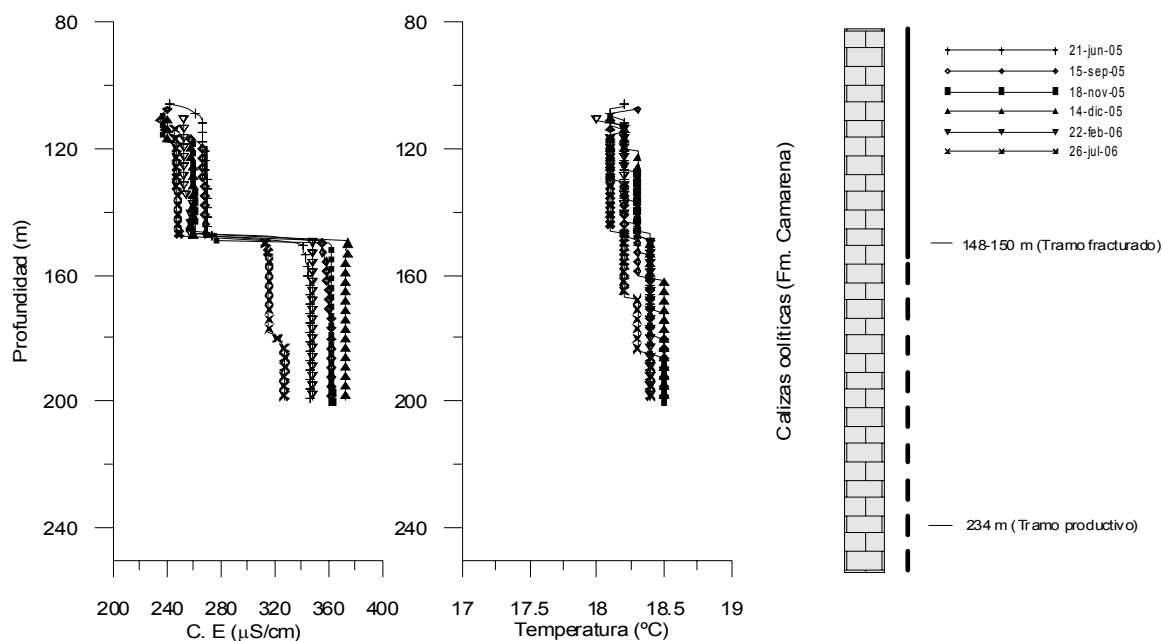


**Figura 4.19.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Los Pastores (1541/4/0044), situado en la Sierra de Becerrero

El sondeo de Los Pastores II (1541/4/0059) se realizó a 8 m de distancia del anterior, por el procedimiento de rotoperusión con circulación inversa, a principios del año 2005 (IGME, 2005d). Durante la ejecución de este sondeo de investigación-preexplotación, se atravesó una zona fracturada entre 138 y 150 m de profundidad, que coincidía con la del piezómetro de “Los Pastores” pero, a diferencia del sondeo contiguo, no aportaba prácticamente caudal, a lo sumo algo menos de 0,2 l/s. Sin embargo, al llegar a 234 m de profundidad, se atravesó un tramo fisurado que proporcionó el caudal máximo que podía desaguar la máquina de perforación, que en esas condiciones era de unos 19-20 l/s. El ensayo de bombeo realizado tras la finalización de la obra ha permitido determinar que este sondeo se puede explotar con un caudal continuo superior a 100 l/s. Con el piezómetro contiguo, se pudo comprobar que el tramo productivo atravesado entre 138 y 150 m tenía una cota piezométrica, antes de iniciar la obra, de 94 m s.n.m. Por otro lado, la cota piezométrica del sistema de fisuras cortado a 234 m de profundidad, en el sondeo Pastores II, era menor de 103,5 m s.n.m., que constituye el nivel piezométrico más bajo medido durante la ejecución de la obra.

Con estos antecedentes, era de prever que un tramo filtrante de gran longitud en esta perforación provocaría un flujo vertical descendente del agua en el interior del sondeo, como de hecho se confirmó en el registro que se representa en la Figura 4.20.

Al no disponer de una sonda de más de 200 m de longitud, no se ha podido realizar un registro en todo el espesor saturado, pero se ha podido comprobar que la conductividad eléctrica experimenta un cambio importante por debajo de 150 m de profundidad y que los gradientes térmicos medidos en la columna de agua son inferiores al normal. La conductividad eléctrica del agua entre el nivel piezométrico y 150 m de profundidad está comprendida entre 240 y 280  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , valores similares a los del sondeo Becerrero. Por debajo de 150 m, se observa un cambio brusco de la conductividad, que aumenta hasta valores de 320-370  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Este cambio se relaciona con la entrada de agua desde ese tramo fisurado. Esta agua presenta la misma conductividad eléctrica que la del piezómetro contiguo, con unas ligeras diferencias que podrían deberse al cambio de sonda. Por tanto, de lo anterior se deduce la existencia de una componente general de flujo vertical descendente que recarga dos tramos fisurados distintos, uno situado a 138-150 m y el otro, se supone, a 234 m de profundidad.

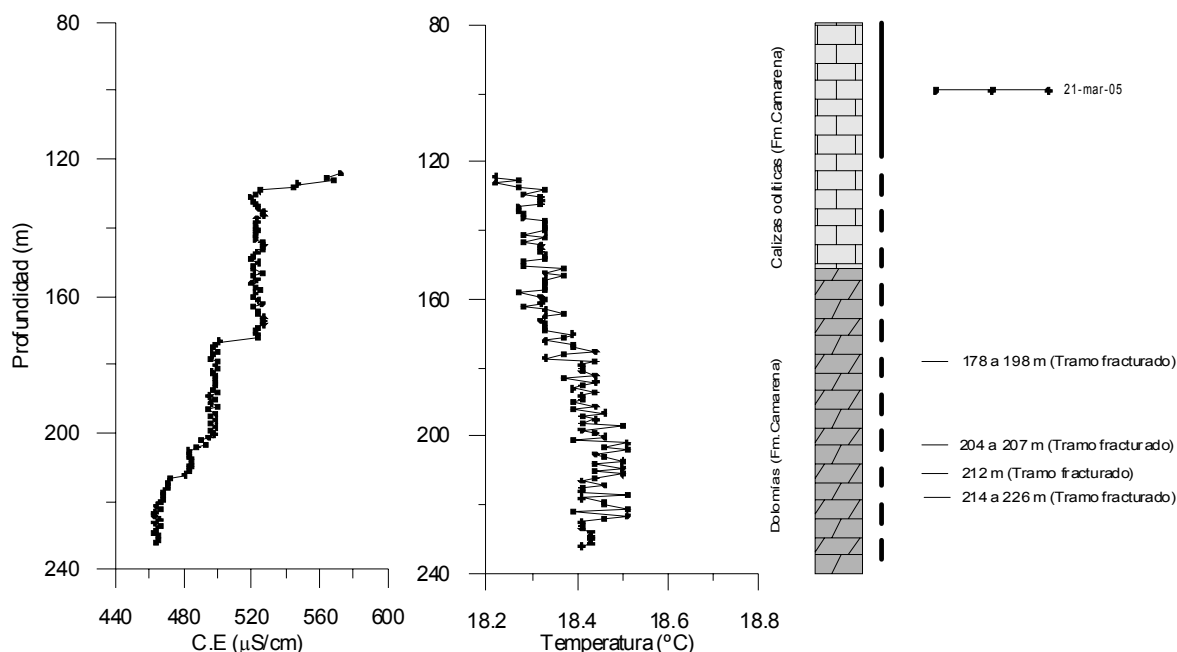


**Figura 4.20.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Los Pastores II (1541/4/0059), situado en la Sierra de Becerrero

El piezómetro “Martillo” (1541/4/0062) es una perforación de investigación hidrogeológica, acondicionada como piezómetro, que está situada en la mitad septentrional de la Sierra de Becerrero (IGME, 2005a). Cuenta con 265 m de profundidad y en sus 31 últimos metros perforó materiales triásicos. Durante su ejecución se observó un descenso del nivel piezométrico, desde 123 a 130 m de profundidad, lo que indica una diferencia de potencial hidráulico entre los distintos tramos fisurados, que genera un flujo vertical descendente por el interior del sondeo. Tras la finalización de la perforación, se realizaron una serie de diagrfias, entre las que se incluye el registro de conductividad eléctrica y de temperatura de la Figura 4.21.

Las diagrfias realizadas con los visores televisivos óptico y acústico de alta resolución y la sonda sónica de onda completa han permitido comprobar que los principales tramos fracturados se sitúan de 178 a 198 m, de 204 a 207 m, a 212 m, y de 214 a 226 m (IGME, 2005a).

La gran precisión de la sonda de conductividad y temperatura del agua utilizada permitió detectar pequeñas variaciones de estas variables a 174, 204, 212 y 226 m de profundidad, profundidades que corresponden a tramos fracturados registrados con las sondas citadas.



**Figura 4.21.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro sondeo Martillo (1541/4/0062), situado en la Sierra de Becerrero

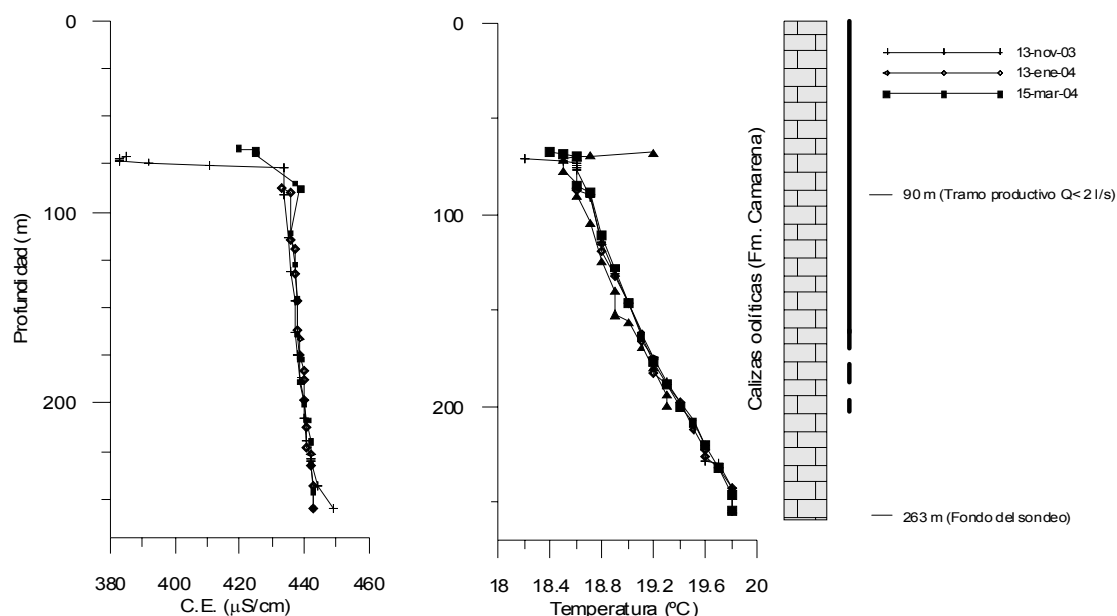
Sin embargo, lo más llamativo de este registro es la disminución de la conductividad eléctrica conforme aumenta la profundidad del agua y la inversión del gradiente de temperatura en el tramo final.

Este tipo de inversión térmica en el perfil de temperatura es factible en los valles que tienen una temperatura ambiente relativamente alta y que son alimentados por afloramientos que se recargan en zonas de mayor cota y más frías. En esta situación, los flujos locales, más someros, pueden tener aguas más calientes que los flujos medios, más profundos (Custodio, 1999).

En este sentido, el sondeo del Martillo está ubicado en un sinclinal, de dirección norte-sur, en un pequeño valle encajado entre dos planicies constituidas por calizas de la formación Camarena y que forman parte de los sectores más favorables para la recarga de la Sierra de Becerrero. Además, junto al sondeo afloran materiales margosos del Cretácico inferior, que pueden hacer que el agua de recarga local sea más conductora que el agua de recarga procedente de las zonas contiguas al valle, donde afloran calizas jurásicas.



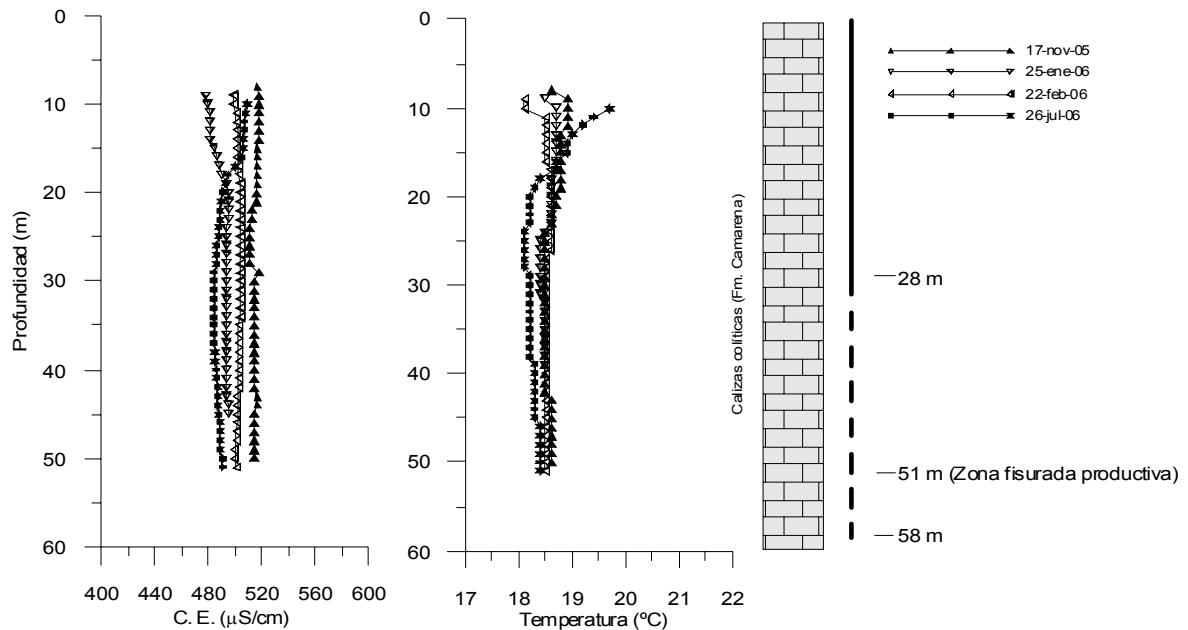
Los distintos registros realizados en el sondeo Cruz I (1641/5/0047) permiten comprobar que la temperatura, a partir de 90 m de profundidad, que es la profundidad a la que se detectó el único tramo productivo del sondeo, aumenta según el gradiente térmico normal, por lo que se descarta la presencia de aportes importantes por debajo de 90 m (Fig.4.22). La conductividad eléctrica aumenta ligeramente con la profundidad, con valores comprendidos entre 430 y 450  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .



**Figura 4.22.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el piezómetro Cruz I (1641/5/0047), situado en la Sierra de Becerrero

Uno de los sectores en los que era previsible encontrar una componente de flujo vertical ascendente correspondía a la antigua zona de surgencia del manantial del Ojo de Pedrera, situado en el límite septentrional del casco urbano de Pedrera, al sur de la Sierra de Becerrero. Este manantial está excavado, desde antiguo, por un pozo abierto de 2,3 m de diámetro, en el que en los periodos de sequía intensa se puede ver una importante fractura, situada a 22 m de profundidad, a través de la que se aporta la práctica totalidad del caudal que llega a esta captación (Martín-Machuca, Com. Pers.). Junto al pozo excavado, existen dos sondeos realizados por el procedimiento de percusión; uno de 175 m de profundidad, que es explotado para el abastecimiento de Pedrera, y el segundo, que no está instalado, de 58 m de profundidad. En este último es en el que se han realizado los registros de conductividad eléctrica y de temperatura. Durante la construcción de este sondeo no se perforó ningún tramo productivo hasta alcanzar una zona fracturada a 51 m de profundidad.

El registro térmico (Fig. 4.23) muestra que la temperatura del agua tiende a estabilizarse en 18,4 °C, valor que coincide con la temperatura media anual del aire. Por otra parte, el valor de la conductividad eléctrica está comprendido entre 480 y 520  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .



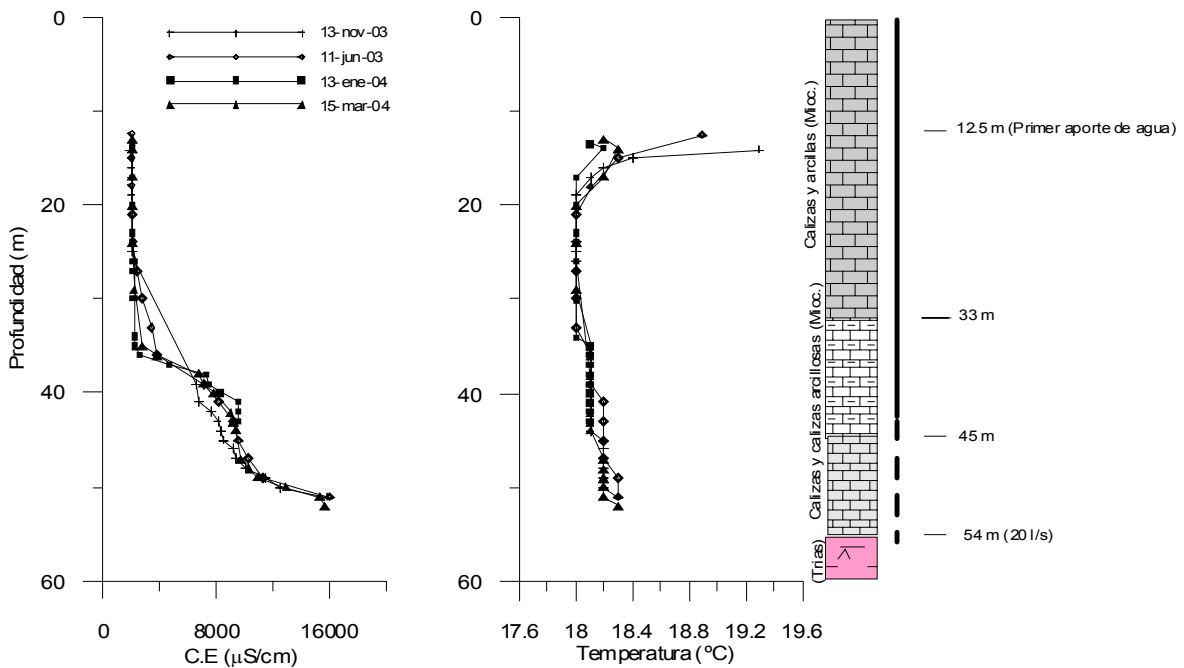
**Figura 4.23.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en el sondeo Ojo de Pedrera (1541/8/0044), situado en la Sierra de Becerrero

La pequeña variación de la temperatura de la columna de agua indica que existe un flujo vertical en el interior del sondeo. Para dilucidar el sentido del flujo, se pretendía realizar un ensayo de trazado con sal común; sin embargo, no se obtuvieron los permisos necesarios por la proximidad del sondeo de abastecimiento. No obstante, el importante caudal de bombeo del sondeo contiguo, que tiene el equipo de impulsión instalado a 100 m de profundidad, y la temperatura del agua, muy similar a la temperatura media del aire, sugieren que muy probablemente la componente de flujo vertical es descendente.

El sondeo Merendero (1641/5/0048) consiste en un sondeo de investigación, acondicionado como piezómetro, que perforó calizas y margas del Mioceno. Tiene un nivel piezométrico colgado respecto al acuífero de la Sierra de Becerrero; sin embargo, su testificación tiene cierto interés, al haber alcanzado, en sus últimos metros de perforación, materiales del Trías en facies germano-andaluza. El registro vertical de conductividad

eléctrica (Fig. 4.24) pone de manifiesto que se produce un importante aumento de la conductividad en profundidad, en las aguas próximas al contacto entre los materiales miocenos y los triásicos, hasta alcanzar, al final de la perforación, un valor de la conductividad de 16 mS/cm. El registro térmico de este sondeo (Fig. 4.24) permite comprobar que la temperatura permanece prácticamente constante hasta una profundidad comprendida entre 33 y 35 m; a partir de ahí, la temperatura aumenta a medida que los hace la profundidad, con un gradiente normal; los aportes de los materiales miocenos situados de 33 a 45 m de profundidad parecen no ser muy importantes.

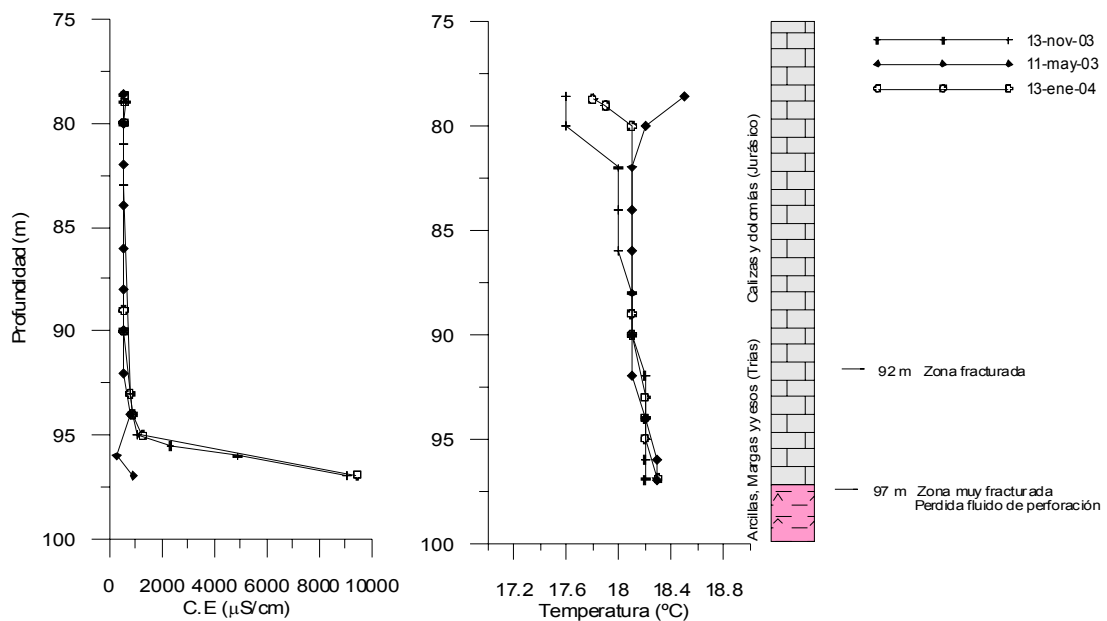
El piezómetro Ruinas (1641/8/0049) está situado al sureste del relieve carbonático de la Sierra de Pleites. Durante su ejecución, por el procedimiento de rotopercusión directa, se perdió la recuperación del ripio en un tramo muy fracturado, comprendido entre 92 y 97 m de profundidad. Posteriormente se recuperó la circulación a 116 m, en materiales triásicos. El registro de conductividad eléctrica (Fig. 4.25) permite comprobar un evidente contraste entre dos tipos de agua: hasta 92-93 m de profundidad, el agua tiene una conductividad eléctrica comprendida entre 550 y 660  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , y a partir de 93 m la conductividad aumenta hasta un valor de 9,6 mS/cm.



**Figura 4.24.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Merendero (1641/5/0048), situado en la Sierra de Becerrero

Los perfiles de conductividad eléctrica y temperatura realizados en el sondeo Algaidilla II (1641/1/0051) se representan en la Figura 4.26.

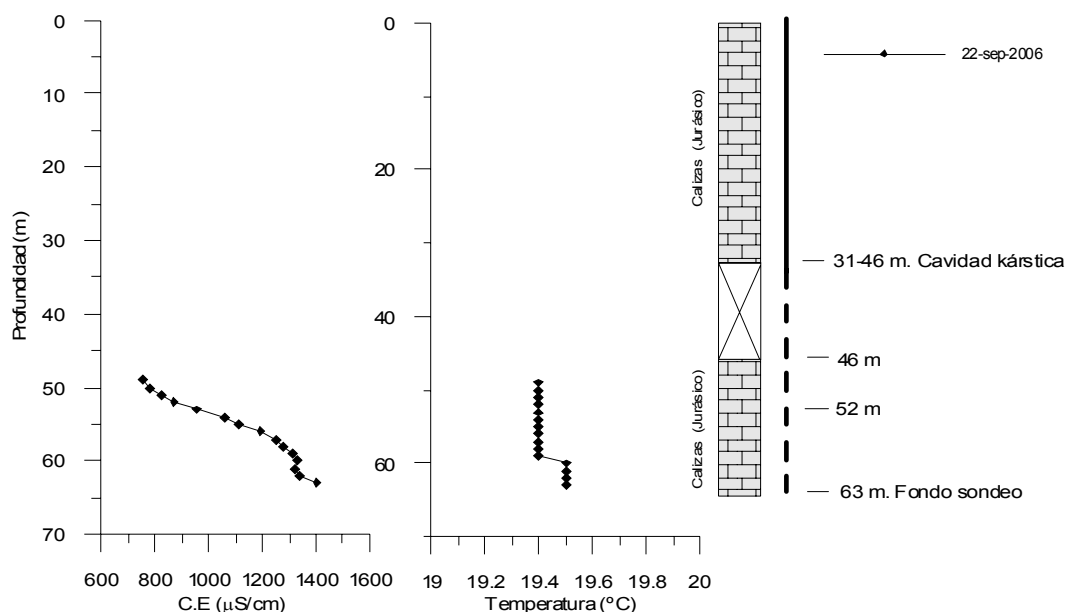
Con este sondeo se perforaron materiales jurásicos del sector noreste de la Sierra de la Pleites. Se atravesó una cavidad kárstica de 31 a 46 m de profundidad, con un relleno de materiales sueltos hasta 52 m. Durante la ejecución del sondeo se perdió la circulación y, por problemas de desprendimientos, no se pudieron alcanzar más de 63 m de profundidad. Los perfiles de conductividad eléctrica permiten comprobar su progresivo aumento desde 750  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a 50 m de profundidad, hasta 1400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a 63 m de profundidad. La temperatura está comprendida entre 19,4 y 19,5  $^{\circ}\text{C}$ .



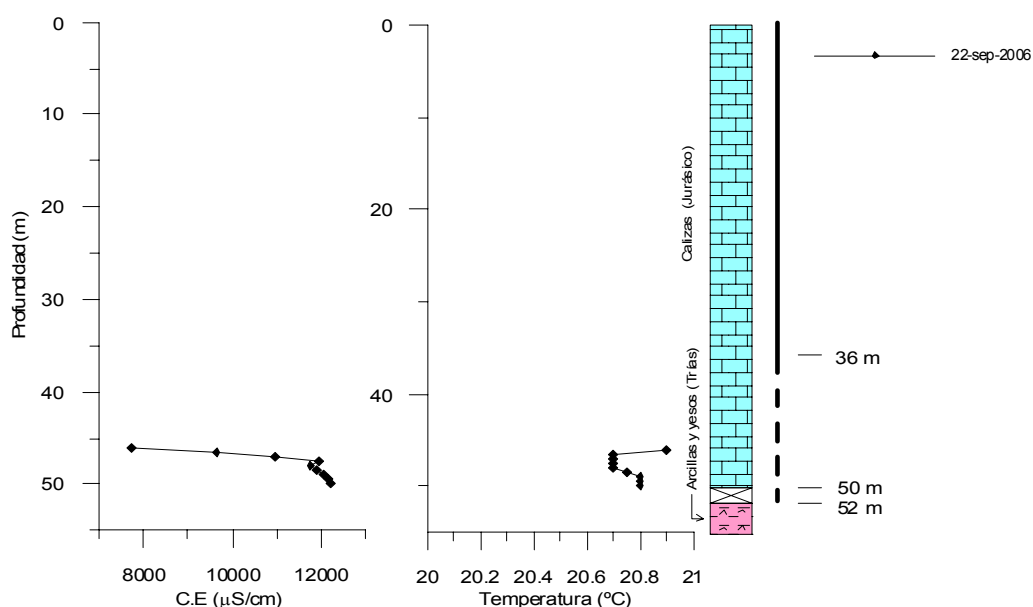
**Figura 4.25.** Perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Ruinas (1641/5/0049), situado al suroeste de la Sierra de Pleites.

Por último, se presentan los registros realizados en el sondeo del Hacho (1641/1/0042), que está ubicado al noreste del Hacho de Lora y es utilizado para regadío del olivar. Se aprovechó un cambio del equipo de impulsión para realizar el registro que se representa en la Figura 4.26. Se ha podido comprobar que el espesor saturado en este sector del acuífero es escaso y que la salinidad del agua situada en la zona de contacto de las calizas con el sustrato detrítico-evaporítico triásico es elevada. La conductividad eléctrica medida a 46 m de profundidad es de 7,7 mS/cm y de 12,2 mS/cm, a 50 m. La temperatura del agua subterránea (20,9 y 20,8  $^{\circ}\text{C}$ ) está unos 2  $^{\circ}\text{C}$  por encima de la media anual del aire (18,5  $^{\circ}\text{C}$ ).

Este hecho puede deberse a que los materiales triásicos presentan una temperatura má alta que los materiales carbonáticos, dado que los primeros, por su baja permeabilidad, no sufren, al menos de forma tan intensa, el efecto de enfriamiento producido por la circulación del agua subterránea, que se ha puesto de manifiesto en las rocas carbonáticas jurásicas de este acuífero.



**Figura 4.26.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del piezómetro Algaidilla II (1641/1/0051), situado al noreste de la Sierra de la Algaidilla.



**Figura 4. 27.** Perfil de conductividad eléctrica y de temperatura del sondeo Hacho (1641/1/0042), situado en el Hacho de Lora

Los resultados de los perfiles de conductividad eléctrica y de temperatura realizados en la zona de investigación permiten extraer las siguientes conclusiones:

1. Existen notables diferencias entre la conductividad eléctrica y la temperatura del agua subterránea almacenada en los materiales carbonáticos de la Sierra de Becerrero y los afloramientos jurásicos de las Sierras de Pleites y del Hacho de Lora.

2. En la Sierra de Becerrero, se produce un incremento de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua en el sentido del flujo subterráneo. El agua tiene una temperatura de 16,7 °C en el sector septentrional y aumenta gradualmente hasta valores de 18,5 °C, en el sector meridional, al sur de la sierra.

2. Se ha puesto de manifiesto una importante estratificación vertical de la conductividad eléctrica del agua subterránea, en especial cuando las captaciones realizadas en los materiales carbonáticos alcanzan el sustrato detrítico-evaporítico, representado por los materiales triásicos en facies germano-andaluza. En este tipo de sondeos se comprueba la existencia de un fuerte contraste de salinidad respecto al agua asociada a los materiales carbonáticos. Ninguno de los sondeos existentes ha permitido muestrear un agua representativa de los materiales triásicos, por no estar diseñados para aislar el agua procedente de los materiales carbonáticos. Con los registros realizados, a lo sumo, se puede identificar la presencia de aguas mezcladas de ambas formaciones, con una conductividad eléctrica máxima de 16 mS/cm.

3. Los primeros metros de las columnas de agua registradas suelen presentar una conductividad eléctrica menor que la del resto de la columna. Esta agua, menos salina, representa el agua de recarga que en el momento del registro todavía no había sido homogeneizada con la del resto del agua almacenada en el acuífero. Este tipo de aguas se consideran representativas del agua de recarga local y tienen una conductividad eléctrica inferior a 300  $\mu$ S/cm.

4. En los sondeos de la Sierra de Becerrero se ha comprobado la existencia generalizada de flujos verticales descendentes. Este hecho se repite incluso en los sondeos situados junto a los principales manantiales.

5. Tanto en la Sierra de Pleites como en la del Hacho de Lora, se comprueba que las reservas pertenecientes a los materiales carbonáticos están manifiestamente estratificadas sobre las aguas atribuibles al sustrato detrítico-evaporítico. En el caso del sondeo registrado en la Sierra del Hacho, se comprueba que el agua subterránea tiene una ligera anomalía térmica positiva, de unos 2° C, que puede atribuirse a la mayor temperatura de los materiales triásicos, menos conductores que las calizas, pero que no están enfriados por la circulación del agua subterránea, como de hecho ocurre en el macizo calcáreo. La columna de agua de este sondeo presenta una fuerte estratificación de la conductividad eléctrica, cuyo valor, en tan sólo 4 m, pasa de 7,7 mS/cm a 12,2 mS/cm. Este fuerte incremento de la conductividad se debe al pequeño volumen de reservas de este acuífero y a la mezcla, forzada por la explotación intensiva, con las aguas salinas del acuitardo triásico.

#### **4.7 LOS ACUÍFEROS DE LA SIERRA DE ESTEPA**

El análisis de toda la información geológica, geofísica e hidrodinámica permite diferenciar cinco acuíferos en las unidades geológicas de la Sierra de Becerrero y del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón: el acuífero de Becerrero, que pertenece a la primera unidad, y los acuíferos Mingo, del Hacho de Lora, de Águilas-Guinchón y de Pleites, que pertenecen a la segunda. Los límites, supuestos, de los distintos acuíferos diferenciados se han representado en el Mapa Hidrogeológico adjunto a esta Memoria (Plano nº 2). En los siguientes capítulos se aborda, con más detalle, el estudio de cada uno.

##### **4.7.1 SECTOR UNIDAD GEOLÓGICA SIERRA DE BECERRERO**

En el domo anticlinal de la Sierra de Becerrero existen 26,2 km<sup>2</sup> de afloramientos jurásicos permeables, que tienen una potencia vertical media de 400 m y que dan lugar al acuífero de la Sierra de Becerrero. El sustrato impermeable está representado por materiales del Triás en facies germano-andaluza y en algunos sectores por materiales del Cretácico inferior. Se supone que todos los bordes, son cerrados, aunque no existen evidencias claras al respecto en los límites E y NE.

Los principales manantiales están situados en la margen sur y sureste de la Sierra de Becerrero, a cotas comprendidas entre 466 y 467 m s.n.m.

La información piezométrica disponible (periodo de 1976 a 2006) indica que la cota de la superficie piezométrica está comprendida entre 10 y 12 m por encima de la cota de drenaje de los manantiales después de los periodos húmedos; sin embargo, la explotación intensiva del acuífero, combinada con los importantes periodos secos, que se producen durante las frecuentes sequías de este ámbito climático, provocan descensos de nivel piezométrico acumulados de más de 30 m, y que originan el agotamiento prácticamente permanente de los manantiales que drenaban el acuífero en condiciones no influenciadas. Este hecho ha impedido obtener hidrogramas que representen su funcionamiento en régimen no influenciado; no obstante, los hidrogramas correspondientes a los escasos e incompletos datos de caudal disponibles permiten deducir que los manantiales respondían de forma amortiguada a la precipitación.

La respuesta piezométrica a las lluvias es bastante homogénea en todos los puntos de control. Las fluctuaciones de la superficie piezométrica a lo largo del año no superan 10 m en los años con precipitaciones superiores a la media y son del orden de 5 m en los años de lluvias medias, si bien todas estas variaciones del nivel piezométrico están muy influenciadas por los bombeos

Los registros verticales de la conductividad eléctrica y de la temperatura del agua realizados en los sondeos han permitido comprobar que ambas variables aumentan en el sentido del flujo subterráneo en la Sierra de Becerrero y que existe una estratificación del agua almacenada en los materiales carbonáticos sobre las aguas, más salinas y de mayor temperatura, atribuibles a los materiales del sustrato triásico. Además, se ha podido comprobar la existencia generalizada de flujos verticales descendentes en el interior de los sondeos.



#### 4.7.2 SECTOR UNIDAD GEOLÓGICA HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN

Con ayuda de la digitalización de la cartografía geológica se ha permitido evaluar una superficie de 8,6 km<sup>2</sup> de afloramientos de materiales acuíferos jurásicos permeables. Los relieves de Mingo, Hacho de Lora, Águilas –Guinchón y Pleites, que se alinean en dirección N-S, representan una serie de afloramientos jurásicos desenraizados y superpuestos mecánicamente sobre el Cretácico de la unidad geológica de Becerrero, lo que implica que estos afloramientos jurásicos constituyen pequeños isleos calcáreos, desconectados hidráulicamente entre sí, que se disponen sobre una masa de materiales de menor permeabilidad.

En las elevaciones del Hacho de Lora y Mingo existen 1,6 y 0,6 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables, respectivamente, con un espesor medio de materiales acuíferos, determinado mediante sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo, del orden de 200 m.

Los dos acuíferos presentan todos sus bordes cerrados al flujo subterráneo, salvo los orientales, donde existe conexión hidráulica con niveles permeables del Mioceno de Estepa. El sustrato impermeable está constituido por materiales triásicos, en la mitad oriental, mientras que, en la occidental, se observa una clara superposición del Jurásico sobre los materiales cretácicos. Los materiales permeables de ambos relieves están desconectados entre sí, habida cuenta de la existencia de afloramientos de materiales triásicos al norte del Hacho de Lora.

No se conoce la existencia de ningún manantial de interés asociado a estos acuíferos. Las descargas en régimen no influenciado se realizaban hacia materiales miocenos y cuaternarios que alimentan el aluvial del arroyo de la Fuente de Santiago, al noreste de La Salada.

Las cotas y evolución temporal de la superficie piezométrica ponen de manifiesto una clara desconexión hidráulica entre ambos sistemas carbonáticos. Existen diferencias de cota piezométrica entre ambos relieves de unos 66,1 m y los descensos piezométricos observados son más fuertes en Mingo, con un descenso acumulado de 28,5 m en el periodo

1999-2006. En el Hacho de Lora, la temperatura del agua tiene una ligera anomalía térmica positiva con respecto a la temperatura del aire y presenta aguas muy salinas, en las que la mineralización aumenta con la profundidad (7,7 a 12,2 mS/cm).

El sistema de Águilas-Guinchón, con 4,4 km<sup>2</sup> de afloramientos de materiales permeables y 350 m de espesor de materiales acuíferos, consiste en un anticlinal volcado, vergente al NO. Los límites norte, sur y este son cerrados al flujo subterráneo, mientras que la delimitación del límite occidental es más compleja, al hundirse los materiales acuíferos bajo el Cretácico. El drenaje de esta estructura se realizaba, antes de estar sometida a la importante explotación actual, próxima a 2 hm<sup>3</sup>/año, por el manantial del Almarjal (355 m s.n.m.). A finales de los años setenta y principios de los ochenta del siglo XX, los hidrogramas del manantial citado sugieren que drenaba un sistema inercial. El análisis de los datos piezométricos evidencia una clara desconexión hidráulica con el resto de afloramientos jurásicos, tanto de esta unidad geológica como de la de Becerrero. Además, se constata un cotinuado descenso de niveles que totaliza 47,4 m en el periodo 1998-2006. En diciembre de 2006 el nivel piezométrico se situaba a 315,5 m s.n.m.

Por último, en el sistema carbonático de Sierra de Pleites existen 2 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables jurásicos, a los que hay que añadir 0,9 km<sup>2</sup> de materiales acuíferos cuaternarios superpuestos sobre los anteriores. El espesor medio de materiales carbonáticos se ha estimado en 300 m, mientras que los materiales de piedemonte alcanzan un espesor máximo de 30 m. La estructura consiste en un pliegue sinclinal volcado hacia el NO. Está separada de la Sierra de Águilas por una falla de origen diapírico, en cuya traza son observables pequeños afloramientos de materiales triásicos, en la mitad meridional del collado que separa ambos relieves. Todos los límites se suponen cerrados al flujo subterráneo. No se conoce la existencia de ningún manantial próximo. El sondeo piezométrico 1641/1/0051, realizado durante el transcurso de la presente investigación, puso de manifiesto que el nivel piezométrico se sitúa entre 350 y 345,6 m s.n.m. Asimismo, la temperatura (19,4 °C) y la conductividad eléctrica (750-1400 µS/cm) presentan valores mayores que los que es frecuente registrar en la Sierra de Becerrero. El registro de la conductividad eléctrica también ha puesto de manifiesto una manifiesta estratificación de la conductividad eléctrica del agua subterránea.

**EVALUACIÓN DE LA RECARGA, LAS RESERVAS Y EL TIEMPO  
MEDIO DE RESIDENCIA DEL AGUA EN LOS ACUÍFEROS DE LA  
SIERRA DE ESTEPA**

## **5 EVALUACIÓN DE LA RECARGA, LAS RESERVAS Y EL TIEMPO MEDIO DE RESIDENCIA DEL AGUA EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA**

### **5.1 INTRODUCCIÓN**

La gestión y la planificación hídrica para no incurrir en una explotación intensiva debería establecerse en función del tiempo de residencia ( $\tau$ ), o lo que es lo mismo, del tiempo de permanencia medio del agua, que es el cociente entre el volumen de reservas (V) y la recarga media (R) ( $\tau = V/R$ ).

Margat y Chauvin (1989) propusieron tres formas básicas de gestionar los acuíferos en función de su tiempo de residencia y de posibles restricciones en el descenso de la superficie piezométrica (ver Capítulo I de esta Memoria). En esencia, estos autores señalan que en los acuíferos de reducido tiempo de residencia y/o en los que se limita el descenso de la superficie piezométrica (conservación de zonas húmedas, de descargas de manantiales, de descargas a ríos, o alteración del equilibrio agua dulce/agua salada, etc), se pueden producir importantes afecciones por la explotación del agua subterránea, aunque ésta sea inferior a la recarga media. En estos supuestos, la extracción de agua subterránea sólo podría incrementarse después de considerar cuidadosamente la respuesta previsible del acuífero al aumento de la explotación. Por el contrario, los acuíferos con mayores tiempos de residencia y con reducidas implicaciones medioambientales podrían soportar una explotación próxima a la recarga media, incluso en algunos casos superior (Margat, 1992; Foster *et al.*, 2006).

Es cierto que, en muchos acuíferos, la información hidrogeológica disponible para calcular el tiempo de residencia es muy limitada, por lo que su determinación llevará aparejado un amplio margen de incertidumbre; sin embargo, esto no debe ser impedimento para su cálculo. Como subraya Custodio (1998) “el progresivo conocimiento de un acuífero basado en la observación bien planteada es el que posibilitará una progresiva mejor gestión, junto a criterios realistas, integración de fuentes de recurso agua y manejo correcto de la escasez con la activa participación de los usuarios”.

En este Capítulo se describen y se aplican a los acuíferos de la Sierra de Estepa distintos métodos de evaluación de la recarga y se calculan sus reservas. Se persigue determinar los tiempos medios de residencia de los acuíferos y, en definitiva, conocer qué tipo de gestión y qué medidas de control serán las más adecuadas para evitar el uso intensivo del agua subterránea.

## **5.2 EVALUACIÓN DE LA RECARGA**

### **5.2.1 CONSIDERACIONES GENERALES**

La recarga de un acuífero, al igual que el caudal de un río o que muchos otros procesos de tipo hidrológico, tiene una amplia variabilidad temporal y espacial. Además, la recarga puede variar por la propia explotación (Bredehoeft *et al.*, 1982; Margat y Thauvin, 1989) o por modificaciones en el uso del territorio (Custodio, 2000; Walker *et al.*, 2002). De todo ello se desprende que la evaluación de la recarga lleva implícitamente asociado un cierto margen de error (Custodio, 1997; de Vries y Simmers, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Beekman y Xu, 2003). Para acotar la incertidumbre de la evaluación de la recarga se recomienda seleccionar y aplicar el mayor número de métodos, preferiblemente que sean complementarios e independientes, y proceder a su calibración y ajuste con series temporales de datos hidrogeológicos.

Custodio (1997) indica que los métodos de evaluación de la recarga deben adecuarse al tipo de recarga que se produce, que habitualmente consiste en: i) recarga difusa del agua de lluvia, ii) recarga concentrada a través de cauces, zonas de infiltración preferencial, etc, iii) flujos laterales procedentes de otros acuíferos, iv) retorno de riegos, y, v) recarga urbana. Para elegir el método más adecuado existe abundante bibliografía en la que se describen las diferentes técnicas de evaluación de la recarga y las condiciones que se requieren para su aplicación (Lerner *et al.*, 1990; Sharma, 1990; Custodio, 1998; Lerner, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; IGME-GHUMA, 2003; Xu y Beekman, 2003).

Las características geométricas y estructurales de los distintos acuíferos de la Sierra de Estepa condicionan que el principal proceso de recarga sea la infiltración procedente del agua de lluvia, al no existir aportes externos de escorrentía y al ser prácticamente despreciables las posibles transferencias laterales de agua de otros acuíferos. Estas circunstancias, unidas a la diferente disponibilidad de información, han condicionado los métodos aplicados: balance diario de agua en el suelo, balance del acuífero, balance de cloruros disueltos en el agua y el método APLIS, que consiste en un método de estimación de la tasa media de infiltración y de su variación espacial mediante el tratamiento, con sistemas de información geográfica, de distintos atributos del terreno.

Se ha intentado utilizar el mayor número de métodos posible, siempre y cuando las condiciones de aplicación del método lo permitieran. El balance diario de agua en el suelo y el método APLIS se aplicaron en todos los acuíferos. El método del balance de cloruros sólo se utilizó en el acuífero de la Sierra de Becerrero y el del balance del acuífero en los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Águilas-Guinchón.

## 5.2.2 BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

### 5.2.2.1 Material y métodos

El balance de agua en el suelo es el método de evaluación de la recarga más utilizado en España (Alcalá, 2005). Es un método sencillo e intuitivo y, sobre todo, permite obtener resultados satisfactorios con la información disponible habitualmente. Sin embargo, su correcta aplicación requiere minimizar todo lo posible el error en la evaluación de la precipitación y de la evapotranspiración y utilizar una escala de tiempo lo más parecida posible a la duración de cada episodio pluviométrico (Lerner *et al.*, 1990; Custodio, 1998; Samper, 1998).

Para tener en cuenta estas consideraciones, se han utilizado series diarias de precipitación y de temperatura máxima y mínima, de manera que se ha podido estimar la evapotranspiración potencial mediante la fórmula de Hargreaves, que en el ámbito del sur peninsular es la que proporciona los resultados más parecidos a los de la ecuación de Penman-Monteih (Vanderlinden *et al.*, 2004; Gavilán *et al.*, 2005). Conocidas la precipitación y la evapotranspiración potencial diaria, se aplicó el método de balance de agua en el suelo de Milly, con distintos valores de capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS).

El carácter arreico de los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Estepa y la comprobada ausencia de escorrentía superficial, incluso durante episodios de alta intensidad de precipitación, han propiciado que en esta investigación se considere que la totalidad de la lluvia útil que se produce sobre los afloramientos carbonáticos es recargada a los acuíferos.

Los resultados de la aplicación del balance de agua en el suelo a la información meteorológica de los observatorios de Estepa, Lora de Estepa y Becerrero, con valores de capacidad de retención de agua en el suelo de 20, 40, 60, 80 y 120 mm, se describen, con detalle, en el Capítulo III de esta Memoria. Debe ser destacado que, en la Sierra de Estepa, los valores promedio de recarga que se generan con el modelo de Milly, con valores de la CRAS de 20 a 60 mm, que son los usuales en suelos asociados a las rocas carbonáticas (Sauter, 1993; Lambán, 1998), están comprendidos entre 279 y 150 mm/año y suponen entre 50 y un 29 % de la precipitación. Si se considera la totalidad de la superficie de afloramientos permeables de la Sierra de Estepa (34,39 km<sup>2</sup>) los recursos medios anuales quedarían comprendidos entre 9,6 y 5,2 hm<sup>3</sup>/año.

Se ha intentado establecer, sin éxito, la variabilidad espacial, en un mismo acuífero, de la capacidad de retención de agua en el suelo comparando la recarga generada con distintos valores de la CRAS con la variación de niveles piezométricos observada en los puntos de control de mayor densidad temporal de datos. No obstante, el análisis realizado, que se detalla en los epígrafes 6.2 y 7.2 de esta Memoria, ha puesto de manifiesto que la variación temporal de la piezometría, en un mismo acuífero, guarda una estrecha relación la lluvia útil calculada con un único valor específico de la CRAS.

En el acuífero de la Sierra de Becerrero la lluvia útil generada con una CRAS de 40 mm, con datos del observatorio de Estepa, es la que mejor se ajusta a los ascensos del nivel piezométrico durante los periodos de lluvia. De igual modo, en los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Ginchón tanto los valores de la CRAS de 20 mm como los de 40 mm permiten obtener series de recarga que explican la variación temporal del almacenamiento.

#### **5.2.2.2 Resultados del balance diario de agua en el suelo en la unidad de Becerrero**

En la Tabla 5.1 se incluye un resumen de la recarga anual que se obtiene en el periodo 1978/79-05/06 en el acuífero de la Sierra de Becerrero, a partir de los datos meteorológicos del observatorio de Estepa y con valores de la CRAS de 20, 40 y 60 mm.

Si se considera la serie de recarga generada con un valor de la CRAS de 40 mm como la representativa de este acuífero, se obtiene una recarga media anual de 200 mm/año, ligeramente inferior a la mediana (212 mm/año) y con unos notables valores de desviación estándar (138 mm/año) y de coeficiente de variación (0,69); por su parte, el coeficiente de infiltración medio es del 37 %. Al considerar la superficie de afloramientos permeables de este acuífero, resulta una recarga media y una desviación estándar de  $5,3 \pm 3,6 \text{ hm}^3/\text{año}$ .

Es interesante poner de manifiesto que el observatorio de Estepa está situado a 604 m s.n.m. y la altitud media de los afloramientos carbonáticos del acuífero de la Sierra de Becerrero, calculada con el modelo digital de elevación del terreno, es de 609 m s.n.m. Sin embargo, las principales zonas de recarga de este acuífero están situadas a cotas superiores a 700 m s.n.m., donde la precipitación media es mayor que la registrada en la estación de Estepa, por lo que es de esperar que la recarga de este acuífero sea algo mayor que la estimada. Por esta razón, en la Tabla 5.2 se presentan los valores de recarga calculados con la exigua serie de datos meteorológicos generada en el observatorio del alto del Becerrero. Pese a la escasa representatividad de los valores medios de esta serie, su análisis permite comprobar que, en los mismos años hidrológicos, la recarga en el alto de Becerrero es aproximadamente un 12 % mayor que la que se obtiene con los datos meteorológicos de la estación de Estepa.



Fecha	P	R (CRAS 20)	R (CRAS 20)	R (CRAS 40)	R (CRAS 40)	R (CRAS 60)	R (CRAS 60)
	mm/año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año
1978/79	742,5	479,7	12,6	453,6	11,9	433,6	11,4
1979/80	479,2	240,8	6,3	164,9	4,3	131,8	3,5
1980/81	427,8	160,1	4,2	107,5	2,8	67,5	1,8
1981/82	559,1	309,4	8,1	247,0	6,5	223,5	5,9
1982/83	527,4	295,0	7,7	225,3	5,9	185,3	4,9
1983/84	604,0	300,6	7,9	240,7	6,3	217,5	5,7
1984/85	660,1	384,1	10,1	319,1	8,4	291,6	7,6
1985/86	472,9	162,4	4,3	141,2	3,7	121,2	3,2
1986/87	610,7	312,8	8,2	216,3	5,7	160,5	4,2
1987/88	661,0	314,4	8,2	266,1	7,0	243,2	6,4
1988/89	465,9	103,4	2,7	39,6	1,0	19,6	0,5
1989/90	780,3	500,1	13,1	448,8	11,8	408,8	10,7
1990/91	551,0	275,3	7,2	221,9	5,8	193,8	5,1
1991/92	424,2	165,2	4,3	67,9	1,8	41,3	1,1
1992/93	306,6	46,5	1,2	0,1	0,0	0	0,0
1993/94	451,1	189,6	5,0	138,6	3,6	118,7	3,1
1994/95	302,7	68,5	1,8	28,9	0,8	8,8	0,2
1995/96	706,2	425,0	11,1	366,6	9,6	327,8	8,6
1996/97	745,2	494,0	12,9	435,0	11,4	408,5	10,7
1997/98	704,1	398,7	10,4	358,8	9,4	322,5	8,5
1998/99	244,4	43,4	1,1	4,7	0,1	0	0,0
1999/00	564,9	221,5	5,8	147,7	3,9	100,2	2,6
2000/01	665,4	355,6	9,3	295,5	7,7	259,9	6,8
2001/02	494,2	209,8	5,5	131,5	3,4	105,5	2,8
2002/03	569,1	257,2	6,7	207,1	5,4	184,2	4,8
2003/04	684,6	358,1	9,4	302,5	7,9	282,4	7,4
2004/05	249,6	54,5	1,4	19,6	0,5	0	0,0
2005/06	343,1	54,8	1,4	15,2	0,4	0	0,0
<b>Media</b>	<b>535,6</b>	<b>256,4</b>	<b>6,7</b>	<b>200,4</b>	<b>5,3</b>	<b>173,5</b>	<b>4,5</b>
<b>Desv. Estándar</b>	<b>154,3</b>	<b>139,9</b>	<b>3,7</b>	<b>138,7</b>	<b>3,6</b>	<b>134,0</b>	<b>3,5</b>
<b>Coef. Variación</b>	<b>0,29</b>	<b>0,55</b>	<b>0,55</b>	<b>0,69</b>	<b>0,69</b>	<b>0,77</b>	<b>0,77</b>
<b>Mediana</b>	<b>555,1</b>	<b>266,3</b>	<b>7,0</b>	<b>211,7</b>	<b>5,5</b>	<b>172,4</b>	<b>4,5</b>
<b>Mín</b>	<b>244,4</b>	<b>43,4</b>	<b>1,1</b>	<b>0,1</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>	<b>0,0</b>
<b>Máx</b>	<b>780,3</b>	<b>500,1</b>	<b>13,1</b>	<b>453,6</b>	<b>11,9</b>	<b>433,6</b>	<b>11,4</b>
<b>Coef. Inf. medio</b>		<b>0,48</b>	<b>0,48</b>	<b>0,37</b>	<b>0,37</b>	<b>0,32</b>	<b>0,32</b>

**Tabla 5.1.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Observatorio de Estepa y periodo 1977/78-2005/06). Leyenda: P= Precipitación anual; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

Fecha	P	R (CRAS 20)		R (CRAS 40)		R (CRAS 60)	
		mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año
2002/03	693,7	381,8	10,0	341,8	9,0	316,4	8,3
2003/04	793,7	464,5	12,2	431,7	11,3	411,6	10,8
2004/05	316,4	118,9	3,1	65,1	1,7	28,3	0,7
2005/06	435,9	149,6	3,9	107,5	2,8	87,5	2,3
<b>Media</b>	<b>559,9</b>	<b>278,7</b>	<b>7,3</b>	<b>236,5</b>	<b>6,2</b>	<b>211,0</b>	<b>5,5</b>
<b>Mediana</b>	<b>564,8</b>	<b>265,7</b>	<b>7,0</b>	<b>224,7</b>	<b>5,9</b>	<b>202,0</b>	<b>5,3</b>
<b>Mím</b>	<b>316,4</b>	<b>118,9</b>	<b>3,1</b>	<b>65,1</b>	<b>1,7</b>	<b>28,3</b>	<b>0,7</b>
<b>Máx</b>	<b>793,7</b>	<b>464,5</b>	<b>12,2</b>	<b>431,7</b>	<b>11,3</b>	<b>411,6</b>	<b>10,8</b>
<b>Coef. Inf. Medio</b>		<b>0,50</b>	<b>0,50</b>	<b>0,42</b>	<b>0,42</b>	<b>0,38</b>	<b>0,38</b>

**Tabla 5.2.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Observatorio de Becerrero y periodo 2002/03-2005/06). Leyenda: P= Precipitación; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

### 5.2.2.3 Resultados del balance diario de agua en el suelo en la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Ginchón

En las tablas 5.3 a 5.6 se presentan las series de recarga anual en los distintos acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón que se obtienen con los datos del observatorio meteorológico de Lora de Estepa. Al igual que en la Sierra de Becerrero, se han aplicado valores de CRAS de 20, 40 y 60 mm.

El análisis comparativo de las series piezométricas y de las series de recarga generadas con distintos valores de la CRAS y con los datos del observatorio meteorológico de la Sierra de Estepa pone en evidencia que la relación aumenta considerablemente con valores de CRAS de 20 y de 40 mm, pero impide precisar cuál de los dos valores es más preciso, debido a la notable influencia de los bombeos en la evolución temporal de los niveles piezométricos.

Por tanto, la recarga media que resulta al considerar valores de CRAS de 20 y de 40 mm implica unos coeficientes de infiltración medios comprendidos entre el 47 y el 36 % de la precipitación, respectivamente, lo que supone, al considerar todos los afloramientos carbonáticos de la unidad, una recarga de  $1,97 \pm 1,03$  y  $1,5 \pm 1,06$  hm<sup>3</sup>/año, respectivamente.

La recarga media y la desviación estándar de la serie que resultan en el acuífero de Mingo (Tabla 5.3) están comprendidas entre  $0,16\pm 0,08$  hm<sup>3</sup>/año (CRAS = 20 mm) y  $0,12\pm 0,08$  hm<sup>3</sup>/año (CRAS = 40 mm). En el acuífero del Hacho de Lora (Tabla 5.4) se obtienen valores de  $0,4\pm 0,21$  hm<sup>3</sup>/año (CRAS = 20 mm) y de  $0,3\pm 0,21$  hm<sup>3</sup>/año (CRAS = 40 mm).

Fecha	P	R (CRAS 20)	R (CRAS 20)	R (CRAS 40)	R (CRAS 40)	R (CRAS 60)	R (CRAS 60)
		Mm/año	hm3/año	mm/año	hm3/año	mm/año	hm3/año
1986/87	484,1	198,4	0,13	102,2	0,07	56,4	0,04
1987/88	590,8	273,0	0,18	233,0	0,15	197,2	0,13
1988/89	461,4	121,6	0,08	41,1	0,03	20,8	0,01
1989/90	634,6	419,6	0,27	369,4	0,24	329,4	0,21
1990/91	418,2	183,1	0,12	141,2	0,09	107,8	0,07
1991/92	429,3	223,9	0,14	136,5	0,09	77,1	0,05
1992/93	378,3	83,9	0,05	38,8	0,03	4	0,00
1993/94	420,6	155,2	0,10	98,8	0,06	59,4	0,04
1994/95	307,2	66,8	0,04	26,8	0,02	6,8	0,00
1995/96	550,1	297,8	0,19	226,7	0,15	178,6	0,12
1996/97	733,3	480,4	0,31	426,5	0,28	394,6	0,26
1997/98	702,8	395,1	0,26	355,1	0,23	322,2	0,21
1998/99	248,2	46,7	0,03	9,7	0,01	0	0,00
1999/00	544,3	225,4	0,15	152,6	0,10	112,7	0,07
2000/01	675,0	384,5	0,25	343,5	0,22	323,4	0,21
2001/02	501,1	231,7	0,15	131,2	0,08	89,1	0,06
2002/03	590,4	294,4	0,19	247,7	0,16	216,2	0,14
2003/04	702,6	408,9	0,26	354,8	0,23	334,7	0,22
2004/05	341,5	135,4	0,09	80,4	0,05	56,4	0,04
2005/06	492,5	181,6	0,12	140,6	0,09	120,6	0,08
<b>Media</b>	<b>510,3</b>	<b>240,4</b>	<b>0,16</b>	<b>182,8</b>	<b>0,12</b>	<b>150,4</b>	<b>0,10</b>
<b>Desviación estándar</b>	<b>138,5</b>	<b>126,4</b>	<b>0,08</b>	<b>129,0</b>	<b>0,08</b>	<b>128,4</b>	<b>0,08</b>
<b>Coef. Variación</b>	<b>0,27</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>	<b>0,71</b>	<b>0,71</b>	<b>0,85</b>	<b>0,85</b>
<b>Mediana</b>	<b>496,8</b>	<b>224,7</b>	<b>0,15</b>	<b>140,9</b>	<b>0,09</b>	<b>110,2</b>	<b>0,07</b>
<b>Mín</b>	<b>248,2</b>	<b>46,7</b>	<b>0,03</b>	<b>9,70</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>
<b>Máx</b>	<b>733,3</b>	<b>480,4</b>	<b>0,31</b>	<b>426,5</b>	<b>0,28</b>	<b>394,6</b>	<b>0,26</b>
<b>Coef. Inf. Medio</b>		<b>0,47</b>	<b>0,47</b>	<b>0,36</b>	<b>0,36</b>	<b>0,29</b>	<b>0,29</b>

**Tabla 5.3.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Mingo (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87-2005/06). Leyenda: P= Precipitación anual; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

Fecha	P	R (CRAS 20)	R (CRAS 20)	R (CRAS 40)	R (CRAS 40)	R (CRAS 60)	R (CRAS 60)
		mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año	mm/año	hm <sup>3</sup> /año
1986/87	484,1	198,4	0,33	102,2	0,17	56,4	0,09
1987/88	590,8	273,0	0,45	233,0	0,38	197,2	0,32
1988/89	461,4	121,6	0,20	41,1	0,07	20,8	0,03
1989/90	634,6	419,6	0,69	369,4	0,61	329,4	0,54
1990/91	418,2	183,1	0,30	141,2	0,23	107,8	0,18
1991/92	429,3	223,9	0,37	136,5	0,22	77,1	0,13
1992/93	378,3	83,9	0,14	38,8	0,06	4,0	0,01
1993/94	420,6	155,2	0,26	98,8	0,16	59,4	0,10
1994/95	307,2	66,8	0,11	26,8	0,04	6,8	0,01
1995/96	550,1	297,8	0,49	226,7	0,37	178,6	0,29
1996/97	733,3	480,4	0,79	426,5	0,70	394,6	0,65
1997/98	702,8	395,1	0,65	355,1	0,58	322,2	0,53
1998/99	248,2	46,7	0,08	9,7	0,02	0,0	0,00
1999/00	544,3	225,4	0,37	152,6	0,25	112,7	0,19
2000/01	675,0	384,5	0,63	343,5	0,57	323,4	0,53
2001/02	501,1	231,7	0,38	131,2	0,22	89,1	0,15
2002/03	590,4	294,4	0,48	247,7	0,41	216,2	0,36
2003/04	702,6	408,9	0,67	354,8	0,58	334,7	0,55
2004/05	341,5	135,4	0,22	80,4	0,13	56,4	0,09
2005/06	492,5	181,6	0,30	140,6	0,23	120,6	0,20
<b>Media</b>	<b>510,3</b>	<b>240,4</b>	<b>0,40</b>	<b>182,8</b>	<b>0,30</b>	<b>150,4</b>	<b>0,25</b>
<b>Desviación estándar</b>	<b>138,5</b>	<b>126,4</b>	<b>0,21</b>	<b>129,0</b>	<b>0,21</b>	<b>128,4</b>	<b>0,21</b>
<b>Coef. Variación</b>	<b>0,27</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>	<b>0,71</b>	<b>0,71</b>	<b>0,85</b>	<b>0,85</b>
<b>Mediana</b>	<b>496,8</b>	<b>224,7</b>	<b>0,37</b>	<b>140,9</b>	<b>0,23</b>	<b>110,3</b>	<b>0,18</b>
<b>Mín</b>	<b>248,2</b>	<b>46,7</b>	<b>0,08</b>	<b>9,7</b>	<b>0,02</b>	<b>0,0</b>	<b>0,00</b>
<b>Máx</b>	<b>733,3</b>	<b>480,4</b>	<b>0,79</b>	<b>426,5</b>	<b>0,70</b>	<b>394,6</b>	<b>0,65</b>
<b>Coef. Inf. Medio</b>		<b>0,47</b>	<b>0,47</b>	<b>0,36</b>	<b>0,36</b>	<b>0,29</b>	<b>0,29</b>

**Tabla 5.4.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero del Hacho de Lora (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06). Leyenda: P= Precipitación anual; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

En el acuífero de Águilas – Guinchón, la recarga media y su desviación estándar tienen unos valores de  $1,05 \pm 0,55 \text{ hm}^3/\text{año}$  (CRAS = 20 mm) y de  $0,80 \pm 0,56 \text{ hm}^3/\text{año}$  (CRAS = 40 mm). En el acuífero de Pleites se obtienen recargas de  $0,36 \pm 0,19 \text{ hm}^3/\text{año}$  y de  $0,28 \pm 0,20 \text{ hm}^3/\text{año}$ , con valores de CRAS de 20 y 40 mm, respectivamente. En este último acuífero se debe considerar la recarga que se produce sobre los materiales del piedemonte superpuestos a las rocas carbonáticas que afloran en la ladera oriental de Pleites. Si se acepta un valor de CRAS de 60 mm, y conocida la superficie de afloramiento de estos materiales, se obtiene una recarga media adicional de  $0,12 \text{ hm}^3/\text{año}$ .

Finalmente, con los distintos valores de CRAS considerados, las reservas medias renovables de los acuíferos de la Sierra de Estepa que se obtienen mediante los balances diarios de agua en el suelo estarían comprendidas entre 6,9 y 7,4 hm<sup>3</sup>/año.

Fecha	P	R (CRAS 20)	R (CRAS 20)	R (CRAS 40)	R (CRAS 40)	R (CRAS 60)	R (CRAS 60)
		mm/año	Hm3/año	mm/año	hm3/año	mm/año	hm3/año
1986/87	484,1	198,4	0,87	102,2	0,45	56,4	0,25
1987/88	590,8	273,0	1,20	233,0	1,02	197,2	0,86
1988/89	461,4	121,6	0,53	41,1	0,18	20,8	0,09
1989/90	634,6	419,6	1,84	369,4	1,62	329,4	1,44
1990/91	418,2	183,1	0,80	141,2	0,62	107,8	0,47
1991/92	429,3	223,9	0,98	136,5	0,60	77,1	0,34
1992/93	378,3	83,9	0,37	38,8	0,17	4,0	0,02
1993/94	420,6	155,2	0,68	98,8	0,43	59,4	0,26
1994/95	307,2	66,8	0,29	26,8	0,12	6,8	0,03
1995/96	550,1	297,8	1,30	226,7	0,99	178,6	0,78
1996/97	733,3	480,4	2,10	426,5	1,87	394,6	1,73
1997/98	702,8	395,1	1,73	355,1	1,55	322,2	1,41
1998/99	248,2	46,7	0,20	9,7	0,04	0,0	0,00
1999/00	544,3	225,4	0,99	152,6	0,67	112,7	0,49
2000/01	675,0	384,5	1,68	343,5	1,50	323,4	1,42
2001/02	501,1	231,7	1,01	131,2	0,57	89,1	0,39
2002/03	590,4	294,4	1,29	247,7	1,08	216,2	0,95
2003/04	702,6	408,9	1,79	354,8	1,55	334,7	1,47
2004/05	341,5	135,4	0,59	80,4	0,35	56,4	0,25
2005/06	492,5	181,6	0,79	140,6	0,62	120,6	0,53
<b>Media</b>	<b>510,3</b>	<b>240,4</b>	<b>1,05</b>	<b>182,8</b>	<b>0,80</b>	<b>150,4</b>	<b>0,66</b>
<b>Desviación estándar</b>	<b>138,5</b>	<b>126,4</b>	<b>0,55</b>	<b>129,0</b>	<b>0,56</b>	<b>128,4</b>	<b>0,56</b>
<b>Coef. Variación</b>	<b>0,27</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>	<b>0,71</b>	<b>0,71</b>	<b>0,85</b>	<b>0,85</b>
<b>Mediana</b>	<b>496,8</b>	<b>224,7</b>	<b>0,98</b>	<b>140,9</b>	<b>0,62</b>	<b>110,3</b>	<b>0,48</b>
<b>Mín</b>	<b>248,2</b>	<b>46,7</b>	<b>0,20</b>	<b>9,7</b>	<b>0,04</b>	<b>0,0</b>	<b>0,00</b>
<b>Máx</b>	<b>733,3</b>	<b>480,4</b>	<b>2,10</b>	<b>426,5</b>	<b>1,87</b>	<b>394,6</b>	<b>1,73</b>
<b>Coef. Inf. Medio</b>		<b>0,47</b>	<b>0,47</b>	<b>0,36</b>	<b>0,36</b>	<b>0,29</b>	<b>0,30</b>

**Tabla 5.5.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Águilas- Guinchón (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87- 2005/06). Leyenda: P= Precipitación anual; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

Fecha	P	R (CRAS 20)		R (CRAS 40)		R (CRAS 60)	
		mm/año	hm3/año	mm/año	hm3/año	mm/año	hm3/año
1986/87	484,1	198,4	0,30	102,2	0,15	56,4	0,09
1987/88	590,8	273,0	0,41	233,0	0,35	197,2	0,30
1988/89	461,4	121,6	0,18	41,1	0,06	20,8	0,03
1989/90	634,6	419,6	0,63	369,4	0,56	329,4	0,50
1990/91	418,2	183,1	0,28	141,2	0,21	107,8	0,16
1991/92	429,3	223,9	0,34	136,5	0,21	77,1	0,12
1992/93	378,3	83,9	0,13	38,8	0,06	4,0	0,01
1993/94	420,6	155,2	0,23	98,8	0,15	59,4	0,09
1994/95	307,2	66,8	0,10	26,8	0,04	6,8	0,01
1995/96	550,1	297,8	0,45	226,7	0,34	178,6	0,27
1996/97	733,3	480,4	0,73	426,5	0,65	394,6	0,60
1997/98	702,8	395,1	0,60	355,1	0,54	322,2	0,49
1998/99	248,2	46,7	0,07	9,7	0,01	0,0	0,00
1999/00	544,3	225,4	0,34	152,6	0,23	112,7	0,17
2000/01	675,0	384,5	0,58	343,5	0,52	323,4	0,49
2001/02	501,1	231,7	0,35	131,2	0,20	89,1	0,13
2002/03	590,4	294,4	0,45	247,7	0,37	216,2	0,33
2003/04	702,6	408,9	0,62	354,8	0,54	334,7	0,51
2004/05	341,5	135,4	0,20	80,4	0,12	56,4	0,09
2005/06	492,5	181,6	0,27	140,6	0,21	120,6	0,18
<b>Media</b>	<b>510,3</b>	<b>240,4</b>	<b>0,36</b>	<b>182,8</b>	<b>0,28</b>	<b>150,4</b>	<b>0,23</b>
<b>Desviación estándar</b>	<b>138,5</b>	<b>126,4</b>	<b>0,19</b>	<b>129,0</b>	<b>0,20</b>	<b>128,4</b>	<b>0,19</b>
<b>Coef. Variación</b>	<b>0,27</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>	<b>0,71</b>	<b>0,71</b>	<b>0,85</b>	<b>0,85</b>
<b>Mediana</b>	<b>496,8</b>	<b>224,7</b>	<b>0,34</b>	<b>140,9</b>	<b>0,21</b>	<b>110,3</b>	<b>0,17</b>
<b>Mín</b>	<b>248,2</b>	<b>46,7</b>	<b>0,07</b>	<b>9,7</b>	<b>0,01</b>	<b>0,0</b>	<b>0,00</b>
<b>Máx</b>	<b>733,3</b>	<b>480,4</b>	<b>0,73</b>	<b>426,5</b>	<b>0,65</b>	<b>394,6</b>	<b>0,60</b>
<b>Coef. Inf. Medio</b>		<b>0,47</b>	<b>0,47</b>	<b>0,36</b>	<b>0,36</b>	<b>0,29</b>	<b>0,30</b>

**Tabla 5.6.** Precipitación anual y recarga anual calculada mediante balance diario de agua en el suelo con el modelo de Milly y con distintos valores de CRAS, en el acuífero de Pleites (Observatorio de Lora de Estepa y periodo 1986/87-2005/06). Leyenda: P= Precipitación anual; R= Recarga anual, CRAS = Capacidad de retención de agua en el suelo (mm).

## 5.2.3 BALANCE DE AGUA EN EL ACUÍFERO

### 5.2.3.1 Material y métodos

La recarga calculada por el método del balance de agua en un acuífero se plantea entre dos fechas en las que es conocida la cota piezométrica. Se considera que el incremento de volumen de agua almacenada por encima del nivel piezométrico inicial, es decir el que corresponde a ascenso piezométrico observado equivale al volumen de recarga (Samper, 1997; Fetter, 2001; Jennings *et al.*, 2001), de forma que:

$$R\Delta t = S x A x \Delta h \quad (1)$$

Donde:

$R$  = recarga (expresada en volumen por unidad de tiempo)

$\Delta t$  = intervalo de tiempo en el que se produce el ascenso de nivel piezométrico

$S$  = valor medio de la porosidad drenable

$A$  = área de afloramiento del acuífero

$\Delta h$  = ascenso del nivel piezométrico

El uso de la ecuación anterior requiere admitir una serie de simplificaciones cuya validez será necesario estudiar y contrastar antes de su aplicación (Samper, 1997):

i) En la ecuación (1) se ignoran las salidas y el resto de las entradas en el acuífero durante el periodo de balance. Algunas entradas o salidas tienen en general un magnitud mucho menor que la recarga que se produce durante los eventos lluviosos (generalmente, de pocos días de duración); sin embargo, en los acuíferos sometidos a explotación intensiva, el efecto de los bombes deberá ser considerado.

ii) El coeficiente de almacenamiento que utiliza la expresión representa el valor medio de la porosidad drenable; por tanto, deberá estudiarse su variabilidad en la zona de variación del nivel piezométrico.

iii) La ecuación (1) utiliza el ascenso piezométrico medio en el acuífero. Se debe tener en cuenta que este valor de  $\Delta h$  varía espacialmente por distintas causas y que asumir que un único valor representativo implica aceptar un error cuya magnitud depende de la variabilidad espacial de la recarga. A este respecto, Custodio y Llamas (1983) señalan que las fluctuaciones del nivel piezométrico pueden estar afectas por numerosos factores y procesos, entre los que cabe destacar los siguientes (Samper, 1997):

a) las características del sondeo y de su estado de conservación.

b) los efectos barométricos y de las mareas

c) las posibles variaciones producidas por bombeos próximos. En zonas donde las extracciones por bombeo se destinan al regadío, los periodos de lluvias suelen coincidir con las épocas en las que se deja de bombear. Por ello, los ascensos de nivel ocasionados por recuperación del bombeo no deberían ser confundidos con el ascenso de la superficie piezométrica ocasionada por la recarga.

d) las características de la zona no saturada. El tiempo de respuesta de la recarga es muy variable, al depender del espesor, de la permeabilidad, de la heterogeneidad de la zona no saturada y de la existencia de fracturas y/o discontinuidades que pueden facilitar la infiltración rápida del agua de lluvia.

En el caso de los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Águilas-Guinchón se cumplen una serie de condiciones que permiten el cálculo de la recarga a partir del análisis de la variación del nivel piezométrico: existe un reducido tiempo de respuesta de la superficie piezométrica a la recarga, se cuenta con una serie de datos del nivel piezométrico representativa y la superficie de recarga de los acuíferos es bien conocida. Sin embargo, el principal inconveniente para aplicar la expresión (1) deriva de la importante influencia de los bombeos en la evolución del nivel piezométrico. Para considerar el efecto de los bombeos en los balances de agua con los que se determina la recarga a partir del ascenso del nivel piezométrico, Murillo y de la Orden (1996) formularon el algoritmo de cálculo denominado ERAS (acrónimo de Evaluación de la Recarga en Acuíferos Sobreexplotados), programado en una Hoja de cálculo Excell (Armayer *et al.*, 2001).



El programa ERAS, que proviene, a su vez, del código MEDA (Iglesias-López, 1984), ha sido aplicado con excelentes resultados en distintos acuíferos carbonáticos del sureste peninsular (Armayer *et al.*, 2001; IGME, 2003a, b; Murillo *et al.*, 2004; Murillo y Roncero Pinar, 2005; Aguilera y Murillo, 2006).

El código ERAS considera que la recarga natural al acuífero es una fracción de la lluvia útil ( $ER$ ), que viene determinada por la expresión siguiente:

$$ER_i = P_i - T_i^\beta$$

Donde  $P_i$  y  $T_i$  son la precipitación y temperatura en el mes  $i$ , y  $\beta$  un parámetro de calibración, cuyo valor medio, determinado por experimentación (Iglesias-López, 1984), es 1,4, pero que puede estar comprendido entre 1,3 (zonas frías) y 1,6 (zonas cálidas). Esta última expresión fue deducida a partir del estudio comparativo de los datos de lluvia útil, de precipitación y de temperatura, facilitados en el trabajo realizado por Elías y Jiménez (1965), en el que se realizaron balances de agua en el suelo, en buena parte de la geografía española, con distintos métodos de cálculo de la evapotranspiración potencial. La recarga natural al acuífero en el mes  $i$  se expresa:

$$R_i = M(P_i - T_i^\beta)^N \quad (2)$$

$M$  y  $N$  son parámetros adimensionales, de correlación lineal el primero y potencial el segundo, que están sujetos a calibración.

La variación en el almacenamiento ( $VS_i$ ) que tiene lugar en el periodo  $i$  se estima mediante la siguiente expresión:

$$VS_i = \Delta h_i FGS = \Delta h_i (A \times S)_i \quad (3)$$

Donde  $\Delta h_i$  es la variación del nivel piezométrico y  $FGS$  es igual al producto del coeficiente de almacenamiento ( $S$ ) por el área del acuífero ( $A$ ).

La variación en el almacenamiento ( $VS$ ) también se puede expresar como:

$$VS_i = R_i - B_i \quad (4)$$

Donde  $B_i$  es la cantidad de agua bombeada en el mes  $i$ . Igualando las expresiones (2) y (3), se obtiene una expresión que relaciona las variables “variación del nivel piezométrico” con la “recarga” y la “extracción por bombeo” para un mes  $i$  determinado:

$$R_i - B_i = \Delta h_i FGS$$
$$\Delta h_i = \left[ M(P_i - T_i^\beta)^N - B_i \right] / FGS \quad (5)$$

Los periodos de simulación se identifican con cada mes natural. Los datos de entrada al modelo (precipitaciones, temperaturas, bombeos y variaciones del nivel piezométrico) han de usarse según este mismo paso de tiempo. Para conseguir ajustar los  $\Delta h_i$  reales con los  $\Delta h_i$  del modelo, se deben calibrar de forma iterativa los valores de  $M$ ,  $N$  y  $S$  de la ecuación (5); este último parámetro ( $S$ ) es función de la litología del acuífero. El paso siguiente consiste en el análisis de sensibilidad de los parámetros de calibración.

El periodo de calibración en los tres acuíferos considerados ha sido el comprendido entre 2001 y 2006, debido a que en este periodo se tienen datos de extracciones continuos y fiables. Los datos de precipitación y temperatura media mensual utilizados provienen del observatorio de Lora de Estepa (ver Capítulo III).

En los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora la explotación se dedica íntegramente al riego de olivos y se concentra en el periodo comprendido entre abril–mayo y octubre. La práctica totalidad de las extracciones del acuífero de Mingo se realizan en el sondeo de igual nombre (1641/1/0044), mientras que en el acuífero de Hacho de Lora se reparten entre un 60-65 %, en el sondeo Hacho (1641/1/0042), y un 35-40 % en un sondeo próximo (1641/1/0046). Los datos de extracción fueron facilitados por los técnicos que controlan la explotación, al igual que los datos de nivel piezométrico.

En el acuífero del Hacho de Lora la explotación media anual en el periodo considerado ha sido de 0,311 hm<sup>3</sup>/año, frente a 0,243 hm<sup>3</sup>/año en el acuífero de Mingo. En ambos sistemas los máximos bombeos se produjeron en julio y agosto, coincidiendo con el periodo de mayor déficit hídrico.

Los niveles piezométricos utilizados para la calibración son niveles estáticos registrados en los sondeos del Hacho (1641/1/0042) y Mingo (1641/1/0044). Durante las campañas de riego la medida del nivel se realiza antes del arranque del equipo de impulsión, que bombea durante las horas valle.

En el acuífero de Águilas-Guinchón la práctica totalidad del agua se destina al abastecimiento de la población. Desde el sondeo Casariche I (1641/1/0025) se abastece a la población citada, mientras que desde el sondeo 1641/1/0039, de la Mancomunidad de abastecimiento “El Puntal”, se abastece a Badolatosa, Casariche, La Roda de Andalucía y Lora de Estepa. En el acuífero de Águilas-Guinchón la explotación media fue de 1,78 hm<sup>3</sup>/año. Los niveles piezométricos se controlan por el IGME en el piezómetro 1641/1/0024, situado a unos 600 m del sondeo de bombeo más próximo.

### **5.2.3.2 Calibración del modelo**

La calibración de los parámetros M, N y S de la ecuación (5) se hace de forma iterativa, hasta conseguir que la diferencia entre los niveles piezométricos modelizados y los medidos sea inferior a un valor de cierre, que sería el error asumido.

En el caso del coeficiente de almacenamiento, se parte de un valor acorde a la litología de los materiales acuíferos. En la mayor parte de los acuíferos carbonáticos de la zona de estudio, los valores más frecuentes de porosidad eficaz están comprendidos entre 0,02 y 0,03 (Ortiz *et al.*, 1994; Martos-Rosillo, 2005).

La calibración final de la expresión (5), aplicada a los acuíferos de Mingo (6), del Hacho de Lora (7), y de Águilas-Guinchón (8), resulta como sigue:

$$\Delta h_i = [1,6 \cdot (P_i - T_i^\beta)^{0,91} - B_i] / (A \cdot 0,025) \quad (6)$$

$$\Delta h_i = [0,87 \cdot (P_i - T_i^\beta)^{1,01} - B_i] / (A \cdot 0,03) \quad (7)$$

$$\Delta h_i = [1 \cdot (P_i - T_i^\beta)^{0,96} - B_i] / (A \cdot 0,029) \quad (8)$$

Asimismo, en la Tabla 5.7 se muestran los valores de los parámetros M, N y S obtenidos en la calibración.

	Mingo	Hacho de Lora	Águilas-Guinchón
<b>M</b>	1,60	0,87	1,00
<b>N</b>	0,91	1,01	0,96
<b>S</b>	0,025	0,030	0,029

**Tabla 5.7.** Valores de los parámetros del código ERAS después de su calibración en los acuíferos de Mingo, Hacho de Lora y Águilas-Guinchón.

En el caso del modelo del acuífero de Mingo el resultado es aberrante. Para la calibración ha sido necesario asignar un valor mayor de 1 al parámetro M de la ecuación (2). La recarga que resulta es superior a la lluvia útil sobre los afloramientos del acuífero; por tanto, hay que asumir que existen otras entradas hídricas al sistema, que probablemente corresponden al retorno de regadío de algunos olivares instaurados sobre los afloramientos carbonáticos y/o a la infiltración profunda procedente de los materiales miocenos y cuaternarios que afloran al este del acuífero de Mingo. Esta hipótesis explicaría el incremento observado en los contenidos en nitratos en las aguas subterráneas del acuífero de Mingo, que procederían de los cultivos de olivar existentes tanto sobre las calizas como, más probablemente, sobre los afloramientos miocenos.

En las Figuras 5.1 a 5.3 se representan los resultados de la calibración del código ERAS en los tres acuíferos. En cada figura se incluyen cuatro gráficas. En las dos primeras se representa la evolución mensual de la recarga y de las extracciones, y la evolución de la precipitación mensual (del observatorio de Lora de Estepa) frente a los niveles piezométricos medidos y los simulados, respectivamente. En la tercera, se correlacionan los valores medidos y los simulados, se representa la recta de regresión lineal, el correspondiente  $R^2$ , y, finalmente, se presenta el análisis de sensibilidad del parámetro S, con objeto de mostrar el escaso rango de valores que admiten los modelos.

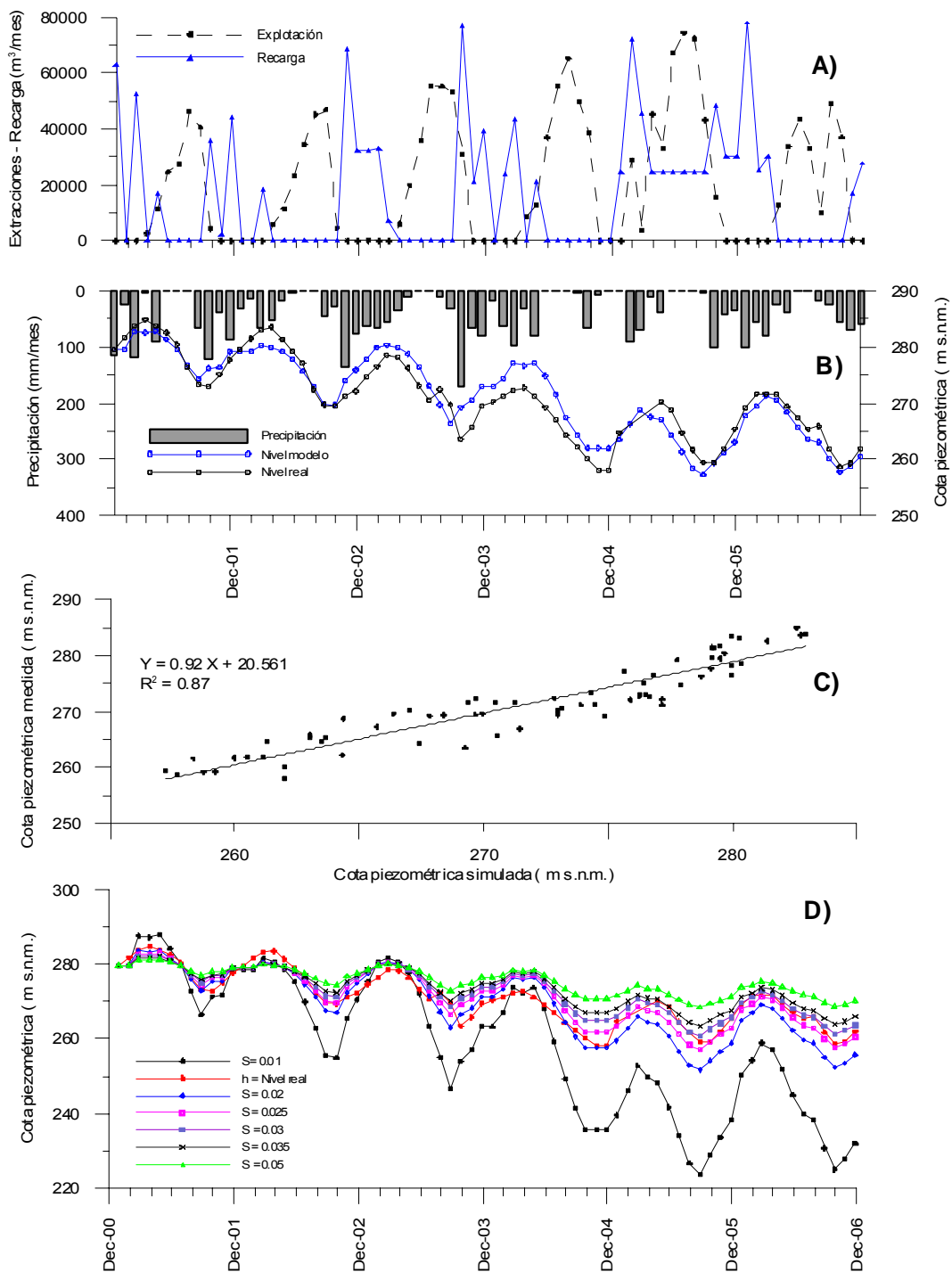
Las líneas de regresión entre los niveles piezométricos medidos y los simulados resultan valores aceptables de  $R^2$ , siempre mayores de 0,8. Los mayores errores en la calibración coinciden con los acuíferos en los que los datos de las extracciones son menos precisos.

Después de la fase de calibración se realizó un análisis de sensibilidad de cada uno de los parámetros de ajuste del modelo. Para ello, en cada serie simulada se modifica el valor de un parámetro y se dejan fijos los demás. Así es posible comparar la reacción del modelo a los cambios de los parámetros y determinar qué parámetros son los más sensibles. En las figuras 5.1 a 5.3, se incluyen las series de nivel piezométrico generadas con distintos valores de S por su especial importancia. Se comprueba que los tres modelos son muy sensibles, a la variación de este parámetro y que, fuera del rango comprendido entre 0,02 y 0,03, los valores del nivel piezométrico simulado tienden a alejarse de los reales. El análisis de sensibilidad de N indica que en los tres casos los modelos no son coherentes con datos fuera del intervalo 0,95 a 1,05. En el caso del parámetro M, que es de los tres parámetros de calibración el que más influye en el valor final de la recarga, se comprueba que los rangos de variación admisibles están entre una y dos décimas por encima y por debajo del valor de ajuste de cada modelo.

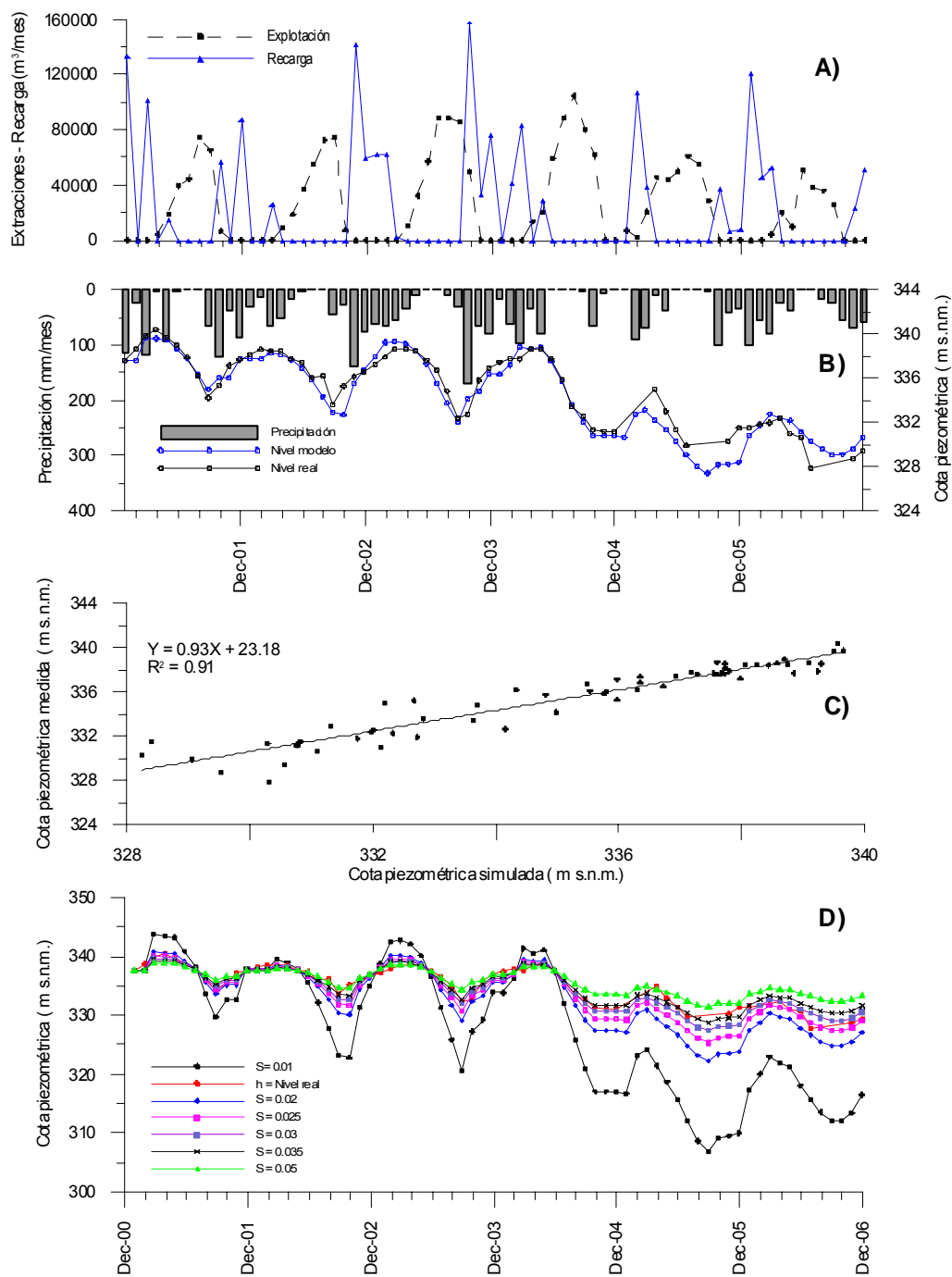
### **5.2.3.3 Generación de series históricas de recarga**

Con los valores de los parámetros de calibración y con los datos de precipitación y de temperatura del observatorio de Lora de Estepa, se han generado las correspondientes series históricas de recarga mensual del periodo 1981-2006.

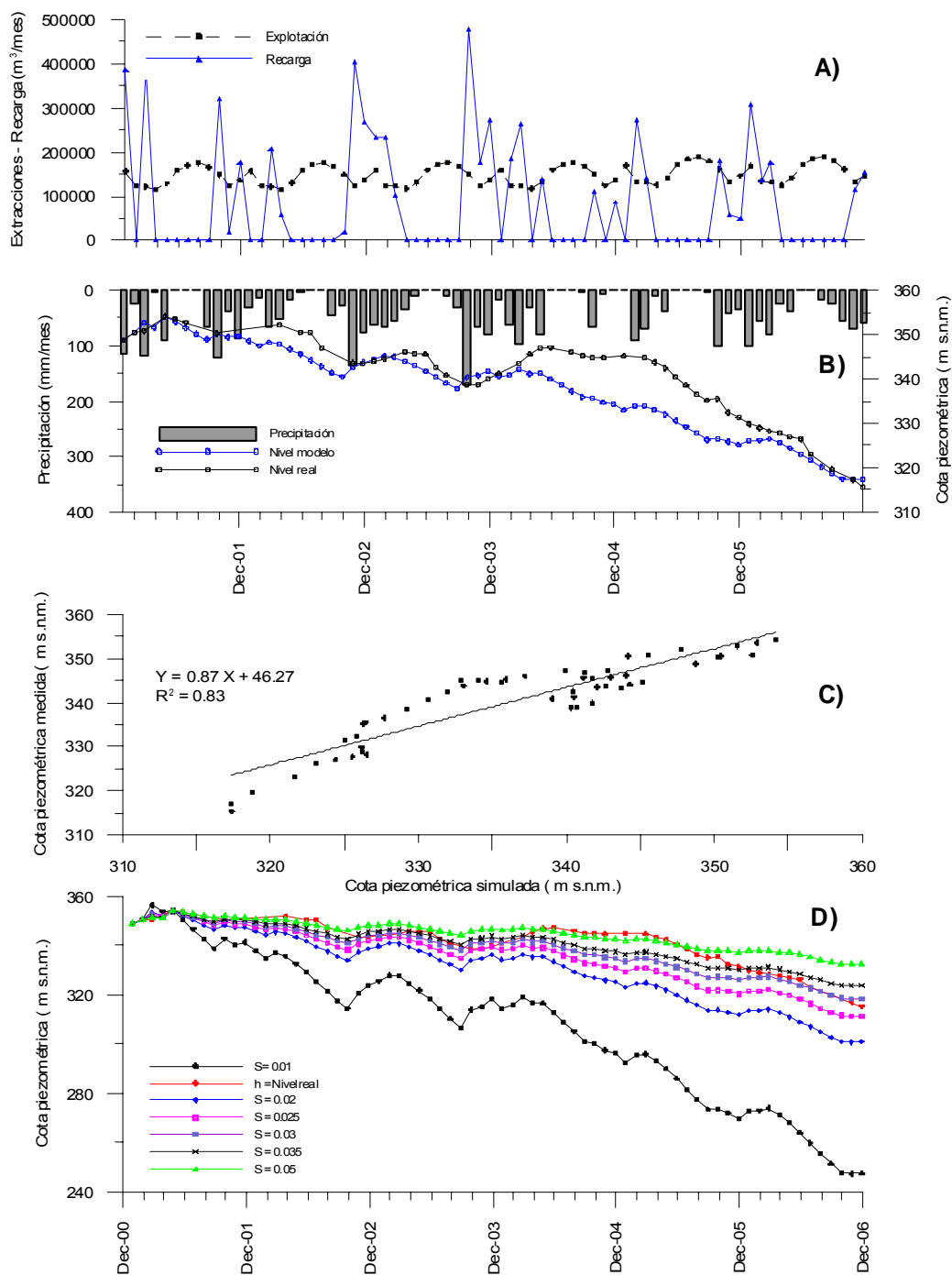
En la Tabla 5.8 se resumen los estadísticos descriptivos de las series de recarga generadas. La dispersión de la recarga alrededor de la media, definida por su desviación estándar y por el coeficiente de variación, es elevada, en especial en el acuífero del Hacho de Lora, en el que resulta un menor coeficiente de infiltración medio.



**Figura 5.1.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero de Mingo con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento, manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.



**Figura 5.2.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero del Hacho de Lora con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento, manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.



**Figura 5.3.** Resultados de la calibración del balance de agua en el acuífero de Águilas-Guinchón con el programa ERAS. A) Evolución de la recarga y de las extracciones. B) Evolución de la precipitación (observatorio de Lora de Estepa), de los niveles piezométricos medidos y de los niveles simulados con ERAS. C) Gráfica de dispersión de los datos piezométricos medidos y simulados. D) Evolución temporal del nivel simulado con distintos coeficientes del almacenamiento (S), manteniendo constante el resto de los parámetros de calibración.



	Precipitación mm/año	Mingo Recarga (m <sup>3</sup> /año)	Hacho de Lora Recarga (m <sup>3</sup> /año)	Águilas-Guinchón Recarga (m <sup>3</sup> /año)
<b>Media</b>	509,4	163.015	309.709	940.468
<b>Desviación estándar</b>	167,5	85.873	197.465	461.584
<b>Coef. Variación</b>	0,33	0,53	0,64	0,49
<b>Mediana</b>	486,7	131.740	225.183	780.049
<b>Mín</b>	228,8	38.553	49.551	247.689
<b>Máx</b>	961,5	402.087	871.406	2.227.468
<b>Coef. Inf. med.</b>		0,50	0,37	0,42

**Tabla 5.8.** Estadísticos descriptivos de la precipitación anual del observatorio de Lora de Estepa y de la recarga anual determinada con el programa ERAS (Periodo 1986-2006).

Los valores más bajos del promedio de la tasa de recarga corresponden al acuífero del Hacho de Lora (37%), seguido del de Águilas-Guinchón (42%). El mayor coeficiente de infiltración se obtiene en el acuífero de Mingo (50%). Estos resultados son totalmente coherentes con las observaciones realizadas en el apartado de Geología de esta Memoria (Capítulo III); el acuífero de Mingo presenta una topografía menos accidentada y además está cubierto por una amplia extensión de campos de lapiaz que favorecen la infiltración del agua de lluvia; por el contrario, en el acuífero del Hacho de Lora, el relieve es muy accidentado y hay un menor desarrollo de las formas exokársticas.

En el acuífero de Mingo, de ser ciertas las hipótesis de partida, resultan una recarga y una tasa de recarga medias de 0,167 hm<sup>3</sup>/año y 50 %, respectivamente; en 1996 se produjo la recarga máxima, con 0,40 hm<sup>3</sup>/año, y en 1995 es la mínima, con 0,038 hm<sup>3</sup>/año.

La recarga en el acuífero del Hacho de Lora durante el periodo 1986-2001 ha estado comprendida entre 0,870 hm<sup>3</sup>/año (1996) y 0,049 hm<sup>3</sup>/año (1995), con un valor medio de 0,31 hm<sup>3</sup>/año, que representa un 37% de la precipitación sobre los materiales permeables.

La recarga media del acuífero de Águilas-Guinchón en el periodo considerado es de 0,940 hm<sup>3</sup>/año, con un máximo de 2,23 hm<sup>3</sup>/año, en 1996, y un mínimo de 0,247 hm<sup>3</sup>/año, en 1995.

## 5.2.4 BALANCE DE CLORUROS

### 5.2.4.1 Material y métodos

El método de estimación de la recarga procedente del agua de lluvia mediante el balance de cloruros aprovecha el comportamiento altamente conservativo de este ión y consiste en comparar la aportación de cloruros de la lluvia con la del agua de recarga existente en la parte superior del nivel freático o en eventuales niveles freáticos colgados (Custodio y Llamas, 1983; Lerner *et al.*, 1990; Word y Stanford, 1995; Custodio, 1997; Alcalá, 2005).

En los últimos años el método ha sido aplicado con buenos resultados en el ámbito de la Cordillera Bética (Iglesias *et al.*, 1996; Cardoso, 1997; Benavente *et al.*, 2005; Contreras *et al.*, 2006; Martos-Rosillo *et al.*, 2006b; González-Ramón, 2007). En este sentido debe ser destacada la Tesis Doctoral de F. J. Alcalá (*op.cit*), en la que se estudia la recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico y en la que se incluye una amplia bibliografía al respecto.

En el caso más general, considerando valores medios anuales, dicho balance podría expresarse (Custodio, 1997)

$$RC_R = PC_P - E_S C_E + a_S - a_V + a_V'$$

donde:

$R$  = recarga (mm/año)

$P$  = precipitación media (mm/año)

$E_S$  = escorrentía superficial media (mm/año)

$C_P$  = contenido medio en  $Cl^-$  del agua de lluvia (mg/l)

$C_R$  = contenido medio en  $Cl^-$  del agua de recarga (mg/l)

$C_E$  = contenido medio en  $Cl^-$  del agua de escorrentía superficial (mg/l)

$a_S$  = aporte de  $Cl^-$  tomados del suelo o aportados artificialmente ( $mg/m^2$ año)

$a_V$  = retención de  $Cl^-$  tomados de la vegetación ( $mg/m^2$ año)

$a_V'$  = devolución de  $Cl^-$  del suelo al morir la vegetación ( $mg/m^2$ año).

La importante concentración de cloruros no aportados por la precipitación en buena parte de las aguas subterráneas de los acuíferos que integran la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón impide la aplicación de este método de evaluación de la recarga. Es cierto que la modelización hidroquímica realizada en el capítulo 5 de esta Memoria ha permitido calcular, mediante la simulación hidroquímica, la concentración de cloruros del agua de estos acuíferos antes de mezclarse con las aguas atribuidas a los materiales triásicos; sin embargo, este resultado no deja de ser una mera aproximación que añadiría una incertidumbre adicional a la del propio método. Pero, si se supone, como ocurre en una gran extensión del acuífero de la Sierra de Becerrero, que no existe aporte artificial de cloruros al suelo, ni tampoco extracción, y que los cloruros retenidos por la vegetación son liberados cuando ésta muere, la expresión del balance se simplificaría del siguiente modo:

$$RC_R = PC_P - E_S C_E$$

Por otra parte, la alta permeabilidad de los materiales carbonáticos que constituyen el acuífero de la Sierra de Becerrero da lugar a que la escorrentía superficial sea prácticamente inexistente, lo que autoriza a ignorarla en el balance, en el que únicamente intervienen los términos correspondientes al agua de recarga y al agua de lluvia; por tanto:

$$RC_R = PC_P$$

Aceptadas estas simplificaciones, se ha realizado un balance de cloruros del sector acuífero de Becerrero.

El agua de lluvia se ha muestreado en el pluviocaptor instalado en el alto de Becerrero, junto a la estación meteorológica del IGME. Los puntos de muestreo del agua subterránea se indican en la Tabla 5.9 y en la Figura 4.1. Entre estos últimos se han incluido puntos de características relativamente diversas: el manantial de Fuente Roya, “colgado” sobre el nivel piezométrico regional, y varios sondeos y piezómetros más profundos.

En el balance se ha tenido en cuenta el valor medio y el error medio asociado a cada uno de los términos utilizados:

- Precipitación media en el área de recarga de cada punto de control ( $P$ ). Corresponde a la precipitación media ocurrida sobre materiales permeables del acuífero de Becerrero; el error asignado a este término es la desviación estándar de la precipitación anual, en el periodo 1977-2006, en el observatorio meteorológico de Estepa.

- Concentración de cloruros del agua de lluvia en el área de recarga de cada punto de control ( $C_P$ ). Se ha determinado utilizando la media aritmética de las concentraciones de cloruro de todas las muestras de agua de lluvia del periodo 2003-2006 del pluviocaptor instalado en al alto de Becerrero (ver Capítulo II); se asigna un error que corresponde a la desviación estándar de las concentraciones determinadas.

- Concentración de cloruros del agua de recarga ( $C_R$ ). Se utiliza en cada caso la media de las concentraciones de cloruros de todas las muestras de agua de este tipo recogidas en cada uno de los puntos de control. Se asume un error igual a la desviación estándar de la serie de concentraciones.

El balance ha permitido estimar la recarga media en el sector de la Sierra de Becerrero y el error asociado. El error se ha calculado utilizando la siguiente expresión (Lambán, 1998):

$$\sigma_R^2 = \left( \frac{C_P}{C_R} \sigma_P \right)^2 + \left( \frac{P}{C_R} \sigma_{CP} \right)^2 + \left( P \frac{C_P}{C_R^2} \sigma_{CR} \right)^2$$

o lo que es lo mismo ( $PC_P = RC_R$ )

$$\delta_R^2 = R^2 \left[ \left( \frac{\delta_P}{P} \right)^2 + \left( \frac{\delta_{CP}}{C_P} \right)^2 + \left( \frac{\delta_{CR}}{C_R} \right)^2 \right]$$

donde:

$\sigma_R$  = error asociado a la recarga

$\sigma_P$  = error asignado a la precipitación media en el área de recarga de cada punto de control

$\sigma_{C_p}$  = error asignado al contenido en cloruro del agua de lluvia en el área de recarga de cada punto de control

$\sigma_{C_R}$  = error asignado al contenido en cloruro del agua de cada punto de control.

#### 5.2.4.2 Resultados del balance cloruros en el acuífero de la Sierra de Becerrero

En las Tablas 5.9 y 5.10 se presentan los términos del balance y los valores obtenidos de la recarga. En la primera tabla se tienen en cuenta la totalidad de las muestras de agua de lluvia captadas en el pluviocaptor de Becerrero. En la segunda, se eliminan las dos primeras muestras del agua de lluvia, recogidas al inicio del año 2003, debido a las concentraciones relativamente altas de este ión, que parecen estar influenciadas por una mala preparación previa del recipiente tomamuestras; anomalía que fue resuelta mediante su substitución.

En la Tabla 5.9 se comprueba que el valor medio de la recarga es de 207,8 mm/año, que supone un 37,9% de la precipitación. No obstante, el error medio resulta ser muy elevado (36%), debido a la importante desviación estándar de la concentración de cloruros del agua de lluvia. En la Tabla 5.10 se presentan los mismos cálculos, pero sin tener en cuenta las dos primeras muestras del agua de lluvia, recogidas a principios del año 2003. Se comprueba que la recarga que resulta es menor (178,3 mm/año) que la que se obtenía anteriormente, al igual que el coeficiente de error (27,20%).

Nombre	P	d P	C <sub>p</sub>	d(C <sub>p</sub> )	N	C <sub>R</sub>	d(C <sub>R</sub> )	N	R	R(%)	d R	d R(%)
<b>Fte. Santiago 1641/1/0001</b>	547,70	166,80	4,50	3,50	17	10,94	6,31	48	225,29	<b>41,13</b>	228,68	<b>43,59</b>
<b>Fte. Royo 1541/4/0006</b>	547,70	166,80	4,50	3,50	17	14,58	4,32	12	169,04	<b>30,86</b>	149,82	<b>28,92</b>
<b>Cantera Flores 1541/4/0048</b>	547,70	166,80	4,50	3,50	17	9,87	0,99	8	249,71	<b>45,59</b>	210,08	<b>40,79</b>
<b>Cantera SA 1541/8/0050</b>	547,70	166,80	4,50	3,50	17	13,17	1,72	6	187,18	<b>34,18</b>	158,26	<b>30,71</b>
<b>Media</b>									<b>207,81</b>	<b>37,94</b>	<b>186,71</b>	<b>36,00</b>

**Tabla 5.9.** Términos del balance utilizados y valores de recarga obtenidos para cada punto de muestreo del agua de recarga en el acuífero Sierra de Becerrero. N° IPA, número de inventario de puntos acuíferos del IGME; P, Precipitación media anual (mm/año);  $\delta_p$  error asignado a la precipitación (mm/año); C<sub>p</sub>, contenido medio de Cl<sup>-</sup> de la lluvia (mg/l), C<sub>R</sub>, contenido medio de Cl<sup>-</sup> del agua de recarga (mg/l); R, recarga (mm/año); R(%), coeficiente de recarga,  $\delta_R$ , error de la recarga (mm/año).

Nombre	P	d P	C <sub>p</sub>	d(C <sub>p</sub> )	N	C <sub>R</sub>	d(C <sub>R</sub> )	N	R	R(%)	d R	d R(%)
<b>Fte, Santiago 1641/1/0001</b>	547,70	166,80	3,86	2,53	15	10,94	6,31	48	193,30	<b>35,29</b>	178,71	<b>34,35</b>
<b>Fte, Royo 1541/4/0006</b>	547,70	166,80	3,86	2,53	15	14,58	4,32	12	145,04	<b>26,48</b>	113,27	<b>22,20</b>
<b>Cantera Flores 1541/4/0048</b>	547,70	166,80	3,86	2,53	15	9,87	0,99	8	214,25	<b>39,12</b>	156,30	<b>30,92</b>
<b>Cantera SA 1541/8/0050</b>	547,70	166,80	3,86	2,53	15	13,17	1,72	6	160,60	<b>29,32</b>	117,94	<b>23,31</b>
<b>Media</b>									<b>178,30</b>	<b>32,55</b>	<b>141,56</b>	<b>27,70</b>

**Tabla 5.10** Términos del balance utilizados y valores de recarga obtenidos para cada punto de muestreo del agua de recarga en el sector acuífero Sierra de Becerrero (no se consideran las dos primera muestras del pluviocaptor de Becerrero). N° IPA, número de inventario de puntos acuíferos del IGME; P, Precipitación media anual (mm/año);  $\delta_p$  error asignado a la precipitación (mm/año); C<sub>p</sub>, contenido medio de Cl<sup>-</sup> de la lluvia (mg/l), C<sub>R</sub>, contenido medio de Cl<sup>-</sup> del agua de recarga (mg/l); R, recarga (mm/año); R(%), coeficiente de recarga,  $\delta_R$ , error de la recarga (mm/año).

Si se tiene en cuenta la totalidad de la superficie de afloramientos permeables de la Sierra de Becerrero y la precipitación media del observatorio de Estepa, la recarga estaría comprendida entre 4,7 y 5,5 hm<sup>3</sup>/año.

## 5.2.5 EL MÉTODO APLIS

### 5.2.5.1 Material y métodos

En este apartado se ha aplicado el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003) a los distintos acuíferos que integran la Sierra de Estepa. Este método ha sido ideado para: i) estimar la tasa de recarga media a los acuíferos carbonáticos (expresada en porcentaje de precipitación), mediante la combinación de diferentes variables (geológicas, geográficas, morfológicas y edafológicas) y ii) establecer la distribución espacial de la recarga en los acuíferos.

El método APLIS ha sido ensayado con éxito en ocho acuíferos de la Cordillera Bética (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al.*, 2004a; Durán *et al.*, 2004), representativos del conjunto de cordilleras alpinas circunmediterráneas, debido a su amplio rango de características climáticas, geológicas, geomorfológicas, topográficas, edafológicas e hidrogeológicas (Jiménez *et al.*, 2002b; IGME-GHUMA, 2003).

Recientemente, APLIS fue aplicado en la Sierra de Becerrero (Martos-Rosillo *et al.*, 2008b). En este trabajo se comparó la tasa anual de recarga que resultó de la aplicación del método APLIS con la obtenida con otros métodos más convencionales, utilizados previamente en el acuífero citado (Martos-Rosillo *et al.*, 2006b). Los resultados fueron muy similares. Sin embargo, para la correcta aplicación del método APLIS, fue necesario considerar tan sólo los afloramientos de roca permeable, y desestimar, en el cálculo de la tasa de infiltración, los afloramientos de materiales cretácicos, de carácter acuitardo. Pese a esta salvedad, que es coherente con el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero, los resultados recomendaron aplicar el método APLIS a la totalidad de la Sierra de Estepa, para poder así evaluar los recursos medios renovables con otro método diferente y complementario de los tradicionales.

El método APLIS asume que la recarga media anual es siempre proporcional a la precipitación y trata de conocer la constante de proporcionalidad de cada acuífero, en función de variables intrínsecas del mismo: Altitud, Pendiente, Litología, Infiltración (formas de absorción preferencial) y Suelo. Las iniciales de dichas variables determinan el acrónimo que da nombre al método APLIS (Andreo *et al.*, 2004b).

Para su aplicación, se requiere elaborar varios mapas, mediante un Sistema de Información Geográfico, en los que se cartografía cada una de las variables que intervienen en el método, según un sistema de puntuaciones individualizado (Tablas 5.11 a 5.15). Las puntuaciones están comprendidas entre 1 y 10, según una progresión aritmética de diferencia 1, con el objetivo de que se puedan equiparar fácilmente a porcentajes de recarga del acuífero. 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.

A las capas de información correspondientes a cada variable, elaboradas según el sistema de rangos y puntuaciones previamente descrito, se les ha aplicado la expresión matemática del método APLIS:

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

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

Tabla 5.11. Puntuación del parámetro altitud

Pendiente (%)	P
≤ 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 5.12. Puntuación del parámetro pendiente

Litología	P
Calizas y dolomías karstificadas	10, 9
Calizas y dolomías fracturadas, algo karstificadas	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 5.13. Puntuación del parámetro litología

Infiltración-absorción preferencial	P
Abundantes formas de infiltración preferencial	10
Escasas formas de infiltración preferencial	1

Tabla 5.14. Puntuación del parámetro infiltración

Suelo	P
Leptosoles	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 y Luvisoles órticos y cálcicos	4
Luvisoles crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles crómicos	1

Tabla 5.15. Puntuación del parámetro suelo

La ponderación de cada variable en la expresión anterior trata de responder a la importancia relativa que cada una de las variables tiene sobre la recarga, de acuerdo con los resultados del análisis previo de su influencia ámbito de la Cordillera Bética (Durán *et al.*, 2004). Al dividir por 0'9, se obtienen valores de la tasa de recarga que están comprendidos entre un mínimo de 8'88 % y un máximo de 88'8 % de la lluvia sobre el acuífero.

El valor medio de la tasa de recarga ( $R$ ) se obtiene como la media de los valores de  $R$  correspondientes a cada una de las unidades espaciales del mapa de recarga. La tasa media de recarga anual se representa agrupada en cinco intervalos regulares, a cada uno de los cuales se le asigna una categoría (Tabla 5.16).

Clase de recarga	Muy Baja	Baja	Moderada	Alta	Muy Alta
Intervalos de Recarga (% P) Método APLIS	≤ 20 %	20 – 40	40 – 60	60 – 80	> 80

Tabla 5.16. Intervalos y clases de recarga según el método APLIS

La obtención de unidades homogéneas del acuífero, para definir su tasa media de recarga, se consigue mediante la superposición cartográfica de las distintas capas de información elaboradas.

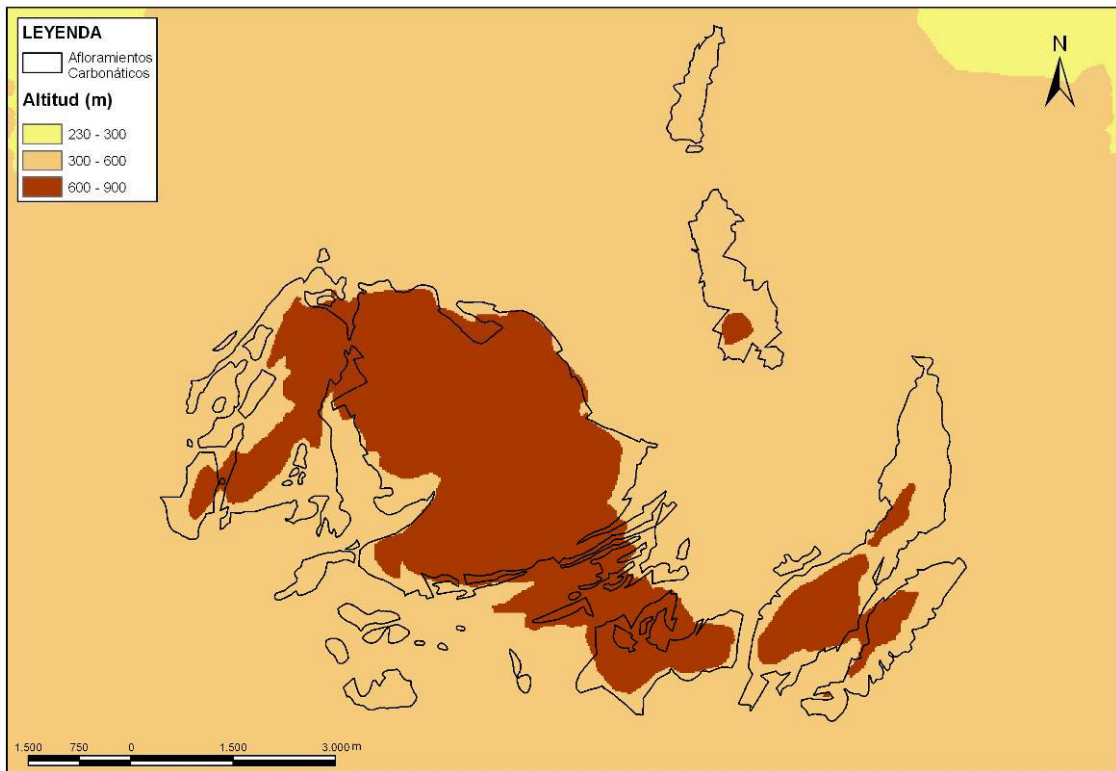


Tanto para la elaboración-manipulación de las capas, como para la superposición cartográfica, se ha utilizado el software ArcGis en su versión 9.2. Se ha trabajado con unidades espaciales analíticas coincidentes con el modelo raster; que utiliza el píxel en la representación de la cartografía, mediante una malla de puntos que contienen un valor numérico en función de los atributos asignados. Para elaborar los mapas hipsométrico y clinométrico se han utilizado los datos correspondientes a las curvas de nivel del Mapa Topográfico de Andalucía a escala 1:10.000, en su formato vectorial, el cual presenta coordenadas UTM (Huso 30). El mapa litológico se ha realizado agrupando los materiales con características hidrogeológicas afines, todo ello a partir de la cartografía hidrogeológica digitalizada en esta investigación. La cartografía de zonas de absorción preferencial se ha realizado mediante la yuxtaposición de criterios geológicos (presencia de zonas permeables coincidentes con campos de lapiaz, altiplanicies kársticas y dolinas) y topográficos; para ello se ha tenido en cuenta la presencia de zonas de pendiente inferior al 8 %. Por último, para cuantificar la variable “suelo” ha usado el Mapa de Suelos de Andalucía, a escala 1:400.000, del Sistema de Información Ambiental de Andalucía (Sinamb-A) de 1997, elaborado a partir de la información disponible en el Instituto de Reforma Agraria de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía y en el Consejo Superior de Investigaciones Científicas de Sevilla. Los distintos mapas resultantes se han representado en la figuras 5.4 a 5.9.

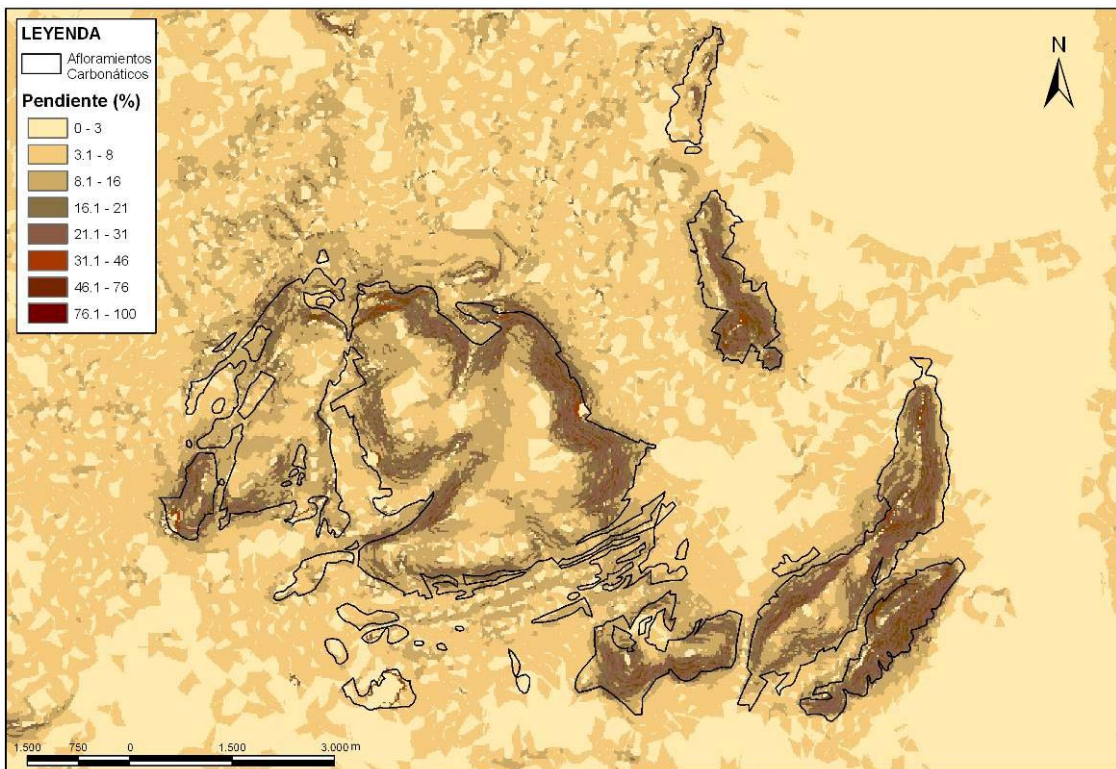
#### **5.2.5.2 Resultados**

Aplicando la fórmula correspondiente, se ha obtenido el mapa de tasa de recarga de la Figura 5.10. La tasa media de recarga anual se representa agrupada en los cinco intervalos regulares propuestos por Andreo *et al.* (2004) (ver Tabla 5.16). La tasa de recarga media que resulta, al considerar todos los afloramientos permeables de la Sierra de Estepa, es del 42,3%.

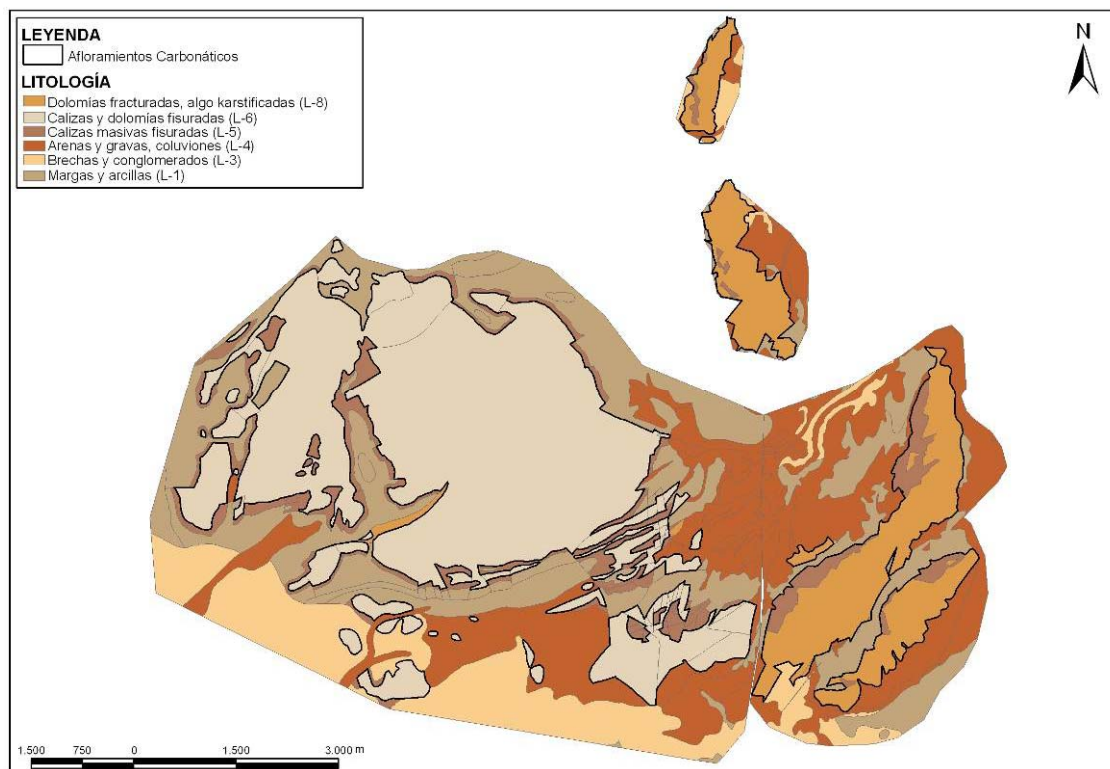
En los afloramientos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo –Ginchón la tasa media de recarga es del 41,6%, y, en los de la unidad de Becerrero, del 42,5 %. Los resultados correspondientes a cada acuíferos se presentan en la Tabla 5.17. El acuífero con menor tasa de recarga es el de Pleites, con un 32,5%, y el de mayor tasa es el de Mingo, con el 53,3%.



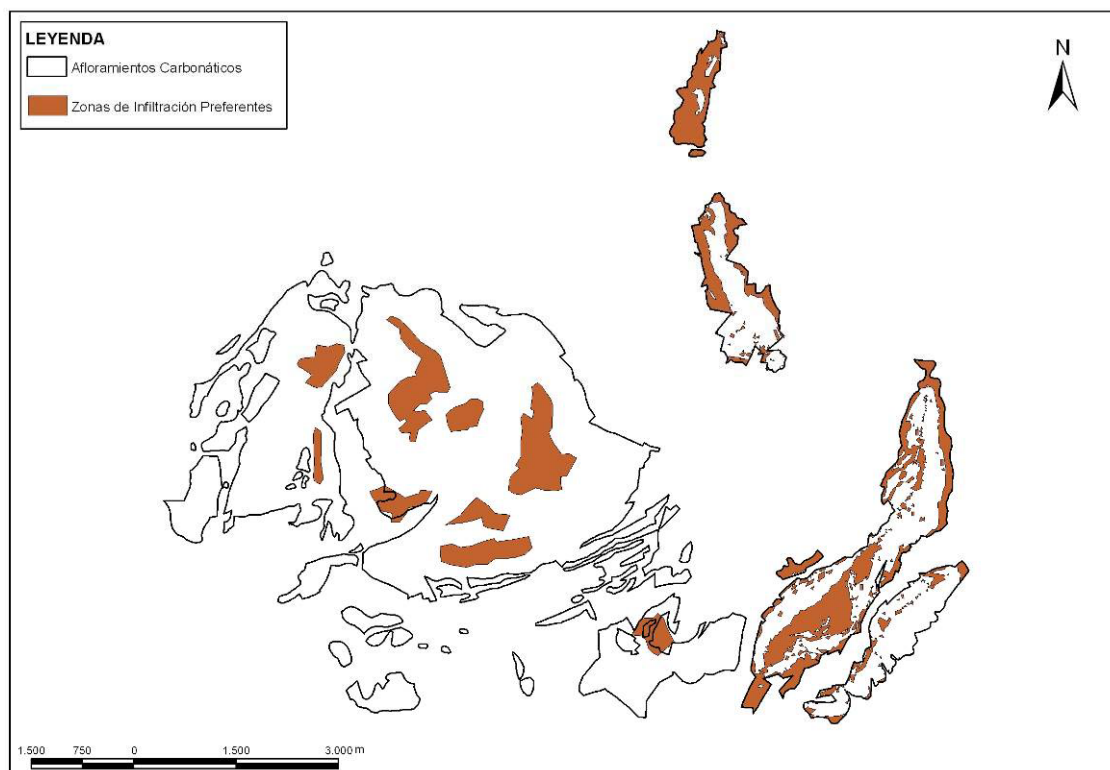
**Figura 5.4** Mapa hipsométrico de la Sierra de Estepa



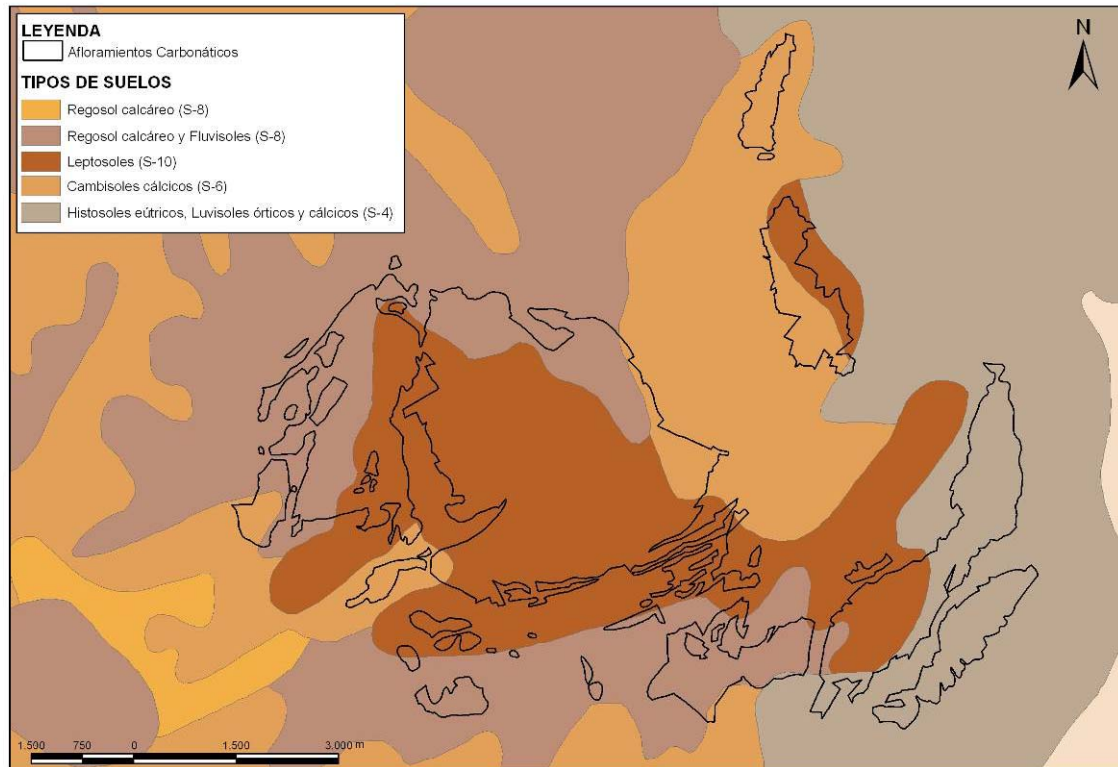
**Figura 5.5** Mapa clinométrico de la Sierra de Estepa



**Figura 5.6.** Mapa litológico de la Sierra de Estepa

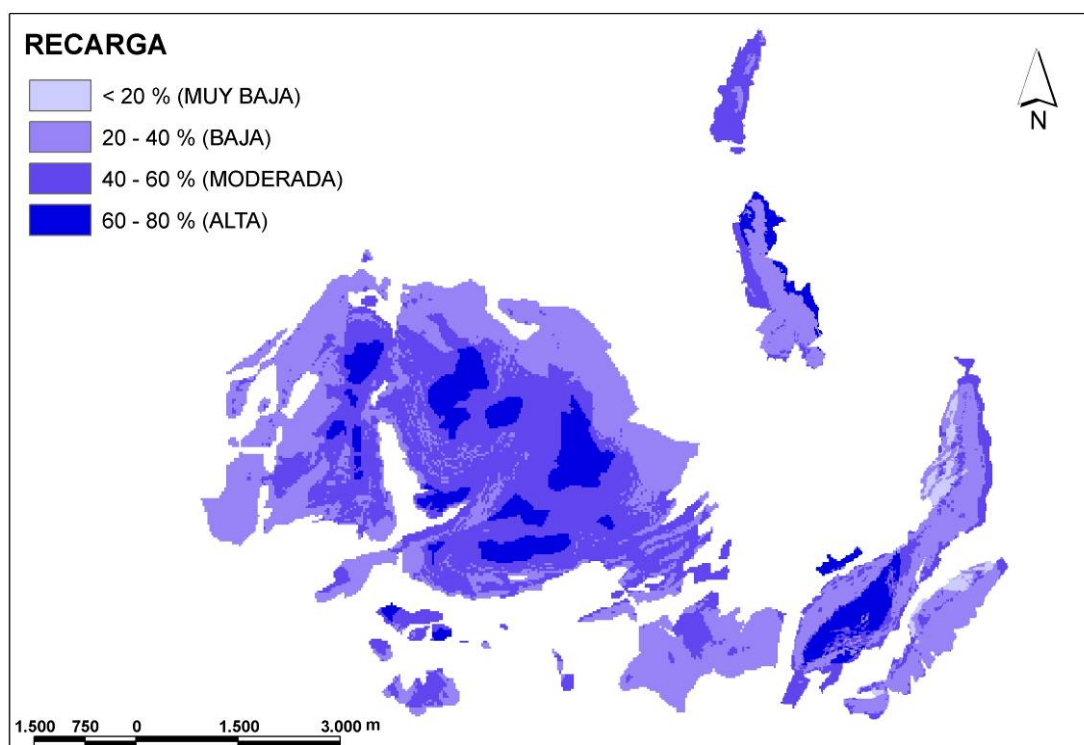


**Figura 5.7.** Mapa de zonas de infiltración preferente de la Sierra de Estepa



**Figura 5.8.** Mapa de suelos de la Sierra de Becerrero

Este método ha resultado ser muy útil para conocer la distribución espacial de la tasa de infiltración en los afloramientos carbonáticos. En la Figura 5.9 se puede comprobar como en la Sierra de Becerrero las principales zonas de recarga coinciden con las zonas más altas de los afloramientos del acuífero, en donde existen superficies de enrasamiento, en las que abundan formas exokársticas del tipo “campo de lapiaz” (ver Capítulo III). Idénticos resultados se obtienen en el acuífero de Águilas-Guinchón. Por el contrario, en los relieves del Hacho de Lora y Mingo, las principales zonas de recarga corresponden a los bordes del acuífero, en el contacto entre las calizas y el piedemonte a ellas asociado.



**Figura 5.9.** Mapa de la tasa de recarga de la Sierra de Estepa, elaborado con el método APLIS. Sólo se consideran los afloramientos permeables jurásicos.

Con el mapa de isoyetas del año medio del periodo 1978-2006 (ver capítulo 2) se ha calculado una precipitación media de 570 mm/año, lo que supone una precipitación anual sobre los afloramientos carbonáticos permeables próxima a 20 hm<sup>3</sup>/año. La combinación del mapa de isoyetas y de los porcentajes de recarga obtenidos mediante el método APLIS permite estimar el volumen medio anual de recarga, por infiltración del agua de lluvia, en cada uno de los acuíferos de la Sierra de Estepa (Tabla 5.17).

	Sup. km <sup>2</sup>	Prec. hm <sup>3</sup> /año	C.I. APLIS % P	Recursos hm <sup>3</sup> /año
<b>Acuífero Mingo</b>	0,64	0,34	53,3	0,18
<b>Acuífero Pleites</b>	1,51	0,86	32,2	0,27
<b>Acuífero Hacho</b>	1,64	0,89	44,0	0,39
<b>Acuífero Águila</b>	4,37	2,45	42,2	1,03
<b>Acuífero Becerrero</b>	26,2	15,16	42,5	6,44

**Tabla 5.18.** Recursos medios anuales de los acuíferos de la Sierra de Estepa calculados con el método APLIS.

Los recursos medios renovables que resultan, tras aplicar al método APLIS en la Sierra de Estepa, son de 8,3 hm<sup>3</sup>/año.

Independientemente de la mayor o menor aproximación a la recarga que resulta mediante la aplicación de los distintos métodos, el método APLIS permite obtener un mapa de distribución espacial de la tasa de infiltración, en el que se identifican las zonas de máxima infiltración.

### 5.2.6 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Para determinar el valor de la recarga de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, se han utilizado distintos métodos, con objeto de contrastar los resultados: balances de agua en el suelo y en el acuífero, balance de cloruros y el método APLIS. Asimismo, se ha intentado calibrar los resultados con los datos hidrogeológicos disponibles. Con todo, la importante explotación a la que se encuentran sometidos estos acuíferos dificulta el ajuste de los resultados; las salidas se producen en su práctica totalidad por bombeos, muchos de ellos no controlados; además, son pocos los métodos que se pueden utilizar en acuíferos que funcionan en régimen influenciado. Pese a las importantes limitaciones, todos los métodos utilizados conducen a resultados similares (Tabla 5.18).

	BAS CRAS 20 mm	BAS CRAS 40 mm	BAA (ERAS)	B Cl <sup>-</sup>	APLIS
<b>Becerrero</b>	-	5,3 ±3,6	-	4,7-5,47	6,44
<b>Mingo</b>	0,16±0,08	-	0,16 ±0,085	-	0,18
<b>Hacho de Lora</b>	-	0,3± 0,21	0,31 ±0,20	-	0,39
<b>Águilas-Guinchón</b>	1,05± 0,55	-	0,94± 0,46	-	1,03
<b>Pleites</b>	-	0,28±0,20	-	-	0,27

**Tabla 5.18.** Recursos medios anuales de los acuíferos de la Sierra de Estepa calculados con distintos métodos de evaluación de la recarga. BAS, balance de agua en el suelo (hm<sup>3</sup>/año); CRAS, capacidad de retención de agua en el suelo (mm); BAA, balance de agua en el acuífero (hm<sup>3</sup>/año); BCl<sup>-</sup>, balance de cloruros (hm<sup>3</sup>/año).

Se ha intentado aplicar métodos de evaluación de la recarga que fueran complementarios; es el caso de los dos métodos de balance de agua utilizados. Como señala Samper (1997), los métodos de balance de agua en el acuífero utilizan la variación de la superficie piezométrica para estudiar la magnitud de la recarga; por tanto, determinan la recarga en función del ascenso de la superficie piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Sin embargo, con el método del balance de agua en el suelo se estima la recarga a partir del agua que el suelo deja que se infiltre hacia la zona saturada del acuífero. Por último, los métodos del balance de cloruros y el método APLIS son métodos alternativos a los métodos de balance de agua y en buena medida independientes de éstos; de ahí su gran interés para el contraste de los resultados.

En la Sierra de Becerrero, el balance de agua en el suelo, con un valor de la CRAS de 40 mm, y el balance de cloruros proporcionan resultados muy parecidos; no ocurre lo mismo con el método APLIS, con el que se determina una recarga mayor.

En los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Águilas-Guinchón existe una coincidencia manifiesta entre los valores de recarga media y su variabilidad determinados mediante los balances de agua en el suelo y en el acuífero. Con APLIS se obtienen resultados algo mayores, pero bastante ajustados.

Por tanto, la recarga media del acuífero de la Sierra de Becerrero, según la evaluación realizada, está comprendida entre 4,7 y 6,4  $\text{hm}^3/\text{año}$ , si bien el valor más probable debe estar próximo a 6  $\text{hm}^3/\text{año}$ , habida cuenta de que los datos del observatorio de Estepa se toman a una cota inferior a la de las principales zonas de recarga de este acuífero.

En los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, la recarga calculada se considera menos incierta que en el caso del acuífero de Becerrero, debido a que ha sido posible calibrar los datos de recarga con datos piezométricos, mediante el método del balance de agua en el acuífero, y a que se obtienen resultados prácticamente coincidentes con todos los métodos aplicados. En esta unidad la recarga media está comprendida entre 1,8 y 2  $\text{hm}^3/\text{año}$ .

## **5.3 EVALUACIÓN DE LAS RESERVAS**

### **5.3.1.1 Material y métodos**

En este apartado se han estimado las reservas totales de agua subterránea de los acuíferos de la Sierra de Estepa. El procedimiento empleado ha consistido en determinar la geometría tridimensional de cada acuífero y calcular los volúmenes comprendidos entre la superficie piezométrica, situada a distinta cotas, y el techo y el muro del acuífero. Las reservas acumuladas a distintas cotas se calculan multiplicando el volumen de roca saturada por el coeficiente de almacenamiento medio.

Este procedimiento requiere conocer: i) los límites hidrogeológicos del acuífero, ii) el mapa de isohipsas de muro del acuífero, en el caso de acuíferos libres, y del muro y el techo, en el caso de acuíferos confinados, iii) datos piezométricos, iv) datos del coeficiente de almacenamiento y v) datos del balance hidrogeológico.

Los límites hidrogeológicos se definieron a partir de la cartografía realizada, complementada con la información generada por la investigación geofísica (gravimetría y sondeos electromagnéticos en el dominio de los tiempos). Los mapas de isohipsas del muro se han realizado con la información proporcionada por los sondeos mecánicos de investigación y por varias campañas de prospección mediante SEDT (ver Capítulo III). Para el trazado de las isohipsas se empleó el método de interpolación, mediante krigado por defecto (semivariograma lineal), con el programa SURFER 7.0 (Golden Software, 1999).

En las Figuras 5.10 y 5.11 se presentan los mapas de isohipsas del muro de los acuíferos de la Sierra de Estepa. Como se puede observar, en el mapa correspondiente a la Sierra de Becerrero (Figura 5.10), destaca una gran antifirma de dirección aproximada N45°O, con buzamientos suaves hacia el suroeste y más pronunciados hacia el noreste, que tendría continuidad con el sinclinal de igual dirección, que coincide con la anomalía gravimétrica existente al noroeste de la sierra. De igual forma, destaca el levantamiento del muro del acuífero hacia su sector septentrional y un mayor hundimiento hacia el sur.



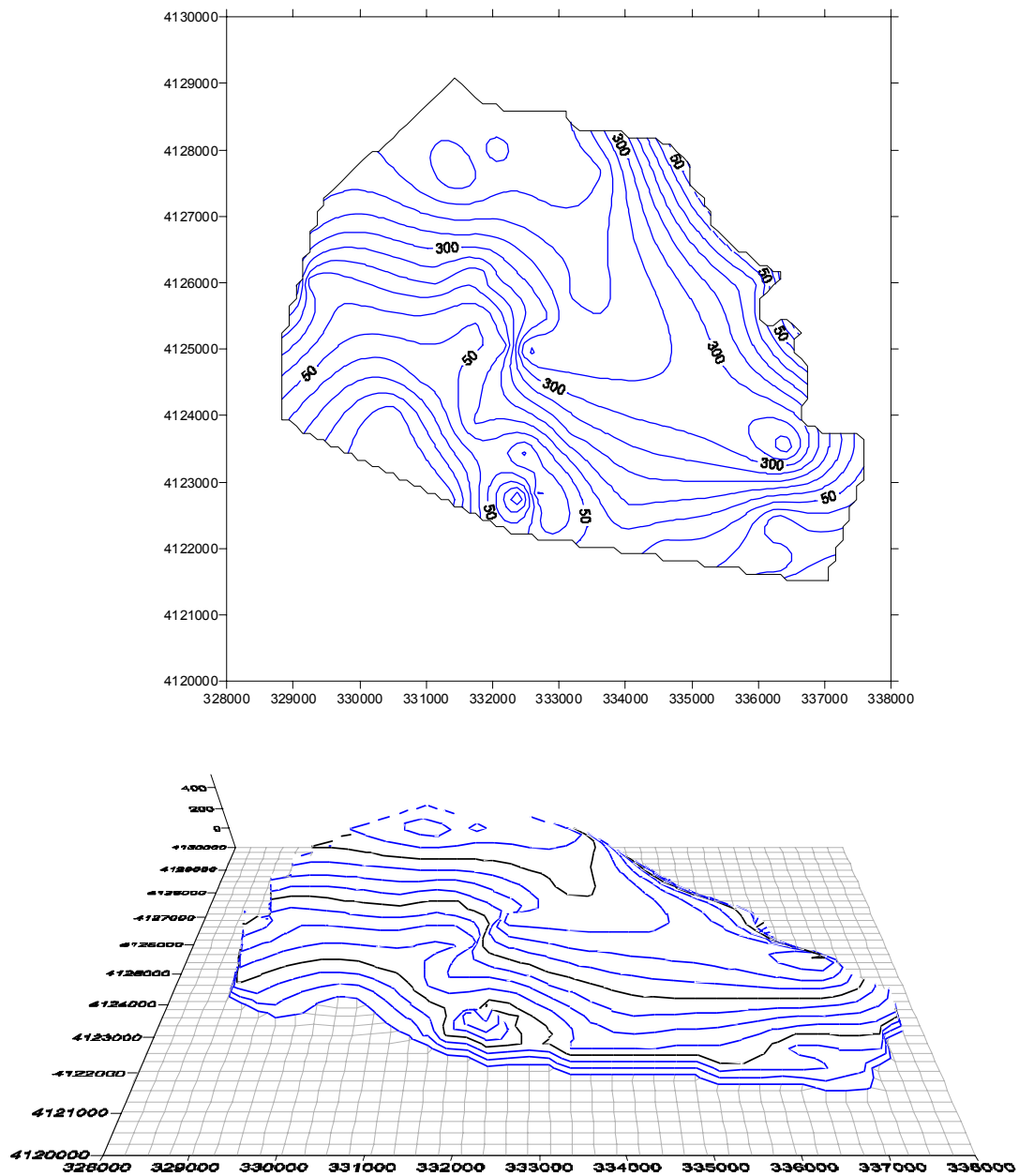
Los datos de porosidad eficaz tienen distinta procedencia. En el caso de la unidad geológica de Becerrero, se cuenta con una Tesis de Licenciatura, en la que se analiza, entre otros aspectos, la porosidad eficaz de la matriz de la roca (Ortiz, 1994). En este trabajo se determinan porosidades eficaces medias del 2 al 3 %.

La porosidad media de la zona drenada durante los periodos de sequía también ha sido evaluada en un 3 %, mediante balances del acuífero, en los que se conocían las extracciones y la variación de almacenamiento (Batlle y Martín-Machuca, 1981; Vázquez-Mora *et al.*, 2001). En los acuíferos del Hacho de Lora, Mingo y Águilas-Guinchón la porosidad drenable del acuífero en la zona desaturada ha sido calibrada con el código ERAS y está comprendida entre un 2 y un 3%. En el acuífero de Pleites no se dispone de información de este parámetro, pero, por analogía con el resto de acuíferos de la misma unidad geológica, se ha adoptado el valor medio de los demás. Por tanto, los valores más frecuentes de porosidad eficaz están comprendidos entre el 2 y el 3%. Los únicos datos de coeficiente de almacenamiento de los que se dispone corresponden a un valor de  $10^{-4}$ .

El cálculo de los volúmenes de roca saturada se ha realizado con el código informático SURFER. De esta forma se han calculado las curvas de reservas subterráneas que resultan de aplicar coeficientes de almacenamiento del 2 y del 3%. Por curva de reserva se entiende aquella función que expresa el volumen de reservas de un acuífero por debajo de una cota determinada (Lambán, 1998; López-Geta, 2004).

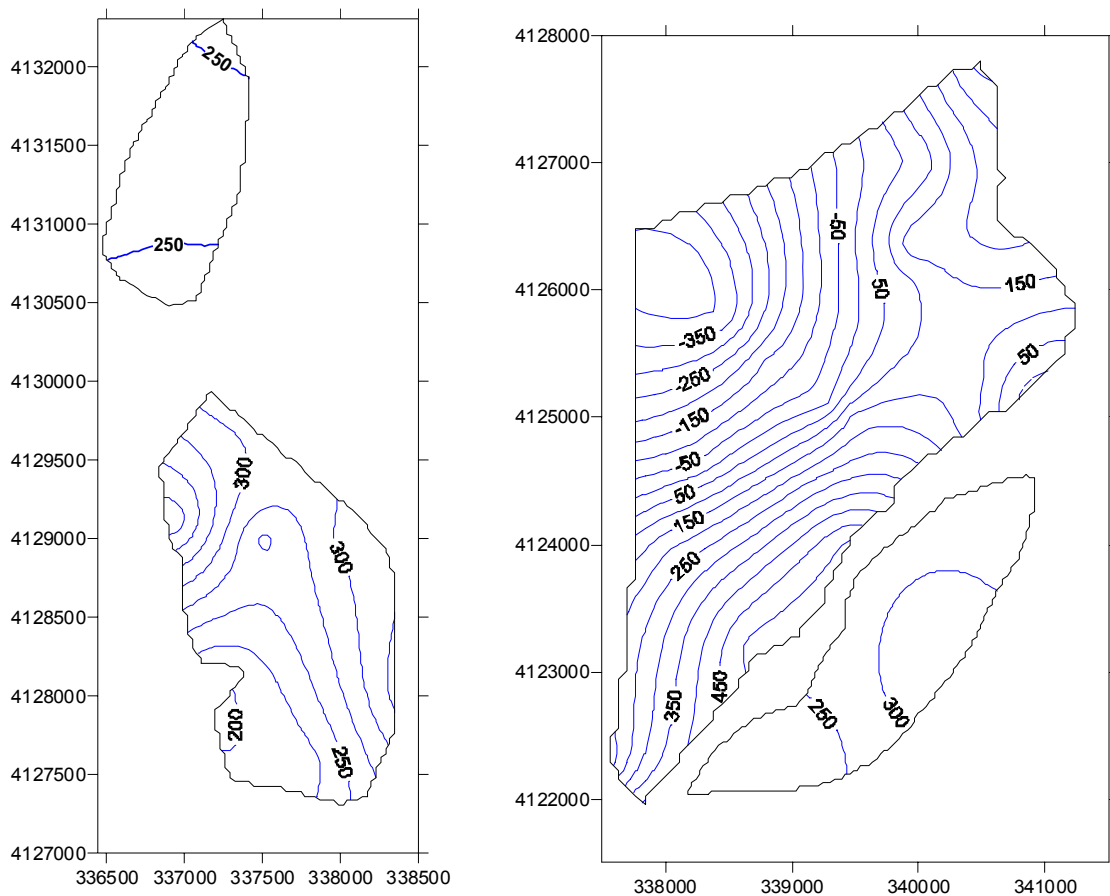
Las reservas máximas se han calculado considerando los volúmenes comprendidos entre la superficie piezométrica más alta, mediante durante el periodo de registro disponible (1978-2006) y el techo y el muro del acuífero correspondiente, lo que ha permitido estimar, en esas fechas, qué parte del acuífero presentaba un comportamiento confinado y qué parte presentaba carácter libre.

Conviene no olvidar que el objetivo final de la evaluación de las reservas en esta investigación es determinar las reservas totales, para, posteriormente, determinar los tiempos de residencia del agua en los distintos acuíferos de la Sierra de Estepa, y el tipo de gestión y de medidas de control más adecuadas en cada acuífero.



**Figura 5.10.** Mapa de isohypsas de muro del acuífero de la Sierra de Becerrero.

Para el cálculo de las reservas útiles, es decir, para conocer qué volumen de agua se puede extraer de un determinado acuífero atendiendo a distintas limitaciones (calidad química del agua, profundidad máxima y costes de extracción, fundamentalmente), se requiere un análisis más detallado que el que aquí se hace; en esos casos suele resultar necesario recurrir a la modelización del flujo y del transporte subterráneo.

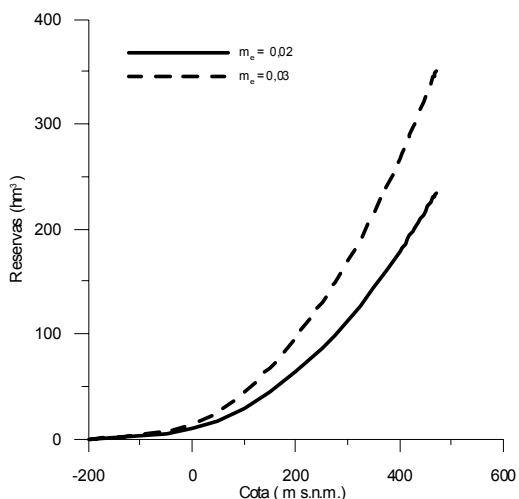


**Figura 5.11.** Mapas de isohipsas de muro de los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

Los modelos de flujo permiten obtener unos coeficientes de almacenamiento coherentes con el funcionamiento hidrogeológico del acuífero, y los de transporte permiten comprobar el efecto de la explotación en la incorporación de diferentes compuestos químicos en el acuífero. Asimismo, con los modelos de flujo se pueden simular distintos escenarios futuros de ordenación de las captaciones y de la explotación. No obstante, la fiabilidad de los modelos dependerá de la disponibilidad de datos suficientes para definir las condiciones de contorno y la distribución espacial de la difusividad hidráulica ( $T/S$ ) y para obtener una buena calibración del modelo (Lambán *et al.*, 2001). Otros aspectos que se deben considerar en los estudios de detalle consisten en el análisis del drenaje diferido (que varía en el tiempo) de los acuíferos durante su vaciado (Margat, 1992; Zuber y Motyka, 1998; Pulido-Bosch *et al.*, 2002), además de las cuestiones relativas a la importante heterogeneidad de la permeabilidad y de la porosidad de los acuíferos de tipo carbonático.

### 5.3.1.2 Resultados

Los valores de las reservas calculadas en cada uno de los acuíferos se resumen en las correspondientes curvas de reservas, que se presentan en las Figuras 5.12 y 5.13.

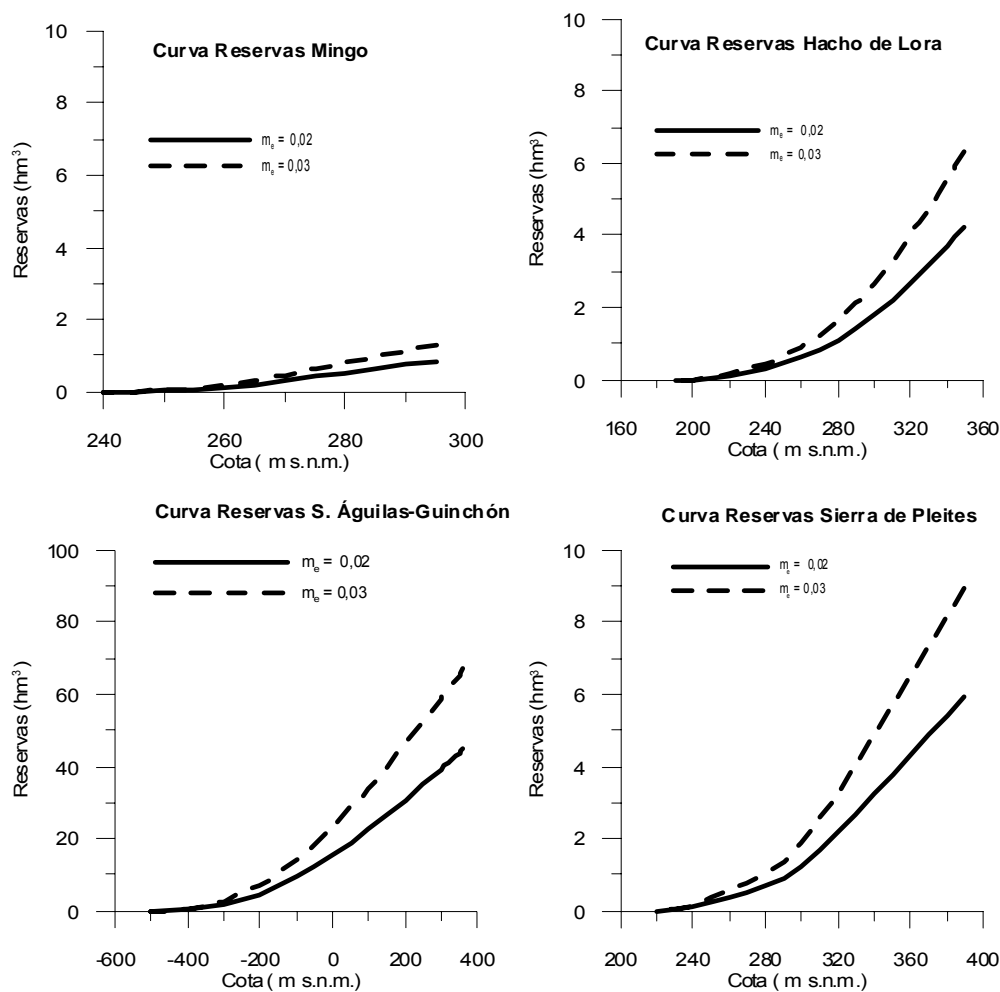


**Figura 5.12.** Curva de reservas acumuladas del acuífero de la Sierra de Becerrero

En la Figura 5.12 se representa la curva de reservas del acuífero de la Sierra de Becerrero. Las reservas dinámicas, entendiendo por reserva dinámica como aquella que se almacena en un acuífero por encima de la cota de drenaje de los principales puntos de surgencia, se han calculado con varios mapas piezométricos realizados en las campañas en las que se midieron los niveles más altos.

El volumen de acuífero comprendido entre la superficie piezométrica, en esas fechas, y el muro del acuífero se ha multiplicado por las dos porosidades eficaces consideradas. La cota de drenaje de los principales manantiales de la Sierra de Becerrero es de 462 m s.n.m. Cuando el nivel piezométrico se encuentra por debajo de su cota, los cálculos se han realizado suponiendo que la superficie piezométrica es horizontal, por razones obvias. En las zonas confinadas se consideró además la componente elástica del almacenamiento, con un valor del coeficiente de almacenamiento de  $1 \times 10^{-4}$ . Las reservas máximas que resultan, según los cálculos realizados, están comprendidas entre 234 y 350 hm<sup>3</sup>.

En la Figura 5.13 se muestran las curvas de reserva de los cuatro acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. Para su cálculo se ha operado de igual forma que en el caso de la Sierra de Becerrero.



**Figura 5.13.** Mapa de isohipsas de muro de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

Debe subrayarse que la gráfica correspondiente al acuífero del Hacho de Lora – Mingo – Guinchón presenta en el eje de ordenadas una escala un orden de magnitud superior a la del resto de acuíferos. Las diferencias en el volumen de reservas que existe entre este acuífero y los del resto de la unidad geológica obedecen a que se ha supuesto que los 350 m de calizas y dolomías que lo constituyen están confinadas hacia el NE, hasta las proximidades de Lora de Estepa, donde tanto las técnicas de prospección gravimétrica como geoelectrica dejan de detectar el sustrato resistivo atribuible a las rocas carbonáticas de este acuífero. Por otro lado, destacan los reducidos volúmenes de reservas que presentan los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Pleites. Estas cifras están en consonancia con el tipo de estructura geológica que presentan, al consistir en pequeños bloques jurásicos desenraizados y que cabalgan a la unidad de Estepa. En el caso de la Sierra de Pleites no se ha incluido en la evolución la posible existencia del flanco normal del pliegue tumbado que configura esta sierra.

Las reservas máximas de los diferentes acuíferos de la Sierra de Estepa se resumen en la Tabla 5.18.

	<b>Reservas totales <math>m_e = 0,02</math> (<math>hm^3</math>)</b>	<b>Reservas totales <math>m_e = 0,03</math> (<math>hm^3</math>)</b>
<b>Acuífero Mingo</b>	0,76	1,13
<b>Acuífero Pleites</b>	5,96	8,94
<b>Acuífero Hacho</b>	3,70	5,50
<b>Acuífero Águilas-Guinchón</b>	44,79	67,19
<b>Acuífero Becerrero</b>	233,6	350,40

**Tabla 5.19.** Reservas totales obtenidas con porosidades eficaces de 0,02 y 0,03

#### 5.4 EVALUACIÓN DEL TIEMPO MEDIO DE RESIDENCIA

Determinadas la recarga y las reservas totales de los acuíferos, se ha procedido a calcular los tiempos medios de residencia (Tabla 5.20). La importante incertidumbre, tanto en la evaluación de la recarga como de las reservas totales, impide hacer una valoración exacta del tiempo de residencia de cada acuífero; por eso, siguiendo las recomendaciones de Margat (1992), se pone en evidencia el margen de error asociado a las cifras que resultan. Por esta razón, en cada acuífero, se han calculado dos posibles valores de tiempo de residencia: el primero considerando el menor valor de recarga y el mayor de reservas disponibles, y el segundo, al contrario. Se obtienen así dos valores extremos, que podrán ajustarse mejor a medida que se incremente el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos.

	<b>Sup.</b>	<b>Recarga media mínima</b>	<b>Recarga media máxima</b>	<b>Reservas totales <math>M_e = 0,02</math></b>	<b>Reservas totales <math>m_e = 0,03</math></b>	<b>Tiempo de residencia mínimo</b>	<b>Tiempo de residencia máximo</b>
	<b><math>km^2</math></b>	<b><math>hm^3/año</math></b>	<b><math>hm^3/año</math></b>	<b>(<math>hm^3</math>)</b>	<b>(<math>hm^3</math>)</b>	<b>(años)</b>	<b>(años)</b>
<b>Acuífero Mingo</b>	0,64	0,16	0,18	0,76	1,13	<b>4,2</b>	<b>7,1</b>
<b>Acuífero Hacho de Lora</b>	1,64	0,30	0,39	3,70	5,50	<b>9,5</b>	<b>18,3</b>
<b>Acuífero Águila</b>	4,37	0,94	1,05	44,79	67,19	<b>42,6</b>	<b>71,5</b>
<b>Acuífero Pleites</b>	2,90	0,39	0,40	5,96	8,94	<b>14,9</b>	<b>22,9</b>
<b>Acuífero Becerrero</b>	26,2	4,70	6,44	233,60	350,40	<b>36,3</b>	<b>74,5</b>

**Tabla 5.20.** Recursos medios anuales, recarga media y tiempo de renovación de los acuíferos de la Sierra de Estepa

Excepto el acuífero de Mingo, el resto presenta tiempos de residencia comprendidos entre 10 y 100 años. De acuerdo con las conclusiones de Margat y Thauvin (1989) (Capítulo I), la explotación que se realice en el acuífero de Mingo debería ser considerablemente inferior a la recarga media, para no modificar de forma sustancial su funcionamiento hidrogeológico. Además, estos mismos autores indican que la explotación y la respuesta hidrodinámica e hidroquímica de este tipo de acuíferos debe estar bien controlada para comprobar como responde el sistema al incremento de la explotación.

Los acuíferos del Hacho de Lora y de Pleites tienen tiempos de residencia mayores de 10 años, pero muy poco por encima de ese límite y, por tanto, estos acuíferos estarían cerca de pertenecer a la primera de las categorías distinguidas en la citada clasificación de Margat y Thauvin (1989). Por tanto, en estos dos acuíferos la explotación recomendable debería ser inferior a su recarga media y si se supera ese valor sería imprescindible llevar a cabo un riguroso control y análisis de la respuesta del acuífero.

En el caso de los acuíferos de Águilas-Guinchón y de la Sierra de Becerrero resultan tiempos de residencia de 43 a 71 y de 36 a 74 años, respectivamente, por lo que su gestión permitiría realizar una extracción similar a la recarga media. Sin embargo, este tipo de explotación supondrá un descenso de la superficie piezométrica proporcional al incremento de la explotación, lo que implicará una afección a las salidas del sistema. Las características climáticas de esta región hacen que los periodos secos sean más largos y menos intensos que los periodos lluviosos, lo que, unido a una explotación prácticamente constante, produce el agotamiento de las surgencias.

**HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE  
BECERRERO**



## **6 HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE BECERRERO**

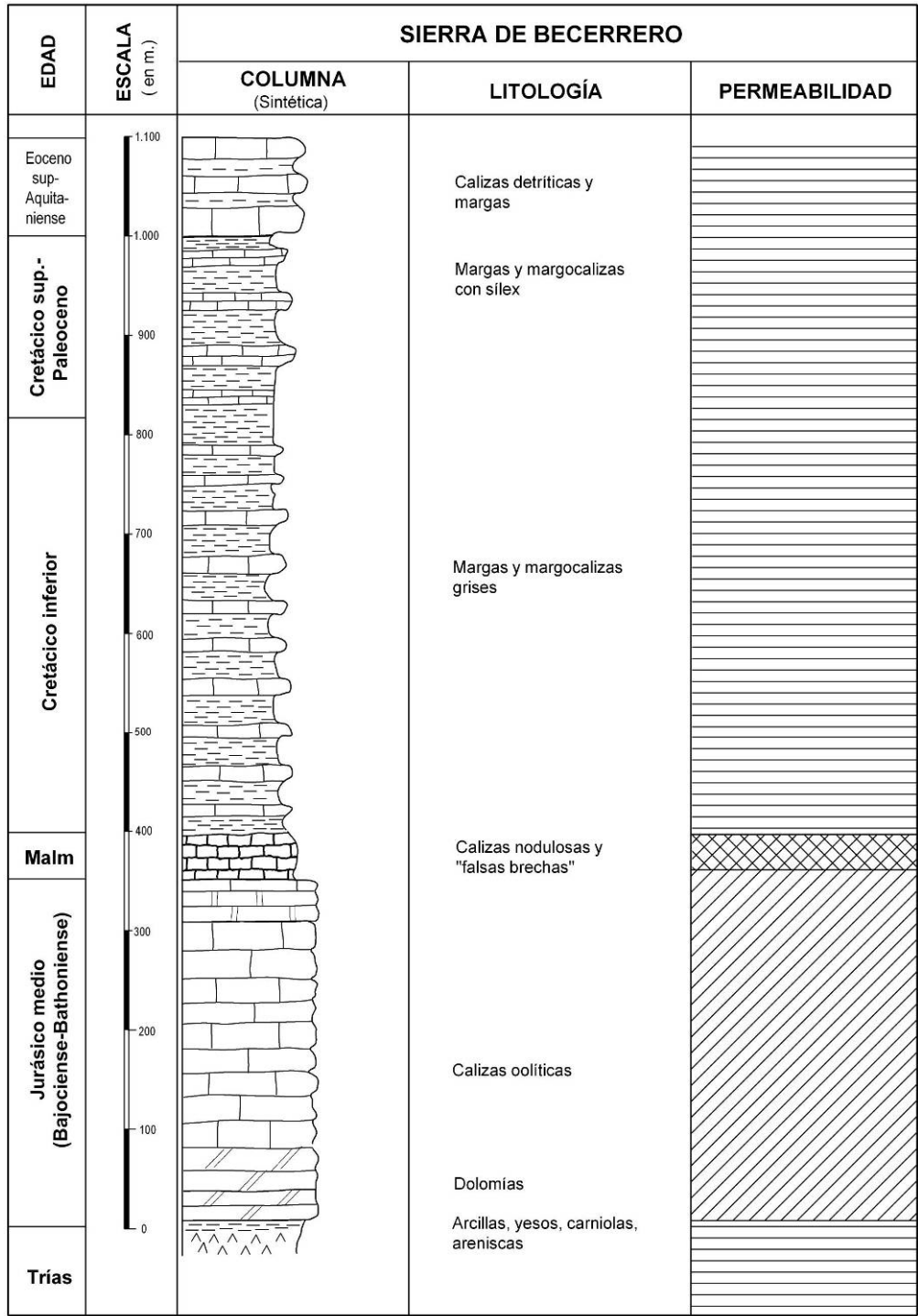
### **6.1 GEOMETRÍA Y LÍMITES**

El acuífero carbonático de la Sierra de Becerrero está formado por unos 400 m de calizas y dolomías, que afloran en una superficie de 26,2 km<sup>2</sup>. Está limitado en profundidad por materiales del Trías en facies germano-andaluza y en algunos sectores por materiales del Cretácico inferior.

En la Figura 6.1 se representa la columna estratigráfica sintética de la unidad geológica de la Sierra de Becerrero, de acuerdo con las observaciones de Cruz-Sanjulián (1974); por otra parte en la misma figura se ha añadido la información relativa al comportamiento hidrogeológico de los materiales. Los materiales que constituyen mayoritariamente el acuífero principal son las calizas y dolomías de la formación Camarena, que en conjunto presentan un espesor medio de 350 m. En su techo, y en discordancia, se encuentran unos 50 m de calizas nodulosas del Jurásico medio (Fm. Ammonítico Rosso). Sobre las calizas descansa un potente conjunto, de unos 700 m de espesor, predominantemente margoso y de comportamiento acuitardo, que incluye la formación Carretero (Cretácico inferior), las “Capas Rojas” (Cretácico superior–Paleoceno) y los materiales del Eoceno al Burdigaliense.

La estructura general de la unidad subbética de la Sierra de Becerrero consiste en un domo anticlinal vergente hacia el norte, con buzamientos suaves en la parte sur de la estructura y más pronunciados en la mitad norte (ver Plano nº 1). A su vez, esta estructura está afectada por una serie de pliegues, de diferentes direcciones (N40°O, N15°O y N15°E), que dan lugar a una estructura en “caja de huevos” (Figura 6.2).

La interpolación espacial de los puntos en los que se ha determinado la posición del contacto entre los materiales jurásicos y los triásicos (con sondeos mecánicos y con sondeos electromagnéticos) dibuja una antifirma en la mitad oriental de la sierra, con un eje de dirección N40°O e inclinado hacia el sureste (Figura 5.11).



**LEYENDA**



**Figura 6.1** Comportamiento hidrogeológico de los materiales de la unidad geológica de Becerrero (Modificado de Cruz-Sanjulián, 1974)

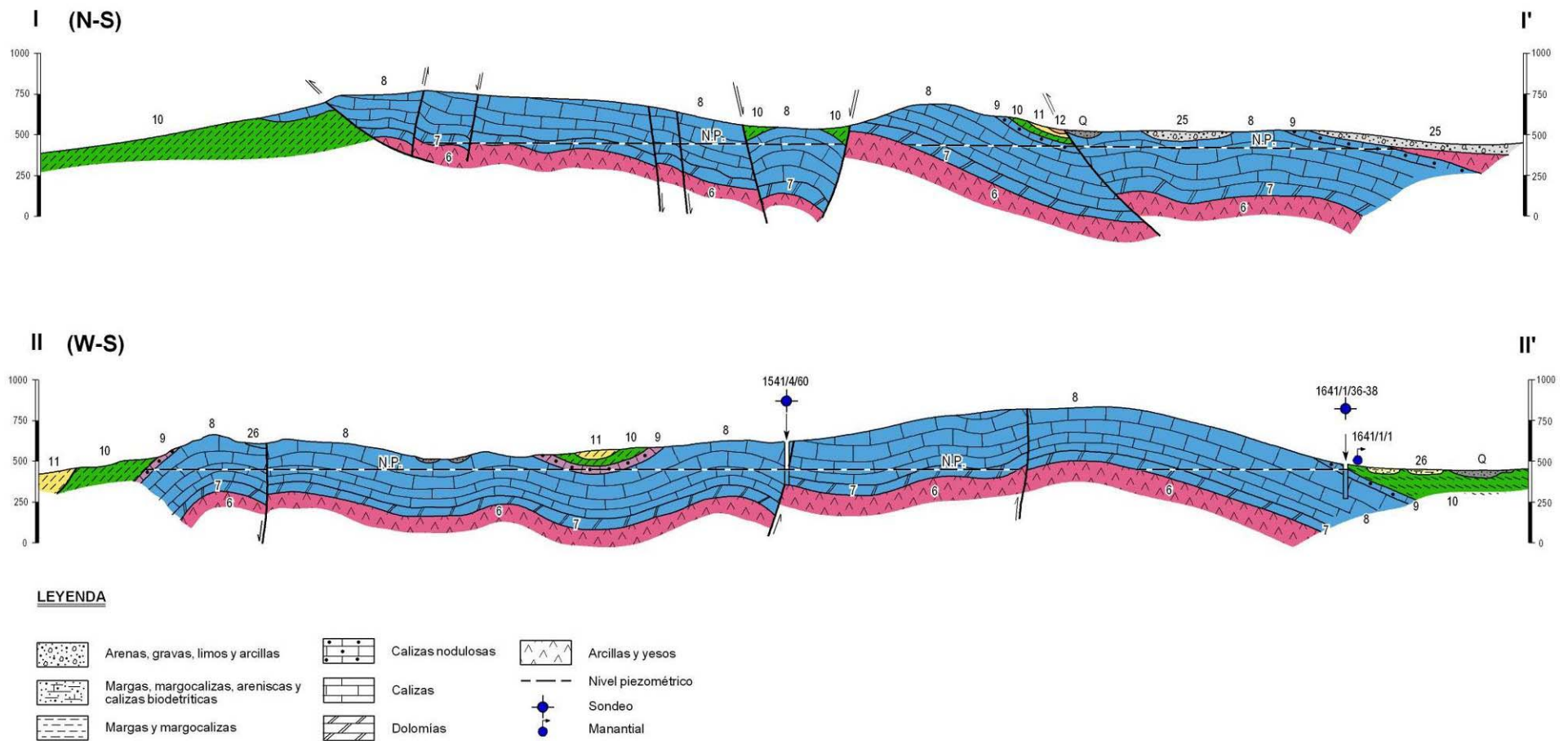


Figura 6.2. Cortes hidrogeológicos del acuífero de la Sierra de Becerrero (la localización y la leyenda más detalla puede observarse en el Plano n° 2)

Castro (1990) cartografió, entre los relieves de Becerrero y del Hacho de Lora, un sinclinal muy apretado, de dirección N130°E, que implica la presencia de importantes espesores de materiales cretácicos y que consistiría en la continuidad de la estructura antiforme descrita con anterioridad. El eje del sinclinal coincide con la anomalía residual negativa detectada en la campaña de prospección realizada por el IGME (1988). El sinclinal constituye una estructura de esfuerzo compresivo, según la dirección perpendicular a los citados relieves, que se resolvió con el acortamiento entre dos masas carbonáticas competentes y con el consiguiente plegamiento intenso de las margas cretácicas.

Los límites noreste y sureste de los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Becerrero presentan una estructura relativamente compleja. Al noreste existen fallas inversas y pliegues apretados de dirección N30°E. Por su parte, en el límite sureste aparecen el mismo tipo de estructuras, pero con dirección N60°E y con la presencia de algunas escamas de vergencia NNO. Los sondeos realizados en estos sectores presentan niveles piezométricos anómalos y alguno, como el sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa (1641/1/0049), se agotó poco tiempo después de iniciarse su explotación. La Sierra de Becerrero está afectada por numerosas fracturas. Son abundantes las fallas radiales en los bordes, si bien las familias que predominan son las que presentan direcciones N20-40°O y N45-75°E.

El borde noroeste del acuífero es cerrado al flujo subterráneo, al cabalgar los materiales jurásicos sobre el Cretácico inferior. En el límite meridional, los estudios de prospección geofísica, además de la información generada por distintos sondeos mecánicos de investigación, parecen sugerir que no existe continuidad del acuífero jurásico en profundidad. En el límite oriental y nororiental, la continuidad de los materiales jurásicos en profundidad, bajo el Cretácico, parece más factible; sin embargo, los sondeos electromagnéticos, cuya señal penetró hasta 800 m de profundidad, no detectaron la presencia de los materiales jurásicos bajo las margas cretácicas. De igual forma, los sondeos mecánicos realizados alcanzaron una profundidad máxima de 400 m y no lograron atravesar la formación Carretero. El borde suroccidental, en las proximidades del alto de la Acebuchosa, se supone cerrado al flujo subterráneo, ya que existen numerosas perforaciones que han prospectado este sector del acuífero con resultados negativos y, además, existen en este sector niveles piezométricos anómalos respecto al resto de la sierra, que indicarían la falta de continuidad de los materiales jurásicos.

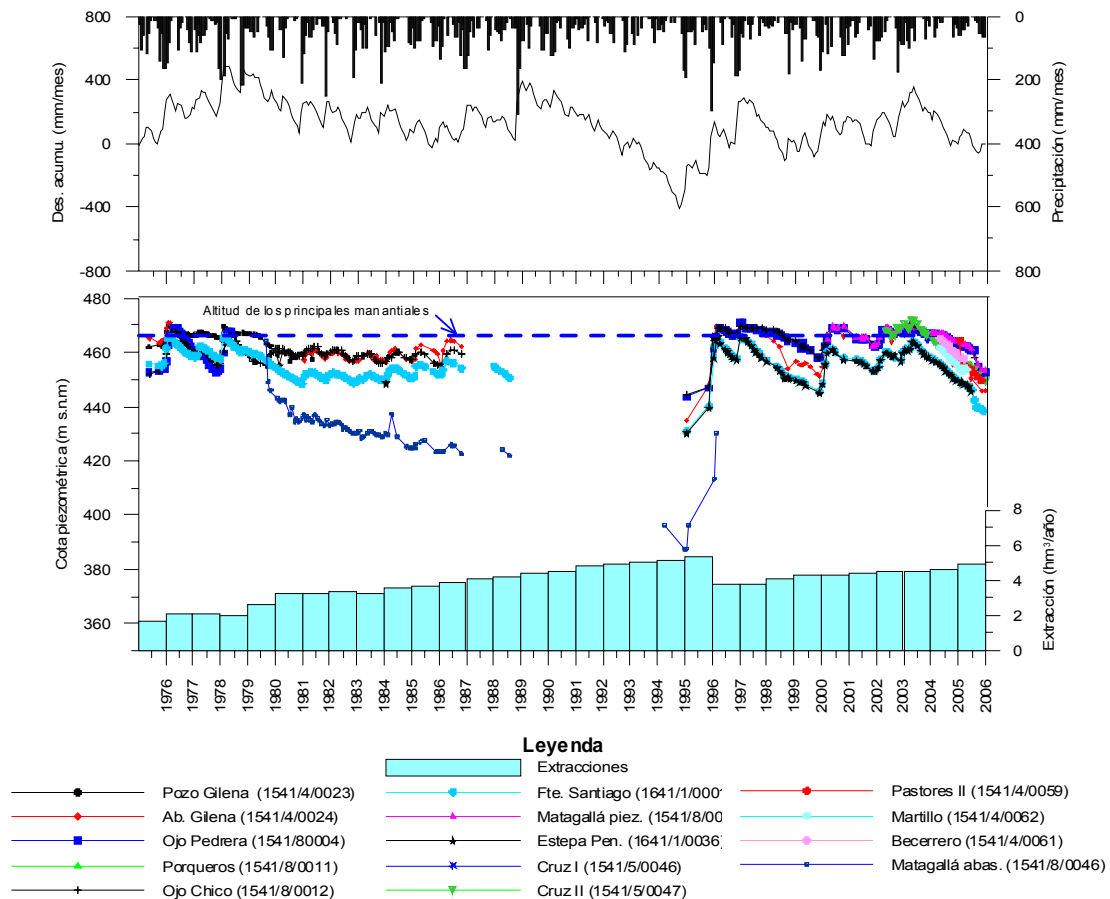
Los límites supuestos del acuífero, de acuerdo con la descripción que antecede, se han representado en el Plano nº 2 de esta Memoria.

## **6.2 PIEZOMETRÍA**

En la Figura 6.3 se presenta toda la información piezométrica del acuífero de la Sierra de Becerrero y se compara con la precipitación mensual (medida en el observatorio de Estepa), con la desviación de la precipitación mensual respecto a la media y con las extracciones anuales. Asimismo, se señala, con una línea discontinua, la cota de los principales manantiales (466 m s.n.m.).

Los dos rasgos más destacados que se ponen de manifiesto en esta figura son: los importantes periodos de tiempo en los que los niveles piezométricos del acuífero están por debajo de la cota de surgencia de los manantiales y la evolución del nivel piezométrico del sondeo de explotación Matagallá (1541/8/0040). Aunque los datos piezométricos representados del sondeo Matagallá corresponden a niveles dinámicos (al contrario que los restantes niveles representados en la misma figura) se ha considerado oportuna su utilización para destacar que la piezometría y el funcionamiento hidrogeológico de este acuífero están notablemente condicionados por el régimen de bombeo. Lamentablemente, apenas se dispone de información piezométrica del sondeo Matagallá posterior a 1988; después de una avería de la bomba, los encargados del abastecimiento decidieron retirar el tubo piezométrico.

Las principales zonas de bombeo se encuentran en las cercanías de los manantiales que drenaban las aguas subterráneas de este acuífero en condiciones de régimen no influenciado. Junto al Ojo de Pedrera, están situadas las perforaciones 1541/8/0004 y 1541/8/0044 y aguas arriba, el sondeo Matagallá (1541/8/0040), que abastecen a Pedrera y a Aguadulce. El manantial de la Fuente de Santiago se encuentra regulado por los sondeos de abastecimiento de Estepa (1641/1/0001 y 1641/1/0036) y, finalmente, el Ojo de Gilena está regulado por el sondeo de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024). En la actualidad, los niveles piezométricos más bajos del acuífero de Becerrero se encuentran en estos tres sectores, lo que significa que el agua subterránea fluye en la misma dirección que lo hacía en condiciones de régimen no influenciado, aunque en la actualidad con una indiscutible influencia de la explotación de los sondeos.



**Figura 6.3.** Precipitación mensual, desviación de la precipitación mensual respecto a la media, evolución piezométrica de los distintos puntos de control de la Sierra de Becerrero y extracciones anuales, correspondientes al periodo 1976-2006 (Pluviómetro de Estepa).

El análisis de la Figura 6.3 permite comprobar la relación entre la precipitación, las extracciones y la evolución de los niveles piezométricos.

Dado que la recarga del acuífero se produce fundamentalmente por infiltración del agua de lluvia, la variación temporal de la precipitación influye estrechamente en la evolución piezométrica. Es conocido que la zona investigada sufre prolongados periodos secos, que son seguidos de periodos de menor duración con lluvias intensas y más intensos. Esta variación temporal de la pluviometría está muy bien identificada con la desviación acumulada de la precipitación mensual con respecto a la media; a grandes rasgos, en este acuífero, la evolución temporal de la piezometría sigue unas pautas similares. Cuando se suceden una serie de meses consecutivos con precipitaciones inferiores a la media, los niveles piezométricos descienden. Del mismo modo, cuando se encadenan varios meses consecutivos con precipitaciones mayores que la media, los niveles piezométricos ascienden.

Asimismo, se comprueba que, conforme aumenta la explotación del acuífero, aumenta la amplitud de los descensos de nivel acumulados en los periodos secos y las posteriores recuperaciones, en los periodos húmedos. Durante los periodos secos, la explotación, prácticamente constante en el tiempo, se alimenta del consumo de reservas del acuífero, con el consiguiente descenso del nivel piezométrico. Posteriormente, en los periodos húmedos los niveles piezométricos se recuperan, hecho que pone de manifiesto la importancia que puede alcanzar la recarga de este acuífero.

Las extracciones que se realizan en el acuífero de la Sierra de Becerrero ya eran importantes a principios de los años setenta del siglo XX. Desde el pozo que regulaba el Ojo de Pedrera (1541/4/0004) se abastecía a Osuna, a Aguadulce y a Pedrera. En 1976, se incrementaron las extracciones en la Fuente de Santiago, debido a la realización de un sondeo junto al antiguo pozo que regulaba el manantial. En 1980, comenzó a funcionar el sondeo Matagallá (1541/8/0040), con 54 l/s de caudal continuo, que se añadían al caudal extraído en el pozo del Ojo de Pedrera. Ese importante incremento de la explotación tuvo la consecuente respuesta del sistema. En primer lugar, se produjo un descenso de la superficie piezométrica y se redujeron los caudales de los principales manantiales (Ojo de Gilena, Ojo de Pedrera y Fuente de Santiago), hasta agotarse poco tiempo después de aumentar la explotación. Posteriormente, la explotación se mantuvo gracias al consumo de reservas del acuífero, hasta que, se consiguió un nuevo “equilibrio hidrodinámico” (con excepción del entorno más próximo al sondeo Matagallá), equilibrio que fue interrumpido por la importante sequía de la primera mitad de los años noventa del siglo XX. Este periodo seco, unido a la importante explotación del acuífero, provocó un considerable descenso de los niveles piezométricos, que alcanzó valores entre 15 y 25 m en la mayoría de los sondeos controlados.

En 1996, dejó de suministrarse agua a Osuna desde el sondeo Matagallá; el abastecimiento de esta localidad pasó a depender de los recursos regulados en el embalse del Retortillo. La notable disminución de las extracciones y las lluvias extraordinarias que se produjeron en 1996 y 1997 provocaron una espectacular recuperación de la superficie piezométrica que hizo que volvieran a surgir los principales manantiales.

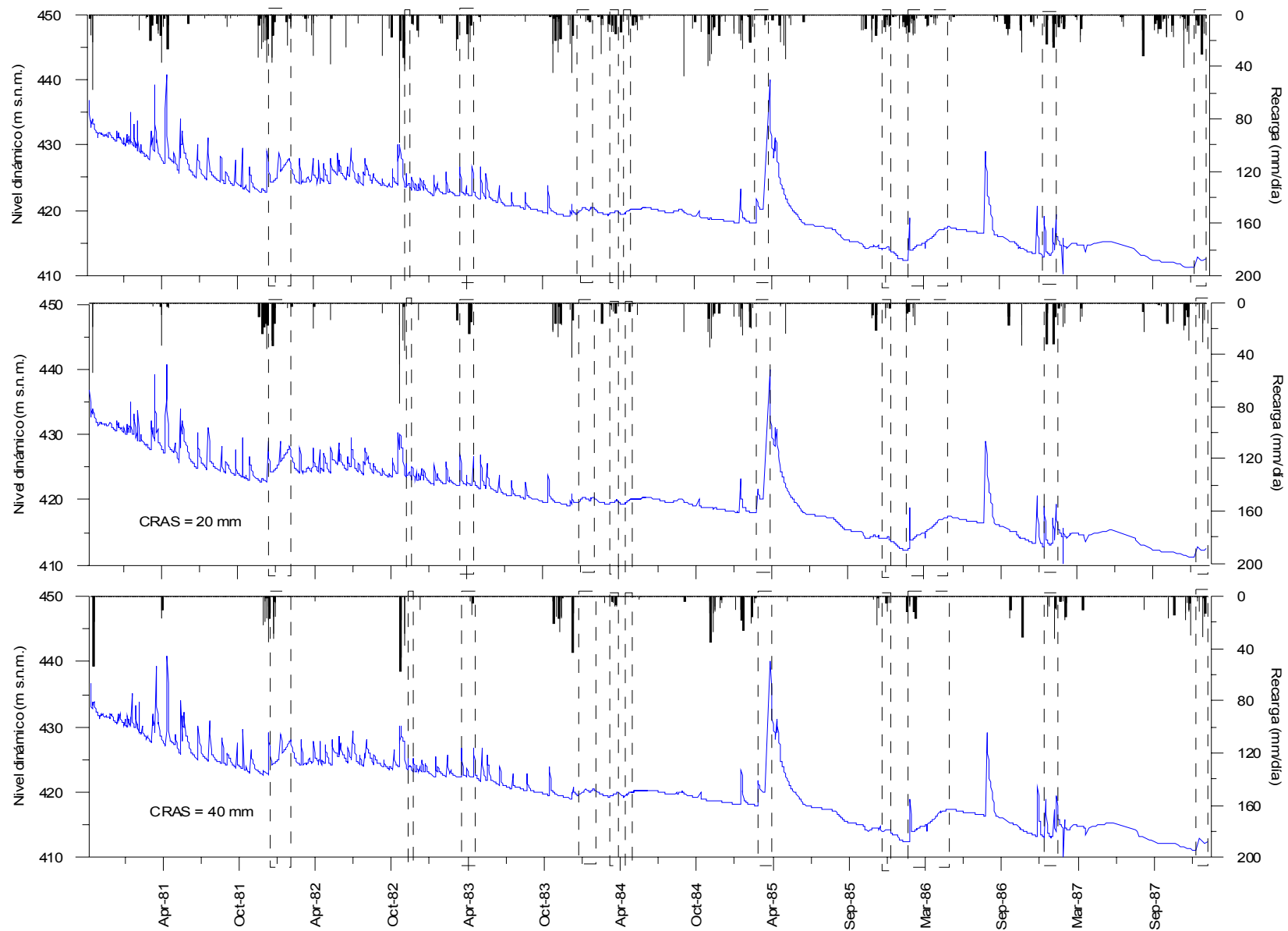
Desde la segunda mitad de los años noventa, la explotación del acuífero de Becerrero aumentó de forma constante, en especial en los sondeos de abastecimiento a Pedrera-Aguadulce y Estepa. En el año 2006, la cuantía de las extracciones similar a la que se realizaba a principios de la década 1990-2000. Este incremento de la explotación está provocando que los descensos que se acumulan durante los periodos secos sean cada vez más parecidos a los que se produjeron una decena de años atrás.

El aumento continuado de la explotación y los periodos secos que han ocurrido en los últimos 12 años impiden precisar cual será la nueva posición de “equilibrio” de la superficie piezométrica. Sin embargo, lo que si es previsible es que los manantiales permanezcan inactivos durante periodos de tiempo cada vez más largos.

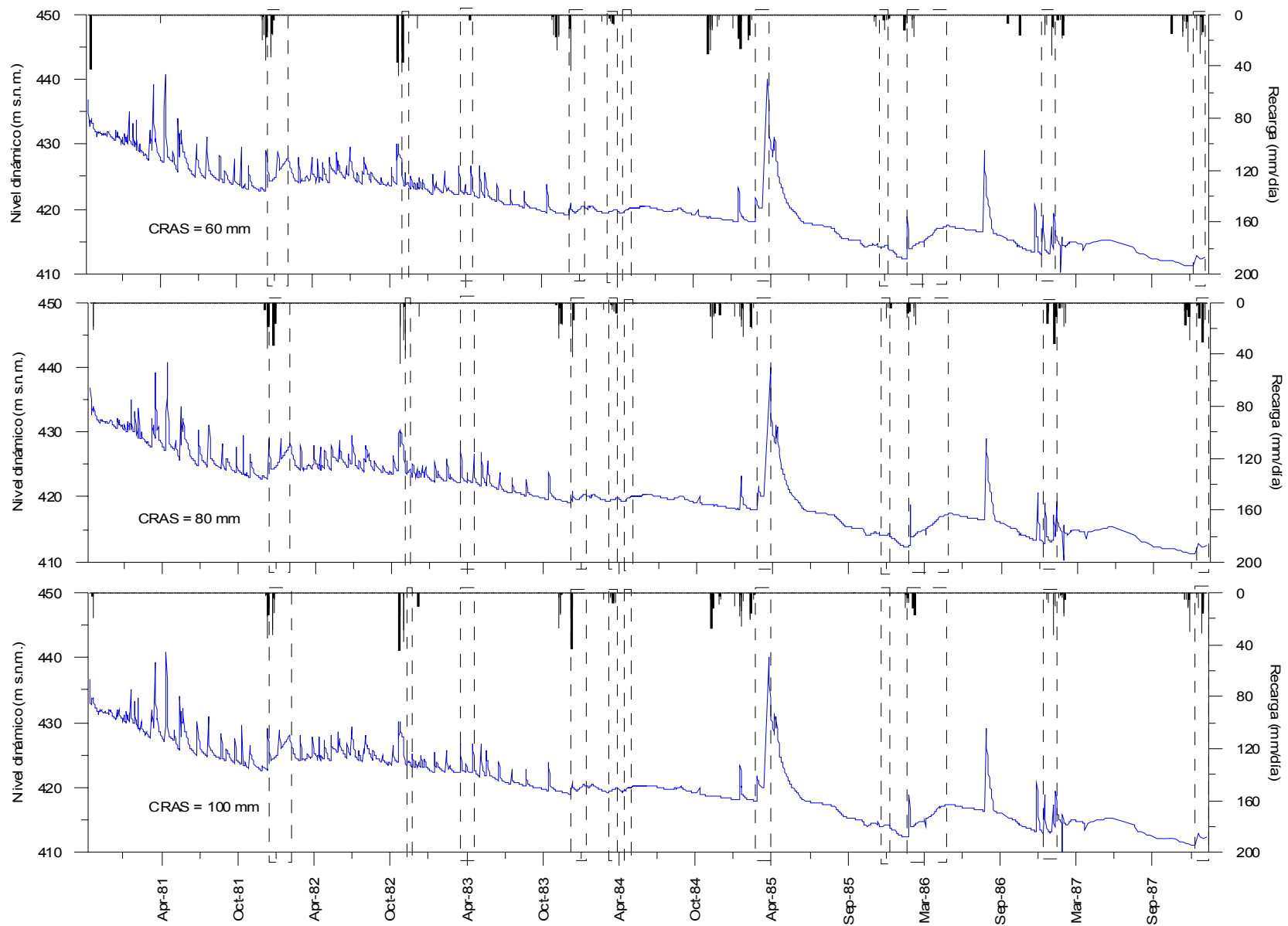
Más en detalle, algunas series de datos de nivel piezométrico, con cadencias de medidas diarias o incluso horarias, confirman que existe una buena correspondencia entre los ascensos de la superficie piezométrica y la recarga que resulta de los balances diarios de agua en el suelo.

La primera de las series temporales de piezometría que se analiza corresponde al sondeo de abastecimiento Matagallá (1541/80040); abarca desde el 5 de noviembre de 1980 al 25 de enero de 1988; incluye 2315 medidas de nivel que fueron realizadas por el encargado del abastecimiento. La mayoría de las medidas se refieren al nivel dinámico, debido a que el sondeo funcionaba en continuo, con un caudal comprendido entre 50 y 55 l/s. Los partes de control recopilados incluyen anotaciones en las que se indican los periodos y las causas de las paradas del equipo de bombeo. La representación gráfica de esta información relativa al nivel piezométrico permite identificar los periodos en los que el nivel ascendía como consecuencia de la recarga del acuífero. Para comprobar la relación entre la lluvia, la recarga y la evolución del nivel piezométrico, se han elaborado las figuras 6.4 y 6.5, en las que se representa la evolución del nivel piezométrico junto a, respectivamente, la lluvia diaria de la estación de Estepa y la recarga generada con un balance de agua en el suelo, realizado con el método de Milly, con capacidad de retención agua en el suelo (CRAS) de 20, 40, 60 y 100 mm y con los datos meteorológicos del observatorio de Estepa.





**Figura 6.4.** Precipitación y recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el sondeo de explotación Matagallá (Periodo 1980-1988).



**Figura 6.5.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el sondeo de explotación Matagallá (Periodo 1980-1988).

En las figuras 6.4 y 6.5 se han señalado los periodos en los que se produce un ascenso del nivel piezométrico por causas ajenas a la parada del equipo de bombeo, es decir, por la infiltración profunda del agua de lluvia. En ciertas ocasiones han coincidido en el tiempo las paradas del equipo de bombeo y el ascenso de los niveles piezométricos por recarga del acuífero. El análisis detallado de cada ascenso del nivel permite comprobar que no todos los ascensos pueden ser explicados con las series de recarga generadas con valores de la CRAS mayores de 40 mm. Es el caso de las lluvias de abril de 1983 y mayo de 1984, de modo que, verosímilmente, las series de recarga que resultan, cuando se utilizan valores de la CRAS mayores de 40 mm, pueden ser desestimadas para el cálculo de la recarga de este acuífero.

Conocida la recarga y la variación de almacenamiento, se podría estimar el coeficiente de almacenamiento medio, pero en este caso no tiene sentido realizar estos cálculos, puesto que la variación del nivel está notablemente influenciada por la explotación del sondeo. Sin embargo, el estudio de esta serie de datos piezométricos pone en evidencia que, en este sector del acuífero, el flujo está controlado por el bombeo que se realiza en el propio sondeo, que la respuesta piezométrica es muy rápida, que existe una regulación del agua de lluvia antes de que ésta se infiltre en el acuífero y que este poder regulador se puede equiparar al de un suelo con un valor de la CRAS que no supera los 40 mm.

En la Figura 6.6 se hace el mismo tipo de análisis que en la figura anterior, pero en este caso con la información de los piezómetros Cruz I (1641/5/0046), Matagallá (1541/8/0046) y Pastores I (1541/4/0044). En estos tres piezómetros se ha contado, en algunos periodos de tiempo discontinuos, con la información procedente de distintos equipos de registro automático del nivel piezométrico.

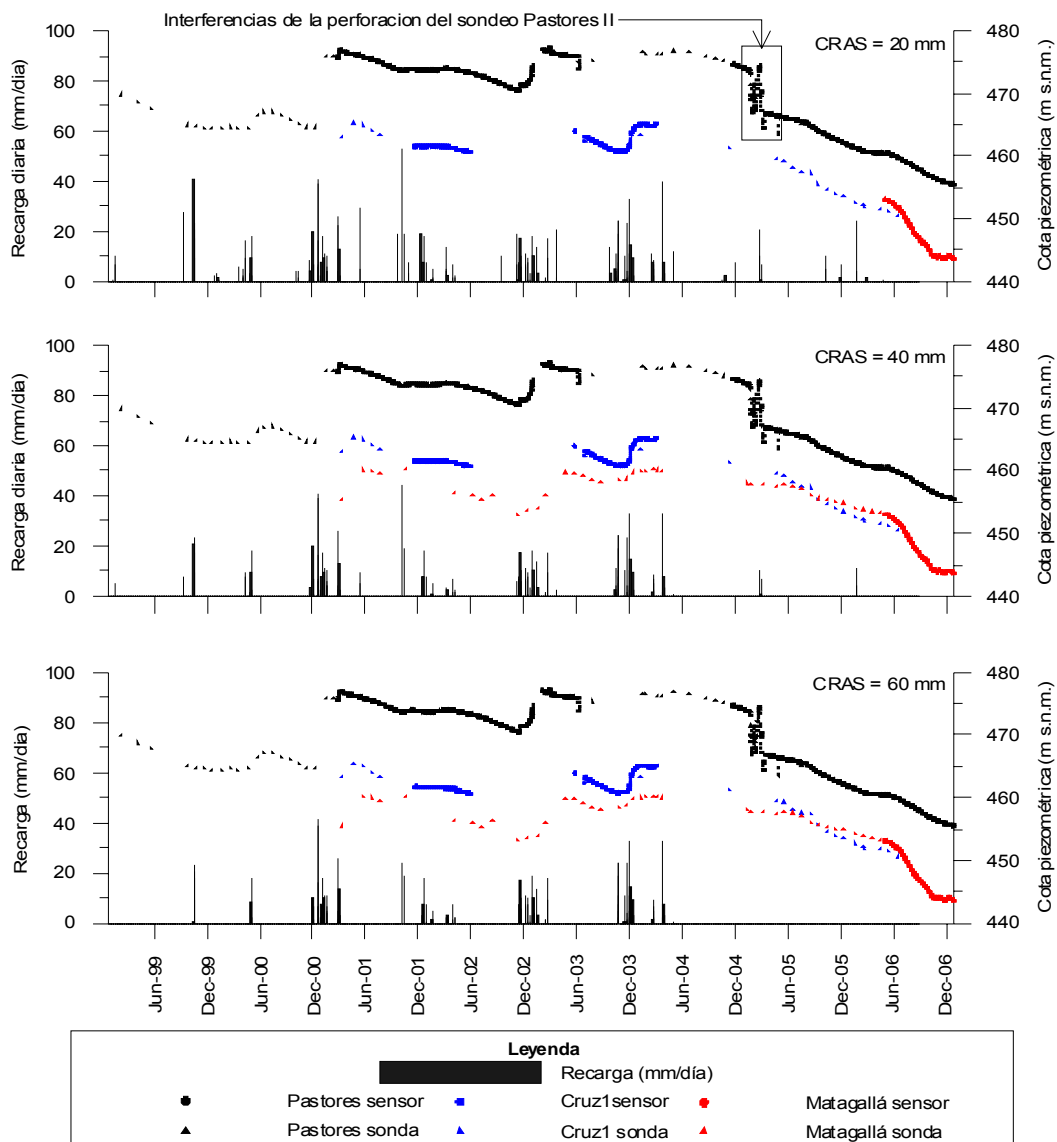
Los equipos instalados con anterioridad al año 2004 han ocasionado innumerables problemas de operación y mantenimiento. En los piezómetros citados se instalaron sensores, modelo Dipper de la casa SEBA, que registraban mediante un codificador angular el giro de una polea conectada a un sistema de flotador y contrapeso. El reducido diámetro de los piezómetros, que obligó a fabricar flotadores y contrapesos no estandarizados, y la profundidad del nivel piezométrico provocaron su mal funcionamiento.

A finales del año 2004, en el sondeo de Pastores I, y un año después, en el piezómetro Matagallá, se sustituyeron los equipos instalados por sendos transductores de presión, dotados con sonda manométrica de cerámica y sensor de temperatura, modelo Orpheus y Mini-Orpheus, respectivamente, de la casa OTT.

Las tres series de datos piezométricos que se representan en la Figura 6.6 muestran una evolución parecida. Destacan tres periodos de recarga en los que se producen ascensos de los niveles piezométricos. El primero ocurrió entre diciembre de 2000 y febrero de 2001 y ocasionó un ascenso del nivel piezométrico, en el sondeo de los Pastores I, de 11 m (464,6 a 475,6 m s.n.m.). La recarga acumulada en ese periodo, calculada con el balance diario de agua en el suelo y con un valor de la CRAS de 40 mm (281,1 mm), y una porosidad eficaz de 0,025, explicaría ese ascenso del nivel piezométrico. Entre mediados de noviembre de 2002 y finales de febrero de 2003, el nivel piezométrico en este mismo sondeo subió 6,75 m (470,53 a 477,28 m s.n.m.). De igual forma, la recarga en ese periodo, que resulta con un valor de la CRAS de 40 mm (143,6 mm) y una porosidad eficaz de 0,021, justifica el ascenso ocurrido. En este mismo periodo, en el sondeo Matagallá, el ascenso de nivel fue de 6,6 m, por lo que se pueden hacer parecidas consideraciones. La precipitación ocurrida en la Sierra de Becerrero entre el 22 de noviembre de 2003 y el 27 de febrero de 2004 generó un episodio de recarga en este acuífero que, su vez, provocó una subida del nivel en el piezómetro Cruz I, de 460,71 a 465,3 m s.n.m (4,59 m). La serie de valores de recarga generada con un valor de la CRAS de 40 mm (143,6 mm) y una porosidad eficaz de 0,031, explicaría ese ascenso del nivel.

Por otro lado, los descensos que se miden durante los periodos de ausencia de recarga, como el que se registró al final del periodo de investigación, son de unos 6,7 m/año en los piezómetros de Los Pastores I y Cruz I. Este vaciado a lo largo del año implicaría la extracción de una columna de agua equivalente a 201 mm en una roca con una porosidad eficaz de 0,03. Esta cifra (201 mm/año), aplicada a los 26,2 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables, implicaría una extracción de 5,3 hm<sup>3</sup>/año, muy parecida a la que se realizó en 2006 (4,9 hm<sup>3</sup>/año). El descenso que se registra en el sensor instalado en el piezómetro Matagallá parece estar afectado por alguno de los pozos de bombeo próximos, si bien al final del periodo de control la evolución temporal de la piezometría muestra un trazado paralelo al del sondeo de los Pastores I.

Es interesante poner de manifiesto que la temperatura del agua ha permanecido invariable en los sensores de los piezómetros Pastores I, con 17,9 °C, y Matagallá, con 17,8 °C. Esta llamativa homogeneidad térmica aconsejó que los equipos fueran verificados y calibrados en varias ocasiones, sin que en ninguna de las revisiones se encontrara fallo alguno. El primero de los sensores está instalado a 120 m de profundidad, con el nivel piezométrico a unos 110 m de profundidad, y el segundo a 60 m, con el nivel a 50 m de profundidad. Este hecho parece descartar que la recarga en el entorno de estos dos sondeos se produzca por vías preferenciales de flujo que permitan la infiltración rápida de agua más fría que la que existe en la zona saturada del acuífero.



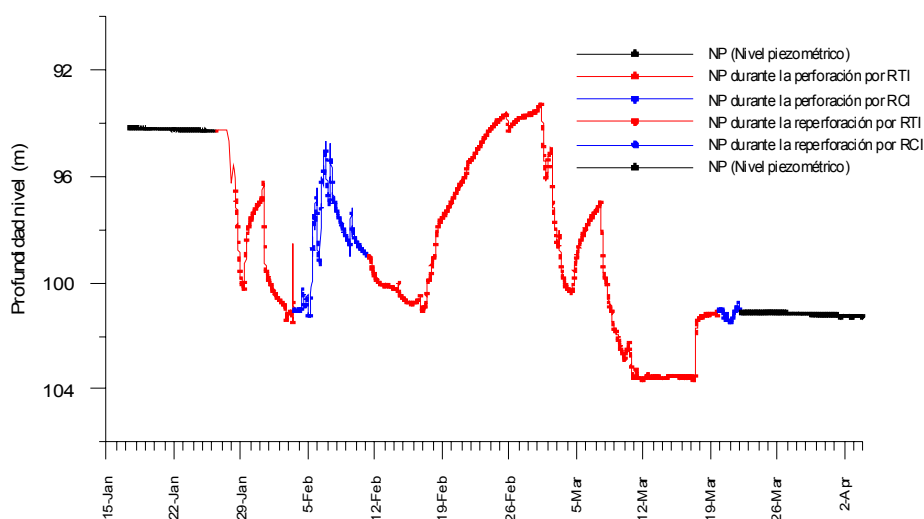
**Figura 6.6.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico de los sondeos Pastores I (1541/4/0044), Cruz I (1541/5/0046) y Matagallá (1541/8/0046) (Periodo 1999-2006).

La evolución del nivel piezométrico del sondeo Pastores I (Figura 6.6) revela algunos datos anómalos, que se midieron entre el 26 de enero y el 2 de abril de 2005. Esta perturbación de los niveles fue debida a la construcción, a 8 m de distancia, del sondeo de investigación-preexplotación Pastores II, dirigido por el autor de esta Memoria.

Para la construcción del sondeo Pastores II se utilizó un equipo de perforación que utiliza el procedimiento de rotopercusión/rotación, con aire en circuito de circulación inverso, y que extrae agua de forma continua cuando el sondeo es productivo. La existencia, junto a la perforación realizada, del piezómetro Pastores I, acondicionado con un sensor piezométrico, permitía realizar un control en continuo de las variaciones del nivel que se iban a producir en el piezómetro durante la perforación del sondeo contiguo. Por este motivo se reprogramó la cadencia de medida del sensor, que normalmente se mantenía con 4 lecturas diarias, a una lectura cada 15 minutos. Con la información que se iba a generar, se pretendía estimar la transmisividad después de cada jornada de trabajo, con objeto de comprobar si existía un cambio sustancial de ésta con el avance de la perforación y, en su caso, conocer las profundidades a las que eventualmente se producían estas variaciones. Los resultados no han sido los esperados; sin embargo, el análisis de las fluctuaciones de nivel que se produjeron (ver Figura 6.7) permite extraer interesantes conclusiones acerca del funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

Antes de detallar los cambios que se produjeron en la evolución del nivel en el piezómetro Pastores I, es preciso conocer sus características constructivas y la situación de las principales zonas productivas que se detectaron; el piezómetro denominado Los Pastores I (1541/4/0044) consiste en una perforación de investigación de 206 m de profundidad y un diámetro de 8½". Durante la construcción del sondeo se perforaron calizas jurásicas de la formación Camarena y se detectó un importante tramo fracturado, en el metro 138, donde se perdió toda la circulación, circunstancias que se mantuvieron hasta el final de la obra (206 m). El nivel piezométrico se encontraba al terminar la perforación a 92 m de profundidad y el sondeo fue acondicionado como piezómetro. Se entubó hasta 1,5 m de profundidad con tubería metálica de 180 mm de diámetro y de 0 a 205 m con tubería de PVC de 60 mm de diámetro, ciega de 0 a 116 m y filtrante de 116 a 205 m.

En la Figura 6.7 se ha representado la evolución del nivel piezométrico en el piezómetro Pastores I durante las obras de construcción del sondeo de explotación Pastores II. Se ha diferenciado con distintos colores la evolución del nivel piezométrico, según el procedimiento de perforación que se empleaba en el sondeo Pastores II.



**Figura 6.7.** Evolución del nivel piezométrico en el sondeo Pastores I (1451/4/0044) durante la construcción del sondeo Pastores II (1541/4/0056). NP, nivel piezométrico; RTI, rotopercusión inversa; RCI, rotación con circulación inversa.

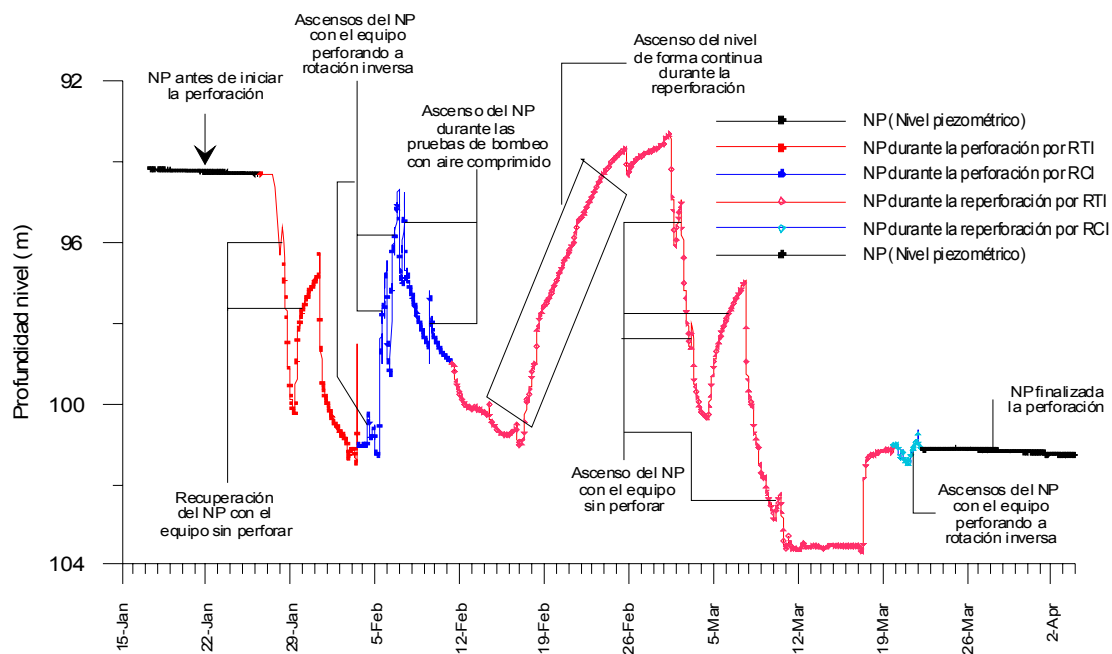
Para la construcción del sondeo Pastores II se realizó un sondeo piloto de 10<sup>o</sup> (254 mm) de diámetro, perforado por el procedimiento de rotopercusión inversa. Al alcanzar una profundidad de 234 m, se cortó el primer tramo productivo y el nivel piezométrico se encontraba a 103 m de profundidad. La importante contrapresión existente sobre el útil de corte obligó a perforar por el procedimiento de rotación inversa con air-lift, desde 245 m a 322 m, profundidad a la que finalizó la fase de investigación, al haber alcanzado materiales del Trías en facies germano-andaluza. Una vez concluida la perforación del sondeo piloto de investigación, se realizó un bombeo con aire comprimido, aprovechando la válvula de air-lift instalada en la sarta. Se controló el caudal, la conductividad eléctrica y la temperatura del agua. Al inicio del bombeo, el agua presentaba una conductividad eléctrica de 9500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , que se estabilizó posteriormente en un valor de 5000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Finalizado el bombeo, se realizó un ensayo de recuperación. La recuperación del nivel piezométrico fue muy rápida, lo que impidió realizar una correcta determinación de la transmisividad. Seguidamente se aisló el fondo del sondeo con arcillas expansivas y, después de esta operación, se procedió a un nuevo bombeo, que confirmó el correcto aislamiento hidráulico del fondo de la perforación, al estabilizarse la conductividad en 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Con el sondeo de investigación sin entubar, se realizó la testificación geofísica. Sus resultados, la magnitud del caudal aforado por el sondeo, y la débil mineralización del agua bombeada, avalaron la reperfusión del sondeo piloto, para convertirlo en un sondeo de producción o de explotación.

En la fase de construcción del sondeo de explotación se aprovechó el taladro realizado con el sondeo piloto. Se reperfirió por el procedimiento de rotopercusión inversa, con un tallante de 508 mm hasta 209 m de profundidad, tramo que se acondicionó como cámara de bombeo con la tubería correspondiente. Posteriormente, se perforó mediante rotación inversa con air-lift, hasta 258 m de profundidad, con un tricono de 12 $\frac{1}{4}$ ".

Antes de iniciar los trabajos de perforación del sondeo Pastores II, el nivel piezométrico en el piezómetro Pastores I estaba a una profundidad de 94,3 m (Ver Figura 6.8). El 26 de enero comenzó la perforación del sondeo, como ya se ha dicho con el procedimiento de rotopercusión inversa hasta 234 m de profundidad. Conforme avanzaba la perforación, el nivel en el piezómetro iba descendiendo y tendía a recuperar, lentamente, la carga hidráulica original ( $\approx 94$  m de profundidad) en los periodos que no se perforaba, como sucedió del 29 al 31 de enero. El 31 de enero se perforó desde 216 a 237 m de profundidad y, al finalizar el metro 234, se pasó de extraer algo menos de 1 l/s a superar los 10-12 l/s. La evolución del nivel en el piezómetro Pastores I cambió a partir de esa fecha; cuando se dejaba de perforar en el sondeo contiguo, el nivel en el piezómetro tendía a buscar un nuevo equilibrio hidrodinámico; el nuevo nivel estático estaba a una profundidad menor de 101 m. El sondeo piloto había conectado el sistema de fracturas cortado a 234 m, en la perforación, con el situado a 138 m de profundidad en el piezómetro Pastores I. Mientras tanto, en el sondeo piloto el nivel piezométrico descendió hasta 103 m de profundidad. Todo indicaba que el sistema de fracturas situado a mayor profundidad tenía menor carga hidráulica que el situado a menor profundidad, lo que pone de manifiesto una disminución del potencial hidráulico al aumentar la profundidad.





**Figura 6.8.** Evolución del nivel piezométrico en el sondeo Pastores I (1451/4/0044) durante la perforación del sondeo Pastores II (1541/4/0056). NP, nivel piezométrico, RTI, rotopercusión inversa; RCI, rotación con circulación inversa.

La elevada transmisividad de los materiales atravesados en el sondeo piloto a 234 m de profundidad hacía que el nivel piezométrico prácticamente no descendiera durante las labores de perforación, pese a utilizar dos compresores y un booster, por lo que la sobrepresión que ejercían los 131 mca impedía continuar trabajando por el procedimiento de rotopercusión inversa. Cuando el sondeo de investigación alcanzó 245 m de profundidad, se extrajo la maniobra, se modificó la sarta de perforación, y se continuó perforando por el procedimiento de rotación con circulación inversa. El cambio del sistema de perforación se realizó el día 4 de febrero. A partir de esa fecha, mientras se perforaba en el sondeo, por el procedimiento de rotación inversa, el nivel piezométrico ascendía en el piezómetro Pastores I. Al parecer, una fuga de aire en la sarta de perforación provocaba la subida del nivel en el piezómetro. Ésta fue la causa que impidió realizar las pruebas de transmisividad al reperfurar el sondeo. El 7 de febrero, cuando la perforación alcanzó 322 m de profundidad, en materiales del Triás, se decidió concluir el sondeo.

El 12 de febrero comenzó la reperforación del sondeo piloto, para convertirlo en un sondeo de explotación y el 16 de febrero se modificó la tendencia en la evolución del nivel piezométrico medido en el piezómetro Pastores I. El nivel piezométrico ascendía durante el día cuando se perforaba, al igual que por la noche cuando no se trabajaba. El detritus de la perforación “selló” el tramo productivo situado a 234 m de profundidad y había que aportar agua a la perforación. Por la noche, cuando no se perforaba, se producía una subida del nivel, debido a que la carga hidráulica del piezómetro pasó a estar controlada de nuevo por el tramo fracturado situado a 138 m de profundidad. Este hecho se comprobó en varias paradas de la máquina, en especial en las ocurridas entre el 5 y el 7 de marzo. El día 11 de marzo se alcanzaron 170 m de profundidad, el sondeo empezó a producir agua, al penetrar esta por el fondo, y el nivel en el piezómetro volvió a estar controlado por la zona productiva situada a 234 m de profundidad, de modo que se estabilizó a 103,5 m de profundidad, hasta el día 17 de marzo, cuando se terminó la cámara de bombeo (perforada de 0 a 209 m de profundidad en 508 mm de diámetro). Durante las labores de perforación y de limpieza que se realizaron ese día, la carga hidráulica en el piezómetro volvió a estar dominada por el tramo fracturado profundo y el nivel en el piezómetro se estabilizó en 101 m de profundidad.

Entre los días 20 y 21 de marzo se ensanchó la zona productora del sondeo, situada entre 209 y 258 m de profundidad y el resto del sondeo, hasta los 322 m de profundidad, se aisló para evitar entrada de agua salada. Al dejar de perforar el 22 de marzo, el nivel queda estabilizado en el piezómetro a 101,13 m de profundidad, casi 7 m por debajo de la profundidad que tenía antes de comenzar la perforación contigua, y con una tendencia descendente de unos 1,8 cm/día, similar a la que existía antes de empezar la obra.

En definitiva, el control de la evolución del nivel piezométrico en el piezómetro y en el sondeo perforado ha puesto de manifiesto que existen importantes diferencias de potencial hidráulico entre fracturas situadas a distinta profundidad, de modo que disminuye con la profundidad.

## **6.3 PARÁMETROS HIDRÁULICOS**

La evaluación de los parámetros hidráulicos del acuífero se ha realizado, fundamentalmente, a partir de la reinterpretación de los ensayos de bombeo y mediante el análisis de diversas diagramas realizadas durante el transcurso de esta investigación. Por su parte, se aportan datos del sistema poroso de las calizas de la formación Camarena, en la Sierra de Becerrero, que provienen de distintos trabajos realizados por P. Ortiz y colaboradores (Ortiz, 1994; Ortiz *et al.*, 1994, 1995).

### **6.3.1 ESTUDIO DE LA POROSIDAD**

#### **6.3.1.1 Porosidad de la matriz de la roca**

P. Ortiz (1994), en su Tesis de Licenciatura, realizó un estudio detallado del sistema poroso de las calizas de la formación Camarena, en la Sierra de Becerrero. En este trabajo se cogieron 22 muestras, en los frentes de excavación de distintas canteras, con las que se estudiaron las características petrográficas y geoquímicas y las propiedades petrofísicas más representativas, con el fin de comprobar la calidad técnica de estas rocas como material de construcción.

El protocolo que se siguió para estudiar el sistema poroso contempló varias fases: i) cuantificación de la porosidad y de la distribución de los poros, mediante porosimetría de mercurio, ii) observación del sistema poroso con microscopio óptico y electrónico, y iii) ensayos de absorción de agua por inmersión total.

Los resultados de los ensayos de inyección de mercurio permitieron determinar que el volumen ocupado por los poros vacíos accesibles al mercurio fue siempre inferior al 15 %. Asimismo, se comprobó que la porosidad y la porometría de las muestras estaban condicionadas por las características petrográficas, aspecto que permitió distinguir tres grupos de calizas, según las distintas características del sistema poroso (Ortiz *et al.*, 1995): C<sub>1</sub>. En este grupo se incluyeron las muestras con una porosidad total inferior al 5% y una densidad comprendida entre 2,63-2,73 g/cm<sup>3</sup>, que corresponden a calizas de grano muy

fino y uniforme y otras de tamaño de grano variable, pero compactas. A este grupo pertenecen casi todas las variedades de calizas micríticas identificadas y las calizas oncolíticas e intraclásticas fuertemente cementadas por esparita.

C<sub>2</sub>. Constituye este grupo las muestras con porosidades totales mayores del 10 %, que corresponden a las rocas con tamaño de grano variable y grueso, mal cementadas, y con las menores densidades (2,35-2,39 g/cm<sup>3</sup>). En este grupo están incluidas las calizas ooesparíticas y oncoesparíticas con cementos de diferente tamaño de grano.

C<sub>3</sub>. El resto de muestras analizadas presentan una porosidad intermedia entre las dos clases ya descritas. Se incluyen en este grupo las calizas de tamaño de grano muy variable, desde muy fino (pelmicrita) al muy fino-medio de las oncomicritas y oncoesparitas, o al fino-grueso, de las oncoesparitas con intraclastos.

El estudio morfológico de la porosidad aportó varios datos de especial interés. En particular, permitió comprobar que la porosidad intercrystalina es la más abundante. Este hecho favorece una mayor interconexión entre el sistema poroso y por tanto contribuye a que las muestras tengan mayor porosidad eficaz; no obstante, también se encontraron poros intrapartícula en los bioclastos o por la pérdida de núcleos de oncolitos, que constituyen parte de la porosidad “no conectada” y que reducen el valor de la porosidad eficaz de las muestras (Lucia, 1999). De este análisis también debe ser destacada la presencia de importantes fisuras, algunas de tamaño milimétrico, que en la mayoría de los casos se presentan abiertas o parcialmente recristalizadas con calcita, y que también incrementan el grado de conexión entre los poros intercrystalinos.

Durante las pruebas de inmersión en agua, los distintos grupos diferenciados según el valor de la porosidad total, también presentaron distinto comportamiento, de forma que las calizas con mayor porosidad total, las de los grupos C<sub>2</sub> y C<sub>3</sub>, presentaban una fase inicial de absorción rápida y una posterior etapa de absorción lenta, de larga duración, hasta alcanzar la fase de equilibrio. En las calizas del grupo C<sub>1</sub> el proceso sorcitivo era menor, más gradual y más lento.

Por tanto, debe ser subrayada la estrecha a relación que existe entre la porosidad total, que resulta de los ensayos de inyección de mercurio, y la capacidad de absorción de agua. Este hecho pone de manifiesto un sistema poroso bien comunicado, en el que la porosidad no conectada es de menor importancia.

En la Tabla 6.1 se resumen los resultados de los distintos ensayos realizados en el trabajo de Ortiz *et al.* (1995), del que se destacan los valores del coeficiente de equilibrio (por coeficiente de equilibrio se entiende el volumen de agua contenido en una muestra, respecto al volumen total de la muestra, después de permanecer 14 días inmersa en agua destilada, a presión atmosférica). En las calizas micríticas, el coeficiente está comprendido entre el 0,5 y el 2,5%, en las calizas oncolíticas, entre 0,9 y 3,3%, y en las calizas oncolíticas de grano fino, entre 1,5 y 4,7 %.

	Calizas Micríticas	Calizas Oncolíticas de grano fino	Calizas Oncolíticas de grano fino
Porosidad Total(%)	0,78-5,19	2,71-10,32	2,42-13,25
Radio Medio de Poro ( $\mu\text{m}$ )	0,004-32,256	0,017-0,737	0,022-7,87
Densidad Aparente ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	2,58-2,69	2,40-2,73	2,39-2,70
Densidad Real ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )	2,67-2,79	2,67-2,82	2,66-2,85
Superficie Específica( $\text{m}^2/\text{g}$ )	0,11-0,98	0,036-0,87	0,44-0,96
Coefficiente de Hirswald, W% (48 horas)	0,4-2,2	0,7-3,1	1,2-4,5
Coefficiente de equilibrio, W% (14 días)	0,5-2,5	0,9-3,3	1,5-4,7
Índ. Resis. Carga Puntual $I_s$ (50) Mpa	2,62-4,10	2,68-4,20	2,62-5,18
Resist. Compr. Uniaxial UCS ( $\text{kg}/\text{cm}^2$ )	850-1.150	529-1.368	465-1.142
Velocidad US (m/s)	2.775-3.195	2.410-3572	2.474-3.300

**Tabla 6.1.** Porosidad y propiedades físicas de las calizas de la Sierra de Estepa (Ortiz *et al.*, 1995)

En definitiva, este trabajo permitió comprobar que las calizas de la formación Camarena, que constituyen la práctica totalidad del acuífero de la Sierra de Becerrero, presentan un sistema poroso, con porosidades eficaces comprendidas entre el 0,5 y el 4,7%, en las que los valores más habituales están comprendidos entre el 1,5 % y el 3,1%. Asimismo, el importante porcentaje de la porosidad interconectada respecto a la porosidad total, la rápida absorción del agua de los grupos C<sub>2</sub> y C<sub>3</sub> y los tamaños de poro, que se determinan con la porometría, indican que estas calizas presentan buenas condiciones para facilitar el movimiento de fluidos en su seno, de manera que se presupone que la matriz de las rocas carbonáticas de la formación Camarena permite un buen intercambio de agua con las fracturas y con los conductos kársticos del acuífero.

### 6.3.1.2 Porosidad por fracturación y por karstificación

Las redes de fracturas y de conductos kársticos de los acuíferos carbonáticos son prácticamente imposibles de medir por su marcada heterogeneidad; sin embargo, en algunos acuíferos o sectores de acuíferos en los que se dispone de una densa red de sondeos de investigación, como es el caso de varias zonas mineras del sur de Polonia (Zuber y Motyka, 1998), se han aplicado distintos métodos de evaluación de la porosidad debida a fracturas y a conductos kársticos, con los que se ha conseguido obtener una información bastante precisa de la repercusión que estos tipos de porosidad tienen en el funcionamiento hidrogeológico y en el transporte de contaminantes en las zonas investigadas.

Uno de los métodos de estudio se basó en la medida de las discontinuidades, tanto de fracturas como de conductos kársticos, en los testigos de los sondeos de investigación minera. De esta forma, la porosidad por fracturas ( $m_f$ ) se determinó mediante el reconocimiento y medida de la apertura vertical ( $l_f$ ) de las fracturas de los testigos de los sondeos (Figura 6.9) utilizando la expresión:

$$m_f = \sum \frac{(l_f / l_t)}{N}$$

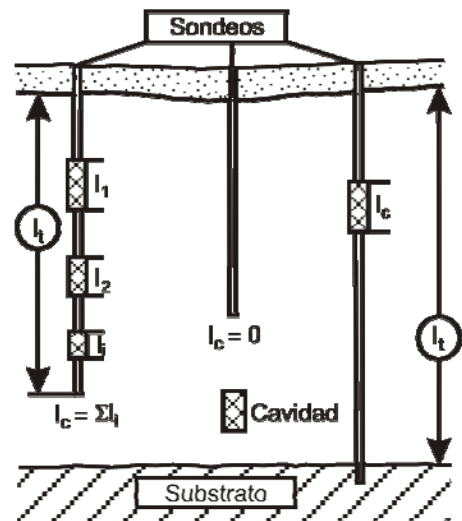
donde:

$m_f$ , porosidad por fracturación

$l_f$ , apertura de la fractura (m)

$l_t$ , longitud de formación acuífera perforada (m)

$N$ , número de sondeos



**Figura 6.9.** Cálculo de la permeabilidad por karstificación en sondeos (modificado de Zuber y Motyka, 1998)

En el caso de la porosidad por conductos, se procedió de igual forma. El criterio elegido para diferenciar conductos y fracturas fue la apertura de la discontinuidad, de manera que, si la apertura es mayor de 0,1 m, se consideró conducto y, si era menor de 0,1 m, fractura (Zuber y Motyka, *op.cit.*).

Ya se ha mencionado en esta Memoria la escasa representatividad de los sondeos para investigar la red de conductos kársticos; sin embargo, y pese a estas limitaciones, se ha creído conveniente aplicar este método a tres sondeos de investigación perforados en el sector central de la Sierra de Becerrero, en los que se realizaron diferentes diagrfias que permiten, en la pared de la perforación, identificar la posición de cavidades y fracturas, además de medir la apertura, la dirección y el buzamiento de estas discontinuidades, entre otros aspectos.

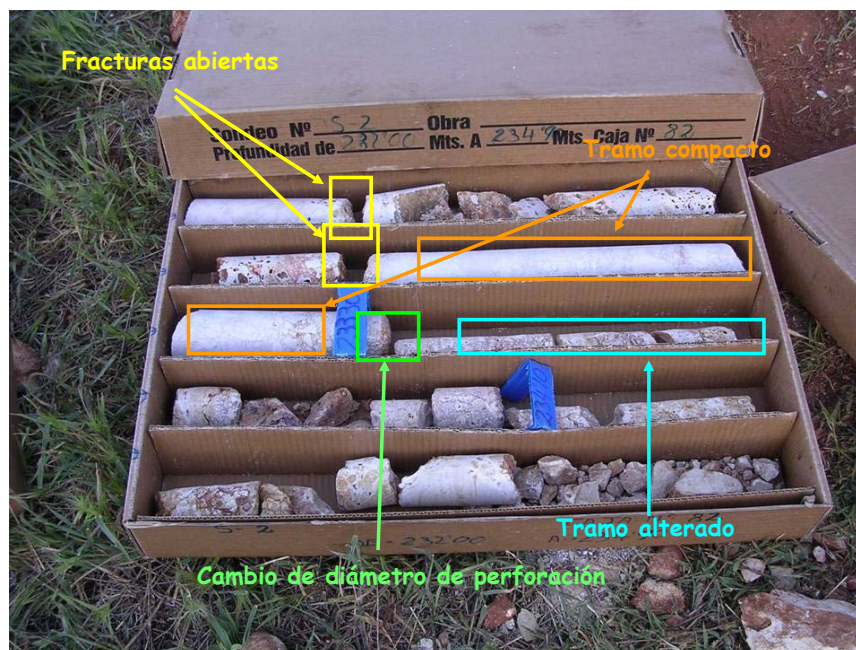
Dos de estos sondeos, el sondeo Martillo (1541/4/0058) y el Cañada Honda (1541/4/0060), se perforaron por el procedimiento de rotación con testigo continuo; además de la testificación mecánica o litológica, se controló la velocidad de avance y la evolución del nivel piezométrico (IGME, 2005a). En el tercero, perforado por el procedimiento de rotación/rotopercusión en circuito de circulación inversa, a los controles citados se añadieron los del caudal de extracción y los cambios en la presión sobre el útil de corte (IGME, 2005d; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a).

Las diagrfias realizadas no fueron las usuales en sondeos de investigación hidrogeológica (IGME, 1986b; Aracíl, 1995; León *et al.*, 2000), con excepción de los registros de gamma natural, conductividad eléctrica de la formación, desviación y verticalidad, ya que se realizaron los novedosos registros de visor televisivo óptico (televiwer óptico) y acústico (televiwer acústico), más el sónico de onda completa. Con estos tres últimos tipos de diagrfias, se incrementa notoriamente la información referente a la fracturación y a la karstificación de los macizos carbonáticos y son de especial interés en las perforaciones realizadas con procedimientos destructivos.

La sonda del televiwer óptico incorpora una cámara y un prisma, con el que genera una imagen, continua y de 360°, de la pared del sondeo. Esta imagen está en todo momento orientada respecto al norte magnético mediante un sistema compuesto de tres acelerómetros y tres magnetómetros. Se obtiene información litológico-estructural detallada y se determina la desviación del sondeo (ALT, 2001).

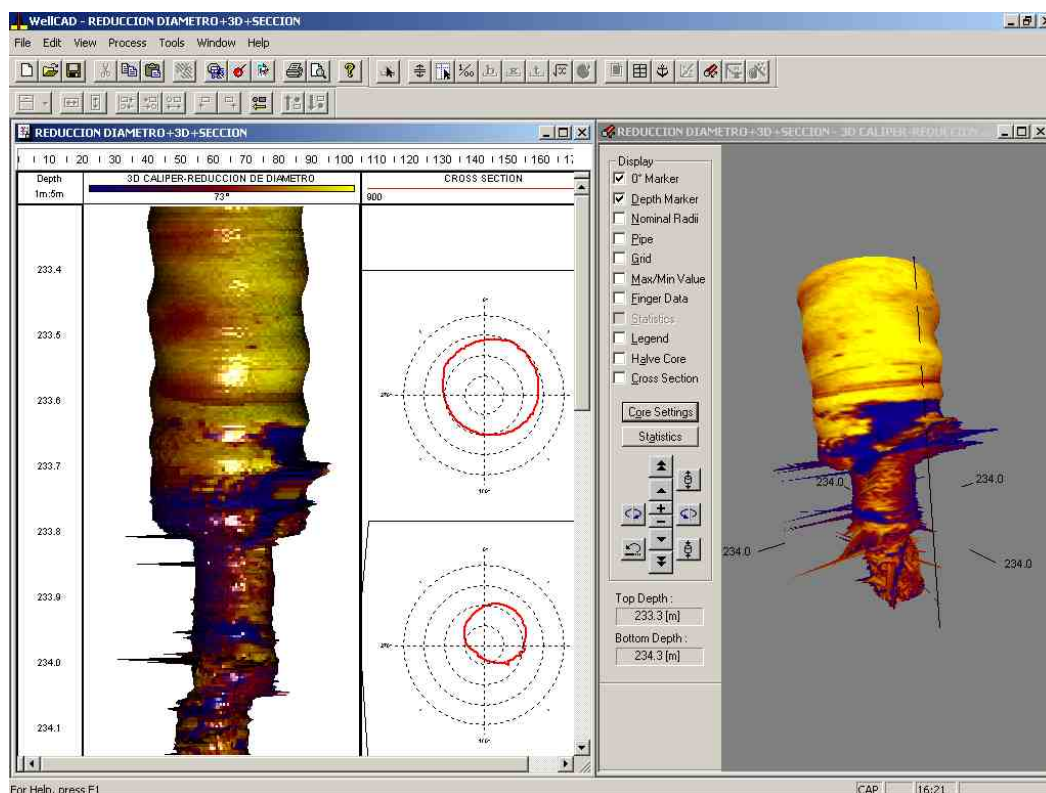
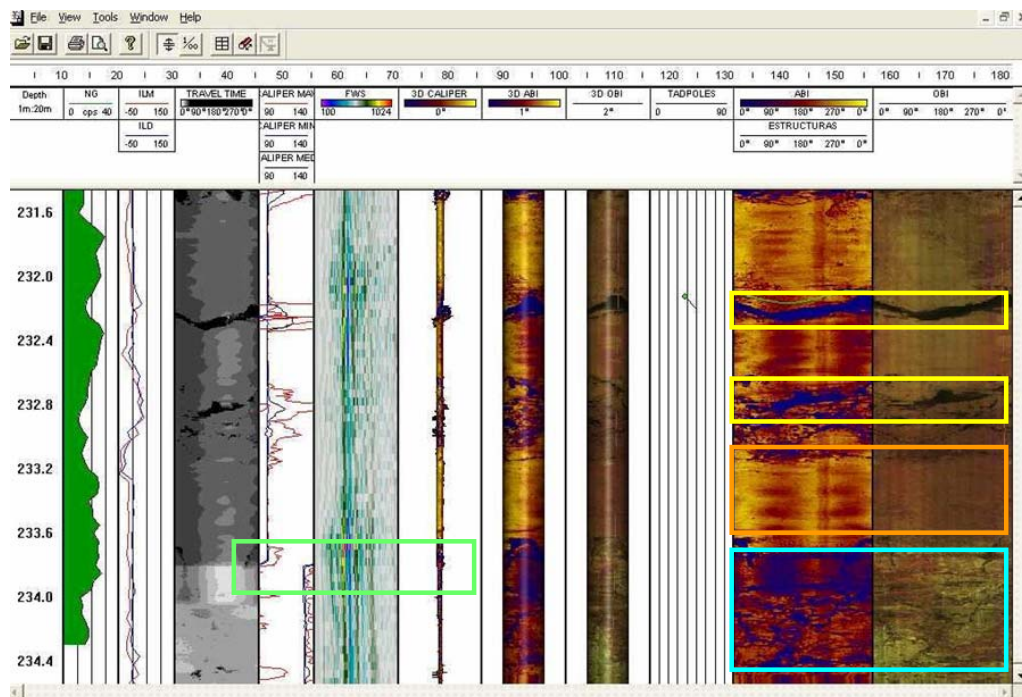
El televiever acústico dispone del mismo sistema de orientación que el óptico, pero incorpora un scanner que genera una imagen del sondeo por transmisión de pulsos ultrasónicos, emitidos desde un sensor rotativo, y el posterior registro de la señal reflejada. Esta sonda requiere trabajar sumergida en fluido, sin importar las condiciones de turbidez. Esta herramienta de generación de imágenes acústicas, al igual que la anterior, permite observar estructuras y, además, analiza con una alta precisión el diámetro del sondeo (caliper acústico).

Con el software disponible (ALT, 2001), se pueden comparar las imágenes generadas por el televiever óptico y el acústico con los resultados de las demás diagraffias y además es posible realizar posteriores proyecciones virtuales de la pared del sondeo, de modo que se consigue un “testigo continuo virtual”, en el que se observan con facilidad contactos geológicos, superficies de discontinuidad, estructuras sedimentarias, etc. Como ejemplo, en la Fotografía 6.1 se presenta un tramo del testigo del sondeo Martillo, comprendido entre 232 y 234,9 m de profundidad, en el que se observa un cambio en el diámetro de perforación y en el que se atravesaron varias fracturas abiertas y un tramo alterado, que quedan perfectamente registrados en las diagraffias realizadas. El tratamiento de los tiempos de llegada de los pulsos ultrasónicos permite generar una imagen virtual de la pared del sondeo, tanto en 2 dimensiones como en 3 D (Figura 6.9).



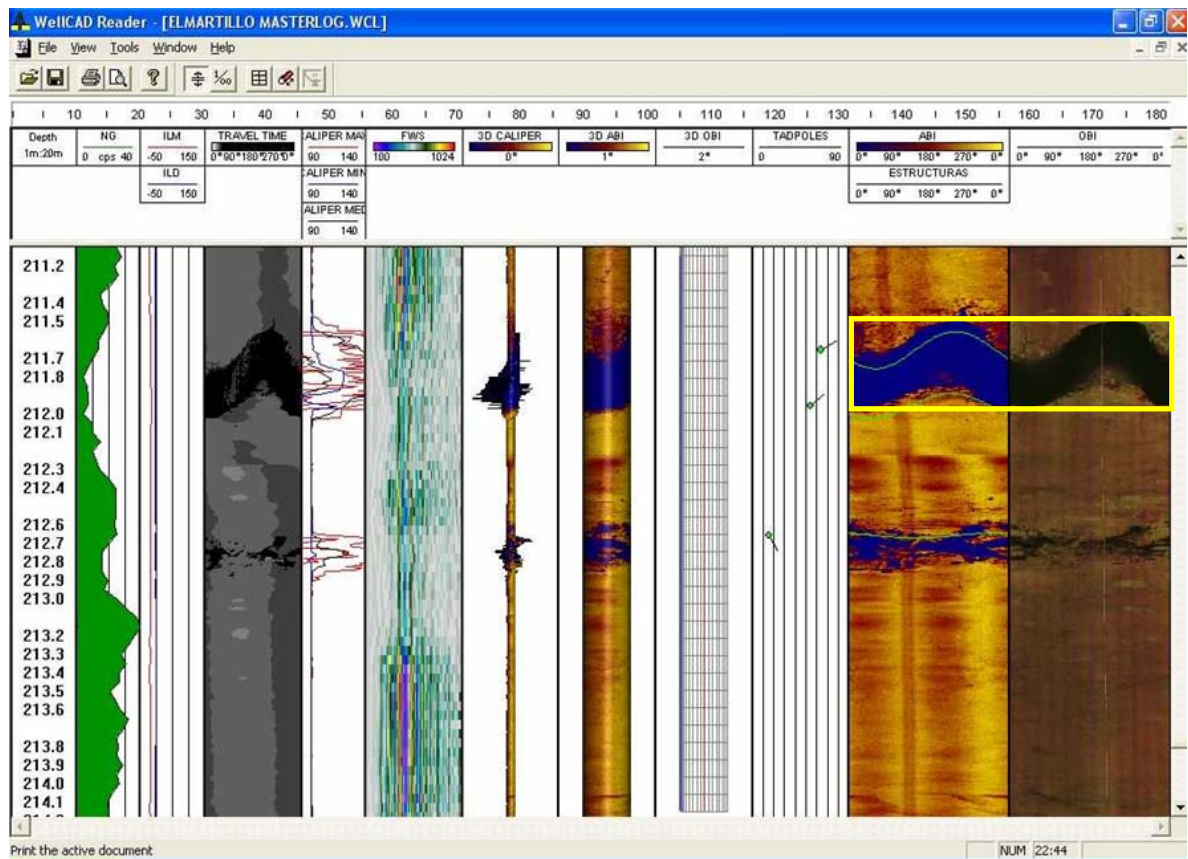
**Fotografía 6.1.** Testigo del sondeo Cañada Honda (232-234,9 m), en el que se identifican varas fracturas abiertas, un cambio del diámetro de perforación y un tramo alterado más profundo.





**Figura 6.10.** Testificación geofísica del sondeo Martillo entre 231,6 y 234 m de profundidad y testigo virtual 3D (233,3 a 234,1 m de profundidad), generado con el televiwer acústico, mediante tratamiento de los tiempos de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiwer acústico). NG, gamma natural. ILM, inducción media. ILD, inducción profunda. Time, tiempo de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiwer acústico). CAL, caliper (acústico). FWS, sónica de onda completa. 3D ABI, testigo virtual generado con el televiwer acústico. 3D Caliper, caliper 3D generado con el televiwer acústico. Tadpoles, buzometría. ABI estructuras, imagen de la pared del sondeo generada con el televiwer acústico.

El posterior tratamiento de la imagen (se recuerda que la sonda genera una imagen orientada) permite realizar registros de buzamientos, que sustituyen de manera eficaz a las complejas sondas que determinaban el buzamiento mediante mediciones conjuntas de resistividad (Schlumberger, 1972; IGME, 1986b). Por otro lado, la ampliación de la imagen permite realizar medidas precisas de la apertura de las fracturas. En la Figura 6.11 se muestran dos importantes fracturas (Fotografía 6.2), que quedaron perfectamente registradas en las diagrafas realizadas en el sondeo Martillo.

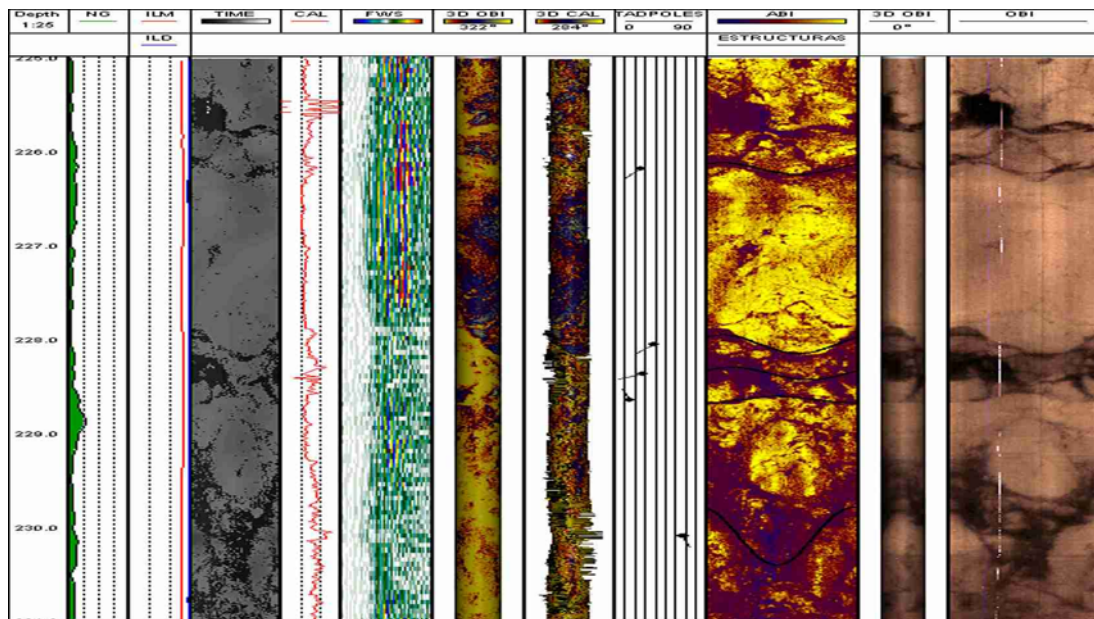


**Figura 6.11.** Testificación geofísica del sondeo Martillo, entre 211,2 y 214,1 m de profundidad, en el que se observan dos importantes fracturas abiertas, sin rellenos arcillosos y en las que se ha podido determinar la dirección y buzamiento de la base y el techo de la primera discontinuidad. NG, gamma natural. ILM, inducción media. ILD, inducción profunda. Time, tiempo de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiwer acústico). CAL., caliper (acústico). FWS, sónica de onda completa. 3D ABI, testigo virtual generado con el televiwer acústico. 3D Caliper, caliper 3D generado con el televiwer acústico. Tadpoles, buzometría. ABI estructuras, imagen de la pared del sondeo generada con el televiwer acústico.

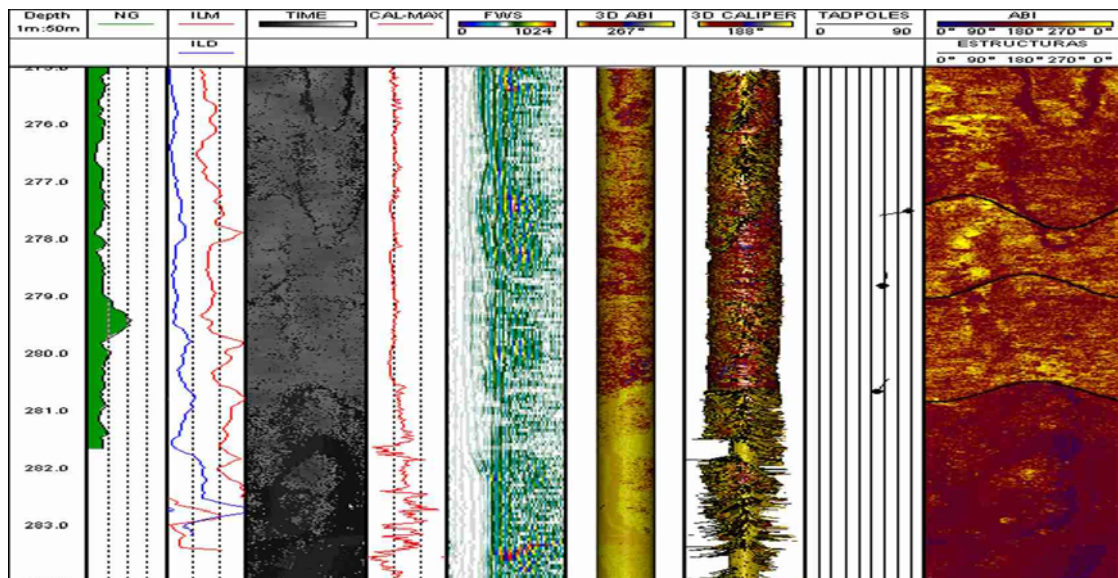


**Fotografía 6.2.** Testigo del sondeo Cañada Honda (209,45 a 212,35 m), en el que se identifican importantes discontinuidades abiertas.

Por otro lado, la sonda sónica de onda completa mide la velocidad de transmisión de las ondas a través de los materiales cortados por el sondeo. Requiere trabajar sumergida en fluido. Un transmisor emite impulsos sónicos de alta frecuencia que atraviesan el fluido y las formaciones del sondeo, y luego son detectados por los receptores. Genera diagragfías por análisis de los tiempos de llegada y amplitud de las ondas refractadas (figuras 6.12 y 6.13). Las zonas de fractura, normalmente asociadas a una mayor permeabilidad secundaria, provocan un descenso en la amplitud de las ondas stoneley, lo que permite su fácil identificación. Además, se diferencian bien distintas litologías, y si se consigue un buen registro de las ondas S y P, se puede calcular el módulo elástico y estimar la porosidad. En la Figura 6.12 se muestra una combinación de diagragfías utilizada para conocer la posición, orientación y apertura de distintos tramos fracturados. En la figura 6.13 el análisis de las distintas testificaciones muestra de forma nítida el contacto geológico entre las dolomías vacuolares de la base de la formación Camarena con las arcillas abigarradas triásicas, en el sondeo Pastores II.



**Figura 6.12.** Testificación geofísica del sondeo “Pastores II”, de 225 a 231 m de profundidad. NG, gamma natural. ILM, inducción media. ILD, inducción profunda. Time, tiempo de llegada de los pulsos ultrasónicos (televiewer acústico). CAL, caliper (acústico). FWS, sónica de onda completa. 3D OBI, testigo virtual generado con el televiewer óptico. 3D Caliper, caliper 3D generado con el televiewer acústico. Tadpoles, buzometría. ABI estructuras, imagen de la pared del sondeo generada con el televiewer acústico. OBI, imagen de la pared del sondeo generada con el televiewer óptico



**Figura 6.13.** Testificación geofísica del sondeo “Pastores II”, desde 275 a 284 m de profundidad.

Con los resultados de las tres diagráfias en soporte digital, proporcionadas junto el programa Wellcad Reader (ALT, 2001) por la empresa especializada que realizó las diagráfias (BORELOG), se ha realizado un estudio de las discontinuidades.

Este trabajo ha consistido en identificar, una a una, todas las discontinuidades abiertas, que han quedado registradas con las diagrañas, y en medir su apertura en el sentido vertical. En la zona no saturada se combinó la señal del visor óptico con el gamma natural, mientras que, en la zona saturada, el visor televisivo acústico, junto con el caliper sónico y el registro sónico de onda completa, permitieron una mayor precisión de las medidas. Los resultados se muestran en la Tabla 6.2.

<b>Los Pastores</b>		
	<b>Aperturas &lt; 10 mm</b>	<b>Aperturas (&gt;10mm)</b>
N	186	34
Sumatoria $l_f$ (mm)	261	
Sumatoria $l_c$ (mm)		602
Longitud total (mm)	278810	278810
$l_f/l_t$	9.36E-04	
$l_c/l_t$		2.16E-03

<b>Martillo</b>		
	<b>Aperturas &lt; 10 mm</b>	<b>Aperturas (&gt;10mm)</b>
N	185	18
Sumatoria $l_f$ (mm)	353.5	
Sumatoria $l_c$ (mm)		332
Longitud total (mm)	232130	232130
$l_f/l_t$	1.52E-03	
$l_c/l_t$		1.43E-03

<b>Cañada Honda</b>		
	<b>Aperturas &lt; 10 mm</b>	<b>Aperturas (&gt;10mm)</b>
N	227	7
Sumatoria $l_f$ (mm)	407.5	
Sumatoria $l_c$ (mm)		191
Longitud total (mm)	225560	225560
$l_f/l_t$	1.81E-03	
$l_c/l_t$		8.47E-04

**Tabla 6.2.** Evaluación de la porosidad por fracturación y por karstificación en distintos sondeos de investigación de la Sierra de Becerrero, según el procedimiento descrito por Zuber y Motyka (1994). N, Número de discontinuidades,  $l_f$ = apertura de fracturas,  $l_c$ , apertura de conductos,  $l_t$ , longitud de la formación acuífera perforada.

Los valores de la porosidad total por fracturación y por karstificación, que resultan de aplicar la expresión de Zúber y Motyka a los tres sondeos, son del 0,046% y del 0,051%, respectivamente, sensiblemente menores que la porosidad eficaz de la matriz (1,5-3%).

En el caso de que los resultados obtenidos de porosidad por fracturación y por karstificación fueran extrapolables al resto del acuífero, se verificaría la importante capacidad de almacenamiento de la matriz de la roca frente a las fracturas y frente a las redes de conductos kársticos.

Si se comparan estos resultados con los de la Tabla 4.1, se comprueba que los valores son del mismo orden de magnitud que los obtenidos en los acuíferos de Mammoth Cave, en Estados Unidos, y del Chalk, Inglés.

En todo caso, y sin considerar la limitada representatividad de los datos presentados en la Tabla 6.2, las diagrafas realizadas han puesto de manifiesto la importante densidad de fracturación que afecta a las calizas y a las dolomías de la formación Camarena y la gran utilidad de los visores televisivos ópticos y acústicos combinados con el registro sónico de onda completa para el estudio de la fracturación en sondeos.

Lamentablemente, no se pudo contar con una sonda medidora del flujo, con la que se podrían haber identificado los tramos fracturados productivos.

En el caso del sondeo de los Pastores II, el tipo de perforación utilizado (rotoperCUSión/rotación inversa) permitió conocer la profundidad del primer tramo productivo del sondeo, situado a 234 m de profundidad. Hasta 234 m, el sondeo había atravesado 90 fracturas abiertas, que posteriormente quedarían por debajo del nivel piezométrico, algunas con 25 mm de apertura, pero ninguna de éstas aportó un caudal significativo de agua a la perforación. Este hecho, que por otro lado es bastante frecuente, desacredita los valores de permeabilidad que se facilitan a menudo en acuíferos carbonáticos, calculada frecuentemente dividiendo el valor de la transmisividad que resulta de los ensayos de bombeo por el espesor saturado del sondeo. En este sondeo, que fue aforado con un caudal de 80 l/s, la suma total de las aperturas de las discontinuidades existentes entre 234 m y 250 m de profundidad, que fue la profundidad definitiva del sondeo después del aislamiento de su fondo, es de 6 cm.

## 6.3.2 REINTERPRETACIÓN DE ENSAYOS DE BOMBEO

### 6.3.2.1 Material y métodos

Se han reinterpretado 7 ensayos de bombeo disponibles en la base de datos del IGME. Además, durante el transcurso de esta investigación se llevó a cabo, con la dirección del que suscribe, el ensayo de bombeo del sondeo de investigación-preexplotación Pastores II (1541/4/0059), en el que se realizaron medidas tanto en el pozo de bombeo como en los piezómetros Pastores I (1541/4/0044), Cañada Honda (1541/4/0060), Martillo (1541/4/0062) y Becerrero (1541/4/0061).

La mayoría de los ensayos consistió en pruebas de bombeo realizadas tras la perforación de los sondeos, algunos acidificados previamente, de modo que se trata de ensayos realizados en condiciones que no son las óptimas para la determinación rigurosa de los parámetros hidráulicos. En este sentido, es frecuente observar que durante la prueba de bombeo se produce el desarrollo del sondeo correspondiente, lo que da lugar a fluctuaciones impredecibles del nivel dinámico. Por otro lado, las pruebas más habituales consisten en los aforos de caudal creciente y de duración variable, que culminan en un escalón de mayor duración, que hace de sucedáneo del bombeo a caudal constante.

Los ensayos disponibles estaban interpretados, fundamentalmente, mediante el método de aproximación logarítmica de Jacob, tanto en el bombeo como en la recuperación. Estos métodos requieren indispensablemente que el parámetro adimensional “u” ( $r^2S/4Tt$ ) sea inferior a 0,03, condición que con frecuencia no se cumple, en especial en los ensayos escalonados. Asimismo, la corta duración de los ensayos de recuperación impide su interpretación adecuada. Otros factores que suelen condicionar los resultados del análisis de la recuperación derivan de la alta sensibilidad del método empleado a factores tales como la existencia de almacenamiento en pozo o en cavidades kársticas conectadas al pozo, la existencia de drenaje diferido, el semiconfinamiento, el movimiento de fondo del nivel piezométrico por afecciones de otros bombeos, etc.

El “software” para la interpretación de ensayos de bombeo disponible en el mercado es muy rígido y adolece de la versatilidad necesaria para adaptarse a las condiciones que existen en las pruebas de bombeo que están disponibles en las bases de datos de los Organismos de la Administración, en particular en lo que respecta a la variabilidad del caudal de bombeo, límites del acuífero, almacenamiento en pozo, etc. Algunos de estas limitaciones pueden ser superadas mediante la interpretación de los ensayos con el programa MABE (IGME, 2005e, 2006b, 2008), que ha sido utilizado en esta investigación.

El programa MABE (acrónimo de Modelo Analítico de Bombeos de Ensayo) está implementado en una hoja de cálculo Excel; se basa en la Solución de Theis, la Solución de Hantush y en el principio de superposición, de manera que permite analizar los ensayos de bombeo a caudal variable y la presencia de barreras hidrogeológicas, que hacen que los acuíferos reales no cumplan el requisito exigido en las soluciones de la ecuación diferencial de flujo en régimen transitorio de tener una extensión infinita. El programa está diseñado para analizar bombeos de hasta ocho escalones y simular hasta cuatro barreras hidrogeológicas, sean positivas o negativas.

La solución de Theis y la de Hantush están complementadas por un algoritmo que contempla el almacenamiento en cavidades kársticas. Para ello se asimila este almacenamiento al de un pozo de gran diámetro que en la zona de fluctuación de los niveles tiene un radio “ $R_e$ ”, que es denominado radio equivalente, para abordar su estudio mediante una aproximación analítica del método de Papadópoulos.

Los descensos “ $\Delta$ ” en el tiempo “ $t$ ” se pueden deducir del siguiente sistema de ecuaciones:

$$Q_{karst} = \pi \times R_e^2 \times d\Delta/dt$$

$$Q_{acuifero} = 4 \times \pi \times T \times \Delta/W(u)$$

$$Q = Q_{karst} + Q_{acuifero}$$

de las que, después de la simplificación de la primera ecuación por  $Q_{karst} = \pi \times R_e^2 \times \Delta/t$ , resulta la expresión:



$$\Delta = Q \times t \times W(u) / (\pi \times R e^2 \times W(u) + 4\pi \times T \times t)$$

En caso de estudiar la solución de Hantush, la expresión anterior sería:

$$\Delta = Q \times t \times W(u, r/B) / (\pi \times R e^2 \times W(u, r/B) + 4\pi \times T \times t)$$

Esta simplificación matemática proporciona una aproximación suficiente en los primeros minutos de bombeo, precisamente cuando la mayor parte del agua procede del almacenamiento externo al acuífero y permite soslayar las dificultades derivadas de la inexistencia de solución analítica de la ecuación de Papadopoulos, y del hecho de que las tablas al uso no recogen el valor que en estos casos suele alcanzar el parámetro  $\alpha$  ( $r^2S/Re^2$ ).

En el caso de ensayos de bombeo escalonados, el programa permite ajustar automáticamente los descensos por pérdida de carga y determinar la ecuación del pozo.

También está implementada la aproximación semilogarítmica de Jacob, el método de recuperación de Theis, el método de ensayos escalonados de Lee y los métodos semilogarítmicos de Hantush para acuíferos semiconfinados, tanto para curvas descenso-tiempo, que muestran el punto de inflexión, como para los ensayos en los que todos los pares de valores descenso-tiempo se sitúan en la zona próxima a la estabilización.

La representación gráfica de la simulación de la recuperación se efectúa en función del valor adimensional  $(t_b+t_r)/t_r$ , obtenido a partir del tiempo de bombeo ( $t_b$ ) y el tiempo transcurrido desde que se inició la recuperación ( $t_r$ ).

Elegido el método de interpretación, el programa permite determinar los descensos y las recuperaciones en función de los parámetros hidráulicos e hidrogeológicos de calibración introducidos en el modelo. El contraste de los valores simulados con los datos reales permite la calibración del modelo (Método Directo). Una vez ajustados los parámetros de calibración, se pueden generar series de valores de descenso-tiempo, en función de un determinado caudal de explotación.

### 6.3.2.2 Resultados

Los reinterpretación de los ensayos de bombeo realizados en el acuífero de la Sierra de Becerrero ha sido descrita con detalle en el trabajo de Martos-Rosillo y Azcón (*in. litt.*). Un resumen de los resultados se presenta en la Tabla 6.3, en la que se identifica el pozo de bombeo y, en su caso, los piezómetros controlados durante el ensayo, el método de interpretación utilizado (tanto en el bombeo como en la recuperación), el valor de transmisividad que resulta de la interpretación, el coeficiente de almacenamiento, el producto del radio del pozo al cuadrado por el coeficiente de almacenamiento ( $r^2S$ ), el factor de goteo, el radio equivalente y la pendiente de la recta de ajuste en el método de aproximación logarítmica de Jacob. Se ha anotado en letra negrita el valor de transmisividad con el que se consigue un mejor ajuste, al generar una curva teórica similar a la experimental, tanto en el ensayo de bombeo como en el de recuperación.

En muchos de los ensayos no es posible determinar rigurosamente el coeficiente de almacenamiento ( $S$ ), por no disponer de piezómetro de observación. Este hecho afecta, incluso, a los ensayos en los que no se detectan pérdidas de carga significativas, debido a la alta incertidumbre que introduce el radio efectivo del sondeo. Es muy frecuente, sobre todo en acuíferos carbonáticos, que existan diferencias importantes entre el radio nominal del sondeo y su radio efectivo, de manera que en la expresión del parámetro adimensional  $u = r^2S/(4Tt)$ , una vez determinada la transmisividad, se desconoce el valor de  $r^2$ , y por tanto el de  $S$ .

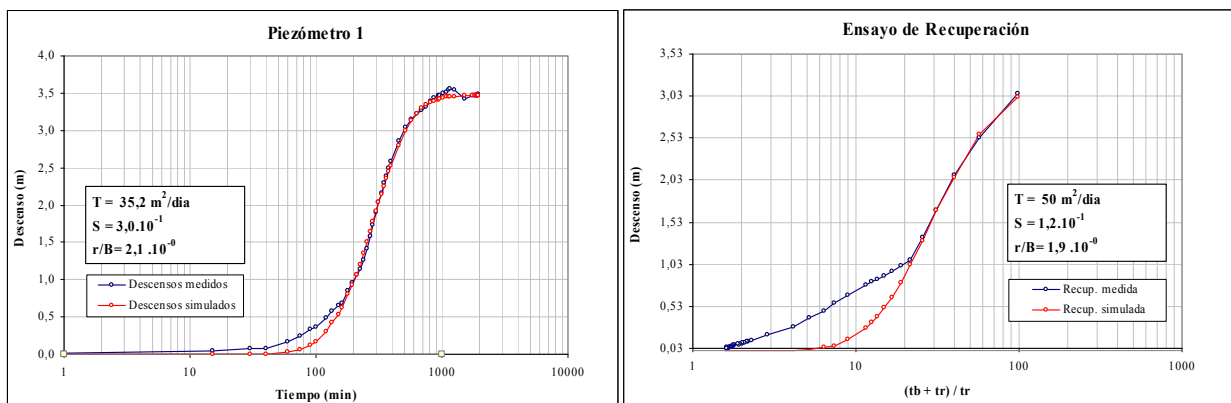
De los resultados obtenidos, cabe resaltar que la correcta calibración de la práctica totalidad de los ensayos se consigue mediante la solución de Hantush, modelo que, como es sabido fue propuesto para resolver ensayos de bombeo en acuíferos semiconfinados. En principio, puede parecer contradictorio que un acuífero conceptualizado como libre responda como un acuífero semiconfinado; sin embargo, cuando la matriz de las rocas carbonáticas presenta un buena capacidad de intercambio de flujo con las fracturas interceptadas por un sondeo, la respuesta hidrodinámica del acuífero al bombeo suele asemejarse a la que se produce en los acuíferos con drenaje diferido (Bayó, 1983; Iglesias López y Villanueva, 1984; Obartí, 1987; IGME, 2006b)

Ensayo	Punto de Observación	Metodo de interpretación	T m <sup>2</sup> /dia	S	R2.S m <sup>2</sup>	r/B	R. E. m	Δ h m
Pastores II 1541-4-0059	Pozo De Bombeo	Sim. 2º Escalón (solución de Hantush)	73	--	7,5E-02	4,8E-02	--	--
		Sim. 3º Escalón (solución de Hantush)	73	--	7,5E-02	3,5E-02	--	--
		Sim. 4º Escalón (solución de Hantush)	107	--	4,3E-02	5,6E-02	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	84	--	4,5E-04	5,5E-01	--	--
	Pastores I	Sim. descensos (solución de Hantush)	35	3,0E-01	--	5,5E-01	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	50	1,2E-01	--	1,9E+00	--	--
	Cañada Honda	Sim. descensos (solución de Hantush)	38	8,8E-06	--	4,9E+00	--	--
Martillo	Sim. descensos (solución de Hantush)	50	2,5E-04	--	1,9E+00	--	--	
Becerrero	Sim. descensos (solución de Hantush)	50	1,7E-04	--	1,9E+00	--	--	
Pedrera 1541-8-0044	Pozo De Bombeo	Sim. descensos (solución Hantush)	1240	--	1,4E+03	1,2E+00	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	1240	--	1,4E+03	1,2E+00	--	--
		Sim. descensos bombeo escalonado	1240	--	5,2E+02	1,6E+00	--	--
Alamedilla 1641-5-0039	Pozo De Bombeo	Aprox Logarítmica de Jacob	7726	--	--	--	--	0,053
		Sim. bombeo (solución de Theis)	45000	--	3,1E-04	--	53	--
		Sim. recuperación (solución de Theis)	45000	--	3,1E-04	--	53	--
		Sim. bombeo (solución de Hantush)	1660	--	3,0E-03	1,1E+00	40	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	1660	--	3,0E-03	1,1E+00	40	--
Abto. Gilena 1541-4-0024	Pozo de Bombeo	Sim. bombeo (solución de Hantush)	4,8	--	1,2E+00	2,6E+00	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	5,4	--	1,0E+00	2,6E+00	--	--
	Piezómetro	Sim. bombeo (solución de Hantush)	4,4	1,0E-02	--	2,9E+00	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	8,0	5,7E-02	--	2,5E+00	--	--
Gilena 1541-4-0041	Pozo De Bombeo	Aprox Logarítmica de Jacob	1100	--	--	--	--	0,45
		Recuperación Theis	975	--	--	--	--	0,51
		Sim. bombeo (solución de Theis)	1230	--	4,0E+00	--	--	--
		Sim. recuperación (solución de Theis)	900	--	3,7E+01	--	--	--
		Sim. bombeo (solución de Hantush)	1175	--	4,6E+00	4,2E-02	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	900	--	3,2E+01	1,8E-01	--	--
	Piezómetro	Aprox Logarítmica de Jacob	1500	4,3E-03	--	--	--	0,33
	Sim. bombeo (solución de Theis)	1500	4,6E-03	--	--	--	--	
	Sim. recuperación (solución Hantush)	1550	1,3E-03	--	6,9E-02	--	--	
Estepa 1641-1-0038	Pozo de Bombeo	Sim. bombeo (solución de Hantush)	5,0	--	6,4E-02	7,3E-01	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	5,8	--	7,7E-03	7,2E-01	--	--
Acebuchosa 1541-4-0033	Pozo de Bombeo	Sim. bombeo (solución de Hantush)	0,053	--	4,2E-03	4,1E+00	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	0,045	--	2,7E-03	4,1E+00	--	--
Estepa 1641-1-0036	Pozo de Bombeo	Mét. Semilog. Hantush (1er escalón)	39	--	8,8E-01	1,5E+00	--	--
		Sim. bombeo (solución de Hantush)	43	--	3,8E-01	1,0E+00	--	--

**Tabla 6.3.** Resultados de la reinterpretación de los ensayos de bombeo realizados en la Sierra de Becerreo (Azcón y Martos-Rosillo, *in.litt.*)

Las soluciones de Neuman o la de Boulton, Pricket y Walton, desarrolladas para acuíferos con drenaje diferido, coinciden en sus dos primeras fases con la solución de Hantush. Este hecho, unido a que la mayoría de los ensayos de bombeo suele tener una duración insuficiente, provoca que el tercer tramo de las curvas de drenaje diferido (con un mayor coeficiente de almacenamiento) no sea registrado, y se deba recurrir a la solución de Hantush.

Como ejemplo de la respuesta hidrodinámica del acuífero, se muestra la curva de descensos correspondiente al piezómetro Pastores I, durante el bombeo del sondeo Pastores II, y su posterior recuperación (Fig. 6.14). Ambas curvas presentan la típica forma sigmoidea del modelo de Hantush, por lo tanto, no pueden ser interpretadas con la solución de Theis. Esta misma circunstancia concurre en la mayoría de los ensayos. Sin embargo, debe ser subrayado que, en alguno de los ajustes conseguidos, los parámetros de almacenamiento y de goteo son simples parámetros de calibración, sin significado físico. Los valores especialmente altos del factor  $r/B$ , que se obtienen en algunos de los ensayos, sugieren que debe existir un aporte adicional de agua al acuífero, que, para ser analizado, requiere una solución más compleja que la resuelta por Hantush. En este sentido, debe indicarse que el régimen de bombeo al que esta sometido este acuífero incrementa la diferencia de potencial hidráulico entre los tramos fracturados situados a distintas profundidades, de manera que una de las simplificaciones que asumía Hantush en su modelo (los niveles piezométricos del acuífero semiconfinado y del semipermeable deben ser iguales al inicio del bombeo) no se cumple, al existir unas condiciones previas al ensayo en las que se favorece la alimentación desde la matriz hacia las fracturas.



**Figura 6.14.** Curvas de descenso y de recuperación correspondientes al piezómetro Pastores I, durante la realización del ensayo de bombeo en el sondeo Pastores II. La línea roja corresponde al ajuste del modelo según la solución de Hantush.

Debe ser destacado que tan sólo ha sido necesario considerar la existencia de almacenamiento kárstico en el ajuste del ensayo de bombeo del sondeo Alamedilla (1541/4/0024), en el que también se aplicó la solución de Hantush. El radio equivalente determinado fue de 40 m.

El análisis de la distribución estadística de la transmisividad se ha realizado mediante el índice de transmisividad  $Y = \log(10^4 T)$ . Este índice, introducido por Jetel y Kránsy en 1968, se ha mostrado como un parámetro hidrogeológico muy válido para comparar estadísticamente distintas poblaciones de la transmisividad en diferentes acuíferos, tipos de roca, características de los sondeos según posición estructural, geomorfológica, etc. Según el valor del índice de transmisividad y de su desviación estándar, Kránsy (2003) establece una clasificación de la magnitud de la transmisividad en cinco clases (Tabla 6.4) y de la variabilidad de ésta en seis clases (Tabla 6.5).

Es oportuno hacer constar que, para realizar un análisis estadístico representativo, se requiere de un mayor número de ensayos del que se dispone en esta investigación. Hecha esta puntualización, en el acuífero de la Sierra de Becerrejo, la media del índice “Y” es de 6,07 (117 m<sup>2</sup>/día) y su desviación típica de 1,14. De acuerdo con la clasificación de la magnitud de la transmisividad que se expone en la Tabla 6.4 (Kránsy, 1993) y en la Figura 6.15, el acuífero es de “alta transmisividad” (Tipo II). Por otro lado, la desviación típica de Y indica que se trata de un acuífero con una variabilidad de la transmisividad extremadamente grande (Tipo F) y con un fondo hidrogeológico de la transmisividad comprendido entre 8,5 y 1622 m<sup>2</sup>/día).

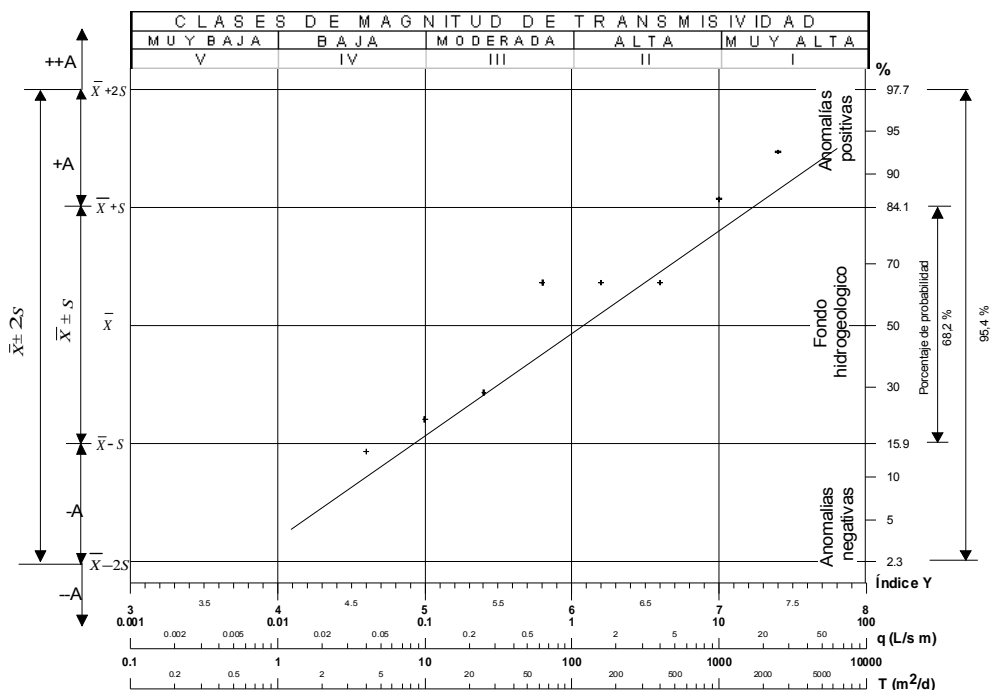


Figura 6.15. Distribución de la transmisividad en materiales jurásicos del acuífero de la Sierra de Becerrejo

T (m <sup>2</sup> /d)	Clase de la magnitud de la T	Denominación de T del acuífero	Parámetros comparativos regionales aproximadamente correspondientes a T		Posibilidades aprovechamiento del agua subterránea	Caudal aprox. en l/s de un pozo con un descenso de 5 m
			Caudal específico (l/s/m)	Índice de transmisividad (Y)		
1000	I	Muy alta			De gran importancia regional	>50
			10	7,0		
100	II	Alta			De menor importancia regional	5 – 50
			1	6,0		
10	III	Moderada			Para abastecimiento local (sitios pequeños, plantas, etc.)	0,5 – 5
			0,1	5,0		
1	IV	Baja			Para abastecimientos locales de menor entidad (grupos de casas, fincas pequeñas)	0,05 – 0,5
			0,01	4,0		
0,1	V	Muy baja			Para el abastecimiento local de demanda reducida	0,005 – 0,05
			0,001	3,0		
	VI	Imperceptible			Hasta el abastecimiento local es muy difícil de asegurar	<0,005

**Tabla 6.4.** Clasificación de la magnitud de la transmisividad (según Krásný, 1993 *in.* Krásný, 2003)

Desviación estándar del índice de transmisividad (Y)	Clase de variabilidad de la transmisividad	Denominación de la variabilidad de transmisividad	Denominación del medio hidrogeológico desde el punto de vista de su heterogeneidad hidráulica
0,2	A	Insignificante	Homogéneo
0,4	B	Pequeña	Poco heterogéneo
0,6	C	Moderada	Bastante heterogéneo
0,8	D	Grande	Considerablemente heterogéneo
1,0	E	Muy grande	Muy heterogéneo
	F	Extremadamente grande	Extremadamente heterogéneo

**Tabla 6.5.** Clasificación de la variabilidad de la transmisividad (según Krásný, 1993 *in.* Krásný, 2003)

Se adjunta un mapa (Figura 6.17) en el que se representa sobre cada sondeo un círculo de radio proporcional al índice de transmisividad, en aquellos en los que se dispone de dato relativo a la transmisividad o al caudal específico. Este mapa pone de manifiesto que los valores de “Y” determinados en los afloramientos jurásicos de la unidad de Becerrero son mayores en las inmediaciones de los principales manantiales y que la transmisividad es menor en las zonas de recarga.

## **6.4 BALANCE HÍDRICO**

Se ha realizado un estudio de las entradas y de las salidas del acuífero de la Sierra de Becerrero. En el balance se han considerado los valores medios de las salidas correspondientes al periodo de investigación (2003-2006); en el caso de las entradas, se ha analizado toda la información disponible, con el objetivo de estimar un valor lo más representativo posible de los recursos medios renovables del acuífero.

Los resultados del balance hídrico son de especial interés en los estudios hidrogeológicos de acuíferos sometidos a explotación intensiva; de la definición de uso intensivo se entiende que la explotación que se realiza en el acuífero condiciona notablemente su funcionamiento hidrogeológico. Por tanto, antes de describir el funcionamiento del acuífero será conveniente definir su balance hídrico.

### **6.4.1.1 Salidas**

En los estudios hidrogeológicos de los acuíferos sometidos a explotación intensiva una de las principales dificultades estriba en conocer con precisión la cuantía de las extracciones agua subterránea. Pese a la exigencia administrativa que impone la instalación de contadores en los sondeos, lo cierto es que la realidad difiere sustancialmente de lo establecido en la normativa, y ello incluso sin necesidad de valorar las deficiencias adicionales que muchas veces se encuentran en lo que se refiere al control y al mantenimiento de los escasos contadores instalados.

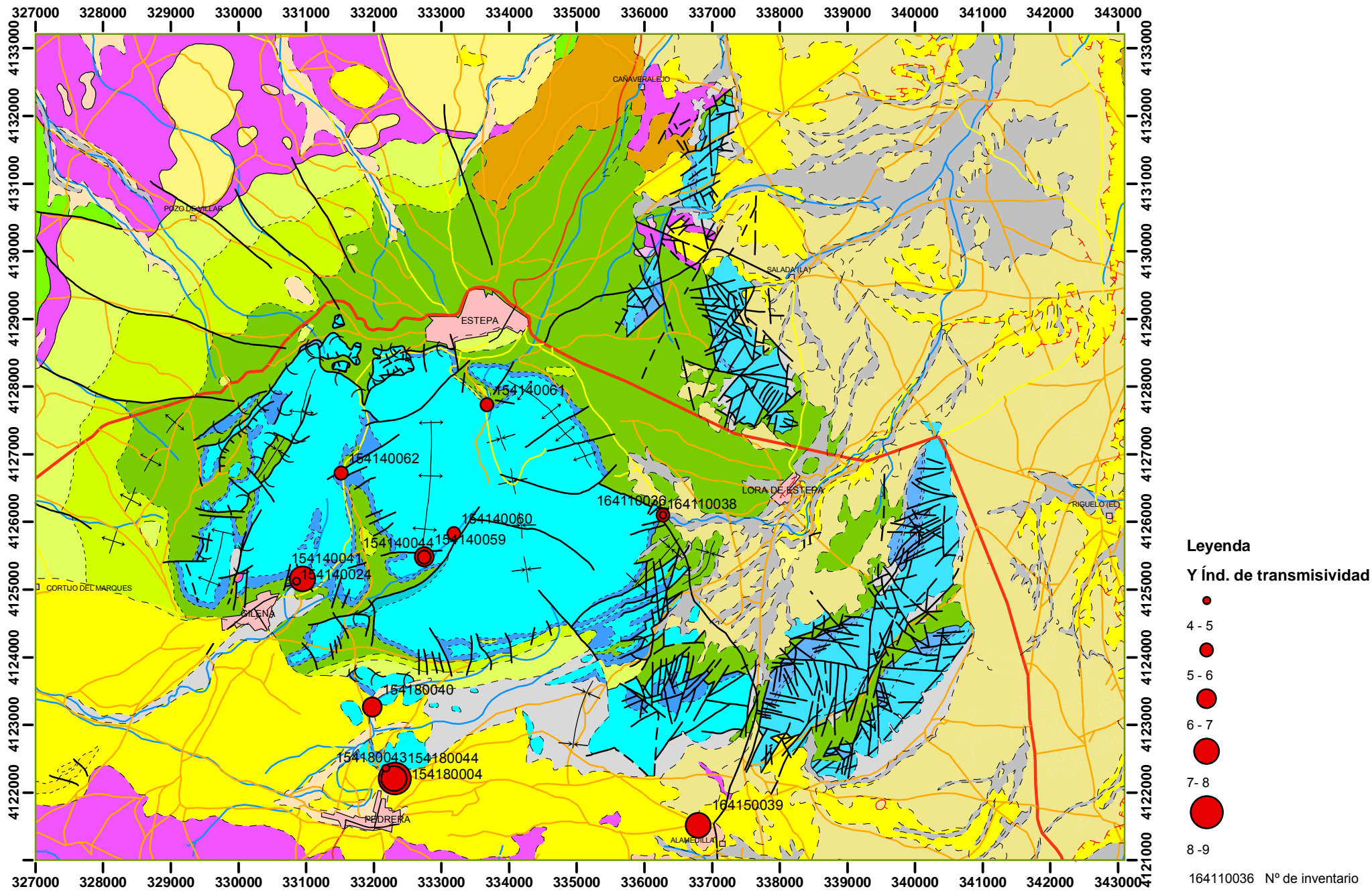


Figura 6.16. Distribución espacial del índice de transmisividad (Y), en la Sierra de Becerrero



En el acuífero de la Sierra de Becerreo el número de sondeos en los que se controla el volumen extraído es mínimo, pese a que el principal uso del agua subterránea es el abastecimiento humano. Existe un desinterés generalizado en conocer la explotación del acuífero, al que se une la incapacidad técnica de los propios ayuntamientos (que son los encargados de gestionar los abastecimientos), e incluso, con más frecuencia de lo deseado, la alteración intencionada de los datos. A este respecto destacan las notables diferencias que existen entre las cifras de volumen de bombeo que se facilitan anualmente a la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y las que se pueden calcular a partir de los datos de campo obtenidos en el control del acuífero.

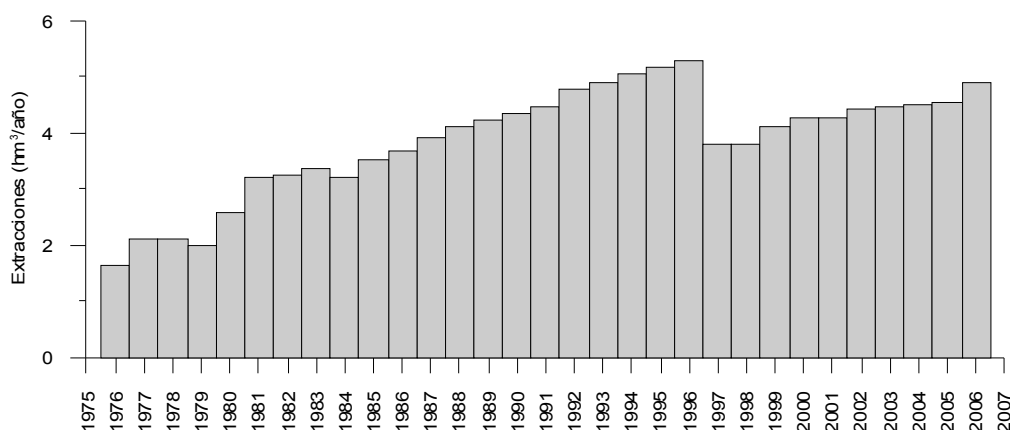
La información más antigua, referente al volumen de explotación de este acuífero, correspondiente a la década de los años setenta y ochenta del siglo XX procede de distintos estudios hidrogeológicos realizados por el IGME (IGME, 1976, 1985). Más recientemente, se realizó un estudio de detalle del consumo destinado al abastecimiento de la comarca de Estepa (COPTJA, 2001).

El control sistemático, con una cadencia de medida mensual, del volumen de bombeo tan sólo se realiza en los sondeos que regulan el Ojo de Pedrera. Estos sondeos abastecen en la actualidad a Aguadulce y a Pedrera. Con anterioridad a 1996 también suministraban agua a Osuna. Los encargados del abastecimiento proporcionaron una completa y extensa serie de datos de volumen de bombeo. Parecida observación se puede hacer del control llevado a cabo por el Ayuntamiento de Lora de Estepa, si bien los sondeos que utilizaban eran poco productivos y además se agotaron con rapidez. En la actualidad, esta población se abastece de las aguas subterráneas extraídas en el acuífero de Águilas-Guinchón.

En el resto de sondeos, los volúmenes de bombeo han sido calculados mediante las correspondientes visitas de las instalaciones y el posterior tratamiento de la información adquirida con encuestas directas. Durante las visitas realizadas, se anotaban las características del equipo de bombeo, se medía el caudal de bombeo, cuando era posible, y, bien a partir de las horas de bombeo o del consumo eléctrico, se determinaba el volumen de bombeo mensual y posteriormente el anual.

En algunos casos, distintos particulares (canteras y pequeñas explotaciones agrícolas) permitieron el acceso a la lectura de los contadores para, después de un periodo de control, determinar los volúmenes de bombeo medios. Por otro lado, la principal explotación agrícola que se abastece con aguas subterráneas de la Sierra de Becerrero no proporcionó dato alguno de su explotación. El cálculo de las extracciones se ha realizado, en este caso, a partir de los datos correspondientes a la superficie regada, facilitada por la Consejería de Agricultura y Pesca y contrastada en el campo, teniendo en cuenta las dotaciones de riego medias que se utilizan en las explotaciones próximas. Los olivos, prácticamente, son los únicos cultivos que reciben riegos con aguas subterráneas en esta región.

La recopilación y análisis de toda la información referente a la explotación del acuífero de Becerrero se sintetiza en la Figura 6.17. Se comprueba que la explotación ha experimentado un crecimiento continuo desde 1976 hasta 1996. En este último año se dejó de abastecer a Osuna desde los sondeos que regulan el manantial del Ojo de Pedrera y el volumen de bombeo del acuífero disminuyó un 30 %. Sin embargo, desde 1996 ha proliferado la construcción de nuevas captaciones y se ha incrementado el consumo, sobre todo en los abastecimientos, que no han adoptado las necesarias medidas para evitar el consumo excesivo de los recursos de este acuífero. Como ejemplo, según datos de la Junta de Andalucía (COPTJA, 2001), las dotaciones de abastecimiento de poblaciones como Lora de Estepa o de Pedrera alcanzan cifras de 681 y de 522 l/hab/día, respectivamente, cuando no deberían superarse dotaciones de 250 l/hab/día. La actualización de los volúmenes de bombeo realizada en esta investigación sigue confirmando que continúa produciéndose este consumo injustificado.



**Figura 6.17.** Extracciones anuales por bombeo en el acuífero de la Sierra de Becerrero (Periodo 1976-2006).

Se debe indicar que el 80% de las extracciones de este acuífero se destinan al abastecimiento humano, por lo que los bombeos son prácticamente constantes en el tiempo, a diferencia de lo que ocurre en los acuíferos en los que los recursos son destinados preferentemente al riego.

Respecto a la distribución espacial de las extracciones, éstas se concentran junto a los principales manantiales. Hasta la primera mitad de los años noventa del siglo XX, el principal sector de bombeo era el situado en el entorno del manantial del Ojo de Pedrera. Durante el periodo 2003-2006, los bombeos más importantes se llevaron a cabo junto al manantial de la Fuente de Santiago, donde se extrae el 40% del volumen total explotado en el acuífero. Por su parte, los sondeos que regulan el Ojo de Pedrera explotan un volumen equivalente al 29 % del total. En el sector del Ojo de Gilena, la explotación que se realiza, tanto para abastecimiento como para uso agrícola supone un 20% del total. El resto de la explotación se realiza en numerosos sondeos dispersos por la mitad meridional del acuífero. Durante el periodo 2003 a 2006, la extracción media en la totalidad del acuífero de la Sierra de Becerrero, mediante bombeo en sondeos, ha sido de 4,6 hm<sup>3</sup>/año, aproximadamente.

Asimismo, la descarga por manantiales en el periodo 2003-2006, se ha evaluado gracias al control de los que existen en el acuífero de la Sierra de Becerrero, aunque sólo funcionaron durante los años 2003 (0,35 hm<sup>3</sup>) y 2004 (2,3 hm<sup>3</sup>).

Por tanto, el valor medio de la descarga total del acuífero de la Sierra de Becerrero (manantiales y bombeos), en el periodo 2003-2006, es del orden de 5,3 hm<sup>3</sup>/año.

#### **6.4.1.2 Entradas**

La recarga de los acuíferos de la Sierra de Estepa ha sido ampliamente estudiada en el capítulo 5 de esta Memoria.

En el caso del acuífero de la Sierra de Becerrero, la recarga se ha evaluado utilizando métodos diferentes: balances diarios de agua en el suelo (según el método de Milly), balance de cloruros disueltos en el agua y el método APLIS. Con los distintos métodos utilizados se obtienen valores de recarga comprendidos entre 4,7 y 6,4 hm<sup>3</sup>/año, si bien, teniendo en cuenta que algunos de los métodos utilizados subestiman los valores más altos de la recarga que se produce en las partes más altas del acuífero, parece razonable retener como valor más probable de la recarga media el de 6 hm<sup>3</sup>/año. No obstante, en el balance no se puede ignorar que el intervalo de incertidumbre alrededor de esa cifra es relativamente amplio.

#### 6.4.1.3 Ensayo de balance hídrico

En la Tabla 6.6 se presentan los resultados del balance hídrico del acuífero de la Sierra de Becerrero. Como ya se ha explicado en el epígrafe precedente se ha estimado que el valor de las entradas es del orden de 6 hm<sup>3</sup>/año, cifra obtenida con la aplicación de tres métodos diferentes y que no por ello deja de resultar relativamente dudosa. Las extracciones por bombeo y por las descarga por manantiales, correspondientes al periodo de investigación (2003-2006).

<b>Entradas (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>Acuífero de la Sierra de Becerrero (hm<sup>3</sup>/año)</b>
<b>Entradas</b>	
Infiltración del agua de lluvia	6,0
<b>Salidas</b>	
Salidas por bombeos	4,6
Salidas por manantiales	0,7
<b>E - S</b>	0,7

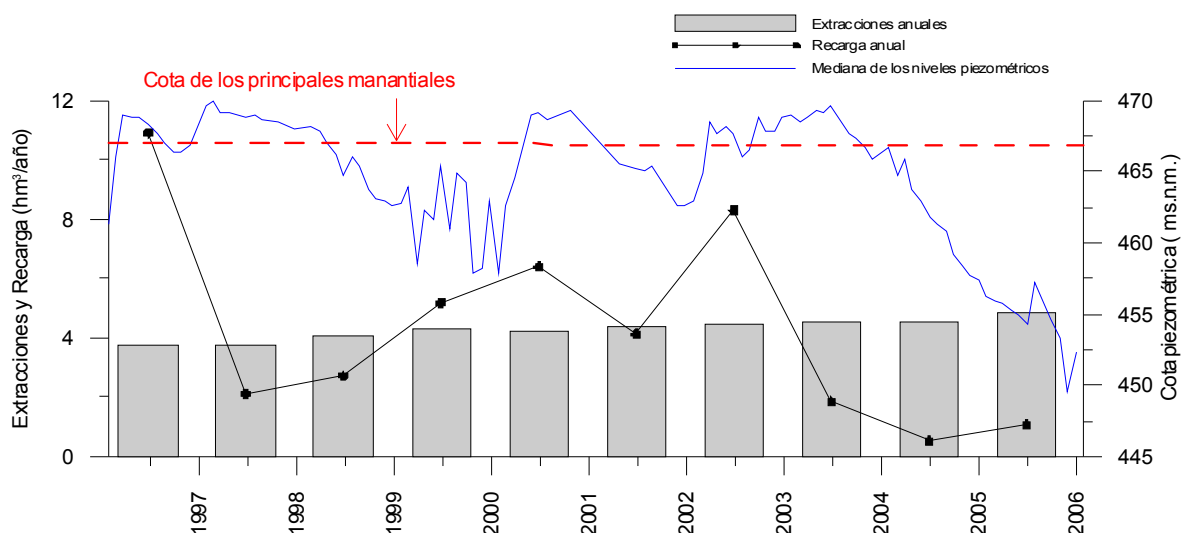
**Tabla 6.6.** Ensayo de balance hídrico del acuífero de la Sierra de Becerrero

#### 6.4.1.4 Discusión de los resultados

Del análisis del balance hídrico, cuyos resultados son coherentes con las observaciones piezométricas, hidrométricas e hidroquímicas expuestas a lo largo de esta Memoria, se concluye que la explotación que se realiza en la actualidad está muy próxima a los recursos medios renovables del sistema. De hecho, los manantiales siguen activándose ocasionalmente durante los periodos húmedos, comportamiento que no se produce en los acuíferos en los que la explotación supera de forma constante a la recarga.

La considerable irregularidad interanual de la precipitación en la región y el bombeo prácticamente constante de un caudal similar a los recursos medios renovables del sistema provocan que, durante los periodos secos, se produzca un consumo de reservas del acuífero, con el consiguiente descenso de los niveles piezométricos y el agotamiento de los manantiales.

En la Figura 6.18 se comparan la explotación anual del acuífero, la recarga anual (calculada con el balance diario de agua en el suelo, con un valor de la CRAS de 40 mm y los datos meteorológicos del observatorio de Estepa) y la mediana mensual de los niveles piezométricos de la Sierra de Becerrero. Se han representado los datos correspondientes al periodo 1997-2006 del que se dispone de una serie continua de registros de nivel piezométrico. La gráfica es muy ilustrativa: cuando la explotación supera a la recarga se produce un consumo de reservas, con el consiguiente descenso de la superficie piezométrica, que, si llega a afectar a la totalidad de las reservas almacenadas por encima de la cota de drenaje de los manantiales (reservas dinámicas), produce su agotamiento y, si se supera ese límite se puede llegar al consumo de parte de las reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje (“reservas estáticas”).



**Figura 6.18.** Extracciones anuales por bombeo, recarga anual y evolución de la mediana de los niveles piezométricos del acuífero de la Sierra de Becerrero (Periodo 1997-2006). La serie de recarga representada se ha calculado con un balance diario de agua en el suelo con datos del observatorio de Estepa y con una capacidad de retención de agua en el suelo, de 40 mm.

## 6.5 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

El acuífero de la Sierra de Becerrero se recarga, fundamentalmente, por la infiltración del agua de lluvia. Esta sierra presenta en sus zonas más altas distintas superficies enrasadas de reducida pendiente y en las que abundan las formas exokársticas, de tipo campo de lapiaz, que favorecen la infiltración del agua de lluvia.

La cubierta vegetal de la Sierra de Becerrero está constituida por matorral con arbolado intercalado. En el sector central de la Sierra la cubierta es menos densa que en los márgenes oriental y occidental; en este último existen algunas zonas en las que se han reforestado coníferas. Esta vegetación está instaurada sobre suelos delgados, pero que no por ello dejan de tener una importante capacidad reguladora, al menos de las lluvias de escasa intensidad.

Los perfiles de sísmica de refracción realizados permiten confirmar, al menos en los sectores investigados, la presencia de una zona epikárstica que está más desarrollada en las zonas de menor pendiente y que, junto con el suelo, favorece la retención del agua de precipitación después de los periodos de lluvia. La fracción de la precipitación que no es devuelta a la atmósfera por procesos de evapotranspiración se infiltra en el acuífero. El balance de los cloruros disueltos en el agua ha puesto de manifiesto que entre el 62 y el 67% del agua de precipitación es devuelta a la atmósfera, lo que demuestra el importante efecto modulador que ejerce el conjunto vegetación-suelo-epikarst.

La presencia de discontinuidades, en la zona de contacto del epikarst con la roca inalterada, sugiere la existencia de zonas preferenciales de flujo; sin embargo, la realización de repetidos perfiles de conductividad eléctrica y temperatura en numerosos sondeos y el control de la variación temporal de la temperatura en dos sensores de registro continuo instalados en los sondeos de Pastores I (1541/4/0044) y Matagallá (154/8/0046) no ha puesto de manifiesto cambios sustanciales en la temperatura y en la conductividad eléctrica del agua después de los periodos de lluvia. Este hecho indicaría que la infiltración rápida es poco importante, al menos en el entorno más inmediato de los sondeos controlados.

El agua que se infiltra en los afloramientos carbonáticos y que alcanza la zona saturada del acuífero fluye hacia el sur, describiendo una red radial divergente, hacia los principales puntos de drenaje de este acuífero, que son los manantiales del Ojo de Gilena, del Ojo de Pedrera y de la Fuente de Santiago, situados a cotas comprendidas entre 466 y 467 m s.n.m.

Los abundantes datos piezométricos disponibles permiten comprobar la existencia de un sólo nivel piezométrico continuo en todo el sistema y que fluctúa de forma homogénea en el tiempo. La fluctuación intra-anual media de la superficie piezométrica es de 5 m y de 10 m en los años con precipitaciones superiores a la media. La respuesta piezométrica es rápida a la precipitación y está íntimamente relacionada con las series de recarga que se generan con balances diarios de agua en el suelo en los que se aplica una capacidad de retención de agua en el suelo inferior a 40 mm.

En condiciones no influenciadas el flujo está controlado por cada una de las redes de conductos kársticos que desembocan en los principales manantiales. El grado de desarrollo de estas redes de conductos no debe ser muy importante: la morfología de los escasos hidrogramas disponibles, con una sola crecida anual y con agotamientos prolongados, y los caudales que presentaban los manantiales en régimen no influenciado así lo indican. Como ejemplo, un manantial como el de la Fuente de Santiago, con caudales medios de 23 l/s en 1972 (Sola, 1972) y situado en una zona en la que la recarga media es de unos 200 mm/año, requeriría de un área de alimentación de 3,6 km<sup>2</sup>.

Los primeros estudios hidrogeológicos de la Sierra de Estepa, que se realizan a principios de los años setenta del siglo XX, cuando la mayoría de los manantiales funcionaban prácticamente en régimen natural, confirman que la mayor parte de la recarga era drenada por los manantiales citados. En la Tesis de Licenciatura de R. Sola (*op.cit*), se indica que desde estos manantiales se drenaban unos recursos medios comprendidos entre 4 y 5,4 hm<sup>3</sup>/año. Por otro lado, el IGME (1976) cifra las descargas en 5,5 hm<sup>3</sup>/año, aunque incluye en esa cifra los 2 hm<sup>3</sup>/año que ya se derivaban del acuífero para abastecimiento a la población.

Los periodos en los que los manantiales están activos y en los que se dispone de información piezométrica permiten calcular unos gradientes hidráulicos comprendidos entre el 1,5 y el 3%. En estas condiciones es posible que los materiales carbonáticos alimenten lateralmente a los materiales permeables miocenos y cuaternarios con los que existe contacto geológico, aunque las salidas por este concepto se consideran despreciables, al concentrarse la práctica totalidad del drenaje del acuífero en los manantiales.

La situación actual es bien distinta. La explotación intensiva del acuífero, combinada con los prolongados periodos secos, que se producen durante las frecuentes sequías de este ámbito climático, provocan el agotamiento de los manantiales y descensos de nivel piezométrico acumulados que llegan a superar los 20 m por debajo de la cota de los principales manantiales. En esta situación, las salidas se realizan única y exclusivamente por los sondeos de explotación.

Debe ser destacado el importante papel de la matriz de la roca, en los periodos secos, como fuente de alimentación del caudal detraído por los sondeos. La importante capacidad de almacenamiento y su buena capacidad de drenaje hacia la red de fracturas, habida cuenta de los resultados del estudio de la porosidad y del drenaje diferido que se verifica en las pruebas de bombeo, permite un buen suministro de agua a la red de fracturas.

Se da circunstancia de que los principales sectores de bombeo están situados junto a los principales manantiales, al ser habitual, años atrás, regular los recursos hídricos de este tipo de acuíferos con sondeos realizados junto a las principales surgencias. Por esta razón, el flujo sigue presentando en la actualidad la misma dirección, si bien las divisorias piezométricas, imposibles de determinar con la información disponible, deben de estar controladas por las distintas zonas de llamada de los conos de bombeo.



Durante los periodos secos, el descenso de la superficie piezométrica debe de condicionar la entrada de flujos procedentes de los materiales acuitardos y acuíferos que existen en el contorno del acuífero, tanto en los bordes como en parte del substrato (en algunos sectores los materiales miocenos, además de los cretácicos, están sobre las rocas carbonáticas), sin embargo, las zonas de contacto con materiales permeables son poco extensas, por lo que en principio las entradas por este concepto al acuífero no deben de ser muy importantes. De cualquier modo, este aspecto se tratará en el apartado de hidroquímica mediante el análisis de la posible mezcla de aguas del acuífero carbonático con aguas ajenas al sistema.

En cuanto al reparto del flujo del agua en conductos kársticos, fracturas y matriz, se debe destacar que éste está condicionado por el uso intensivo del acuífero. En régimen natural, la práctica totalidad del flujo se realiza por la red de conductos kársticos; sin embargo, en régimen influenciado, los niveles descienden por debajo de la cota de surgencia de los manantiales y el flujo se realiza en su práctica totalidad por las fracturas, hacia los sondeos que explotan el acuífero.

Los distintos métodos de investigación utilizados indican que el acuífero de la Sierra de Becerrero dispone de un poder regulador propio de acuíferos inerciales, permeables por fisuración y fracturación, y con un escaso grado de desarrollo de la karstificación funcional, que parece limitarse a los sectores más próximos a las principales surgencias.

**HIDROGEOLOGÍA DE LOS ACUÍFEROS DE LA UNIDAD DEL  
HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN**

## **7 HIDROGEOLOGÍA DE LOS ACUÍFEROS DE LA UNIDAD GEOLÓGICA DEL HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN**

### **7.1 GEOMETRÍA Y LÍMITES**

La unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón incluye una serie de afloramientos jurásicos desenraizados y superpuestos mecánicamente sobre las margas y margocalizas cretácicas y terciarias de la unidad geológica de Estepa. La superficie total de afloramientos permeables es de 8,2 km<sup>2</sup>, en los que se diferencian cuatro acuíferos carbonáticos, de reducidas dimensiones, desconectados hidráulicamente entre sí (acuíferos de Mingo, Hacho de Lora, Águilas-Guinchón y Pleites).

Los materiales más antiguos identificados en la secuencia estratigráfica de esta unidad son atribuibles a la formación Gavilán, del Lías inferior, constituida por dolomías en la base y calizas en el techo. Sobre estos sedimentos se depositaron margas del Lías medio y superior de la formación Zegrí. Corresponden al Dogger los sedimentos de plataforma carbonatada de las formaciones Camarena y Veleta, que culminan la secuencia.

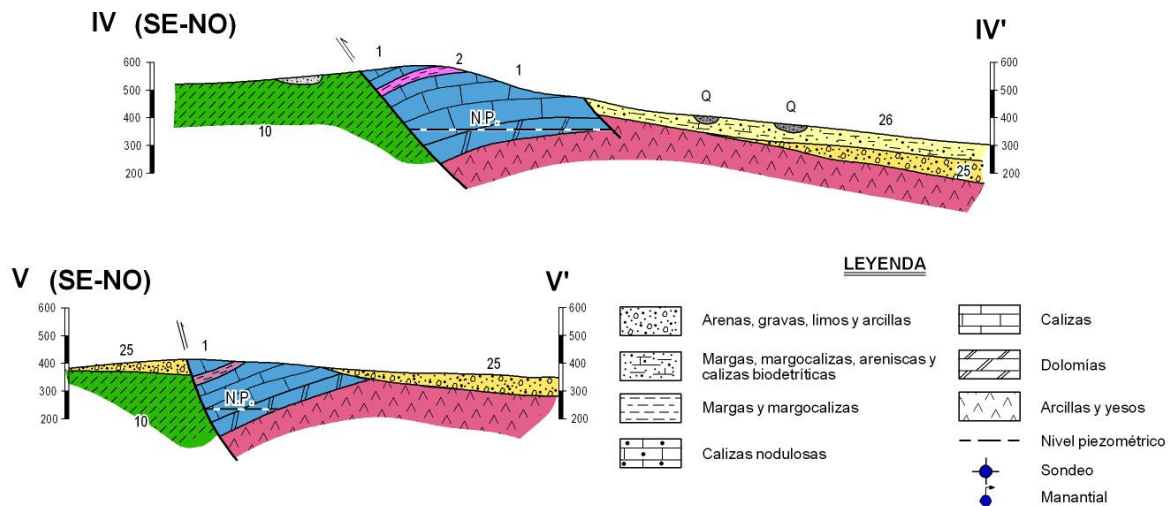
Las calizas y dolomías de la unidad geológica del Hacho de Lora – Mingo-Guinchón están relativamente más fracturadas y karstificadas que las de la Sierra de Becerrero, de modo que, en principio, se puede suponer que presentan mayor permeabilidad que estas últimas; no obstante, el nivel margoso correspondiente a la formación Zegrí presenta un comportamiento acuitardo, que, por las observaciones realizadas, no establece una separación hidráulica drástica entre las formaciones acuíferas antes descritas, debido a la intensa fracturación que afecta al conjunto de la unidad geológica.

Por su parte, los afloramientos del Hacho de Lora y Mingo representan el flanco occidental de un anticlinal de dirección norte-sur, despegado de su sustrato, que cabalga hacia el oeste sobre materiales del Cretácico y que, en su sector oriental, se apoya sobre materiales triásicos (Figura 7.1).

El sustrato de los acuíferos del Hacho de Lora y de Mingo está formado por margas y margocalizas cretácicas y miocenas de la unidad de Becerrero y por materiales del Trías en facies germano-andaluza. Entre estos últimos predominan arcillas y margas; sin embargo, también existen en ese conjunto materiales de elevada permeabilidad (evaporitas y dolomías), que pueden aportar agua salina a las zonas más profundas de ambos acuíferos.

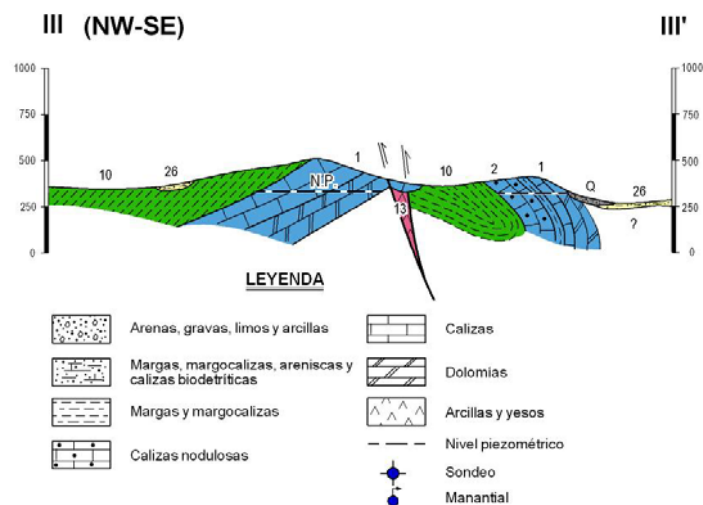
En el acuífero de Mingo, con 0,65 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables, los datos que provienen de la información geofísica (fundamentalmente sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo) y de los sondeos mecánicos indican que el espesor medio de los materiales jurásicos es de unos 200 m. Todos los bordes del acuífero son de flujo nulo, con excepción de las zonas de contacto con materiales miocenos permeables, en su borde oriental y en parte del occidental.

El acuífero del Hacho de Lora cuenta con 1,65 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables. Todos sus límites laterales son cerrados al flujo subterráneo, con excepción del límite occidental, que en parte está conectado con materiales permeables miocenos y cuaternarios. La información geofísica (procedente de los sondeos mecánicos y las distintas campañas de prospección mediante sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo) y los datos de las columnas litológicas de los sondeos de investigación hidrogeológica indican que el espesor de los materiales jurásicos aumenta hacia el sur y hacia el oeste, de modo que, tanto en las proximidades del borde meridional como en las del occidental, los espesores alcanzan unos 300 m, mientras que hacia los bordes septentrional y oriental las rocas carbonáticas presentan espesores inferiores a 100 m.



**Figura 7.1** Cortes hidrogeológicos del acuífero del Hacho de Lora (arriba) y de Mingo (abajo). La localización y la leyenda más detallada puede observarse en el Plano n° 2, adjunto a la Memoria.

Los afloramientos jurásicos de la sierra de Águilas-Guinchón (4,38 km<sup>2</sup>) forman parte de un anticlinal volcado, con buzamientos generales hacia el noroeste, que queda confinado bajo el Cretácico (Figura 7.2.), prácticamente hasta la localidad de Lora de Estepa (IGME, 1988). Los sondeos electromagnéticos realizados en el sector oriental del acuífero permiten deducir un espesor medio de materiales carbonáticos de 350 m, bajo los que se detecta la presencia de un conductor, atribuible a los materiales triásicos. Los límites norte y sur se suponen cerrados al flujo subterráneo, mientras que, hacia el este, la existencia de afloramientos de arcillas triásicas, inyectadas en la falla situada en la mitad meridional del collado que separa esta sierra de la de Pleites, sugiere que este límite también es de flujo nulo.



**Figura 7.2** Cortes hidrogeológicos de los acuíferos del Águilas Guinchón y Pleites. La localización y la leyenda más detallada puede observarse en el Plano n° 2, adjunto a la Memoria.

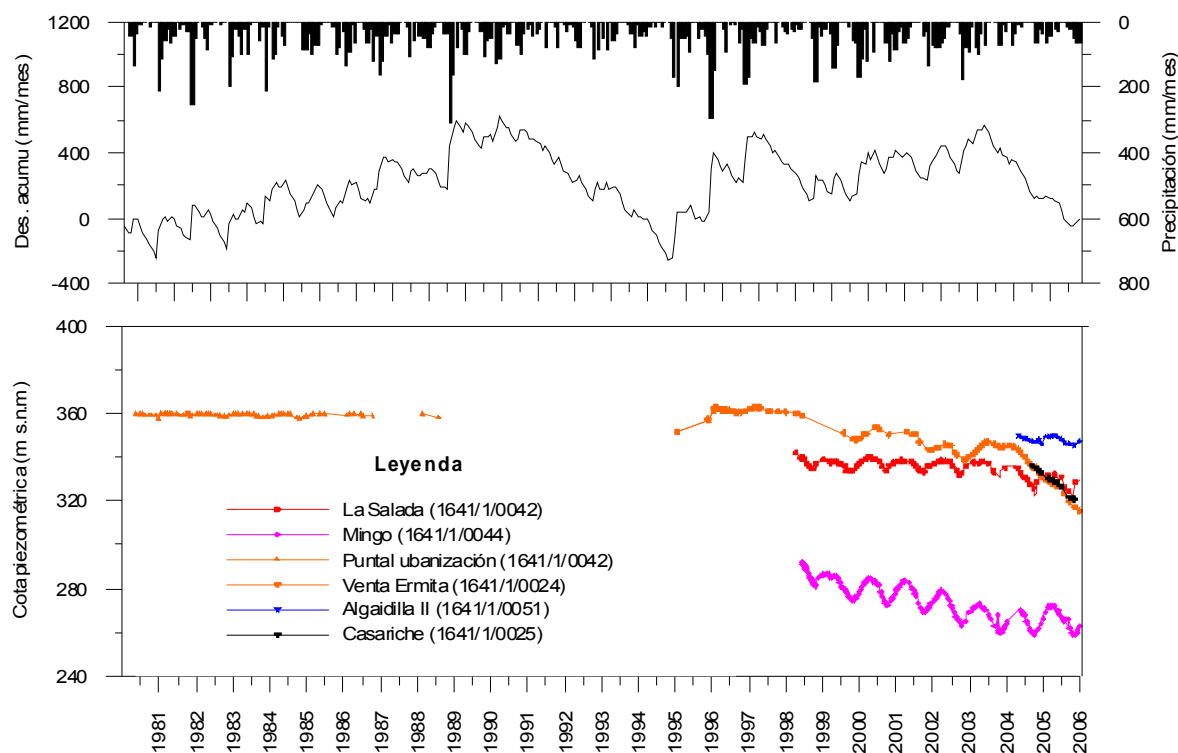
El afloramiento de Pleites, con 1,51 km<sup>2</sup> de superficie de afloramientos permeables, representa el flanco sureste de un sinclinal invertido, en el que las capas buzcan, en general, hacia el sureste (Figura 7.2). Se le suponen todos los límites cerrados al flujo subterráneo. En el límite oriental, se conoce la existencia de materiales jurásicos, al menos bajo el afloramiento del piedemonte cuaternario, que constituye esta ladera. Por otro lado, las recientes campañas de prospección mediante SEDT ponen de manifiesto la presencia de un sustrato resistivo bajo las margas cretácicas, en el valle que separa esta sierra de la de Águilas-Guinchón, y que probablemente correspondería al flanco normal del pliegue citado.

Los límites supuestos de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, según lo expuesto, se han representado en el Plano nº 2 de esta Memoria.

## **7.2 PIEZOMETRÍA**

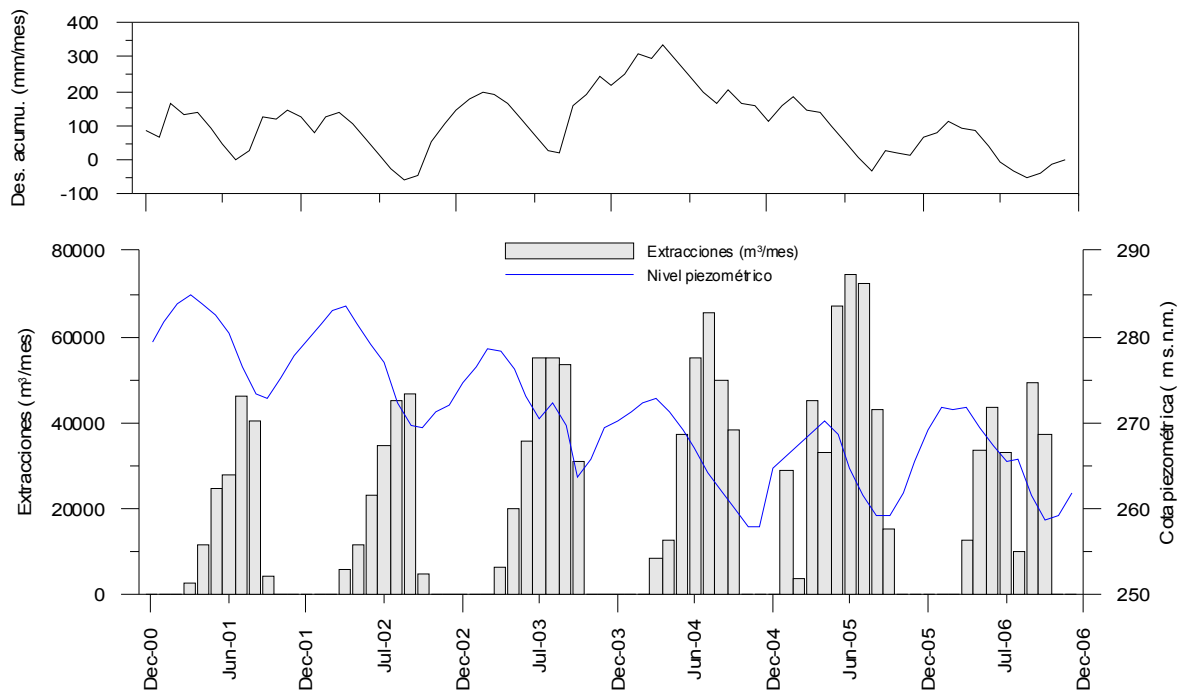
En la Figura 7.3 se representa toda información piezométrica correspondiente a los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. En la gráfica destacan la distinta evolución piezométrica que presentan los cuatro acuíferos diferenciados y la evolución manifiestamente descendente de los niveles piezométricos correspondientes a los acuíferos de Águilas-Guinchón y de Mingo. En el acuífero de Águilas-Guinchón los descensos acumulados desde 1996 a 2006 son de 45,6 m. Por su parte, el descenso del nivel piezométrico acumulado en el periodo 1998-2006, en el acuífero de Mingo, es de 33,8 m, si bien hay que tener en cuenta que se han reducido las extracciones durante los últimos años. La variación temporal de la piezometría en los acuíferos del Hacho de Lora y de Pleites no presenta una tendencia tan manifiestamente descendente como la de los anteriores.

La comparación de la evolución temporal de los niveles piezométricos con la desviación acumulada de la precipitación mensual con respecto a la media (calculada con datos del observatorio de Estepa) y con la explotación mensual pone de manifiesto el distinto grado de explotación al que están sometidos los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

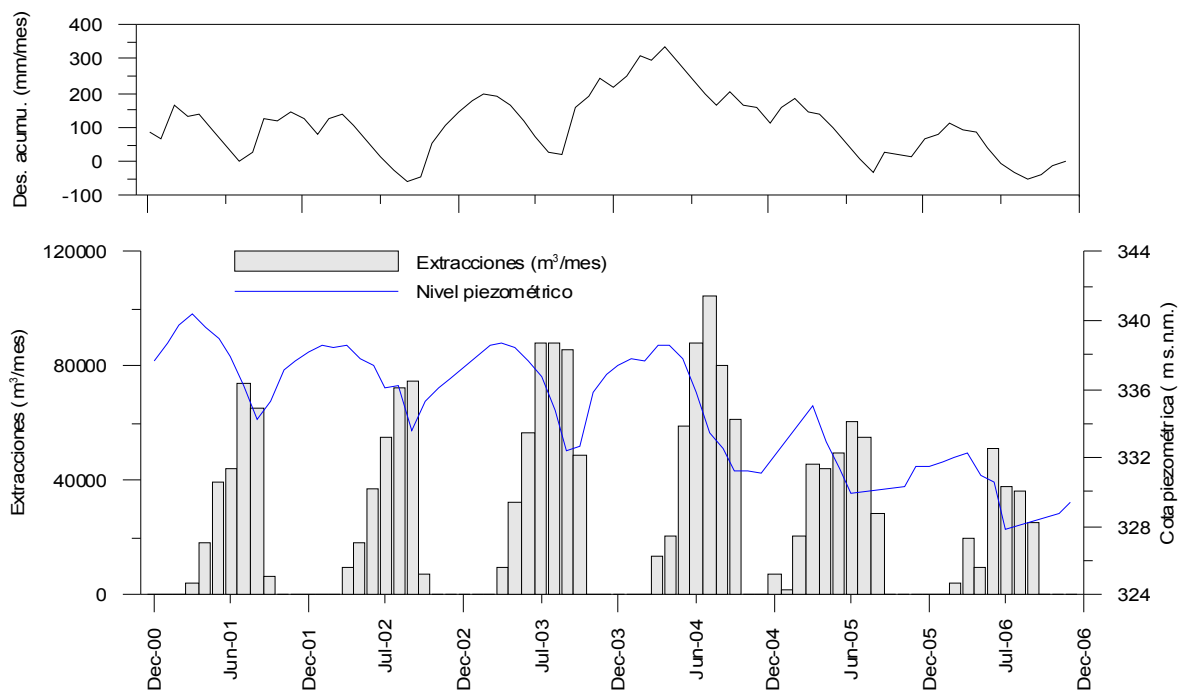


**Figura 7.3.** Precipitación mensual, desviación de la precipitación mensual respecto a la media, evolución piezométrica de los distintos puntos de control de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo -Guinchón, correspondientes al periodo 1981-2006 (Pluviómetro de Estepa).

El acuífero de Mingo (Fig. 7.4), al igual que el acuífero del Hacho de Lora (Fig. 7.5), presenta unas fluctuaciones anuales del nivel piezométrico notablemente condicionadas por el régimen de bombeo, de manera que el nivel piezométrico desciende como consecuencia de los bombeos que se realizan para el regadío del olivar, durante la campaña de riego (abril-mayo a octubre), y se recupera inmediatamente después del cese de los bombeos. Si en el correspondiente año hidrológico se producen lluvias importantes que favorecen la recarga del acuífero, la recuperación del nivel piezométrico será más importante, de lo contrario, también existe una recuperación de los niveles, aunque de menor entidad. Por otro lado, en ambos acuíferos la tendencia interanual de la variación temporal de la piezometría es descendente, como consecuencia del consumo de reservas. El efecto del bombeo es tan notable en la evolución del nivel piezométrico que la influencia de las precipitaciones queda totalmente enmascarada, de manera que no existe prácticamente ninguna relación con respecto a la desviación de la precipitación mensual con respecto a la media.



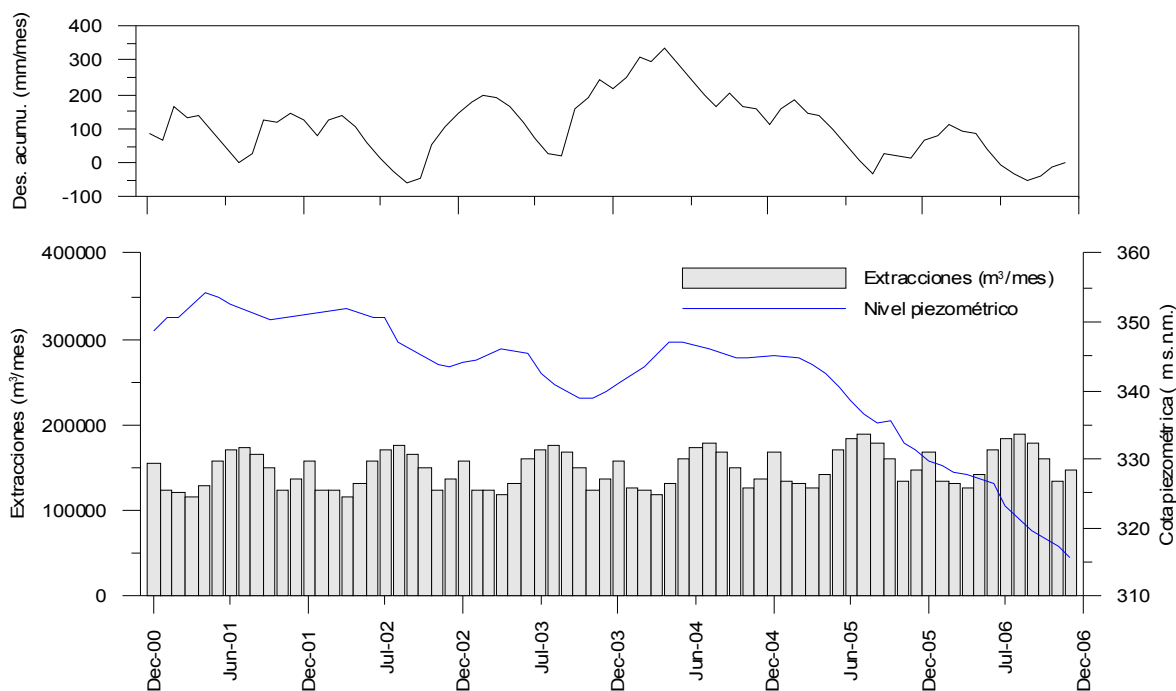
**Figura 7.4.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero de Mingo, correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).



**Figura 7.5.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero del Hacho de Lora, correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).



El distinto régimen de bombeo que se realiza en el acuífero de Águilas-Guinchón, respecto al de los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora, con una explotación mucho más regular durante todo el año para cubrir el abastecimiento de la población, genera una respuesta piezométrica manifiestamente distinta (Fig. 7.6). Las variaciones de nivel intra-anales no son tan marcadas y están más afectadas por la variación temporal de la lluvia; no obstante, la tendencia de los niveles es claramente descendente desde 1996 (Fig. 7.3.).



**Figura 7.6.** Desviación de la precipitación mensual respecto a la media, extracciones mensuales y evolución piezométrica del acuífero del Águilas-Guinchón correspondientes al periodo 2001-2006 (Pluviómetro de Lora de Estepa).

En el acuífero de Pleites la información piezométrica es muy reducida, por lo que no es posible llevar a cabo un estudio detallado que pueda considerarse suficientemente significativo; con todo, la distinta evolución de los niveles piezométricos con respecto al acuífero vecino de Águilas-Guinchón, pone de manifiesto la falta de conexión hidráulica entre ambos (Fig. 7.3).

Más en detalle, algunas de las series de datos de nivel piezométrico en las que existen controles durante largos periodos de tiempo, con una densa cadencia de medida, han permitido comprobar que existe una buena correspondencia entre los ascensos de la superficie piezométrica y la recarga que resulta de los balances diarios de agua en el suelo.

En las figuras 7.7 a 7.9 se analizan las series temporales de piezometría de los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Águilas-Guinchón y se comparan con las series de recarga generadas con balances diarios de agua en el suelo, realizados con datos del observatorio de Lora de Estepa y con valores de la capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) de 20, 40 y 60 mm.

En los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora, en los que se representan las evoluciones de los niveles piezométricos de los sondeos 1641/1/0044 y 1641/1/0042, respectivamente, se ha comprobado que, una vez finalizada la campaña de riego, el nivel comienza a ascender, sin que para ello sea necesario que se produzca recarga (Fig. 7.4 y 7.5). Pese a esta limitación, se puede comprobar que a mediados del año 1999, cuando las cotas de nivel piezométrico presentaban una tendencia descendente, se produjo un episodio lluvioso que modificó ligeramente la evolución de los niveles. Ese ligero ascenso de los niveles piezométricos sólo puede ser explicado si se considera la cifra de recarga que resulta al realizar el balance diario de agua en el suelo con CRAS de 20 mm, pero no es coherente con los restantes valores de la CRAS que han sido tratados. De hecho con los valores de la CRAS mayores de 20 mm, la recarga se produciría más tarde que el ascenso del nivel piezométrico

En la Figura 7.6, en la que se representa la evolución del nivel piezométrico del sondeo 1641/1/0024, situado en el acuífero de Águilas-Guinchón, se comprueba que la recarga generada con balances diarios de agua en el suelo; con una capacidad de retención de agua en el suelo de 40 mm, se ajusta mejor a la evolución del nivel piezométrico observada que las demás series de recarga representadas. Los ascensos de nivel piezométrico coinciden o se producen inmediatamente después de las fechas en las que se obtiene recarga a partir del balance diario de agua en el suelo.

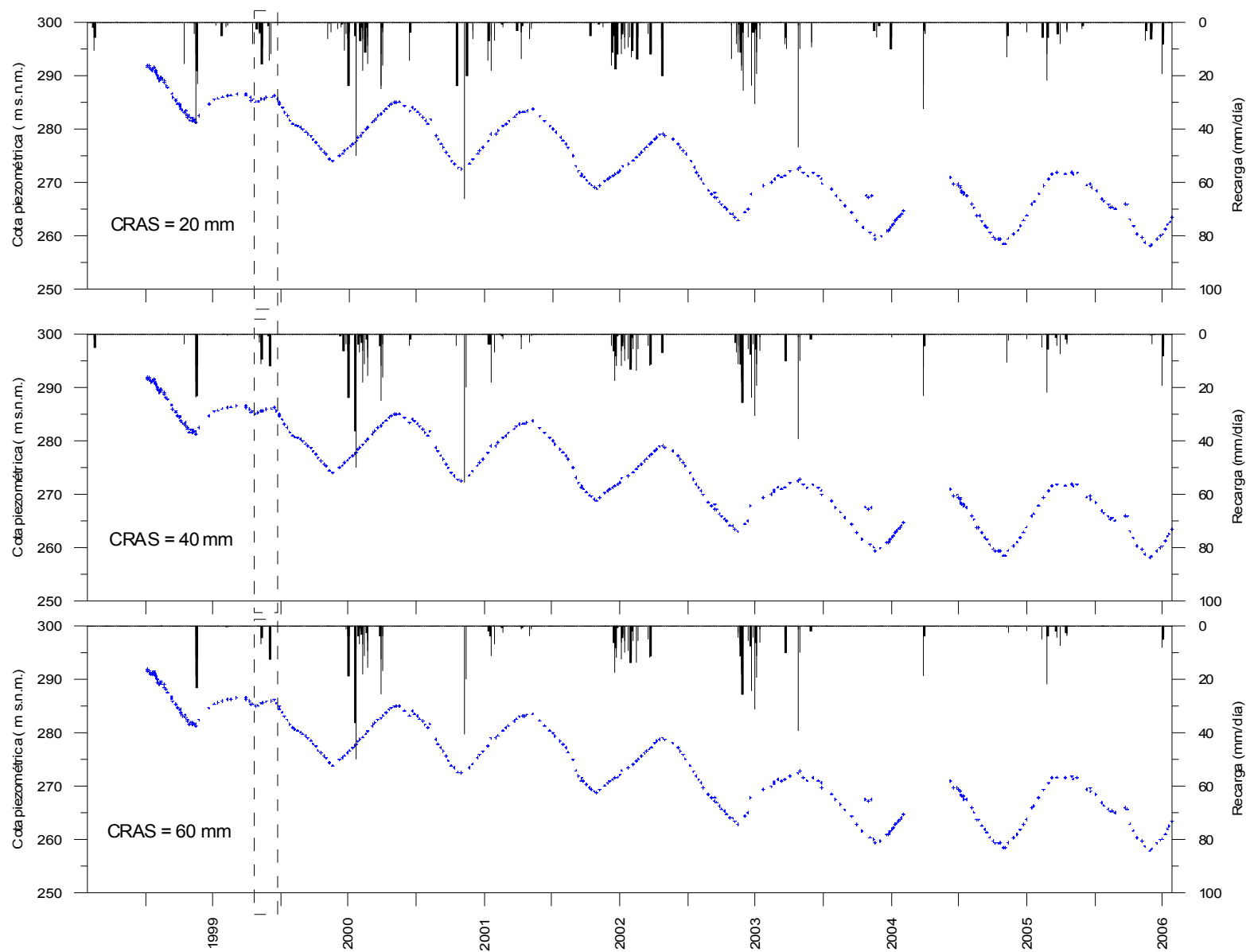


Figura 7.7. Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero de Mingo (Periodo 2001-2006).

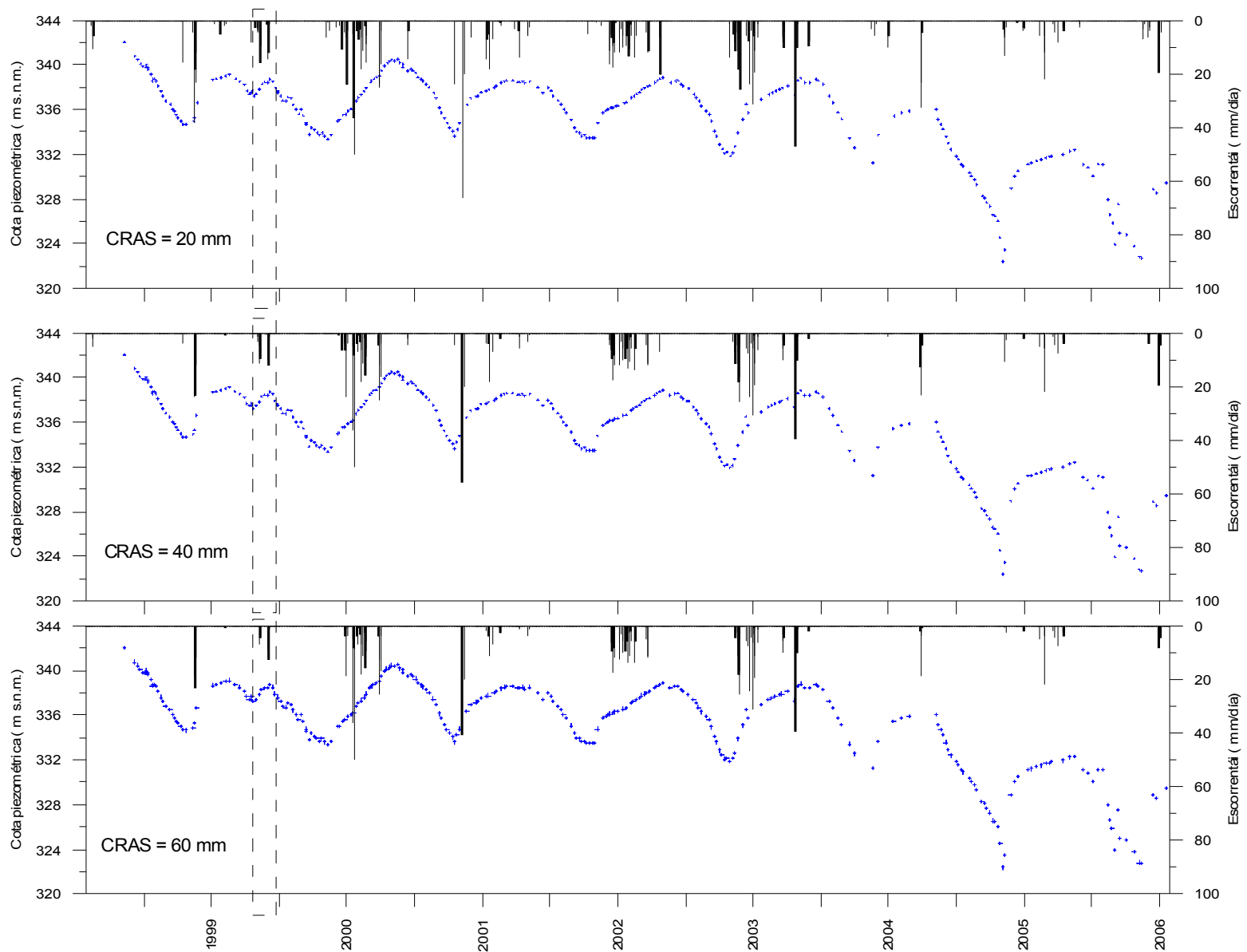
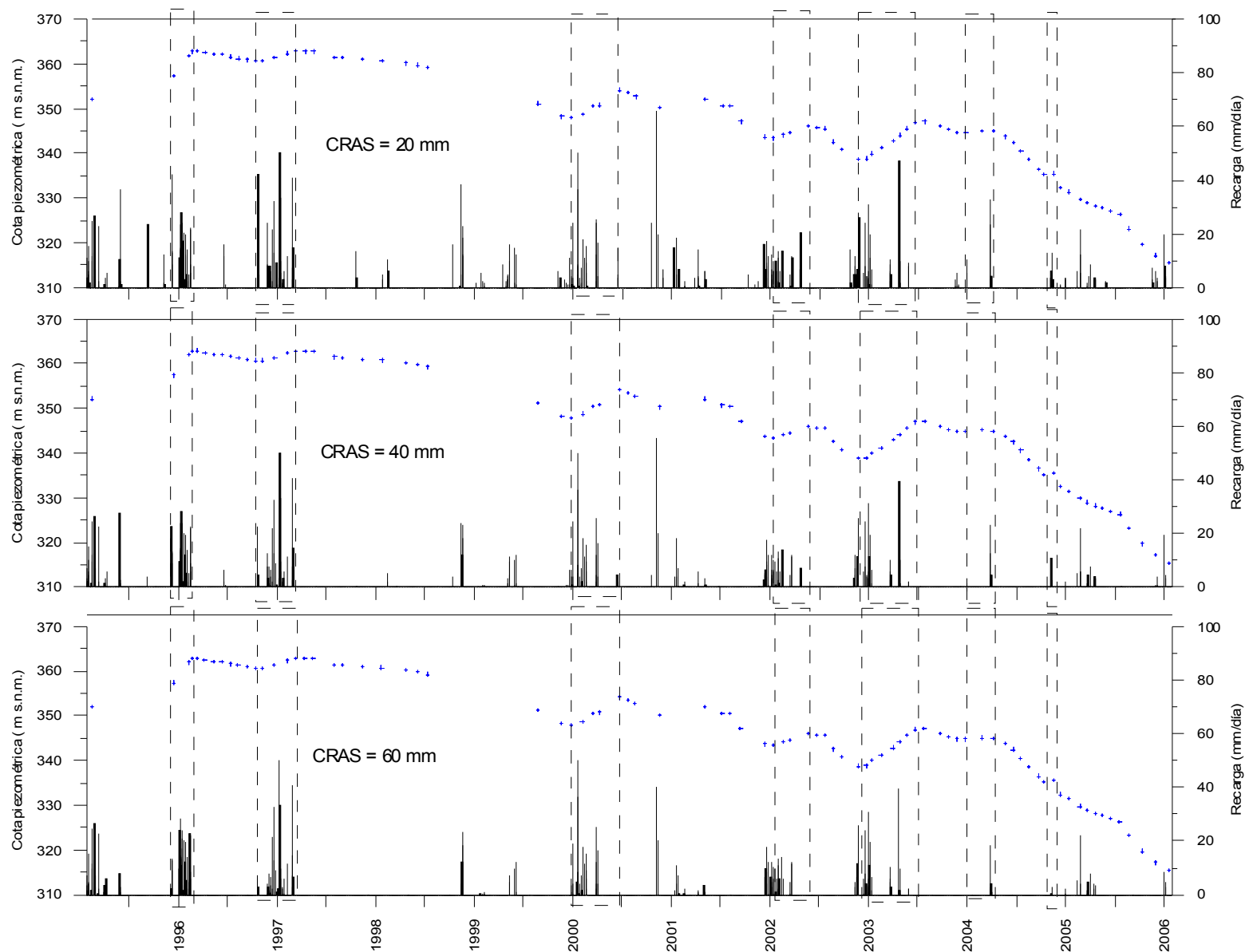


Figura 7.8. Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero del Hacho de Lora (Periodo 2001-2006)



**Figura 7.9.** Recarga diaria frente a la evolución del nivel piezométrico en el acuífero de Águilas-Guinchón (Periodo 2001-2006)

### 7.3 PARÁMETROS HIDRÁULICOS

Existe muy poca información relativa a los parámetros hidráulicos del acuífero de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. En la base de datos AGUAS del IGME se disponía de 3 ensayos de bombeo, más 2 valores de caudal específico, que han sido verificados *in situ*. A esta información se debe añadir la correspondiente a dos nuevos ensayos de bombeo realizados por el autor de esta Memoria, en los sondeos Algaidilla II (1641/5/0036) y en el sondeo Hacho (1641/1/0042).

Tanto los nuevos ensayos de bombeo como los realizados con anterioridad a esta investigación se han interpretado con el programa MABE; los resultados se resumen en la Tabla 7.1, en la que se indica, con letra negrita, el valor de transmisividad con el que se consigue una mejor calibración del ensayo, tanto durante el bombeo como en la recuperación posterior.

Los mejores ajustes de la práctica totalidad de los ensayos de bombeo analizados se consiguen mediante la solución de Hantush, al igual que ocurría en el acuífero de la Sierra de Becerrero; sin embargo, en los ensayos de bombeo realizados en los sondeos que captan a los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón se ha comprobado la existencia generalizada del efecto de almacenamiento kárstico, con excepción del sondeo Casariche IV.

Durante la ejecución de los sondeos de La Calderona (1641/1/0021), Hacho (1641/1/0042) y Algaidilla II (1641/1/0051) se plantearon diversos problemas constructivos, por la pérdida total de recuperación producidos por la presencia de cavidades kársticas atravesadas por las citadas perforaciones. En este sentido, se debe destacar que en distintos informes finales de obra se describe con detalle como la sarta de perforación quedaba suspendida en el aire al atravesar estos tramos huecos (IGME, 2005b, 2006a).

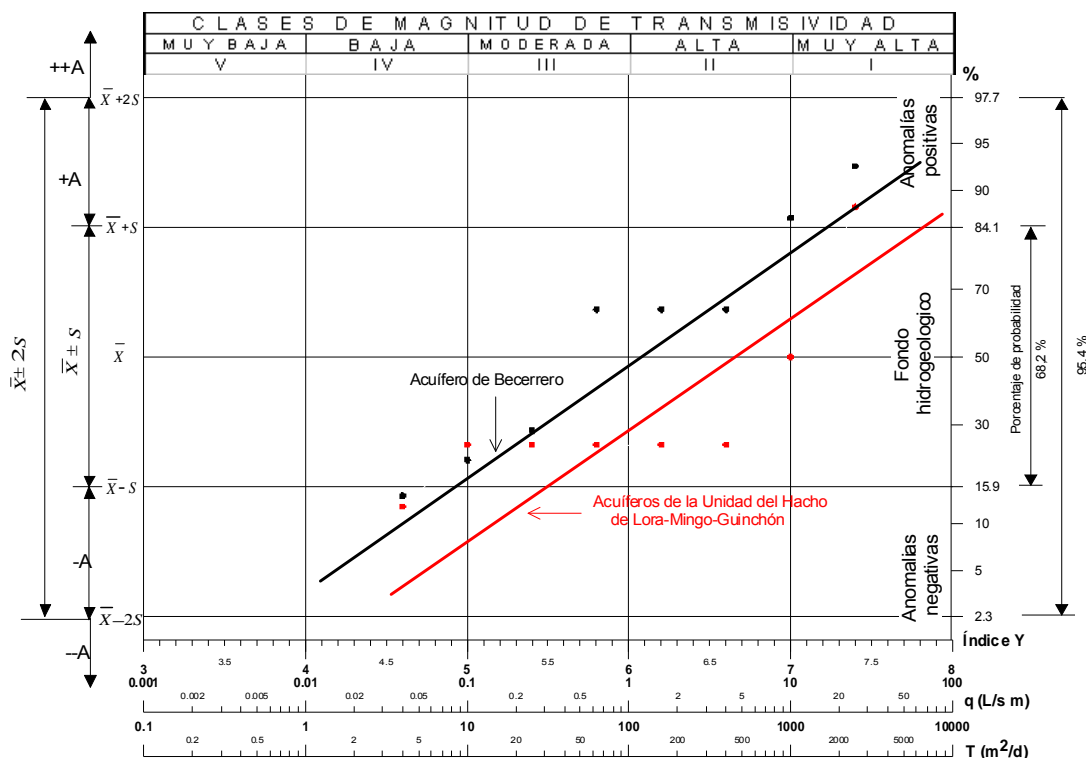
Ensayo	Punto de Observación	Método de interpretación	T m <sup>2</sup> /día	S	r2.S m2	r/B	R. Equiv. M	Δ h m
La Calderona 1641-1-0021	Pozo De Bombeo	Aprox Logarítmica. Método de Lee	370	--	--	--	--	4.9E-04
		Aprox Logarítmica de Jacob	410	--	--	--	--	1.54
		Recuperación Theis	1400	--	--	--	--	0.45
		Simulación bombeo (solución de Theis)	1700	--	8.6E-05	--	8	--
		Simulación recuperación (solución de Theis)	6000	--	3.2E-05	--	30	--
		<b>Simulación bombeo (solución de Hantush)</b>	<b>1700</b>	--	<b>3.6E-05</b>	--	<b>8</b>	--
	<b>Simulación recuperación (solución de Hantush)</b>	<b>1750</b>	--	<b>3.1E+01</b>	<b>2.0E-01</b>	<b>26</b>	--	
	Piezómetro	Aprox Logarítmica de Jacob	1520	7.7E+00	--	--	--	0.42
		Recuperación Theis	1483	2.6E-01	--	--	--	0.43
		Sim. bombeo (solución de Theis)	4890	--	1.3E-02	--	28	--
		Sim. recuperación (solución de Theis)	4890	--	1.3E-02	--	28	--
		<b>Sim. bombeo (solución de Hantush)</b>	<b>1306</b>	--	<b>9.2E-05</b>	<b>2.0E-01</b>	<b>25</b>	--
		<b>Sim. recuperación (solución de Hantush)</b>	<b>1306</b>	--	<b>9.2E-05</b>	<b>2.0E-01</b>	<b>25</b>	--
	Hacho 1641/1/0042	Pozo de Bombeo	<b>Sim. bombeo (solución de Hantush)</b>	<b>7,0</b>	--	<b>2.7E+01</b>	<b>3.6E+00</b>	<b>8</b>
<b>Sim. recuperación (solución de Hantush)</b>			<b>9,6</b>	--	<b>2.6E-03</b>	<b>5.0E+00</b>	<b>8</b>	--
Algaidilla II 1641-1-0051	Pozo De Bombeo	Aprox. Logarítmica de Jacob	1835	--	--	--	--	0.17
		<b>Sim. bombeo (solución de Theis)</b>	<b>1700</b>	--	<b>5.7E-04</b>	--	<b>75</b>	--
		<b>Sim. recuperación (solución de Theis)</b>	<b>1700</b>	--	<b>5.7E-04</b>	--	<b>103</b>	--
		Sim. bombeo (solución de Hantush)	1200	--	2.1E+03	1.0E-01	--	--
		Sim. recuperación (solución de Hantush)	1700	--	1.9E-04	7.0E-01	--	--
Badolatos 1641-1-0039	Pozo de Bombeo	Sim. bombeo (solución de Theis)	56000	--	5.0E-04	--	21	--
		Sim. recuperación (solución de Theis)	56000	--	5.0E-04	--	21	--
		<b>Sim. bombeo (solución de Hantush)</b>	<b>1780</b>	--	<b>5.8E+02</b>	<b>1.4E+00</b>	--	--
		<b>Sim. recuperación (solución de Hantush)</b>	<b>1780</b>	--	<b>9.3E-03</b>	<b>5.0E-02</b>	--	--
Casariche IV	Pozo de Bombeo	<b>Sim. bombeo (solución de Hantush)</b>	<b>2840</b>	--	<b>1.5E-03</b>	<b>4.0E-03</b>	--	--
		<b>Sim. recuperación (solución de Hantush)</b>	<b>2500</b>	--	<b>2.7E-04</b>	<b>3.1E-03</b>	--	--

**Tabla 6.3.** Resultados de la reinterpretación de los ensayos de bombeo realizados en los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón (Azcón y Martos-Rosillo, *in.litt.*)

Por otro lado, la presencia de cavidades no parece llevar aparejado un incremento sustancial de la transmisividad en los sondeos que las interceptan; muy probablemente, está relacionado con el escaso desarrollo de la red de conductos kársticos que puede existir en estos acuíferos, habida cuenta de sus reducidas dimensiones.

El análisis de la distribución estadística de la transmisividad, pese al reducido número de datos disponibles (8), se ha realizado con el índice de transmisividad  $Y = \log(10^4 T)$ . La media del índice “Y” es de 6,67 (467 m<sup>2</sup>/día) y su desviación típica de 1,18. De acuerdo con la clasificación de la magnitud de la transmisividad que se expone en la Tabla 6.4 (Krànsy, 2003) y en la Figura 7.10, el acuífero es de “alta transmisividad” (Tipo II). Por otro lado, la desviación típica de Y indica que se trata de un acuífero con una variabilidad de la transmisividad extremadamente grande (Tipo F, Tabla 6.5). El fondo hidrogeológico de la transmisividad está comprendido entre 30 y 7080 m<sup>2</sup>/día).

Los datos obtenidos de transmisividad, correspondientes a la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, resultan ser sensiblemente mayores que los de la Sierra de Becerrero sin duda debido a la existencia en la primera unidad citada de una más intensa fracturación y karstificación.



**Figura 7.10.** Distribución de la transmisividad en materiales jurásicos del acuífero de la Sierra de Estepa

En el mapa que se incluye en la Figura 7.11, se ha representado sobre cada sondeo aforado un círculo de radio proporcional al índice de transmisividad. Los círculos de color azul corresponden a sondeos que captan la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, mientras que los que se han representado en rojo pertenecen al acuífero de la Sierra de Becerrero. La información disponible no permite considerar si existe zonación de la transmisividad en los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, al disponer de uno o dos ensayos, a lo sumo, por acuífero; sin embargo, se comprueba que la mayoría de los sondeos ubicados en los bordes orientales presentan mayor transmisividad que los situados en los bordes occidentales.



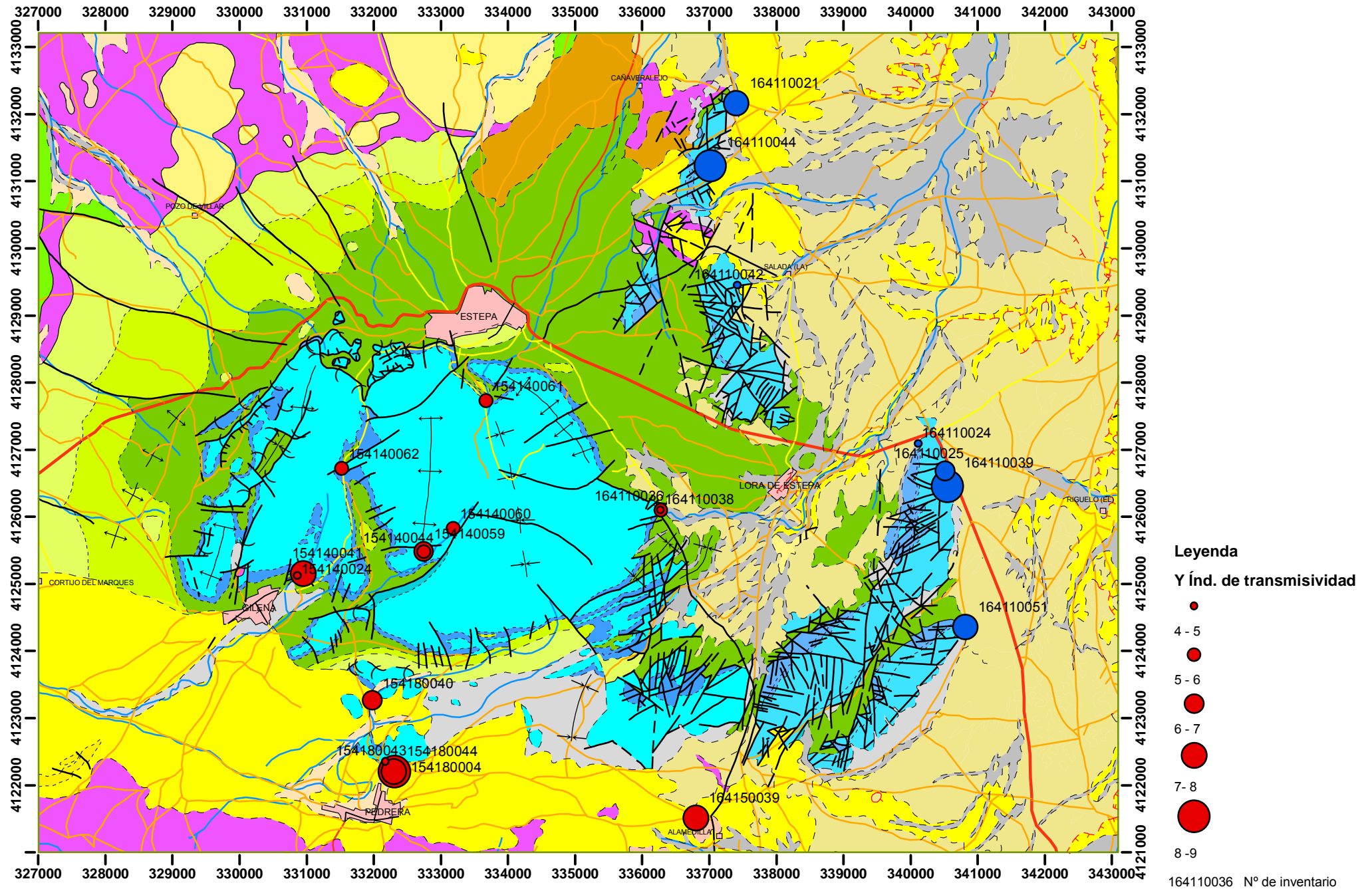


Figura 7.11. Distribución espacial del índice de transmisividad (Y), en la Sierra de Estepa

## **7.4 BALANCE HÍDRICO**

En este apartado se presenta un ensayo de balance hídrico de los cuatro acuíferos que constituyen la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. Se consideran como salidas las correspondientes al periodo de investigación (2003-2006) y como entradas, el valor medio de los recursos renovables.

### **7.4.1.1 Salidas**

La inexistencia de salidas naturales visibles en estos acuíferos, como consecuencia del estado de explotación al que están sometidos, el reducido número de captaciones por acuífero y la excelente colaboración de los usuarios han permitido acotar la extracción del aguas subterránea de forma verosímilmente precisa.

En los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora, en los que el agua se deriva fundamentalmente para uso agrícola, se realiza un riguroso control de los volúmenes de extracción, de la calidad de las aguas subterráneas y de la evolución del nivel piezométrico. La información facilitada por los usuarios ha contribuido a conseguir un buen conocimiento de salidas por bombeo de este acuífero.

La Mancomunidad de Abastecimiento de “El Puntal”, que integra las poblaciones de Badolatosa, Casariche, La Roda de Andalucía y Lora de Estepa, y que se abastece del acuífero de Águilas-Guinchón, controla los caudales de bombeo y los volúmenes que se destinan desde el sondeo de explotación hacia cada población. Esta entidad ha facilitado una información pormenorizada de la explotación de su sondeo.

En el caso del abastecimiento de Casariche no existía un registro de los volúmenes de bombeo con anterioridad al inicio de esta investigación, si bien, el ayuntamiento colaboró posteriormente. Las extracciones anteriores al año 2003 se han calculado mediante el cómputo de los consumos eléctricos y de las horas de bombeo.

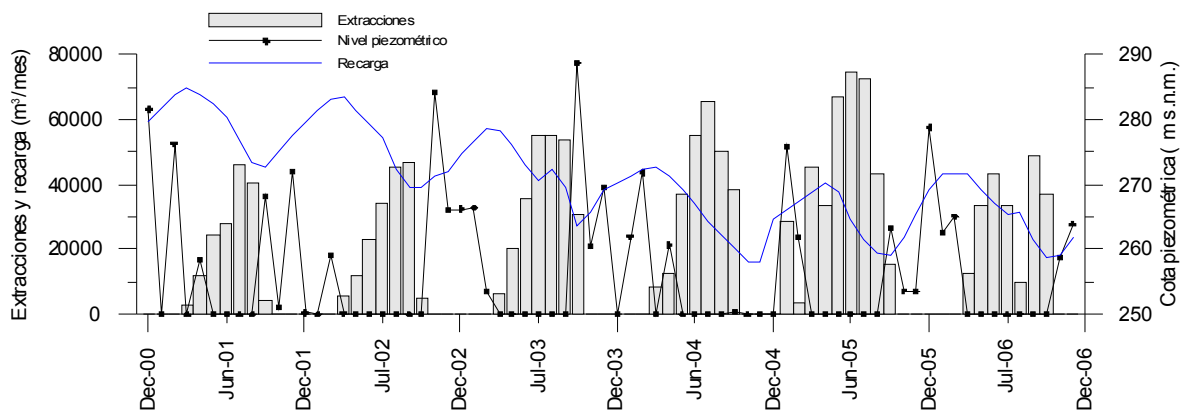
Por último, en la Sierra de Pleites, el único usuario existente ha permitido el acceso a los contadores durante el periodo de investigación.

Con la información referente a la explotación de los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo–Guinchón se han elaborado las figuras 7.12 a 7.14, en las que se presenta la evolución mensual de los bombeos en los acuíferos de Mingo, del Hacho de Lora y de Águilas-Guinchón, durante el periodo 2001-2006, frente a los niveles piezométricos y a la recarga mensual, evaluada con el código ERAS (ver Capítulo V). Se debe indicar que en el acuífero de Pleites la explotación anual ha sido muy constante ( $0,35 \text{ hm}^3/\text{año}$ ), con un régimen de bombeo intra-anual condicionado por la campaña de riego del olivar.

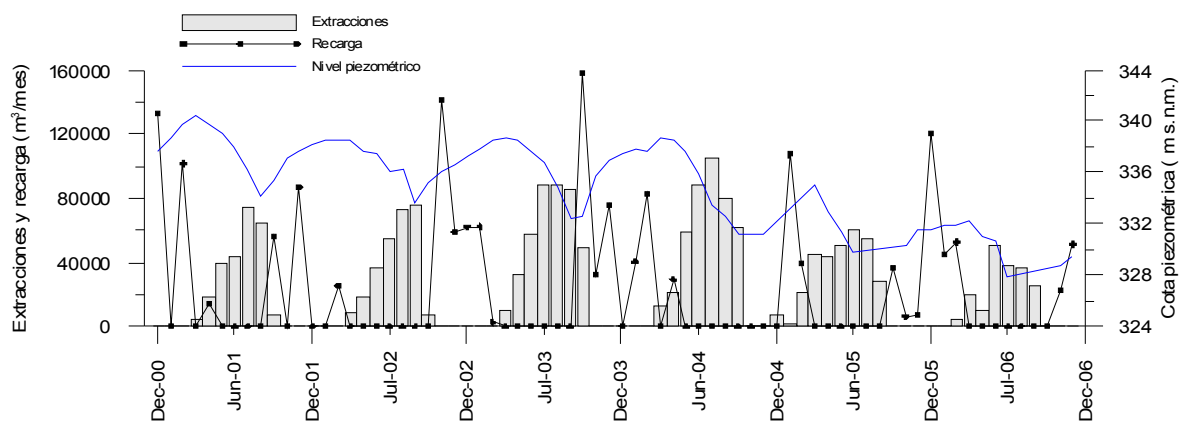
Tanto en el acuífero de Mingo como en el del Hacho de Lora, con explotaciones medias en el periodo 2001 a 2006 de  $0,242 \text{ hm}^3/\text{año}$  y  $0,310 \text{ hm}^3/\text{año}$ , respectivamente, el volumen de bombeo se ha ido reduciendo paulatinamente por los propios usuarios, como consecuencia del empeoramiento de la calidad del agua. En las Figuras 7.12 y 7.13, se puede comprobar que la variación del volumen de bombeo con el tiempo responde de forma manifiesta a los bombeos destinados a la campaña de riego, de forma que entre abril-mayo se inicia el bombeo, que se hace máximo en julio o agosto y que finaliza en octubre o noviembre. Por su parte, la recarga se concentra en invierno, por lo que los niveles piezométricos experimentan un ascenso, que no evita de todos modos una tendencia interanual descendente, debida a un régimen de explotación en el que sistemáticamente el bombeo supera a la recarga.

En la Sierra de Águilas-Ginchón la variación de la explotación intra-anual es distinta (Figura 7.14); la práctica totalidad del agua extraída se destina a consumo humano, por lo que el caudal de bombeo es muy constante. En el periodo comprendido entre 2001 y 2006, la extracción media por bombeo fue de  $1,78 \text{ hm}^3/\text{año}$ . La tendencia interanual de la explotación es positiva, aspecto que indica la escasa preocupación de los usuarios por el importante descenso acumulado de la superficie piezométrica.

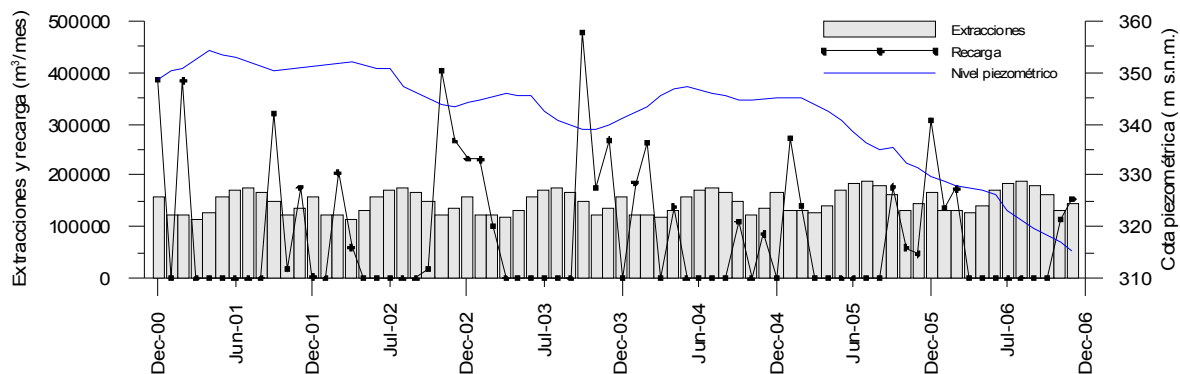
Las salidas medias en el periodo de investigación fueron en los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora, de  $0,282 \text{ hm}^3/\text{año}$  y  $0,334 \text{ hm}^3/\text{año}$ , respectivamente. En el en el acuífero de Águilas-Guinchón de  $1,81 \text{ hm}^3/\text{año}$  y en el de Pleites de  $0,350 \text{ hm}^3/\text{año}$ .



**Figura 7.12.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero de Mingo (Periodo 2001-2006). La serie de recarga representada se ha calculado con el código ERAS y datos meteorológicos del observatorio de Lora de Estepa.



**Figura 7.13.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero del Hacho de Lora (Periodo 2001-2006). La serie de recarga representada se ha calculado con el código ERAS y datos meteorológicos del observatorio de Lora de Estepa.



**Figura 7.14.** Extracciones mensuales por bombeo, recarga mensual y evolución del nivel piezométrico del acuífero de Águilas- Guinchón (Periodo 2001-2006). La serie de recarga representada se ha calculado con el código ERAS y datos meteorológicos del observatorio de Lora de Estepa.

### 7.4.1.2 Entradas

La recarga de los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón se ha evaluado utilizando métodos diferentes: balances diarios de agua en el suelo (según el método de Milly), balance de agua en el acuífero (con el código ERAS) y el método APLIS. Con los distintos métodos utilizados se obtienen valores muy parecidos, en especial cuando se comparan los datos del balance agua en el suelo y los del acuífero; la aplicación del método APLIS conduce a valores más altos que los que se obtienen con los demás métodos.

### 7.4.1.3 Ensayo de balance hídrico

En la Tabla 6.5 se presentan los resultados del balance hídrico de los acuíferos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón. Para la estimación de las entradas ha cambiado la media de la recarga determinada con los balances diarios de agua en el suelo y con los balances del acuífero.

Se debe tener en cuenta que en el acuífero de Pleites hay que añadir, a la recarga que se obtiene por infiltración directa del agua en de lluvia en materiales carbonáticos, la recarga que se produce por la infiltración del agua de lluvia en el piedemonte que se superpone a las calizas de la falda oriental de la sierra. Estas entradas se evaluaron, por un balance de agua en el suelo, en 0,12 hm<sup>3</sup>/año (ver Capítulo V). Como salidas se consideran las extracciones por bombeo correspondientes al periodo de investigación (2003-2006). Los resultados de los balances por acuífero y para el total de la unidad, se indican en la Tabla 6.5.

	<b>Entradas (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>Salidas (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>E-S (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>S/E</b>
Mingo	0,16	0,282	-0,122	1,76
Hacho de Lora	0,305	0,334	-0,029	1,10
Águilas-Guinchón	0,995	1,806	-0,811	1,82
Pleites	0,48	0,35	0,13	0,73
<b>Total</b>	<b>1,94</b>	<b>2,772</b>	<b>-0,832</b>	

**Tabla 6.5.** Ensayo de balance hídrico del acuífero de Águilas-Guinchón (E, entradas; S, salidas)

#### **7.4.1.4 Discusión de los resultados**

Del análisis del balance hídrico, cuyos resultados son coherentes con la información hidrogeológica disponible, se deduce que la explotación durante el periodo de investigación ha superado a los recursos medios renovables en todos los acuíferos, con excepción del de la Sierra de Pleites. Aunque las extracciones no deberían superar el valor de la recarga, para que la explotación pudiera ser considerada sostenible, lo cierto es que el valor de la relación salidas/entradas es sistemáticamente mayor de uno en los acuíferos de Águilas-Guinchón y de Mingo. En el primero, esta situación se mantiene desde 1996, con el consecuente consumo de reservas. En el segundo, la deficiente calidad del agua para riego está forzando la reducción del volumen explotado.

En la actualidad, los niveles piezométricos de los cuatro acuíferos investigados se sitúan por debajo del contacto con los materiales permeables (miocenos y cuaternarios) por los que se drenaban en condiciones no influenciadas. Este hecho implica un consumo continuado de las “reservas estáticas” del acuífero y un empeoramiento de la calidad, que será tratado en el apartado de hidroquímica.

Si se atiende a la definición de minería del agua subterránea (analizada en el Capítulo I de esta Memoria), se comprueba que en los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora se está realizando este tipo de explotación, dado que se extrae de forma continua más caudal del que se aporta. Por otra parte, el régimen de explotación de los acuíferos del Hacho de Lora y de Pleites también condiciona su régimen de funcionamiento. En definitiva, se puede concluir que, a tenor de los balances hídricos realizados y de la respuesta hidrométrica y piezométrica de estos acuíferos, su utilización constituye un evidente ejemplo de explotación intensiva de las aguas subterráneas, que, en el caso los acuíferos de Águilas-Guinchón y de Mingo, se puede catalogar como minería del agua.

## 7.5 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLÓGICO

Los acuíferos de la unidad geológica del Hacho de Lora-Migo–Guinchón son alimentados, fundamentalmente, por la infiltración del agua de lluvia. La pendiente topográfica es fuerte en la zona central de los afloramientos de los materiales de estos acuíferos y se suaviza hacia los bordes. El acuífero de Mingo constituye una excepción en la medida en que la infiltración procedente del agua de lluvia se ve favorecida por la débil pendiente topográfica que existe en los afloramientos correspondientes.

La cubierta vegetal es muy parecida a la de la Sierra de Becerrero, incluso más densa, al predominar un matorral espeso, con arbolado intercalado. Los distintos perfiles de sísmica de refracción realizados permiten confirmar la existencia de un epikarst bastante desarrollado, que, junto con el suelo y con la vegetación, favorece la retención del agua de precipitación después de los periodos de lluvia. La presencia de discontinuidades (en la zona de contacto del epikarst con la roca inalterada) y de cavidades kársticas sugiere la existencia de zonas preferenciales de flujo, que favorecen el tránsito rápido del agua infiltrada por la zona no saturada del acuífero.

El flujo subterráneo en los afloramientos carbonáticos se dirigía en condiciones naturales hacia el este y descargaba lateralmente hacia los materiales cuaternarios y miocenos que afloran en el sector oriental de estos acuíferos. El único manantial importante que existe en esa zona es el manantial del Almarjal, situado a 355 m s.n.m., que constituía el principal punto de drenaje del acuífero de Águilas-Guinchón y que dejó de manar desde la segunda mitad de los años 90 del siglo XX.

Los datos piezométricos disponibles permiten comprobar que los acuíferos presentan un comportamiento hidrogeológico independiente, con distintas cotas piezométricas y con una diferente evolución temporal. En todos los acuíferos, la respuesta piezométrica es rápida a la precipitación; sin embargo, la evolución temporal en estos acuíferos está más fuertemente influenciada por el bombeo que por la propia precipitación. Las observaciones realizadas parecen sugerir que los balances de agua que se ajustan mejor a la evolución piezométrica se consiguen con valores de la CRAS de 20 mm, en los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora, y de 40 mm, en el acuífero del Águilas–Guinchón.

La modelización de la evolución temporal de la piezometría de los acuíferos de Mingo, Hacho de Lora y Águilas-Guinchón con el programa ERAS (Capítulo V) confirma las hipótesis de partida que requiere el código para su aplicación: las salidas del acuífero se realizan exclusivamente por bombeo, la recarga se produce únicamente por infiltración del agua de lluvia y el área del acuífero en la zona de fluctuación piezométrica coincide con el área de afloramientos carbonáticos. De todo ello se deduce que en estos acuíferos las condiciones de contorno no deben ser muy diferentes de las que se requieren para aplicar el programa ERAS y que su funcionamiento debe ser muy similar al de un depósito estanco en el que las entradas se producen por infiltración del agua de lluvia, las salidas por bombeo, y en el que las fluctuaciones del nivel piezométrico dependen del balance hídrico del acuífero, de sus dimensiones y de la porosidad eficaz media en la zona de variación del nivel.

Por otro lado, y a pesar de que la mayoría de los sondeos interceptan cavidades kársticas, el grado de desarrollo de las redes de conductos no debe ser muy importante, habida cuenta de las reducidas dimensiones de los acuíferos, que deben impedir su jerarquización.

La minería del agua que se realiza en los acuíferos de Águilas-Guinchón y de Mingo, en los que sistemáticamente la explotación supera a la recarga media, implica un consumo continuado de las reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje de los manantiales. Parecidas observaciones pueden realizarse respecto al acuífero del Hacho de Lora, aunque la mala calidad del agua para riego, al igual que está ocurriendo en el acuífero de Mingo, está provocando una disminución progresiva de la explotación.

En definitiva, se puede indicar que los acuíferos que componen la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón presentan un comportamiento parecido al de los sistemas carbonáticos inerciales. La respuesta del acuífero a los ensayos de bombeo en el entorno de los sondeos (con síntomas de drenaje diferido), la escasa amplitud de las fluctuaciones piezométricas, el alto valor de la porosidad eficaz que se deduce de las variaciones del nivel piezométrico, hacen que, su comportamiento pueda definirse como más próximo al de los sistemas figurados, pese al importante grado de karstificación y fracturación que afecta superficialmente a los materiales de esta unidad.



## **HIDROQUÍMICA**

## 8 HIDROQUÍMICA

### 8.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen las características hidroquímicas del agua subterránea de los acuíferos de la Sierra de Estepa y del agua de precipitación de la zona de investigación. Además, se ha intentado establecer la variabilidad espacial y temporal de las citadas características, en ambos tipos de agua.

De esta forma, se persigue contribuir a cumplir dos de los principales objetivos de este trabajo de investigación, que consisten en mejorar el conocimiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, para lo que la Hidroquímica constituye una herramienta esencial (Shuster y White, 1971; Atkinson, 1977; Bakalowicz, 1979; Hanshaw y Back, 1979; Custodio, 1991; Hess y White, 1993; Andreo *et al.*, 2002), y en comprobar las posibles repercusiones que la explotación intensiva de los acuíferos puede tener en la modificación de las características hidrogeoquímicas del agua subterránea.

Se ha hecho un especial esfuerzo para estudiar las características hidroquímicas del agua de precipitación; en los acuíferos de la Sierra de Estepa, la infiltración del agua de lluvia constituye, prácticamente, la única aportación de agua (Martos-Rosillo, 2005). En estas condiciones, la caracterización del agua de lluvia permite explicar la concentración de distintos iones mayoritarios de las aguas subterráneas contemporáneas (Custodio, 1991; Murphy *et al.*, 1996), además de posibilitar la realización de estimaciones de la recarga a los acuíferos mediante el balance químico de sustancias conservativas como el cloruro (Eriksson y Khunakasem, 1969; Custodio, 1997; Alcalá y Custodio, 2004; Alcalá, 2006).

El estudio de la variabilidad temporal de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas de la Sierra de Estepa ha permitido comprobar que los procesos hidroquímicos que predominan en los sistemas carbonáticos, tras el agotamiento de los manantiales como consecuencia de la explotación intensiva, difieren considerablemente de los que se producen en los acuíferos que funcionan en régimen natural, hasta el punto de que tal explotación introduce importantes modificaciones.

Por otra parte, el análisis de la variabilidad espacial de la información hidrogeoquímica obtenida en esta investigación ha permitido interpretar la secuencia de procesos que se traducen en la evolución hidrogeoquímica observada de las aguas subterráneas, evolución que, además, ha sido modelizada, con el objetivo de confirmar, desde el punto de vista físico-químico, los modelos conceptuales de funcionamiento hidrogeológico establecidos con la información hidrodinámica.

El tratamiento de la base de datos hidrogeoquímicos, tanto del agua de lluvia como del agua subterránea, se ha realizado con el programa AQUACHEM 4.0 (Waterloo Hydrogeologic, 2003). Una de las características más destacadas del programa de tratamiento de datos hidroquímicos AQUACHEM 4.0, además de la facilidad de manejo de este tipo de información con potentes herramientas de análisis numérico y gráfico, consiste en que éste incorpora el código de modelización hidrogeoquímica PHREEQC (Parkhurst, 1995; Parkhurst y Appelo, 1999), que es una versión mejorada del programa original, el PHREEQ (Parkhurst *et al.*, 1980).

El programa PHREEQC (pH-redox-equilibrium-equations) permite, en primer lugar, calcular las concentraciones y las actividades de las especies en disolución, los índices de saturación y la transferencia de masa entre distintas fases, en segundo lugar, permite también modelizar reacciones con control cinético, y, finalmente, incorporar procesos de difusión y de dispersión, balances isotópicos, etc.

El uso de PHREEQC está muy extendido, en especial para resolver problemas relacionados con la hidrogeoquímica de las rocas carbonáticas. Como ejemplos próximos se pueden citar los de las modelizaciones hidrogeoquímicas realizadas en la Cordillera Bética (Cardenal, 1993; Cardenal *et al.*, 1994; Cardoso, 1997; Liñán *et al.*, 1999; Bouamama, 2000; López-Chicano *et al.*, 2001a; Moral, 2005; González-Ramón, 2007), en Sierra Morena (Olías *et al.*, 2002), en la Cordillera Prelitoral Catalana (Lambán, 1998), en la Cordillera Cantábrica (Durán *et al.*, 1999) y en el Pirineo (Cuchí *et al.*, 1999).

## 8.2 CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DEL AGUA DE LLUVIA

### 8.2.1 MATERIAL Y MÉTODOS

El elevado número de factores que intervienen en la composición química final del agua de lluvia, entre los que se pueden citar la distancia al mar, la velocidad del viento, la intensidad de la precipitación y el momento de muestreo, la proximidad a las ciudades, etc, (Ritcher *et al.*, 1983), hace que se requiera de un dilatado periodo de control para conseguir una caracterización promedio aceptable (Custodio, 1997; Alcalá, 2006).

Durante esta investigación se han tomado y analizado 58 muestras de agua, recogidas en dos puntos de control instalados al efecto (los pluviocaptadores del cerro de Becerrero y del Cortijo de la Algaidilla) con objeto de diferenciar la composición química de la precipitación atmosférica que alcanza al acuífero carbonático de la Sierra de Estepa.

Uno de los dos recipientes tomamuestras (pluviocaptadores) acondicionados para el muestreo del agua de lluvia está ubicado, junto a la estación termopluviométrica que el IGME controla en el cerro de Becerrero; el otro, en el cortijo de la Algaidilla, en la Sierra de Pleites. En la Tabla 8.1 y en la Figura 8.1 se indica la situación de estos dos puntos de muestreo.

Denominación	Nº IPA	X (UTM)	Y (UTM)	Z (msnm)	Observaciones
Becerrero	1541/4/PPB	334651	4126821	841	Junto al observatorio del IGME
Algaidilla	1641/5/PPA	340190	4123010	418	Junto al cortijo de la Algaidilla

**Tabla 8.1.** Puntos de control hidroquímico del agua de lluvia

Los dos pluviocaptadores fueron debidamente preparados para impedir la entrada de elementos ajenos a la lluvia y lastrados para evitar vuelcos (Fotografías 4.1 y 4.2)

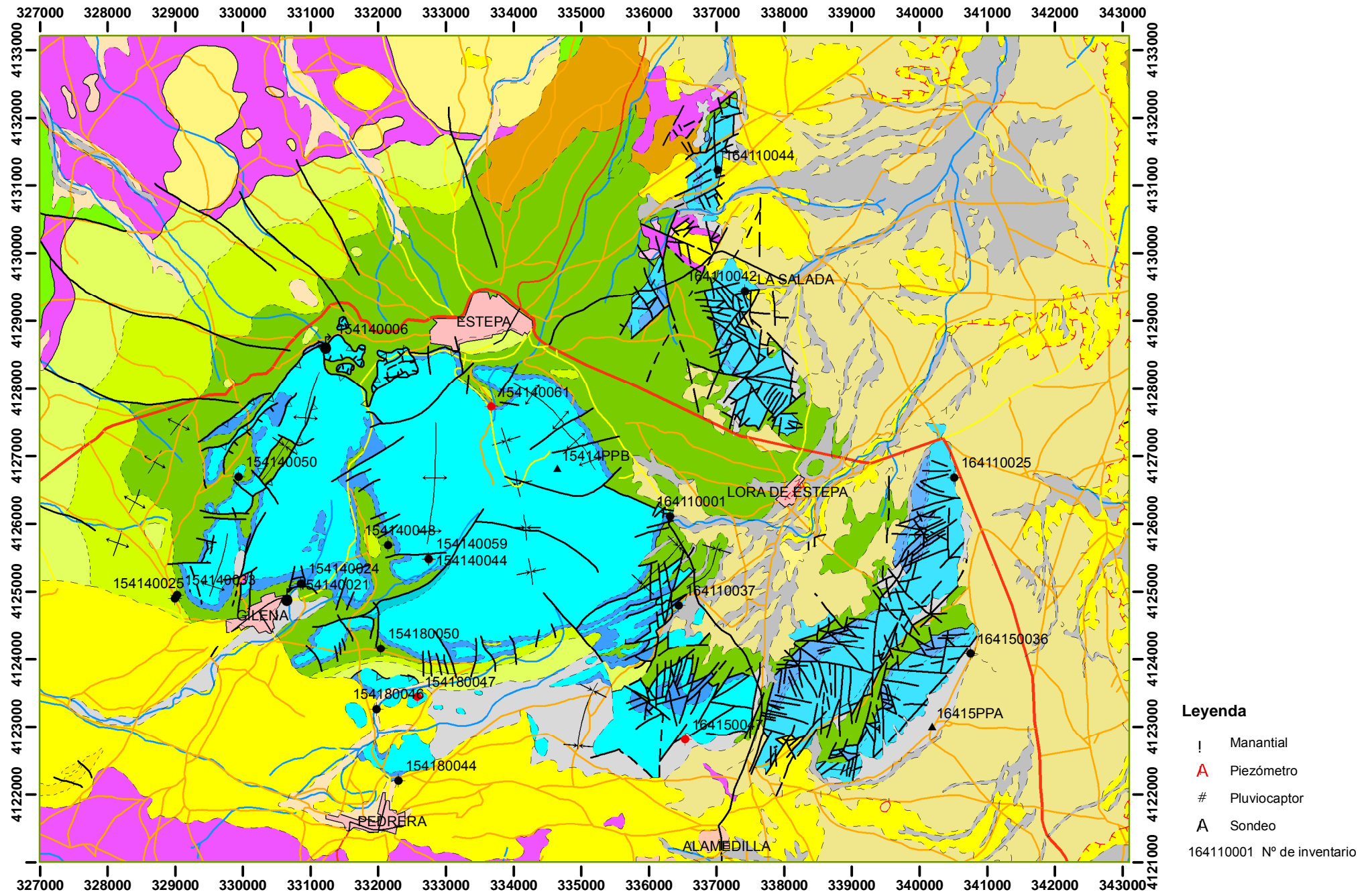


Figura 8.1 Situación de los puntos de muestreo del agua de lluvia y del agua subterránea

El periodo de muestreo ha quedado comprendido entre marzo de 2003 y diciembre de 2006. La recogida de muestras se ha realizado con una periodicidad aproximadamente mensual, si bien en algunas ocasiones ha sido necesario posponer el muestreo, con objeto de poder disponer de suficiente muestra para analizar los iones mayoritarios, o por otro tipo de incidencias. De igual modo, inmediatamente después de algunos periodos de lluvias intensas se procedió al muestreo del agua aunque no hubiera transcurrido un mes desde el muestreo anterior.



**Fotografías 4.1 y 4.2.** Detalles del pluviocaptor ubicado junto a la estación meteorológica del cerro de Becerrero.

Los pluviocaptadores han permitido tomar muestras del agua de lluvia acumulada en cada periodo de muestreo, que integran la deposición atmosférica (polvo) y la húmeda (lluvia, granizo, nieve) acumulada.

La cantidad de precipitación que se utiliza para obtener el flujo másico de distintos componentes químicos en el pluviocaptor de Becerrero corresponde con la precipitación medida en el observatorio meteorológico del IGME, ubicado, junto al tomamuestras, en el cerro de Becerrero (Fotografía 4.3).



**Fotografía 4.3.** Recogida de datos meteorológicos del observatorio del cerro de Becerrero.

En el caso del pluviocaptor de la Algaidilla se consideró la precipitación que se recogía en el observatorio del INM ubicado en la localidad de Lora de Estepa.

En cada uno de los análisis realizados se ha calculado el porcentaje de error del balance iónico, según el procedimiento establecido por Custodio y Llamas (1983). El error calculado ha sido en todos los casos menor del 5%, con excepción de una muestra, correspondiente al tomamuestras de la Algaidilla, en la que se ha cometido un error del 15%, a pesar de lo cual, los resultados se consideran aceptables, habida cuenta la muy pequeña conductividad eléctrica de la muestra en cuestión ( $65 \mu\text{S}/\text{cm}$ ).

Los resultados de los análisis de todas las muestras tomadas en las dos estaciones de control se han representado en diagramas de Piper y de Schoeller-Berkaloff. Para facilitar la visualización e interpretación de la información se han construido varios diagramas de caja-bigote, en los que se representan los resultados de los principales estadísticos de posición de las concentraciones de los iones mayoritarios, del pH y de la conductividad eléctrica.

Se ha calculado el flujo másico de los principales iones presentes en el agua de lluvia, a partir de la cantidad de precipitación registrada en el intervalo de tiempo entre dos muestreos consecutivos y de las concentraciones que resultan del análisis de cada muestra, de modo que se obtienen valores de deposición acumulada. La suma de todos los valores de deposición ha permitido obtener la deposición total de los distintos iones estudiados, en el periodo de muestreo. Posteriormente, se ha calculado la correspondiente tasa anual, dividiendo la deposición total registrada entre la duración del registro temporal, expresada en años.

Para finalizar, se ha estudiado la variación temporal de las distintas aportaciones y se han comparado los resultados de la aportación anual de cloruro, en la zona de investigación, con los obtenidos por Alcalá y Custodio, en la Península Ibérica (Alcalá y Custodio, 2004; Alcalá, 2006; Alcalá y Custodio, 2006).

## 8.2.2 COMPONENTES QUÍMICOS DEL AGUA DE LLUVIA

Con la finalidad de caracterizar la composición química del agua de lluvia de la Sierra de Estepa, se han calculado los principales estadísticos, tanto de las concentraciones de los principales iones presentes en el agua, como de la conductividad eléctrica y el pH. En una primera aproximación, este cálculo se ha hecho a la totalidad de las muestras disponibles (Tabla 8.2). De igual forma, en las Figuras 8.2 y 8.3 se representan los diagramas de Piper y de Schöeller–Berkaloff con la totalidad de las muestras de lluvia recogidas en los pluviocaptadores del cerro de Becerrero y del cortijo de la Algaidilla. En estos gráficos se comprueba que las facies hidroquímica son muy diversas, aunque predominan la bicarbonatada cálcica y la bicarbonatada clorurada cálcica magnésica.

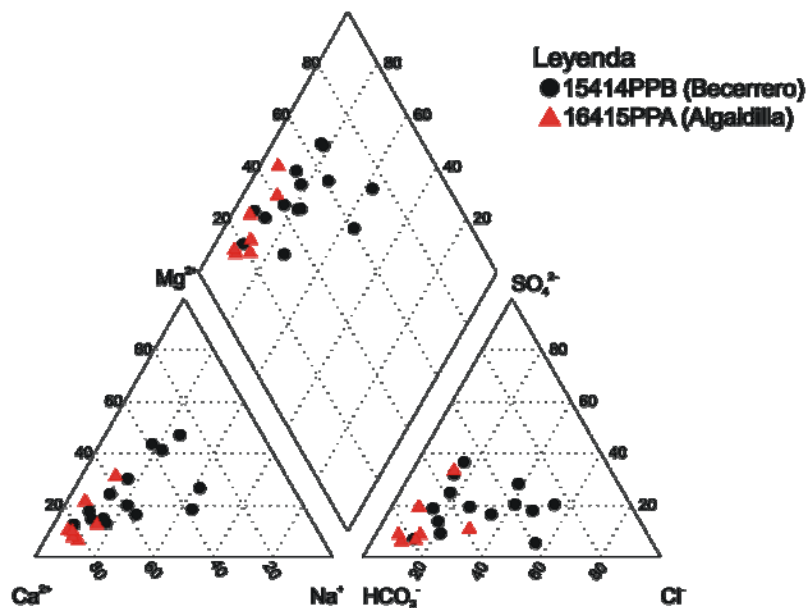
La conductividad eléctrica media es de 75  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con una mediana de 64  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La media del pH coincide con la mediana en un valor de 7,1. Los valores más altos de conductividad eléctrica, registrados en las muestras del agua de lluvia captadas en el cortijo de la Algaidilla, superan 180  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y corresponden a las aguas recogidas después de las primeras lluvias de los años hidrológicos 2004/05 y 2005/06, tras prolongados periodos con ausencia de precipitaciones. En estos mismos análisis se han registrado los valores más altos de pH y se han puesto de manifiesto las aguas con un carácter más claramente bicarbonatado cálcico. En el caso del recipiente tomamuestras instalado en el cerro de Becerrero, la conductividad eléctrica del agua de lluvia ha superado en tres ocasiones el valor de 120  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , también en las muestras correspondientes a las etapas iniciales de cada año hidrológico. Análogamente, al representar los resultados analíticos de estas aguas en el diagrama de Piper, se comprueba que los puntos correspondientes son los que están más desplazados hacia los vértices del calcio y del bicarbonato.

En el diagrama de Piper se comprueba que existe una mayor variabilidad de las facies del agua captada en el pluviocaptor de Becerrero (1541/4/PPB), situado a mayor altura, que en el de la Algaidilla (1641/5/PPA). Por el contrario, en el tomamuestras ubicado en el cortijo de la Algaidilla, la facies de agua varía menos y es más bicarbonatada cálcica que la anterior.



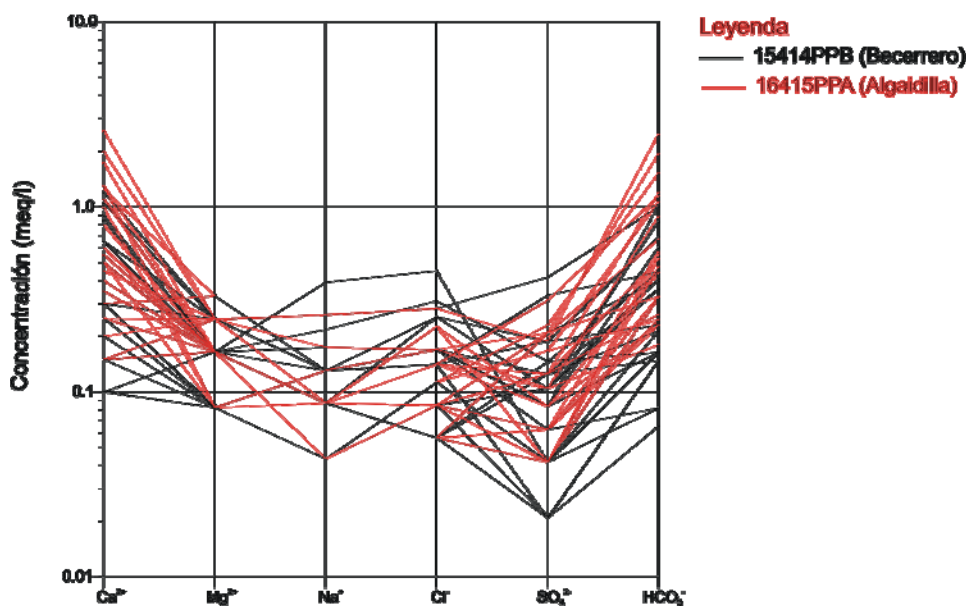
Parámetros	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var	P <sub>25</sub>	P <sub>50</sub>	P <sub>75</sub>	N
C.E (μS/cm)	17,1	281,0	75,5	52,0	68,9	38,2	64,4	91,0	57
pH	5,0	9,5	7,1	0,6	8,4	6,8	7,1	7,4	58
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	2,0	151,0	30,5	29,1	95,4	11,0	20,0	35,0	56
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	0,0	20,0	5,0	4,1	80,8	2,0	4,0	6,5	58
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	16,0	4,2	3,0	72,2	2,0	3,0	5,5	58
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	19,0	4,3	3,9	92,5	2,0	3,0	5,0	56
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	2,0	52,0	11,3	10,3	91,4	4,0	8,0	13,0	56
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	0,0	4,0	2,0	0,9	42,9	1,0	2,0	3,0	56
Na <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	9,0	1,2	2,0	160,1	0,0	0,0	2,0	56
K <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	10,0	0,9	2,0	208,8	0,0	0,0	1,0	56

**Tabla 8.2.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia (Des. Están. = desviación estándar; C. Var = coeficiente de variación; P<sub>25</sub> = percentil 25; P<sub>50</sub> = mediana; P<sub>75</sub> = percentil 75; N = número de análisis)



**Figura 8.2.** Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia

A primera vista, en el diagrama de Schöeller-Berkaloff (Figura 8.3) se comprueban: importantes diferencias de salinidad en las muestras, el predominio de las aguas de tipo bicarbonatado-cálcica, importantes variaciones de los contenidos de bicarbonato, calcio y sulfato y un exceso muy frecuente del contenido en cloro con respecto al del sodio.



**Figura 8.3.** Diagrama de Schoeller-Berkaloff de las muestras de agua de lluvia

La Tabla 8.3 incluye la matriz de correlación entre distintos parámetros físico-químicos calculada con la totalidad de los análisis de aguas de lluvia disponibles. Se comprueba que los mayores coeficientes de correlación entre la conductividad eléctrica y los iones mayoritarios son los que se obtienen con el calcio ( $r = 0,97$ ), el bicarbonato ( $r = 0,96$ ) y el sulfato ( $r = 0,62$ ). El elevado coeficiente de correlación entre el  $\text{HCO}_3^-$  y el  $\text{Ca}^{2+}$  ( $r = 0,98$ ) destaca sobre el resto e indicaría un origen común, que provendría de la disolución del polvo que se acumula en los pluviocaptadores (deposición seca). También existe una buena correlación  $\text{Cl}^-$ - $\text{Na}^+$  ( $r = 84$ ), si bien, en este caso, el origen más probable de ambos iones es el del aerosol marino arrastrado por la precipitación (deposición húmeda).

Para contrastar las diferencias entre las muestras de agua de lluvia recogidas en los dos puntos de control, se ha tratado la información conseguida en ambos emplazamientos por separado. En las Tablas 8.4 y 8.5 se indican los principales estadísticos de los resultados analíticos de las muestras de lluvia agrupadas según el punto de muestreo. En la Figura 8.4 se representan los diagramas de caja-bigote correspondientes a los dos pluviocaptadores. Se comprueba que las principales diferencias hidroquímicas entre las muestras captadas en los dos puntos de muestreo se deben a las diferentes concentraciones de bicarbonato y calcio; el resto de parámetros estudiados, con excepción de la conductividad eléctrica, tienen valores medianos prácticamente iguales.

	C.E.	pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	SiO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
C,E,	1	9,0E-02	0,958	0,623	0,484	0,455	0,385	0,969	0,266	0,479	0,327
pH		1	7,6E-02	4,0E-02	0,116	0,155	9,7E-02	0,11	4,0E-03	1,2E-03	7,1E-02
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>			1	0,517	0,369	0,364	0,298	0,979	0,241	0,437	0,215
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>				1	0,288	0,209	0,408	0,581	9,4E-02	0,164	0,196
Cl <sup>-</sup>					1	0,84	0,192	0,429	0,269	0,182	0,232
Na <sup>+</sup>						1	0,275	0,384	0,578	0,285	0,141
Mg <sup>2+</sup>							1	0,266	2,1E-02	0,188	0,461
Ca <sup>2+</sup>								1	0,232	0,393	0,279
K <sup>+</sup>									1	0,413	0,267
SiO <sub>2</sub>										1	0,125
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>											1

**Tabla 8.3.** Matriz de correlaciones de los iones mayoritarios, el pH y la conductividad eléctrica (CE) de las muestras de agua de lluvia

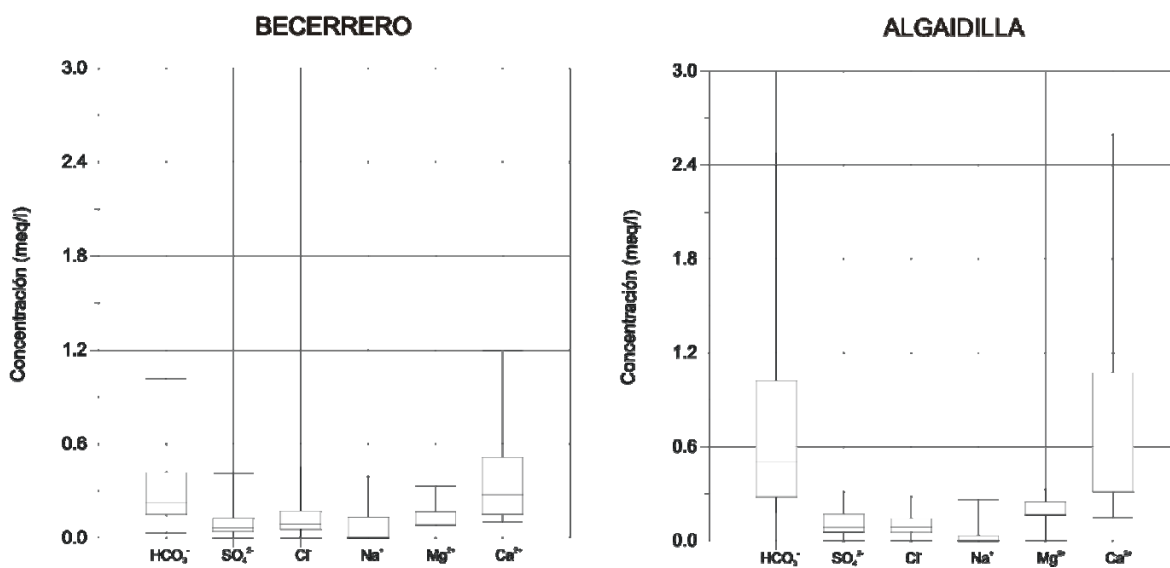
Es muy probable que el polvo procedente de las canteras de caliza y del tránsito de vehículos por los numerosos caminos no asfaltados que hay en la Sierra de Estepa, se deposite en mayor cuantía a menor altitud, lo que contribuirá a que el agua de lluvia muestreada en esos sectores incorpore polvo con abundante contenido en calcita, que es el mineral predominante en las rocas carbonáticas de estas sierras (Castro, 1990; Ortiz, 1994; Ortiz *et al.*, 1994, 1995).

Parámetros	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var	Q25	Q50	Q75	N
C.E (µS/cm)	17,1	162,0	58,6	37,4	63,9	29,0	44,0	77,5	32
Ph	5,0	9,5	7,0	0,7	10,1	6,8	7,1	7,3	32
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	2,0	62,0	25,5	16,4	82,0	9,0	13,5	25,5	31
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	0,0	20,0	4,7	4,4	94,1	2,0	3,0	6,0	32
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	16,0	4,5	3,5	77,7	2,0	3,0	6,0	32
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	18,0	3,6	3,5	96,7	1,8	3,0	4,3	31
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	2,0	24,0	7,9	6,5	82,0	3,0	5,5	10,3	31
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	1,0	4,0	1,9	0,8	43,1	1,0	2,0	2,0	31
Na <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	9,0	1,6	2,2	140,3	0,0	0,0	3,0	31
K <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	5,0	0,4	1,1	304,8	0,0	0,0	0,0	31

**Tabla 8.4.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia captadas en el pluviocaptor de Becerrero (Des. Están. = desviación estándar; C. Var = coeficiente de variación; P<sub>25</sub> = percentil 25; P<sub>50</sub> = mediana; P<sub>75</sub> = percentil 75; N = número de muestras.)

Parámetros	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var	P25	P50	P75	N
C.E (μS/cm)	36,0	281,0	97,1	60,3	62,1	58,0	71,5	119,2	25
pH	6,0	7,9	7,1	0,4	5,9	6,8	7,1	7,4	26
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	11,0	151,0	43,6	35,8	82,1	17,0	30,5	62,3	25
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	0,0	15,0	5,5	3,6	66,7	2,6	4,0	8,0	26
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	10,0	3,8	2,4	61,9	2,0	3,0	5,0	26
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	0,0	19,0	5,1	4,4	86,2	1,3	4,0	6,0	25
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	3,0	52,0	15,4	12,6	81,4	6,3	10,0	21,5	25
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	0,0	4,0	2,2	0,9	41,3	2,0	2,0	3,0	25
Na <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	6,0	0,8	1,6	194,3	0,0	0,0	0,8	25
K <sup>+</sup> (mg/l)	0,0	10,0	1,7	2,5	151,5	0,0	0,0	2,0	25

**Tabla 8.5.** Estadísticos descriptivos de los principales iones, de la conductividad eléctrica (C.E) y del pH, correspondientes a la totalidad de las muestras de agua de lluvia captadas en el pluviocaptor de la Algaidilla (Des. Están. = desviación estándar; C. Var = coeficiente de desviación; P<sub>25</sub> = percentil 25; P<sub>50</sub> = mediana; P<sub>75</sub> = percentil 75; N = número de muestras.)



**Figura 8.4.** Diagramas de caja-bigote de las muestras de agua de lluvia captadas en los pluviocaptos de Becerrero y de la Algaidilla.

En los dos puntos de muestreo del agua de lluvia, las concentraciones medianas de cloruro son de 3 mg/l; sin embargo, los valores medios son de 4,5 mg/l (pluviocaptor de Becerrero) y 3,8 mg/l (pluviocaptor de la Algaidilla). Los valores promedio de las concentraciones de sulfatos y nitratos son algo más bajos en el cerro de Becerrero, si bien deben subrayarse las importantes concentraciones medias de nitratos del agua muestreada en ambos puntos (3,6 mg/l en el pluviocaptor de Becerrero y 5,1 mg/l en el de la Algaidilla).

### 8.2.3 CUANTIFICACIÓN DE LA DEPOSICIÓN TOTAL ATMOSFÉRICA DE LOS IONES MAYORITARIOS AL TERRENO

Se ha calculado el aporte de cloruro, bicarbonato, sulfato y calcio en los dos puntos de control hidroquímico del agua de lluvia. Este cálculo se ha realizado con los datos de cada uno de los análisis disponibles, lo que ha permitido obtener los aportes totales y anuales correspondientes al periodo 2003-2006.

En las Tablas 8.6 y 8.7 se presenta el valor calculado de aportación diaria por metro cuadrado, que corresponde a cada uno de los eventos de lluvia que se produjeron entre las distintas campañas de muestreo. En estas tablas también están incluidos los resultados del cálculo de la media, la mediana, la desviación estándar, el coeficiente de variación, la aportación total y la tasa media anual de deposición que resulta en el periodo de control.

En el pluviocaptor ubicado en la cumbre del cerro Becerrero, se comprueba que la aportación media anual de cloruro es de 1,77 g/m<sup>2</sup>año, la de bicarbonato de 7,27 g/m<sup>2</sup>año, la de sulfato de 1,89 g/m<sup>2</sup>año y la de calcio de 2,81 g/m<sup>2</sup>año. Las aportaciones de bicarbonato, sulfato y calcio presentan mayor variación que la de cloruro, aunque ésta también resulta relativamente alta si se compara con las variaciones atribuidas por interpolación a esta área geográfica en el trabajo de Alcalá (2006).

Los flujos máxicos que se han calculado en el punto de control ubicado en el cortijo de la Algaidilla son mayores que los medidos en la estación de Becerrero. El aporte medio de cloruro es de 1,95 g/m<sup>2</sup>año, el de bicarbonato de 21,3 g/m<sup>2</sup>año, el de sulfato de 2,85 g/m<sup>2</sup>año, y el de calcio de 7,49 g/m<sup>2</sup>año.

Los flujos máxicos de bicarbonato y calcio que se miden en ambas estaciones son considerablemente diferentes, mientras que los aportes medios de cloruro son muy parecidos.

La similitud de los aportes medios de cloruro permite comprobar que no existe un aporte destacable de este ion por efecto de la deposición seca en los tomamuestras, aspecto que permitirá obtener unos mejores resultados en la evaluación de la recarga mediante balance hidrogéocímico.

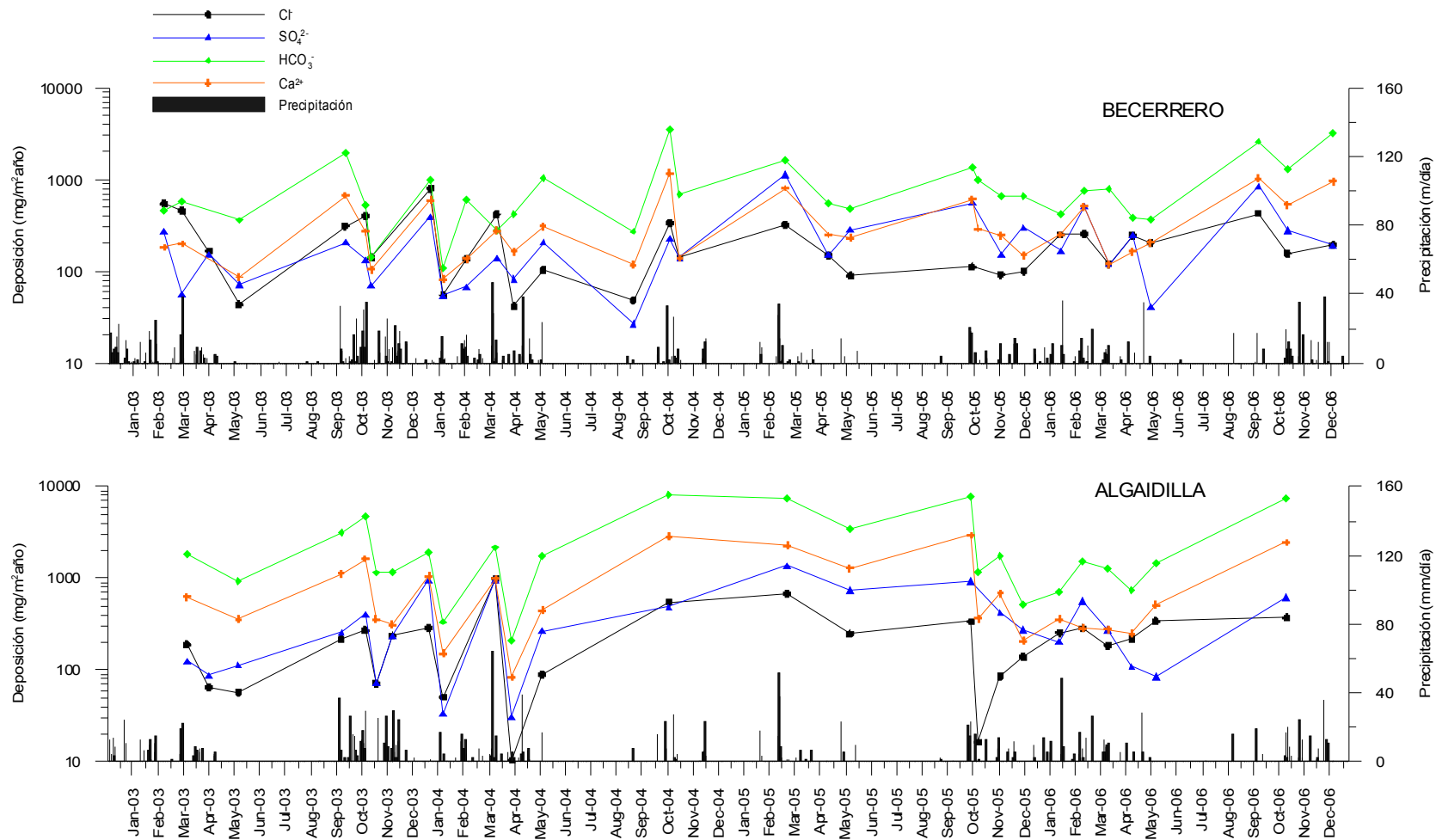
Punto de control	Fecha de muestreo	P (mm)	t (días)	Aportes			
				Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Pluv. Becerrero	05/02/2003						
Pluv. Becerrero	07/03/2003	91,0	30	546,0	455,0	273,0	182,0
Pluv. Becerrero	28/03/2003	28,4	21	454,4	568,0	56,8	198,8
Pluv. Becerrero	29/04/2003	90,6	32	165,7		152,2	
Pluv. Becerrero	03/06/2003	14,3	35	43,0	358,5	71,7	86,0
Pluv. Becerrero	06/10/2003	51,6	125	309,8	1910,3	206,5	671,2
Pluv. Becerrero	30/10/2003	133,6	24	400,8	534,4	133,6	267,2
Pluv. Becerrero	06/11/2003	34,9	7	139,5	139,5	69,7	104,6
Pluv. Becerrero	15/01/2004	197,6	70	790,3	987,9	395,2	592,7
Pluv. Becerrero	30/01/2004	27,3	15	54,5	109,0	54,5	81,8
Pluv. Becerrero	26/02/2004	67,7	27	135,3	609,0	67,7	135,3
Pluv. Becerrero	01/04/2004	138,5	35	415,4	276,9	138,5	276,9
Pluv. Becerrero	22/04/2004	41,2	21	41,2	412,0	82,4	164,8
Pluv. Becerrero	26/05/2004	102,9	34	102,9	1028,8	205,8	308,6
Pluv. Becerrero	09/09/2004	5,3	106	47,9	271,3	26,6	117,0
Pluv. Becerrero	22/10/2004	55,9	43	335,6	3468,3	223,8	1174,7
Pluv. Becerrero	03/11/2004	46,1	12	138,3	691,5	138,3	138,3
Pluv. Becerrero	07/03/2005	161,0	124	321,9	1609,6	1126,7	804,8
Pluv. Becerrero	27/04/2005	25,0	51	150,0	550,0	150,0	250,0
Pluv. Becerrero	23/05/2005	17,8	26	89,1	481,1	285,1	231,7
Pluv. Becerrero	13/10/2005	55,5	143	111,0	1331,5	554,8	610,3
Pluv. Becerrero	20/10/2005	28,8	7	0,0	1006,6	0,0	287,6
Pluv. Becerrero	16/11/2005	30,5	27	91,4	670,1	152,3	243,7
Pluv. Becerrero	13/12/2005	50,2	27	100,4	652,9	301,3	150,7
Pluv. Becerrero	25/01/2006	41,7	43	250,0	416,7	166,7	250,0
Pluv. Becerrero	22/02/2006	84,3	28	252,9	758,7	505,8	505,8
Pluv. Becerrero	23/03/2006	60,2	29	120,3	782,1	120,3	120,3
Pluv. Becerrero	20/04/2006	27,3	28	246,0	382,6	246,0	164,0
Pluv. Becerrero	11/05/2006	40,9	21	204,3	367,7	40,9	204,3
Pluv. Becerrero	15/09/2006	42,6	127	426,4	2601,0	852,8	1023,4
Pluv. Becerrero	19/10/2006	31,1	34	155,6	1306,6	280,0	528,9
Pluv. Becerrero	12/12/2006	191,7	54	191,7	3258,4	191,7	958,4
<b>Media</b>				<b>220,4</b>	<b>933,2</b>	<b>234,5</b>	<b>361,1</b>
<b>Des, Están</b>				<b>175,1</b>	<b>856,0</b>	<b>242,6</b>	<b>301,5</b>
<b>Coef, Variación</b>				<b>0,79</b>	<b>0,92</b>	<b>1,03</b>	<b>0,83</b>
<b>Mediana</b>				<b>155,6</b>	<b>630,9</b>	<b>152,3</b>	<b>246,8</b>
<b>Aportación total (g/m<sup>2</sup>)</b>				<b>6,8</b>	<b>28,0</b>	<b>7,3</b>	<b>10,8</b>
<b>Nº días</b>				<b>1406</b>	<b>1406</b>	<b>1406</b>	<b>1406</b>
<b>Aporte anual medio (g/m<sup>2</sup>año)</b>				<b>1,77</b>	<b>7,27</b>	<b>1,89</b>	<b>2,81</b>

**Tabla 8.6.** Aportes de cloruro, sulfato, bicarbonato y calcio (mg/m<sup>2</sup>) correspondientes al agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del cerro de Becerrero, en el periodo comprendido entre febrero de 2003 y diciembre de 2006.

Punto de control	Fecha muestro	P (mm)	t (días)	Aportes			
				Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>
Pluv. Algaidilla	07/03/2003						
Pluv. Algaidilla	03/04/2003	63,2	27,0	189,6	1832,8	126,4	632,0
Pluv. Algaidilla	29/04/2003	64,2	26,0	106,6		143,8	
Pluv. Algaidilla	03/06/2003	65,2	35,0	260,8	4238,0	521,6	1630,0
Pluv. Algaidilla	02/10/2003	66,2	121,0	331,0	4832,6	397,2	1721,2
Pluv. Algaidilla	30/10/2003	67,2	28,0	134,4	2352,0	201,6	806,4
Pluv. Algaidilla	12/11/2003	68,2	13,0	136,4	2182,4	136,4	682,0
Pluv. Algaidilla	01/12/2003	69,2	19,0	207,6	1038,0	207,6	276,8
Pluv. Algaidilla	13/01/2004	70,2	43,0	210,6	1404,0	702,0	772,2
Pluv. Algaidilla	30/01/2004	71,2	17,0	213,6	1424,0	142,4	640,8
Pluv. Algaidilla	01/04/2004	72,2	62,0	361,0	794,2	361,0	361,0
Pluv. Algaidilla	20/04/2004	73,2	19,0	73,2	1464,0	219,6	585,6
Pluv. Algaidilla	26/05/2004	74,2	36,0	74,2	1484,0	222,6	371,0
Pluv. Algaidilla	22/10/2004	75,2	149,0	752,0	11355,2	676,8	3910,4
Pluv. Algaidilla	10/03/2005	76,2	139,0	228,6	2438,4	457,2	762,0
Pluv. Algaidilla	23/05/2005	77,2	74,0	386,0	5404,0	1158,0	2007,2
Pluv. Algaidilla	13/10/2005	78,2	143,0	312,8	7272,6	860,2	2737,0
Pluv. Algaidilla	21/10/2005	79,2	8,0	79,2	5702,4	0,0	1742,4
Pluv. Algaidilla	16/11/2005	80,2	26,0	160,4	3288,2	802,0	1283,2
Pluv. Algaidilla	13/12/2005	81,2	27,0	324,8	1218,0	649,6	487,2
Pluv. Algaidilla	25/01/2006	82,2	43,0	411,0	1150,8	328,8	575,4
Pluv. Algaidilla	21/02/2006	83,2	27,0	249,6	1331,2	499,2	249,6
Pluv. Algaidilla	23/03/2006	84,2	30,0	168,4	1178,8	252,6	252,6
Pluv. Algaidilla	20/04/2006	85,2	28,0	681,6	2300,4	340,8	766,8
Pluv. Algaidilla	18/05/2006	86,2	28,0	689,6	2930,8	172,4	1034,4
Pluv. Algaidilla	19/10/2006	87,2	154,0	523,2	10289,6	872,0	3488,0
<b>Media</b>				<b>294,9</b>	<b>3351,0</b>	<b>430,2</b>	<b>1180,1</b>
<b>Des. Están</b>				<b>196,6</b>	<b>2934,3</b>	<b>294,3</b>	<b>1022,2</b>
<b>Coef. Variación</b>				<b>0,67</b>	<b>0,88</b>	<b>0,68</b>	<b>0,87</b>
<b>Mediana</b>				<b>228,6</b>	<b>2241,4</b>	<b>340,8</b>	<b>764,4</b>
<b>Aportación total ( g/m<sup>2</sup>)</b>				<b>7,1</b>	<b>77,1</b>	<b>10,3</b>	<b>27,1</b>
<b>Nº días</b>				<b>1322,0</b>	<b>1322,0</b>	<b>1322,0</b>	<b>1322,0</b>
<b>Aporte anual medio (g/m<sup>2</sup>año)</b>				<b>1,95</b>	<b>21,28</b>	<b>2,85</b>	<b>7,49</b>

**Tabla 8.7.** Aportes de cloruro, sulfato, bicarbonato y calcio (mg/m<sup>2</sup>) correspondientes al agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del cortijo de la Algaiddilla, en el periodo comprendido entre marzo de 2003 y octubre de 2006.

En la Figura 8.5 se han representado la evolución en el tiempo de las aportaciones de cada uno de los iones indicados anteriormente, expresadas en gramos por metro cuadrado y año. Esta distribución temporal pone de manifiesto una importante correspondencia entre los distintos eventos de lluvia y la cantidad de aportación iónica de cada uno. Los valores más altos de flujo másico se miden después de los estiajes, tras dilatados periodos sin lluvia, en los que se acumula una gran cantidad de polvo en los tomamuestras. En las muestras con mayor aportación predominan las concentraciones de bicarbonato y calcio. En la figura citada también se observa que, durante los periodos de lluvias, entre octubre y abril, hay una tendencia generalizada de descenso de la mineralización del agua de lluvia, hecho que se relaciona con la mayor dilución de los solutos cuando es mayor la cantidad recogida de agua de lluvia.



**Figura 8.5.** Representación de la aportación de cloruro, bicarbonato, sulfato y calcio ( $\text{mg/m}^2\text{año}$ ) en los pluviocaptos del cerro de Becerrero y del cortijo de la Algaiddilla. Los datos de precipitación corresponden al observatorio de Becerrero, en el pluviocaptor del mismo nombre, y al observatorio de Lora de Estepa, en el caso del pluviocaptor del cortijo de la Algaiddilla.



En la Figura 8.6 se comparan los aportes de cloruro en el área investigada con los del mapa de isovalores de aportación total de cloruro en España, realizado por Alcalá y Custodio (2004). Se comprueba que los aportes que resultan en la zona de investigación, comprendidos entre 1,77 y 1,98 gm<sup>2</sup>/año, son coherentes con los que se indican en el trabajo de Alcalá y Custodio (*op. cit*), al estar situada esta región entre las isolíneas de 2 y 1 g/m<sup>2</sup>año, muy cerca de la primera.

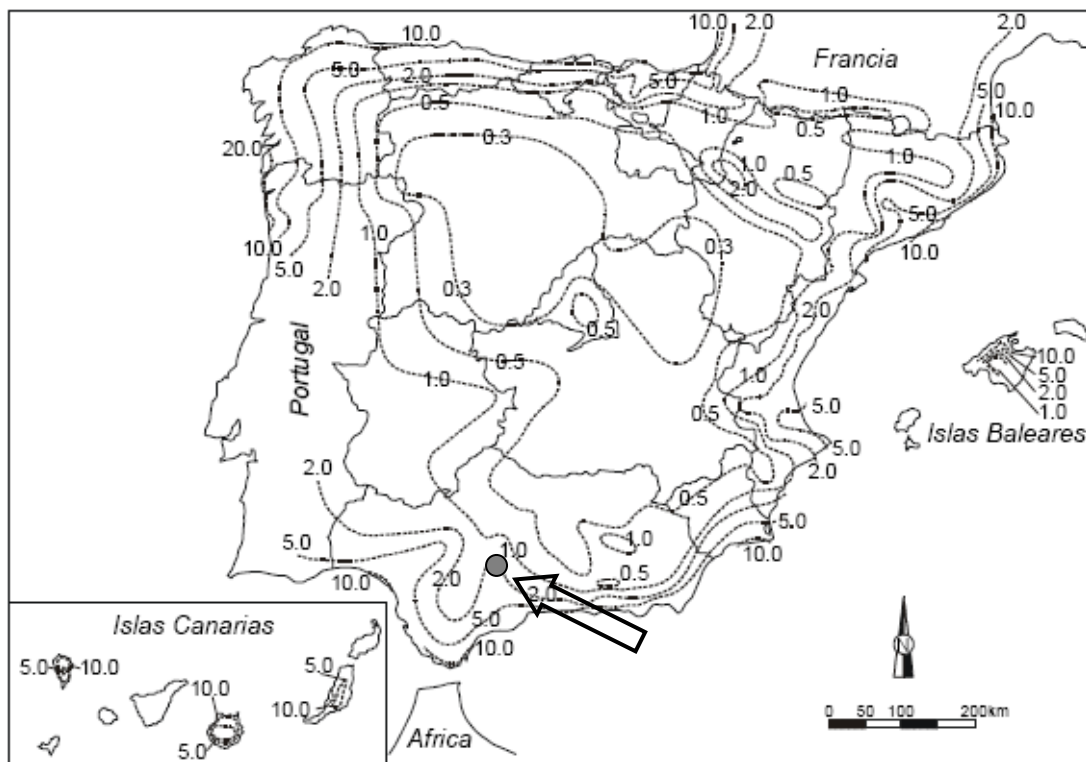
#### 8.2.4 RESUMEN

La principal fuente de recarga de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa es el agua de lluvia, aspecto por el que su caracterización hidroquímica resulta esencial.

La facies hidroquímica del agua de lluvia en la Sierra de Estepa es muy variable en el tiempo, aunque predomina la bicarbonatada cálcica y la bicarbonatada clorurada cálcico magnésica.

A partir de los resultados obtenidos en esta investigación, por medio de técnicas hidroquímicas y estadísticas, se pueden plantear dos orígenes distintos para los iones mayoritarios presentes en el agua de lluvia. El primero corresponde a la aportación del mar como aerosol marino, arrastrado por la lluvia (deposición húmeda). El segundo se debe a la deposición de partículas de polvo que se acumulan en los tomamuestras (deposición seca) y que son disueltas por el agua de lluvia.

Las principales diferencias hidroquímicas existentes entre los dos puntos de control (el pluviocaptor de la Algaidilla se sitúa a 418 m s.n.m., frente a los 814 m s.n.m. del de Becerrero) obedecen a un mayor contenido de deposición seca en las muestras captadas en el punto situado a menor altitud. Existe una mayor incorporación de polvo, fundamentalmente compuesto por calcita, que contribuye al aumento de la concentración de bicarbonato y calcio y al aumento del pH y de la salinidad de las muestras tomadas en el pluviocaptor de la Algaidilla respecto al de Becerrero.



**Figura 8.6.** Mapa de isovalores de aportación total de  $\text{Cl}^-$  en España ( $\text{g}/\text{m}^2/\text{año}$ ). (Alcalá y Custodio, 2004).

Al considerar conjuntamente los datos de precipitación y la variabilidad temporal de la aportación de los principales iones del agua de lluvia, en el periodo 2003-2006, se deduce que las muestras menos salinizadas se producen tras las lluvias de invierno, mientras que las muestras con mayor salinidad fueron muestreadas después de los periodos de estiaje. Estas últimas muestras presentan una composición marcadamente bicarbonatada cálcica, que es atribuida a una mayor aportación de deposición seca.

El cálculo de las aportaciones de los dos puntos de control indica que el aporte mediano anual de cloruro es muy regular en ambas ubicaciones; no así el de bicarbonato y calcio, que presentan mayores variaciones. La importante variabilidad en la concentración del bicarbonato y el calcio, e incluso del sulfato, se puede explicar por las evidentes diferencias de concentración de estos iones según el origen de los mismos (deposición seca y húmeda).

Debe ser destacada la importante concentración de nitrato presente en el agua de lluvia analizada, con valores promedio comprendidos entre 3,6 y 5,1 mg/l. Concentraciones similares, incluso superiores, han sido relacionadas con el abonado de las tierras de labor y con las consiguientes partículas orgánicas que caen en el embudo y contaminan la muestra (Moreno *et al.*, 2004).

### **8.3 CONSIDERACIONES TEÓRICAS GENERALES ACERCA DE LOS PROCESOS DE DISOLUCIÓN EN TERRENOS CARBONÁTICOS**

Una parte sustancial de la erosión hídrica en los materiales carbonáticos (compuestos por un sustrato de rocas calizas o dolomías) está representada por las reacciones de disolución del CO<sub>2</sub> y de los carbonatos de calcio y magnesio. La disolución de minerales como calcita, aragonito y dolomita, aporta la mayor parte del calcio y del magnesio y buena parte del bicarbonato disueltos en las aguas subterráneas presentes en estos materiales.

En la reacción de disolución de la calcita en agua destilada ( $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ ), el producto de solubilidad de la calcita, a 25 °C, es  $K_{\text{calcita}} = [\text{Ca}^{2+}]^2 = 10^{-8.3}$ , por lo que  $[\text{Ca}^{2+}] = 10^{-4.15} = 0,06 \text{ mmol/l}$  (Appelo y Postma, 1993).

Habitualmente, el ion carbonato reacciona con los hidrogeniones del agua formando el ion bicarbonato. Esta reacción de carácter alcalino tiende a elevar el pH del agua. Por el contrario, el CO<sub>2</sub> disuelto en el agua reacciona con ésta y produce ácido carbónico, reacción que produce hidrogeniones. El resultado es la solubilidad del carbonato (en forma de bicarbonato) aumenta al aumentar la presión parcial de CO<sub>2</sub>.

Los datos de campo muestran que las concentraciones del ion calcio están comprendidas, frecuentemente, entre 1 y 5 mmol/l, dos órdenes de magnitud superiores a los previstos por la reacción indicada. Esto es debido al importante papel que juega el gas carbónico disuelto en el agua. De ahí la importancia del pH del agua, y de su correcto control y medición en el campo.

La presión parcial del CO<sub>2</sub> en la atmósfera es de 0,000338 atm; sin embargo, su liberación por procesos orgánicos, en la zona radicular del suelo, hace que dicha presión parcial se incremente considerablemente.

En los sistemas carbonáticos abiertos al CO<sub>2</sub>, todas las fases pueden reaccionar juntas y mantener esa condición hasta que se alcance el equilibrio químico. En el caso ideal, cuando el H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (ácido carbónico) generado con la disolución de CO<sub>2</sub> en el agua se transforma en bicarbonato, más CO<sub>2</sub> proveniente del aire está disponible para reemplazar el gas consumido.

En un sistema cerrado, solamente aire y agua reaccionan hasta que el sistema esté en equilibrio con el CO<sub>2</sub> disuelto, de modo que no hay reposición del ácido carbónico. En resumen, en el primer caso existe la fase gaseosa, pero en el segundo no. Sin embargo, la mayoría de los sistemas reales funcionan en condiciones híbridas, en un sistema parcialmente abierto o cerrado al CO<sub>2</sub> (Ford y Williams, 1989). Desafortunadamente, una serie de circunstancias complican el proceso (Benavente *et al.*, 2004). Cardenal (1993) y Moral (2005) han descrito los principales procesos hidroquímicos que se producen en los acuíferos carbonáticos de las sierras de Lújar y Segura, respectivamente, y que en gran parte se reproducen en la Sierra de Estepa (Martos-Rosillo *et al.*, 2004b; Martos-Rosillo, 2005). Entre estos procesos destacan el incremento de la concentración salina en el agua de lluvia por efecto de la evapotranspiración y de la evaporación, el incremento de la agresividad del agua de lluvia por disolución de CO<sub>2</sub> a su paso la zona edáfica y la zona no saturada, la disolución de calcita, la disolución incongruente de dolomita, la exsolución de CO<sub>2</sub>, la mezcla con aguas salinas asociadas al sustrato detrítico-evaporítico de los materiales jurásicos y la dedolomitización.

## 8.4 CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 8.4.1 MATERIAL Y MÉTODOS

El control periódico de las características físico-químicas del agua de los acuíferos de la Sierra de Estepa en distintos puntos, durante el periodo comprendido entre 2003 y 2006, ha permitido conocer su variación espacial y temporal e identificar los primeros procesos hidrogeoquímicos. Asimismo, se ha recopilado una importante cantidad de datos hidroquímicos, que, atendiendo a su procedencia, pueden incluirse en tres conjuntos diferentes, que se describen a continuación:

a) *Información disponible en la base de datos AGUAS del Instituto Geológico y Minero de España, del periodo 1968-2003.*

En la base de datos del IGME están almacenados los resultados analíticos de 239 muestras de agua subterránea, que corresponden a 26 puntos de agua relacionados con los diferentes acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa. La totalidad de las muestras recopiladas en esta base de datos han sido recogidas y analizadas por el Instituto Geológico y Minero de España, en el marco de los distintos trabajos de investigación que viene realizando este Organismo en la región, desde finales de los años sesenta del siglo XX.

La práctica totalidad de la información hidroquímica obtenida de este modo se refiere al agua muestreada en los principales sondeos de abastecimiento a la población. Por esta razón, la mayor parte de los datos corresponden a las sierras de Becerrero (86%) y de Águilas-Guinchón (12%), en las que se capta la totalidad agua de abastecimiento, mientras que la información hidrogeoquímica relativa a las Sierras de Mingo, Pleites y el Hacho de Lora es muy escasa (2%).

La inmensa mayoría de las muestras tomadas con anterioridad al año 2003 carecen de medidas in situ de pH, temperatura y conductividad eléctrica. Por otro lado, es necesario tener en cuenta que, antes de la década de los años ochenta del siglo anterior, el IGME utilizaba un método colorimétrico para analizar el cloruro y el sodio, mientras que el calcio

y el magnesio se determinaban mediante complexometría . Después de esta fecha, como ya se indicó en el primer capítulo de esta Memoria, los análisis de los elementos mayoritarios empezaron a realizarse por espectrometría de absorción con autoanalizador de flujo continuo (bicarbonato, sulfato, cloruro, nitrato, nitrito, sílice, amonio, calcio y magnesio), mediante espectrometría de emisión atómica (potasio y sodio) y por volumetría (carbonatos).

*b) Información facilitada por entidades ajenas al IGME*

Otra información que ha podido ser utilizada es la representada por los resultados de 52 análisis, facilitados por dos comunidades de regantes, que captan los recursos hídricos subterráneos de los afloramientos carbonáticos del Hacho de Lora y Mingo. Estas muestras fueron recogidas en el periodo comprendido entre 1999 y 2006. Lamentablemente, en estos casos no se realizaron medidas de pH y de temperatura in situ; no obstante, la información proporcionada es de especial interés, al carecer de otros puntos de muestreo en ambos acuíferos. Además, se dispone de 4 análisis facilitados por las salinas de Pedrera, que explotan materiales triásicos del Manto de Antequera-Osuna. Estos datos analíticos constituyen la única fuente de información disponible para caracterizar las salmueras asociadas a los materiales triásicos, en un entorno próximo al área de investigación.

La información facilitada por estas entidades ha permitido mejorar considerablemente el conocimiento de la variabilidad espacio-temporal de las aguas subterráneas de los acuíferos de la Sierra de Estepa.

*c) Información generada en el marco de la presente investigación.*

Para mejorar el conocimiento de las características físico-químicas de las aguas subterráneas de los acuíferos de la Sierra de Estepa, se han seleccionado distintos puntos de control, en los que se recogieron 135 muestras de agua, en el periodo comprendido entre 2003 y 2006.

Todas estas muestras han sido analizadas en el laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España, ubicado en Tres Cantos (Madrid). Esta labor fue complementada con la realización de distintas determinaciones físico-químicas in situ (pH, temperatura y conductividad eléctrica). Además, se han realizado 30 perfiles de conductividad eléctrica y temperatura en 11 sondeos.

En la Tabla 8.8 y en la Figura 8.1 se identifican la situación y la naturaleza de los puntos de control (manantial, sondeo o piezómetro). En el caso de los sondeos y piezómetros, se indica la profundidad total del sondeo, el tramo filtrante (o sin entubar) y el valor de la transmisividad, en caso de ser conocido.

N IPA	Nombre	X	Y	Z	Tipo	Prof.	b (rejilla)	T
154140006	Roya	331230	4128675	538.0	M	-	-	-
154140021	Ojo Gilena	330659	4124944	466.4	M	-	-	-
154140024	Ab. Gilena	330860	4125118	481.7	S	88	20-88	5
154140025	Marques	329000	4124900	438.0	S	76	-	-
154140033	Cantera Acebu	329030	4124950	445.0	S	177	94-172	-
154140044	Pastores	332750	4125473	566.3	P	206	116-201	50
154140048	Las Flores	332150	4125690	555.0	S	120	40-120	-
154140050	Moralejo Alto	329940	4126700	503.0	S	80	20-80	-
154140059	Pastores2	332749	4125482	566.3	S	250	145-250	50
154140061	S. Becerrero	333675	4127731	634.4	P	200	169-200	50
154180044	Ab. Pedrera2	332300	4122200	460.0	S	175	66-175	1240
154180046	Mataga piez1	332435	4122943	501.2	P	300	88-300	-
154180047	Mataga piez2	332580	4123450	525.0	P	193	0-193	-
154180050	Cantera SA	332040	4124160	523.0	S	130	60-130	-
164110001	F Santiago	336316	4126111	465.3	S	60	60	40
164110025	Casariche 1	340514	4126684	384.5	S	135	23-111	-
164110037	Abas Lora	336440	4124800	537.0	S	252	130-260	-
164110042	Hacho	337420	4129450	365.0	S	58	30-58	10
164110044	Mingo	337020	4131230	375.0	S	180	90-180	>100
164150036	Sond Algaidilla	340637	4124095	410.0	S	60	36-60	1700
164150047	Cruz 1	336534	4122811	553.7	P	263	182-263	<5
S/N	Salinas Pedrera	330545	4120255	385.0	S	30	10-30	<5

**Tabla 8.8.** Características de los principales puntos de agua en los que se ha generado información hidroquímica. N° IPA, número de inventario de punto acuífero, X e Y, coordenadas UTM (Huso 30); Z, altitud (m s.n.m.), Tipo M, manantial, S, sondeo, P, piezómetro; b, profundidad del tramo filtrante del sondeo (m); T, transmisividad (m<sup>2</sup>/día).

En opinión de Kiraly *et al.* (1995), para interpretar adecuadamente la variabilidad temporal de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas muestreadas en sondeos que han perforado materiales kársticos, es necesario conocer el valor de la transmisividad. Valores altos de transmisividad pueden indicar que el sondeo ha cortado una red de conductos kársticos o un sistema de facturas muy permeable (Kiraly *et al.*, 1995; Worthington y Ford, 1995). En esos casos, la variabilidad hidroquímica es mayor; la mayor variabilidad de la velocidad del flujo subterráneo asociada a estos elementos de circulación preferencial implica mayores cambios en la presión parcial de CO<sub>2</sub> de equilibrio, mayores cambios de temperatura, etc. Por el contrario, un menor valor de la transmisividad implica una menor variabilidad hidroquímica (Shuster y White, 1971; Bakalowicz, 1979; Antigüedad, 1986).

Deben ser destacadas las notables dificultades de tipo logístico que supone realizar un muestreo sistemático del agua subterránea en acuíferos, como los de la Sierra de Estepa, sometidos a un uso intensivo; la práctica ausencia de salidas naturales y de piezómetros, diseñados para este fin obliga a muestrear el agua subterránea en sondeos privados, destinados, mayoritariamente, al abastecimiento de la población y al uso agrícola. En el caso de las captaciones de abastecimiento, han sido muchos las dificultades planteadas por el personal encargado de su control, en buena medida justificadas por el gran número de tareas que desempeñan (mantenimiento de una obsoleta infraestructura de distribución, con frecuentes averías; lectura de contadores, etc.). Por otro lado, el muestreo del agua subterránea procedente de los sondeos destinados a uso agrícola ha sido obstaculizado por algunos propietarios, que no han consentido el acceso a sus captaciones; esto sucedía con particular frecuencia en el caso de los usuarios que mantenían litigios con la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, o bien cuando se visitaba a propietarios de las numerosas captaciones realizadas al margen de la legalidad. Entre los que facilitaron el muestreo, también hubo ciertas, y lógicas, reticencias a poner en marcha los sondeos durante los periodos que no coincidían con las campañas de riego; la mayoría de captaciones destinadas a uso agrícola sólo se utilizan para proporcionar riegos de apoyo al olivar, entre abril/mayo y octubre.



A todos los datos analíticos disponibles, tanto a los generados con motivo de esta investigación como a los ajenos a la misma, se les ha calculado el error de balance iónico, según el procedimiento descrito por Custodio y Llamas (1983). Este error es generalmente inferior al 5%, valor que tan sólo se ha superado en 16 análisis; sin embargo, el contraste del balance iónico con la conductividad eléctrica, ha permitido que 8 de estos 16 análisis no hayan sido desestimados. La mayoría de los análisis erróneos corresponden a las campañas realizadas antes de 1970. A estos resultados analíticos desechados hay que añadir tres más, en los que no se disponía de la fecha de muestreo.

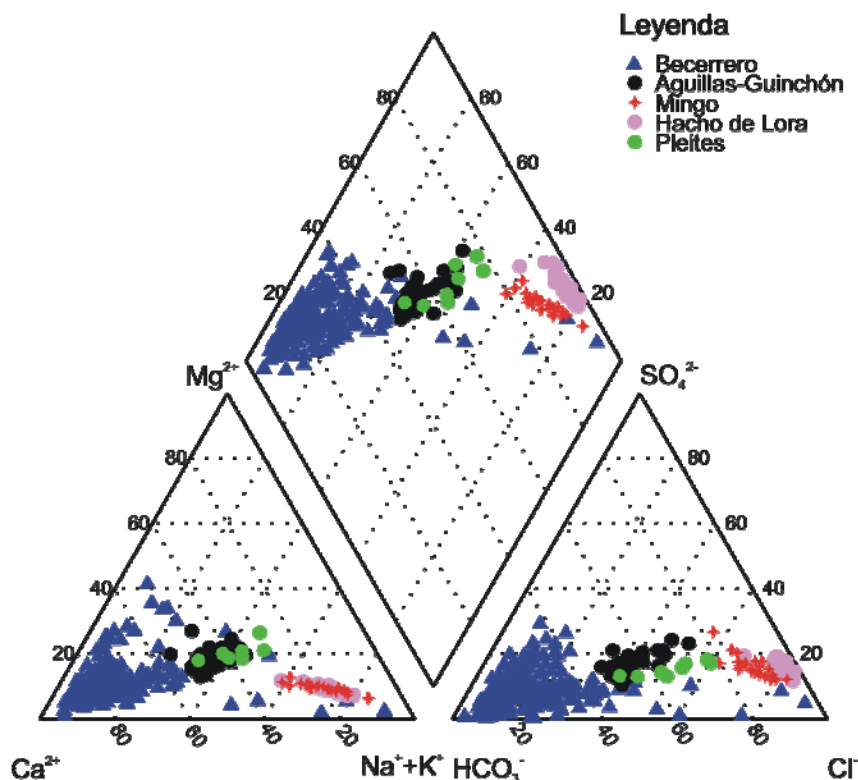
#### 8.4.2 VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Para el análisis de esta información, se utilizaron, en primer lugar, gráficos de interpretación hidrogeoquímica convencionales (Hanshaw y Back, 1979; Custodio y Llamas, 1983; Vallejos, 1997; Güler *et al.*, 2002) y se estudiaron también las principales relaciones iónicas (Custodio y Llamas, 1983; Fagundo *et al.*, 1996).

En los diagramas, los resultados analíticos se han identificado con distintos símbolos, según el afloramiento carbonático de procedencia (Sierra de Becerrero, Hacho de Lora, Sierra de Mingo, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites). Los gráficos que resultan permiten confirmar que existen importantes diferencias hidrogeoquímicas entre las distintas aguas subterráneas de la Sierra de Estepa.

En el diagrama de Piper (Figura 8.7) se distinguen con nitidez las aguas subterráneas según la unidad geológica de la que proceden; las aguas asociadas a los materiales carbonáticos de la unidad geológica de Becerrero son, fundamentalmente, bicarbonatadas cálcicas, mientras que las que corresponden a la unidad geológica del Hacho de Lora–Mingo–Guinchón son cloruradas sódicas (en los afloramientos del Hacho de Lora y Mingo) y bicarbonatadas cloruradas cálcicas sódicas y cloruradas bicarbonatadas sódica cálcicas (en las sierras de Pleites y de Águilas-Guinchón).

Algunas de las muestras recogidas en puntos de agua relacionados con la Sierra de Becerrero resultan ser muy diferentes de las demás, al presentar facies clorurado-sódicas y clorurado-bicarbonatadas sódico-cálcicas.



**Figura 8.7.** Representación en el diagrama de Piper de las aguas subterráneas de los principales puntos acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el relieve carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

Las dos muestras de agua subterránea de la Sierra de Becerrero, que tienen facies clorurada sódica, se recogieron durante la ejecución del sondeo de investigación hidrogeológica Pastores II (nº IPA 1541/4/0059), obra que fue diseñada y supervisada por el autor de esta Memoria (IGME, 2005d; Martos-Rosillo *et al.*, 2006a). Este sondeo, situado en el sector central de la Sierra, perforó 41 m de materiales del Trías en facies germano-andaluza, después de haber atravesado 281 m de materiales jurásicos de la formación Camarena. El procedimiento constructivo empleado, la rotoperCUSión/rotación con circulación inversa (Jiménez *et al.*, 2002a; Martos-Rosillo *et al.*, 2004a), permitió muestrear el agua, mezcla de las aguas procedentes de las formaciones geológicas citadas, mediante un bombeo con aire comprimido, por el procedimiento de “air-lift” (Bayó, 1984). Antes de iniciarse el bombeo, con el sondeo en 322 m de profundidad y sin revestir, el agua muestreada tenía

una conductividad eléctrica de 10500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Después de 2 horas de bombeo, el valor de la CE se estabilizó en 5000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y se recogió la segunda muestra. Posteriormente, tras el sellado del fondo del sondeo, se recogieron nuevas muestras de agua, en las que la conductividad eléctrica del agua pasó, de nuevo, a ser de 450-500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y a presentar una facies bicarbonatada cálcica.

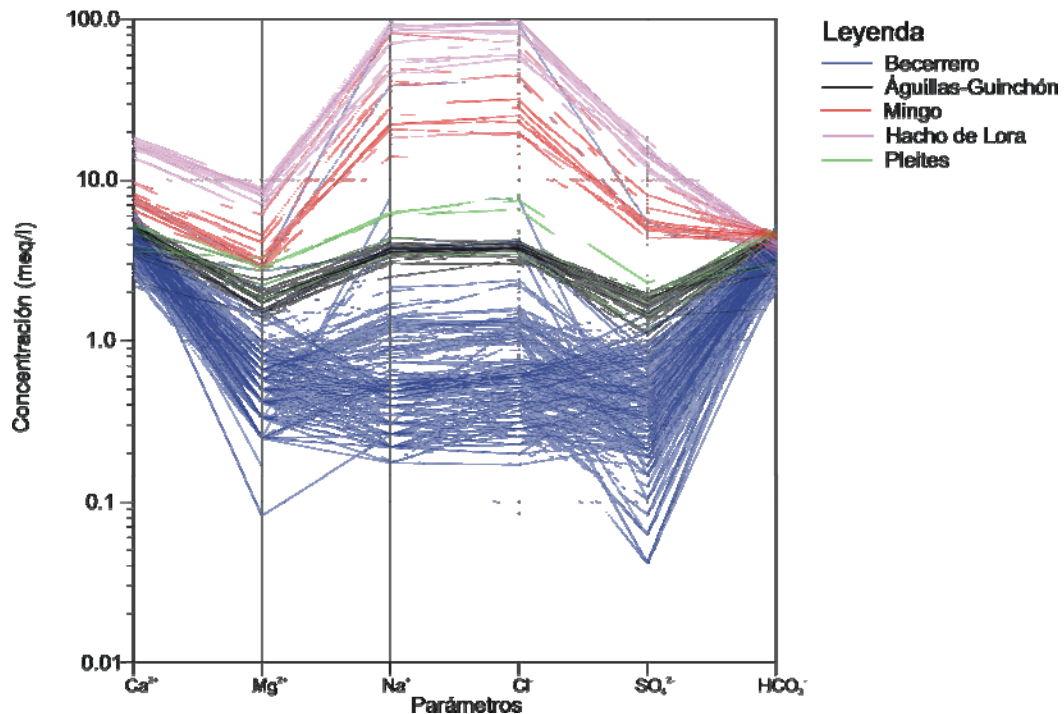
Otras muestras resultan estar situadas, en el diagrama de Piper, algo alejadas de la nube principal de los puntos que corresponden a la unidad geológica de Becerrero: dos de ellas fueron recogidas durante la sequía de la primera mitad de los años noventa del siglo XX, en el sondeo de abastecimiento de Pedrera (1541/8/0044) y el resto, en el antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa (1641/1/0037). En el sondeo de abastecimiento a Pedrera, los materiales triásicos se encuentran a sólo unos pocos metros por debajo de su fondo (IGME, 2006a). El antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa explotó, hasta el agotamiento, una pequeña lámina de materiales jurásicos, aislada del acuífero principal. Durante el proceso de vaciado de este pequeño reservorio, el agua incrementó su salinidad y pasó de ser bicarbonatada cálcica a bicarbonatada clorurada cálcica sódica y, finalmente, clorurada bicarbonatada sódica cálcica.

Se ha realizado un diagrama de Schoeller-Berkaloff (Figura 8.8) en el que, al igual que en el de Piper, se diferencian bien los distintos tipos de agua según el acuífero carbonático del que provienen. Estas diferencias son, incluso, más evidentes que en el diagrama anterior; el diagrama Schoeller-Berkaloff, a diferencia del de Piper, permite distinguir la diferente salinidad de las muestras.

Las aguas menos mineralizadas son bicarbonatadas cálcicas y se muestrearon en los puntos de agua asociados a los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Becerrero. En este grupo de aguas destaca la elevada variabilidad de las concentraciones de cloruro, sodio, sulfato y magnesio. El número de puntos de agua en los que se dispone de información hidroquímica en este acuífero es mucho mayor que en el caso de los demás, de modo que, a priori, no se puede distinguir si las diferencias detectadas en las concentraciones de los citados iones se deben a procesos de variación espacial o temporal.

Las aguas más mineralizadas son cloruradas sódicas y se muestrearon en los afloramientos calcáreos del Hacho de Lora y de Mingo. En este caso, la variabilidad de la concentración de los diferentes iones es temporal; los análisis del diagrama corresponden a un único punto de control en cada uno de los afloramientos citados.

Las aguas presentan facies clorurada bicarbonatada sódica cálcica y bicarbonatada clorurada cálcica sódica en las sierras de Pleites y Águilas–Guinchón. Al igual que en las sierras del Hacho y de Mingo, y por idénticos motivos, la variabilidad de la concentración de los iones mayoritarios analizados es de tipo temporal.

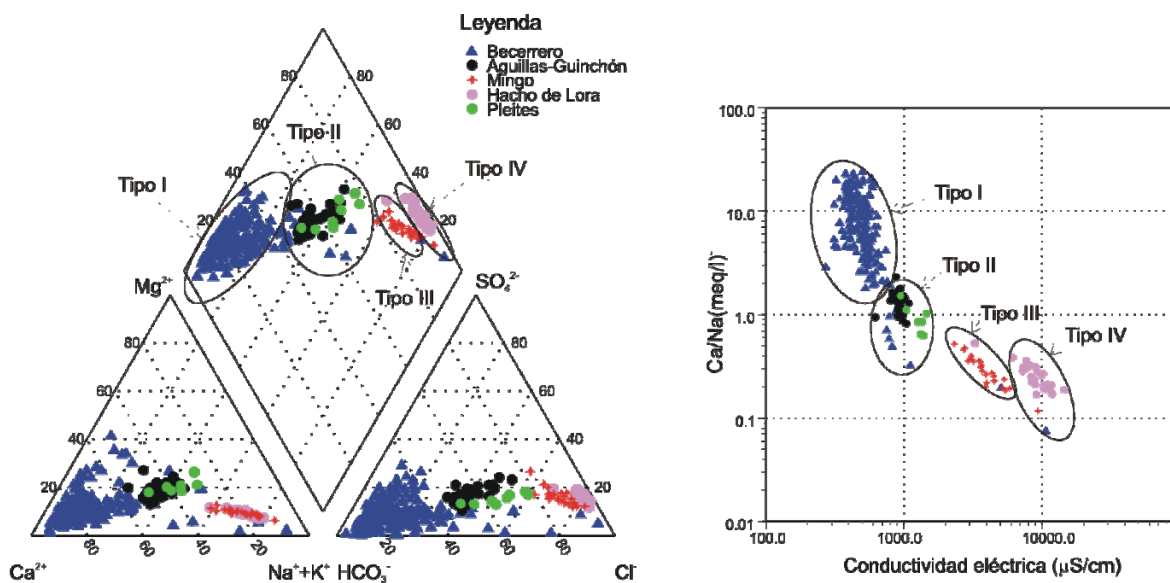


**Figura 8.8.** Representación en el diagrama de Schoeller-Berkaloff de las aguas subterráneas de los principales puntos acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el relieve carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

Para complementar las interpretaciones que se deducen de la representación de los datos hidroquímicos en los diagramas de Piper y de Schoeller-Berkaloff, se han estudiado también las principales relaciones iónicas; en particular, para diferenciar los distintos tipos de agua ha resultado ser muy útil comparar los datos de la relación  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+$  con los de la conductividad eléctrica del agua.

El estudio de la relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  es de gran interés en los acuíferos carbonáticos que han sufrido procesos de mezcla con salmueras asociadas a materiales evaporíticos (Fagundo *et al.*, 1996). Las aguas subterráneas de acuíferos carbonáticos presentan una relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  muy superior a 1, excepto aquéllas que están mezcladas con aguas de mar, con salmueras, o que están relacionadas con flujos regionales profundos, en las que el valor resulta ser mucho menor de 1.

El valor de la relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$ , la conductividad eléctrica y las concentraciones de cloruro, sodio, sulfato y magnesio permiten diferenciar cuatro grupos de aguas subterráneas, en la Sierra de Estepa, que se diferencian en la Figura 8.9, y que se describen a continuación:



**Figura 8.9.** Representación en los diagramas de Piper y  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  vs Conductividad eléctrica de los principales tipos de aguas subterráneas de los acuíferos de la Sierra de Estepa, diferenciadas según el afloramiento carbonático en el que se encuentran (Sierra de Becerrero, Sierra de Mingo, Hacho de Lora, Sierra de Águilas-Guinchón y Sierra de Pleites).

**Tipo I.** Son aguas, fundamentalmente, bicarbonatadas cálcicas, aunque, en algunos puntos concretos y después de periodos de sequía, las facies pueden pasar a bicarbonatadas sulfatadas cálcicas magnésicas (en los puntos de agua próximos al contacto entre materiales jurásicos y cretácicos), bicarbonatadas cloruradas cálcicas sódicas (en los puntos de agua próximos al contacto entre materiales jurásicos y triásicos) y bicarbonatadas cálcicas magnésicas (sólo en el sondeo de la Fuente de Santiago, en periodos de sequía). Son aguas poco mineralizadas ( $269 < CE < 813 \mu\text{S/cm}$ ) y los 22 puntos de agua que pertenecen a este grupo están asociados a los materiales jurásicos de la unidad geológica de Becerrero. Los contenidos medios de cloruro, sodio y sulfato son 0,69, 0,60 y 0,46 meq/l, respectivamente, y el promedio de la relación  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^{+}$  es 6,89.

Parámetro	Mín	Máx	Media	D. E.	C. Var	N
CE ( $\mu\text{S/cm}$ )	269	813	483,68	85,91	17,76	260
pH	6,8	8,3	7,53	0,23	3,11	260
$\text{HCO}_3^-$ (meq/l)	1,50	5,29	3,67	0,76	20,75	260
Cl <sup>-</sup> (meq/l)	0,08	4,85	0,68	0,51	74,74	260
$\text{SO}_4^{2-}$ (meq/l)	0	1,56	0,46	0,29	63,61	260
$\text{Ca}^{2+}$ (meq/l)	1,39	6,33	4,16	0,85	20,46	260
$\text{Na}^{+}$ (meq/l)	0,17	5,04	0,60	0,48	80,76	260
$\text{Mg}^{2+}$ (meq/l)	0,08	2,13	0,59	0,30	51,73	260
$\text{NO}_3^-$ (meq/l)	0,09	1,84	0,34	0,19	56,66	260
$\text{SiO}_2$ (meq/l)	2,1	85	10,31	9,28	90,04	221

**Tabla 8.9.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales constituyentes mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo I, en los acuíferos de la Sierra de Estepa (D. E: desviación estándar, C. Var: coeficiente de variación, N = número de análisis).

**Tipo II.** Las aguas que pertenecen a este grupo son bicarbonatado-cloruradas cálcico-sódicas y clorurado-bicarbonatadas sódico-cálcicas y más mineralizadas que las del grupo anterior ( $610 < CE < 1472 \mu\text{S/cm}$ ). Todos los puntos de agua que pertenecen a este grupo están asociados a afloramientos jurásicos de las Sierras de Águilas-Guinchón y de Pleites, con excepción de una muestra de agua del sondeo de abastecimiento a Pedrera (recogida en noviembre de 1993) y dos del antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa (recogidas en mayo y en octubre de 1999), que se encuentran en la unidad geológica de Becerrero. Las concentraciones medias de cloruro, sodio, y sulfato son 4,11, 3,9 y 1,53

meq/l y el promedio de la relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  es de 1,2. Un análisis más detallado de la información hidroquímica de este grupo de aguas permite comprobar que las aguas subterráneas asociadas al acuífero de Águilas–Guinchón son, frecuentemente, de tipo bicarbonatado-cloruradas cálcico-sódicas; no obstante, después de periodos de sequía, y en los últimos años de control, la facies del agua es con mayor frecuencia, clorurada bicarbonatada sódica cálcica. En el acuífero de Pleites, las aguas subterráneas son, fundamentalmente, clorurado-bicarbonatadas sódico-cálcicas, al igual que las muestras de este grupo recogidas en los citados sondeos de la unidad geológica de Becerrero.

Parámetro	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var	N
CE ( $\mu\text{S/cm}$ )	610	1427	942,94	153,81	16,31	55
pH	6,9	8,1	7,51	0,23	3,15	55
$\text{HCO}_3^-$ (meq/l)	1,57	5,58	4,18	0,83	20,02	55
Cl <sup>-</sup> (meq/l)	2,96	8,12	4,11	1,20	29,33	55
$\text{SO}_4^{2-}$ (meq/l)	0,10	2,54	1,53	0,44	29,25	55
$\text{Ca}^{2+}$ (meq/l)	2,19	6,23	4,70	0,83	17,71	54
$\text{Na}^{+}$ (meq/l)	2,47	6,35	3,89	0,88	22,70	54
$\text{Mg}^{2+}$ (meq/l)	0,41	3,29	1,89	0,53	28,38	54
$\text{NO}_3^-$ (meq/l)	0,05	0,69	0,40	0,10	26,23	55
$\text{SiO}_2$ (meq/l)	6,3	18,3	12,12	2,00	16,55	46

**Tabla 8.10.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales constituyentes mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo II, en los acuíferos de la Sierra de Estepa (D. E: desviación estándar, C. Var: coeficiente de variación, N = número de análisis).

**Tipo III.** Se trata de aguas de facies cloruradas sódicas y muy mineralizadas ( $2280 < \text{CE} < 9196 \mu\text{S/cm}$ ). Todas las muestras de agua de este grupo provienen del sondeo “Mingo”, situado en el acuífero de igual nombre, con excepción de las dos muestras menos mineralizadas, captadas al final de la fase de ejecución del sondeo de investigación “Pastores II” (nº IPA 1541/4/0059), realizado en el sector central de la Sierra de Becerrero. Las concentraciones promedio de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y  $\text{SO}_4^{2-}$  son 28,4, 28,7 y 5,8 meq/l, respectivamente. El promedio de la relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  es 0,26. Los datos analíticos del sondeo “Mingo” permiten comprobar que se está produciendo un incremento progresivo de la mineralización del agua.

Parámetro	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var .	N
CE ( $\mu\text{S/cm}$ )	2280	9196	3996,04	1400,92	35,05	26
pH	7	8	7,15	0,35	5,023	26
$\text{HCO}_3^-$ (meq/l)	3,606	4,86	4,38	0,30	7,039	26
$\text{Cl}^-$ (meq/l)	11,98	70,94	28,36	12,59	44,41	26
$\text{SO}_4^{2-}$ (meq/l)	3,95	10,12	5,76	1,44	25,04	26
$\text{Ca}^{2+}$ (meq/l)	5,48	9,78	7,62	1,12	14,72	26
$\text{Na}^+$ (meq/l)	14,01	82,21	28,75	14,41	50,14	26
$\text{Mg}^{2+}$ (meq/l)	2,63	6,08	3,49	0,77	22,24	26
$\text{NO}_3^-$ (meq/l)	0,20	4,65	1,02	0,79	77,42	26

**Tabla 8.11.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales constituyentes mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo III, en los acuíferos de la Sierra de Estepa (D. E: desviación estándar, C. Var: coeficiente de variación, N = número de análisis).

**Tipo IV.** La facies de este grupo es clorurada sódica. Con excepción de una muestra recogida en el sondeo “Pastores II”, el resto pertenece al sondeo “Hacho”, ubicado en el Hacho de Lora. Se trata de aguas muy mineralizadas ( $3210 < \text{CE} < 14256 \mu\text{S/cm}$ ), con contenidos promedio de cloruro, sodio y sulfato de 74,2, 68,9 y 13,4 meq/l, respectivamente, y con una relación promedio de  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+$  de 0,22. En el sondeo “Hacho”, al igual que ocurría en el sondeo “Mingo”, se observa un incremento de la salinidad del agua durante los últimos años de control.

Parámetro	Mín	Máx	Media	Des. Están.	C. Var	N
CE ( $\mu\text{S/cm}$ )	3210	14256	9127,96	2137,95	23,42	29
pH	6	8	6,96	0,42	6,046	29
$\text{HCO}_3^-$ (meq/l)	2,24	4,17	3,65	0,52	14,33	29
$\text{Cl}^-$ (meq/l)	19,97	98,94	74,23	19,38	26,10	29
$\text{SO}_4^{2-}$ (meq/l)	5,41	18,29	13,39	3,07	22,94	29
$\text{Ca}^{++}$ (meq/l)	7,13	18,96	15,71	2,57	16,37	29
$\text{Na}^+$ (meq/l)	18,48	97,26	68,95	20,73	30,06	29
$\text{Mg}^{2+}$ (meq/l)	2,88	10,12	7,54	1,58	21,01	29
$\text{NO}_3^-$ (meq/l)	0	4,14	0,79	0,93	117,60	29

**Tabla 8.12.** Principales estadísticos de la conductividad eléctrica, el pH y los principales constituyentes mayoritarios de las aguas subterráneas de Tipo IV, en los acuíferos de la Sierra de Estepa (D. E: desviación estándar, C. Var: coeficiente de variación, N = número de análisis).



## 8.4.3 VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

### 8.4.3.1 Introducción

Las características hidrogeoquímicas del agua subterránea en los acuíferos carbonáticos dependen, fundamentalmente, de las características mineralógicas de los materiales por los que circula, del tiempo de residencia y de las condiciones de flujo (Shuster y White, 1971; Bakalowicz, 1979; Hanshaw y Back, 1979; Mudry, 1987; Custodio, 1991). Una de las principales características diferenciadoras de los acuíferos carbonáticos, en los que existe una karstificación funcional, es la notable heterogeneidad del flujo del agua subterránea (Mangin, 1975).

Esta heterogeneidad deja su impronta en las características hidroquímicas del agua subterránea; de ahí el especial interés de conocer la evolución temporal de las características químicas de las aguas drenadas por estos sistemas (Shuster y White, 1971; Antigüedad, 1986; Mudry, 1987; Morales, 1991; López-Chicano, 1992; Cardenal *et al.*, 1994; García-López, 1996; Lambán, 1998; Bouamama, 2000; López-Chicano *et al.*, 2001b; Andreo *et al.*, 2002; Benavente *et al.*, 2004; Liñán, 2005; Moral, 2005; González-Ramón, 2007). Por esta razón, existen algunas propuestas de clasificación de los acuíferos carbonáticos según la variabilidad temporal de las características hidroquímicas del agua subterránea (Shuster y White, 1971; Bakalowicz, 1979), e incluso según la variabilidad temporal de la temperatura (Andrieux, 1976b; Bonacci, 1987) y que, como se comentará más adelante, tienen poca validez en el estudio de estos mismos acuíferos, cuando están sometidos a una explotación intensiva.

La variabilidad temporal de las características hidroquímicas del agua drenada por los manantiales kársticos proporciona información sobre la modalidad de infiltración predominante, sobre la importancia de la zona saturada y sobre el grado de karstificación funcional del sistema (Bakalowicz, 2005). Cuando en un acuífero carbonático existen formas de infiltración preferencial desarrolladas e interconectadas con una red de conductos kársticos jerarquizada, el tiempo de tránsito del agua que se infiltra tras un

evento lluvioso será reducido, de pocos días, de modo que también lo será el efecto modulador del acuífero sobre las características hidroquímicas del agua recargada. Después de un evento lluvioso, el agua recargada se dirige por la red de conductos kársticos hacia la salida del sistema, de modo que da lugar a una crecida brusca del caudal de drenaje, que es seguida de otro descenso, no menos brusco, después de las lluvias. Las aguas drenadas durante estas crecidas suelen presentar valores relativamente bajos de conductividad eléctrica, de temperatura (la recarga suele ser mayor en invierno) y de magnesio (la disolución de la dolomita requiere mayores tiempos de contacto agua-roca) (Moral, 2005). Cuanto más desarrollado esté el aparato kárstico, más notables serán las diferencias hidroquímicas respecto a las aguas que se drenan durante el agotamiento, caracterizadas por un mayor tiempo de contacto agua-roca y en las que, por tanto, son mayores la temperatura, la conductividad eléctrica y el contenido en magnesio.

Por estas razones, autores como Antigüedad (1986) afirman que, en este tipo de sistemas, “la heterogeneidad química es consecuencia de la heterogeneidad hidráulica”.

Para caracterizar adecuadamente la variabilidad hidroquímica de un sistema kárstico, es necesario disponer de un muestreo representativo de todas las fases hidrodinámicas (crecida, decrecida, agotamiento) en las surgencias del acuífero. La interpretación de este tipo de información se facilita mediante la realización de gráficos, como los diagramas de frecuencia y los quimiogramas.

Bakalowicz (1979) indica que existe una relación directa entre el grado de karstificación funcional y la forma de la curva de distribución de la conductividad eléctrica medida en un manantial, siempre que el muestreo a lo largo del tiempo sea suficiente como para englobar todas las fases hidrodinámicas. Si predomina un sólo tipo de circulación, el diagrama será unimodal y el acuífero será de tipo fisurado, no karstificado. La aparición progresiva de diferentes modas indicará un aumento de la heterogeneidad hidroquímica y será consecuencia de los distintos tipos de flujo que existen en el acuífero.

Por otra parte, Shuster y White (1971) mantienen que valores altos del coeficiente de variación de la mineralización del agua o de la conductividad eléctrica, en series de muestreo representativas, corresponden a sistemas de flujo con una notable karstificación funcional, mientras que, si los coeficientes de variación son reducidos (<5%), éstos serían representativos de acuíferos de flujo difuso, o con un escaso desarrollo de la red de conductos kársticos.

En acuíferos que tienen una karstificación funcional importante, los quimiogramas muestran una variabilidad temporal muy correlacionada con la lluvia, de forma que se originan importantes diluciones del agua después del evento lluvioso. Por el contrario, en los acuíferos carbonáticos con un comportamiento muy inercial, los distintos eventos lluviosos no provocan unos efectos de dilución tan marcados. No obstante, la existencia de un epikarst desarrollado y de unas reservas importantes en la zona de surgencia, pueden provocar el mismo efecto modulador en un acuífero kárstico jerarquizado (Mangin, 1975; Antigüedad, 1986; Bakalowicz, 2005).

De todo lo anterior se deduce que, para caracterizar el desarrollo del aparato kárstico de un acuífero carbonático, es esencial conocer la variabilidad temporal en los manantiales de los caudales de descarga y de las características hidroquímicas del agua.

Si se analizan detenidamente los argumentos expuestos en los párrafos precedentes, se comprueba que para que éstos tengan validez es necesario que en estos sistemas exista un volumen de agua por encima de la cota de drenaje de los manantiales que permita que la red de conductos kársticos se active, al menos tras los periodos de recarga. En este caso es posible el estudio del funcionamiento hidrodinámico del denominado, por Mace *et al.* (2001), “almacenamiento dinámico” de los acuíferos.

Sin embargo, en los acuíferos de la Sierra de Estepa y en otros muchos acuíferos carbonáticos del Sur y del Levante peninsular, sometidos a un uso intensivo, los manantiales están agotados o permanecen inactivos la mayor parte del tiempo. En estas nuevas condiciones hidrodinámicas, las aguas subterráneas que son muestreadas mediante los sondeos consisten en reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje de los manantiales y pertenecen al “almacenamiento estático” del acuífero.

Las modificaciones de las características físico-químicas temporales de este “almacenamiento estático” están controladas por el tiempo de residencia del agua en el acuífero y por los procesos de mezcla.

Cuando la explotación del acuífero no puede ser compensada por la reducción de la descarga por los manantiales, la superficie piezométrica desciende, por lo que se puede generar un incremento de la recarga inducida. Se producen entonces una serie de reacciones naturales, que en ausencia de bombeos no se producirían, como es el caso de mezcla de aguas por ascenso de conos salinos o por el desplazamiento de aguas subterráneas de distintas características hacia el acuífero explotado (Manzano *et al.*, 2004).

Por otro lado, los acuíferos con largos tiempos de residencia, en los que las reservas son mucho mayores que la recarga media anual, no sufrirán modificaciones apreciables en las características hidroquímicas de las reservas almacenadas tras los periodos de recarga; el poder de modulación de las reservas será muy importante. Todo lo contrario ocurre en los acuíferos con reducidos tiempos de residencia, en los que las reservas y la recarga media anual son parecidas y en los que las modificaciones que origina la entrada de las aguas de recarga deben ser apreciables, tanto más cuanto mayores sean las diferencias físico-químicas entre ambos tipos de agua.

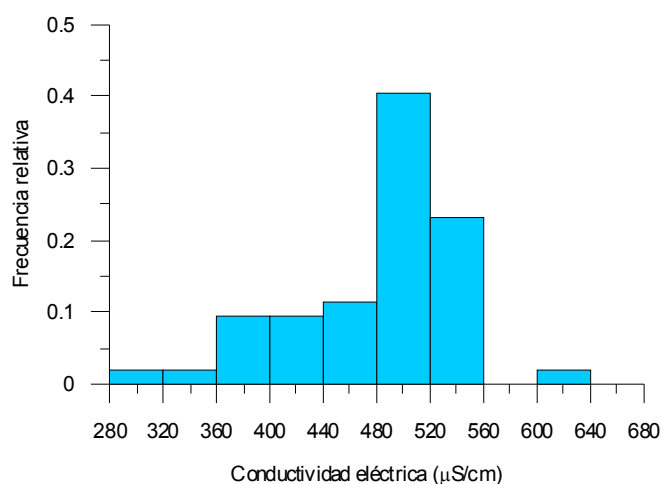
En el caso de la Sierra de Estepa, no se dispone de registros de control, anteriores al inicio de la explotación de estos acuíferos, suficientemente representativos para realizar tratamientos interpretables de las curvas de recesión y de los quimiogramas de los manantiales. En buena parte del periodo posterior, en el que se dispone de información hidrogeológica (1978-2006), los principales manantiales han estado inactivos, como consecuencia de la explotación intensiva. En cualquier caso, en esta investigación se ha tratado de interpretar toda la información disponible.

#### **8.4.3.2 EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA**

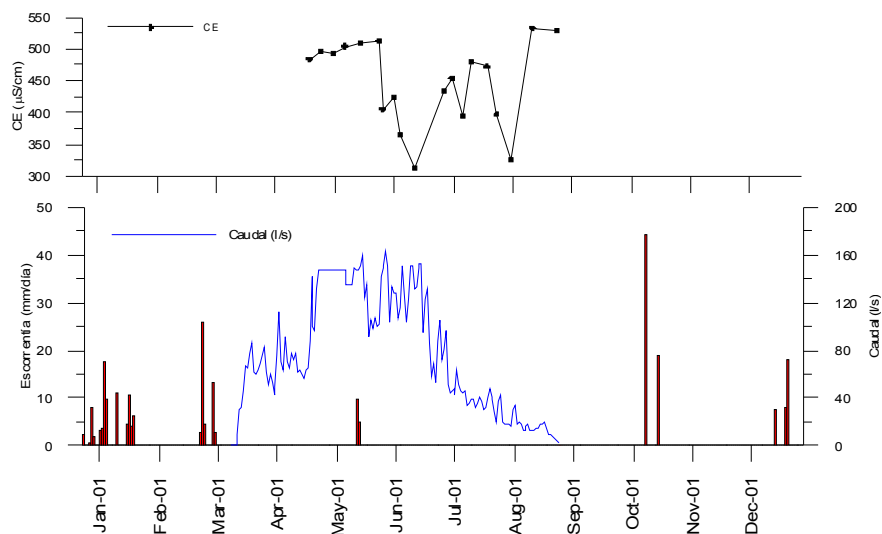
Para estudiar la variación temporal de la mineralización de las aguas subterráneas de la Sierra de Estepa, se ha elegido, en principio, y como parámetro representativo, a la conductividad eléctrica del agua subterránea, debido a que es un buen índice de la mineralización del agua. Posteriormente, se analizó la variabilidad temporal de los parámetros físico-químicos en los puntos de agua en los que se dispone de series temporales más representativas, y que corresponden a los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa. La información hidroquímica de los manantiales de la Sierra de Estepa es extraordinariamente discontinua. Sin embargo, se dispone de los datos de 52 muestras tomadas en el manantial del Ojo de Gilena, correspondientes al periodo comprendido entre 1977 y 2006. No obstante, los muestreos realizados durante este periodo no permiten identificar las distintas fases hidrodinámicas de funcionamiento del manantial; es más, en la mayoría de los casos no se dispone del dato de caudal asociado a la fecha de muestreo.

El IGME controló el caudal del manantial del Ojo de Gilena mensualmente durante el periodo 1977-1980, en el que sólo llevó a cabo dos muestreos; los hidrogramas correspondientes presentan una sola crecida anual, con puntas agudas y estrechas y estiajes prolongados. Jiménez *et al.* (2002) indican que, en la Cordillera Bética, este tipo de hidrogramas se observa en los sistemas carbonáticos con un comportamiento intermedio entre los sistemas de tipo fisurado y los sistemas kársticos jerarquizados, en el sentido de Mangin (1975). Ante este tipo de respuesta, es más fácil que los muestreos no sistemáticos caractericen el agotamiento y no la decrecida, ya que esta última fase, en este tipo de manantiales, sólo se puede muestrear unos pocos días al año. Este hecho explicaría el diagrama de frecuencia que se obtiene con la información hidroquímica disponible en esta surgencia (Figura 8.10). El histograma es unimodal, con una asimetría negativa importante y con un 63% de las muestras integradas en el intervalo de conductividad eléctrica 480-560  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Las muestras con conductividad eléctrica comprendida entre 280 y 360  $\mu\text{S}/\text{cm}$  representan a las aguas de la decrecida y no generan un diagrama plurimodal, debido al escaso número de muestreos realizados durante esa fase hidrodinámica.

En la Figura 8.11, se adjunta un gráfico de evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua subterránea en el manantial del Ojo de Gilena, durante el periodo comprendido entre marzo y septiembre de 2001, periodo en el que el IGME realizó 19 muestreos. La gráfica de conductividad está acompañada por otra en la que se representa la evolución del caudal del manantial y de la esorrentía, calculada en la estación de Gilena por el método de Milly, con una capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) de 40 mm. Durante la crecida y la posterior recesión se producen dos diluciones, caracterizadas por presentar un retraso importante respecto a la lluvia que las provoca, y por una posterior recuperación muy rápida de la conductividad eléctrica. La conductividad eléctrica del agua que se infiltra tras los eventos lluviosos que generan lluvia útil (con 310-325  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) tiende a estabilizarse en valores de 500-550  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , que son los que se miden en periodos con ausencia de recarga y que se asocian a los valores de conductividad del agua almacenada en el acuífero. Este retraso del efecto de dilución puede explicarse por la existencia de un epikarst mal comunicado con la red de conductos kársticos, o bien puede atribuirse a que el manantial drena un sistema de tipo fisurado, con una karstificación funcional poco desarrollada.



**Figura 8.10.** Diagrama de frecuencias de la conductividad eléctrica del agua subterránea drenada por el manantial del Ojo de Gilena



**Figura 8.11.** Evolución de la conductividad eléctrica del agua (CE) y del caudal del manantial de Ojo de Gilena, y de la escorrentía, en el periodo comprendido entre enero y diciembre de 2001.

Los principales manantiales de la Sierra de Estepa están regulados con sondeos realizados en el propio emplazamiento del manantial o algunos metros aguas arriba de la zona de surgencia; éste es el caso de los principales sondeos de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024), Estepa (1641/1/0001) y Pedrera (1541/8/0044), que han sido muestreados durante el periodo comprendido entre 1978 y 2006.

Otros sondeos de los que también se dispone de información hidroquímica, como el sondeo de abastecimiento a Casariche (1641/1/0025) y los sondeos destinados a uso agrícola conocidos como Hacho (1641/1/0042) y Mingo (1641/1/0044), están situados en zonas muy productivas. De los citados sondeos se extrae más de un 60% de los recursos explotados en los acuíferos de la Sierra de Estepa.

Los valores de la media, la desviación estándar y el coeficiente de variación de la conductividad eléctrica, correspondientes a los sondeos citados y al manantial del Ojo de Gilena, en los periodos 1978-2006 y 2004-2006, respectivamente, se resumen en la Tabla 8.13. La ausencia de eventos de recarga significativos durante el periodo comprendido entre 2004 y 2006 permite caracterizar la mineralización de las aguas almacenadas en el acuífero, sin interferencias de las aguas menos mineralizadas, que se infiltran durante los periodos lluviosos. En efecto, si se comparan los coeficientes de variación de ambos periodos, se comprueba que son notablemente menores en el periodo 2004-2006.

Denominación		(1978-2006)			(2004-2006)		
		Media	D. E	C. Var	Media	D. E	C. Var
Abas. Gilena	(1541/4/0024)	502,5	38,8	7,7	515,5	13,89	2,69
Ojo Gilena	(1541/4/0021)	476,9	65,6	13,8	518	14,5	3,3
Abas. Pedrera	(1541/8/0044)	581,4	95,6	16,4	538,1	33,9	6,3
Son. Fte. Santiago	(1641/1/0001)	398,3	39,4	9,9	387,5	8,3	2,15
Son. Casariche	(1641/1/0025)	898,6	67,5	7,5	900,7	28,8	3,2
Son. Algaidilla	(1641/5/0036)	1238,6	174,2	14,1	1275	176,3	13,8
Son. Hacho	(1641/1/0042)	9130,4	2159,7	23,7	9659,3	2049,7	21,2
Son. Mingo	(1641/1/0044)	3986,4	1435,7	36,0	3979,7	1125,5	28,2

**Tabla 8.13.** Media, desviación estándar y coeficiente de variación (%) de la conductividad eléctrica ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) del agua muestreada en los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa en el periodos 1978-2006 y 2004-2006. (D. E: desviación estándar, C. Var: coeficiente de variación (%)).

Al mismo tiempo, destaca la notable variabilidad de la conductividad eléctrica medida en el manantial del Ojo de Gilena, en el sondeo de abastecimiento a Pedrera y en los sondeos agrícolas de la Algaidilla, del Hacho y de Mingo, sobre todo si se comparan con las de algunos manantiales de distintas sierras béticas de Andalucía (Tabla 8.14).

Manantial	Localización	Precipitación	C. E. Media	C. Var (%)
Tejo	S.Segura	1200	328	7.8
Fuente Alta	S.Seca	900	298	9
Fuente Segura	S.Segura	1100	298	9
Fuente del Rio	S. Cabra	900	419	6
Alhama	S. Cabra	900	512	6
Istán	S.Blanca	900	333	3
Moratán	S.Blanca	800	376	7
Coin	S.Blanca	700	575	5
Vélez	S. Lújar	650	531	2
Rules	S. Lújar	650	1484	2
Marbella	S.Gador	500	2036	7
Río Genal	S. de las Nieves	1056	350	5
Río Grande	S. de las Nieves	1056	370	19

**Tabla 8.14.** Precipitación media (mm/año), conductividad eléctrica media ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), y coeficiente de variación de la conductividad eléctrica en manantiales de distintas sierras béticas andaluzas (a partir de Benavente *et al.* 2004). (C. E: conductividad eléctrica, C. Var: coeficiente de variación).

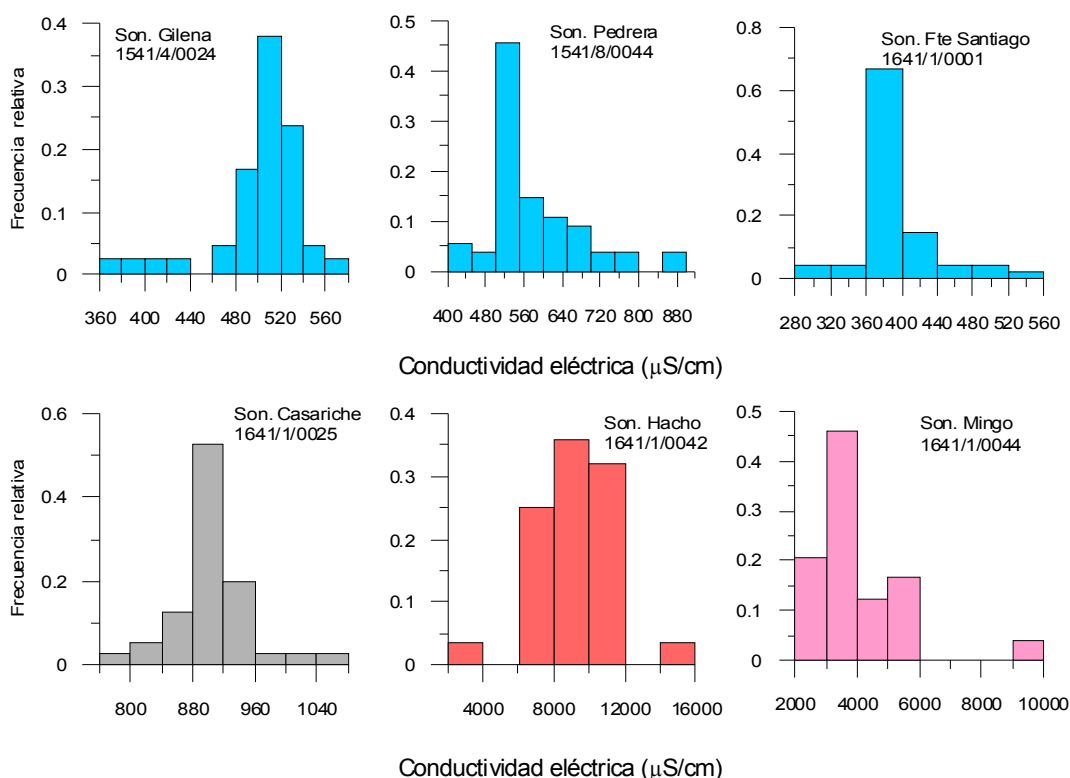
En opinión de distintos autores (Kiraly *et al.*, 1995; Worthington y Ford, 1995; Bakalowicz, 2005), la probabilidad de que un sondeo intercepte una red de conductos kársticos es muy reducida, por lo que la variabilidad química que se puede determinar con un muestreo prolongado de un sondeo reflejará la variabilidad química del agua almacenada en las fracturas y en la matriz de la roca, que es mucho menor que la que se puede medir en un manantial asociado a una red jerarquizada de conductos kársticos.



Por estos motivos, el origen de la elevada variabilidad de la conductividad eléctrica del agua subterránea de la Sierra de Estepa es más fácil de explicar por los efectos derivados de la explotación intensiva de los acuíferos que por la existencia de un sistema kárstico muy jerarquizado, interceptado por los sondeos citados.

En la Figura 8.12 se han representado los diagramas de frecuencia de la conductividad eléctrica del agua de los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa.

Los diagramas de frecuencia en los que se representan los datos correspondientes a los sondeos que perforan materiales del acuífero de Becerrero son prácticamente unimodales, pero con ciertas particularidades, que están de acuerdo con el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico.



**Figura 8.12.** Diagramas de frecuencia de la conductividad eléctrica de los principales sondeos de explotación de la Sierra de Estepa.

En primer lugar, se comprueba que la conductividad eléctrica del agua es mayor cuanto más al sur están situados los sondeos de explotación, lo que indica que hay un incremento de la mineralización de las aguas en el sentido del flujo subterráneo. En efecto, la conductividad eléctrica en el sondeo de Pedrera, el más meridional de la Sierra de Becerrero, resulta ser la más alta del sector, de modo que el con mayor frecuencia relativa (45%) corresponde al intervalo 510-550  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . A este sondeo le sigue el de Gilena, en el que la conductividad más frecuente (39%) corresponde al intervalo 500-520  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Por último, en el sondeo Fuente de Santiago, que es el más septentrional de los tres, la conductividad eléctrica del agua es la más baja de todas, con una frecuencia relativa máxima del 63% en el intervalo 360-400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

La forma de los histogramas también aporta información de interés. El histograma de la conductividad eléctrica del agua correspondiente al sondeo de abastecimiento a Pedrera, muestra una asimetría positiva, que se relaciona con su posición geológica y con la evolución temporal del nivel piezométrico. Este sondeo está situado muy cerca del contacto entre los materiales jurásicos y los triásicos, por lo que en los periodos secos, que son más frecuentes que los húmedos, cuando desciende el nivel piezométrico, se induce la mezcla con aguas salinas y se hacen más frecuentes los valores de conductividad eléctrica mayores que la media. Este efecto es menos evidente en los sondeos situados cerca del contacto con los materiales cretácicos, aunque en éstos el muro del acuífero también está constituido por materiales triásicos; es el caso de los sondeos Gilena (1541/4/0024) y Fte. Santiago (1641/1/0001). Los valores de conductividad eléctrica del agua inferiores a los valores de mayor frecuencia relativa corresponden a las muestras recogidas durante o inmediatamente después de los periodos de recarga. Esta agua será una mezcla entre el agua de recarga y el agua almacenada en el acuífero y tiene una conductividad eléctrica que depende del porcentaje de participación de cada uno de los dos componentes.

El histograma correspondiente al sondeo de abastecimiento a Casariche (1641/1/0025), situado en la Sierra de Águilas-Guinchón, es unimodal y el 53% de las muestras tiene una conductividad eléctrica comprendida entre 880 y 920  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La práctica totalidad de los muestreos realizados en este sondeo se han llevado a cabo cuando el manantial que

drenaba el sistema en régimen natural (manantial del Almarjal, número 1641/1/0019, agotado en la actualidad) estaba agotado, por lo que tales muestras representan la variabilidad de las “reservas estáticas” del acuífero, en el sentido de Mace *et al.* (2001). La simetría del histograma indica que: a) no son patentes los efectos de mezcla con aguas procedentes de los materiales triásicos durante los periodos de sequía y b) que las aguas de recarga que se infiltran en invierno no tienen entidad suficiente para generar diferentes familias de aguas en el diagrama de frecuencia.

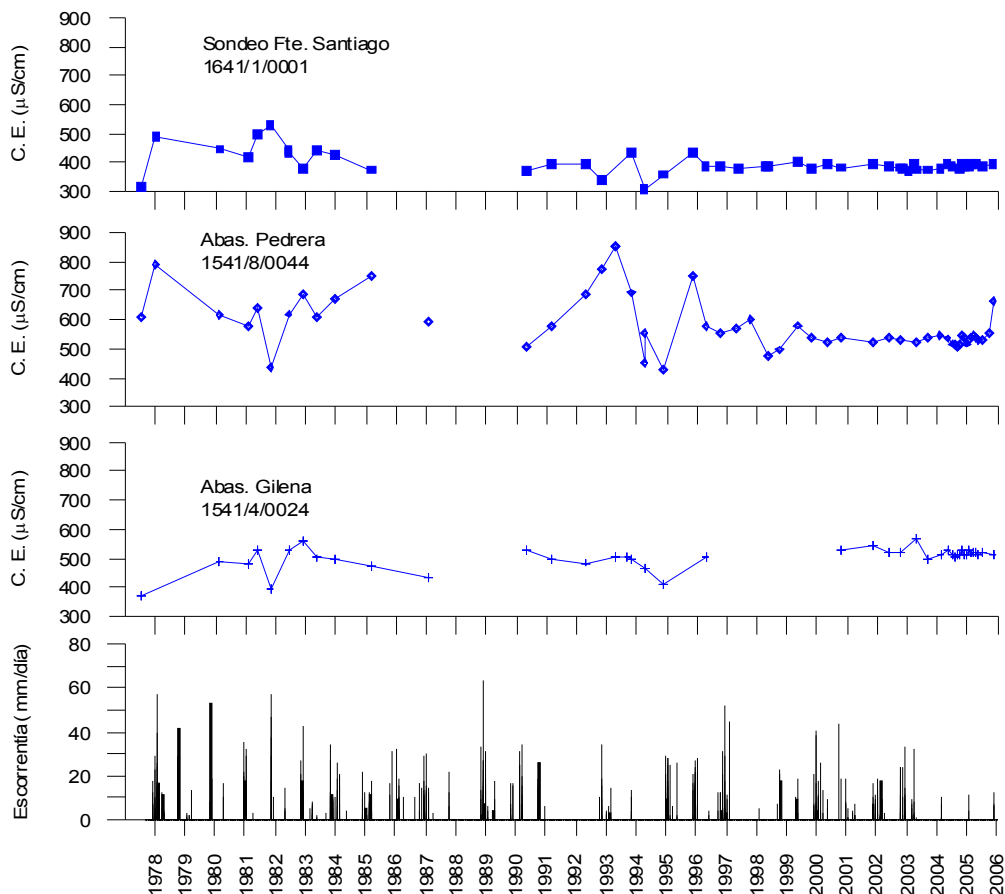
Los histogramas correspondientes a los sondeos Hacho y Mingo son los más irregulares. En ambos es de destacar la elevada salinidad del agua, con un 92% de los valores de la conductividad eléctrica comprendidos entre 6-12 mS/cm, en el sondeo del Hacho, y un 94% entre 2 y 6 mS/cm, en el de Mingo. Ambos diagramas de frecuencia son planicúrticos, por lo que los valores inmediatamente superiores e inferiores a la media tienen una frecuencia mayor a la que les correspondería en caso de presentar una distribución normal. Como se verá, al analizar los quimiogramas del agua de estos sondeos, este efecto se debe a la variabilidad estacional de la salinidad del agua.

La evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua subterránea explotada en los principales sondeos perforados en la Sierra de Estepa puede observarse en las figuras 8.13, 8.14 y 8.15, en las que se han representado también los datos de la esorrentía, en el mismo periodo. La esorrentía fue calculada por el método de Milly, con los datos medidos en la estación meteorológica de Estepa, en la Sierra de Becerrero, y con los del observatorio de Lora de Estepa, en el sector de los acuíferos del Hacho de Lora, Mingo, Pleites y Águilas-Guinchón. En todos los casos se consideró una capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) de 40 mm.

En la Figura 8.13 se representa la evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua subterránea de los principales sondeos del acuífero de la Sierra de Becerrero. Destaca la mayor conductividad eléctrica promedio de los puntos de agua más meridionales y la notable diferencia en la variabilidad de la conductividad eléctrica entre los tres sondeos. La variabilidad es muy reducida en el caso del sondeo de la Fuente de Santiago, mayor en el sondeo de abastecimiento a Pedrera e intermedia en el sondeo del Ojo de Gilena. También debe señalarse la escasa variabilidad de la conductividad eléctrica del agua en el periodo

2004-2006, debido verosímilmente a la ausencia de eventos de recarga significativos. No obstante, esta homogeneidad temporal de la conductividad no se mantiene, a partir de mediados del 2005, en el sondeo de abastecimiento a Pedrera, en el que parece repetirse la misma evolución que se produjo durante la sequía de los años noventa del siglo XX.

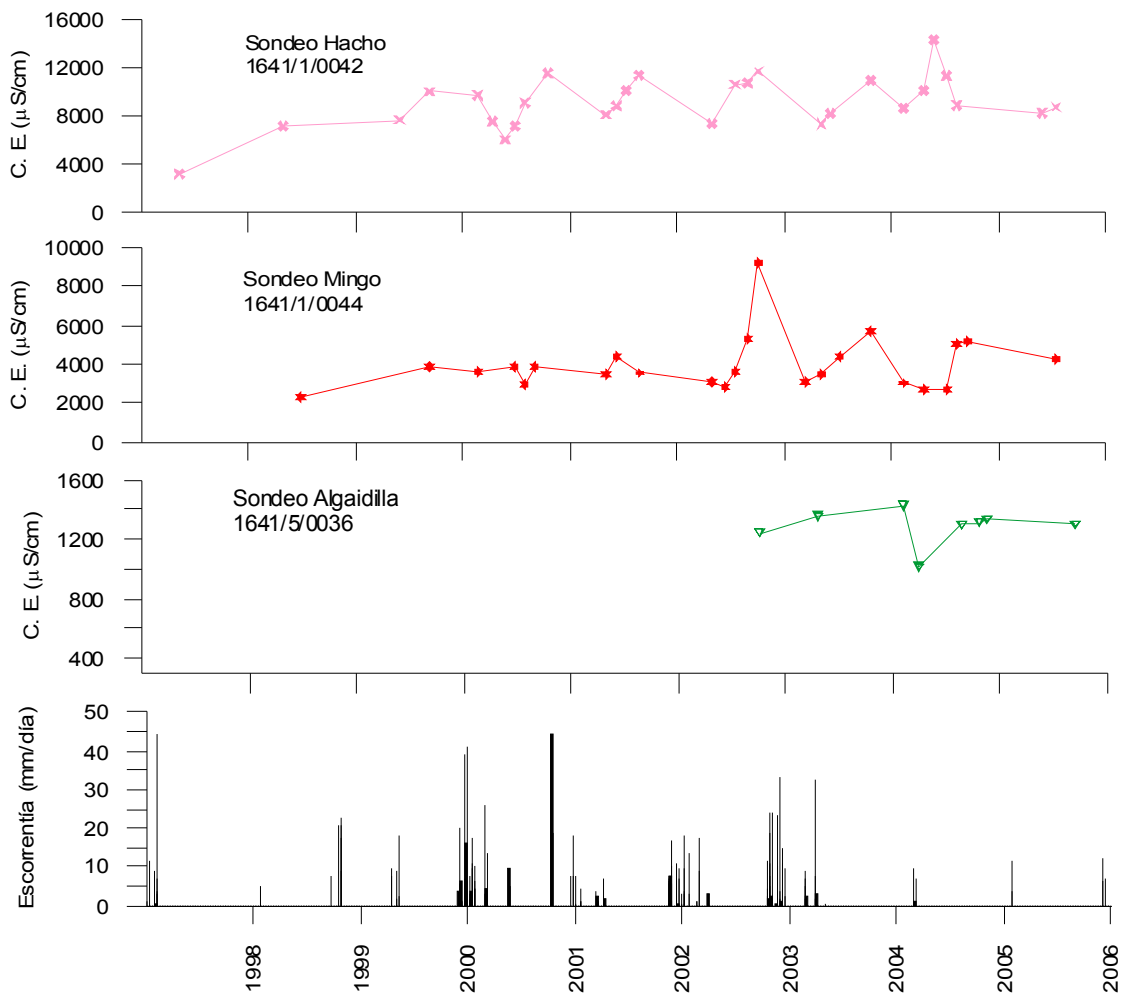
La evolución de la conductividad eléctrica del agua subterránea en los principales sondeos que explotan los acuíferos del Hacho de Lora, Mingo y Pleites está representada en la Figura 8.14, en la que se puede observar un evidente incremento de la conductividad eléctrica con el paso del tiempo, asociado a la fuerte explotación del agua que se realiza en estos acuíferos (Martos-Rosillo, *et al. in. littt.*). A este incremento de la salinidad se suma una importante variabilidad de la conductividad eléctrica, que parece mostrar una ciclicidad estacional.



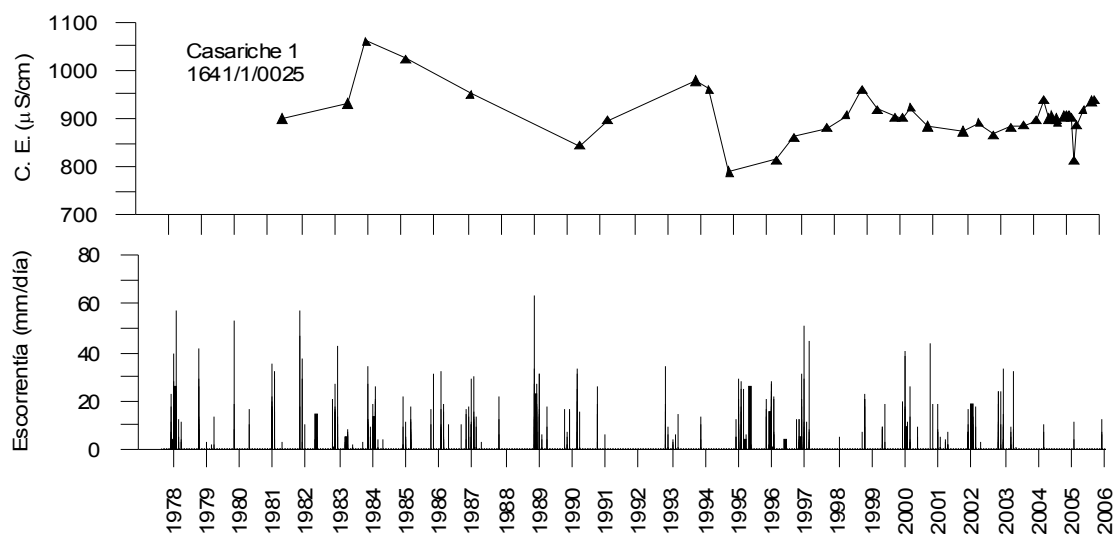
**Figura 8.14.** Evolución de la conductividad eléctrica en los principales sondeos de explotación de la Sierra de Becerrero (años 1978-2006) y datos de escorrentía.

Por último, en la Figura 8.15 se comprueba que el agua subterránea explotada en la Sierra de Águilas-Guinchón presenta una variabilidad temporal de la conductividad eléctrica más reducida que la de los sondeos del Hacho y Mingo, hecho que se relaciona con un mayor volumen de reservas almacenadas en el acuífero de Águilas-Guinchón.

En la gráfica citada debe destacarse el progresivo incremento de la conductividad eléctrica del agua subterránea que se produce desde que en 1996 entró en funcionamiento el sondeo de abastecimiento de la Mancomunidad de “El Puntal” y comenzó un progresivo y continuado descenso de la superficie piezométrica, que continúa en la actualidad.



**Figura 8.14.** Evolución de la conductividad eléctrica en los principales sondeos de explotación de las sierras del Hacho de Lora, Mingo y Pleites (años 1998-2006) y datos de escorrentía.



**Figura 8.15.** Evolución de la conductividad eléctrica en el sondeo de abastecimiento a Casariche (años 1978-2006) y datos de escorrentía

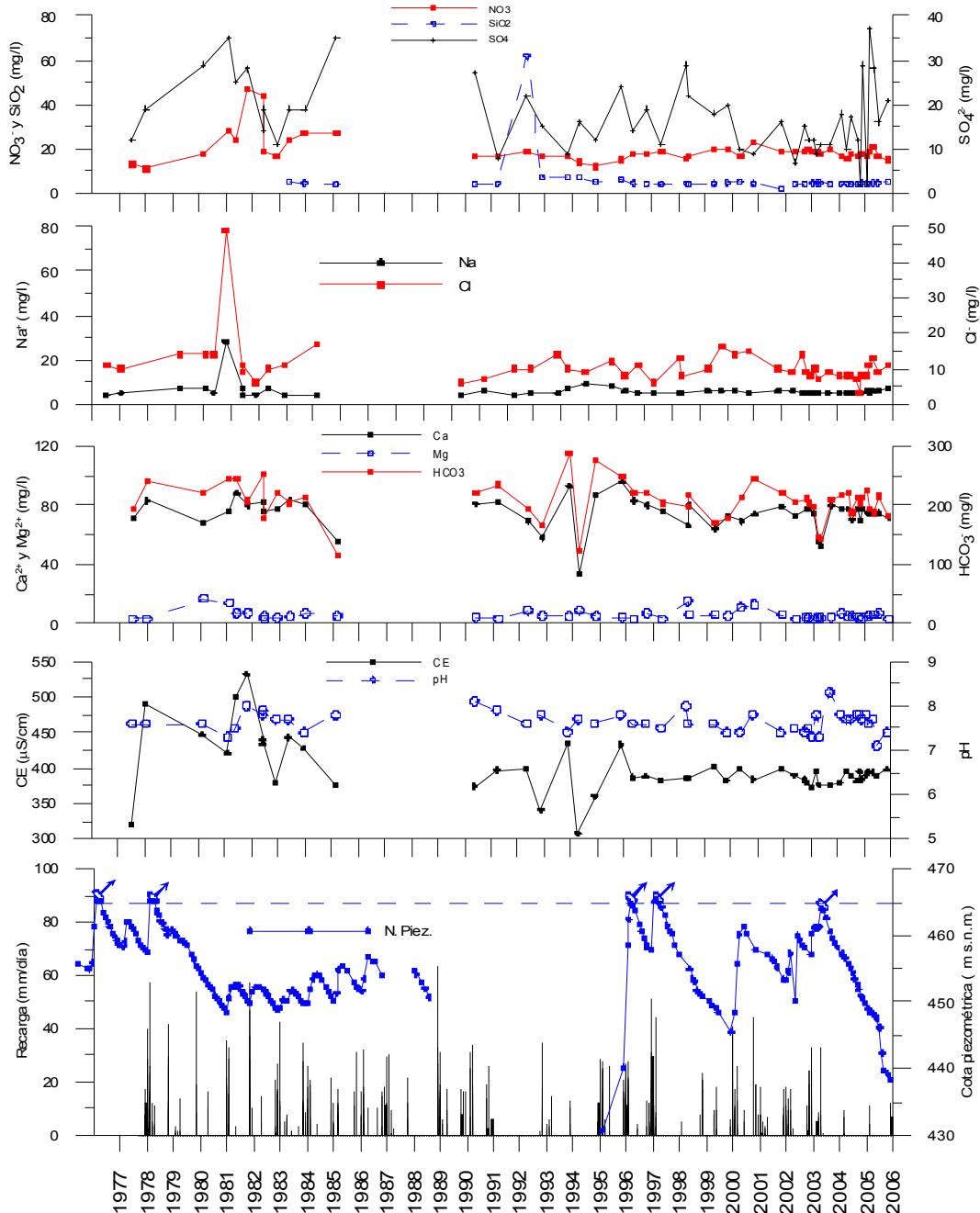
### 8.4.3.3 Evolución temporal de los parámetros físico-químicos

#### 8.4.3.3.1 Sondeo Fuente de Santiago

El sondeo denominado Fuente de Santiago (1641/1/0001), uno de los que se utilizan para el abastecimiento de la localidad de Estepa, explota aguas bicarbonatadas cálcicas y, ocasionalmente, bicarbonatadas cálcico-magnésicas. Estas últimas se extraen después de importantes periodos secos. La conductividad eléctrica del agua está comprendida entre 308 y 532  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 398  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

En las figuras 8.16 y 8.17 se representa la evolución temporal de los parámetros físico-químicos correspondientes a la totalidad del periodo del que se dispone de información (1977-2006) y al periodo de investigación (2003-2006), respectivamente. Junto a estos parámetros, se representa la evolución temporal del nivel piezométrico y la recarga que resulta de aplicar un balance hidrometeorológico diario, calculado por el método de Milly, con datos meteorológicos del observatorio de Estepa y con una capacidad de retención de agua en el suelo de 40 mm (ver Capítulo 2). Esta serie temporal de la recarga también ha sido representada al analizar la evolución temporal de los parámetros físico-químicos en los sondeos de abastecimiento a Gilena y Pedrera.

Se debe destacar que el manantial de la Fuente de Santiago entra en funcionamiento cuando el sondeo 1641/1/0001 tiene una carga hidráulica mayor de 465 m s.n.m. Por esta razón, en la gráfica de evolución piezométrica se ha señalado esta cota con una línea discontinua, así como los periodos en los que el manantial se activa.



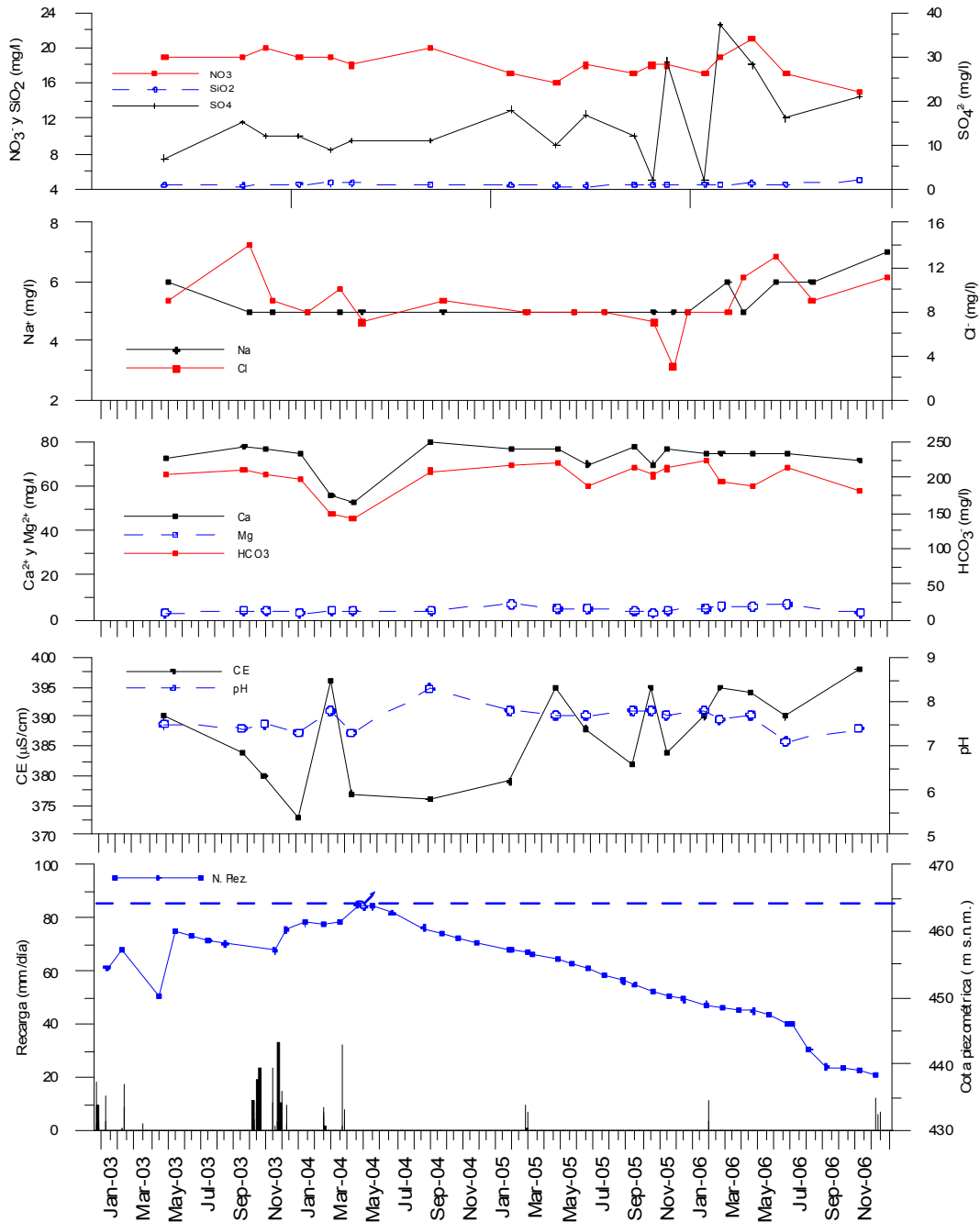
**Figura 8.16.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Fuente de Santiago (1641/1/0001) durante el periodo de investigación (1978-2006).

Las graficas de la Figura 8.16 permiten comprobar que los principales periodos de recarga, ocurridos en el periodo 1977-2006, ocasionan importantes diluciones en el agua explotada por este sondeo, que llegan a máximos del 25 al 30 %. Estas diluciones son de mayor magnitud cuando están precedidas de un incremento generalizado de la conductividad eléctrica, durante los periodos secos.

Las diluciones corresponden, fundamentalmente, a una disminución de la alcalinidad y del calcio, por lo que se deduce que las aguas explotadas durante los periodos de recarga tienen una mayor componente de aguas de reciente infiltración, en equilibrio aparente con bajas presiones de CO<sub>2</sub>, debido a su infiltración por vías preferenciales de flujo. Se aprecian varios incrementos bruscos de la salinidad del agua, coincidiendo con las primeras lluvias de los años hidrológicos 1981/82 y 1995/96, que se relacionan con el efecto “pistón”, y que se produjeron después de sendos periodos secos, dilatados e intensos. El aumento de la conductividad eléctrica que se produce durante estos eventos está acompañado del incremento en la concentración del bicarbonato y del calcio, fundamentalmente, por lo que se supone que durante estos periodos se explotan aguas en equilibrio con mayores presiones parciales de CO<sub>2</sub>. Las concentraciones de cloruro y de sodio tan sólo sufrieron un incremento importante como consecuencia de las lluvias de principios del año hidrológico 1981/82.

La evolución temporal de los parámetros representados en las figuras 8.16 y 8.17 no permite observar ningún tipo de variación estacional. Por otro lado, en los periodos que se han producido importantes descensos de nivel piezométrico (1979-1981, 1990-1995, 1998-2000 y 2004-2006) se observa un incremento de la salinidad del agua, que es debida al aumento de la concentración de cloruros, sodio y sulfatos. Este efecto se observa con mayor detalle en la Figura 8.17, en la que se representa la evolución de los principales parámetros analizados desde marzo de 2004 a diciembre de 2006. El bombeo permanente de los recursos hídricos de este acuífero ha provocado un descenso acumulado de la superficie piezométrica en el sondeo de la Fuente de Santiago, desde marzo de 2004 a diciembre de 2006, de 25,7 m, lo que, a su vez, provocó un aumento de las concentraciones de cloruros, sodio y sulfato y una ligera disminución del contenido en bicarbonatos. Se debe destacar la notable estabilidad temporal de la concentración de nitratos.





**Figura 8.17.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Fuente de Santiago (1641/1/0001) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

#### 8.4.3.3.2 Sondeo de abastecimiento a Gilena

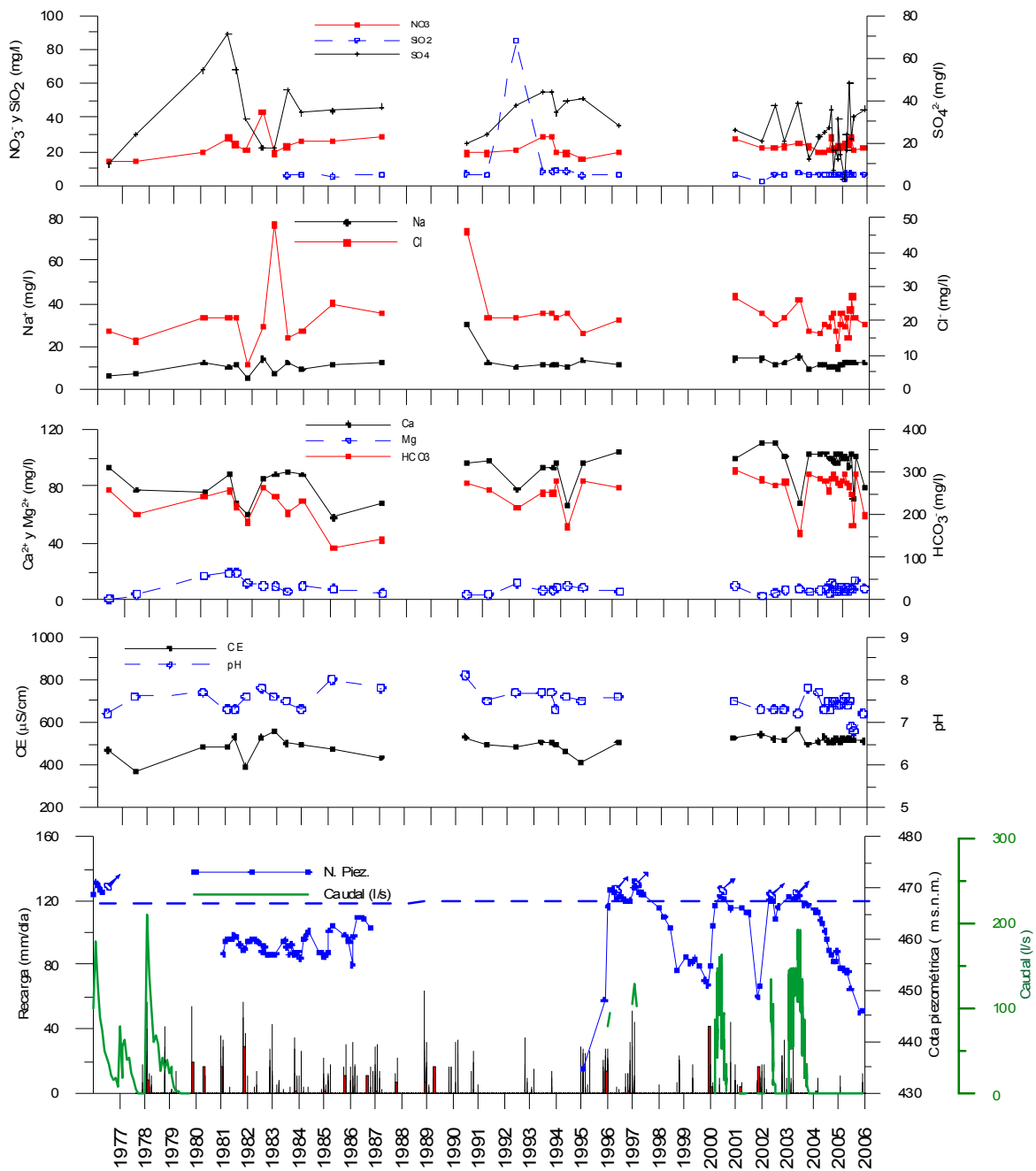
El sondeo inventariado con el código 1541/4/0024 es el utilizado para el abastecimiento de la población de Gilena. Las aguas explotadas tienen una variabilidad química similar a la del sondeo de abastecimiento a Estepa (sondeo de la Fuente de Santiago) y presentan facies bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica, con una conductividad eléctrica que está comprendida entre 370 y 565  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 502  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Durante el periodo de sequía de principios de los años ochenta del pasado siglo XX, el agua explotada en este sondeo presentó, en varias ocasiones, facies bicarbonatada sulfatada cálcica magnésica.

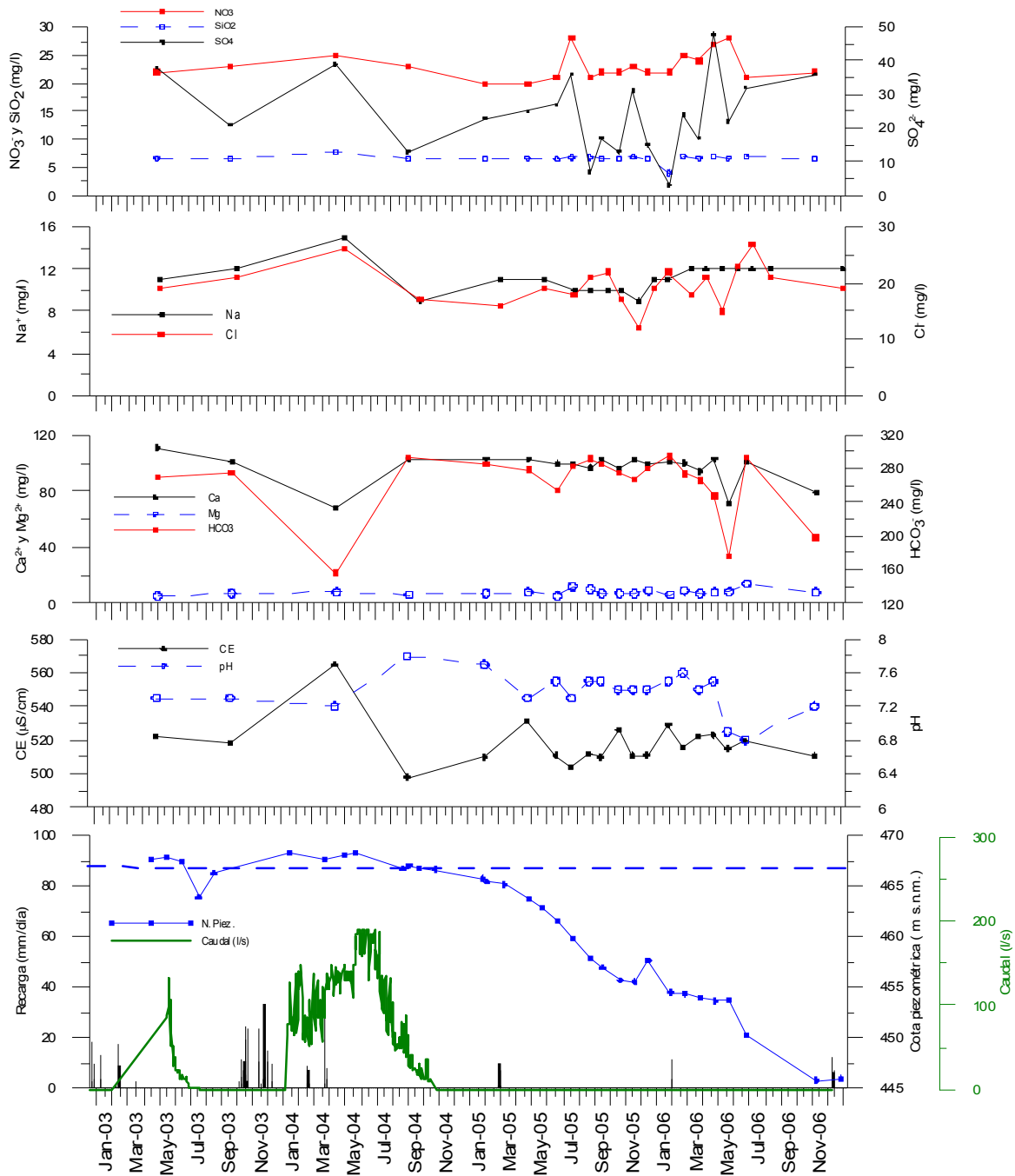
En la figuras 8.18 y 8.19 se representa la evolución temporal de los parámetros fisico-químicos correspondientes a los periodos 1977-2006 y 2003-2006, respectivamente, junto a la evolución del nivel piezométrico en el sondeo y de un hidrograma del Ojo de Gilena, elaborado con los datos de control disponibles. Los periodos en los que el manantial del Ojo de Gilena permanece inactivo coinciden con los que el nivel piezométrico del sondeo es inferior a 467 m s.n.m.

Los principales periodos de recarga que se observan en los quimiogramas generan diluciones inferiores al 26 %, con valores más frecuentes del 10-12%. Las diluciones afectan a la totalidad de los elementos mayoritarios, si bien son más destacadas en los bicarbonatos y el calcio.

Durante los periodos secos, como el comprendido entre marzo de 2004 y diciembre de 2006 (ver Figura 8.19), los 21,1 m de descenso acumulado de la superficie piezométrica están acompañados de un incremento de la salinidad del agua, debida al aumento de la concentración de cloruros, sodio, sulfato y magnesio, y de una disminución de la concentración de bicarbonato y calcio. Al igual que en el sondeo de la Fuente de Santiago, la concentración de nitratos se mantiene prácticamente constante, si bien puede detectarse un ligero incremento, que estaría verosímelmente asociado a procesos de contaminación urbana, habida cuenta la proximidad del casco urbano de Gilena.



**Figura 8.18.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024) durante el periodo de investigación (1977-2006).



**Figura 8.19.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Gilena (1541/4/0024) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

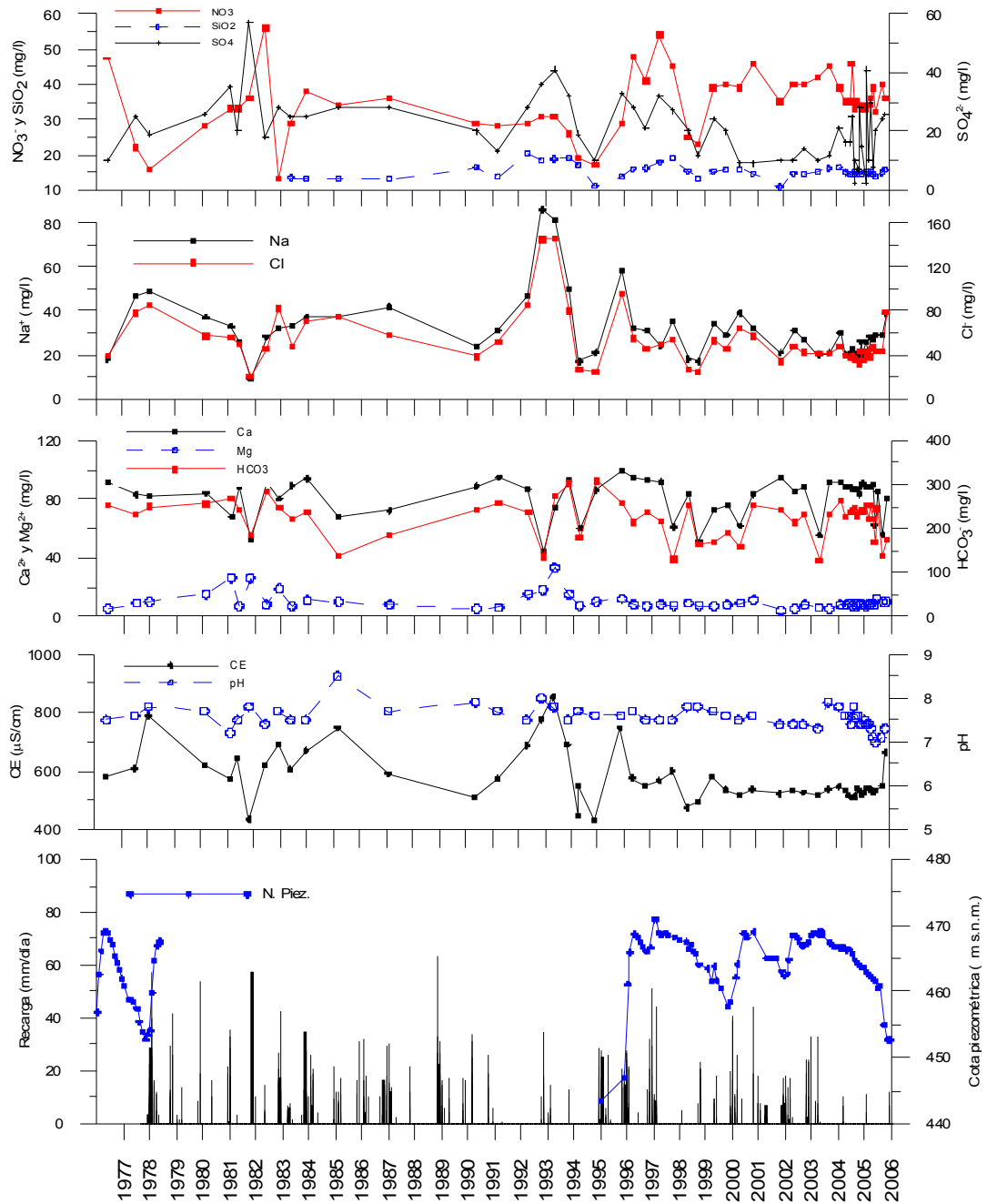
#### 8.4.3.3.3 Sondeo de abastecimiento a Pedrera

El sondeo de abastecimiento de Pedrera (1541/4/0044), ubicado junto al manantial del Ojo de Pedrera, presenta mayor variabilidad hidroquímica que el resto de los sondeos de la Sierra de Becerrero, en los que se dispone de información (Tabla 8.13). De hecho, su facies hidroquímica es bicarbonatada cálcica, bicarbonatada clorurada cálcica sódica, e incluso, en alguna ocasión, clorurada bicarbonatada sódica cálcica. La conductividad eléctrica del agua explotada en este sondeo está comprendida entre 430 y 853  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 518  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

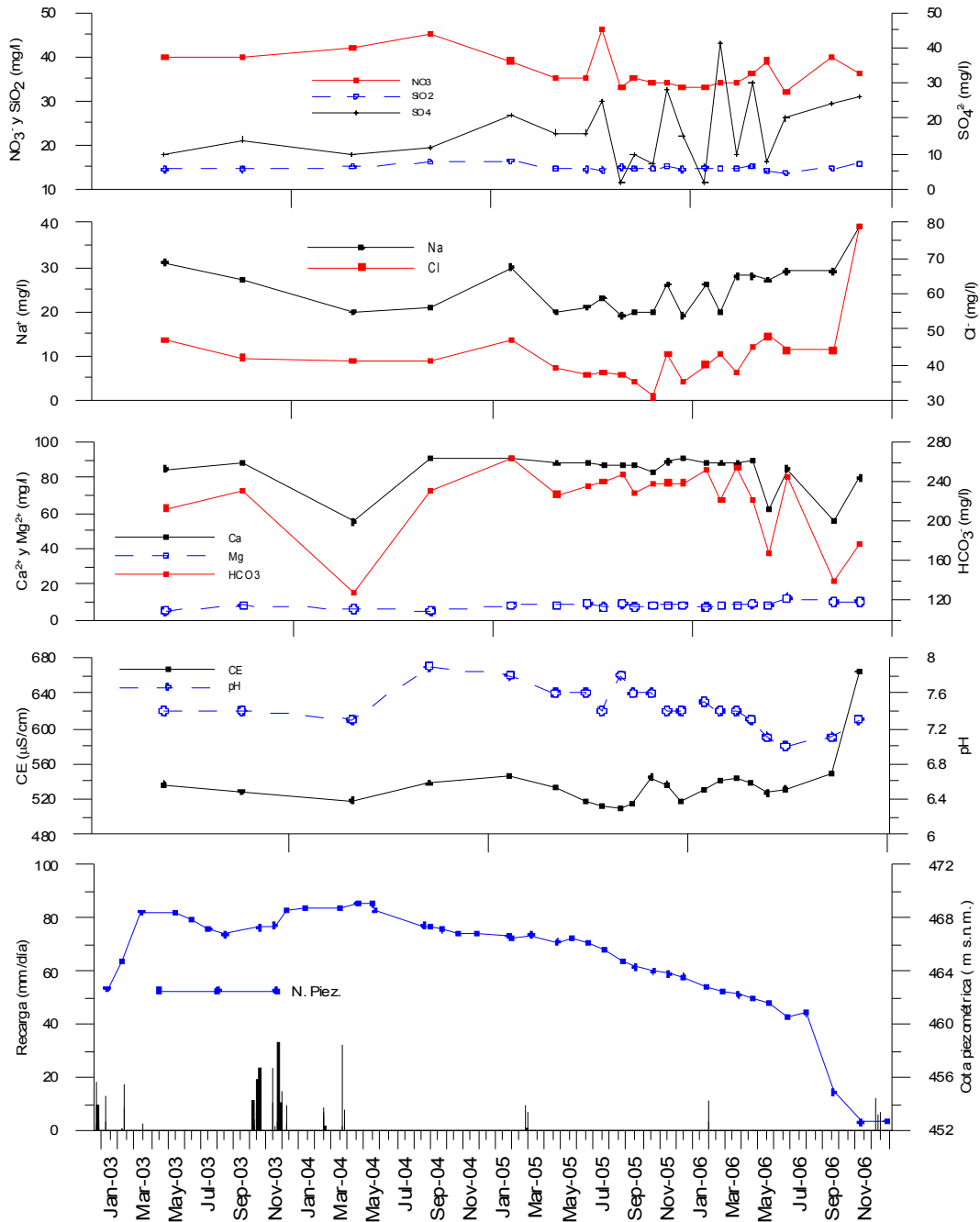
La importante variabilidad de la facies hidroquímica se debe a los procesos de mezcla que se producen durante los periodos de sequía, en los que la intensa explotación de este sector del acuífero provoca importantes descensos del nivel piezométrico, durante los que se induce el desplazamiento hacia la zona de captación del sondeo de aguas de alta salinidad asociadas a los materiales detrítico-evaporíticos triásicos del sustrato del acuífero.

En la figuras 8.20 y 8.21 se representan los quimiogramas correspondientes a los periodos de 1977 a 2006 y de 2003 a 2006. Se comprueba que durante los periodos secos la salinidad del agua aumenta considerablemente, debido a la subida de la concentración del cloruro y sodio, y en menor medida del sulfato y del magnesio, a la vez que se reduce la concentración de bicarbonato. Cuando estos periodos secos son interrumpidos por lluvias intensas, se produce un importante descenso de la salinidad, con diluciones máximas comprendidas entre el 25 y el 35 %; posteriormente, el valor de la conductividad eléctrica del agua se estabiliza en torno a 550-580  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Durante el periodo de investigación, son evidentes los efectos de la explotación intensiva en la evolución de las concentraciones de los elementos mayoritarios del agua, como se refleja en la Figura 8.21. Entre marzo de 2004 y diciembre de 2006, se produjo un descenso de la superficie piezométrica de 16,3 m y un aumento generalizado de la concentración de cloruros, sodio, sulfato y, con menor intensidad, de magnesio y nitrato; por el contrario, disminuyó el contenido en bicarbonato y calcio.



**Figura 8.20.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Pedrera (1541/4/0044) durante el periodo de investigación (1977-2006).



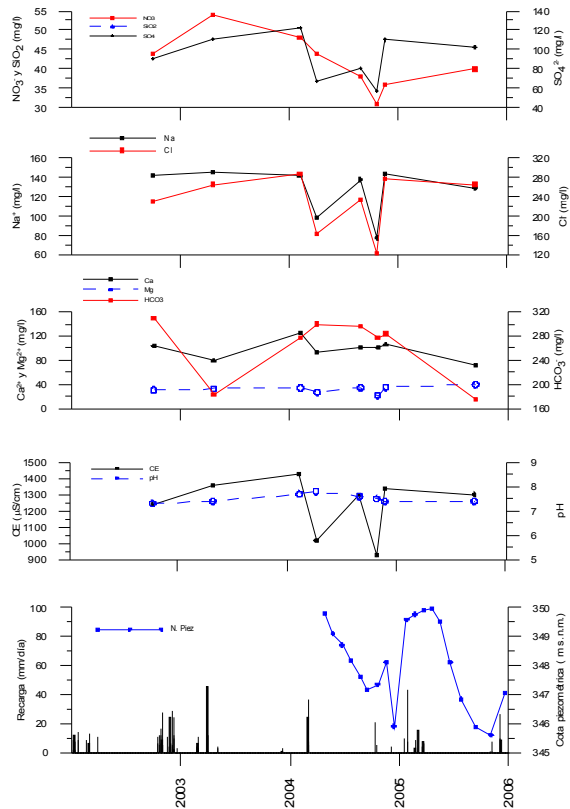
**Figura 8.21.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Pedrera (1541/4/0044) durante el periodo de investigación (Enero 2003-Noviembre 2006).

#### 8.4.3.3.4 Sondeo del cortijo de la Algaidilla

La información hidrogeológica disponible de la Sierra de Pleites es mucho menos abundante que la del resto de acuíferos de la Sierra de Estepa.

El único sondeo en explotación, desde el año 1977, es el sondeo 1641/5/0036, utilizado para regadío del olivar del cortijo de la Algaidilla.

La instalación de este sondeo, con una tubería de impulsión muy ajustada a la de revestimiento, impide realizar medidas de nivel piezométrico. A partir de marzo de 2005, la construcción del piezómetro Algaidilla II (1641/1/0051), 280 m al norte del anterior, ha permitido disponer de información piezométrica de este acuífero.



**Figura 8. 22.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo Algaidilla (6541/1/0051) durante el periodo de investigación (2003-2006).

Por este motivo, los datos piezométricos que se representan en la Figura 8.22 corresponden al piezómetro Algaidilla II (1641/1/0051) mientras que los datos hidroquímicos, proceden de muestras recogidas en el sondeo de uso agrícola de la Algaidilla (1641/5/0036). En esta figura también se ha representado la evolución de la lluvia útil, calculada con el método de Milly con datos del observatorio de Lora de Estepa y un valor de la capacidad de retención de agua en el suelo de 40 mm, al igual que en el caso de los sondeos de Águilas-Guinchón, del Hacho de Lora y de Mingo.



El agua del sondeo de la Algaidilla presenta una facies clorurado-bicarbonatadas sódico-cálcicas, con una conductividad eléctrica, comprendida entre 928 y 1427  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , valor medio de 1238  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La información disponible no permite detectar tendencias evolutivas en la concentración de los elementos mayoritarios. Sólo deben ser destacadas dos importantes diluciones, del 23 y del 30%, respectivamente, producidas después de dos eventos de lluvia poco significativos. Esta importante dilución es atribuible a la alta karstificación que afecta a este acuífero.

Dos cuestiones merecen ser mencionadas a propósito de este sector. En primer lugar, la existencia de dos espectaculares dolinas (Cruz-Sanjulián, 1977), las más importantes de toda la Sierra de Estepa, una de ellas situada 1100 m al sur del sondeo Algaidilla. En segundo lugar, y muy probablemente en estrecha relación con la observación precedente, es de subrayar que se produjo una pérdida total de la circulación durante la ejecución del piezómetro (IGME, 2005b); durante la supervisión de la obra, realizada por el que suscribe, la sarta de perforación bajó suspendida en el aire, desde 33 m de profundidad hasta 52 m, lo que significa que se atravesó una importante cavidad kárstica. La conexión de estas formas de infiltración preferencial explicarían las rápidas e importantes diluciones que se observan en este acuífero después de los episodios lluviosos.

#### 8.4.3.3.5 Sondeo de abastecimiento a Casariche

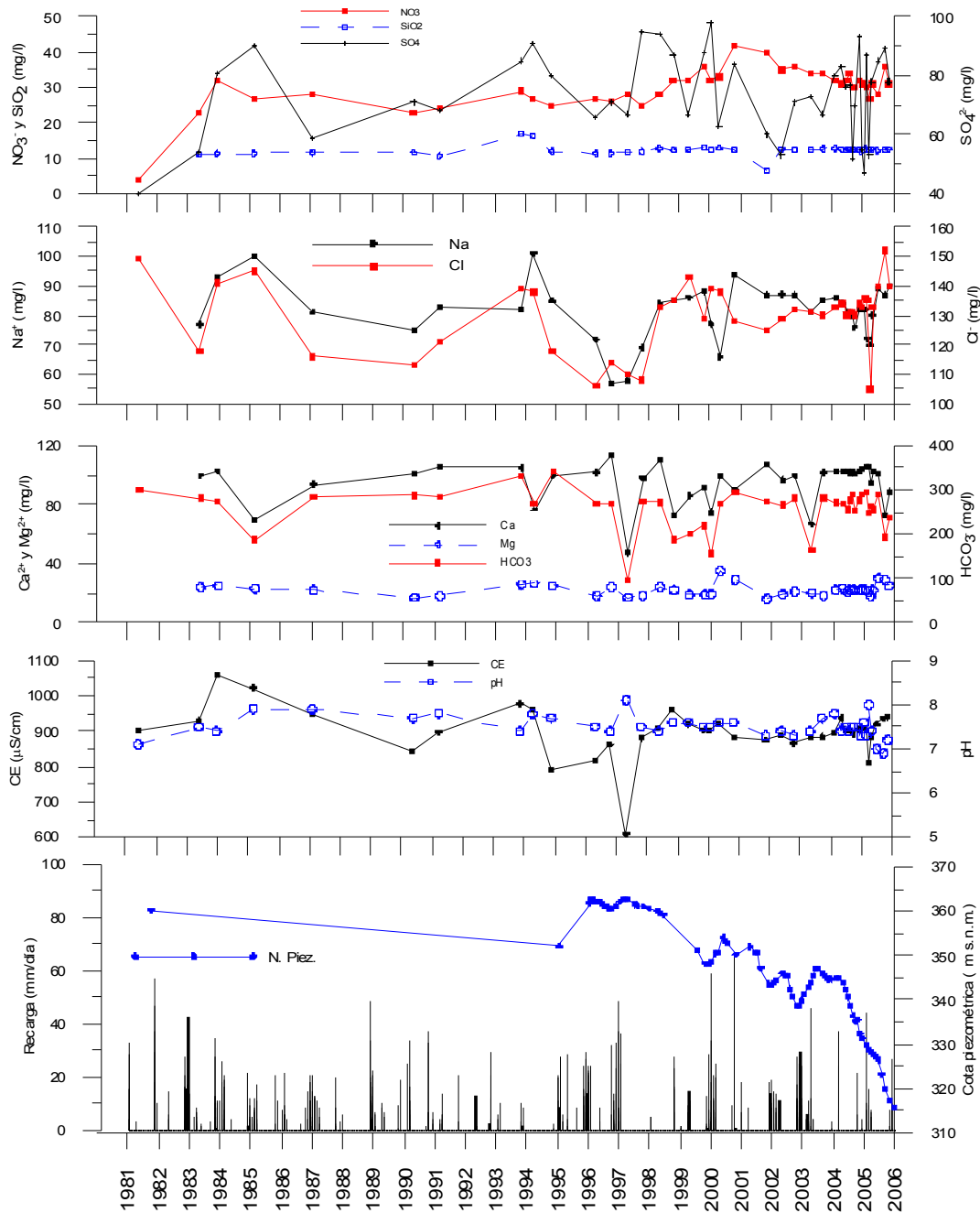
El sondeo denominado Casariche 1 (1641/1/0025), situado en el acuífero de Águilas-Guinchón, es el principal sondeo de abastecimiento a la localidad sevillana de Casariche. En este sondeo se explotan aguas de facies bicarbonatado-cloruradas cálcico-sódicas, si bien, después de periodos prolongados de sequía, predomina la facies clorurado-bicarbonatadas sódico-cálcicas. La conductividad eléctrica está comprendida entre 610 y 1060  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 898  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

En la Figura 8.23 se ha representado la evolución temporal del nivel piezométrico, de la lluvia útil, de las concentraciones de los principales elementos mayoritarios, de la conductividad eléctrica y del pH. Del gráfico de evolución piezométrica se deduce que desde mediados de 1998 la explotación de este sistema acuífero está provocando un consumo continuado de reservas. Desde esa fecha hasta diciembre de 2006 el nivel piezométrico descendió 46 m. El manantial del Almarjal (1641/1/0019), por el que se drenaba este sistema acuífero en régimen natural, situado al noreste de la sierra, a una cota de 355 m s.n.m., no ha entrado en funcionamiento desde mediados de los años noventa del pasado siglo XX.

La Figura 8.23 permite comprobar que se produce una clara dilución del agua extraída por el sondeo durante los periodos de recarga significativos. Se deben destacar las diluciones ocurridas en el inicio del año hidrológico 1997/98, con un valor del 29%, o la de principios del año 2006, del 10 %. La recuperación de los valores de conductividad eléctrica tras las diluciones citadas es muy rápida.

Pese al importante descenso de la superficie piezométrica de este acuífero, la conductividad eléctrica del agua se mantiene en valores de 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con una ligera tendencia al alza, más manifiesta desde el inicio del año 2006, que no se corresponde con el importante consumo de reservas lo que permite suponer que no existen materiales triásicos próximos a este sector del acuífero, a pesar de que tales materiales afloran, más al sur, a una distancia de 1'5 km en la vaguada existente entre la Sierra de Águilas-Guinchón y la de Pleites.

Después de las lluvias de principios de cada año hidrológico, y sin que la superficie piezométrica experimente cambios que evidencien procesos de recarga importantes, se producen disminuciones de los contenidos en bicarbonato y calcio, cloruro y sodio que indicarían la existencia, por debajo de la cota de drenaje de este acuífero, de una red de conductos karsticos, que permite la llegada hasta la zona saturada del acuífero de agua de infiltración rápida.



**Figura 8.23.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo de abastecimiento a Casariche (1641/1/0025) durante el periodo de investigación (1981-2006).

Durante el periodo de investigación (2003-2006), y debido al especial periodo seco que se sufre desde el año 2004, se puede comprobar que el descenso de la superficie piezométrica en este acuífero ha venido acompañado de un incremento en el contenido del cloruro, sodio, sulfato, y ligeramente de magnesio.

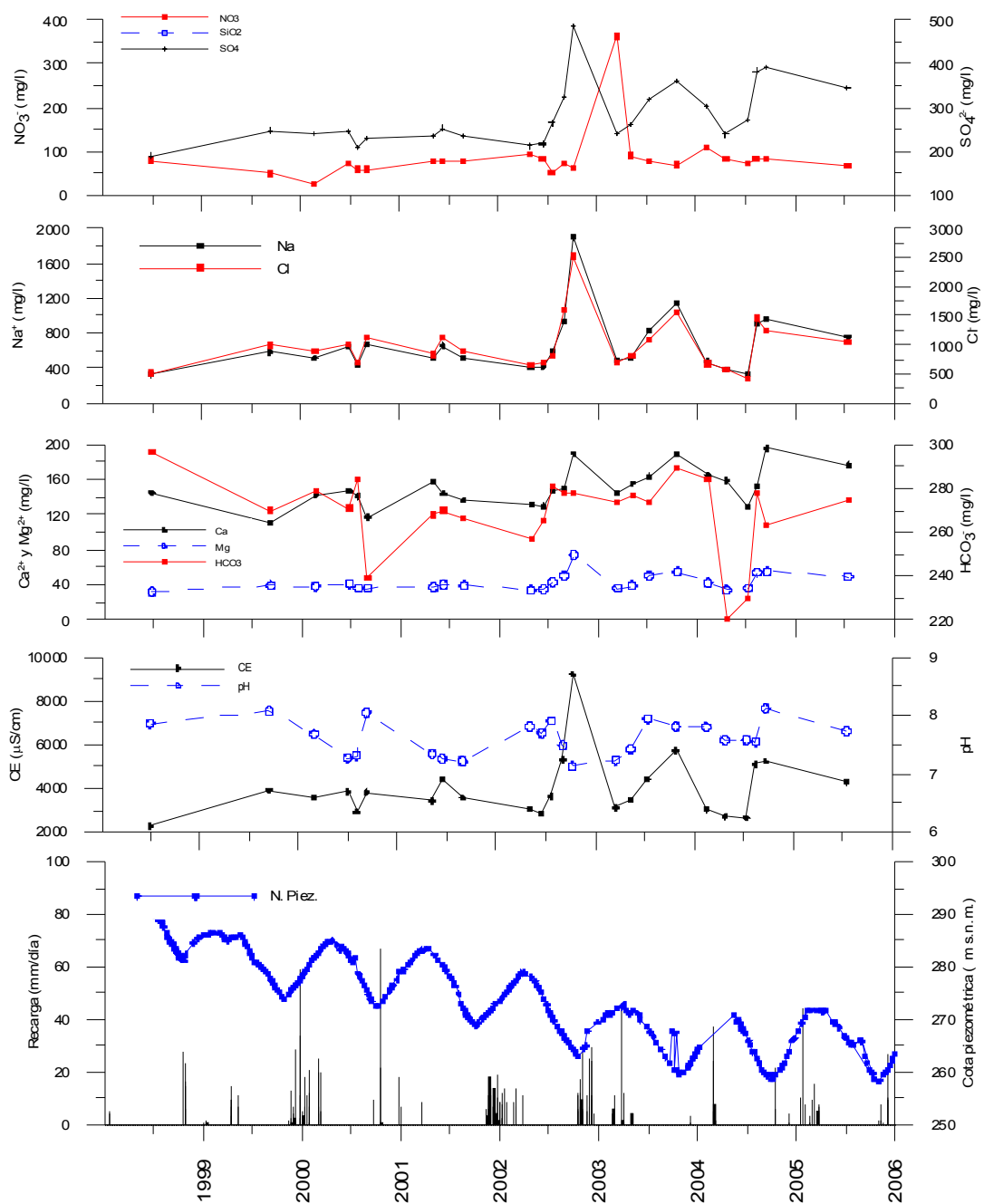
#### 8.4.3.3.6 Sondeo Mingo

El sondeo Mingo (1641/1/044) es utilizado para regadío de olivar. Las aguas que se captan en este sondeo son cloruradas sódicas, con una conductividad eléctrica comprendida entre 2280  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y 9196  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 3986  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

En la Figura 8.24 se representa la evolución temporal de la concentración en los principales constituyentes analizados, y se compara con la evolución piezométrica del sondeo y con la lluvia útil. Se observa una evidente variación estacional de la salinidad del agua: durante la campaña de bombeo para regadío del olivar, durante el estío, se incrementa la concentración de los constituyentes mayoritarios y el efecto de dilución se produce, fundamentalmente en invierno, por la recarga. Contribuyen a resaltar este efecto las notables diferencias de conductividad eléctrica que existen entre el agua de las escasas reservas almacenadas en este acuífero y el agua de recarga.

En los periodos en los que se dispone de un mayor número de muestras analizadas, se comprueba que las variaciones de conductividad eléctrica anuales implican diluciones del 35 al 50 %.

Es particularmente llamativo el importante aumento de la conductividad eléctrica que se produjo entre junio y octubre de 2003 (2871  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 9196  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), debido a un importante aumento de los contenidos de cloruros, calcio, magnesio y sulfatos (Fig. 8.24), probablemente asociado a la creación de un cono salino sobre la zona de mezcla existente, en el muro de este acuífero, entre el agua asociada a los materiales jurásicos y la salmuera relacionada con los triásicos.



**Figura 8.24.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo agrícola Mingo (1641/1/0044) durante el periodo de investigación (1999-2006).

En el periodo 1999-2006 la superficie piezométrica ha descendido 11,6 m. Al mismo tiempo se ha producido un progresivo incremento en el valor de la conductividad eléctrica del agua y en la concentración de los constituyentes mayoritarios (excepto bicarbonatos).

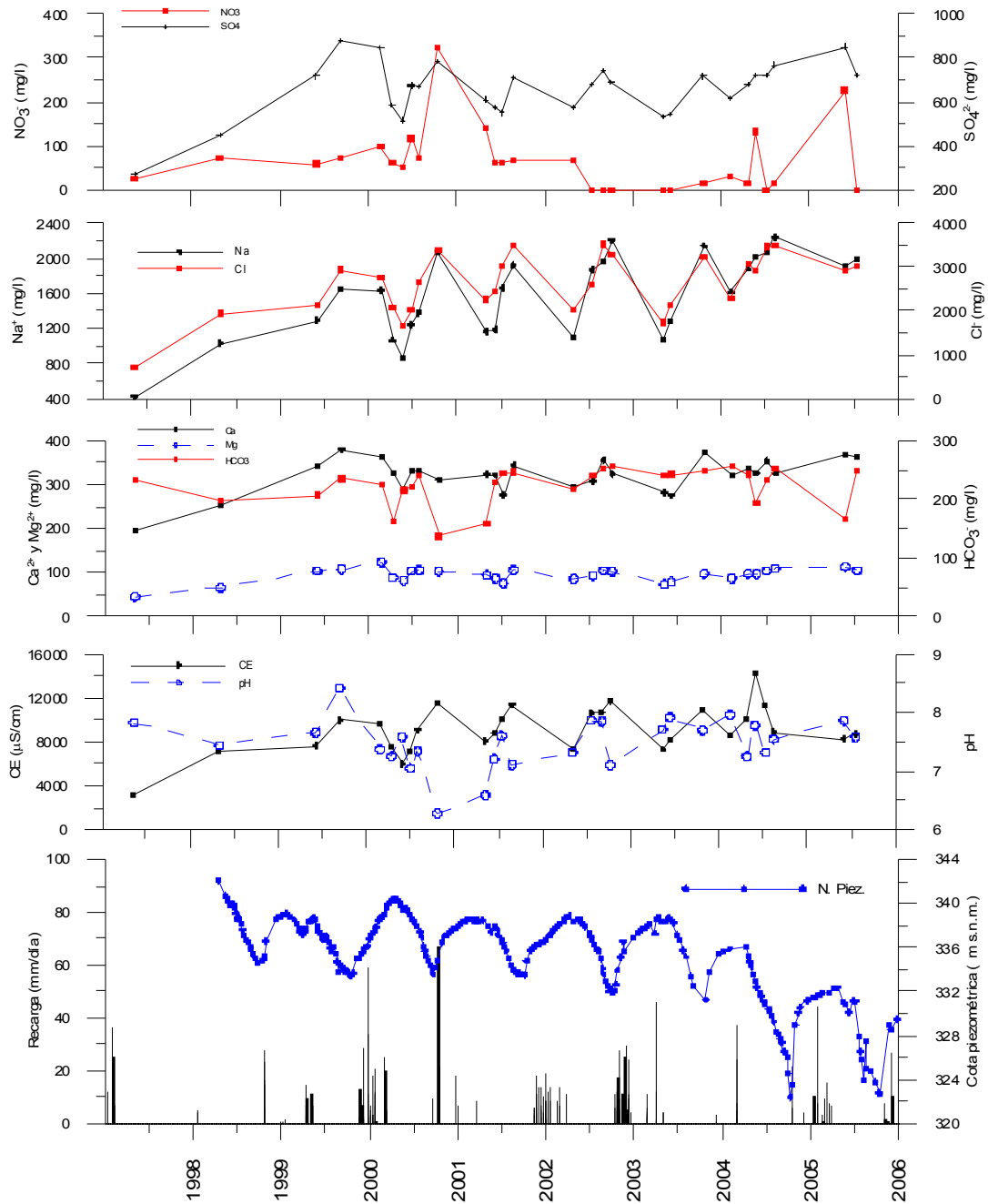
El progresivo aumento de la concentración de los nitratos es atribuible al riego agrícola que se realiza sobre afloramientos de calcarenitas miocenas que descansan sobre el acuífero. Si a ello se añade la explotación intensiva del acuífero jurásico subyacente no pueden extrañar las elevadas concentraciones en nitratos medidos a principios de marzo de 2004, después de las importantes lluvias finales de febrero, que a lo largo de varios días aportaron un agua de recarga menos salina, pero con mayores contenidos en nitratos.

#### 8.4.3.3.7 Sondeo Hacho

El sondeo Hacho (1641/1/0042) explota aguas cloruradas sódicas, con una conductividad eléctrica comprendida entre 3210 y 14256  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , con un valor medio de 9078  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La evolución temporal de las características hidroquímicas, de la recarga y de la cota piezométrica se representa en la Figura 8.25.

El descenso acumulado del nivel piezométrico en el periodo 1999-2006 ha sido de 28,6 m, y desde marzo de 2004 a diciembre de 2006, de 9 m. Este descenso ha ido acompañado de un aumento de la conductividad eléctrica del agua (entre el 21 y el 40% anual, con un valor medio de 33%) y de las concentraciones en los constituyentes principales, excepto los nitratos.

El incremento en el contenido en bicarbonatos es menos marcado que el resto de constituyentes.



**Figura 8.25.** Evolución temporal del nivel piezométrico, de la recarga, y de la conductividad eléctrica del agua (CE) y de las características en diversos constituyentes del agua explotada por el sondeo agrícola Hacho (1641/1/0042) durante el periodo de investigación (1999-2006).

La concentración en nitratos, por su parte, ha disminuido al mismo tiempo que descendía el nivel piezométrico, lo que sugiere una deficiente conexión entre los materiales permeables miocenos, sobre los que se realiza el regadío y los materiales jurásicos. Por otra parte, no será tampoco ajeno a esa disminución el hecho de que la explotación dio lugar al consumo de reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje del manantial, y en las que se suponen reducidos contenidos de nitratos. Los dos picos de concentración de nitratos registrados en mayo de 2005 y de 2006 se deben a que el muestreo se realizó tras sendas pruebas de inyección, realizadas por los propietarios, con aguas de un pozo situado 1,5 km al norte, que explota aguas de las calcarenitas miocenas, con altos contenidos en nitratos por la actividad agrícola.

La explotación que se realiza en este acuífero y en el de Mingo está generando un incremento progresivo de la salinidad del agua extraída, debido a la recarga adicional que se produce desde los materiales triásicos del sustrato de ambos acuíferos y que constituyen un acuitardo con aguas salinas.

#### 8.4.4 RELACIONES IÓNICAS

En muchos casos, las relaciones cuantitativas entre los contenidos en los distintos constituyentes disueltos en el agua subterránea aportan una valiosa información acerca de las reacciones físico-químicas que se producen en el tránsito desde las áreas de recarga a las de descarga; no obstante, se debe tener en cuenta que pequeños errores analíticos pueden modificar sensiblemente el valor de estas relaciones iónicas, especialmente en las muestras de agua poco mineralizadas (Iglesias, 1999; Herrera, 2001).

En las figuras 8.26 y 8.27 se representan los datos obtenidos de distintas relaciones iónicas calculadas con los resultados analíticos de las muestras de agua subterránea disponibles; en todos los casos se han distinguido con símbolos diferentes, según el acuífero carbonático al que pertenecen. A primera vista, se pueden comprobar las notables diferencias que existen entre las aguas procedentes de los acuíferos de Becerrero, Pleites y Águilas-Guinchón y las muestreadas en los acuíferos del Hacho de Lora y de Mingo.



Las aguas subterráneas de las Sierras de Becerrero, Águilas-Guinchón y Pleites están poco mineralizadas, presentan una relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  generalmente mayor de 1 y el agrupamiento de la nube de puntos alrededor de una recta evidencia que existe una buena correlación lineal entre los contenidos en bicarbonato y calcio. Por el contrario, las aguas de las Sierras del Hacho de Lora y de Mingo están muy mineralizadas, presentan una relación  $rCa^{2+}/rNa^{+}$  muy baja y únicamente se percibe una buena correlación lineal entre los contenidos de sodio y cloruros, por una parte, y de calcio y sulfatos, por otra.

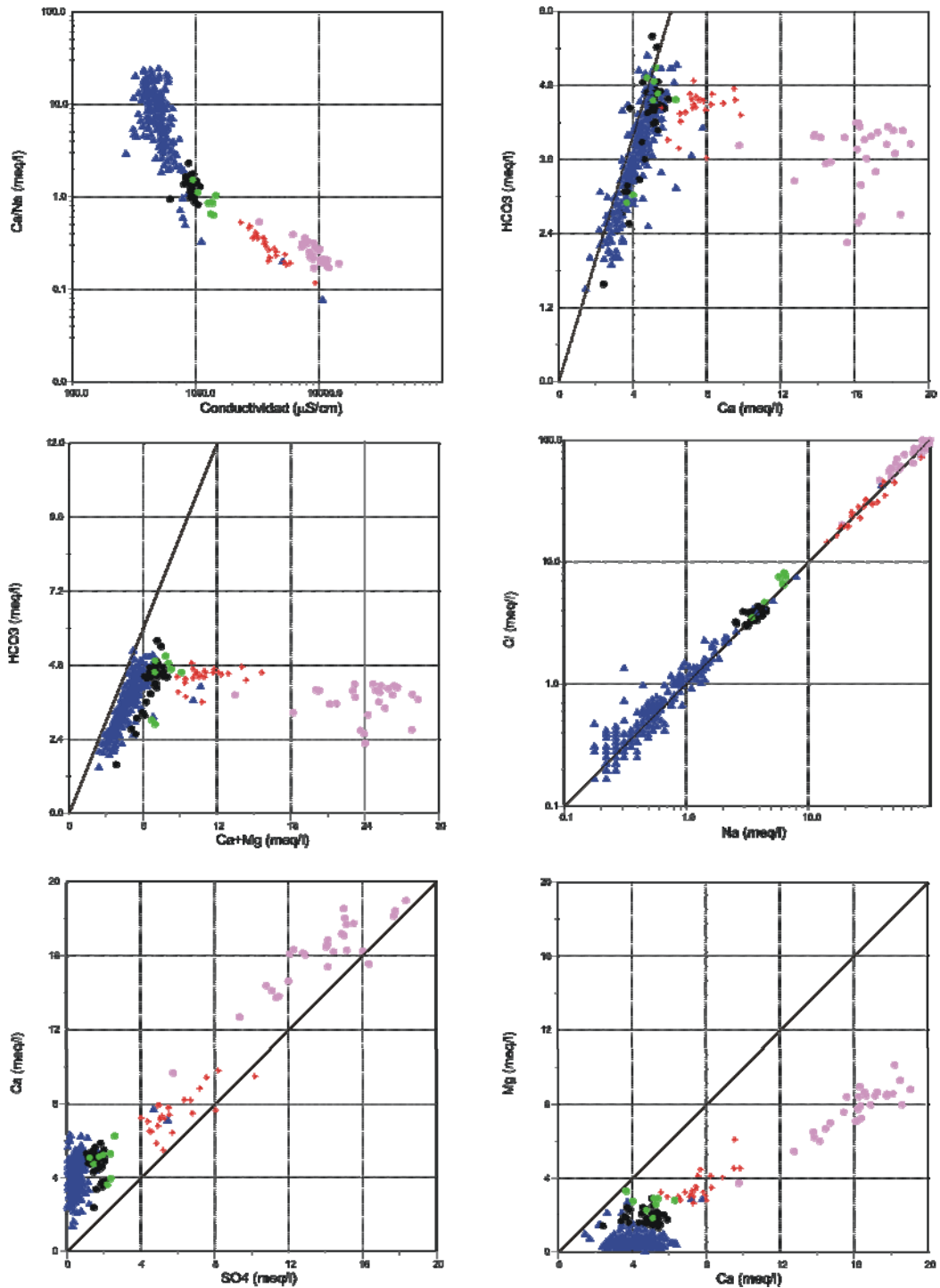
Se detallan a continuación las conclusiones obtenidas de cada una de las relaciones iónicas representadas en la Fig.8.26.

$rCa^{2+}/rHCO_3^{-}$ : los datos analíticos de las aguas muestreadas en los acuíferos de Becerrero, de Águilas-Guinchón y de Pleites aparecen estrechamente alineadas alrededor de la recta que corresponde a la relación iónica 1:1, lo que indica que los contenidos en ambos constituyentes son similares en todos los casos. Este hecho sugiere un origen común para ambos constituyentes, en la medida que ambos proceden de la disolución de calcita. Sin embargo, el exceso de calcio que se detecta en algunos puntos podría responder a la existencia de otros procesos que producen aportes de calcio adicionales, como ocurre con particular nitidez en las aguas de los acuíferos del Hacho de Lora, de Mingo y algunas de Becerrero.

$r(Ca^{2+} + Mg^{2+})/rHCO_3^{-}$ : Las muestras de los acuíferos de Becerrero, Águilas-Guinchón y Pleites no se ajustan tan claramente, como en el caso anterior, a una relación lineal, lo que parece indicar que el proceso de disolución de la calcita es más evidente que el de la dolomita. Las aguas de las sierras de Mingo y el Hacho muestran un claro exceso de la relación  $r(Ca^{2+} + r Mg^{2+})$  frente a los bicarbonatos, que más adelante será comentado.

## Leyenda

- ▲ Becerrero ● Águilas-Guinchón
- ✦ Míngo ● Hacho de Lora ● Pleites



**Figura 8.26.** Relaciones iónicas  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Na}^+$  vs CE,  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{HCO}_3^-$ ,  $r(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/r\text{HCO}_3^-$ ,  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ ,  $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Ca}^{2+}$ ,  $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$  ( $r = \text{meq/l}$ ) de todas las muestras de agua subterráneas disponibles asociadas a los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Estepa, Sierra de Águilas-Guinchón, Sierra de Pleites, Hacho de Lora y Míngo.

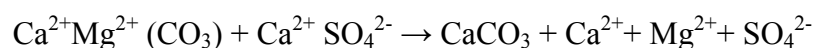
$rNa^+/rCl^-$ : También en este caso la nítida correlación lineal sugiere un origen común de ambos constituyentes que, por lo menos en el caso del acuífero de Becerrero hay que atribuir al aporte de cloruros del agua de lluvia y a la subsiguiente concentración por evaporación. Sin embargo, los altos contenidos en ambos iones en buena parte de las aguas del resto de los afloramientos carbonáticos requieren invocar aportes adicionales por disolución de halita. Las aguas más mineralizadas de la Sierra de Becerrero, presentan concentraciones similares de cloruros y sodio. No obstante, en las aguas menos mineralizadas, las concentraciones de cloruro y sodio tienen una marca climático-edafológica característica (Custodio, 1991); la relación  $rCl^-/rNa^+$  es muy variable y con un ligero exceso de cloro respecto al sodio (Herrera, 2001).

$rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ : Los puntos muestran una cierta dispersión, y no se ajustan en absoluto a la relación lineal que correspondería a la existencia de contenidos similares en ambos iones; bien al contrario se pone de manifiesto un exceso generalizado de calcio, que sólo puede interpretarse como resultado de que a la disolución de calcita hay que suponer añadida la disolución de yeso, tanto más evidente cuanto más mineralizada sea el agua. Naturalmente, este exceso de calcio es más notorio en el agua de los sondeos situados en los bordes del acuífero de Becerrero (cerca de los contactos con los materiales cretácicos y triásicos) y excepcionalmente en las muestras recogidas en periodos de sequía.

$rMg^{2+}/rCa^{2+}$ : En las sierras de Becerrero el valor medio de esta relación es de 0'14 y en ninguna de las demás se supera el valor de 0'5, lo que pone de manifiesto la escasa importancia de la disolución de dolomita caracterizada por valores de esa relación cercanos a la unidad. De acuerdo con ello, como era de esperar, las aguas del acuífero de Águilas-Guinchón y de Pleites tienen una mayor proporción de magnesio frente al calcio, relacionada sin duda con el mayor grado de dolomitización que afecta a la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, con respecto a la de Becerrero.

En la Fig. 8.27. se representan las relaciones  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rHCO_3^-/rSO_4^{2-}$  y  $rCl/rSO_4^{2-}$ , con el objetivo de destacar la existencia de procesos de dedolomitización (Plummer, 1977; Hanshaw y Back, 1979). La relación  $rCl/rSO_4$ , puede ser útil, por su parte, para comprobar si existen diferencias desde el punto de vista entre las aguas subterráneas más mineralizadas de la Sierra de Estepa. En efecto, el evidente exceso de cloruros respecto al sulfato de las muestras tomadas en el sondeo Pastores II, si se comparan con las aguas del Hacho de Lora y de Mingo, sugiere que las aguas del sustrato triásico de la Sierra de Becerrero son más cloruradas que las asociadas al sustrato detrítico-evaporítico de la unidad geológica del Hacho de Lora Mingo –Guinchón, al menos en el sector donde se ubica el sondeo citado.

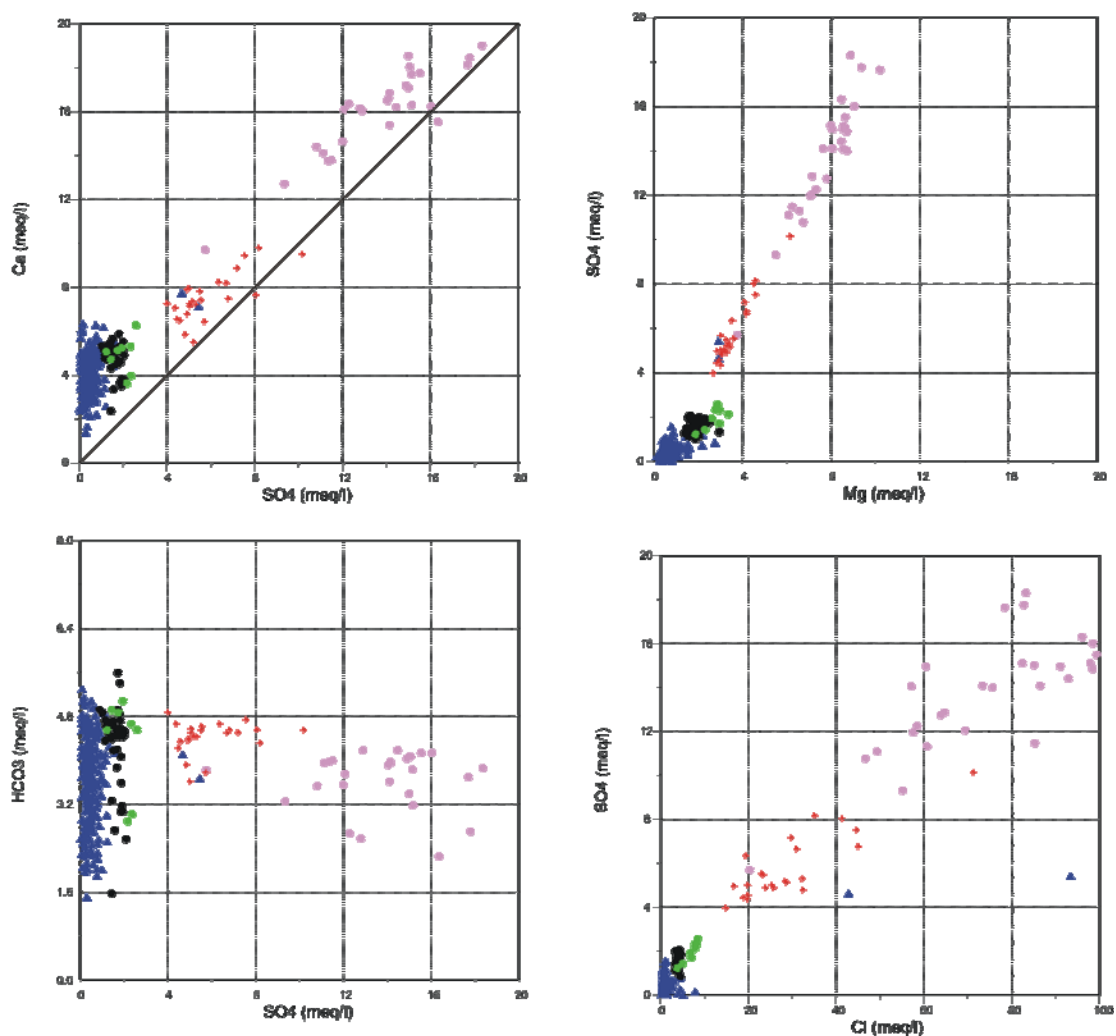
El estudio simultáneo de las relaciones  $rSO_4^{2-}/rCa^{2+}$ ,  $rSO_4^{2-}/rMg^{2+}$  y  $rSO_4^{2-}/rHCO_3^-$  permite comprobar que, en las aguas subterráneas más mineralizadas, asociadas a los materiales carbonáticos de la Sierra de Estepa, hay un importante proceso de dedolomitización; la incorporación de yeso a las aguas subterráneas de un acuífero carbonático provoca la precipitación de calcita (debido al efecto ión común) y una subsaturación simultánea de dolomita, de forma que:



Por eso, la dedolomitización provoca un aumento de la concentración de calcio y magnesio, a medida que aumenta el contenido en sulfato, y un descenso simultáneo del contenido en bicarbonato, aunque este último efecto también puede estar influido por otros factores (aumento de la temperatura, cambios en la presión parcial de  $CO_2$ , etc.). Las consecuencias de este proceso se ponen de manifiesto en las muestras de agua correspondientes a los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo y en los resultados de los análisis de dos muestras recogidas durante la ejecución del sondeo Pastores II, en la Sierra de Becerrero.

## Leyenda

- ▲ Becerrero ● Águilas-Guinchón
- + Mingo ● Hacho de Lora ● Pleites



**Figura 8.27.** Relaciones iónicas  $rCa^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rMg^{2+}/rSO_4^{2-}$ ,  $rHCO_3^-/rSO_4^{2-}$  y  $rCl^-/rSO_4^{2-}$  ( $r = \text{meq/l}$ ) de todas las muestras de agua subterráneas disponibles asociadas a los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Estepa, Sierra de Águilas-Guinchón, Sierra de Pleites, Hacho de Lora y Mingo.

### 8.4.5 PRESIÓN PARCIAL DE CO<sub>2</sub>

A partir de las muestras recogidas en el periodo 2003-2006, en las que se dispone de valores fiables de pH y de temperatura determinados *in situ*, y con los resultados analíticos de la alcalinidad, medida en laboratorio, se ha calculado la presión parcial de CO<sub>2</sub>, para lo que se ha utilizado el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999).

El contenido medio de dióxido de carbono en la atmósfera es de 0,0034%, que equivale a una presión parcial de  $10^{-3.47}$  atmósferas; sin embargo, en el suelo, la fracción gaseosa de  $\text{CO}_2$  suele ser mucho mayor: son frecuentes presiones parciales comprendidas entre  $10^{-2.5}$  y  $10^{-1.5}$  atmósferas (Drever, 1997). Esta mayor concentración en el suelo se debe a que el oxígeno, transportado desde la atmósfera y por el agua de infiltración, produce la oxidación de la materia orgánica (por respiración radicular y por descomposición de la materia orgánica) a dióxido de carbono. La mayor presión parcial de  $\text{CO}_2$  en el suelo favorece que el agua infiltrada sea capaz de producir hidrólisis y disolución de los carbonatos y, más lentamente, de los silicatos. De esta forma aumenta el contenido en bicarbonatos y se incorporan cationes solubles, en la proporción en la que están en la fase mineral (disolución congruente) o modificada respecto a ésta (disolución incongruente) (Custodio, 1991). La cantidad de fase sólida que se puede disolver dependerá de la cantidad de  $\text{CO}_2$  presente y de si éste se puede ir renovando a medida que se consume (sistema abierto) o si solamente existe una cantidad limitada de  $\text{CO}_2$  (sistema cerrado) (White, 1988).

Se admite que la variabilidad de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  está relacionada con la mayor o menor actividad biológica del suelo (Rossi, 1974; Rightmire, 1978; Brook *et al.*, 1983), de forma que los máximos de presión parcial de  $\text{CO}_2$  se producen en la época de mayor crecimiento de las plantas y alcanzan los valores culminantes justo al finalizar esta época, debido a la descomposición de la materia orgánica que se produce tras la caída de las hojas. Sin embargo, distintos autores indican que las diferencias de temperatura y de presión entre el interior y el exterior de los macizos calcáreos crean corrientes de aire que también pueden jugar un papel importante en la introducción  $\text{CO}_2$  en la zona no saturada (Laursen, 1991; Andreu *et al.*, 1999; Hoyos *et al.*, 2002; Scalón *et al.*, 2002; Moral, 2005).

Los valores promedio de presión parcial calculados a las muestras de agua tomadas en los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa, ordenados de forma creciente, se presentan en la Tabla 8.15.

Las presiones parciales de  $\text{CO}_2$  están comprendidas entre  $10^{-2.9}$  y  $10^{-1.6}$  atm.

Las menores presiones parciales de dióxido de carbono se miden en las aguas captadas por los sondeos de Becerrero y de Los Pastores, ambos situados en el sector más septentrional de la Sierra de Becerrero, en la principal zona de recarga, donde los espesores de la zona no saturada son mayores, de 173 m y 99 m, respectivamente. Les siguen las aguas del sondeo que regula al manantial de la Fuente de Santiago, que es uno de los puntos de extracción más septentrionales de la sierra y, por tanto, más próximo a la zona de recarga, y el manantial de Fuente Roya, que consiste en un manantial colgado, que drena un bloque jurásico que se sitúa sobre margas cretácicas.

Pto . muestreo	Nº Inventario	PCO <sub>2</sub>	pH	Temperatura	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
Becerrero	154140061	-2,495	7,61	16,6	150,0
Los Pastores	154140044	-2,368	7,5	17,9	160,0
Fte. Santiago	164110001	-2,245	7,5	16,8	197,6
Roya	154140006	-2,243	7,6	17,6	199,7
Estepa1	154140046	-2,234	7,5	17,7	167,5
Los Pastores2	154140059	-2,170	7,5	18,3	244,0
Las Flores	154140048	-2,149	7,4	18,4	199,5
Cruz-1	164150047	-2,098	7,1	18,3	187,0
Abas. Pedrera	154180044	-2,096	7,4	18,7	237,7
Algaidilla	164150036	-2,093	7,4	18,6	254,6
Mingo	164110044	-2,040	7,3	19,80	261,5
Hacho	164110042	-1,990	7,2	20,7	229,4
Casariche-1	164110025	-1,892	7,2	19,9	260,3
Abas. Gilena	154140024	-1,885	7,2	18,4	262,4
Cantera SA	154180050	-1,836	7,2	19,1	271,0
Abas. Lora	164110037	-1,650	7,0	18,1	251,2

**Tabla 8.15.** Valores promedio de la presión parcial de CO<sub>2</sub>, calculada en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa, del pH y de la temperatura (°C) medidas “*in situ*” y del contenido en bicarbonatos (mg/l), medido en laboratorio.

Los valores más altos de la presión parcial de dióxido de carbono resultan de los cálculos realizados con las muestras correspondientes al antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa (1641/1/0024), antes de que éste se agotara, al sondeo que regula el manantial del Ojo de Gilena (1541/4/0024), y a los sondeos que explotan las sierras de Pleites (1641/1/0036), Mingo (1641/1/0044), Hacho de Lora (1641/1/0042), y Águilas-Guinchón (1641//0025).

Las mayores presiones parciales de CO<sub>2</sub> se miden en los puntos de descarga tradicionales de la Sierra de Becerrero y en los sondeos que explotan los acuíferos más afectados por la explotación intensiva, de modo que se pone de manifiesto que las aguas con mayor tiempo de residencia tienen una mayor presión parcial de dióxido de carbono y que todos estos sistemas son abiertos al CO<sub>2</sub>.

#### 8.4.6 ESTADOS DE SATURACIÓN

En el estudio de los estados de saturación de las distintas fases minerales se han utilizado los análisis químicos realizados a las aguas muestreadas en los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa, en el periodo 2003-2006, y en las que los valores de pH y de temperatura, al haber sido medidos “*in situ*”, resultan más fiables. El cálculo de los índices de saturación se ha realizado con el programa PHREEQC. Los minerales seleccionados para la determinación de sus índices de saturación son a la calcita, la dolomita, el yeso y la halita.

Según Langmuir (1971), una solución está en equilibrio respecto a la calcita si el índice de saturación está comprendido entre  $\pm 0,1$ . En cuanto a la dolomita, se admite el rango de incertidumbre de  $\pm 0,5$ , propuesto por otros autores (Plummer *et al.*, 1990), que se hace extensivo al resto de minerales considerados en esta investigación.

La práctica totalidad de las muestras de agua asociadas a la Sierra de Becerrero se encuentran subsaturadas en dolomita -con excepción de las de los sondeos de abastecimiento a Pedrera (1541/8/0044) y Estepa1(1541/4/0046)-, en yeso y en halita y ligeramente sobresaturadas en calcita. En el caso de las sierras de Águilas-Guinchón y de Pleites, las aguas están saturadas en calcita y dolomita y subsaturadas en yeso y halita; no obstante, existen notables diferencias entre los índices de saturación en yeso de estas aguas (comprendidos entre -1,7 y -1,6) y los de la Sierra de Becerrero (comprendidos entre -2,9 y -2,1). Idéntica observación puede realizarse en el caso de la halita; en las sierras de Águilas -Guinchón y de Pleites, el índice de saturación de la halita es de -6,5 y -6, respectivamente, mientras que en la Sierra de Becerrero está comprendido entre -8,9 y -7,6.



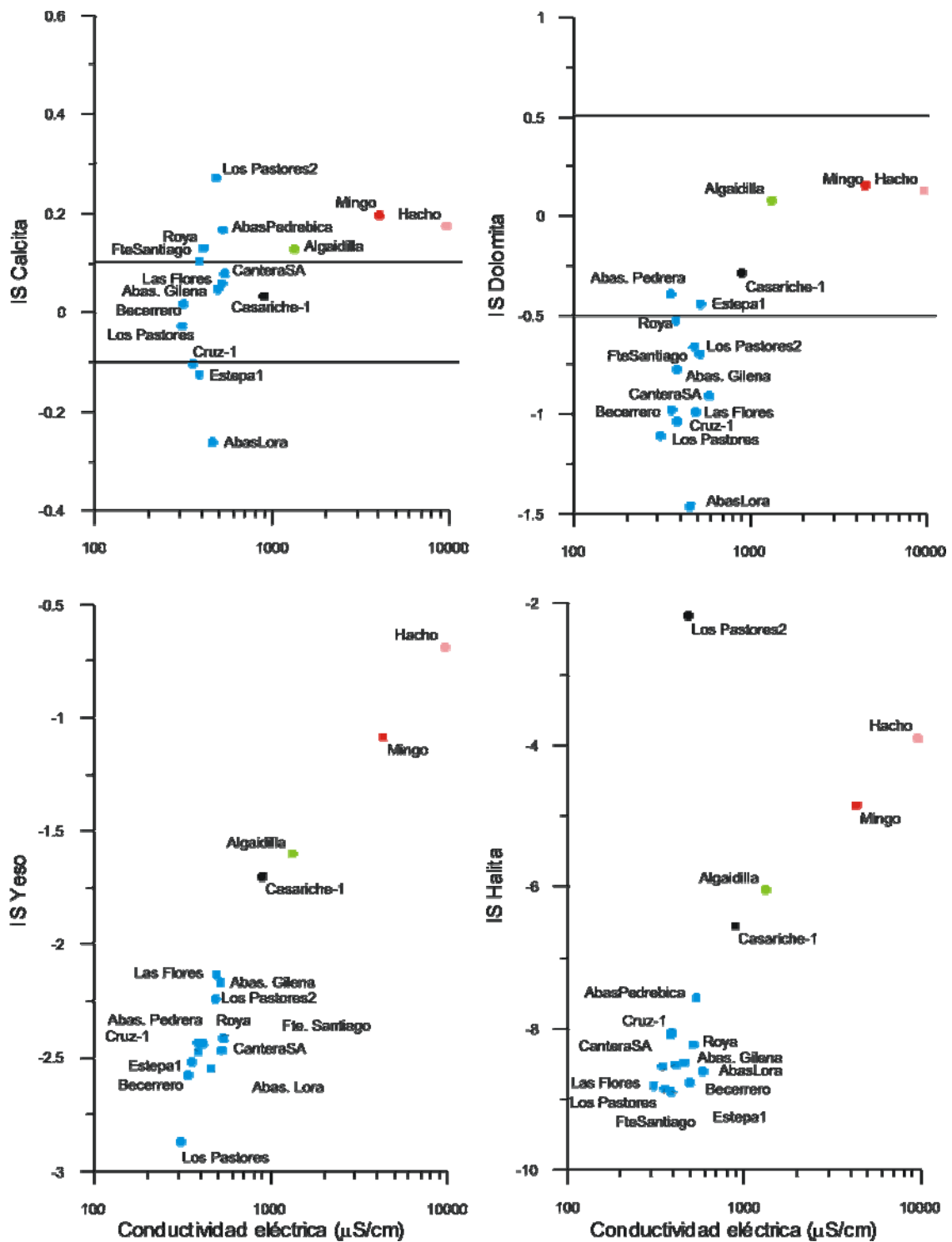
Las aguas asociadas a la Sierra de Mingo están sobresaturadas en calcita, saturadas en dolomita y subsaturadas en yeso y halita. En el Hacho de Lora están saturadas en dolomita, sobresaturadas en calcita y subsaturadas en yeso y halita, aunque, en esta sierra, se obtienen valores del índice muy próximos a la saturación en yeso (-0,69).

Station	StationID	IS Calc.	IS Dol.	IS Yeso	IS Halita
Becerrero	154140061	0,009	-0,929	-2,570	-8,513
Los Pastores	154140044	-0,027	-1,107	-2,872	-8,811
Los Pastores2	154140059	0,272	-0,660	-2,242	-2,170
Las Flores	154140048	0,047	-0,990	-2,136	-8,764
Roya	154140006	0,130	-0,529	-2,439	-8,512
Estepal	154140046	-0,103	-0,394	-2,519	-8,854
FteSantiago	164110001	0,104	-0,774	-2,436	-8,893
Cruz-1	164150047	-0,125	-1,037	-2,474	-8,087
Abas. Pedrera	154180044	0,167	-0,444	-2,468	-7,661
Abas. Gilena	154140024	0,058	-0,696	-2,170	-8,226
CanteraSA	154180050	0,051	-0,907	-2,515	-8,600
AbasLora	164110037	-0,262	-1,464	-2,548	-8,486
Casariche-1	164110025	0,033	-0,289	-1,701	-6,552
Algaidilla	164150036	0,128	0,077	-1,600	-6,036
Mingo	164110044	0,189	0,134	-1,084	-4,850
Hacho	164110042	0,175	0,127	-0,688	-3,902

**Tabla 8.16.** Valores promedio de la dureza y de los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso y halita, en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa.

En la Figura 8.28 se comprueba que existe una buena correlación entre la conductividad eléctrica del agua y los índices de saturación en yeso y en halita.

Las muestras correspondientes a la Sierra de Becerrero se alinean en la gráfica que relaciona la conductividad eléctrica y el índice de saturación en halita de la Figura 8.28, de forma que se deduce un incremento del índice de saturación en halita en el sentido del flujo subterráneo, con la excepción del punto que representa al agua drenada por el manantial de Fuente Roya, en el que se puede atribuir este exceso de cloruros a una ligera contaminación; de hecho, la concentración media de nitratos es de 25 mg/l.



**Figura 8.28.** Relación entre los índices de saturación en calcita, dolomita, yeso, halita y la conductividad eléctrica, en las aguas de los principales puntos de agua de la Sierra de Estepa.

Es oportuno subrayar las notables diferencias de saturación en halita que existen entre las aguas asociadas a los materiales triásicos que se sitúan bajo los materiales jurásicos de la unidad geológica de Becerrero, al menos en el sector del sondeo de Los Pastores 2, y las de los afloramientos de la unidad del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.

#### 8.4.7 PROCESOS MODIFICADORES DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA EN LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA

La composición química del agua subterránea de los sistemas acuíferos en lo que son moderados los tiempos de residencia es, en la mayoría de los casos, el resultado de reacciones rápidas entre el agua de lluvia y los minerales del suelo y de la zona no saturada del acuífero (Custodio, 1991; Murphy *et al.*, 1996; Iglesias, 1999). Sin embargo, una vez en la zona saturada, durante el tránsito del agua subterránea desde la zona de recarga a la de descarga, se producen una serie de reacciones estrechamente relacionadas con los materiales por los que se produce la circulación.

Las reacciones más relevantes son la de disolución y la de precipitación de minerales, pero también existen otros procesos químicos importantes (cambios iónicos, reacciones redox, reacciones ácido-base, reacciones de adsorción, dilución, dispersión, evaporación, mezclas de aguas, etc.).

En la Sierra de Estepa coinciden varios acuíferos carbonáticos de pequeñas dimensiones y con reducidos tiempos de residencia, que propician unas características físico-químicas de sus aguas que son específicas de cada sistema y que deben ser explicadas mediante hipótesis hidroquímicas compatibles con las hipótesis de funcionamiento hidrodinámico.

Para comprender mejor la evolución hidroquímica del agua subterránea en estos acuíferos, se describen las reacciones y los procesos químicos más importantes que determinan el contenido iónico de las aguas en función de la composición litológica de las rocas, fundamentalmente carbonáticas, con un reducido número de fases minerales, y de los procesos físico-químicos que pueden modificarlo. Los principales procesos son los siguientes:

- A) Aportes atmosféricos
- B) Evapotranspiración y evaporación
- C) Disolución de CO<sub>2</sub>
- D) Disolución de calcita
- E) Disolución incongruente de dolomita
- F) Exsolución-disolución de CO<sub>2</sub>
- G) Mezcla
- H) Dedolomitización

A) El agua de lluvia aporta unas concentraciones de sales disueltas (deposición húmeda), a las que hay añadir el polvo y las sales acumuladas en el suelo (deposición seca) en los periodos secos, que posteriormente son lavadas en los periodos de lluvia. Como se ha comprobado en la caracterización del agua de lluvia que alcanza a la Sierra de Estepa, la facies predominante es la bicarbonatada cálcica, si bien existe una fuerte variabilidad en la concentración de estos iones y del sulfato. El agua de lluvia, hasta alcanzar el suelo, está en equilibrio con la presión parcial de CO<sub>2</sub> que hay en la atmósfera.

B) El grado de evaporación y transpiración que se produce, una vez que el agua de precipitación alcanza la superficie y se infiltra en el suelo, es proporcional al aumento de la concentración en el agua de lluvia, que, a su vez, está condicionado por la distribución y el tipo de vegetación, entre otros factores. Esta variabilidad espacial de la evapotranspiración implica una importante variabilidad del contenido iónico del agua en la zona no saturada, que posteriormente es bastante modulada en la zona saturada.

C) Las aguas de lluvia y, ocasionalmente, las que proceden de la fusión de la nieve, se infiltran, mayoritariamente, entre noviembre y febrero, cuando la temperatura media es de unos 10-12 °C. Éstas son pobres en dióxido de carbono ( $P_{CO_2} = 10^{-3.5}$ ), pero se enriquecen tras su paso por la zona no saturada del acuífero, incluidos el suelo y el epikarst. En las aguas de la Sierra de Estepa se han determinado presiones parciales de CO<sub>2</sub> comprendidas entre  $10^{-2.9}$  y  $10^{-1.6}$  atmósferas. Las principales zonas de recarga se sitúan en las altiplanicies existentes entre las cotas 650 y 840 m s.n.m., donde existen campos de lapiaz

y donde hay un mayor desarrollo del epikarst. La vegetación predominante en estos sectores, que puede incluir más de la mitad de la superficie total, consiste en formaciones de matorral denso y disperso, combinadas con arbolado.

D) La disolución de calcita es la principal reacción que se produce en estos acuíferos y se realiza de forma que:



Ésta es una reacción muy rápida y por ello la mayor parte de la calcita se disuelve en las zonas próximas a la superficie. En este sentido, Smith y Atkinson (1976) indican que entre el 50 y el 80 % de la disolución de macizos kársticos se produce en los diez primeros metros bajo la superficie del terreno. Sin embargo, esta reacción puede seguir produciéndose en zonas más profundas, debido a que existen vías preferenciales de flujo entre la zona de recarga y la zona saturada, que permiten que lleguen a esta última aguas subsaturadas en calcita.

E) La reacción de disolución de la dolomita es más lenta que la de la calcita y se hace más evidente cuando hay una proporción importante de dolomita en el acuífero y cuando aumenta el tiempo de residencia en el mismo. La disolución de dolomita incorpora calcio, magnesio y bicarbonato al agua subterránea y puede dar lugar a la sobresaturación y posterior precipitación de calcita, por lo que se produce una ligera disminución de calcio que provoca un aumento en la relación  $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$  en el sentido del flujo. A este proceso se le denomina disolución incongruente de la dolomita (Freeze y Cherry, 1979; Drever, 1997) y no juega un papel muy importante en los acuíferos de la Sierra de Estepa, debido a que las dolomías son mucho menos abundantes que las calizas.

F) La exsolución-disolución del  $\text{CO}_2$  se relaciona con cambios en la presión parcial de dióxido de carbono en la atmósfera de la zona no saturada, normalmente de carácter estacional. Es habitual que en las proximidades de las zonas de surgencia, en las que existe una buena comunicación con el exterior, se produzca una sobresaturación en calcita y, en ocasiones, en dolomita.

G) De todos los procesos hidroquímicos que ocurren en la Sierra de Estepa, es el de la mezcla que sin duda establece las diferencias más significativas del agua subterránea con las salmueras asociadas a los materiales detrítico evaporíticos del sustrato triásico. Los procesos geoquímicos en esta zona de mezcla son muy importantes, debido a las reacciones que se derivan de combinar dos aguas con diferente fuerza iónica, diferente presión parcial de CO<sub>2</sub> y diferente actividad iónica del calcio y del bicarbonato. La explotación de las aguas subterráneas y el descenso piezométrico provocan la recarga inducida de aguas salinas de los materiales acuitados triásicos.

H) Otro de los procesos hidroquímicos importantes en estos acuíferos es la dedolomitización. Este reacción irreversible, que ha sido descrita por distintos autores (Plummer, 1977; Hanshaw y Back, 1979), se debe a la incorporación de yeso a las aguas subterráneas de un acuífero calizo-dolomítico. Esta incorporación provoca la precipitación de calcita (debido al efecto ión común) y una subsaturación simultánea de dolomita. Por eso, la dedolomitización produce un aumento de la concentración de calcio y magnesio, a medida que aumenta el contenido en sulfato, y una estabilización o una ligera disminución simultánea del contenido en bicarbonato.

#### 8.4.8 MODELIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LOS ACUÍFEROS CARBONÁTICOS DE LA SIERRA DE ESTEPA

##### 8.4.8.1 Introducción

En este apartado se exponen los resultados de la modelización de los principales tipos de agua diferenciados en la Sierra de Estepa, realizada con el código PHREEQC (Parkhurst *et al.*, 1980).

Las concentraciones iónicas, el pH y los índices de saturación de las aguas que se han pretendido reproducir con la modelización hidrogeoquímica se indican en la Tabla 8.17.

El agua de lluvia que se ha tomado como representativa de la lluvia local corresponde al agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor instalado en el cerro de Becerrero; no se han considerado las muestras tomadas en el pluviocaptor de la Algaidilla, por los importantes aportes de polvo procedentes de las canteras y de los caminos próximos al punto de muestreo. Las muestras de agua, representativas de las aguas subterráneas de la Sierra de Estepa, se han determinado con el cálculo de los valores promedio de las muestras tomadas durante el periodo 2003-2006, en los distintos puntos de control que pertenecen a cada uno de los grupos diferenciados.

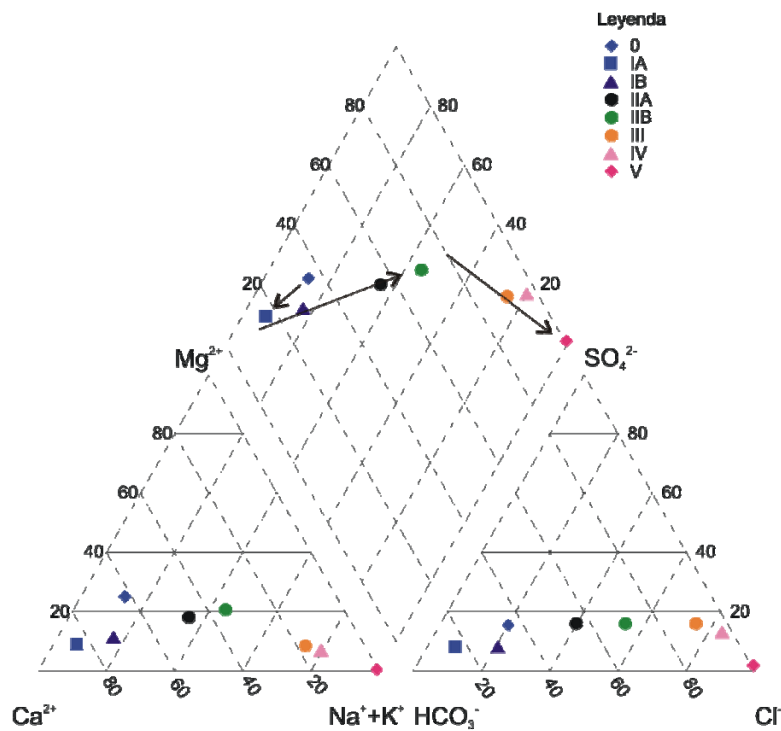
Tipo	Deno.	pH	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	PCO <sub>2</sub>	IScC	ISDol	ISGs
0	Lluvia	7,00	1,6	0,40	7,9	1,9	4,5	25,5	3,6	4,7	-3,50	-2,12	-4,50	-3,50
IA	Bece.A	7,30	7,9	0,28	88,4	5,7	13,1	232,9	30,6	17,7	-1,94	0,15	-0,54	-2,23
IB	Bece. B	7,40	19,5	0,41	76,6	7,3	33,3	238,7	33,9	17,7	-2,11	0,12	-0,42	-2,28
IIA	Águilas	7,23	81,9	0,69	97,2	22,4	132,9	299,4	31,7	72,2	-1,84	0,10	-0,08	-1,69
IIB	Pleites	7,41	140,2	1,83	98,0	34,7	260,5	254,7	43,3	102,8	-2,04	0,24	0,38	-1,59
III	Mingo	7,47	766,5	7,40	162,0	45,8	1132,4	259,4	63,8	322,6	-2,13	0,37	0,54	-1,12
IV	Hacho	7,34	2075,7	22,0	320,5	93,5	3228,7	228,5	44,8	673,2	-2,09	0,49	-0,78	-2,09
V	Salmuera	6,94	44287,3	1007,2	402,1	43,4	67254,5	99,6	0	1511,5	-2,19	-0,49	-1,46	-0,97

**Tabla 8.17.** Valores promedio de las aguas representativas del agua de lluvia local y de las aguas subterráneas de los distintos afloramientos jurásicos de la Sierra de Estepa. También se han incluido los valores promedio de los sondeos que captan salmueras triásicas en las inmediaciones de Pedrera.

Las aguas del TIPO IA y IB representan a las aguas subterráneas de la Sierra de Becerrero. Las primeras son las menos mineralizadas y las más bicarbonatadas cálcicas, mientras que las del TIPO IB son las más mineralizadas y las que tienen mayores proporciones de magnesio. En el cálculo de los valores promedio de ambos tipos de aguas se han considerado los muestreos realizados en los puntos de agua siguientes: manantiales de Fuente Roya y Ojo de Gilena, sondeos de abastecimiento a Gilena, Pedrera, Lora de Estepa y Estepa, los sondeos para uso agrícola e industrial Marqués, cantera Las Flores y los piezómetros Matagallá y Cruz 1. Los valores medios con los que se establecen las aguas TIPO IIA y IIB proceden de los análisis realizados en el sondeo de abastecimiento Casariche 1 y en el sondeo de uso agrícola de la Algaidilla, respectivamente. Las primeras representan al acuífero de la Sierra de Águilas-Guinchón y las segundas al de la Sierra de Pleites. Las aguas TIPO III se han determinado con el cálculo de los valores medios de las muestras tomadas en el acuífero de Mingo, en el afloramiento del mismo nombre, y las de TIPO IV son las del sondeo del Hacho, situado en el acuífero del Hacho de Lora.

En la Tabla 8.17 se han incluido las aguas de TIPO V, que representan a la salmuera muestreada en las explotación salinera de Pedrera. Los sondeos ubicados en la salina de Pedrera, situada 1,8 km al suroeste de la localidad de Pedrera, junto al río Salado, captan distintos niveles de halita, intercalados en las margas y arcillas triásicas del Manto de Antequera - Osuna. Las muestras facilitadas fueron analizadas el mismo día del muestreo por los procedimientos habituales, en el laboratorio C+E ANALÍTICA; los valores de temperatura y pH se determinan in situ.

En la Figura 8.29 se muestra un gráfico de Piper, en el que se han representado los distintos tipos de agua cuyas características hidroquímicas se ha intentado modelizar, así como las aguas representativas del agua de lluvia local y de la salmuera asociada a los materiales triásicos.



**Figura 8. 29.** Representación en el diagrama de Piper del agua de lluvia local y de las aguas subterráneas representativas de los distintos afloramientos jurásicos de la Sierra de Estepa. Se ha añadido la salmuera asociada a los sondeos ubicados en la explotación salinera de Pedrera. El sentido de la flecha indica una evolución hidroquímica más intensa.



#### 8.4.8.2 Esquema general del modelo hidrogeoquímico propuesto

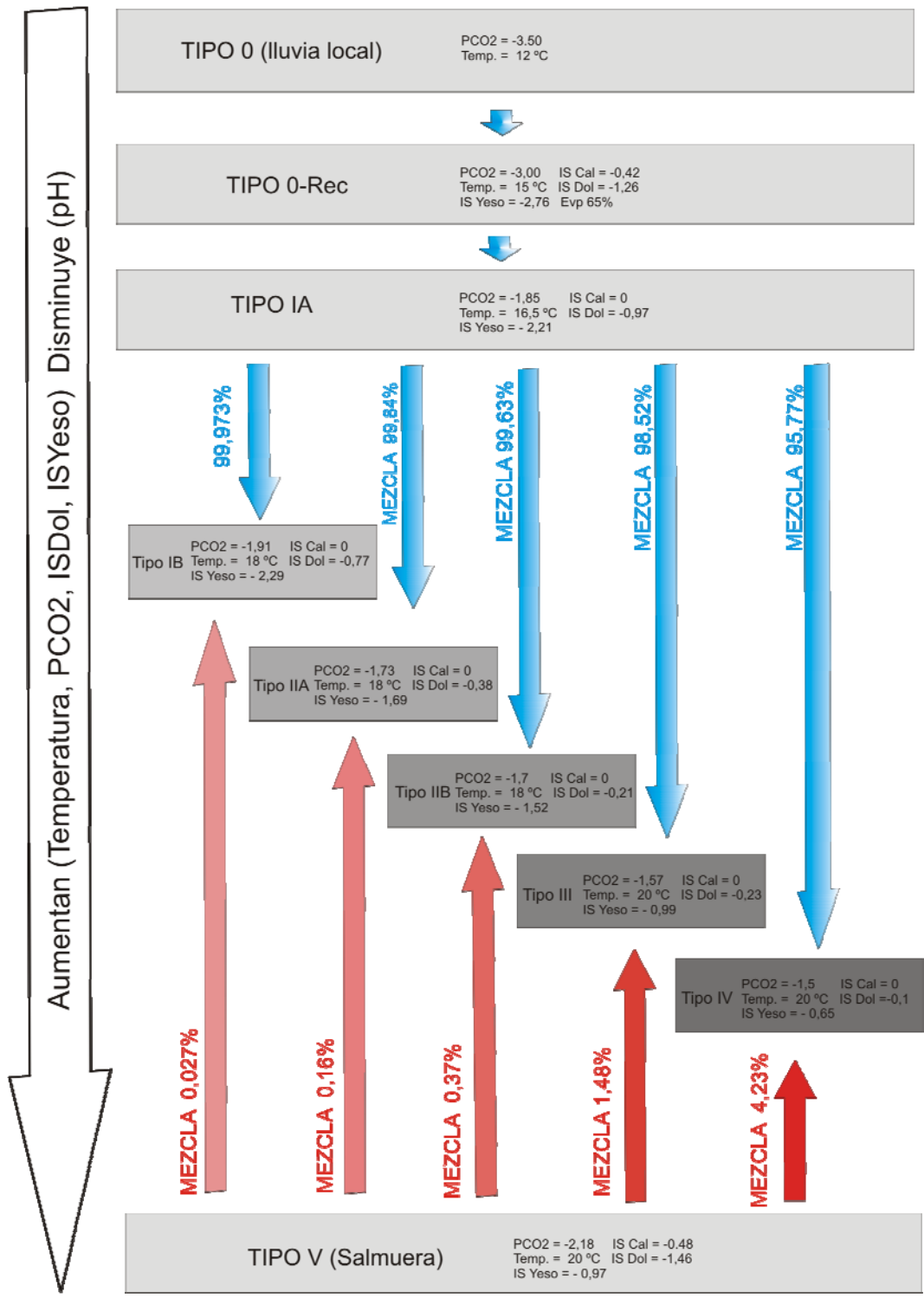
En el modelo realizado se ha considerado que los materiales acuíferos sólo están formados por calcita y dolomita, aunque se admite la posibilidad de disolver yeso, cuando los acuíferos tienen un reducido espesor saturado y sus aguas están en contacto con los materiales detrítico-evaporíticos del sustrato, o bien cuando han circulado cerca o por el muro del acuífero.

Debe ser destacado que, para conseguir modelizar las aguas más mineralizadas de estos acuíferos, ha sido necesario recurrir a simular la mezcla del agua subterránea de los acuíferos jurásicos con las de la salmuera asociada a los materiales triásicos. Se ha requerido mezclar un agua no afectada por procesos de mezcla, muestreada en el sector central de la Sierra de Estepa, poco mineralizada y con facies bicarbonatada cálcica, con el agua de una salmuera, muestreada en los sondeos de las salinas de materiales triásicos de Pedrera. Los porcentajes de participación de la salmuera necesarios para explicar las concentraciones de cloruros del agua subterránea de los acuíferos jurásicos han estado comprendidos entre el 0,0027% de la Sierra de Becerrero y el 4,23 % del Hacho de Lora.

Los procesos hidroquímicos considerados, para conseguir reproducir los distintos tipos de aguas subterráneas, han sido:

1. Aportes atmosféricos concentrados por evaporación
2. Disolución de CO<sub>2</sub> atmosférico y de la zona no saturada
3. Disolución de calcita y dolomita en sistema abierto
4. Disolución de yeso (dedolomitización)
5. Mezcla con la salmuera ligada a los materiales triásicos
6. Exsolución de CO<sub>2</sub> en las proximidades de los manantiales o durante el muestreo en los sondeos.

En la Figura 8.30 se presenta el esquema hidroquímico general de la Sierra de Estepa, elaborado a partir de las observaciones de campo y de los datos de laboratorio, que ha servido de base para la modelización hidroquímica de las aguas subterráneas.



**Figura 8. 30.** Esquema general seguido para la modelización hidroquímica de los principales tipos de agua de la Sierra de Estepa. Se considera que el agua en las condiciones iniciales es el agua de lluvia local y en alguno de los sistemas, y como consecuencia de la explotación intensiva de los acuíferos, se considera la mezcla con salmueras asociadas al sustrato detrítico- evaporítico.

### 8.4.8.3 Comparación entre los valores simulados y los reales

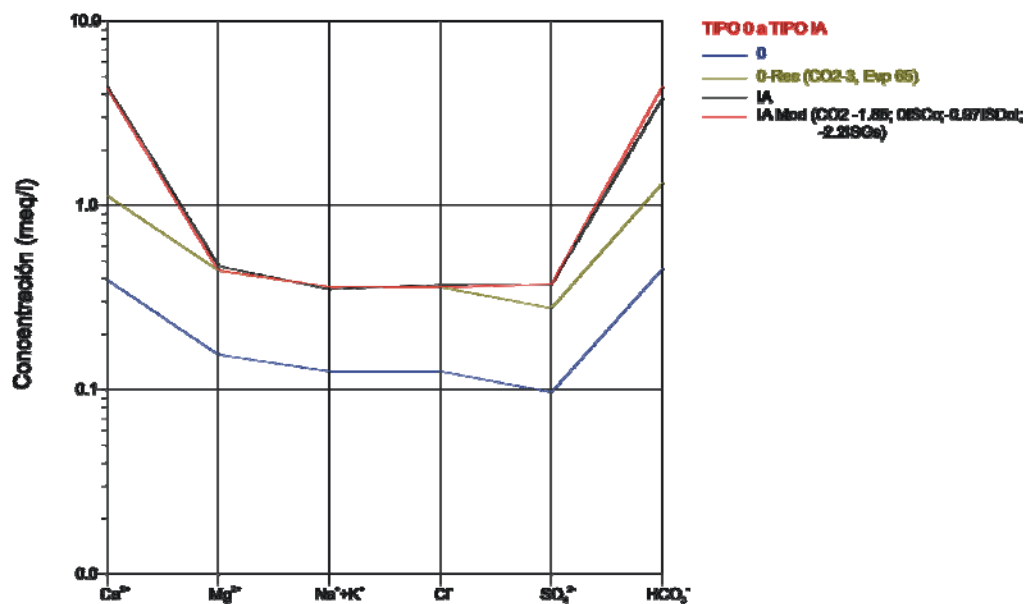
En este apartado se describe el proceso de calibrado del modelo, que se ha realizado de forma iterativa, simulando numerosas interacciones entre las fases sólida, líquida y gaseosa, que se presentan en figuras, en las que se compara la concentración iónica de las muestras que se pretenden reproducir y la concentración que resulta de la modelización.

Para conseguir que las soluciones resultantes reprodujeran hasta donde fuera posible a las aguas problema, se ha controlado la presión parcial de CO<sub>2</sub>, los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso y el porcentaje de mezcla con la salmuera.

Los diagramas elegidos para contrastar los resultados del modelo con el agua que se pretende reproducir consisten en diagramas de Schoeller, en los que se acompaña una leyenda que explica las interacciones aplicadas, que se resumen de la siguiente manera: CO<sub>2</sub> -2.1 (agua equilibrada con el CO<sub>2</sub> de suelo y de la zona no saturada, a una presión parcial de 10<sup>-2.1</sup> atm), Evp65% (Evaporación del 65% del volumen de agua original), Sond 98/Salm 2 (mezcla de un 98% del aguas del sondeo con un 2% de la salmuera), -1,5 ISDol (índice de saturación en dolomita de -1,5). Las siglas de las distintas fases consideradas corresponden a: Cc (calcita), Dol (Dolomita), Gs (yeso), CO<sub>2</sub> (g) (CO<sub>2</sub> gas).

En todos los casos se compara la concentración iónica del agua problema que se pretende modelizar con el agua problema que proporciona el código PHREEQC. Sin embargo, en la Sierra de Estepa, no se dispone de información del agua de recarga antes de que alcance la zona saturada del acuífero. Para conseguir un agua representativa del agua de recarga en un acuífero, debería muestrearse el medio no saturado en su parte inferior, por encima del nivel freático, cuestión extremadamente compleja en acuíferos como los investigados, debido al considerable espesor de la zona no saturada en algunos sectores y a la importante variabilidad temporal del nivel piezométrico. Las muestras del agua tipo IA corresponden, en su mayoría, a sondeos poco penetrantes, en los que existen flujos verticales descendentes, por lo que se pueden considerar como muy representativas del agua de recarga local.

La reproducción de las aguas IA se ha realizado en dos pasos. En el primero se ha concentrado el agua de lluvia local (TIPO 0), hasta conseguir una concentración de cloruros similar a la del agua IA (ha sido necesario considerar la evaporación del 65 % del volumen de agua de la muestra). La presión parcial de  $\text{CO}_2$  del agua de lluvia, de  $10^{-3.5}$  atm, se pasó a  $10^{-3}$  atm, que es un valor frecuente en los meses en los que se produce la recarga en la Sierra de Estepa, según el criterio establecido por Brook *et al.* (1983). La temperatura se elevó de 12 a 15° C, valor que corresponde a la temperatura media atmosférica en las principales zonas de recarga. De esta forma se consiguió la composición 0-Rec, que se supone representativa del agua tras su paso por la zona edáfica y el epikarst de los acuíferos de la Sierra de Estepa. En el segundo paso, en el que se genera el agua IA, se han aplicado los siguientes índices de saturación: 0 ISCal, -0,97 ISDol y -2,21Gs y una  $\text{PCO}_2$  de -1,85. El paso del agua O-Rec al IAMod implica disolver 1,542 mmol/l de calcita, 0,002 mmol/l de dolomita y 0,05 mmol/l de yeso, para alcanzar los contenidos en bicarbonatos, calcio y sulfato del agua IA. Los contenidos calculados de cloruros, sodio + potasio y magnesio se reproducen bien mediante la concentración del agua de lluvia (Figura 8.31). El ligero exceso de sulfatos del agua IA respecto a la 0-Rec puede deberse a cierta influencia en las aguas explotadas durante los periodos de sequía de los materiales detrítico-evaporíticos del sustrato y los bordes de este acuífero.



**Figura 8.31.** Representación de las muestras de agua de lluvia local (tipo 0), de la lluvia evaporada (65%) y equilibrada con una presión parcial de  $\text{CO}_2$  de  $10^{-3}$  atm y del agua subterránea medida y calculada de TIPO IA.

Por tanto, es factible considerar que la mayor parte del contenido iónico de las aguas de tipo IA, con excepción de los bicarbonatos y el calcio, procede del agua de lluvia que se infiltra, previamente concentrada por evaporación. Por otro lado, el grado de evaporación aplicado a la muestra (65%) es coherente con el que resulta con la evaluación de la recarga (60%) mediante métodos hidrometeorológicos e hidrodinámicos (Martos-Rosillo *et al.*, 2006b). El 5% de diferencia entre ambas cifras se debe, muy probablemente, a que el contenido en cloruros considerado en el agua IA es ligeramente mayor que el real, debido a que algunas muestras consideradas en el cálculo de los valores medios pueden estar ligeramente afectadas por procesos de contaminación o por mezcla con aguas más salinas, procedentes de los bordes del acuífero jurásico.

Para la simulación de la composición química del resto de aguas consideradas en el esquema de la Figura 8.30, se ha mezclado el agua del tipo IA Mod, que se considera representativa del agua de recarga local de todos los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, con las salmuera asociadas a los materiales del sustrato detrítico-evaporítico, hasta reproducir las concentraciones de cloruros de las aguas tipo de cada acuífero. Posteriormente, se ha simulado la reacción del agua resultante de la mezcla con una serie de fases minerales (calcita, dolomita y yeso) y gaseosas ( $\text{CO}_2$ ) y se han controlado los índices de saturación, hasta conseguir una solución con las concentraciones iónicas lo más parecidas posible a las del agua problema.

En la Figura 8.32 se representa la muestra IB, que se considera representativa de las aguas más evolucionadas de la Sierra de Becerrero. Esa muestra se compara con la reproducida (IB Mod) y se representa junto al agua de partida IA Mod. Para reproducir la muestra problema, ha sido necesario mezclar un 99,973% de agua IA Mod con un 0,027% de salmuera y aplicar los siguientes índices de saturación: 0 ISCa, -0,77 ISDoI, -2,29 ISGs y una  $\text{PCO}_2$  de -1,91. El paso del agua IAMod al IBMod implica precipitar 0,28 mmol/l de calcita y disolver 0,097 mmol/l de dolomita y 0,014 mmol/l de yeso. A partir de los procesos citados, se reproducen bien las concentraciones de todos los iones mayoritarios del agua tipo IB, con la excepción del sodio y el potasio, que presentan un ligero exceso en el agua que resulta del modelo.

El agua IIA representa el agua subterránea de la Sierra de Águilas-Guinchón. El ajuste conseguido con la simulación hidroquímica (IIA Mod) reproduce, con bastante fidelidad, el agua muestreada (Fig. 8.33). Para su reproducción se ha mezclado un 99,84% del agua IA Mod con 0,16% de la salmuera. Posteriormente, se han modificado los índices de saturación de calcita (0), dolomita (-0,38) y yeso (-1,69) y la presión parcial de dióxido de carbono (-1,73). El paso del agua IAMod a la IIA implica la precipitación de 1,03 mmol/l de calcita y la disolución de 0,66 mmol/l de dolomita y 0,52 mmol/l de yeso, respectivamente. Al igual que en el caso anterior, resulta también un exceso de sodio y potasio en el agua reproducida, que se puede explicar por la existencia de procesos de intercambio iónico.

Para la reproducción del agua IIB (Fig. 8.34), que representa a las aguas subterráneas de la Sierra de Pleites, se ha mezclado un 99,63% del agua IA Mod con un 0,37% de salmuera. Posteriormente, se han aplicado los índices de saturación siguientes: 0 ISCal, -0,21 ISDol, -1,52 ISGs y una presión parcial de CO<sub>2</sub> de -1,7. El balance de masa necesario para transportar el agua de tipo IAMod en la IIBMod implica disolver 1,12 mmol/l de dolomita y 0,92 mmol/l de yeso y la precipitación de 1,82 mmol/l de calcita.

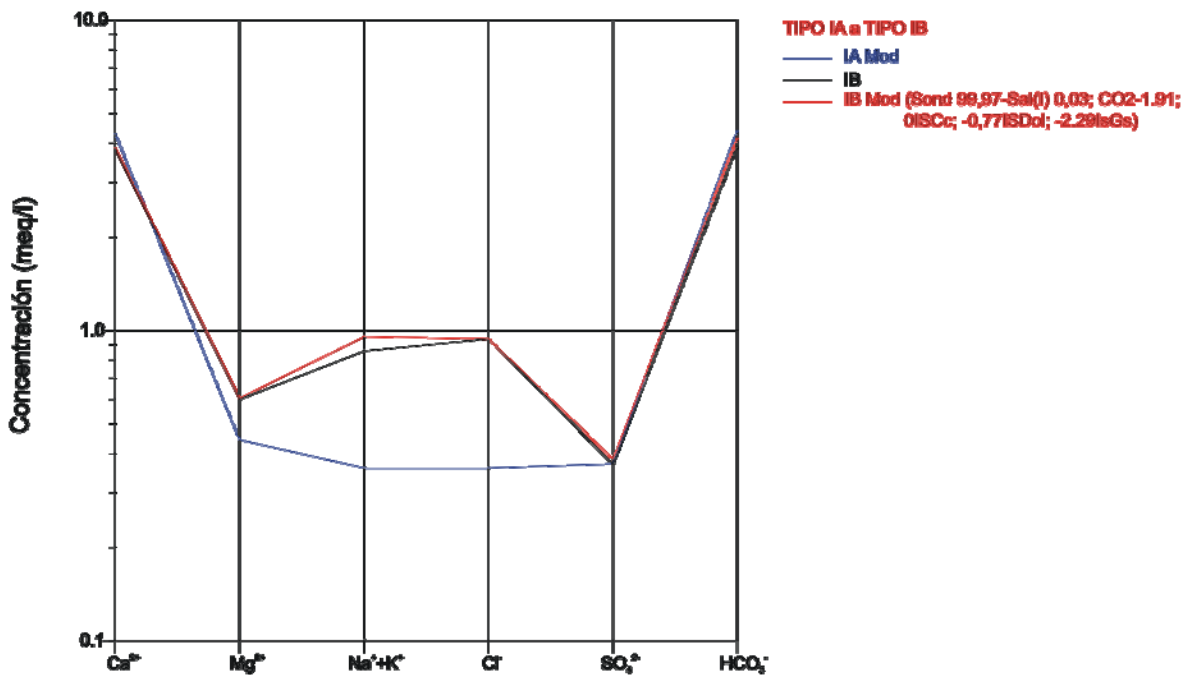


Figura 8.32. Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IB y IB Mod.

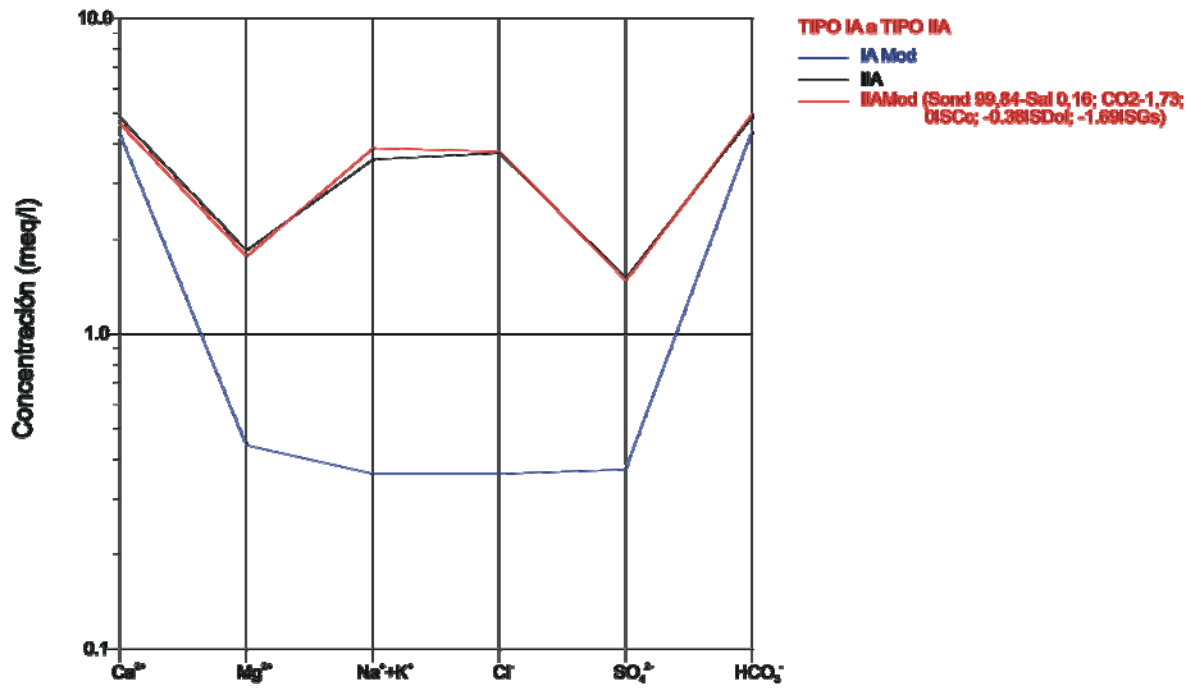


Figura 8.33. Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IIA y IIA Mod.

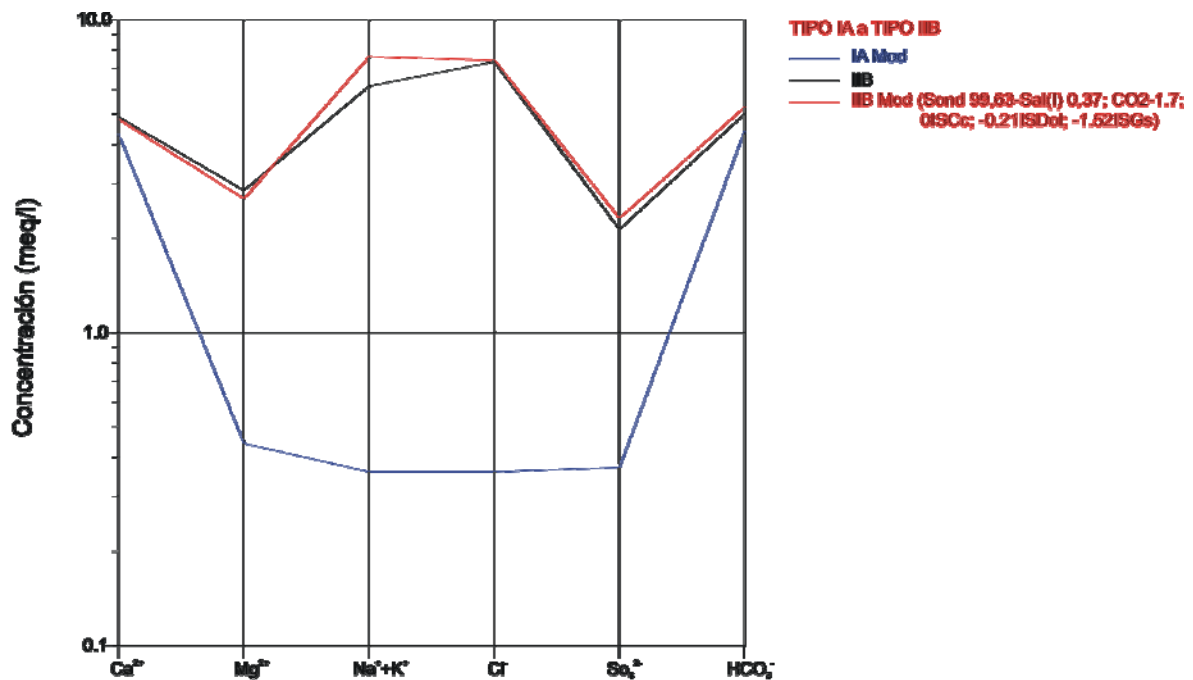


Figura 8.34. Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IIB y IIB Mod.

El agua representativa del acuífero de Mingo es la de tipo III (Fig. 8.35). Al igual que en los casos anteriores, se ha reproducido mezclando el agua IA Mod con la salmuera muestreada en la salinas de Pedrera, con unos porcentajes del 98,62% y del 1,48%, respectivamente. Una vez realizada la mezcla, se han modificado los índices de saturación (0 ISCal, -0,23IS Dol, -0,99 ISGs) y la  $PCO_2$  (-1,57). En este caso, para reproducir el agua de tipo III, se ha requerido la disolución de 1,684 mmol/l de dolomita y 2,937 mmol/l de yeso y la precipitación de 3,109 mmol/l de calcita.

Por último, se ha intentado simular el origen del agua IV, que es la representativa del acuífero del Hacho de Lora, mediante los mismos procedimientos que en las aguas del tipo IB, IIA, IIB y III. Sin embargo, no ha sido posible conseguir unos resultados aceptables, debido a que la composición química de la salmuera no lo permite. En efecto, después de determinar el porcentaje de mezcla, utilizando el ión cloruro, se disolvía yeso hasta alcanzar la concentración del agua problema. En esta fase, seguía faltando calcio para conseguir un buen ajuste con la concentración de sulfatos de la muestra problema. El aumento de la presión parcial de  $CO_2$  permitía alcanzar las concentraciones de calcio deseadas; sin embargo, eran necesarios entonces valores excesivamente altos de la presión parcial de dióxido de carbono, mayores a  $10^{-1}$  atm; además, en esas condiciones, el contenido en bicarbonato que proporcionaba el modelo resultaba muy alto, hasta el punto de que llegaba incluso a duplicar el contenido real de la muestra tipo IV.

El mejor ajuste que se consigue con una presión parcial de  $CO_2$  de -1.50 implica una mezcla de 4,23% de salmuera y 95,77% del agua IA Mod y unos índices de saturación de calcita, dolomita y yeso de 0, -0,1 y -0,05, respectivamente. Con todo, para conseguir los contenidos reales del agua IV, faltan 90 mg/l de calcio, que implican un mayor contenido de este ion, y probablemente de los sulfatos, en la salmuera asociada a los materiales triásicos del muro y de parte de los bordes del acuífero del Hacho de Lora.



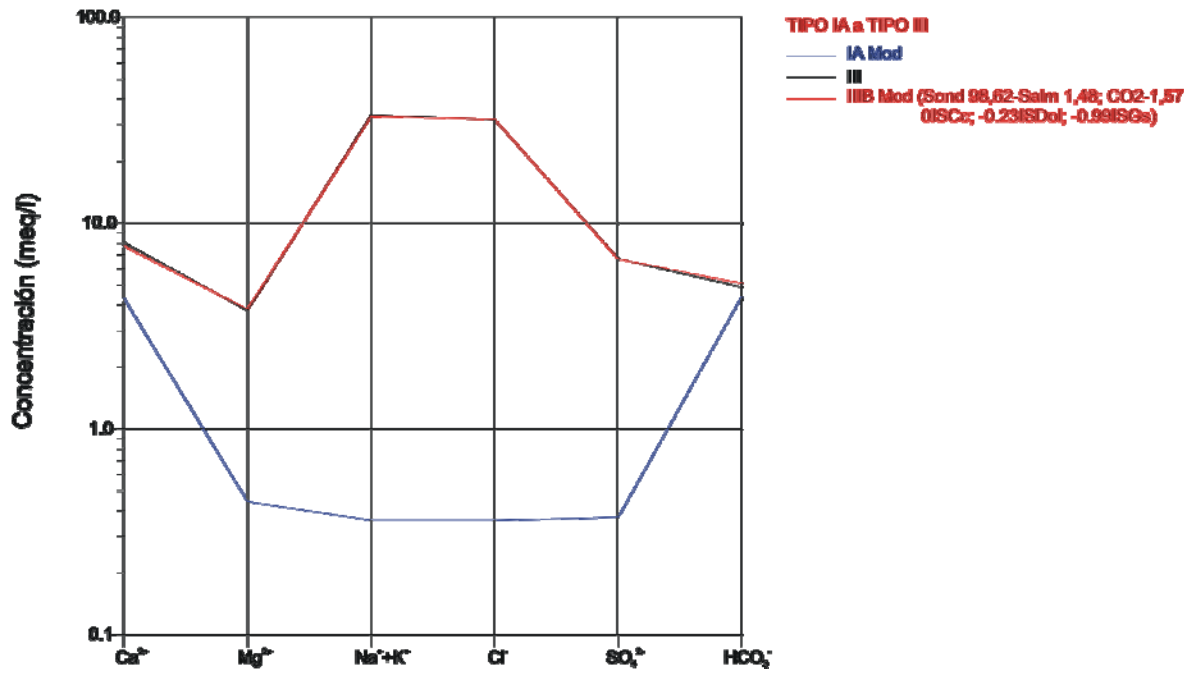


Figura 8.35. Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, III y III Mod.

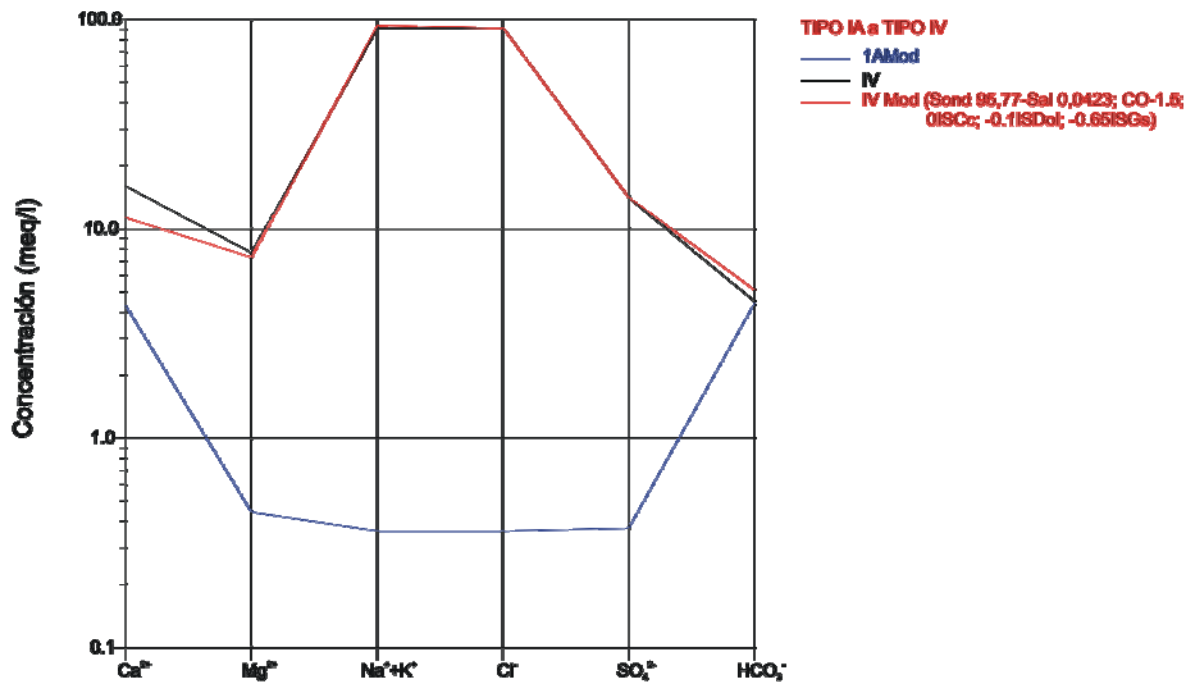


Figura 8.36. Representación de las muestras de aguas subterráneas IA Mod, IV y IV Mod.

#### **8.4.8.4 Resultados de la modelización de la evolución hipotética del agua subterránea en la sierra de estepa**

La utilización de PHREEQC ha permitido reproducir las características físico- químicas de los principales tipos de aguas subterráneas de los acuíferos de la Sierra de Estepa, a partir de la composición media del agua de lluvia local y de las aguas salinas asociadas a los materiales detrítico-evaporíticos del sustrato triásico.

Una vez reproducidos los tipos de agua, se propone un modelo de evolución hidrogeoquímica, con el que se demuestra la repercusión de la explotación intensiva de estos acuíferos en las características físico-químicas de las aguas subterráneas. Este modelo se esquematiza en la Figura 8.37 y en la Tabla 8.18.

Se parte del agua de lluvia local equilibrada con una presión parcial de CO<sub>2</sub> de 10<sup>-3.5</sup> y una temperatura de 12 °C. Al atravesar el suelo y la zona no saturada, aumenta la temperatura, a 16,5 °C, la presión parcial de CO<sub>2</sub>, a 10<sup>-1.85</sup> atm, y el contenido de todos los iones mayoritarios por efecto de la evaporación del 65% del agua de lluvia. Este proceso sería el responsable de la concentración de todos los iones mayoritarios del agua, con excepción del bicarbonato y el calcio, que se presentan en mayor proporción, debido a la rápida disolución de la calcita, que en su mayor parte se produce en la zona no saturada. El balance de masas en este primer estadio de las aguas subterráneas está controlado por el aporte atmosférico del agua de lluvia y su posterior concentración por evaporación y por la disolución de calcita.

Para simular la transición del agua IA a la IB, es necesario considerar la mezcla el agua IA con el agua de la salmuera, habida cuenta del contenido en cloruros del agua IB. En realidad, este proceso de mezcla sólo se produce en los sondeos que explotan el acuífero de la Sierra de Becerrero cerca del contacto con los materiales triásicos, durante los periodos secos. El balance de masa de este paso implica mínimas disoluciones de dolomita y yeso y una ligera precipitación de calcita.

Debe entenderse que en los siguientes pasos que se muestran en la Figura 8.37 están implicados distintos acuíferos, sin conexión hidrogeológica entre ellos, y que por lo tanto representan el grado de afección provocado por la explotación intensiva de los acuíferos y no los procesos hidrogeoquímicos que se producen en un mismo acuífero en el sentido del flujo subterráneo.

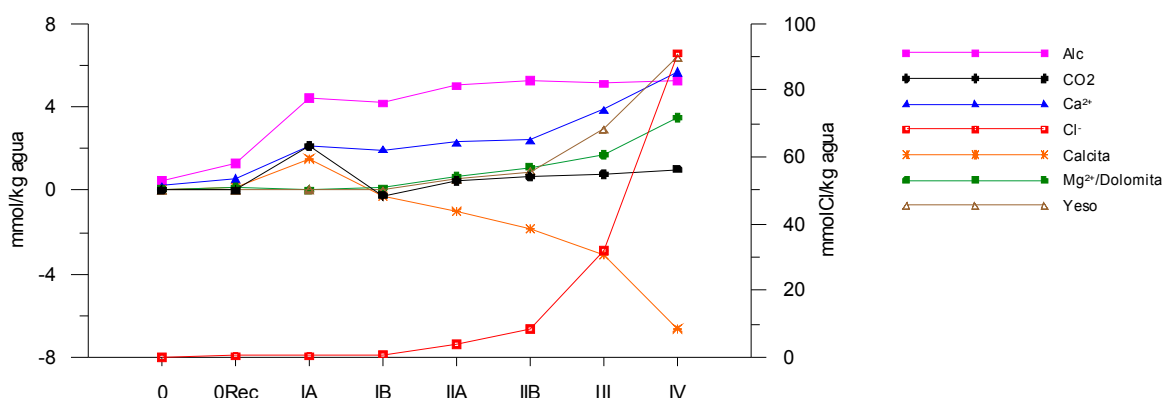
	<b>0</b>	<b>0Rec</b>	<b>IA</b>	<b>IB</b>	<b>IIA</b>	<b>IIB</b>	<b>III</b>	<b>IV</b>
Temp.	<b>12,0</b>	<b>15,0</b>	<b>16,5</b>	<b>18,0</b>	<b>18,0</b>	<b>18,0</b>	<b>20,0</b>	<b>20,0</b>
LogPCO <sub>2</sub>	<b>-3,50</b>	<b>-3,00</b>	<b>-1,85</b>	<b>-1,91</b>	<b>-1,73</b>	<b>-1,70</b>	<b>-1,57</b>	<b>-1,50</b>
pH	7,87	7,84	7,22	7,26	7,14	7,13	6,97	6,86
Alc (meq/kg)	0,42	1,32	4,41	4,17	5,00	5,26	5,10	5,23
Ca <sup>2+</sup>	0,20	0,56	2,16	1,94	2,32	2,40	3,87	5,68
Mg <sup>2+</sup>	0,08	0,22	0,22	0,30	0,82	1,34	1,91	3,65
S	0,05	0,14	0,19	0,19	0,73	1,16	3,34	7,03
Cl <sup>-</sup>	0,13	0,36	0,36	0,94	3,79	8,29	32,07	90,98
Calcita	0,07	0,13	1,54	-0,29	-1,03	-1,82	-3,11	-6,60
Dolomita	0,08	0,14	0,00	0,10	0,66	1,12	1,68	3,50
Yeso	0,00	0,00	0,05	0,01	0,52	0,92	2,94	6,37
CO <sub>2</sub>	0,00	0,00	2,11	-0,24	0,45	0,63	0,79	1,02
ISCalcita	<b>0,00</b>	<b>-0,42</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>
ISDolomita		<b>-1,25</b>	<b>-0,97</b>	<b>-0,77</b>	<b>-0,38</b>	<b>-0,21</b>	<b>-0,23</b>	<b>-0,10</b>
ISYeso		<b>-2,76</b>	<b>-2,22</b>	<b>-2,29</b>	<b>-1,69</b>	<b>-1,52</b>	<b>-0,99</b>	<b>-0,65</b>

**Tabla 8.18.** Evolución probable del agua subterránea en los acuíferos jurásicos de la Sierra de Estepa. Los distintos contenidos en elementos y fases minerales o gaseosas están expresados en mmol/kg agua. En el caso de las fases, las cifras se refieren a la cantidad que reacciona; cuando se disuelve, el signo es positivo, y cuando precipita, negativo. Las cifras en negrita fueron impuestas en la simulación. Los restantes valores se han obtenido con el modelo PHREEQC.

Los acuíferos en los que las características físico-químicas de sus aguas han sido más afectadas por la explotación intensiva son, de menos a más afectados, los de Becerrero (IA y IB), Águilas-Guinchón (IIA), Pleites (IIB), Mingo (III) y Hacho de Lora (IV). El grado de afección se refleja en el porcentaje de mezcla con las aguas salinas del sustrato. De igual forma, los acuíferos con las aguas más mineralizadas también tienen mayores contenidos en sulfatos, calcio y magnesio, puesto que en ellos se explotan aguas más profundas, próximas a la interfase entre el agua salada del sustrato y el agua de los materiales jurásicos, donde tienen lugar preferentemente los procesos de dedolomitización.

Las tendencias evolutivas que se observan en los acuíferos más afectados por la explotación intensiva son consecuencia de la disolución de halita y de la reacción de dedolomitización. Los altos contenidos en cloruros son atribuibles a la disolución de halita del sustrato detrítico–evaporítico, en donde también se encuentra el yeso que provoca la avanzada dedolomitización que afecta a las aguas de los acuíferos más intensamente explotados.

La citada disolución de yeso lleva aparejado un considerable incremento del contenido en calcio, pese a la precipitación de calcita, que a su vez provoca la disminución del valor del pH del agua, que favorece el incremento de la presión parcial de CO<sub>2</sub>. Al mismo tiempo, las aguas más evolucionadas están más saturadas en dolomita, por lo que la mayor afección implica un aumento de la concentración de magnesio disuelto en el agua. En general, en los acuíferos más afectados, la diferencia de yeso y dolomita disuelta con respecto a la calcita precipitada se hace mayor, lo que implica mayores contenidos en calcio disuelto.



**Figura 8.37.** Representación gráfica de los resultados de la modelización de la evolución hipotética del agua subterránea en la Sierra de Estepa

El modelo permite prever la evolución hidroquímica del agua subterránea en los distintos acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa. En definitiva, la explotación intensiva de los acuíferos de la Sierra de Estepa provoca una mezcla con la salmuera asociada al sustrato triásico y procesos de dedolomitización, con el consiguiente aumento de la mineralización, que reduce la calidad del agua para distintos usos.

Los procesos de dedolomitización parecen tener lugar preferentemente en la base de los acuíferos jurásicos, donde sus aguas se mezclan con las del acuitardo triásico y en donde como resultado de dichos procesos se suelen encontrar dolomías con textura carniolar, como las de los testigos de los sondeos de investigación Martillo (1541/4/0062) y Cañada Honda (1541/4/0060), en los que se puede apreciar este tipo de alteración (fotografías 4.4 y 4.5).



**Fotografías 8.4 y 8.5.** Detalle de las dolomías con textura carniolar en los testigo de los sondeos de investigación Martillo y Cañada Honda.

#### 8.4.9 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA. MODELO CONCEPTUAL

Los acuíferos de la Sierra de Estepa son recargados, fundamentalmente, por la infiltración directa del agua de lluvia; no obstante, y debido a la intensa explotación a la que están sometidos, se produce una recarga inducida desde los materiales acuitados y acuíferos del sustrato y de los bordes, y que, pese a ser poco importante desde el punto de vista cuantitativo, tiene una notable influencia en la salinidad final del agua subterránea.

En la Sierra de Estepa, la caracterización hidroquímica del agua de lluvia local ha permitido comprobar que se trata de un agua de facies, fundamentalmente, de tipo bicarbonatada cálcica y bicarbonatada clorurada cálcica magnésica, con una conductividad eléctrica media y una desviación estándar asociada de  $75\pm 52$   $\mu\text{S}/\text{cm}$ , respectivamente. Durante la infiltración del agua de lluvia en los acuíferos investigados, se disuelven dióxido de carbono y ácidos procedentes de la descomposición de la materia orgánica y el agua se vuelve más agresiva, lo que le permite atacar a los materiales que constituyen el acuífero. A su vez, se produce un incremento en la concentración de todos los elementos disueltos en el agua de lluvia, por efecto de la transpiración y de la evaporación, que será menos manifiesto en las aguas de infiltración rápida, que percolan por las vías de circulación preferencial. En la Sierra de Becerrero, la evaporación media que afecta al agua de lluvia es del orden del 65%. La simulación del aumento de la concentración por evaporación del agua de lluvia local, con el código PHREEQC, confirma las concentraciones de cloruro, sodio, magnesio y sulfato que existen en el sector central de la Sierra de Becerrero, que, de todos los acuíferos de la Sierra de Estepa, es el menos afectado por la explotación intensiva.

Las aguas cargadas en dióxido de carbono, a su paso por la zona edáfica y por la zona no saturada del acuífero, atacan y disuelven progresivamente a los minerales que forman los materiales acuíferos de la Sierra de Estepa, que son, fundamentalmente, la calcita y la dolomita, esta última en menor proporción.

Las calizas de la formación Camarena, que es la más representada en la unidad geológica de Becerrero, son aprovechadas industrialmente por su considerable pureza. Los porcentajes de  $\text{SiO}_2$  y de  $\text{Mg}^{2+}\text{O}$  son inferiores al 1 y al 0,13 %, respectivamente (Ortiz *et al.*, 1995). En la formación Gavilán, que es la más potente y de afloramientos más extensos, de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, también es la calcita el mineral más representado. La dolomita tan sólo se identifica en proporciones reseñables en los tramos situados en la base de las formaciones citadas.

La disolución de la calcita es una reacción muy rápida, por lo que, como ha quedado confirmado con la modelización hidrogeoquímica, tiene lugar sobre todo en los primeros metros del subsuelo, lo que explica la intensa karstificación que afecta a los afloramientos, con la consiguiente aparición de un epikarst bastante desarrollado. La penetración de las aguas subsaturadas en calcita por las vías preferenciales de flujo, que se extienden hasta la superficie o que se disponen verticalmente bajo el epikarst (detectadas con la investigación sísmica de refracción y con las testificaciones de los sondeos), facilita un flujo vertical rápido, en el que prosigue la disolución de calcita y el desarrollo de la red de conductos kársticos. Pero también se puede producir la precipitación de calcita, debido al descenso de carácter local o estacional de la presión parcial de  $\text{CO}_2$ . Durante los episodios lluviosos, a través de esta red de conductos pueden infiltrarse importantes volúmenes de agua que producen la dilución del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera de los conductos kársticos, lo que origina una disminución del contenido en bicarbonato y en calcio de las aguas subterráneas, como ha quedado demostrado al estudiar la evolución temporal de los parámetros fisico-químicos de las aguas subterráneas de todos los acuíferos de la Sierra de Estepa.

En la zona saturada de los acuíferos de la Sierra de Estepa se comprueba que los puntos ubicados en las zonas de descarga son los que presentan mayores presiones parciales de dióxido de carbono; además, se produce un aumento de la temperatura del agua y de la disolución de la dolomita en el sentido de flujo subterráneo, procesos que son mas o menos importantes según sea el tiempo de tránsito del agua en el acuífero.

Las aguas que están próximas al contacto de los materiales jurásicos con el sustrato detrítico evaporítico triásico o que han circulado por el muro del acuífero y disuelven yesos de estas formaciones provocan el proceso de dedolomitización, que se comprueba con la alteración de las dolomías situadas en la base de los afloramientos jurásicos, identificadas con los testigos de los sondeos de investigación minera y con las diagrafas realizadas en los sondeos Martillo, Cañada Honda y Pastores II. Este proceso de dedolomitización se manifiesta claramente en las aguas de los acuíferos del Hacho de Lora y de Mingo y también se puso en evidencia con el muestreo realizado durante la ejecución del sondeo Pastores II, en el sector central de la Sierra de Becerrero.

Hasta aquí todos los procesos son los que cabría esperar en los acuíferos carbonáticos de este ámbito climático y geológico; sin embargo, el uso intensivo de estos acuíferos provoca una serie de modificaciones hidrodinámicas que repercuten en los procesos hidroquímicos que tienen lugar en la zona saturada.

La fuerte explotación, el reducido tamaño de los acuíferos de la Sierra de Estepa y la gran difusividad hidráulica de los materiales favorecen que el efecto hidrodinámico de las extracciones se propague de forma rápida en cada uno de los sistemas acuíferos. Se produce entonces un descenso del potencial hidráulico para adaptarse a las nuevas condiciones hidrodinámicas, que impide, durante la mayor parte del tiempo, que la descarga de estos sistemas se realice por los manantiales. En esta nueva situación, la red de conductos kársticos queda desconectada y el gradiente hidráulico, que en régimen natural favorecía el flujo desde los materiales carbonáticos hacia sus bordes se invierte, se crean las condiciones hidrodinámicas para que se produzca la mezcla con las aguas subterráneas de los materiales acuitados y acuíferos que se sitúan en el sustrato y en los bordes de los acuíferos.

La presencia de materiales detrítico-evaporíticos, tanto en la base de las unidades geológicas de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa, como en el Manto de Antequera –Osuna favorece que las aguas salinas ligadas a estas formaciones se mezcla con el agua de los acuíferos carbonáticos, lo que influye decisivamente en las características hidroquímicas del agua subterránea.



Los procesos de mezcla son diferentes según el grado de explotación intensiva que se realiza en el acuífero y según el tiempo de residencia del agua en cada sistema.

En los acuíferos en los que la explotación se aproxima a la recarga media del sistema, pero no la supera, el potencial hidráulico desciende para alcanzar un nuevo equilibrio en esta nueva situación hidrodinámica; sin embargo, durante los periodos de sequía, que son más duraderos que los periodos lluviosos, el nivel continúa descendiendo hasta que tiene lugar un nuevo periodo de recarga. El descenso del potencial hidráulico que se origina en las épocas de sequía favorece la recarga inducida desde los materiales situados en los bordes del acuífero, de forma que en los sondeos próximos a esos sectores se produce una mezcla con aguas más mineralizadas (es el caso del sondeo de abastecimiento a Pedrera). Al mismo tiempo se movilizan las aguas más profundas de los acuíferos jurásicos en donde los contenidos de sulfato, calcio y magnesio son mayores que los de las aguas más someras, debido a la dedolomitización que se produce en la zona de contacto entre los materiales jurásicos y el sustrato triásico.

En los acuíferos en los que la explotación es mayor que la recarga media del sistema el descenso de la superficie piezométrica no se estabiliza, de forma que con el paso de tiempo la diferencia de potencial hidráulico entre el sistema carbonático y los materiales acuíferos-acuitardos de sus bordes y de su base aumenta, lo que hace que se incremente el flujo de salmuera hacia el acuífero carbonático. Esta situación es la que se ha producido en el antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa, que explotaba una pequeña lámina de materiales jurásicos desconectada del resto de la Sierra de Becerrero, o lo que está ocurriendo en los acuíferos de Águilas-Guinchón, en el acuífero del Hacho de Lora y en el de la Sierra de Mingo. En este último no se descarta la existencia de un proceso de ascenso de un cono salino en la zona de mezcla existente entre los materiales triásicos y jurásicos. Habida cuenta la salinidad de la salmuera ligada a los materiales triásicos, hasta una pequeña aportación de este origen para que se produzca un deterioro importante de la calidad del agua subterránea para cualquier uso.

La mezcla con aguas ajenas a los sistemas carbonáticos de la Sierra de Estepa explica, en parte, la mayor variabilidad hidroquímica temporal que presentan las aguas extraídas en los sondeos de esta región respecto a la de otros sistemas carbonáticos béticos, que funcionan en régimen natural y en los que existe una importante karstificación funcional. No obstante, la citada variabilidad hidroquímica temporal está estrechamente relacionada con el tiempo de residencia en los acuíferos.

En los sistemas sometidos a explotación intensiva, en los que los manantiales están inactivos, el agua de infiltración profunda, tanto su componente de infiltración rápida como la lenta, quedan retenidas en el acuífero y se mezclan con las reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje de los manantiales, hasta que son captadas por alguno de los sondeos que explotan el sistema. Si las reservas son muy importantes con respecto a la cantidad de agua recargada, la modificación de las características hidroquímicas del agua subterránea almacenada será muy pequeña y la variabilidad temporal de las características hidroquímicas de las aguas extraídas del sistema por los sondeos será poco importante. Esto ocurre en los acuíferos de la Sierra Becerrero y de Águilas. Si la recarga es importante en comparación con las escasas reservas de algunos sistemas, la variabilidad química de las aguas extraída por los sondeos será mayor, tal y como ocurre en los acuíferos de la Sierra de Pleites, del Hacho de Lora y de la Sierra de Mingo. Además, en estos dos últimos sistemas, la variabilidad es aún más acentuada debido a las notables diferencias de salinidad que existen entre el agua de recarga y el agua almacenada en ambos acuíferos.

**INDICADORES DE LA SOSTENIBILIDAD  
DEL USO DEL AGUA SUBTERRANÍA**

## **9 INDICADORES DE LA SOSTENIBILIDAD DEL USO DEL AGUA SUBTERRÁNEA**

### **9.1 INTRODUCCIÓN**

Uno de los principales objetivos del Programa Mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos (UNESCO, 2006) consiste en establecer indicadores para conocer el estado cuantitativo y cualitativo del agua dulce del planeta. Según este organismo, los indicadores deben informar de forma sencilla, clara y rápida, tanto a los especialistas como a los responsables políticos y al público en general, del estado de los recursos hídricos. A su vez, un indicador debe tener validez científica, representatividad, fiabilidad y relevancia, debe ser predictivo, comparable y comprensible, debe tener cobertura geográfica y una buena relación coste-eficiencia (Pernía *et al.*, 2005)

En el caso de las aguas subterráneas, la UNESCO, junto con la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (IAH) y la Agencia Internacional de la Energía Atómica (IAEA), formaron un grupo de expertos, el “Groundwater Indicators Working Group” (GIWG), al que se le encargó que propusiera indicadores relativos a la sostenibilidad del uso del agua subterránea y que los aplicara en distintos acuíferos piloto, con el fin de contrastar su utilidad. Uno de los escenarios seleccionado fue la Sierra de Estepa, más concretamente el acuífero de la Sierra de Becerrero.

El objetivo de los indicadores que finalmente propuso el GIWG consiste en definir, mediante diversas variables y expresiones sintéticas, aspectos específicos sobre el estado cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas, que permitan la comparación entre distintos acuíferos, así como una correcta planificación y gestión de los recursos hídricos disponibles. Dichos indicadores son adimensionales y se obtienen a partir de datos fácilmente cuantificables y, además, proporcionan información acerca del estado de los acuíferos, así como de las posibles tendencias y/o impactos provocados en el agua subterránea.

La aplicación de los indicadores definidos por el GWIG en la Sierra de Becerrero fue llevada a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España, con una importante participación del autor de esta Memoria. En el año 2004, se finaliza un primer trabajo (IGME, 2004), al que le siguieron una serie de comunicaciones, en las que se hicieron públicos los primeros resultados (Lambán y Pernía, 2004; Pernía *et al.*, 2005), hasta que, en el año 2007, la UNESCO publicó el informe “Groundwater Resources Sustainability Indicators”, en el que se resumen los trabajos realizados por este grupo, incluido el relativo a la Sierra de Becerrero (Vrba y Lipponen, 2007).

En este capítulo se describen los indicadores propuestos por el GIWG y el IGME, se aplican a los acuíferos de la Sierra de Estepa, con datos hidrogeológicos actualizados hasta diciembre de 2006, y se contrasta su validez.

## **9.2 MATERIAL Y MÉTODOS**

### **9.2.1 INDICADORES DEL ESTADO CUANTITATIVO**

Con este tipo de indicadores se estudia la disponibilidad de recursos hídricos subterráneos frente a las salidas y la incidencia que la explotación del agua subterránea tiene en el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos considerados.

El primer grupo de indicadores compara las salidas del sistema con la recarga y con los recursos disponibles. El segundo analiza la variación del almacenamiento mediante índices de estado, que representan la situación en el momento en el que se aplican frente a su registro histórico, e índices de evolución, con los que se estudian tendencias de la variación temporal de los niveles piezométricos y de las salidas naturales del acuífero.

Debe ser destacado que ningún indicador define por si sólo la sostenibilidad del uso del agua subterránea de un acuífero (IGME, 2004; Lambán y Pernía, 2004; Vrba y Lipponen, 2007). En el caso de los indicadores que estudian la relación entre las salidas y la recarga, se debe considerar que existen distintas situaciones en las que la explotación del acuífero, aunque sea inferior a la recarga, puede producir importantes afecciones ambientales y/o en

la calidad del agua (Sophocleous, 2002; Custodio, 2003), por lo que su uso no será sostenible, aunque se extraigan menos recursos de los que aporta la alimentación pluviométrica. Al mismo tiempo, la fuerte incertidumbre en la evaluación de la recarga y de las salidas hace necesario el empleo de otros indicadores que permitan comprobar la bondad de los resultados. En este sentido son de gran importancia los indicadores que estudian la variación temporal de las descargas, de los niveles piezométricos y de las características hidroquímicas de las aguas subterráneas.

#### **Recarga respecto a las salidas totales: (Recarga/Salidas totales) x 100**

La aplicación de este primer indicador requiere conocer las entradas (recarga) y las salidas del acuífero estudiado. Según el GIWG (2004), para la estimación y el cálculo de la recarga de un acuífero se deben conocer los principales procesos de recarga y los métodos de evaluación más apropiados, tanto a las condiciones climáticas e hidrogeológicas como a los datos disponibles. En cualquier caso, se recomienda contrastar los resultados con distintos métodos y se advierte de la incertidumbre que existe en su evaluación. Por otro lado, es preciso cuantificar las salidas totales del agua subterránea, tanto las representadas por el bombeo para abastecimiento urbano, agricultura, industria y otros usos, como las que se producen de forma natural (manantiales, descargas subterráneas...). Asimismo, el GIWG recomienda trabajar con rangos de valores de recarga y de salidas para tener en cuenta la variabilidad y la incertidumbre asociada a ambos términos.

#### **Salidas totales respecto a recursos disponibles: (Salidas totales/Recursos disponibles) x 100**

Para considerar la capacidad de almacenamiento en la gestión de los recursos hídricos subterráneos y dar un mayor peso a las salidas naturales del acuífero, el GIWG, en colaboración con el IGME (Vrba y Lipponen, 2007), estableció este indicador, en el que se deben fijar unas descargas mínimas ambientales, que han de ser determinadas de forma interdisciplinar, y que condicionan la cantidad de recursos disponibles.

El término correspondiente a las salidas totales de agua subterránea es el mismo que el del indicador anterior y los recursos disponibles de agua subterránea se definen como la cantidad de agua que puede ser extraída de un acuífero manteniendo las condiciones ecológicas asociadas a la descarga (GIWG, 2004). Según esta definición, y teniendo en cuenta las variaciones existentes en la recarga natural, se consideran los recursos disponibles de aguas subterráneas como un porcentaje del volumen de agua situado por encima del nivel de desagüe, que puede ser extraído sin perjudicar en exceso el funcionamiento hidrogeológico del acuífero (IGME, 2004). Para fijar dicho porcentaje, se deben tener en cuenta no sólo las condiciones hidrogeológicas e hidrometeorológicas (recarga), sino también el ritmo de explotación.

Por lo tanto, desde un punto de vista cuantitativo, los recursos disponibles estarían definidos por la siguiente expresión (IGME, 2004; Lambán y Pernía, 2004; Vrba y Lipponen, 2007) :

$$R_d = (R_v/t) - Q_e$$

dónde:

$R_d$  = recursos disponibles

$R_v$  = reservas vivas, volumen de agua almacenado en un momento determinado entre la superficie piezométrica y un plano horizontal situado a la cota de la surgencia más baja.

$t$  = tiempo en el que se pretenden extraer las reservas vivas

$Q_e$  = caudal necesario para mantener unas condiciones ecológicas o ambientales

### **Variación del almacenamiento del agua subterránea**

Para conocer tanto el estado como la tendencia de la variación del almacenamiento del agua subterránea, el GIWG y el IGME propusieron aplicar la siguiente metodología (Vrba y Lipponen, 2007):

i) Representación conjunta de la evolución temporal de caudales, niveles piezométricos y precipitación. Este tipo de gráficos permite obtener información sobre el funcionamiento hidrodinámico del acuífero y definir sectores con distinto comportamiento hidrogeológico.

ii) Obtención de índices gráficos y numéricos tanto de evolución histórica como de la situación actual (caudales de drenaje y niveles piezométricos), en cada uno de los sectores anteriormente diferenciados.

En los acuíferos de la Sierra de Estepa no existen cursos de agua superficial, ni datos históricos de caudal de drenaje de los manantiales en régimen no influenciado, que permitan hacer un tratamiento adecuado de las series de descarga, por lo que, para la elaboración de índices, sólo se considera la información piezométrica disponible. No obstante, los principales puntos de drenaje han sido controlados, dado que siempre es necesario conocer las salidas naturales del acuífero.

El índice de estado o de situación piezométrica utilizado por el GIWG se obtiene representando en un gráfico la mediana de las medidas piezométricas mensuales del último año de control y comparándolas con la representación, en el mismo gráfico, de la media, la media  $\pm 1$  desviación estándar, la mediana y los percentiles 10 y 90 de todo el periodo de control.

Los índices de evolución piezométrica requieren la representación gráfica de la evolución de distintos estadísticos descriptivos de las series de datos piezométricos frente al tiempo. El primero de los índices de evolución aplicado consiste en un gráfico en el que se representa la evolución temporal de la mediana mensual de los niveles piezométricos junto a la desviación acumulada de la precipitación mensual respecto a la media. Otro procedimiento, menos detallado que el anterior, pero que puede aplicarse cuando se dispone de menos información, consiste en agrupar los datos piezométricos anuales de un acuífero o de un sector de un acuífero, calcular la mediana, y los cuartiles 25 y 75, y representar estos tres estadísticos de posición frente al tiempo.

## 9.2.2 INDICADORES DEL ESTADO CUALITATIVO

Para definir adecuadamente la existencia de modificaciones en las características hidroquímicas del agua subterránea de un acuífero por causas antrópicas, es necesario diferenciar entre las propiedades físico-químicas de origen natural (fondo natural) y las modificaciones de dichas propiedades como consecuencia de la explotación y/o contaminación de las aguas subterráneas.



La Comisión Europea de Energía, Medioambiente y Desarrollo Sostenible (EESD) define el fondo hidroquímico del agua subterránea de un acuífero como “el rango de concentraciones en el agua de un cierto elemento, especie o sustancia presente, y derivado de fuentes geológicas, biológicas o atmosféricas naturales” (EESD, 2003).

El “fondo natural” es diferente en cada acuífero y depende de la combinación particular de sus características geológicas, hidrodinámicas, etc.; su definición requiere de series históricas de datos, así como de un buen conocimiento, muchas veces inexistente, sobre el funcionamiento hidrodinámico del acuífero.

No es fácil conocer con precisión el fondo hidrogeológico del agua subterránea en acuíferos como los que se estudian en esta investigación: acuíferos relativamente pequeños e intensamente explotados, con reducidos tiempos de residencia y en los que no existe información previa a la explotación. En opinión de Manzano *et al.* (2004), para conocer la calidad natural del agua subterránea en estas condiciones, se debe recurrir a: a) construir piezómetros de control en zonas en las que se sospecha que aún se mantienen las condiciones naturales; b) a la modelización hidroquímica; e incluso c) a considerar las condiciones del agua subterránea en acuíferos de similares características que aún no están afectados por su explotación intensiva.

Conocido el fondo hidrogeológico y controladas las características físico-químicas de las aguas subterráneas, se podrá comprobar la modificación de sus características naturales.

La metodología utilizada por el GIWG y el IGME (Vrba y Lipponen, 2007), para aplicar distintos índices del estado cualitativo del uso del agua subterránea, se inicia con un estudio previo de la calidad del agua muestreada en la última campaña de control. Tras eliminar los datos erróneos y/o análisis inadecuados, se deben definir las principales facies hidrogeoquímicas y se debe clasificar la calidad del agua, tanto para uso como agua potable, según la normativa vigente en cada ámbito de aplicación, como para riego, según las normas de Thorne y Peterson (1954). Además de los parámetros descriptivos ( $T^a$ , pH, oxígeno disuelto y conductividad eléctrica) (EESD, 2003) y de los elementos mayoritarios ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$  y  $SO_4^{2-}$ ), se deberán analizar los siguientes parámetros

como posibles indicadores de contaminación:  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ , DQO (EEA, 1998), carbono orgánico disuelto (COD) y carbono orgánico total (COT)<sub>2</sub> (EESD, 2003).

Hay que tener en cuenta que las sustancias inorgánicas que más frecuentemente ocasionan problemas de calidad en el agua subterránea son  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y elementos traza tales como As, Ba y Ni (origen natural), así como  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  y metales pesados (origen antrópico) (EESD, 2003). Según la disponibilidad de datos y las posibilidades de contaminación a las que se encuentran sometidas las aguas subterráneas, se deberán considerar además otros metales pesados, sustancias orgánicas, pesticidas y otros parámetros específicos relacionados con el tipo de contaminación.

Como resultado de esta primera descripción, se deben seleccionar aquellos parámetros que indican un riesgo de contaminación o que presentan concentraciones que superan los límites permitidos para distintos usos, de acuerdo con la clasificación del estado químico propuesta en la Tabla 9.1 (Lambán y Pernía, 2004). Del mismo modo, se deberán seleccionar aquellos parámetros de control que pueden ser representativos de las características hidroquímicas de cada acuífero, por lo que siempre suele ser necesario un estudio hidrogeoquímico previo.

Valor orientativo	Tipo de afección	Contaminación	Estado químico
$>1000\% V_L^{(*)}$	Muy grave	Contaminación	Malo
$>100\% V_L$	Grave		
$>50\% V_L$	Moderada	Riesgo	Bueno
$<50\% V_L > V_N$	Leve		
$V_N^{(**)}$	Nula	Sin riesgo	

(\*)  $V_L$  = valor límite según el uso del agua o valor umbral para el estado químico.

(\*\*)  $V_N$  = concentración o fondo natural.

**Tabla 9. 1.** Riesgo de contaminación y estado químico del agua subterránea según su uso (Lambán y Pernía, 2004)

<sup>2</sup> La concentración media en COT oscila entre 0,7 y 1,8 mg/L, una mayor concentración indica contaminación

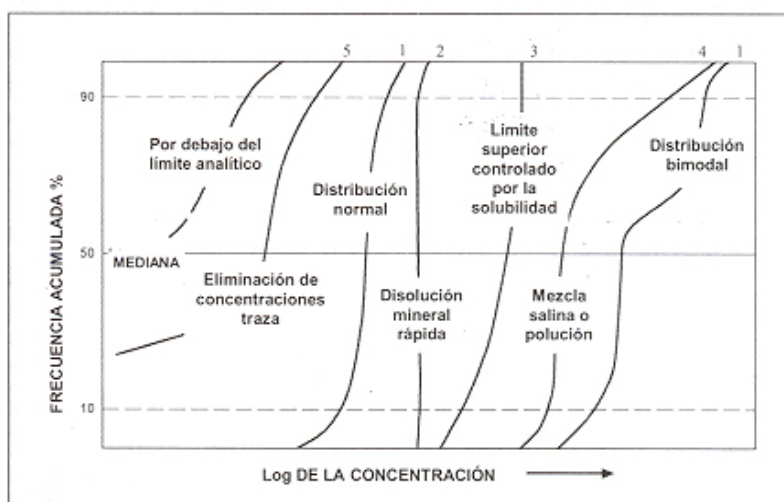
La clasificación de la Tabla 9.1 se basa en el concepto de contaminación del Artículo 93 del Texto Refundido de la Ley 46/1999, según el cual “se entiende por contaminación la acción o efecto de introducir materiales o formas de energía, o introducir condiciones en el agua que, de modo directo o indirecto, impliquen una alteración perjudicial de su calidad en relación con los usos posteriores o con su función ecológica”. De esta definición se entiende que concentraciones elevadas de determinados parámetros no implican contaminación si su origen es natural. Por tanto, el término  $V_N$  (concentración natural o fondo natural de un parámetro) puede superar los valores límite para un determinado uso ( $V_L$ ) sin constituir contaminación. No obstante, se debe considerar que la explotación de un acuífero puede provocar reacciones naturales que no ocurren cuando el acuífero no está explotado, como es el caso de mezclas con aguas externas al sistema, ascenso de conos salinos, sustitución de aguas congénitas, etc, que sí deberán considerarse como contaminación, al consistir la explotación en una acción que puede deteriorar la calidad del agua para determinados usos.

De todo ello se deduce que el riesgo de contaminación depende del uso del agua, por lo que los valores límite ( $V_L$ ) dependerán de éste. En la fecha de elaboración de esta Memoria, los únicos valores límite o umbrales fijados por la Directiva 2006/118/CE son los correspondientes al nitrato y a los plaguicidas. Por lo tanto, en espera de que se fijen otros valores umbrales, y dado que se considera prioritario el uso para consumo humano, se han utilizado los valores límite fijados por la Directiva 98/93/CE y R.D 140/2003, relacionados con la calidad de las aguas destinadas al consumo humano (Tabla 9.2).

Parámetro	Unidades	Valor límite
pH	unidades de pH	Entre 6,5 y 9,5
Conductividad eléctrica	$\mu\text{S}/\text{cm}$ a 20°C	2500
Oxidabilidad	mg/l de $\text{O}_2$	5
Cloruro	mg/l	250
Sulfato	mg/l	250
Sodio	mg/l	200
Nitrato	mg/l	50 (*)
Nitrito	mg/l	0,50 (*)
Amonio	mg/l	0,50
Arsénico	$\mu\text{g}/\text{l}$	10 (*)
Tritio	Bq/l	100 (*)

**Tabla 9.2.** Valores límite indicados por el R.D. 140/2003 y (\*) valores límite obligados por la Directiva 98/93/CE y

Para complementar el anterior criterio de selección (Tabla 9.1) de los parámetros de control en los que se deberán aplicar los índices de estado y de evolución de la calidad de las aguas subterráneas, se propuso realizar, en cada acuífero y con toda la información hidroquímica disponible, diagramas de frecuencia acumulada del logaritmo de la concentración de los distintos parámetros analizados. Como señalan Manzano *et al.* (2004), cuando se realizan este tipo de gráficos, se comprueba que las poblaciones de datos de un parámetro determinado frecuentemente no presentan una distribución normal ni lognormal, debido a la presencia de procesos de contaminación, de mezcla de aguas, etc (Fig. 9.1), por lo que este tipo de gráficos pueden constituir una herramienta de gran utilidad para seleccionar parámetros que identifiquen procesos de contaminación del agua subterránea.



**Figura 9.1.** Representación esquemática de la frecuencia acumulada con respecto al logaritmo de la concentración de cada indicador en la que se muestran diferentes tipos de distribuciones y procesos (Manzano *et al.*, 2004)

Seleccionados los parámetros de control que indiquen el riesgo de contaminación y los más representativos de la calidad del agua subterránea de cada acuífero, se deberá proceder a calcular los índices de estado químico y/o de calidad, los índices de evolución del estado químico y/o de la calidad, y, finalmente, se analizarán las tendencias de la evolución de los parámetros de control seleccionados.

El primero de los índices utilizados es el índice de estado o índice de la calidad del agua, que se define como el cociente de dividir la concentración del parámetro de referencia, determinado en la última campaña de control por la concentración asignada a dicho parámetro para que el agua subterránea pueda utilizarse en un determinado uso (o la que se asigne como umbral para el buen estado químico) (IGME, 2004).

$$IC_p = \frac{[P]}{[V_L]}$$

donde:

$IC_p$  Índice de calidad del estado químico del parámetro “p”

[P] Concentración actual del parámetro “p” (última campaña de muestreo)

[ $V_L$ ] Valor límite según el uso o valor umbral para el estado químico del parámetro “p” (según Directiva 2006/118/ CE, Directiva 98/93/CE y RD 140/2003)

Según los resultados, este índice permite diferenciar distintos estados químicos del agua o de la calidad, con los siguientes valores:

$IC_p > 1$	Calidad no utilizable o mal estado químico.
$IC_p = 1$ .	Calidad con concentraciones del valor límite o umbral.
$IC_p = 0,5$	Calidad con concentraciones medias del límite requerido.
$IC_p = N$	Calidad obtenida con la concentración representativa del estado natural.
$IC_p = M$	Calidad obtenida con la concentración mínima conocida.
$IC_p = 0$	Calidad cuando la concentración es inferior al límite de detección analítica.

Respecto al estudio de la variación temporal de la calidad química o del estado químico del agua, se debe aplicar el índice de evolución del estado químico, que consiste en el cociente de dividir la diferencia de la concentración actual del parámetro considerado y su fondo natural por la diferencia entre la concentración máxima del parámetro durante el periodo de control y su fondo natural.

$$IE_p = \frac{[P] - [V_N]}{[P_{Max}] - [V_N]}$$

donde:

- IE<sub>p</sub> Índice de evolución del estado químico del parámetro “p”
- [P] Concentración actual del parámetro “p” (última campaña de muestreo)
- [P<sub>Max</sub>] Concentración máxima medida durante el periodo de control
- [V<sub>N</sub>] Concentración o fondo natural (cuando no sea conocido se sustituirá por la concentración mínima del parámetro “p” durante el periodo de control)

El valor de este índice permite comparar el estado actual de este parámetro respecto a todo el periodo de control, según la siguiente clasificación:

- IE<sub>p</sub> = 1 Concentración igual al valor máximo durante el periodo de control
- 0 < IE<sub>p</sub> < 1 Concentración comprendida entre el valor natural o mínimo y el máximo del periodo de control
- IE<sub>p</sub> = 0 Concentración igual al fondo natural o concentración mínima del periodo de control
- IE<sub>p</sub> < 0 Concentración inferior al fondo natural o concentración mínima del periodo de control.

Además del índice de evolución, será necesario representar la evolución temporal de los parámetros seleccionados en los puntos históricos de control.

Se deberá calcular la evolución anual de la media, mediana, desviación estándar, mínimo, máximo y percentiles 10, 20, 25, 30, 40, 60, 70, 75, 80 y 90 (EEA, 1998) y se representará gráficamente la evolución correspondiente a los percentiles al 25, 50 y 75. Siempre que sea posible, en lugar de la evolución anual se considerará la evolución entre las distintas campañas de muestreo. Asimismo, se calculará mediante regresión lineal la pendiente de la recta de ajuste correspondiente a la evolución temporal de la mediana de cada uno de los parámetros seleccionados.

## 9.3 RESULTADOS

### 9.3.1 INDICADORES DEL ESTADO CUANTITATIVO

#### **Recarga respecto a las salidas totales: (Recarga/Salidas totales) x 100**

Para el cálculo de este indicador (Tabla 9.3), se consideran el menor y el mayor valor de recarga media obtenidos con los distintos métodos utilizados (ver capítulo 5). Como salidas totales por acuífero se consideran las indicadas en los capítulos 6 y 7.

	<b>Recarga media mínima hm<sup>3</sup>/año</b>	<b>Recarga media máxima Hm<sup>3</sup>/año</b>	<b>Salidas (hm<sup>3</sup>/año)</b>	<b>R/S x 100 (mínimo)</b>	<b>R/S x 100 (máximo)</b>
<b>Acuífero Mingo</b>	0,16	0,18	0,28	56,7	64,3
<b>Acuífero Hacho de Lora</b>	0,30	0,39	0,33	90,9	118,2
<b>Acuífero Águilas-Guinchón</b>	0,94	1,05	1,81	51,9	58,0
<b>Acuífero Pleites</b>	0,51	0,52	0,35	145,7	148,6
<b>Acuífero Becerrero</b>	4,70	6,44	5,30	88,7	121,5

**Tabla 9.3-** Valores del indicador “Recarga respecto a las salidas totales de agua subterránea” en función de los valores de recarga media máxima y mínima que resultan de aplicar distintos métodos de evaluación en cada acuífero.

Los resultados obtenidos del valor de este indicador ponen de manifiesto que sólo se hace un uso sostenible del agua subterránea en el acuífero de Pleites. En los acuíferos de Mingo y Águilas-Guinchón la explotación supera con mucho a la recarga, mientras que, en los acuíferos del Hacho de Lora y de Becerrero, el uso puede ser sostenible o no según el valor que se acepte de la recarga.

La incertidumbre en la evaluación de la recarga y en las estimaciones de la explotación del acuífero requieren que este indicador sea contrastado, adicionalmente, con los resultados de otros indicadores.

**Salidas totales respecto a recursos disponibles: (Salidas totales/Recursos disponibles)  
x 100**

El cálculo de este indicador requiere conocer las reservas vivas (agua almacenada por encima de la cota de drenaje mínima de cada acuífero), concepto similar al de las reservas dinámicas, descrito por Mace *et al.* (2000) y utilizado en esta Memoria. Para determinarlo, se ha calculado el volumen de roca existente entre la superficie piezométrica, delimitada con las máximas cotas piezométricas medidas, y el plano horizontal situado a una cota igual a la del punto de drenaje de menor altitud; finalmente, el volumen de roca calculado se ha multiplicado por un valor del coeficiente de almacenamiento medio de 0,025%. En el caso de los acuífero Mingo, del Hacho de Lora y de Pleites, en los que la descarga no se concentra en un manantial, se ha considerado como el punto de drenaje de menor altitud la cota mínima del contacto con los materiales miocenos y cuaternarios, por los que se realiza la descarga en condiciones naturales. Debe hacerse constar que para el cálculo de los volúmenes de reservas entre distintas cotas se han utilizado las curvas de reservas presentadas en el capítulo 5.

Como descarga natural necesaria, para mantener unas salidas mínimas, se consideran 0,5 hm<sup>3</sup>/año en el acuífero de la Sierra de Becerrero y 0,1 hm<sup>3</sup>/año en el acuífero del Águilas-Guinchón (Vázquez-Mora *et al.*, 2001).

En la Tabla 9.4 presentan los resultados del indicador salidas totales/recursos disponibles según distintos tiempos de extracción de los recursos disponibles (0,5, 1 y 2 años). Además, se ha calculado el tiempo de extracción con el que el indicador se hace igual a 100; si el tiempo que resulta es inferior a un año, las salidas del sistema son superiores a los recursos disponibles, por lo que la explotación no será sostenible.

Por tanto, según este indicador, la explotación actual no es sostenible en los acuíferos de Mingo, Águilas-Guinchón y Becerrero.



<b>Acuífero de Mingo</b>					
Salidas totales	Reservas vivas (hm <sup>3</sup> )	Tiempo de extracción (años)	Descarga natural mínima (hm <sup>3</sup> /año)	Recursos disponibles (hm <sup>3</sup> /año)	Indicador
0,28	0,275	0,5	0	0,55	51
		1		0,28	102
		2		0,14	204
		3		0,09	305
		0,98		0,28	100
<b>Acuífero del Hacho de Lora</b>					
Salidas totales	Reservas vivas (hm <sup>3</sup> )	Tiempo de extracción (años)	Descarga natural mínima (hm <sup>3</sup> /año)	Recursos disponibles (hm <sup>3</sup> /año)	Indicador
0,33	0,35	0,5	0	0,70	47
		1		0,35	94
		2		0,18	189
		3		0,12	283
		1,06		0,33	100
<b>Acuífero de Águilas-Guinchón</b>					
Salidas totales	Reservas vivas (hm <sup>3</sup> )	Tiempo de extracción (años)	Descarga natural mínima (hm <sup>3</sup> /año)	Recursos disponibles (hm <sup>3</sup> /año)	Indicador
1,81	1,5	0,5	0,1	2,90	62
		1		1,40	129
		2		0,65	278
		3		0,40	453
		0,79		1,81	100
<b>Acuífero de Pleites</b>					
Salidas totales	Reservas vivas (hm <sup>3</sup> )	Tiempo de extracción (años)	Descarga natural mínima (hm <sup>3</sup> /año)	Recursos disponibles (hm <sup>3</sup> /año)	Indicador
0,35	0,7	0,5	0	1,40	25
		1		0,70	50
		2		0,35	100
		3		0,23	150
		2,00		0,35	100
<b>Acuífero de Becerrero</b>					
Salidas totales	Reservas vivas (hm <sup>3</sup> )	Tiempo de extracción (años)	Descarga natural mínima (hm <sup>3</sup> /año)	Recursos disponibles (hm <sup>3</sup> /año)	Indicador
5,3	5,5	0,5	0,5	10,50	50
		1		5,00	106
		2		2,25	236
		3		1,33	398
		0,95		5,28	100

**Tabla 9.4.** Rango de valores obtenidos para el indicador “Extracciones totales respecto a recursos disponibles de agua subterránea, en función del tiempo de extracción de las reservas.

Otro aspecto que debe ser considerado, para poder mantener unas descargas mínimas en los acuíferos con manantiales asociados, consiste en el efecto de las sequías. Como se ha comprobado en esta investigación, existen periodos en los que se han sucedido dos años consecutivos prácticamente sin ninguna recarga. La explotación necesaria para que el indicador se igualara a 100, con tiempos de dos años, debería ser de 2,24 y 0,65 hm<sup>3</sup>/año, en los acuíferos de Becerrero y de Águilas-Guinchón, respectivamente. Estas cifras son superadas, ampliamente, por la explotación actual que se hace en ambos acuíferos; en el acuífero de Becerrero se explotan 5,3 hm<sup>3</sup>/año y en el de Águilas-Guinchón 1,81 hm<sup>3</sup>/año. Por tanto, para mantener una mínima descarga por los manantiales de estos dos acuíferos durante los periodos de sequía, la explotación debería ser menor que los recursos medios renovables de ambos acuíferos y considerablemente inferior a la explotación que se realiza en la actualidad.

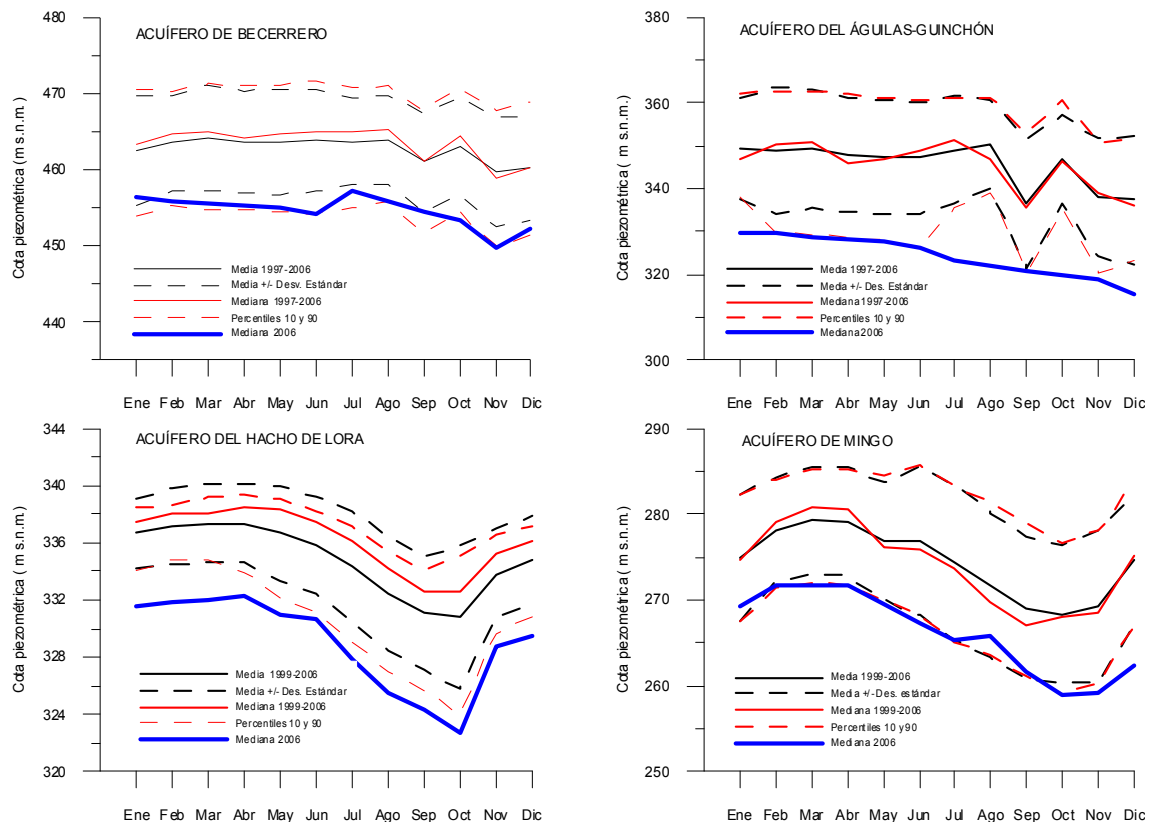
### **Variación de almacenamiento**

El estudio de la variación de almacenamiento, al igual que los indicadores aplicados con anterioridad, se hace individualmente en cada uno de los acuíferos que constituyen la Sierra de Estepa, al presentar comportamientos hidrogeológicos independientes.

Para trabajar con series de datos suficientemente continuas, se ha considerado toda la información piezométrica disponible desde el año 1997. Sin embargo, en el acuífero de Pleites tan sólo dispone de datos piezométricos desde marzo de 2005. Esta limitación impide aplicar alguno de los indicadores de variación de almacenamiento propuestos por el GWIG.

En el periodo 1997-2006, las precipitaciones medias de los observatorios analizados (capítulo 2) son muy parecidas a las del periodo 1977-2006: 496 mm/año frente a 500 mm/año, respectivamente. Por otro lado, deben ser destacadas las escasas precipitaciones registradas en los tres últimos años naturales, en especial en 2005, año al que corresponden los mínimos históricos de la mayoría de los observatorios estudiados.

Con el índice de situación piezométrica aplicado se analiza la situación piezométrica del último año de control con respecto a todo el periodo de registro. Este estudio comparativo se representa en la Figura 9.2, en la que se comprueba de manera muy nítida que los niveles piezométricos medidos en el año 2006 están en torno al percentil 10 del registro histórico, lo que supone una situación piezométrica próxima a los mínimos del periodo de control. Las dos últimas campañas de control consideradas (noviembre y diciembre de 2006), presentan medianas inferiores al decil 10 en los acuíferos de Mingo, Hacho de Lora y Águilas-Guinchón.

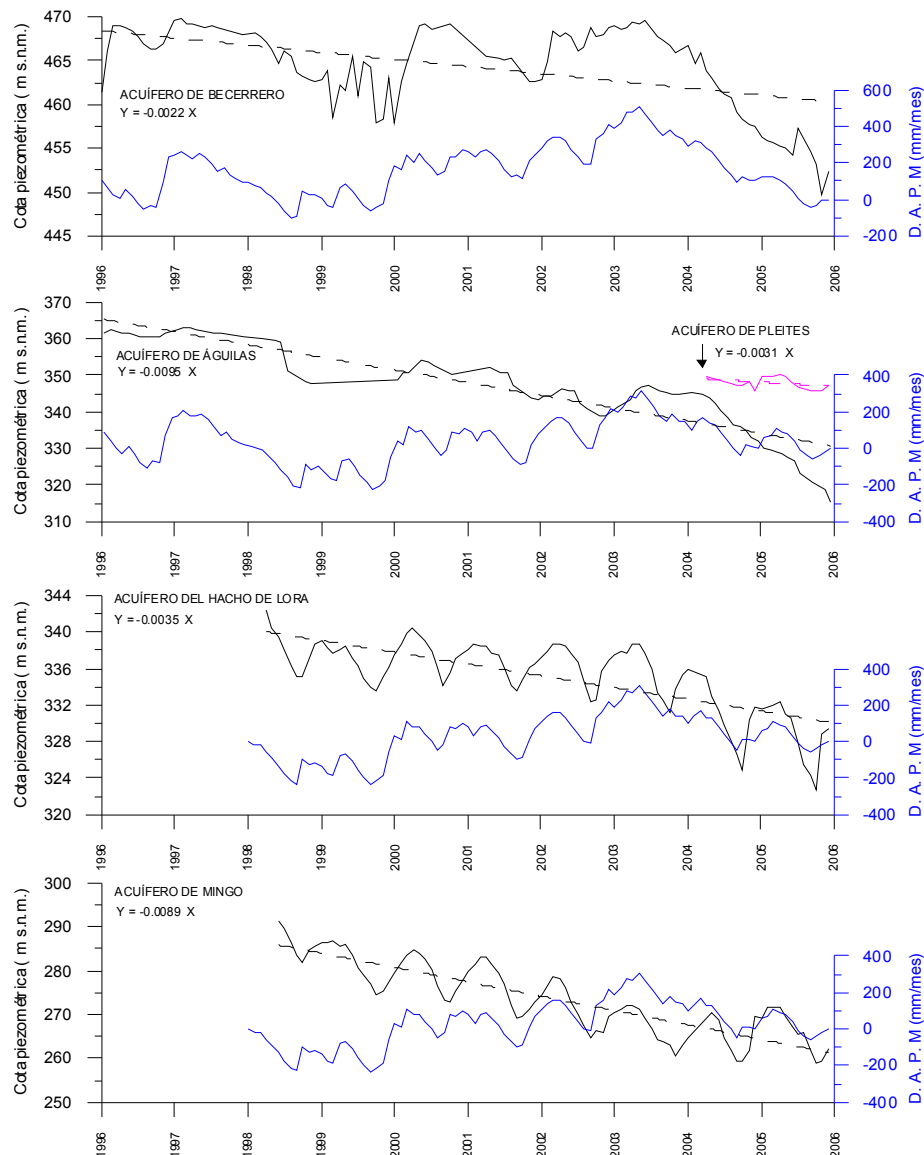


**Figura 9.2.** Comparación de la mediana de los registros piezométricos mensuales de 2006 respecto a la media, media  $\pm$  1 desviación estándar, mediana y percentiles 10 y 90 del periodo considerado en cada acuífero.

En la Figura 9.3 se representa la evolución piezométrica de la mediana mensual de cada acuífero respecto a la desviación de la precipitación mensual con respecto a la media. En el caso de los acuíferos de Hacho de Lora, Mingo y Pleites, la evolución piezométrica representada corresponde a un único punto de control. En todos los acuíferos se observa una respuesta rápida de la superficie piezométrica a la precipitación. Los acuíferos menos explotados presentan una excelente sintonía entre la desviación de la precipitación y la evolución piezométrica. Asimismo, la desviación acumulada de la precipitación y la piezometría presentan tendencias inversas; los niveles piezométricos descienden y la desviación de la precipitación aumenta. Esta respuesta piezométrica puede ser debida a un desequilibrio entre la explotación y la recarga, o a la respuesta transitoria del acuífero a un incremento de la explotación. Según el indicador que relaciona la recarga y las salidas, el descenso estaría condicionado por un desequilibrio del balance hídrico en los acuíferos de Mingo y de Águilas-Guinchón; sin embargo, esta situación no es tan evidente en el resto de los acuíferos considerados.

Las mayores pendientes de las rectas de regresión lineal de la evolución piezométrica se miden en los acuíferos de Águilas-Guinchón y Mingo (-0.0096 y -0.0089) e implican descensos de nivel continuados superiores a 3 m/año. En el caso de los acuíferos del Hacho de Lora y Pleites se obtienen pendientes similares, de -0.003 (1,1 m/año). La recta de regresión calculada con los datos medianos de nivel piezométrico en el acuífero de Becerrero tiene una pendiente de -0.0022 (0,8 m/año).

Otro de los procedimientos propuestos para representar la tendencia de la evolución piezométrica consiste en agrupar todos los registros realizados en el año y calcular la mediana y los percentiles 25 y 75 correspondientes, representarlos frente al tiempo y calcular la línea de regresión lineal de la mediana (Figura 9.4). Los resultados son muy parecidos a los obtenidos en las gráficas anteriores.

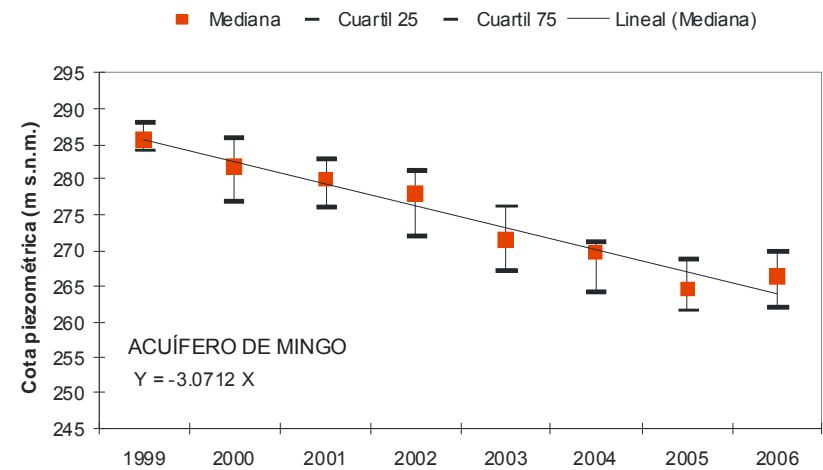
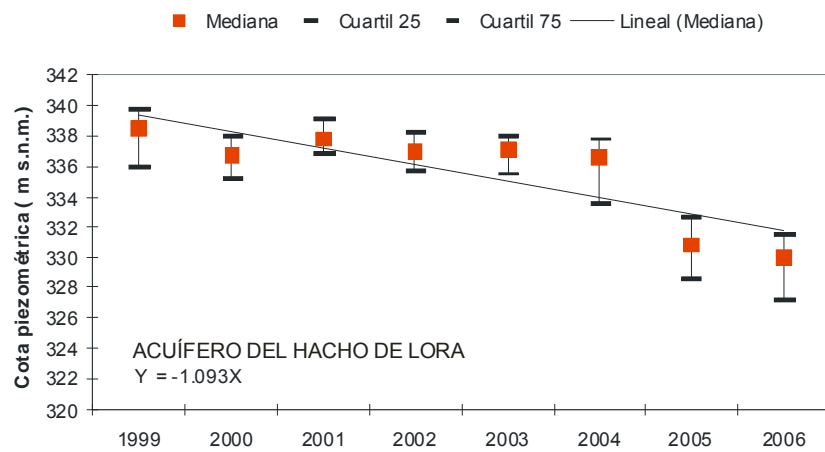
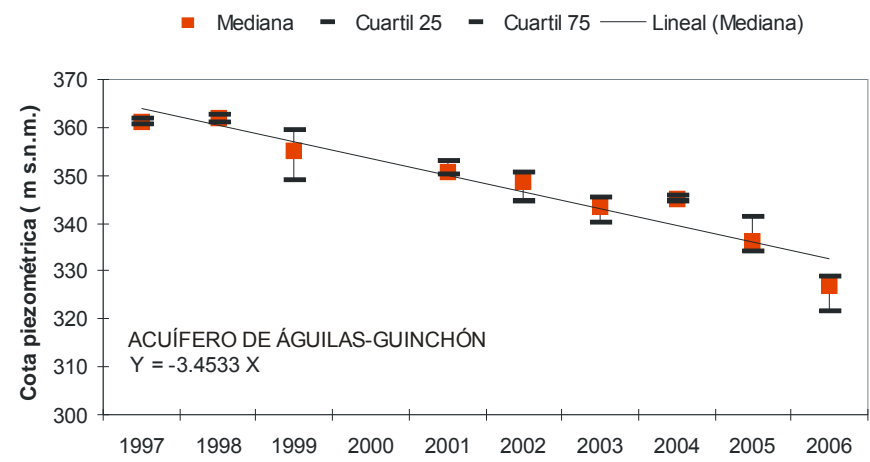
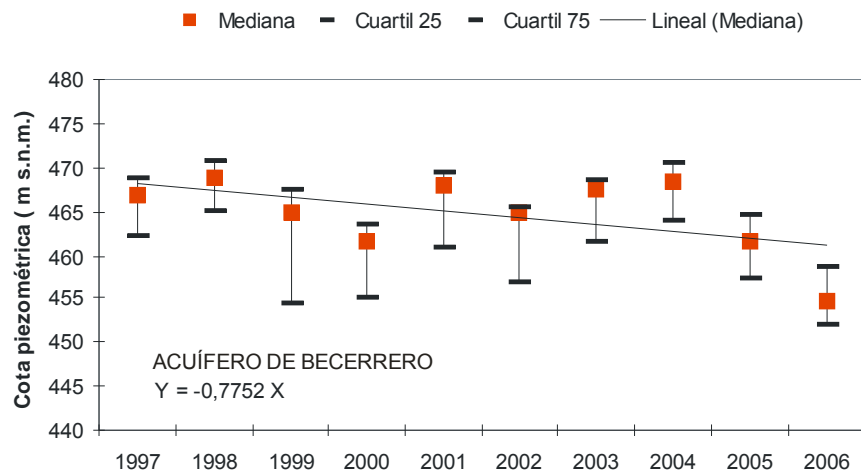


**Figura 9.3.** Índice de evolución de la mediana mensual de la piezometría respecto a la desviación de la precipitación media mensual respecto a la media.

### 9.3.2 INDICADORES DEL ESTADO CUALITATIVO

#### Calidad actual y riesgo de contaminación

Con la última campaña de muestreo del agua subterránea realizada en esta investigación (diciembre de 2006), se han identificado las facies hidroquímicas predominantes en cada acuífero y se han clasificado según la potabilidad (regulada por la Directiva 98/93/CE y RD 140/2003), el peligro de salinización y alcalinización del suelo (clasificación agrícola de Thorne y Peterson) y el grado de contaminación y el estado químico del agua del acuífero (Tabla 9.1).



**Figura 9.4.** Índice de evolución piezométrica de la mediana y los percentiles 25 y 75 anuales

La caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea de los acuíferos investigados y la información disponible permiten analizar el grado de afección de estos acuíferos; según la conductividad eléctrica del agua y según los contenidos de  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  y el  $\text{Na}^+$ .

En diciembre de 2006, en el acuífero de la Sierra de Becerrero el agua subterránea es bicarbonatada cálcica, con contenidos significativos en cloruro y sodio, según el punto de control. Respecto a la calidad del agua, es aceptable para uso humano y presenta un bajo peligro de alcalinización y salinización del suelo, según la clasificación de Thorne y Peterson. El contenido en nitratos está comprendido entre 10 y 34 mg/l, con una mediana de 25,5 mg/l (51%  $V_L$ ), que implica una leve afección del acuífero por incorporación de  $\text{NO}_3^-$  y riesgo de contaminación. Durante el año 2006 se han realizado, en los principales puntos de control de este acuífero, 17 análisis en los que se incluyeron los parámetros  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ , y en los que éstos presentaban concentraciones por debajo del límite de detección analítica. Al mismo tiempo se analizó la DQO, que estaba comprendida entre 0,1 y 0,7 mg/l de  $\text{O}_2$ .

En el acuífero de Águilas-Guinchón el agua subterránea es clorurada bicarbonatada sódica-magnésica, apta para abastecimiento, tiene bajo riesgo de alcalinización del suelo y alto de salinización. Los contenidos en  $\text{Cl}^-$  (55 %  $V_L$ ),  $\text{Na}^+$  (42 %  $V_L$ ) y  $\text{NO}_3^-$  (61 %  $V_L$ ) y la conductividad eléctrica del agua (37 %  $V_L$ ) ponen de manifiesto una contaminación entre leve y moderada y un buen estado químico del agua subterránea para uso urbano. La facies del agua subterránea de los acuíferos del Hacho de Lora y de Mingo es clorurada sódica. En ambos casos el agua no es apta para consumo humano; se superan las concentraciones límite de cloro, sodio, sulfato y nitrato y la conductividad eléctrica es superior a la permitida. El agua subterránea del acuífero del Hacho de Lora tampoco es apta para uso agrícola, por su elevada salinidad, mientras que la del acuífero de Mingo presenta muy alto riesgo de alcalinización y de salinización del suelo, según la clasificación de Thorne y Peterson. En el acuífero del Hacho de Lora, los cloruros (1168 % $V_L$ ), el sodio (952%  $V_L$ ), los nitratos (226%  $V_L$ ) y la conductividad eléctrica (331 %  $V_L$ ) indican que el agua del acuífero tiene un estado químico malo y que está gravemente contaminada para uso urbano. El acuífero de Mingo tiene idéntico estado químico y tipo de contaminación que el del Hacho de Lora, aunque con menores concentraciones de los elementos mayoritarios. El cloruro (403 %

$V_L$ ), el sodio (378 %  $V_L$ ), el nitrato (134 %  $V_L$ ) y la conductividad eléctrica (171 %  $V_L$ ) superan ampliamente los límites establecidos para su uso como agua potable.

En el acuífero de Pleites, el agua es clorurada-bicarbonatada sódica-cálcica magnésica, apta para abastecimiento humano, salvo en lo que se refiere al  $Cl^-$  (106 % V), con bajo riesgo de alcalinización del suelo y alto riesgo de salinización. El grado de contaminación es de moderado a leve y hay un buen estado químico del agua, según las concentraciones de los indicadores de contaminación: conductividad eléctrica (52 %  $V_L$ ),  $Na^+$  (64 %  $V_L$ ) y  $NO_3^-$  (80 %  $V_L$ ).

En la Tabla 9.5 se muestran los valores del índice del estado químico de las aguas subterráneas. Estos índices permiten comprobar lo ya expuesto anteriormente respecto a la calidad del agua subterránea de los acuíferos de la Sierra de Estepa para uso urbano.

### **Evolución hidroquímica temporal y determinación de tendencias**

Para comprobar si en el análisis de evolución temporal hay que añadir algún otro parámetro a los considerados, se ha realizado un tratamiento conjunto de todos los análisis químicos disponibles de cada acuífero (1967-2006) y se han elaborado los diagramas de frecuencias acumuladas del logaritmo de la concentración (Fig.9.5). La escasa información hidrogeoquímica de las aguas subterráneas del acuífero de Pleites impide aplicar algunos de los indicadores utilizados en el resto de los acuíferos.

La Figura 9.5 permite comprobar las facies hidroquímicas y el tipo de distribución al que se ajustan mejor las curvas de la frecuencia acumulada del logaritmo de la concentración de los diferentes iones considerados. Se confirma que el agua del acuífero de la Sierra de Becerrero es bicarbonatada cálcica y que existe una significativa variabilidad de las concentraciones de cloruro, sodio y nitratos (mayor desviación estándar). Asimismo, se observa una distribución normal para el bicarbonato y el calcio, mientras que el cloruro y el sodio tienen una mayor asimetría, lo que pone de manifiesto el conocido proceso de mezcla con agua salina descrito en el capítulo 8. Por otro lado, la mayor variabilidad de las concentraciones del nitrato se atribuye a un proceso de contaminación.



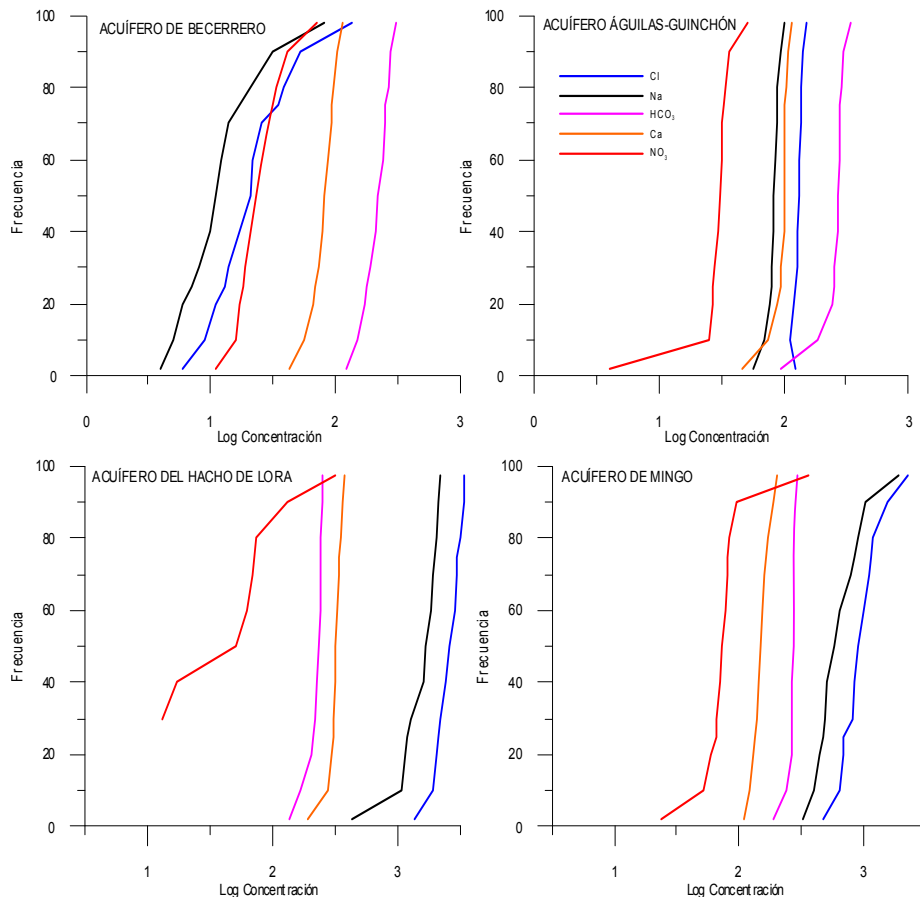
<b>Acuífero de Becerrero</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P50 (Dic 2006)</b>	<b>V<sub>L</sub></b>	<b>IC<sub>p</sub></b>	<b>%V<sub>L</sub></b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	25	50	0,51	51,0
C.E. (μScm)	383	2500	0,15	15,3
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	16	250	0,07	6,6
Na <sup>+</sup> (mg/l)	12	200	0,06	6,0
<b>Acuífero Águilas-Guinchón</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P50 (Dic 2006)</b>	<b>V<sub>L</sub></b>	<b>IC<sub>p</sub></b>	<b>%V<sub>L</sub></b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	30,5	50	0,61	61,0
C.E. (μScm)	914	2500	0,37	36,6
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	138	250	0,55	55,2
Na <sup>+</sup> (mg/l)	84	200	0,42	42,3
<b>Acuífero del Hacho de Lora</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P50 (Dic 2006)</b>	<b>V<sub>L</sub></b>	<b>IC<sub>p</sub></b>	<b>%V<sub>L</sub></b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	113	50	2,26	226,0
C.E. (μScm)	8285	2500	3,31	331,4
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	2920	250	11,68	1168,0
Na <sup>+</sup> (mg/l)	1905	200	9,53	952,5
<b>Acuífero de Mingo</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P50 (Dic 2006)</b>	<b>V<sub>L</sub></b>	<b>IC<sub>p</sub></b>	<b>%V<sub>L</sub></b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	67	50	1,34	134,0
C.E. (μScm)	4283	2500	1,71	171,3
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	1008	250	4,03	403,2
Na <sup>+</sup> (mg/l)	756	200	3,78	378,0
<b>Acuífero de Pleites</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P50 (Dic 2006)</b>	<b>V<sub>L</sub></b>	<b>IC<sub>p</sub></b>	<b>%V<sub>L</sub></b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	40	50	0,80	80,0
C.E. (μScm)	1303	2500	0,52	52,1
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	266	250	1,06	106,4
Na <sup>+</sup> (mg/l)	129	200	0,65	64,5

**Tabla 9.5.** Índices de calidad para uso urbano

El agua subterránea del acuífero de Águilas-Guinchón tiene facies bicarbonatado-clorurada cálcico-sódica y, con más frecuencia en la actualidad, clorurado-bicarbonatada sódico-magnésica. En este caso, las curvas de frecuencia acumuladas de bicarbonatado y calcio no se ajustan a las de una distribución normal lo que, por el contrario ocurre en el caso del cloruro y el sodio. El nitrato presenta una curva de frecuencias acumuladas que responde al patrón usual de los procesos de contaminación.

En los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo, la distribución de las concentraciones del cloruro y el sodio no se ajustan estrictamente a las curvas de distribución normal que se obtienen con las concentraciones de bicarbonato y calcio, debido al progresivo incremento del porcentaje de mezcla con aguas atribuibles a los materiales triásicos. Los

nitratos presentan una mayor variabilidad, indicativa de un proceso de contaminación. En la recta de distribución de las concentraciones de nitratos del acuífero del Hacho de Lora, los nitratos llegan a desaparecer en el tramo de las concentraciones más bajas, como consecuencia de la explotación de las reservas, en las que los contenidos en nitratos están por debajo de los límites de detección.



**Figura. 9.5.** Diagrama de frecuencias acumuladas frente al logaritmo de concentración

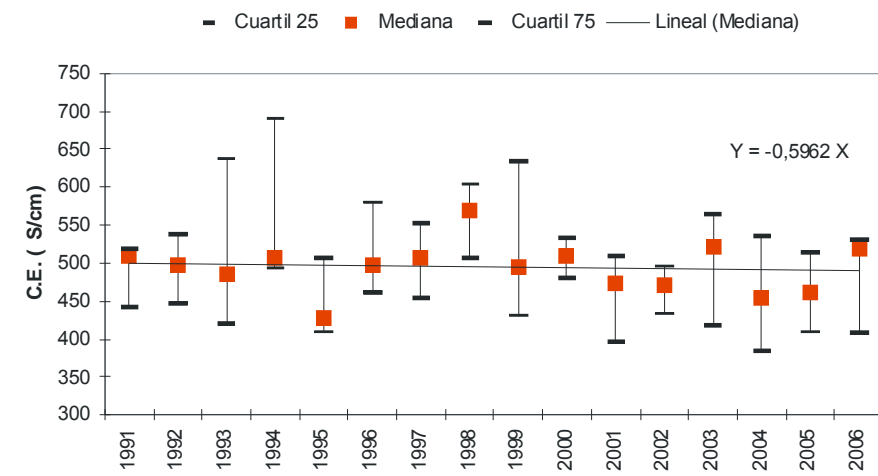
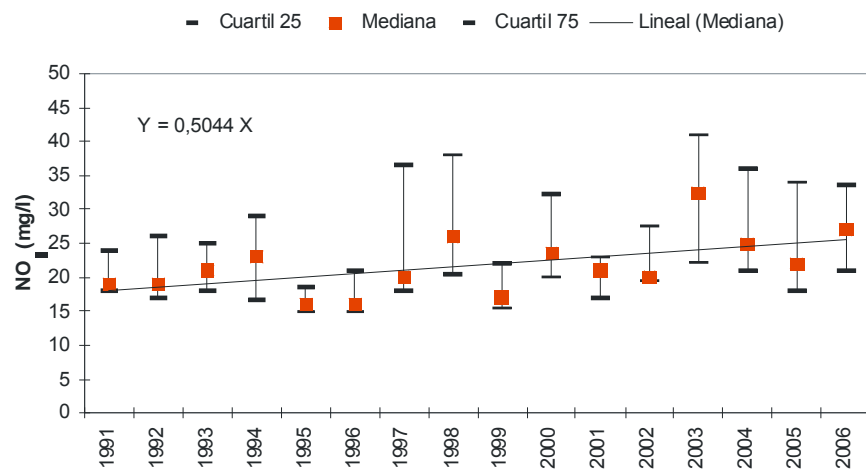
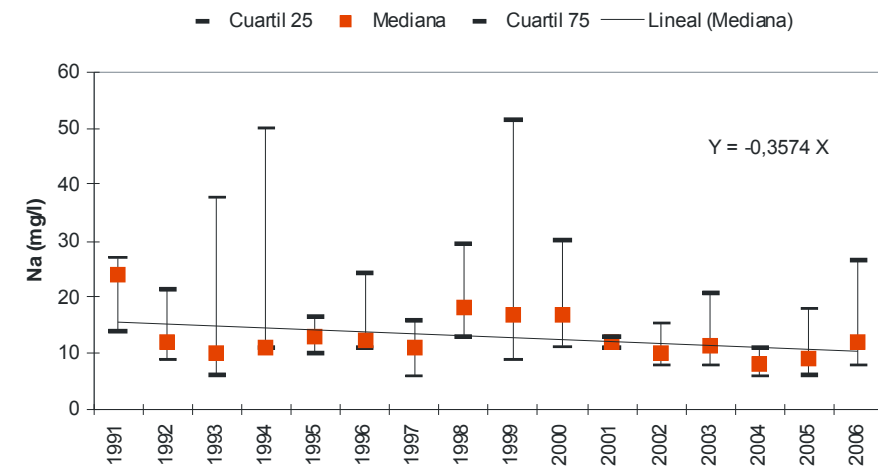
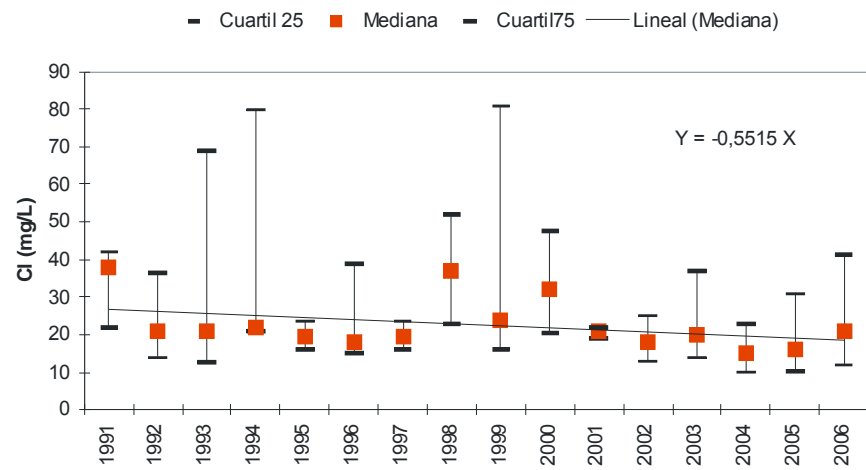
Para el estudio de las tendencias, se ha calculado la evolución anual de los siguientes parámetros estadísticos: media, mediana, desviación estándar, mínimo, máximo y distintos percentiles (EEA, 1995) de los indicadores de contaminación NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y conductividad eléctrica, durante el periodo 1991-2006. En las Figuras 9.7 a 9.10 se ha representado la evolución anual de los percentiles correspondientes al 25, 50 y 75% de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de nitrato, cloruros y sodio, durante distintos periodos, a partir de la información disponible en cada acuífero. Además, se han calculado las pendientes de las rectas de ajuste correspondientes a los valores de la mediana de cada uno de dichos parámetros.

En el acuífero de la Sierra de Becerrero, se han obtenido valores de pendiente de 0,50 (nitrato), -0,55 (cloruro), -0,36 (sodio) y -0.60 (CE). Estos resultados parecen indicar cierta tendencia ascendente del contenido en nitrato durante los cuatro últimos años (aunque sin alcanzar 50 mg/l), así como cierta estabilidad del contenido en cloruro y sodio (con valores ligeramente más altos durante el periodo 1998-2000) y de la conductividad eléctrica.

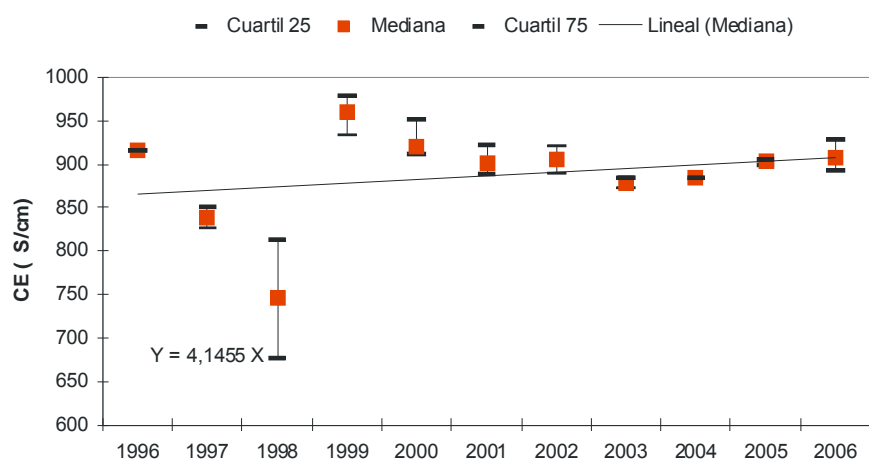
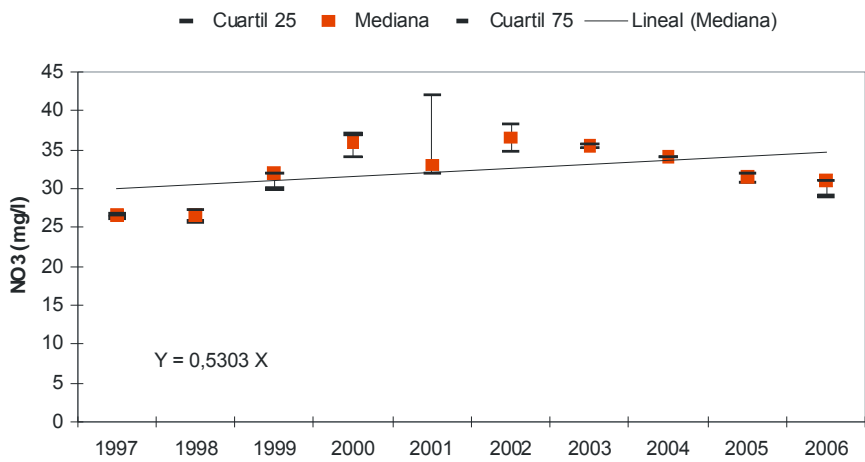
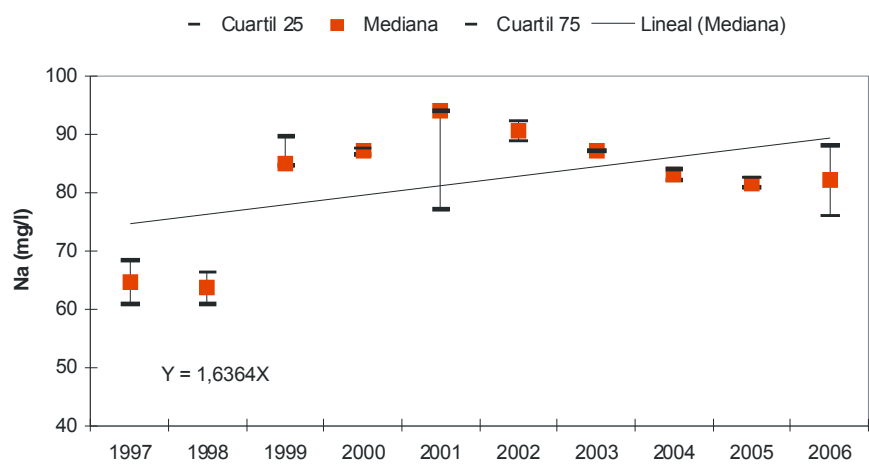
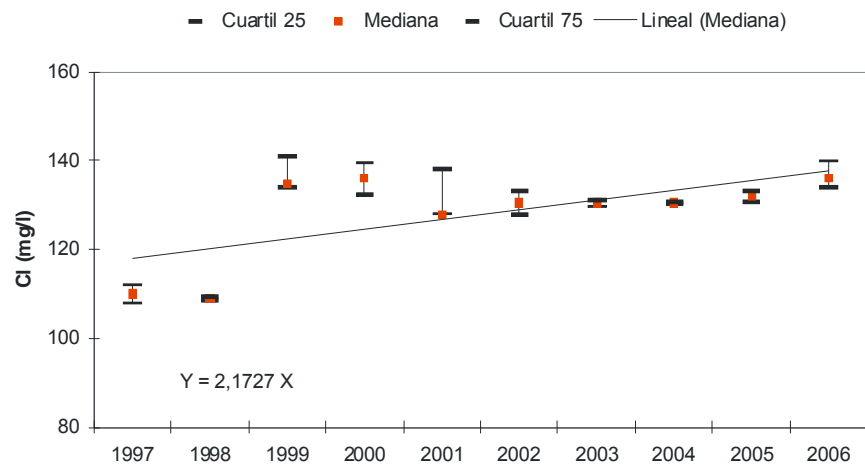
Hay una tendencia creciente y sostenida de la concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en el acuífero de Águilas-Guinchón, en el que las pendientes de las rectas de ajuste tienen valores de 2,17 ( $\text{Cl}^-$ ) y 1,63 ( $\text{Na}^+$ ), respectivamente. Estas pendientes también son positivas en el caso de la conductividad eléctrica (4,14) y de los nitratos (0,53), aunque en este último parámetro se produce una disminución de la concentración durante los cuatro últimos años, que, por otro lado, coincide con un importante vaciado del acuífero y con la consiguiente explotación de sus reservas profundas.

En los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo, la tendencia ascendente y sostenida de la concentración de cloruros y sodio y de la conductividad eléctrica es preocupante. Las pendientes de las rectas de ajuste en el acuífero del Hacho de Lora tienen valores de 209 ( $\text{Cl}^-$ ), 179 ( $\text{Na}^+$ ) y 518 (CE). Los nitratos han ido reduciendo su concentración hasta prácticamente desaparecer en 2003 y 2004; sin embargo, en el último año se ha comprobado un considerable aumento de la concentración.

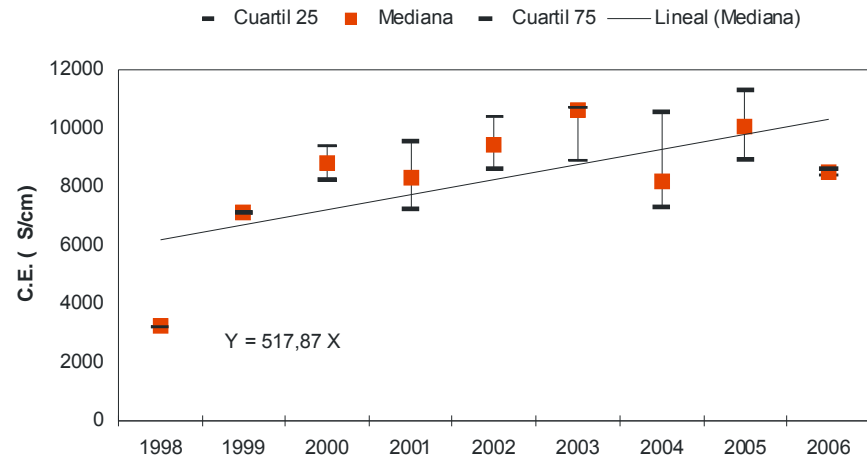
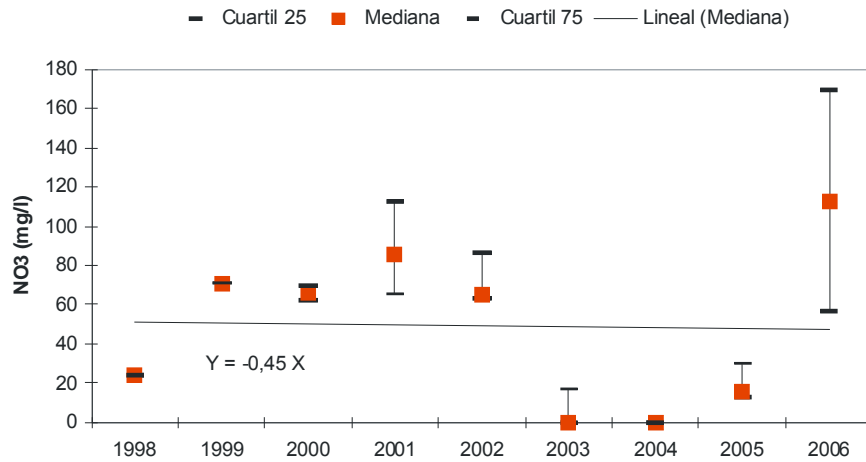
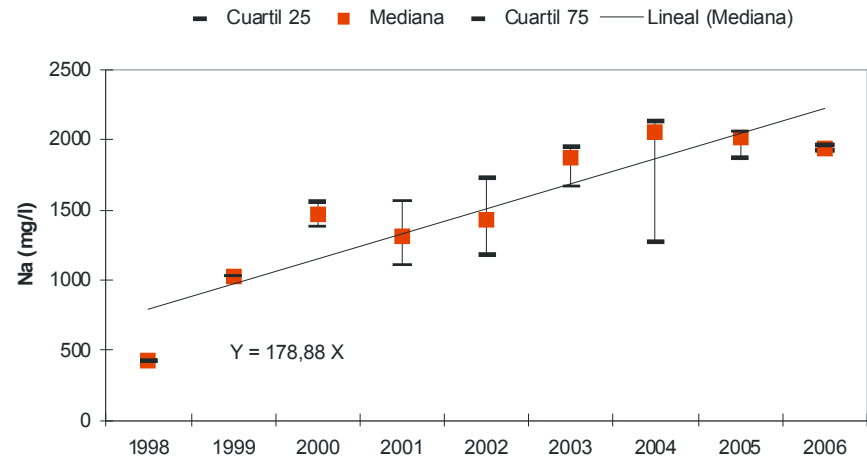
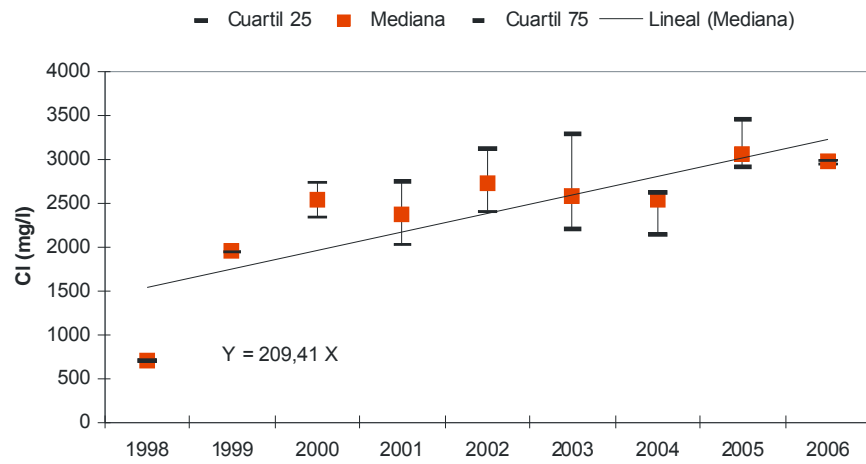
En el acuífero de Mingo, los valores de las pendientes de ajuste son de 34 ( $\text{Cl}^-$ ), 49 ( $\text{Na}^+$ ), 178 (CE) y 6 ( $\text{NO}_3^-$ ). En este caso, el incremento de bombeo provoca la mezcla con aguas más salinas, atribuibles a los materiales triásicos, y con aguas contaminadas en nitratos, procedentes de los materiales miocenos.



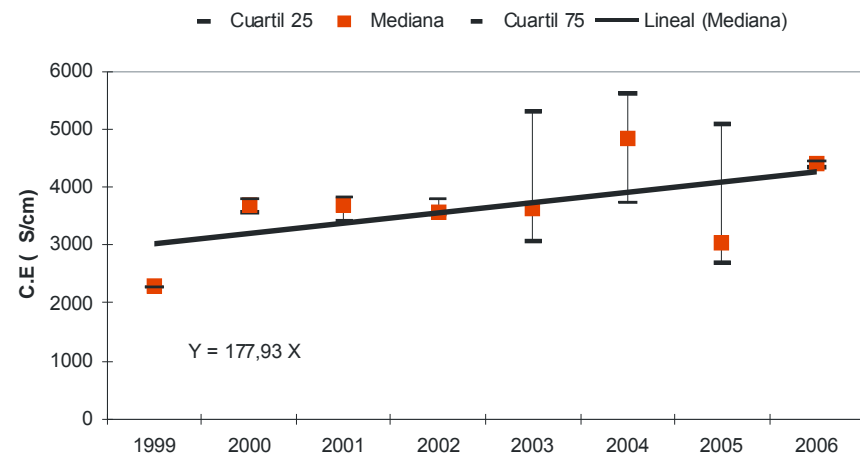
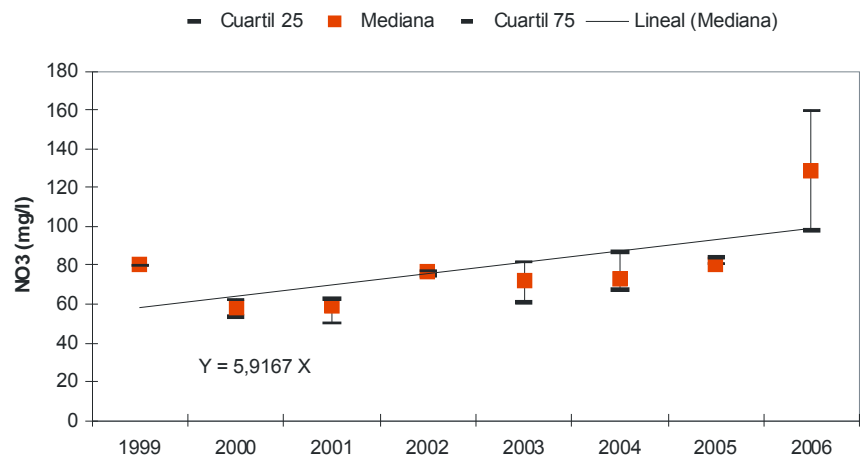
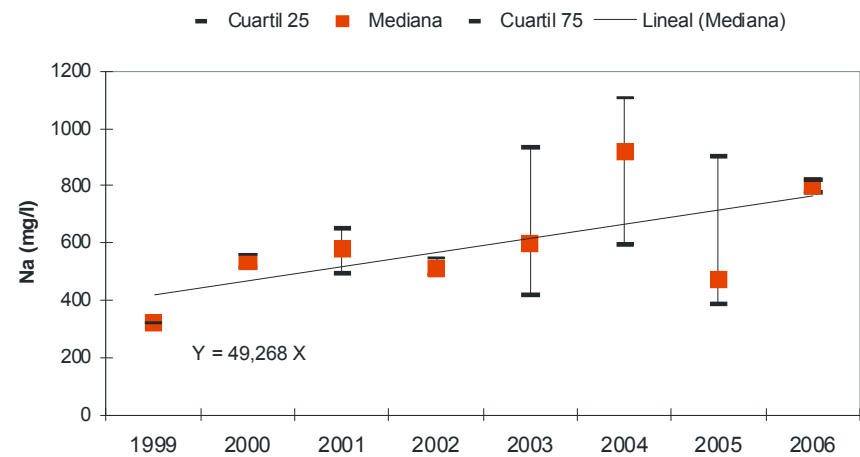
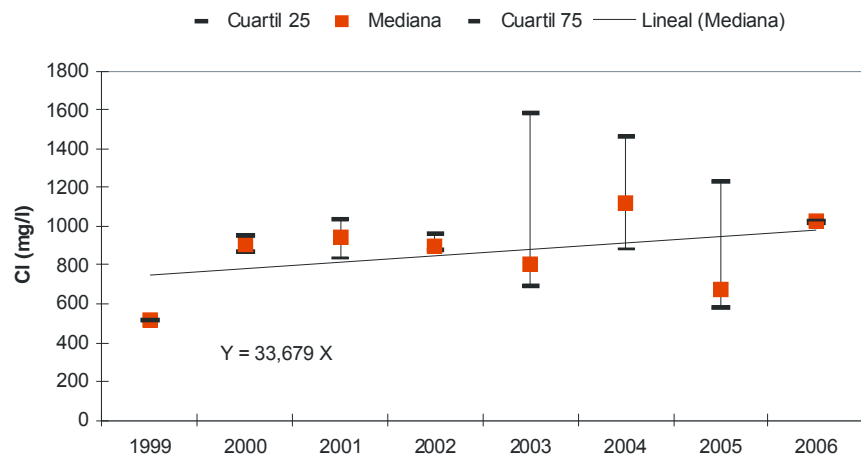
**Figura 9.6.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero de la Sierra de Becerrero



**Figura 9.7.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero de Águilas - Guinchón



**Figura 9.8.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y NO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el acuífero del Hacho de Lora



**Figura 9.9.** Evolución de la conductividad eléctrica y de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{NO}_3^-$  en el acuífero de Mingo

Finalmente, se han calculado los índices de evolución del estado químico de las aguas subterráneas (Tabla 9.6). El principal problema que se encuentra para aplicar este índice es la falta de información suficiente para conocer el fondo natural de las aguas subterráneas, habida cuenta de la notable afección de las primeras muestras disponibles en acuíferos como los del Hacho de Lora y Mingo.

En esta investigación, se ha utilizado como fondo hidrogeológico de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y de  $\text{Na}^+$ , el que corresponde al agua modelizada en el capítulo 8, concretamente la tipo IAMod, que representa el agua que ha transitado por el acuífero de Becerrero, sin que se produzcan mezclas con aguas más salinas ajenas al sistema. Como conductividad eléctrica del agua y contenido en nitratos del fondo natural, se consideran las concentraciones existentes en los puntos muestreados en el sector central de la Sierra de Becerrero, en el que las aguas presentan mejor calidad para distintos usos.

Todos los índices de evolución del estado químico que se presentan en la Tabla 9.4 están comprendidos entre 0 y 1, lo que indica que en la campaña de diciembre de 2006 los valores medidos están comprendidos entre el fondo natural y el máximo del periodo de control. Los valores más próximos a 1 se miden en los acuíferos de Águilas-Guinchón, Hacho de Lora y de Pleites. Es digno de destacar la diferencia entre el índice de evolución del estado químico del nitrato y el resto de parámetros en los acuíferos en los que el descenso de la superficie piezométrica ha sido mayor, como de hecho ocurre en los acuíferos de Águilas-Guinchón, del Hacho de Lora y de Mingo. No ocurre lo mismo en el acuífero de Becerrero, en el que el índice del nitrato es mayor que el resto de los parámetros considerados, o en el de Pleites, en el que ese índice es parecido a los demás.



<b>Acuífero de Becerrero</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P<sub>50</sub> (Dic 2006)</b>	<b>P máx (Periodo)</b>	<b>V<sub>N</sub></b>	<b>IEp</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	25	144	16	0,07
C.E	383	1110	380	0,04
Cl <sup>-</sup>	16	270	13	0,01
Na <sup>+</sup>	12	179	7	0,03
<b>Acuífero Águilas-Guinchón</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P<sub>50</sub> (Dic 2006)</b>	<b>P máx (Periodo)</b>	<b>V<sub>N</sub></b>	<b>IEp</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	30,	52	16	0,40
C.E	914	1060	380	0,79
Cl <sup>-</sup>	138	177	13	0,76
Na <sup>+</sup>	84,	101	7	0,82
<b>Acuífero del Hacho de Lora</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P<sub>50</sub> (Dic 2006)</b>	<b>P máx (Periodo)</b>	<b>V<sub>N</sub></b>	<b>IEp</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	113	323	16	0,32
C.E	8285	14256	380	0,57
Cl <sup>-</sup>	2920	3508	13	0,83
Na <sup>+</sup>	1905	2236	7	0,85
<b>Acuífero de Mingo</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P<sub>50</sub> (Dic 2006)</b>	<b>P máx (Periodo)</b>	<b>V<sub>N</sub></b>	<b>IEp</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	67	363	16	0,15
C.E	4283	9169	380	0,45
Cl <sup>-</sup>	1008	2515	13	0,40
Na <sup>+</sup>	756	1890	7	0,40
<b>Acuífero de Pleites</b>				
<b>Parámetro</b>	<b>P<sub>50</sub> (Dic 2006)</b>	<b>P máx (Periodo)</b>	<b>V<sub>N</sub></b>	<b>IEp</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	40	54	16	0,63
C.E	1303	1427	380	0,88
Cl <sup>-</sup>	266	288	13	0,92
Na <sup>+</sup>	129	146	7	0,88

**Tabla 9.6.** Índices de evolución de estado químico.

## 9.4 DISCUSIÓN

En este capítulo se describen los resultados de la aplicar distintos indicadores de la sostenibilidad del uso del agua subterránea, a los acuíferos de la Sierra de Estepa, con objeto de contrastar su validez y su representatividad valorar el uso intensivo de las aguas subterráneas.

En general, se comprueba que, debido al elevado número de variables y a la incertidumbre asociada a los términos que se requieren para aplicar los indicadores propuestos, previamente a su uso, resulta imprescindible tener un conocimiento suficiente sobre el funcionamiento hidrogeológico de cada acuífero, para no incurrir en las frecuentes aproximaciones exclusivamente estadísticas, realizadas sin ningún criterio hidrogeológico, que suelen estar abocadas al fracaso.

Los indicadores considerados, que estudian la sostenibilidad del uso del agua subterránea desde el punto de vista cuantitativo, analizan las relaciones salidas/recarga y salidas/recursos disponibles. Por otro lado, se estudia la variación del almacenamiento con distintos índices de estado y de evolución, tanto numéricos como gráficos. La incertidumbre en la evaluación de términos como las salidas (especialmente considerable en acuíferos sometidos a explotación intensiva), la recarga o los recursos disponibles, obliga a que los resultados de estos indicadores sean contrastados con otros.

El uso de los índices de situación piezométrica por parte de los planificadores de las aguas subterráneas les puede permitir comprobar, con la simple visualización de un gráfico, los resultados de la última campaña piezométrica con respecto a todo el registro disponible y son muy útiles para definir distintas situaciones de alerta.

Para analizar con mayor detalle la respuesta de un acuífero o de un sector de un acuífero a la explotación, será más útil la interpretación de los índices de evolución. Sin embargo, cuando la tendencia es descendente durante periodos relativamente prolongados, su análisis debe ser cuidadosamente realizado por especialistas y apoyado con datos de la evolución de las extracciones. En estos casos, se debe discernir si el descenso de la piezometría se debe a un desequilibrio entre la explotación y la recarga del acuífero; o si se debe a una respuesta hidrodinámica transitoria del acuífero a un cambio en las condiciones de explotación (Margat y Thauvin, 1989). Para dilucidar esta cuestión, es necesario tener un buen conocimiento del acuífero, de la naturaleza y comportamiento de sus límites, y de su geometría y de sus parámetros hidráulicos (Custodio, 1989).

Respecto a los indicadores que analizan la sostenibilidad del uso del agua subterránea desde el punto de vista cualitativo, se considera fundamental conocer las características físico-químicas del agua subterránea en estado natural, o, lo que es lo mismo, su “fondo natural”. En acuíferos intensamente explotados, como los estudiados en esta investigación, la determinación del fondo natural es muy compleja, sobre todo cuando no se dispone de información anterior a la explotación. En estos casos, se debe recurrir a la modelización hidroquímica, a la consideración de otros acuíferos de similares características e incluso a la perforación de sondeos de investigación, en los sectores en los que se sospecha que existen aguas no afectadas.

La metodología propuesta por el GIWG para el estudio cualitativo de la sostenibilidad del uso del agua subterránea requiere un primer estudio de las características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas y la clasificación de su calidad para distintos usos. Con este análisis deben elegirse los parámetros más representativos de los distintos tipos de agua, así como los que por su contenido pueden contaminar el agua para distintos usos. Seleccionados los parámetros de control, se analiza su evolución temporal y se aplican los distintos índices de evolución y estado propuestos.

Toda la información conseguida en cada acuífero, o en cada sector diferenciado en un acuífero, tanto cuantitativa como cualitativa, debe ser analizada en su conjunto.

La aplicación a la Sierra de Estepa de los indicadores expuestos en este capítulo permite comprobar que, cuantitativamente, se realiza un uso no sostenible del agua subterránea en los acuíferos de Águilas-Guinchón, Mingo y Hacho de Lora; por otra parte, si se pretende conservar una descarga mínima por los principales puntos de drenaje ( $0,5 \text{ hm}^3/\text{año}$ , en el acuífero de Becerrero, y  $0,1 \text{ hm}^3/\text{año}$ , en el de Águilas), el uso también será insostenible en el acuífero de Becerrero. La conservación de las salidas naturales implicaría reducir considerablemente la explotación actual en los acuíferos de Becerrero y de Águilas-Guinchón, lo que impediría el actual abastecimiento a la población de esta comarca. Los índices que estudian la variación del almacenamiento con datos piezométricos confirman el uso insostenible de las aguas subterráneas en los acuíferos de Mingo y del Hacho de Lora y revelan que en el resto de acuíferos existe un descenso generalizado de los niveles piezométricos, que requiere de un estudio más profundo para predecir su tendencia futura, incluso en el supuesto de que la explotación actual se mantenga constante.

Los indicadores y los índices de calidad confirman el importante deterioro de la calidad del agua en los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo para distintos usos y permiten comprobar que existe una tendencia al alza en las concentraciones de cloruro, sodio y de la conductividad eléctrica del agua, en los acuíferos más intensamente explotados (Mingo, Águilas-Guinchón y Hacho de Lora). Sin embargo, en los acuíferos de Pleites y de Becerrero, los contenidos en cloruros y sodio y el valor de la conductividad eléctrica se mantienen más o menos estables mientras que existe un incremento del contenido en nitratos.

En definitiva, se puede afirmar que el tratamiento conjunto de la información que proporcionan los valores obtenidos de los indicadores y de los índices utilizados permite evaluar el grado de afección que está provocando el uso intensivo de los recursos de estos acuíferos, por lo que una elección acertada de estos indicadores resulta esencial, dado que de su aplicación pueden obtenerse las directrices de una correcta gestión y planificación del uso de los recursos hídricos subterráneos.

## **CONCLUSIONES**

## **10 CONCLUSIONES**

**10.1** A partir de las características estratigráficas y tectónicas, **se han diferenciado cuatro unidades en la cartografía geológica** que se adjunta (Plano nº 1).

Unidad geológica de Becerrero (Dominio Subbético Externo septentrional). La secuencia estratigráfica incluye términos con edades comprendidas entre el Trías en facies germano andaluza y el Miceno inferior. Los materiales jurásicos más antiguos corresponden a un potente conjunto calcáreo (400 m), dolomitizado en su base, de facies muy someras (formación Camarena), que en su techo presenta una discontinuidad fosilizada por calizas pelágicas del Jurásico superior (formación Ammonítico Rosso Superior). Sobre estas calizas descansa un potente conjunto margoso (700 m), que abarca desde el Cretácico al Mioceno inferior, y que incluye las formaciones Carretero y Capas Rojas, más el conjunto Eoceno–Burdigaliense que corona la unidad.

Unidad geológica de Hacho de Lora–Mingo–Guinchón (Dominio Subbético Externo meridional). Los términos más antiguos identificados en las secuencias estratigráficas que afloran en estos relieves (incluido en el de Pleites) son los de la formación Gavilán (Lías inferior) que está constituida por calizas materiales en el techo y materiales dolomitizados en la base. Sobre estas formaciones descansan sedimentos margosos de tipo pelágico (formación Zegrí), del Lías superior. El Dogger está representado por sedimentos de plataforma carbonatada, de las formaciones Camarena y Veleta.

Manto de Antequera – Osuna. Aflora en las zonas deprimidas existentes entre las unidades ya descritas. Está formado por materiales triásicos en facies germano–andaluza y un conjunto post–triásico que abarca hasta el Paleógeno y que se presenta en afloramientos dispersos y de escasa entidad.

Materiales postorogénicos. Discordantes sobre los materiales de las unidades descritas, afloran materiales neógenos y cuaternarios: los primeros, fundamentalmente margosos, fueron depositados entre el Langhiense y el Messiniense y los segundos, discordantes sobre los anteriores, son de carácter eminentemente detrítico.

**10.2.** La recopilación y el análisis de la información geofísica (proveniente de las campañas geoelectricas y de gravimetría realizadas por el IGME), el reconocimiento de las columnas litológicas de sondeos mecánicos de investigación (5 de ellos realizados y supervisados durante el transcurso de esta investigación) y el estudio de las características estratigráficas y estructurales del sector han permitido aportar **nuevas ideas acerca de las características geológicas del acuífero de la Sierra de Estepa**. La investigación gravimétrica ha permitido conocer la continuidad del sustrato e inferir el grado de conexión geométrica entre los materiales jurásicos de los distintos afloramientos. Varios sondeos mecánicos de investigación y los sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (SEDT) confirmaron que bajo estos materiales se detecta un horizonte conductor, que corresponde a los materiales detrítico-evaporíticos del Trías en facies germano-andaluza. En la unidad geológica de Hacho de Lora-Mingo-Guinchón, el espesor de los materiales jurásicos ha sido determinado en la mayoría de los SEDT realizados y resulta ser más reducido. En la Sierra de Becerrero, la señal suele penetrar hasta el sustrato conductor en los SEDT realizados directamente sobre los afloramientos jurásicos; sin embargo, la señal de los SEDT que fueron realizados en la orla de materiales cretácicos de la mitad septentrional no ha traspasado la capa conductora atribuible a las margas y margocalizas cretácicas, por lo que se sigue desconociendo la presencia de materiales jurásicos bajo la secuencia cretácica. La prospección con sísmica de refracción ha permitido confirmar la presencia de un epikarst considerablemente desarrollado sobre los afloramientos carbonáticos de la Sierra de Estepa, con espesores comprendidos entre 1,5 y 8,5 m. En las zonas donde está más desarrollado, sus características geométricas, sugieren la presencia de un incipiente proceso de dolinización.

Entre las principales aportaciones geológicas de esta investigación, destacan: la comprobación de la presencia del Trías en facies germano-andaluza bajo el Jurásico de los relieves de Becerrero, Hacho de Lora, Mingo y Águilas-Guinchón; la adquisición de dos nuevas columnas litológicas, que incluyen la práctica totalidad del Jurásico, mediante la perforación de los sondeos de investigación Cañada – Honda y el Martillo, la confirmación del espesor de las formaciones jurásicas de la Sierra de Becerrero y del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón y la verificación de que no existe conexión entre los materiales jurásicos de ambas unidades. Estos datos han condicionado de forma evidente la posterior investigación hidrogeológica, ya que ésta se orientó a establecer el funcionamiento

hidrogeológico de cada uno de los sistemas, que, a la luz de los datos geológicos, deben de presentar un comportamiento independiente.

**10.3.** El clima del área investigada muestra una evidente influencia atlántica; sin embargo, su situación, a sotavento de importantes relieves que interceptan los frentes que penetran desde el Golfo de Cádiz, impide la llegada de mayores aportes pluviométricos. La precipitación media de los observatorios considerados, en el periodo estudiado (1976-2006), es de 500 mm/año, que se reduce a 398 mm/año en el año seco y alcanza valores de 596 mm/año en el húmedo. El análisis de la variabilidad temporal de la precipitación ha puesto de manifiesto una elevada irregularidad interanual, hecho que condiciona de forma evidente la recarga de los acuíferos: alternan cortos periodos lluviosos, de alta intensidad, con dilatados periodos secos, menos intensos que los anteriores. En el periodo de registro analizado, se han producido tres importantes sequías (1983-1986, 1990-1995 y 2004-2006). Otro aspecto de especial interés consiste en el reducido número de días a lo largo del año en los que se genera el total pluviométrico anual de cada estación. La media es de 60 días de lluvia por año, con un promedio de intensidad comprendido entre 7,3 y 10,3 mm/día. La temperatura media anual del aire está comprendida entre 15,9 y 17,6 °C, con una acusada amplitud térmica anual de las temperaturas medias (entre 29,9 y 34,1 °C). Existe un gradiente térmico altitudinal medio de -0,29 °C/100 m. Por su parte, la evapotranspiración potencial, calculada con la ecuación de Hargreaves, está comprendida entre 1193 y 1300 mm/año. El cálculo de la escorrentía (lluvia útil) mediante el balance de agua en el suelo se ha realizado con los modelos de Milly y de Thornthwaite-Mather, que han sido aplicados a la información meteorológica de los observatorios más próximos al área investigada, con valores de capacidad de retención de agua en el suelo (CRAS) comprendidos entre 20 y 60 mm, que son los más usuales en los suelos asociados a rocas carbonáticas. Con el modelo de Milly, la lluvia útil está comprendida entre 279 y 150 mm/año, valores que representan un 50 y un 29% de la precipitación media, respectivamente. En idénticas condiciones, con el modelo de Thornthwaite-Mather, se obtienen unos valores de 310 y 186 mm/año, que implican coeficientes de escorrentía del 55 al 38 %, respectivamente.

**10.4.** Las aportaciones al conocimiento geológico del sector, antes indicadas, unidas al análisis de la respuesta hidrodinámica del acuífero (niveles piezométricos, caudal de drenaje de los manantiales, ensayos de bombeo) y al estudio hidroquímico del agua de



lluvia y de las aguas subterráneas **han permitido diferenciar dos sectores, con funcionamiento hidrogeológico independiente: Sector acuífero de la unidad geológica de la Sierra de Becerrero y Sector acuífero de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón.** A su vez, en el segundo Sector se distinguen los acuíferos carbonáticos de Mingo, Hacho de Lora, Águilas-Guinchón y Pleites.

**10.4.1 El acuífero de Becerrero** corresponde a la unidad geológica del mismo nombre; en este domo anticlinal existen 26,2 km<sup>2</sup> de afloramientos jurásicos permeables, con un espesor medio de 400 m. El sustrato está constituido por materiales del Trías en facies germano-andaluza y en algunos sectores por materiales del Cretácico inferior. Se supone que todos los bordes, son cerrados, aunque no existen evidencias claras al respecto en los límites E y NE.

El estudio de la porosidad de la matriz de las calizas de la formación Camarena ha puesto de manifiesto que los diámetros de poro son significativamente importantes para permitir el flujo, hasta el punto de que la porosidad interconectada representa una fracción significativa de la porosidad total. Los valores más habituales de porosidad eficaz de las muestras analizadas están comprendidos, frecuentemente, entre el 1,5 y el 3,1 % y coinciden con la porosidad media que se deduce a partir de los ascensos piezométricos que ocurren después de episodios de recarga. La importancia de las propiedades hidráulicas de la matriz se manifiesta en la respuesta del acuífero a los ensayos de bombeo. Durante este tipo de pruebas, los niveles dinámicos en el entorno de los sondeos evolucionan según el modelo de Hantush, debido al importante aporte de agua que se realiza de forma diferida desde la matriz de la roca. Tan sólo se ha observado efecto de almacenamiento kárstico en uno de los ensayos de bombeo. Por otro lado, las diagráfias ópticas y acústicas realizadas en tres sondeos de investigación, en el sector central de la Sierra de Becerrero, no han detectado la presencia de cavidades kársticas de interés. La transmisividad media del acuífero es de 120 m<sup>2</sup>/día, con un fondo hidrogeológico comprendido entre 8 y 1620 m<sup>2</sup>/día. La variabilidad de este parámetro corresponde a la de medios muy heterogéneos, mientras que su distribución espacial indica que es mayor en las zonas más próximas a los principales manantiales.

La infiltración del agua de lluvia aporta al acuífero alrededor de 6 hm<sup>3</sup>/año. Esta cifra ha sido obtenida con tres métodos diferentes (balance diario de agua en el suelo, balance de

cloruros disueltos en el agua y el método APLIS), a pesar de lo cual su validez debe ser considerada con prudencia. La evaluación de las salidas totales, correspondientes al periodo 2003-2006, ha proporcionado una cifra de 5,3 hm<sup>3</sup>/año, de los que 4,6 hm<sup>3</sup>/año se extraen por bombeo. Las reservas totales, que resultan al considerar el máximo volumen de roca saturado con los datos piezométricos (del periodo 1976-2006), y con valores de la porosidad eficaz de 0,02 y 0,03, son de 234 y 350 hm<sup>3</sup>, respectivamente. Por otro lado, con los valores máximos y mínimos de la recarga y de las reservas totales se obtienen tiempos medios de permanencia del agua en el acuífero comprendidos entre 36 y 74 años.

En condiciones de régimen no influenciado el flujo subterráneo se dirigiría hacia el sur, controlado por las redes de conductos kársticos que desembocan en los manantiales del Ojo de Gilena, del Ojo de Pedrera y de la Fuente de Santiago, con cotas comprendidas entre 466 y 467 m s.n.m. En la actualidad, los principales sectores de bombeo se sitúan junto a los manantiales citados, por lo que el flujo hacia los sondeos se realiza en su práctica totalidad por fracturas interceptadas por las captaciones y sigue presetando la misma dirección.

Los abundantes datos piezométricos disponibles permiten comprobar la existencia de un nivel continuo en todo el sistema, que fluctúa de forma homogénea en el tiempo. La fluctuación intra-anual media de la superficie piezométrica es de 5 m, valor que se eleva hasta 10 m en los años con precipitaciones superiores a la media. La respuesta piezométrica a la precipitación es rápida y se ha comprobado que se ajusta muy estrechamente a los valores de recarga que se obtienen con balances diarios de agua en el suelo en los que se aplica un valor de la CRAS de 40 mm. La explotación intensiva del acuífero y los prolongados periodos secos provocan descensos acumulados del nivel piezométrico que llegan a superar 20 m por debajo de la cota de las principales surgencias, con el consiguiente agotamiento de los manantiales. Después de los periodos de lluvias intensas, posteriores a las sequías, se recuperan los niveles piezométricos y los manantiales vuelven a surgir. Durante el periodo de investigación (2003-2006), el manantial del Ojo de Gilena tan sólo estuvo activo entre mayo y julio de 2003 y entre enero y octubre de 2004, y el de la Fuente de Santiago entre abril y junio de 2004.

Los distintos métodos de investigación utilizados indican que el acuífero de la Sierra de Becerrero dispone de un poder regulador propio de acuíferos inerciales, permeables por

fisuración y fracturación, y con un escaso grado de desarrollo de la karstificación funcional, que parece limitarse a los sectores más próximos a las principales surgencias.

Los tiempos de residencia que se obtienen con los valores de recarga y de reservas calculadas en esta investigación aconsejarían una explotación de este acuífero con un caudal de bombeo ligeramente inferior a sus recursos medios renovables, de manera que, después de los ciclos secos, el consumo de parte de las reservas estáticas del acuífero dejaría un importante volumen vacío disponible para regular el agua que se infiltra en los cortos e intensos periodos húmedos que ocurren en este ámbito climático. No obstante, según las conclusiones obtenidas en esta investigación, este tipo de explotación supondría un agotamiento prácticamente permanente de los principales manantiales.

**10.4.2.** En el **Sector de la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón** los afloramientos de materiales jurásicos permeables ocupan una superficie de 8,6 km<sup>2</sup>. La investigación llevada a cabo permite diferenciar cuatro acuíferos carbonáticos, con un funcionamiento hidrogeológico independiente.

Los afloramientos de los materiales permeables del Hacho de Lora y de Mingo ocupan superficies de 1,6 y 0,6 km<sup>2</sup>, respectivamente. El espesor medio de estos materiales, determinado mediante SEDT, es del orden de 200 m. Los dos acuíferos presentan todos sus bordes cerrados al flujo subterráneo, salvo los orientales (y una pequeña parte del occidental en el acuífero de Mingo), donde existe conexión hidráulica con niveles permeables miocenos y cuaternarios. El sustrato impermeable está constituido por materiales triásicos, en la mitad oriental, mientras que, en la occidental, se observa una clara superposición de los materiales jurásicos sobre los del Cretácico. Los materiales permeables de ambos relieves están desconectados entre sí, habida cuenta de la existencia de afloramientos de materiales triásicos al norte del Hacho de Lora. En el acuífero de Águilas-Guinchón, los materiales permeables tienen un espesor de 350 m y sus afloramientos ocupan una superficie de 4,4 km<sup>2</sup>. La estructura de este sector consiste en un anticlinal volcado, vergente al NO. Los límites norte, sur y este del acuífero son cerrados al flujo subterráneo, mientras que la delimitación del límite occidental es más compleja, al hundirse los materiales permeables bajo el Cretácico. Por último, en el acuífero carbonático de Pleites existen 1,5 km<sup>2</sup> de afloramientos permeables jurásicos, a los que hay que añadir 0,9 km<sup>2</sup> de materiales acuíferos cuaternarios superpuestos sobre los anteriores.

El espesor medio de materiales carbonáticos se ha estimado en 300 m, mientras que los materiales de piedemonte alcanzan un espesor máximo de 30 m. La estructura consiste en un pliegue sinclinal, volcado hacia el NO, interrumpido por una falla de origen diapírico que separa el relieve de Pleites de la Sierra de Águilas; en la traza de esta falla se observan pequeños afloramientos de materiales triásicos, en la mitad meridional del collado que separa ambos relieves. Todos los límites del acuífero se suponen cerrados al flujo subterráneo.

El estudio de la variación temporal de nivel piezométrico con el código ERAS ha permitido estimar una porosidad eficaz, en la zona de fluctuación del nivel piezométrico, comprendida entre 0,025 y 0,03, valores que coinciden sensiblemente con los determinados en la Sierra de Becerrero. La reinterpretación de los ensayos de bombeo ha puesto de manifiesto que los mejores ajustes se consiguen con la solución de Hantush. Por otro lado, la práctica totalidad de los ensayos presentan al inicio del bombeo un importante efecto de almacenamiento, que se atribuye a la presencia de cavidades kársticas. Este mayor grado de karstificación y la más intensa fracturación, respecto al acuífero de Becerrero, contribuyen a que la transmisividad media presente un valor de  $467 \text{ m}^2/\text{día}$ ; sin embargo, el desarrollo de las redes de conductos kársticos no debe ser muy importante, habida cuenta de las dimensiones de los acuíferos.

La alimentación de estos acuíferos procede, fundamentalmente, de la infiltración del agua de lluvia. La recarga ha sido calculada con balances diarios de agua en el suelo, con balances de agua en el acuífero y con el método APLIS. Los dos primeros métodos proporcionan valores muy parecidos entre sí, mientras que con el método APLIS resultan ligeramente superiores. Los recursos medios renovables del conjunto de los cuatro acuíferos son de  $1,94 \text{ hm}^3/\text{año}$  ( $0,16 \text{ hm}^3/\text{año}$  en el acuífero de Mingo,  $0,30 \text{ hm}^3/\text{año}$  en el acuífero del Hacho de Lora,  $0,99 \text{ hm}^3/\text{año}$  en el acuífero de Águilas-Guinchón y  $0,48 \text{ hm}^3/\text{año}$  en el acuífero de Pleites); por su parte, las salidas totales, por bombeo, son de  $0,28$ ,  $0,33$ ,  $1,8$  y  $0,33 \text{ hm}^3/\text{año}$ , respectivamente. El cálculo de las reservas totales de los cuatro acuíferos (con valores de la porosidad eficaz de 0,02 y 0,03) y de la recarga ha permitido determinar los siguientes tiempos de permanencia: 4-7 años, en el acuífero de Mingo; 9-18 años, en el acuífero del Hacho de Lora; 42-71 años, en el acuífero de Águilas-Guinchón, y 15-33 años, en el acuífero de Pleites.

El flujo de estos acuíferos en régimen natural se realizaba hacia el este, hacia los materiales miocenos y cuaternarios que afloran en este sector. El único manantial que existía en esta zona es el del Almarjal, situado a 355 m s.n.m., que representaba el principal punto de drenaje del acuífero de Águilas-Guinchón. Desde la segunda mitad de los años 90 del siglo XX el manantial está inactivo. En la actualidad, la importante explotación a la que se encuentran sometidos estos acuíferos, hace que su funcionamiento sea muy similar al de un depósito estanco, en el que las entradas se producen por infiltración del agua de lluvia y las salidas por bombeo, de modo que las fluctuaciones del nivel piezométrico dependen del balance hídrico del acuífero, de sus dimensiones y de la porosidad eficaz media en la zona de variación del nivel.

Los abundantes datos piezométricos disponibles permiten confirmar que los acuíferos presentan un comportamiento hidrogeológico independiente, con distintas cotas piezométricas y con distinta variación en el tiempo. En todos los acuíferos, la respuesta piezométrica a la precipitación es rápida; no obstante, la influencia de los bombeos es muy importante, sobre todo en los acuíferos explotados mayoritariamente para regadío.

La minería del agua que se realiza en los acuíferos de Águilas-Guinchón y de Mingo implica un consumo continuado de las reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje de los manantiales. Parecidas observaciones pueden realizarse respecto al acuífero del Hacho de Lora, aunque la mala calidad del agua para riego, al igual que está ocurriendo en el acuífero de Mingo, está provocando una disminución de la explotación.

En definitiva, se puede indicar que los acuíferos que componen la unidad geológica del Hacho de Lora-Mingo-Guinchón presentan un comportamiento parecido al de los sistemas carbonáticos inerciales. La respuesta del acuífero a los ensayos de bombeo en el entorno de los sondeos (con síntomas de drenaje diferido), la pequeña amplitud de las fluctuaciones piezométricas y la importante porosidad eficaz que se deduce de las variaciones del nivel piezométrico hacen que, pese a la intensa fracturación y al importante grado de karstificación que se observa en superficie, el comportamiento de los materiales de esta unidad pueda considerarse más próximo al de los sistemas fisurados.

Los cortos tiempos de residencia calculados sugieren que la explotación debería reducirse a valores considerablemente inferiores a la recarga media en los acuíferos de Mingo, del

Hacho de Lora y de Pleites; sin embargo, las mayores reservas existentes en el acuífero de Águilas-Guinchón permitirían la extracción de un caudal similar a sus recursos medios renovables, con la consiguiente afección a las salidas naturales del sistema.

**10.5. La información físico-química de las aguas subterráneas de la Sierra de Estepa,** conseguida, fundamentalmente, mediante el muestro de sondeos de explotación y piezómetros ha permitido caracterizar y modelizar las aguas subterráneas, estudiar su variabilidad temporal y analizar la influencia de la explotación intensiva.

Los registros de conductividad eléctrica y temperatura realizados en sondeos y piezómetros ponen de manifiesto que la temperatura del agua está comprendida, frecuentemente, entre 16,5 y 18,5 °C, valores parecidos a los de la temperatura media del aire en la zona investigada, aunque en algunos sondeos, con un reducido espesor saturado, la temperatura del agua puede alcanzar 20 °C. Estos registros también han permitido comprobar la existencia de una estratificación vertical de las aguas subterráneas, caracterizada por un aumento de la salinidad con la profundidad.

**10.5.1. La variabilidad espacial de las características físico-químicas de las aguas subterráneas** de los acuíferos de la Sierra de Estepa es muy importante. En el acuífero de la Sierra de Becerrero, el agua es bicarbonatada cálcica y la conductividad eléctrica media es de 470  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , mientras que, en el otro extremo, el acuífero del Hacho de Lora tiene aguas de facies clorurada sódica, con una conductividad eléctrica media de 9780  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La influencia hidroquímica del sustrato detrítico-evaporítico es determinante en las características hidroquímicas de las aguas subterráneas de algunos de los acuíferos de la Sierra de Estepa. No obstante, su influencia está condicionada por el distinto grado de afección que provoca la explotación intensiva de estos acuíferos, que, a su vez, está influenciada por el tamaño, por el tiempo de residencia y por la presencia más o menos extensa de los citados materiales en la base y en los bordes de cada uno de los acuíferos.

La utilización del código informático PHREEQC ha permitido calcular los índices de saturación de calcita, dolomita, yeso y halita y la presión parcial de dióxido de carbono en equilibrio con las aguas subterráneas. La mayor parte de las aguas subterráneas están saturadas o sobresaturadas en calcita y subsaturadas en yeso y halita. En los acuíferos más afectados por la explotación intensiva, las aguas están sobresaturadas en calcita, saturadas

en dolomita y subsaturadas en yeso y halita; la presión parcial de CO<sub>2</sub> está comprendida entre 10<sup>-2,9</sup> y 10<sup>-1,6</sup> atm; las mayores presiones parciales de CO<sub>2</sub> se miden en los sondeos más próximos a los puntos de descarga natural en el acuífero de la Sierra de Becerrero y en los sondeos que explotan los acuíferos más afectados por la explotación intensiva; por el contrario, los menores valores se miden en los sectores más septentrionales del acuífero de la Sierra de Becerrero, donde los sondeos captan aguas menos mineralizadas con un recorrido subterráneo más corto y con menor tiempo de tránsito. Este hecho pone de manifiesto que las aguas subterráneas más evolucionadas tienen mayores presiones parciales de CO<sub>2</sub> y que todos los sistemas son abiertos al CO<sub>2</sub>.

Por otra parte, PHREEQC ha permitido reproducir de forma satisfactoria las características físico-químicas de los principales tipos de agua diferenciados en los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa y proponer un modelo de evolución hidroquímica de las aguas subterráneas. El modelo propuesto permite explicar los procesos que modifican las características físico-químicas originales del agua de cada sistema, incluidos los efectos derivados de la explotación intensiva.

El modelo parte de la composición química del agua de lluvia local, equilibrada con una PCO<sub>2</sub> de 10<sup>-3,5</sup> atm, que, al filtrarse, se enriquece en CO<sub>2</sub> y aumenta su temperatura y la concentración iónica, como consecuencia de la evaporación parcial del agua de lluvia en un porcentaje que se ha evaluado en el 65% como valor medio. La simulación del aumento de concentración por efecto de la evaporación del agua de lluvia local permite explicar la concentración de sulfatos, magnesio, cloruros y sodio de las aguas subterráneas del sector central de la Sierra de Becerrero, en el que no hay síntomas de afección de las características físico-química de las aguas subterráneas por procesos de contaminación y por procesos derivados de la explotación intensiva. Por razones relacionadas con la cinética de las reacciones, las concentraciones en calcio y en bicarbonato son mayores en ese sector del acuífero, ya que, como se ha podido comprobar con el modelo aplicado, la disolución de calcita tiene lugar preferentemente en la zona no saturada. Una vez en la zona saturada, las aguas aumentan su temperatura, pasan de 16,7 °C a 18,5 °C, incluso a 20° C en algunos sistemas, y se favorece la disolución de dolomita. El balance de masas que se obtiene al analizar el modelo indica que, en esta fase, la concentración del agua de lluvia por evaporación y la disolución de calcita, y en menor grado de dolomita, controlan la composición química del agua subterránea.

En los acuíferos afectados por la explotación intensiva, se ha podido comprobar que se produce una reacción de dedolomitización, tanto más evolucionada cuanto menor es el espesor saturado. Esta reacción se pone de manifiesto en el modelo con la precipitación de calcita y con el aumento de las concentraciones de magnesio, como resultado de la disolución de dolomita, y de los sulfatos y el calcio aportados por el yeso existente en el muro y en parte de los bordes de los acuíferos estudiados. No obstante, el principal efecto de la explotación intensiva se manifiesta en el aumento de la salinidad del agua subterránea, por la mezcla con las aguas salinas atribuidas a los materiales triásicos. Para simular las mezclas en el modelo utilizado, se han considerado las concentraciones iónicas medias de la salmuera explotada en las salinas de Pedrera, situadas en los afloramientos pertenecientes al Manto de Antequera–Osuna, al suroeste de la localidad citada. Los porcentajes de participación de la salmuera triásica que explican las concentraciones de cloruros de las aguas subterráneas de los acuíferos de la Sierra de Estepa están comprendidos entre el 0,027%, de la Sierra de Becerrero, y el 4,23%, del acuífero del Hacho de Lora. Debe ser destacado que en este último acuífero el ajuste conseguido con el modelo, a partir del agua de lluvia local y del agua asociada a la salmuera triásica muestreada en la salinas de Pedrera, no ha permitido conseguir calibrar los contenidos en calcio del agua muestreada en el Hacho de Lora. Esta cuestión implica que la salmuera asociada a los materiales del sustrato del Hacho de Lora debe de ser más sulfatada cálcica que la de las salinas de Pedrera. Los balances de masas que se obtienen en los acuíferos más afectados por la explotación intensiva indican que la disolución de halita, yeso y dolomita y la precipitación de calcita son los procesos que controlan la concentración iónica de las aguas subterráneas de estos sistemas.

**10.5.2.** Por otro lado, **el análisis de la evolución temporal de las características hidroquímicas del agua subterránea** ha permitido comprobar que durante los periodos secos se produce un incremento de la salinidad del agua, debido al aumento de la concentración de cloruros, sulfato, sodio y calcio.

En los sistemas acuíferos en los que la explotación se aproxima a la recarga media del sistema, pero no la supera, el potencial hidráulico desciende hasta alcanzar un nuevo equilibrio en una nueva situación hidrodinámica; sin embargo, el descenso del potencial hidráulico que se produce en las épocas de sequía, más frecuentes que los periodos



húmedos, favorece el flujo desde los materiales que se sitúan en los bordes del acuífero, fundamentalmente materiales detrítico–evaporíticos del sustrato triásico, de forma que se produce una mezcla con aguas más mineralizadas. Al mismo tiempo, durante los periodos secos, se movilizan las aguas más profundas de los acuíferos jurásicos, en donde los contenidos de sulfato, calcio y magnesio son mayores que los de las aguas más someras, debido a la dedolomitización que se produce en la zona de contacto entre los materiales jurásicos y el sustrato triásico. Obviamente, los mayores incrementos de salinidad se producen en los sondeos que están más próximos al contacto con los materiales detrítico–evaporíticos: es el caso del sondeo de abastecimiento a Pedrera.

En los sistemas acuíferos en los que la explotación es sustancialmente mayor que la recarga media del sistema, el descenso de la superficie piezométrica no se estabiliza, de forma que, con el paso de tiempo, aumenta la diferencia de potencial hidráulico entre el sistema carbonático y los materiales acuíferos-acuitardos de su perímetro y de su base, lo que, a su vez, provoca el incremento del flujo subterráneo desde los bordes. Esta situación es la que se ha producido en el antiguo sondeo de abastecimiento a Lora de Estepa, que explotaba una pequeña lámina de materiales jurásicos desconectada del resto de la Sierra de Becerrero, o lo que está ocurriendo en los acuíferos de Águilas-Guinchón, en el acuífero del Hacho de Lora y en el de Mingo.

Asimismo, los efectos de la explotación intensiva hacen que la variabilidad hidroquímica temporal de las aguas subterráneas sea muy importante en los acuíferos de la Sierra de Estepa, incluso mayor que la que se observa en otros acuíferos carbonáticos béticos, que funcionan en régimen natural y en los que se conoce la existencia de una importante karstificación funcional.

En los sistemas acuíferos de la Sierra de Estepa la explotación intensiva provoca que los manantiales estén inactivos la mayor parte del tiempo. El agua de infiltración profunda, tanto su componente de infiltración rápida como la lenta, son retenidas en los acuíferos y se mezclan con las reservas almacenadas por debajo de la cota de drenaje de los manantiales, hasta que son captadas por alguno de los sondeos de explotación. Si las reservas son muy importantes con respecto a la cantidad de agua recargada, la modificación de las características hidroquímicas del agua subterránea almacenada será muy pequeña y la variabilidad temporal de las características hidroquímicas de las aguas

extraídas por los sondeos será poco importante. Esto ocurre en los acuíferos de la Sierra Becerrero y de Águilas. Si la recarga es importante en comparación con las escasas reservas de algunos sistemas, la variabilidad química de las aguas extraídas por los sondeos será mayor, tal y como ocurre en los acuíferos de la Sierra de Pleites, del Hacho de Lora y de la Sierra de Mingo. Además, en estos últimos sistemas, la variabilidad es aun más acentuada, debido a las notables diferencias de salinidad que existen entre el agua de recarga, que procede fundamentalmente de la infiltración del agua de lluvia, y el agua almacenada por debajo de la cota de drenaje de los manantiales; el descenso de potencial hidráulico provocado en estos acuíferos jurásicos ha favorecido la incorporación de aguas que fluyen desde los materiales detrítico-evaporíticos que los delimitan, que, pese a ser muy reducida cuantitativamente, tiene una notable influencia en la salinidad final de las aguas.

Por estos motivos, las clasificaciones que definen el grado de karstificación funcional de los sistemas kársticos en función de la variabilidad temporal de las características hidroquímicas de las aguas subterránea deben ser analizadas con cautela cuando existan indicios de explotación intensiva.

**10.6.** Finalmente, **se han aplicado distintos indicadores para el estudio del uso sostenible de agua subterránea** a los acuíferos de la Sierra de Estepa, con objeto de contrastar su validez y su representatividad. En general, se comprueba que, debido al elevado número de variables y a la incertidumbre asociada a los términos que se requieren para aplicar estos indicadores, resulta imprescindible conocer en detalle el funcionamiento hidrogeológico de cada acuífero para no incurrir en la utilización de simples aproximaciones exclusivamente estadísticas, aplicadas muchas veces sin criterio suficiente. Asimismo, resulta esencial conocer las características hidroquímicas de las aguas subterráneas antes de que se produzcan afecciones derivadas de la explotación intensiva.

La aplicación de los distintos indicadores considerados permite comprobar que, desde el punto de vista cuantitativo, se realiza un uso no sostenible del agua subterránea en los acuíferos de Águilas-Guinchón, Mingo y Hacho de Lora; por otra parte, si se pretende conservar una descarga mínima por los principales puntos de drenaje, el uso también será insostenible en el acuífero de Becerrero. La conservación de las salidas naturales es incompatible con los bombeos realizados para abastecer totalmente a la población de la

comarca de Estepa. Desde el punto de vista cualitativo, se pone de manifiesto un importante deterioro de la calidad del agua en los acuíferos del Hacho de Lora y Mingo para distintos usos y se confirma una tendencia al alza en las concentraciones de cloruro, sodio y de la conductividad eléctrica del agua, en los acuíferos más intensamente explotados (Mingo, Águilas-Guinchón y Hacho de Lora). Sin embargo, en los acuíferos de Pleites y de Becerrero, las concentraciones en cloruros y en sodio y el valor de la conductividad eléctrica se mantienen estabilizados, y existe un incremento del contenido en nitratos.

En definitiva, se puede afirmar que el tratamiento conjunto de la información que proporcionan los resultados de los indicadores y de los índices utilizados permite evaluar el grado de afección que está provocando el uso intensivo de los recursos de estos acuíferos; por tanto, la elección y utilización correcta de estos indicadores es extremadamente importante dada su utilidad a la hora de fijar las directrices de una correcta gestión y planificación de los recursos hídricos subterráneos.

**10.7. La investigación de los acuíferos carbonáticos sometidos a explotación intensiva** es compleja. A la notable dificultad debida a la heterogeneidad de la porosidad y de la permeabilidad de estos sistemas, se suma la dificultad añadida que supone la alteración del régimen de funcionamiento natural por la extracción artificial de agua subterránea.

La explotación intensiva de los acuíferos se hace, frecuentemente, de forma incontrolada y sin la debida planificación, por lo que el incremento de la explotación no está acompañado del necesario incremento de su conocimiento hidrogeológico. Sin embargo, se suele recurrir al concurso de los especialistas después de aparecer los síntomas negativos de la explotación intensiva (descenso del nivel piezométrico, disminución e incluso agotamiento de los manantiales, afección a ecosistemas asociados a la descarga natural de los acuíferos, deterioro de la calidad del agua, etc.). Si, como es habitual, en estos acuíferos no se han realizado investigaciones de detalle previas, la investigación se ve notablemente dificultada. Aspectos como la evaluación de la recarga y de las salidas, que en régimen natural se pueden determinar con bastante precisión mediante el control de unos pocos puntos de salida, pasan a ser una tarea harto difícil, en la que la aplicación de los métodos de investigación habituales en el estudio de los acuíferos kársticos resulta seriamente limitada. De igual modo, la determinación del fondo hidrogeológico de las características

hidroquímicas de las aguas subterráneas puede verse notoriamente dificultada en muchos casos, si no existe información previa.

En los casos en los que la investigación hidrogeológica se inicia cuando el acuífero está sometido a una explotación intensiva, las salidas naturales suelen estar agotadas temporal o permanentemente, por lo que es necesario obtener información mediante sondeos mecánicos. Por estos motivos, se debe recurrir a las técnicas de investigación de medios porosos y/o fisurados (control litológico y estructural de las columnas de sondeos, diagráfias multiparamétricas, ensayos de bombeo, control hidroquímico del agua y de los niveles piezométricos, etc.).

Por otro lado, para poder programar una gestión adecuada de los recursos hídricos de los acuíferos carbonáticos es de especial interés determinar el tiempo de permanencia del agua. Para su cálculo es necesario conocer los recursos medios renovables de los acuíferos y sus reservas totales. Los distintos métodos de evaluación de la recarga aplicados en esta investigación han permitido alcanzar similares resultados, aunque no exentos de incertidumbre; sin embargo, uno de los principales retos de la planificación hidrogeológica de la región mediterránea pasa por conseguir una evaluación más ajustada de las reservas de los acuíferos carbonáticos. En el actual escenario de cambio climático, y por sus particulares características (elevada tasa de recarga, alta capacidad de almacenamiento, baja mineralización de las aguas y en general buena calidad para abastecimiento humano), los acuíferos carbonáticos están llamados a cobrar un especial protagonismo en el abastecimiento a la población durante los periodos de sequía e incluso de forma permanente. Sin embargo, para mejorar el conocimiento del tiempo de permanencia de los acuíferos es necesario incrementar el uso de las técnicas de investigación geofísica (sondeos electromagnéticos, sísmica de reflexión, diagráfias en sondeos, etc.), combinadas con sondeos de investigación hidrogeológica y dedicar al estudio de la capacidad de almacenamiento de la matriz de la roca un esfuerzo y una atención mucho más intensos de los que habitualmente se les concede.

## Referencias

- Adams, B. y McDonald, A. 1995. *Over-exploited aquifers-Final Report*. British Geological Survey, Technical Report WC/95/3.
- Agnew, C. T. y Chappell, A. 1999. Drought in the Sahel. *GeoJournal*, 48(4), 299-311.
- Aguilera, H. y Murillo, J. M. 2006. Estimación de la recarga natural en cuatro acuíferos kársticos de la provincia de Alicante y relación con el cambio climático. En: *Karst, climate change and groundwater*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero, Málaga, 441-451.
- Ahr, W. M., Allen, D., Boyd, A., Bachman, H. N., Smithson, T., Clerk, E. A., Gzara, K., Hassall, J. K., Murty, C. R. K., Zubari, H. y Ramamoorthy, R. 2005. Confrontando un intrincado tema de los carbonatos. *Oildfield Review*, 17(1), 20-43.
- Akbar, M., Vissapragada, B., Alghamdi, A. H., Allen, D., Herron, M., Carnegie, A., Dutta, D., Olesen, J. M., Choursasiya, R. D., Logan, D., Stief, D., Netherwood, R., Russell, S. D. y Saxena, K. 2001. Evaluación de yacimientos carbonatados. *Oildfield Review*, 12(4), 20-43.
- Alcalá, F. J. 2006. *Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeológico*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 719 pp.
- Alcalá, F. J. y Custodio, E. 2004. La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. *Boletín Geológico y Minero*, 115 Número Especial, 319-330.
- Alcalá, F. J. y Custodio, E. 2006. Estimación de la recarga por la lluvia a los acuíferos españoles mediante balance de cloruro en el suelo. En: *Conferencia Internacional sobre energías renovables y tecnologías del Agua*, Almería, 229-234.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper nº 56, Roma.
- Alley, W. M. 1984. Treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance model. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149.
- ALT. 2001. *Wellcad. User's guide for versión 3.0*. Advanced Logic Technology, 881 pp.

- Andreo, B., Carrasco, F., Bakalowicz, M., Mudry, J. y Vadillo, I. 2002. Use of hydrodynamic and hydrochemistry to characterise carbonate aquifers. Case study of the Blanca-Mijas unit (Málaga, southern Spain). *Environmental Geology*, 43, 108-119.
- Andreo, B., Durán, J. J., Vías, J., López-Geta, J. A., Carrasco, F. y Jiménez, P. 2004a. Métodos para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. Aplicación en acuíferos de la Cordillera Bética (Sur de España). En: *Investigaciones en acuíferos kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 185-204.
- Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J. A., Carrasco, F., Durán, J. J. y Jiménez, P. 2004b. Propuesta metodológica para la estimación de la recarga en acuíferos carbonáticos. *Boletín Geológico y Minero*, 115(2), 177-186.
- Andreu, J. M. 1997. *Contribución de la sobreexplotación al conocimiento de los acuíferos kársticos de Crevillente, Cid y Cabeço d'Or (provincia de Alicante)*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Alicante, 477 pp.
- Andreu, J. M., Cerón, J. C., Pulido-Boch, A. y Estévez, A. 1999. Algunos procesos hidrogeoquímicos en la Cueva de Canalobre y en el acuífero del Cabeço d'Or (Alicante). En: J. J. Durán (Ed.) *Contribución del estudio científico de las cavidades al conocimiento geológico*, 413-423.
- Andreu, J. M., Linares, J., Pulido-Boch, A., García-Sánchez, E. y Bellot, J. 2006. Utilización de registros automatizados para el conocimiento de la infiltración en un pequeño acuífero kárstico mediterráneo. ejemplo del Ventós (Alicante, España). En: F. Carrasco (Ed.) *Karst cambio climático y aguas subterráneas*. Instituto Geológico y Minero de España, Málaga, 18, 193-202.
- Andreu, J. M., Pulido-Bosch, A., Rodríguez-Estrella, T. y García-Sánchez, A. 2004. Sobreexplotación de acuíferos kársticos. En: J. J. Durán (Ed.) *Investigación en sistemas kársticos españoles*. IGME, Madrid, 161-184.
- Andrieux, C. 1976. Le système karstique du Baget 2. Geothermie des eaux à l'exutoire principal selon les cycles hydrologiques 1974 et 1975. En: *Deuxième Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire*, Besançon, 1-26.
- Antigüedad, I. 1986. *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal. Contribución a la investigación de los acuíferos kársticos*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, 337 pp.

- Appelo, C. A. J. y Postma, D. 1993. *Geochemistry, groundwater and pollution*. A.A. Balkema, Rotterdam, 536 pp.
- Aracíl, E. 1995. La testificación geofísica: una herramienta para la inspección de sondeos hidrogeológicos. En: *VI Simposio de Hidrogeología*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla, XiX, 101-115.
- Armayer, J. L., de la Orden, J. A. y Murillo, J. M. 2001. Artificial recharge as a technique to alliviate the overexplotation of small aquifers located on the Spanish mediterranean coast. En: *International Conference on Future Goundwater, Resources at Risk*, Lisboa, 8.
- Atkinson, T. C. 1977. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35, 93-110.
- Atkinson, T. C. y Smart, P. L. 1981. Artificial tracers in hydrogeology. En: *A survey of British hydrogeology 1980*. Royal Society, London, 173-190.
- Bakalowicz, M. 1979. *Contributions of hydrogeochemistry to the knowledge of karst aquifer and karstification*. Doctoral Thesis. University Pierre et Marie Curie, Paris, France, pp.
- Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: a challengue for a new resources. *Hydrogeology Journal*, 13, 148-160.
- Ballester, A., Fernández, J. A. y López-Geta, J. A. 1999. *Medida y evaluación de las extracciones de agua subterránea*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 300 pp.
- Battle, A. y Martín-Machuca, M. 1981. Cuantificación de los recursos del macizo de Estepa a partir de su evolución hidrodinámica. En: *II Simposio sobre el agua subterránea en Andalucía*, Granada, 183-202.
- Bayó, A. 1983. La exploración hidrogeológica de los acuíferos en rocas carbonatadas desde la óptica de la explotación de recursos y utilización de almacenamiento. En: *Reunión Monográfica Karst Larra*, Navarra, 177-215.
- Bayó, A. 1984. Uso del aire comprimido para extracción de agua en pozos y sondeos. "Air-lift". *Tecnología del agua*, 15, 58-70.
- Bayó, A., Castiella, J., Custodio, E., Niñerola, S. y Virgós, L. 1986. Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. En: *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, San Sebastián, 2, 255-340.

- Beekman, H. E. y Xu, Y. 2003. Review of groundwater recharge estimation in arid and semi-arid Southern Africa. En: H. E. Beekman (Ed.) *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO, Paris, 3-16.
- Benavente, J., Hidalgo-Estévez, M. C., Mabrouki, K., Izquierdo, A. y Rubio, J. C. 2005. Estudio comparativo de las características físico-químicas y de la recarga a los acuíferos de la cuenca alta del Guadalquivir en la provincia de Jaén. En: M. Martín-Machuca (Ed.) *VI Simposio del Agua en Andalucía*. IGME, Sevilla, 1, 471-481.
- Benavente, J., Moral, F., Vallejos, A. y Pulido, A. 2004. Hidrogeoquímica de acuíferos kársticos. En: *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, 139-159.
- Bonacci, O. 1987. *Karst Hydrology. Whith special reference to the dynamic karst*. Editorial Springer-Verlag, Berlin, 184 pp.
- Bouamama, M. 2000. *Aportación de la hidrogeoquímica al conocimiento de los sistemas hidrogeológicos kársticos del sur de Córdoba (Parque Natural de las Sierras Subbéticas)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 308 pp.
- Bouma, J. 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. En: B. A. Stewart (Ed.) *Advances in Soil Science*. Springer, New York, 117-213.
- Bredehoeft, J. D., Papadopoulos, S. S. y Cooper, H. H. 1982. The water budget myth (scientific basis of a water management). *Studies in Geophysics*, 51-57.
- Brook, G. A., Folkoff, M. E. y Box, E. O. 1983. A world model of soil carbon dioxide. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 79-88.
- Budd, D. A. y Vacher, H. L. 2004. Matrix permeability of the confined Foridan Aquifer, Florida, USA. *Hydrogeology Journal*, 12(5), 531-549.
- Candela, L., Gómez, M. B., Puga, L., Rebollo, L. F. y Villarroya, F. 1991. *Aquífer overexploitation. XXIII Congress International Association Hydrogeologist*. IAH, Tenerife, 580 pp.
- Cardenal, J. 1993. *Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 402 pp.
- Cardenal, J., Benavente, J. y Cruz-Sanjulián, J. 1994. Chemical evolution of groundwater in triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, South Spain). *Journal of Hydrology*, 161, 3-30.
- Cardoso, G. 1997. *Comportamiento de los manantiales del karst nororiental de la Sierra de Tramuntana, Mallorca*. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 212 pp.



- Carrasco, F., Jiménez, P., Andreo, B. y Liñan, C. 2004. Hidrodinámica de acuíferos carbonáticos. Aplicación en acuíferos de la Cordillera Bética (Sur de España). En: J. J. Durán (Ed.) *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. IGME, Madrid, 205-223.
- Carrera, J. y Saaltink, M. W. 2002. *Balance de agua en el suelo. Métodos hidrometeorológicos*. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Cartwright, K. 1979. Measurement of fluid velocity using temperature profiles: experimental verification. *Journal of Hydrology*, 43, 185-144.
- Castillo, C., Alcalde, F. y Yáñez, J. D. 1992. Estudio de los rellenos kársticos de las sierras de Estepa. Subbético Externo. Cordillera Bética. En: *III Congreso Geológico de España*, Madrid, 1, 497-500.
- Castillo, J. M. 1989. *El clima en Andalucía. Clasificación y análisis regional de los tipos de tiempo*. Diputación de Almería, 549 pp.
- Castro, J. M. 1990. *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo de las sierras de Estepa (provincia de Sevilla)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, Granada, 93 pp.
- Castro, J. M., Checa, A. y Ruiz-Ortiz, P. A. 1990. Cavidades kársticas con rellenos de Calloviense superior y Oxfordiense inferior (Subbético Externo, Provincia de Sevilla). *Geogaceta*, 7, 61-64.
- Castro, J. M. y Ruiz-Ortiz, P. A. 1991. Nivel condensado con estromatolitos pelágicos en el Cretácico de la sierra de Estepa (Subbético Externo Provincia de Sevilla. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4(3-4), 305-319.
- Charmoille, A. 2005. *Traçage hydrochimique des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés*. Tesis Doctoral. University of Franche-Comté, Besançon (French), 320 pp.
- CHG. 1994. *Norma de explotación de la Unidad Hidrogeológica 05.43. Sierra y Mioceno de Estepa*. Instituto Geológico de España, Sevilla.
- CHG. 1995. *Plan Hidrológico del Guadalquivir*. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, Sevilla.
- Choisnel, E., de Villele, O. y Lacroze, F. 1992. *Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté Européenne*. Commission des Communautés Européennes, Luxembourg.

- Comas, M. C., Ortega, M., López, A. y Fenoll, P. 1982. Pelitas turbidíticas y pelitas hemipelágicas en la formación Fardes, Albiense-Cretáceo superior, Cordilleras Béticas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 483-498.
- Contreras, S., Alcalá, F. J., Domingo, F., García, M., Puigdefábregas, J. y Pulido-Bosch, A. 2006. Desarrollo de un método para la evaluación del balance hídrico anual en regiones montañosas semiáridas, aplicación a la Sierra de Gádor. En: *V Congreso Ibérico sobre Planificación y Gestión de Aguas*. Fundación Nueva Cultura del Agua, Faro (Portugal), 1-8.
- COPTJA. 2001. *Estudio de alternativas de abastecimiento a la comarca de Estepa (Sevilla)*. Consejería de Obras Públicas y Transporte de la Junta de Andalucía, Sevilla.
- Creutin, J. D. y Obled, C. 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resources Research*, 18, 413-441.
- Cruz-Sanjulián, J. 1972. Posición tectónica del Trías de Antequera en la transversal de Ronda. (Cordilleras Béticas. Región Occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 3, 165-180.
- Cruz-Sanjulián, J. 1974. *Estudio geológico del sector Cañete La Real-Teba-Osuna (Cordillera Bética, región occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 374 pp.
- Cruz-Sanjulián, J. 1976. Sobre la temperatura límite del termalismo. *Tecniterrae*, (12), 45-54.
- Cruz-Sanjulián, J. 1977. Formas kársticas en materiales de pie de monte. *Tecniterrae*, 16, 1-6.
- Cruz-Sanjulián, J. 1990. *Mapa geológico de España. Hoja de Teba. 1037 (E. 1/50.000)*. IGME, Madrid, 89 pp.
- Cruz-Sanjulián, J. y Divar, J. 1986. *Mapa geológico de España. Hoja de Osuna. 1005 (15-41) (E. 1/50.000)*. IGME, Madrid, 50 pp.
- Cuchí, J. A., Manso, J. A., Subías, M. y Buera, J. 1999. Hidroquímica de la Sierra de Guara. En: J. J. Durán (Ed.) *Contribución del estudio científico de las cavidades al conocimiento geológico*, 497-506.
- Custodio, E. 1989. Consideraciones sobre la sobreexplotación de acuíferos en España. En: A. Padilla (Ed.) *La sobreexplotación de acuíferos*. ITGE, Almería, 43-64.

- Custodio, E. 1991. La interpretación hidrogeoquímica como herramienta de estudio y valoración de sistemas acuíferos: aspectos metodológicos generales. En: *Hidrología, estado actual y perspectiva*. Curso Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona, 121-162.
- Custodio, E. 1992. Hydrogeological and hydrochemical aspects of aquifer overexploitation. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 3-28.
- Custodio, E. 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: J. Samper (Ed.) *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. ITGE, 83-109.
- Custodio, E. 1998. Recarga a los acuíferos: aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Boletín Geológico y Minero*, 109(4), 13-29.
- Custodio, E. 1999. Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de perforaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 110(4), 27-45.
- Custodio, E. 2000. *The complex concept of groundwater overexploitation*. Fundación Marcelino Botín, Madrid, 58 pp.
- Custodio, E. 2003. Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*, 10(2), 254-257.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1983. *Hidrología Subterránea*, 2 ed. Ediciones Omega, Barcelona, 2350 pp.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 2003a. Intensive use of groundwater: introductory considerations. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 3-12.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 2003b. Main common concepts, relevant facts, and some suggestions. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 457-762.
- Custodio, E., Llamas, M. R. y Samper, J. 1997. *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. ITGE, Madrid, 455 pp.
- de Vries, J. J. y Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.

- Deb Roy, A. y Shah, T. 2003. Socio-ecology of groundwater irrigation in India. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 307-335.
- DGOHCA-ITGE. 1997. *Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización. Predefinición del programa de actuación*. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de Aguas - Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- DGOHCA-ITGE. 1998. *Programa de ordenación de acuíferos sobreexplotados/salinizados. Formulación de estudios y actuaciones*. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de Aguas - Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Dijon, R. y Custodio, E. 1992. *Groundwater exploitation in developing countries. Report Interregional Workshop. UN.INT/90/R43*. United Nations, Las Palmas, Spain.
- Doerfliger, N., Jeannin, P. Y. y Zwahlen, F. 1996. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology*, 39(2), 165-176.
- Doerfliger, N. y Zwahlen, F. 1998. *Cartographie de la vulnérabilité en régions karstiques (EPIK)*. Office fédérale de l' environnement, des forêts et du paysage (OFEPF), Berne, 57 pp.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. O. 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*. FAO, Roma, 144 pp.
- Drever, J. I. 1997. *The geochemistry of natural water (third edition)*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 436 pp.
- Drogue, C. 1980. Essai d'identification d'un type de structure de megasins carbonatés fisurés. Application á l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique. *Mem. Soc. Géol. France*, 2, 101-108.
- Durán, J. J. 2003. *Atlas hidrogeológico de la provincia de Sevilla*. IGME-DPS, Madrid, 208 pp.
- Durán, J. J., Andreo, B., Vías, J., López-Geta, J. A., Carrasco, F. y Jiménez, P. 2004. Clasificación de acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética según la tasa de recarga. *Boletín Geológico y Minero*, 115(2), 199-210.
- Durán, J. J., Vallejo, M., Herráez, L. y López-Martinez, J. 1999. Primeros resultados sobre la caracterización hidroquímica y evolución espacial de las aguas del sistema

- kárstico de Valporquero, Cordillera Cantábrica. En: J. López-Martínez (Ed.) *Contribución del estudio científico de las cavidades al conocimiento geológico*, 381-391.
- EEA. 1995. *Europe's Environment: The Dobris Assessment*. European Environment Agency, Copenhagen, Denmark, 676 pp.
- EEA. 1998. *The European Environment Agency's. Monitoring and Information Network for Inland Water Resources. Technical Guidelines for Implementation. Technical Report N° 7*.
- EESD. 2003. *Natural Baseline Quality in European Aquifers: A Basis For Aquifer Management. Final Contract Report*. Energy Environment And Sustainable Development European Commission.
- Elías-Castillo, F. y Jiménez, R. 1965. *Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España*. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Agricultura, Madrid, 239 pp.
- Eriksson, E. y Khunakasem, V. 1969. Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology*, 7(2), 178-179.
- Fagundo, J. R., Váldez, J. J. y Rodríguez -Rubio, J. E. 1996. Química del agua kárstica. En: *Hidroquímica del Karst*. Universidad de Granada, Granada, 12-212.
- Fakhry, A. A., Philip, E. L. y Travis, H. H. 2004. *Field methods for geologists and hydrogeologists*. Springer, Berlin, 378 pp.
- FAO. 1969. *Étude hidrogeológica du bassin du Guadalquivir*. Instituto Geológico de España, Madrid.
- FAO. 1970. *Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalquivir. España. Hidrogeología*. Instituto Geológico de España, Madrid.
- Fetter, C. W. 2001. *Applied Hydrogeology*, 4ª ed. Prentice- Hall, 598 pp.
- Flores, C. 2000. La exactitud del problema directo de sondeos electromagnéticos transitorios. *GEOS*, 20(2), 70-88.
- Ford, D. C. y Williams, P. 1989. *Karst geomorphology and hydrology*, London, 601 pp.
- Foster, S., Nanni, M., Kempe, K., Garduño, H. y Tuinhof, A. 2006. Utilización de agua subterránea no renovable. Un enfoque socialmente sustentable para la gestión del recurso. En: *Gestión Sustentable del Agua Subterránea. Conceptos y Herramientas*. Groundwater Management Advisory Team, Whashington, D.C., 6 pp.

- Foster, S. D. D. 1992. Unsustainable development and irrational exploitation of groundwater resources in developing nations. An overview. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991.*, Hannover, 321-336.
- Foster, S. D. D., Lawrence, A. y Morris, B. 1998. *Groundwater in urban development: Assessing management needs and formulating policy strategies.* World Bank, Washington, D.C, 55 pp.
- Freeze, R. A. y Cherry, J. A. 1979. *Groundwater.* Prentice-Hall, 604 pp.
- Galera, J. M., Pescador, S., Rodríguez, A. y Torres, M. 2005. Empleo de técnicas geofísicas y de los ensayos in situ en los túneles de Guadarrama. En: *Jornadas sobre los procesos de excavación*, Madrid, 97-115.
- Garay, P. 2002. Tipología de acuíferos kársticos basada en el análisis correlatorio y espectral de sus descargas naturales: una propuesta de revisión y ampliación de la clasificación de Mangin. En: B. Andreo (Ed.) *Karst and Environment*, Málaga, 99-104.
- García-Barrón, L. 2002. Evolución de las precipitaciones estacionales en el suroeste español: posibles efectos ambientales. En: J. Tamayo (Ed.) *El Agua y el Clima.* AEC, 209-218.
- García-Barrón, L. y Pita, M. F. 2003. Aproximación al comportamiento intraanual de las temperaturas diarias en el suroeste de la Península Ibérica. *Revista de Climatología*, 3, 17-26.
- García-López, S. 1996. *Los acuíferos carbonatados alpujárrides al SE de Sierra Nevada. Hidrodinámica, hidroquímica, hidrología isotópica y cartografía de las aguas subterráneas. Tesis Doctoral.* Universidad de Granada, 489 pp.
- Gavilán, P., Tornero, S., Lorite, I. y Berengena, J. 2005. Precisión de la ecuación de Hargreaves en el Sur de España. *VI Simposio del Agua en Andalucía*, 227-236.
- Gilli, E. y Audra, P. 2004. Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France). Un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *Comptes Rendus Géosciences*, 336(16), 1481-1489.
- Giraldez, J. V., Vanderlinden, K. y ten Bergue, H. F. M. 1999. La evaporación del agua del suelo bajo control atmosférico. En: C. Tascón (Ed.) *Estudios de la zona no saturada del suelo, ICIA*, Tenerife, 181-186.

- GIWG. 2004. *Development of groundwater indicators for second edition of the World Water Development Report. Third Version (Draft)*. Groundwater Indicators Working Group. UNESCO, Paris.
- Golden Software, I. 1999. *Surfer 7. Users Guide.*, Golden, pp.
- González-Ramón, A. 2007. *Hidrogeología de los acuíferos kársticos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco (Jaén)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 304 pp.
- Granda, A. 1986. La geofísica aplicada en hidrogeología. Algo más que el SEV. *Boletín Geológico y Minero*, 97(1), 65-76.
- Granda, A. 1987. Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT). Aspectos más significativos y primeras experiencias en España. *Boletín Geológico y Minero*, 98(3), 100-111.
- Granda, A. y Cambero, J. C. 2000. Reflexiones sobre la experiencia de más de diez años de utilización del método de los sondeos electromagnéticos de dominio de tiempos (SEDT) en España. En: J. A. López-Geta (Ed.) *Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología*. IGME, Madrid, 175-183.
- Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E. y Turner, A. K. 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10, 455-474.
- Halihan, T., Sharp, J. M. y Mace, R. E. 1999. Interpreting flow using permeability at multiple scales. En: L. D. Sasowsky (Ed.) *Karst modeling*. Karst Water Institute. Special Publication, Charles Town, West Virginia (USA), 82-86.
- Hanshaw, B. B. y Back, W. 1979. Major geochemical processes in the evolution of carbonate-Aquifer systems. *Journal of Hydrology*, 43(1-4), 287-312.
- Hargreaves, G. H. 1994. Defining and Using Reference Evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(6), 1132-1139.
- Haro, J. M., Giraldez, J. V., Ordoñez, R., Custodio, E., Iglesias, M., Manzano, M. y López-Rodríguez, J. J. 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, 111-1, 77-88.
- Hernández-Mora, N., Llamas, M. R. y Martínez-Cortina, L. 2001. Misconceptions in aquifer overexploitation implications for water policy in southern Europe. En: C. Dosi (Ed.) *Agricultural use of groundwater: towards integration between*

- agricultural policy and water resources management*, Klouwer, Dordrecht, 107-125.
- Hernández-Mora, N., Martínez-Cortina, L. y Fornés, J. 2003. Intensive groundwater use in Spain. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 387-414.
- Herrera, C. 2001. *Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuaria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 225 pp.
- Hess, J. W. y White, W. B. 1993. Groundwater geochemistry of the carbonate karst aquifer, southcentral Kentucky. USA. *Applied Geochemistry*, 8, 189-204.
- Hoyos, M., Sánchez, S., Cañaveras, J. C., Sanz, E. y Soler, V. 2002. Carbon dioxide fluxes in karstic caves (Altamira and Tito Bustillo Caves, Northern Spain). En: Z. Cheng (Ed.) *Karst processes and the carbon cycle*. Geological Publishing House, Beijing, 80-81.
- Huntoon, P. W. 1995. Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers? En: A. I. El-Kadi (Ed.) *Groundwater models for resources analysis and management*. Lewis Publisher, Boca Raton, 339-358.
- Iglesias López, A. y Villanueva, M. 1984. *Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo*, Madrid, 426 pp.
- Iglesias, M. 1999. *Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalario, Doñana (Huelva)*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 258 pp.
- Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J. V., Manzano, M. y Ordóñez, R. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área del Abalario, Doñana (Huelva). En: *IV Simposio sobre el agua en Andalucía (SIAGA)*, Sevilla, 99-121.
- Iglesias-López, A. 1984. Diseño de un modelo para el estudio de descargas de acuíferos. Modelo Meda. *Boletín Geológico y Minero*, 95(1), 52-57.
- IGME. 1972. *Mapa Hidrogeológico Nacional, explicación de los mapas de lluvia útil, de reconocimiento hidrogeológico y de síntesis de los sistemas acuíferos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1976. *Estudio Hidrogeológico de la Sierra de Estepa*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.



- IGME. 1977. *Evolución piezométrica sistemas acuíferos 25, 28, 33, Macizo de Estepa, Arahal-Morón-Puebla de Cazalla, Marchena-Paradas y Sistema Acuífero nº 27.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1978. *Evolución piezométrica sistemas acuíferos 25, 28, 33, Macizo de Estepa, Arahal-Morón-Puebla de Cazalla, Marchena-Paradas y Sistema Acuífero nº 27.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1979. *Evolución piezométrica sistemas acuíferos 25, 28, 33, Macizo de Estepa, Arahal-Morón-Puebla de Cazalla, Marchena-Paradas y Sistema Acuífero nº 27.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1981. *Evolución piezométrica de los acuíferos de la cuenca baja del Guadalquivir, 1980-81.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1982. *Evolución de los manantiales de Almajar-Alamedilla. Sierra de Estepa.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1985. *Estudio hidrogeológico para el aprovechamiento integral de los recursos de la Sierra de Estepa.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1986a. *Investigación geofísica por medio de SEV en Estepa y Casariche (Sevilla).* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 1986b. *Registro de datos en sondeos de reconocimiento.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 109 pp.
- IGME. 1988. *Trabajos geofísicos complementarios en tres zonas de interés hidrogeológico. Macizo calizo de Estepa.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2002. *Norma de explotación de la Unidad Hidrogeológica 05.43. Sierra y Mioceno de Estepa.* Instituto Geológico de España, Sevilla.
- IGME. 2003a. *Aplicación de un modelo matemático para simular la evolución de los recursos hídricos en el acuífero de Peñarrubia (Alicante) ante diferentes alternativas de gestión.* Diputación Provincial de Alicante -Instituto Geológico y Minero de España, Alicante.
- IGME. 2003b. *Aplicación de un modelo matemático para simular la evolución de los recursos hídricos en el acuífero de Solana (Alicante) ante diferentes alternativas de gestión.* Diputación Provincial de Alicante - Instituto Geológico y Minero de España, Alicante.

- IGME. 2004. *Indicadores sobre el estado cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas. Aplicación al acuífero carbonatado de la Sierra de Estepa*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2005a. *Informe final de obra de los sondeos de investigación "Cañada Honda" (1541/4/0060) y "Martillo" (1541/4/0062) realizados en el acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Gilena, Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2005b. *Informe final de obra del sondeo de investigación "Algaidilla" (1641/1/0051) realizado en el acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Estepa, Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2005c. *Informe final de obra del sondeo de investigación "Becerrero" (1541/4/0061) realizado en el acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Gilena, Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2005d. *Informe final de obra del sondeo de investigación-preexplotación "Los Pastores II" (1541/4/0059) realizado en el acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Gilena, Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2005e. *Interpretación de ensayos de bombeo preexistentes en San Julián de Bazo (Huesca) y simulación de la explotación*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2006a. *Apoyo a la actualización de los conocimientos y explotación sostenible del acuífero de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla.
- IGME. 2006b. *Estudio del funcionamiento hidrogeológico y elaboración de un modelo numérico de flujo subterráneo en el acuífero de Solana (Alicante)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME. 2006c. *Estudio mediante sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos con fines hidrogeológicos en Estepa (Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla.
- IGME. 2006d. *Incorporación de las aguas subterráneas a los sistemas de abastecimiento con aguas superficiales como recurso complementario en situaciones de emergencia*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- IGME. 2007a. *Estudio mediante sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos con fines hidrogeológicos en Estepa (Sevilla). Fase I*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla.
- IGME. 2007b. *Investigación geofísica de la unidad Hacho de Lora - Mingo-Guinchón y nivelación de la red de piezometría de los acuíferos de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla.
- IGME. 2008. *Proyecto para la mejora del conocimiento de los parámetros físicos e hidráulicos que rigen el funcionamiento de los acuíferos de la cuenca del Ebro*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- IGME-GHUMA. 2003. *Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- INM. 1983. *Atlas climático de España*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, pp.
- ITGE. 1991. *Sobreexplotación de acuíferos. Análisis conceptual. Contribución al XXIII Congreso Internacional de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Puerto de la Cruz (Tenerife).
- ITGE. 1993. *Propuesta de Norma de Explotación de la Unidad Hidrogeológica 05.43. Sierra y Mioceno de Estepa*. Instituto Geológico de España, Sevilla.
- ITGE. 1998a. *Informe técnico complementario sobre la segunda prueba de bombeo y posible afección al manantial de "La Alamedilla" (U.H. 05.53.) en término municipal de Estepa (Sevilla)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- ITGE. 1998b. *Investigación geofísica en Estepa (Sevilla)*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- Jeannin, P. Y. y Grasso, D. 1995. Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 14, 95-111.
- Jellali, M., Geanah, M. y Bichara, S. 1992. Groundwater mining and development in the Souss Valley (Morocco). En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifers overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 337-348.

- Jennings, M., Thomas, C., Burxh, J., Creutzburg, B. y Lambert, L. 2001. *Estimation of recharge to the Middle Trinity Aquifer of Central Texas using water-level fluctuations*. Texas Water Resources Institute, San Marcos, Texas.
- Jensen, M. E., Burman, R. D. y Allen, R. G. 1990. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. American Society of Civil Engineers, New York, 360 pp.
- Jiménez, J. R., Romero, P. y Solís, J. 2002a. La perforación con aire en circuito de circulación inversa. *Hidropress*, 34, 22-32.
- Jiménez, P., Carrasco, F., Andreo, B., Durán, J. J. y López-Geta, J. A. 2002b. Caracterización de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de su respuesta hidrodinámica. En: B. Andreo (Ed.) *Karst and Environment*, 105-113.
- Johnson, K. S. 1992. Exploitation of the Tertiary-Quaternary Ogallala aquifer in the High Plains of Texas, Oklahoma and New Mexico, Southwestern U.S.A. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 249-264.
- Khair, K., Haddad, F. y Fattouh, S. 1992. The effects of overexploitation on coastal aquifers in Lebanon, with special reference to saline intrusion. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifers overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 349-362.
- Khater, A. R. 2003. Intensive groundwater use in the Middle East and North Africa. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 355-386.
- Kiraly, L. 1975. Rapport sur l'état des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karstic terrains*, 53-67.
- Kiraly, L. 2003. Karstification and groundwater flow. En: F. Gabrovsek (Ed.) *Evolution of karst: from prekarst to cessation*, Založba ZRC, Postojna-Ljubljana, 155-190.
- Kiraly, L., Perrochet, P. y Rossier, Y. 1995. Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 14, 1999-1220.
- Klimchouk, A. B. 2000. The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis. En: W. Dreybrodt (Ed.) *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speological Society, Huntsville, Alabama, 91-99.
- Klimchouk, A. B. 2003. Unconfined versus confined speleogenetic settings: variations of solution porosity. *Speleogenesis and evolution of karst aquifers*, 1(2), 1-7.

- Klimchouk, A. B. y Ford, D. C. 2000. Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. En: W. Dreybodd (Ed.) *Speleogenesis: evolutions of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 54-64.
- Krànsy, J. 2003. Distribución espacial de los parámetros hidráulicos en diversos medios hidrogeológicos. *Boletín Geológico y Minero.*, 114( 2), 171-182.
- Lambán, J. L., Aragón, R. y Rodríguez, L. 2001. Determinación de las reservas hídricas subterráneas en el acuífero de Jijona (Provincia de Alicante). En: *VII Simposio de Hidrogeología*. Asociación Española de Hidrogeólogos, Murcia, XXIII, 343-356.
- Lambán, L. J. 1998. *Estudio de la recarga y del funcionamiento hidrogeológico de la Unidad de Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana)*. Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, 300 pp.
- Lambán, L. J. y Pernía, J. M. 2004. Propuesta de indicadores sobre el estado cualitativo de las aguas subterráneas: aplicación al acuífero de la Sierra de Estepa. En: *VIII Simposio de Hidrogeología*. Asociación de Hidrogeólogos, Zaragoza., 26, 337-347.
- Larruzea, I. F. y Antigüedad, I. 2002. Localización de aportes de agua y evidencias de flujos verticales en pozos a partir de diagráfias de conductividad y temperatura. Unidad calizas de Subijana (País Vasco). En: B. Andrero (Ed.) *Karst and Environment*, 161-166.
- Laursen, S. 1991. On gaseous diffusion of CO<sub>2</sub> in the unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 122, 61-69.
- León, A., Fernández, R., Baquero, J. R. y Lorca, D. 2000. Controles de obra en sondeo de captación de agua a circulación inversa. En: *Aguas subterráneas y abastecimiento urbano*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 71-86.
- Lerner, D. N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 143-152.
- Lerner, D. N., Issar, A. S. y Simmers, I. 1990. *Groundwater recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge. International*. I.A.H., Hannover, 345 pp.
- Lhénaff, R. 1975. Les poljés ouverts de la Sierra de Cabra (Cordillères Bétiques). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, Serie monográfica I, 85-91.
- Liñán, C. 2005. *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en la unidad de Yunquera-Nieves (Málaga)*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 321 pp.

- Liñán, C., Andreo, B., Carrasco, F. y Vadillo, I. 1999. Hidrodinámica e hidroquímica de las aguas de goteo de la Cueva de Nerja. En: J. J. Durán (Ed.) *Contribución del estudio científico de las cavidades al conocimiento geológico*, 393-342.
- Llamas, J. 1990. *Planificación de la Red Pluviométrica de la República Dominicana*. Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos, Santo Domingo.
- Llamas, M. R. 1992. Wetlands. An important issue in Hydrogeology. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Aquifer overexploitation*. IAH, Hannover, 69-86.
- Llamas, M. R. y Custodio, E. 1999. Aguas subterráneas. *CIDOB d'Afers Internacionals*, (45-46), 35-57.
- Llamas, M. R. y Custodio, E. 2002. Acuíferos explotados intensivamente: conceptos principales, hechos relevantes y algunas sugerencias. *Boletín Geológico y Minero*, 113(3), 223-228.
- Llamas, M. R. y Custodio, E. 2003a. *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, Lisse, The Netherlands, 478 pp.
- Llamas, M. R. y Custodio, E. 2003b. Intensive use of groundwater: a new situation which demands proactive actions. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 13-34.
- López-Chicano, M. 1992. *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 387 pp.
- López-Chicano, M., Bouamama, M., Vallejos, A. y Pulido-Boch, A. 2001. Factors which determine the hydrochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. *Applied Geochemistry*, 16, 1179-1192.
- López-Geta, J. A. 1995. La sequía y las aguas subterráneas. *Tecno Ambiente*, 50, 42-45.
- López-Geta, J. A. 2004. *Análisis metodológico sobre la utilización de los embalses subterráneos en la regulación de los recursos hídricos. Aplicación a la transferencia Ebro-Levante-Sureste peninsular español*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid, 615 pp.
- López-Geta, J. A., de la Orden Gómez, J. A., Fernández-Ruiz, L., Martínez-Navarrete, C. y Murillo, J. M. 2004. Gestión de las aguas subterráneas en las áreas kársticas españolas. En: J. J. Durán (Ed.) *Investigaciones en acuíferos kársticos españoles*. IGME, 297-329.

- López-Rodríguez, J. J. y Giraldez, J. V. 1999. Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en el suelo desnudo en el Parque Natural del entorno de Doñana. *Ingeniería del Agua*, 6(1), 37-48.
- Lucia, F. J. 1999. *Carbonate reservoir characterization*. Springer, Berlin, 226 pp.
- MacInnes, S. y Raymond, M. 2001. ZONGE User's Manual. En. Zonge Engineering and Research Organizations, Inc,pp.
- Mangin, A. 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères Karstiques*. Tesis Doctoral. (3 art. Ann. Spéleologie, 29(3): 283-332; 29(4): 495-601; 30(1): 21-124), 258 pp.
- Mangin, A. 1981a. Apports des analyses corrélatoire et espectral dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci*, 293(Paris), 1011-1014.
- Mangin, A. 1981b. Utilisation des analyses corrélatoire et espectral dans l'approche des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci*, 293(Paris), 401-404.
- Mangin, A. 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et espectral. *Journal of Hydrology*, 67, 25-43.
- Mangin, A. y Pulido, A. 1983. Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos. *Tecniterrae*, 51, 53-56.
- Manzano, M., Custodio, E. y Nieto, P. 2004. El fondo natural del agua subterránea. Definición, establecimiento y papel en la Directiva Marco del Agua. En: *VIII Simposio de Hidrogeología*. Asociación de Hidrogeólogos, Zaragoza,, 26, 223-237.
- Margat, J. 1992. The overexploitation of aquifers. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 29-39.
- Margat, J. y Thauvin, J. P. 1989. Las reservas de agua subterránea. Nociones esenciales y formas de utilizarlas. En: A. Padilla (Ed.) *La sobreexplotación de acuíferos*, Almería, 593-603.
- Martín-Serrano, A. 1986. *Mapa Geológico de España. Hoja de Benameji. 1006 (16-41)*. (E. 1/50.000). IGME, Madrid, pp.
- Martos-Rosillo, S. 2004. *Análisis de la afección que sobre las aguas subterráneas implica la actividad extractiva de calizas. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Instituto Geológico y Minero de España, Sevilla.

- Martos-Rosillo, S. 2005. *Contribución al conocimiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Sevilla)*. Trabajo de Investigación Tutelada. Universidad de Granada, Granada, 166 pp.
- Martos-Rosillo, S., Barba-Romero, J. y Domínguez, J. A. 2004a. Experiencia en la realización de sondeos a rotoperusión/rotación con aire en circuito de circulación inverso, en el ámbito de la Comunidad Valenciana. En: *VIII Simposio de Hidrogeología*, Zaragoza, 27, 577-586.
- Martos-Rosillo, S., Bros, T., Lambán, J. L., Díaz, A. y Martín-Machuca, M. 2004b. Análisis preliminar de la hidrogeoquímica del acuífero carbonatado de la Sierra de Estepa (Sevilla). En: *VIII Simposio de Hidrogeología*. Asociación de Hidrogeólogos, Zaragoza,, 26, 13-26.
- Martos-Rosillo, S., Cruz-Sanjulián, J., Rodríguez, M., Moral, F. y Rubio, J. C. 2008a. Study of the hydrodynamic and hydrochemical evolution of two carbonate aquifers in Sierra de Estepa (SE Spain) over a prolonged period of pumped extraction. *Hydrogeology Journal*.
- Martos-Rosillo, S., Martín Machuca, M., Ballester, A., Martín-Sosa, D. y Díez, A. 2006a. Nuevas técnicas de perforación y testificación de sondeos de investigación hidrogeológica en materiales carbonáticos. El caso de la Sierra de Estepa (Sevilla). En: *Karst, cambio climático y aguas subterráneas*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Málaga, 161-171.
- Martos-Rosillo, S., Martín Machuca, M., Cruz-Sanjulián, J., Rubio, J. C., Hermo, C. y Díaz Pérez, A. 2006b. Evaluación de los recursos medios renovables del acuífero carbonático de la Sierra de Estepa (Sevilla). En: *Karst, cambio climático y aguas subterráneas*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero, Málaga, 203-211.
- Martos-Rosillo, S., Pérez-Fernández, F., Díaz, A., López Geta, J. A., Martín-Machuca, M. y Ruiz -Bermudo, F. 2008b. Cálculo de la tasa de infiltración con el método APLIS en el acuífero carbonático de la Sierra de Becerrero (Sevilla). Análisis y contraste de los resultados. En: A. Fernández-Uría (Ed.) *IX Simposio de Hidrogeología*. Instituto Geológico y Minero de España, Elche,
- Martos-Rosillo, S., Pérez-Fernández, F. y Durán, J. J. 2008c. Estimación de la recarga mediante el método APLIS en los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Estepa (Sevilla). *Geo-Temas*.



- Mckee, T., Doesken, N. y Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to times scales. En: *Eight Conference on Applied Climatology*, Anaheim, California,
- Meinzer, O. E. 1920. Quantitative methods of estimating groundwater supplies. *Bulletin Geological Society of America*, 31, 329-328.
- Milanovic, P. T. 1981. *Karst hydrogeology*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA, 430 pp.
- Milly, P. C. D. 1994a. Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balance. *Advances in Water Resources*, (17), 19-24.
- Milly, P. C. D. 1994b. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Advances in Water Resources*, (30), 2143-2156.
- Milly, P. C. D. y Dunne, K. A. 1994. Sensitivity of the global water balance cycle to the water-holding capacity soils. *Journal of Climate*, 7(4), 506-526.
- Mimouni, O., Chettih, M. y Tadj, A. 1992. Problems of salinization in Mzi Valley aquifer (Laghouat, Algeria). En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifers overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 373-380.
- Molina, J. M. 1987. *Análisis de Facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Universidad de Granada, Granada, 518 pp.
- Molina, L. 1998. *Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 340 pp.
- MOPU y IGME. 1988. *Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características. Cuenca del Guadalquivir*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Moral, F. 2005. *Contribución al conocimiento de los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Segura (Alto Guadalquivir y Alto Segura)*. Universidad Pablo de Olavide, Sevilla, 458 pp.
- Morales, T. 1991. *Estudio hidrogeológico de la Zona Norte de Vizcaya*. Universidad del País Vasco, 503 pp.
- Moreno, L., Fernández, M. A. y de la Rosa, A. 2004. Evaluación del aporte atmosférico de soluto sobre un sistema de depuración de aguas residuales urbanas mediante infiltración directa sobre el terreno. En: *VIII Simposio de Hidrogeología*, Zaragoza, 27, 111-120.

- Motyka, J., Pulido, A., Borczak, S. y Gisbert, J. 1998. Matrix hydrogeological properties of Devonian carbonate rocks of Olkusz (Southern Poland). *Journal of Hydrology*, 211, 140-150.
- Mudry, J. 1987. *Use of physical and chemical natural tracing for the hydrogeological knowledge of carbonate aquifers*. University of France Comté. Besançon, France, pp.
- Mudry, J. 1990. Les courbes flux chimique-debit et le fonctionnement des aquiferes karstiques. *Journal of Hydrology*, 120(1-4), 283-294.
- Murillo, J. M. y de la Orden Gómez, J. A. 1996. Sobreexplotación, alternativas de gestión y evaluación del efecto del cambio climático en la recarga natural del acuífero Kimmeridgiense de Cabezón de Oro (Alicante). En: *Recursos hídricos en regiones kársticas*, Vitoria, 73-88.
- Murillo, J. M., de la Orden Gómez, J. A. y Roncero Pinar, F. J. 2004. Una herramienta sencilla para estimar la recarga en los acuíferos que tienen una respuesta rápida. En: AIH (Ed.) *XXXIII Congreso AIH*, Zacatecas (México), CD.
- Murillo, J. M. y Roncero Pinar, F. J. 2005. Recarga natural y simulación de alternativas de gestión mediante el modelo ERAS. Aplicación al acuífero de Peñarubia (Alicante). *Boletín Geológico y Minero*, 116(1), 97-112.
- 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 Resources Research*, 32(9), 2853-2868.
- Navarro, A., Fernández-Uría, A. y Doblas, J. G. 1989. *Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis*. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid, 591 pp.
- Obartí, F. J. 1987. *El análisis de sistemas aplicados al estudio de acuíferos kársticos*. Universidad de Granada, Granada, 230 pp.
- OFEG. 2003. *Délimitation des zones de protection des eaux souterraines en milieu fissuré. Guide pratique*. Office Fédérale de l'Environnement, des Forêts et du Paysage, Berne.
- Olías, M., Cerón, J. C., Fernández, I., Rodríguez, J. y Cáceres, L. 2002. Algunos aspectos hidroquímicos de las aguas subterráneas relacionadas con la Cueva de la Sima y su entorno (Constantina, Sevilla). En: B. Andreo (Ed.) *Karst and Environment*, 219-225.

- Olmo, M. y López-Geta, J. A. 2000. *Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología*. IGME, Madrid, 375 pp.
- Ortiz, M. P. 1994. *Propiedades petrofísicas y calidad técnica de las calizas de la Sierra de Estepa*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Sevilla, Sevilla, 178 pp.
- Ortiz, P., Mayoral, E., Guerrero, M. A. y Galán, E. 1994. La piedra caliza de la Sierra de Estepa (Sevilla). Caracterización y propiedades. *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 17(1), 37-38.
- Ortiz, P., Mayoral, E., Guerrero, M. A. y Galán, E. 1995. Caracterización petrográfica y geoquímica de las calizas de la Sierra de Estepa (Sevilla) y evaluación de la calidad técnica como material de construcción. *Estudios Geológicos*, 51, 213-222.
- Padilla, A., Delgado, J., Castillo, E., Rodríguez, L., Hernández-Bravo, J. A. y Fernández, M. 2005. *Tratamiento y gestión de series temporales hidrológicas*. Diputación Provincial de Alicante, Alicante, 49 pp.
- Parasnis, D. S. 1997. *Principles of Applied Geophysics*. Chapman & Hall, 429 pp.
- Parkhurst, D. K. 1995. *User's guide to PHREEQC - A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport, and inverse geochemical calculations*. US Geological Survey, 143 pp.
- Parkhurst, D. K. y Appelo, C. A. J. 1999. *Users Guide to PHREEQC (Version 2) - A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. US Geological Survey, 310 pp.
- Parkhurst, D. K., Thorenston, D. C. y Plummer, N. L. 1980. *PHREEQE - A computer program for geochemical calculations*. Geological Survey, Unites States.
- Pernía, J. M., Lámban, L. J. y Molinero, A. 2005. Indicadores e índices sobre el estado cuantitativo de las aguas subterráneas en función del nivel piezométrico. Aplicación al acuífero de la Sierra de Estepa. *VI Simposio del Agua en Andalucía*, 843-853.
- Peyre, Y. 1962. El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas. *Not. Com. I.G.M.E*, 67, 133-144.
- Peyre, Y. 1974. *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral. Universidad de París, Paris, 528 pp.
- Pita, M. F. 2001. Sequías en la cuenca del Guadalquivir. Causas y consecuencias de las sequías en España. En. Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, Alicante, , 303-343.

- Pita, M. F. 2003. El clima de Andalucía. En: A. López (Ed.) *Geografía de Andalucía*. Ariel, Barcelona, 137-174.
- Plata, J. L. 2000. Técnicas convencionales de Geofísica de superficie aplicadas en Hidrogeología. En: J. A. López-Geta (Ed.) *Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en Hidrogeología*. IGME, Madrid, 21-31.
- Plummer, L. N. 1977. Defining reactions and mass transfer in part of the Floridan aquifer. *Water Resources Research*, 13, 801-812.
- Plummer, L. N., Busby, J. F., Lee, R. W. y Hanshaw, B. B. 1990. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and South Dakota. *Water Resources Research*, 26(9), 1981-2014.
- Price, M., Morris, B. y Roberston, A. 1982. A study of intergranular and fissure permeability in Chalk and Permian aquifers, using double packer injection testing. *Journal of Hydrology*, 54, 401-423.
- Pulido-Bosch, A. 2001. Investigación y exploración de acuíferos kársticos. *Boletín Geológico y Minero*, 112, 65-76.
- Pulido-Bosch, A., Castillo, A. y Padilla, A. 1989. *Overexploitation of aquifers*. IAH-IGME, Almería, 687 pp.
- Pulido-Bosch, A., Motyka, J., Pulido-Leboeuf, P. y Borczak, S. 2002. Parámetros hidráulicos de la matriz de rocas carbonatadas de la Cordillera Bética. En: B. Andreo (Ed.) *Karst and Environment*, 185-192.
- Quinlan, J. F., Davies, G. J., Jones, S. W. y Huntoon, P. W. 1996. The applicability of numerical models to adequately characterize ground-water flow in karstic and other triple porosity aquifers. En: J. O. Rumbaugh (Ed.) *Subsurface fluid-flow (ground-water and vadose zone) modeling*. American Society Testing Materials. Special Technical Publications, 114-133.
- Ragone, S., Rivera, A., Vecchioli, J., Goodwin, C., Marín, L. E. y Escolero, O. A. 2003. Intensive use of groundwater in North America. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 287-306.
- Raso, J. M. 1996. Variación de las precipitaciones de primavera en el sur de la España peninsular durante el siglo XX. En: M. M.V (Ed.) *Clima y Agua*. Universidad de la Laguna, La Laguna, 123-132.
- Reynauld, A., Guglielmi, J., Mudry, J. y Mangan, C. 1999. Hydrochemical approach to the alteration of the recharge of a karst aquifer consecutive to a long pumping period:

- example taken from Pinchinade Graben (Mouans-Sartoux, French Riviera). *Ground Water*, 37, 414-417.
- Rightmire, C. T. 1978. Seasonal variation in PCO<sub>2</sub> and <sup>13</sup>C content of soil atmosphere. *Water Resources Research*, 14, 691-692.
- Ritchter, D. D., Raiston, C. W. y Hams, W. R. 1983. Chemical composition and spatial variation of bulk precipitation at a coastal plain watershed in South Carolina. *Water Resources Research*, 19(1), 134-140.
- Rodríguez -Castillo, R. 1992. Social-environmental impacts of the extracction policy of the Guaymas Valley aquifer, Sonora, Mexico. En: *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz. Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 293-302.
- Rodríguez-Estrella, T. 2004. Acuíferos kársticos profundos. En: J. J. Durán (Ed.) *Investigaciones en acuíferos kársticos españoles*. IGME, Madrid, 225-246.
- Rodríguez-Estrella, T. y Gómez, J. 1986a. Principales características de los acuíferos kársticos de la provincia de Alicante. En: *Karst-Euskadi-86*, Vitoria, 205-220.
- Rodríguez-Estrella, T. y Gómez, J. 1986b. Principales características de los acuíferos kársticos de la provincia de Murcia. En: *Karst-Euskadi-86*, Vitoria, 187-203.
- Rorabaugh, M. 1960. Use of water levels in estimating aquifer constants in a limited aquifer. *International Association Hydrogeology*, 52, 314-323.
- Rossi, M. G. 1974. Sur une series de mesures de teneurs en CO<sub>2</sub> de sols tropicaux. *Bull. Assoc. Geogr. Franc.*, 51, 141-144.
- Rouch, R. 1978. Le système karstique et son unité biologique. Le karst: Son originalité physique, son importance économique. En: *Colloque de Tarbes*. Association des géologues du Sud Ouest (AGSO), 38-47.
- Sakura, Y., Tang, C., Yoshioka, R. y Ishibashi, H. 2003. Intensive use of groundwater in some areas of China and Japan. En: E. Custodio (Ed.) *Intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*. Balkema Publishers, 337-353.
- Samper, J. 1997. Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos. En: J. Samper (Ed.) *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica*. ITGE, 153-180.
- Samper, J. 1998. Evaluación de la recarga por lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero*, 109(4), 31-54.

- Samper, J. y García-Vera, M. A. 2004. Visual-Balan, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros. En: *VIII Simposio de Hidrogeología*. Asociación de Hidrogeólogos, Zaragoza,, 26, 595-604.
- Sanford, W. 2002. Recharge and Groundwater models: an overview. 1. *Hydrogeology Journal*, 10, 110-120.
- Sauter, M. 1993. *Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in karstic aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany)*. Universität Tübingen, pp.
- Scalon, B. R., Nicot, J. P. y Massmann, J. W. 2002. Soil gas movement in unsaturated systems. En: A. W. Warrick (Ed.) *Soil physics companion*. CRC Press, 297-341.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. y Cook, P. G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- Schlumberger. 1972. *Schlumberger log interpretetacion charts*. Schlumberger Ltd., New York., 155 pp.
- Schoeller, M. 1983. *Les eaux souterraines*. Masson, Paris, 642 pp.
- Sequeiros, L. 1974. *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 653 pp.
- Sequeiros, L. 1977. Nuevos datos paleontológicos y bioestratigráficos de Glosothyri (Brachiopoda, Terebratulidae) en la Zona Subbética (España meridional). *Acta Geológica Hispánica*, 12, 35-37.
- Sharma, M. L. 1990. *Groundwater Recharge*. Balkema, pp.
- Sahuquillo, A., Capilla, J., Martinez-Cortina, L. y Sanchez, X. 2002. *Groundwater intensive use*. IAH, 400 pp.
- Shuster, E. y White, B. W. 1971. Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14, 93-128.
- Simmers, I., Villarroya, F. y Rebollo, L. F. 1992. *Selected papers on aquifer overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April, 15-19, 1991*. IAH, Heise, Hannover, 392 pp.
- Smart, C. C. 1988. Artificial traces techniques for the determination of the structure of conduits aquifers. *Ground Water*, 26, 445-453.

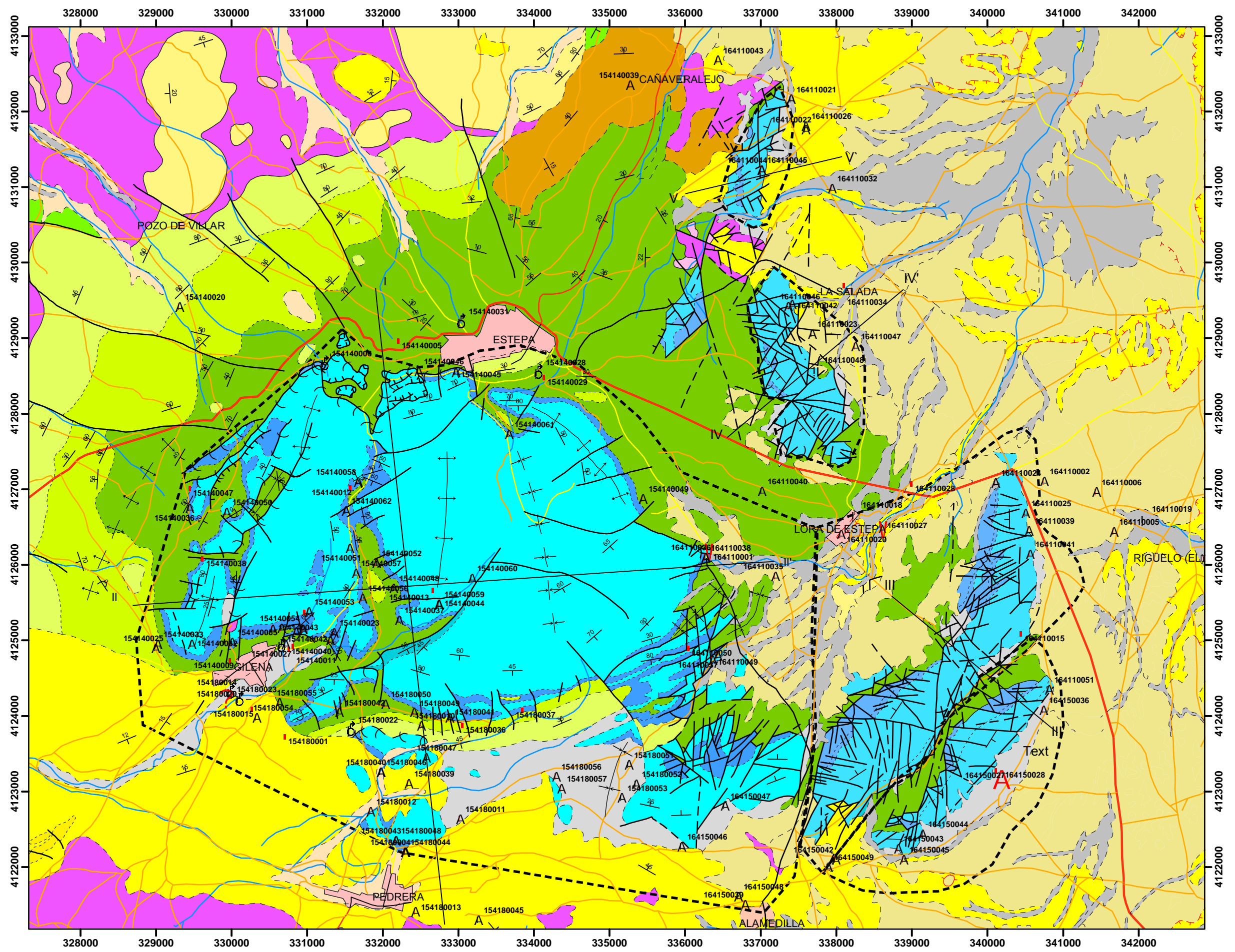
- Sola, R. 1972. *Estudio geológico e hidrogeológico de un sector entre Estepa y Lora de Estepa (Sevilla)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, Granada, 91 pp.
- Sophocleous, M. 2002. Understanding the impact of aquifer intensive use on the environment. En: *Symposium on intensive use of groundwater. Challenges and opportunities*, Valencia, España, 20.
- Steenhuis, T. S. y Van der Molen, W. H. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *Journal of Hydrology*, 84, 221-229.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge (United Kingdom), 770 pp.
- Temño, J., Martín-Machuca, M. y Rodríguez, A. 1981. Estudio Hidrogeológico del Mioceno detrítico-carbonatado del NE de la Sierra de Estepa. En: *II Simposio sobre el agua en Andalucía.*, Granada, 435-446.
- Thorne, D. W. y Peterson, H. B. 1954. *Irrigated soils: Their fertility and management*, 2 ed. Blakiston, New York, 392 pp.
- Thornthwaite, C. W. 1948. An approach toward rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94.
- Thornthwaite, C. W. y Mather, J. R. 1955. The water balance. *Publications in climatology, The Johns Hopkins University, Laboratory of Climatology*, 9(2), 59-117.
- Todd, D. K. 1976. *Groundwater Hydrology*. Wille & Sons, 535 pp.
- Tóth, J. 2000. Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111(4), 9-25.
- Trcek, B. 2007. How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environmental Geology*, 51(5), 761-765.
- Uchuya, J. G. 1992. Groundwater overexploitation in Lima city. En: L. F. Rebollo (Ed.) *Selected papers on aquifers overexploitation: Puerto de la Cruz, Tenerife (Spain), April 15-19, 1991*. IAH, Hannover, 381-391.
- UNESCO. 2006. *The 2nd UN World Water Development Report: 'Water, a shared responsibility'*, 550 pp.
- Vallejos, A. 1997. *Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor (Almería)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada, 257 pp.
- Van, G. W. 1969. *Geological investigations in the region west of Caravaca south-eastern Spain*. Tesis Doctoral. Universidad de Ámsterdam, 143 pp.

- Vanderlinden, K. 2002. *Análisis de procesos hidrológicos a diferentes escalas espacio-temporales*. Universidad de Córdoba, Córdoba, 303 pp.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J. V. y Van Mervenne, M. 2003. Evaluación de la capacidad de retención de agua de los suelos de Andalucía mediante el análisis del balance medio anual del agua. En: P. Marinero (Ed.) *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, 6, 131-136.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J. V. y Van Mervenne, M. 2004. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in Southern Spain. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267.
- Van-Meir, N., Jaeggi, D., Herfort, M., Loew, S., Pezard, P. A. y Lods, G. 2007. Characterizing flow zones in fractured and karstified limestone aquifer through integrated interpretation of geophysical and hydraulic data. *Hydrogeology Journal*, 15, 225-240.
- Vázquez-Mora, M., Martín-Machuca, M. y Díaz, A. 2001. Respuestas de un acuífero kárstico mediterráneo a un ciclo climático húmedo-seco: el caso de la Sierra de Estepa, Sevilla. *Boletín Geológico y Minero*, 112, 65-76.
- Vera, J. A. 1986. Las Zonas Externas de las Cordillera Bética. En: *Libro Homenaje a J.M. Ríos*. Instituto Geológico y Minero de España, 218-251.
- Vera, J. A. 1988. Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 373-391.
- Vera, J. A. e. 2004. *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.
- Vrba, J. y Lipponen, A. 2007. *Groundwater resources sustainability indicators*. UNESCO, Paris, 114 pp.
- Walker, G. R., Zhang, L., Ellis, T. W., Hatton, T. J. y Petheram, C. 2002. Estimating impacts of changed land use on recharge: review of modelling and other approaches appropriate for management of dryland salinity. *Hydrogeology Journal*, 10, 68-90.
- Waterloo Hydrogeologic, I. 2003. *AquaChem user's manual*. Waterloo Hydrogeologic Inc., Canada, 184 pp.
- White, B. W. 1988. *Geomorphology and Hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York, 464 pp.



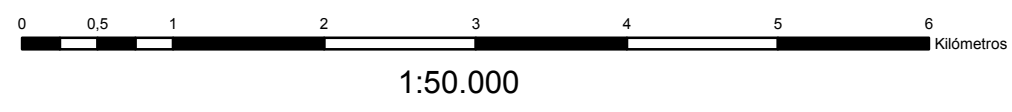
- White, B. W. y White, E. L. 2005. Ground water flux distribution between matrix, fractures, and conduits: constraints on modeling. *Speleogenesis and Evolutions of Karst Aquifers*, 3(2), 6.
- White, W. B. 1999. Conceptual models for karstic aquifers. En: L. D. Sasowsky (Ed.) *Karst modeling*. Karst Waters Institute. Special Publication, Charles Town, West Virginia (USA), 11-16.
- Williams, P. W. 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrogeology. *Journal of Hydrology*, 61, 45-76.
- Word, W. W. y Stanford, W. E. 1995. Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating groundwater recharge. *Ground Water*, 37(1), 2-3.
- Worthington, S. R. N. 1999. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. En: L. D. Sasowsky (Ed.) *Karst Modeling*. Karst Waters Institute, Charles Town, West Virginia (USA), 30-37.
- Worthington, S. R. N., Davies, G. J. y Ford, D. C. 1999. Quantification of matrix, fracture and channel contributions to storage and flow in a Paleozoic carbonate. En: I. Sasowsky (Ed.) *Approaches to understanding groundwater flow and contaminant transport in carbonate aquifers*. Geological Society of America Special Paper, 113-128.
- Worthington, S. R. N. y Ford, D. C. 1995. Borehole test for megascale channeling in carbonate aquifers. En: *XXVI Congress of the International Association of Hydrogeologists*. International Association of Hydrogeologists, Edmonton, Alberta,
- Worthington, S. R. N., Ford, D. C. y Beddows, P. A. 2000. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. En: W. Dreybodd (Ed.) *Speleogenesis: evolutions of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA, 463-472.
- Xu, Y. y Beekman, H. E. 2003. *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. UNESCO, Paris, 207 pp.
- Zuber, A. y Motyka, J. 1998. Hydraulic parameters and solute velocities in triple-porosity karstic-fissured-porous carbonate aquifers: case studies in southern Poland. *Environmental Geology*, 34(2-3), 243-250.





**SIGNOS CONVENCIONALES**

- Contacto concordante
  - - - - - Contacto discordante
  - Contacto mecánico
  - - - - - Contacto mecánico supuesto
  - Limite de dolinas
  - +++ Limite de terraza
  - Bloque deslizado
  - - - - - Falla supuesta
  - Falla conocida
  - Falla inversa
  - Falla con indicación de hundimiento
  - Falla inversa de pequeño ángulo
  - Falla inversa de pequeño ángulo supuesta
  - Anticlinal
  - Anticlinal supuesto
  - Sinclinal supuesto
  - Sinclinal
  - Dirección y buzamiento de capas
- A Sondeo
  - A Piezómetro y sondeo de pequeño diámetro
  - @ Manantial
  - Pozo
  - A Galería
  - ? Pozo con galería
  - V Pozo con sondeo
  - Limite de sistema carbonático



**FORMACIONES POSTOROGÉNICAS**

CUATERNARIO	TERCIARIO	31	30	29	28	27	
	NEÓGENO	INFERIOR					26
MIOCENO	MIOCENO	MESSENIENSE					25
		TORT.					24
		SERRAVAL					23
LANGHIENSE						22	

- 31.-Fondos de valle actuales
- 30.-Llanuras aluviales, terrazas recientes
- 29.-Coluviones y derrubios de ladera
- 28.-Suelos y costras de exudación
- 27.-Conos de deyección
- 26.-Terrazas antiguas

**ZONA SUBBÉTICA SUBBÉTICO INDIFFERENCIADO (MANTO ANTEQUERA-OSUNA)**

TERCIARIO	PALEÓGENO	NEO. MOD.	INFERIOR	21
		EOCENO	SUPERIOR	20
CRETÁCICO	CRETÁCICO	CRETÁCICO	MEDIO	19
			INFERIOR	18
JURÁSICO	JURÁSICO	JURÁSICO	ALBIENSE	17
			SUPERIOR	16
			MEDIO	15
INFERIOR				14
TRIÁSICO				13

- 25.-Areniscas y calizas biotetríticas
- 24.-Margas calcáreas
- 23.-Brechas calcáreas de cantos jurásicos. (Acebuchares)
- 22.-Margas y calizas margosas
- 21.-Calizas detríticas y organógenas con margas calcáreas blancas. (Serie de las Viñas)
- 20.-Olistolitos de materiales jurásicos
- 19.-Calizas, calizas margosas y margas calcáreas con nodulos de sílex. (Capas rojas)
- 18.-Margas blancas y calizas margosas con fósiles. (Cerro del Caballo)
- 17.-Calizas brechoideas rojizas
- 16.-Calizas oolíticas y calizas dolomíticas
- 15.-Dolomías carnolares
- 14.-Dolomías y calizo-dolomías tableadas

**SUBBÉTICO EXTERNO (SIERRA DE BECERRERO)**

TERCIARIO	PALEÓGENO	NEO. MOD.	INFERIOR	12
		EOCENO	11	
CRETÁCICO	CRETÁCICO	CRETÁCICO	PALEOCENO	10
			SUPERIOR	9
JURÁSICO	JURÁSICO	JURÁSICO	INFERIOR	8
			SUPERIOR	7
			MEDIO	6
TRIÁSICO				5

- 13.-Arcilla, areniscas y margas con yesos, dolomías, ofitas, etc. (Trias en fácies germano-andaluz)
- 12.-Calizas detríticas y margocaliza
- 11.-Margas, margocalizas con sílex (Capas rojas)
- 10.-Margocalizas grises
- 9.-Calizas nodulosas brechoide
- 8.-Calizas oolíticas
- 7.-Dolomías en su mayor parte brechoideas
- 6.-Arcillas y margas abigarradas con yesos y carnolares. (Trias en fácies germano-andaluz)

**SUBBÉTICO EXTERNO (HACHO DE LORA-MINGO-GUINCHÓN)**

JURÁSICO	JURÁSICO	INFERIOR-MEDIO	2
		INFERIOR	1

- 2.-Margas y margocalizas, dolomías y calizas oolíticas
- 1.-Dolomías y calizas

TÍTULO: **INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA ORIENTADA A LA GESTIÓN DE ACUÍFEROS CARBONÁTICOS SOMETIDOS A UN USO INTENSIVO DEL AGUA SUBTERRÁNEA. EL CASO DE LA SIERRA DE ESTEPA (SEVILLA)**

DENOMINACIÓN: **MAPA HIDROGEOLÓGICO**

AUTOR: <b>Martos Rosillo, Sergio</b>	FECHA: <b>JUNIO 2008</b>	ESCALA: <b>1:50.000</b>	Nº PLANO: <b>2</b>
--------------------------------------	--------------------------	-------------------------	--------------------