



UNIVERSIDAD DE JAÉN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

TESIS DOCTORAL

**PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS
NATURALES E INFLUENCIA ANTRÓPICA EN
ACUÍFEROS DETRÍTICOS LIBRES: CONTROL
SOBRE LA CALIDAD DE LAS AGUAS DEL
ACUÍFERO ALUVIAL DEL ALTO
GUADALQUIVIR EN LA PROVINCIA DE JAÉN**

**PRESENTADA POR:
MIGUEL LORITE HERRERA**

**DIRIGIDA POR:
DRA. DÑA. ROSARIO JIMÉNEZ ESPINOSA
DR. D. JUAN JIMÉNEZ MILLÁN**

JAÉN, 29 DE ABRIL DE 2008

ISBN 978-84-8439-612-3

Nombre y apellidos del autor:

MIGUEL LORITE HERRERA

Título de la Tesis Doctoral:

PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS NATURALES E INFLUENCIA ANTRÓPICA EN ACUÍFEROS
DETRÍTICOS LIBRES: CONTROL SOBRE LA CALIDAD DE LAS AGUAS DEL ACUÍFERO
ALUVIAL DEL ALTO GUADALQUIVIR EN LA PROVINCIA DE JAÉN

I.S.B.N.:

978-84-8439-612-3

Fecha de Lectura:

29 DE ABRIL DE 2008

Centro y Departamento en que fue realizada la lectura:

FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES
Departamento de Geología

Composición del Tribunal/Dirección de la Tesis:

Dirección de la Tesis	Dra. Dña. Rosario Jiménez Espinosa Dr. D. Juan Jiménez Millán
Presidente del Tribunal	Dr. D. Antonio Pulido Bosch
Vocales	Dr. D. Ignacio Morell Evangelista Dr. D. Nicolás Velilla Sánchez Dr. D. Kevin M. Hiscock
Secretaria	Dra. Dña. M ^a Carmen Hidalgo Estévez

Calificación Obtenida:

SOBRESALIENTE CUM LAUDE



UNIVERSIDAD DE JAÉN

tesis doctoral

Resumen

El acuífero aluvial del Guadalquivir es una unidad hidrogeológica constituida por depósitos aluviales cuaternarios y la utilización de sus recursos hídricos se encuentra ligada fundamentalmente a la agricultura. El sector estudiado se localiza en la parte central y oriental de la provincia de Jaén (SE España). Con el fin de establecer el estado químico y los procesos que determinan la calidad del agua subterránea, se llevó a cabo un trabajo de investigación integrado durante un programa bianual (2004–2006) de muestreo y análisis.

Dado que la abundancia de las distintas fases minerales presentes en el acuífero controla la composición del agua subterránea, se llevó a cabo una caracterización mineralógica y geoquímica de la matriz del acuífero. Los sedimentos aluviales fueron estudiados mediante difracción de rayos X (XRD), microscopía electrónica de barrido (SEM) con microanálisis de energía dispersada de rayos X, y fluorescencia de rayos X (XRF). Estos análisis mostraron que la calcita y la dolomita son las fases minerales más abundantes, tanto en los niveles de gravas como en los niveles arenosos que constituyen la matriz del acuífero. Asimismo, dichos análisis permitieron identificar los factores responsables de los cambios mineralógicos y geoquímicos observados en las distintas secuencias sedimentarias estudiadas. Se considera que tales fluctuaciones composicionales están relacionadas con cambios de área fuente de los depósitos aluviales del río Guadalquivir.

Junto con la caracterización composicional de la matriz del acuífero, la interpretación de los datos hidroquímicos y la modelización geoquímica inversa mostraron que la dedolomitización es el principal proceso hidrogeoquímico que controla la composición química del agua subterránea a nivel regional, aunque otros procesos como la meteorización de silicatos y el intercambio iónico también afectan a su composición química.

Por otra parte, el uso excesivo de fertilizantes agrícolas es la causa de las elevadas concentraciones de nitratos en el agua subterránea. Así, en manantiales y pozos situados entre el Puente del Obispo y Mengíbar, sector en el que se desarrolla una intensa actividad agrícola sobre las terrazas del Guadalquivir y en el que se aplican importantes cantidades de fertilizantes sintéticos, se observaron concentraciones de nitratos excesivamente elevadas (>200 mg/l). Además, el proceso

de desnitrificación está inhibido por la presencia de condiciones aeróbicas en el acuífero, lo cual imposibilita atribuir la variabilidad espacial observada en la concentración de nitratos en el agua subterránea al proceso de desnitrificación.

En este trabajo también se examina la relación existente entre el nitrógeno inorgánico y orgánico disuelto en el agua subterránea y en el agua del río Guadalquivir, así como la contribución del nitrógeno orgánico disuelto (NOD) al contenido total de nitrógeno disuelto (NTD). El NOD es la forma predominante de nitrógeno en el agua del río Guadalquivir (72–97% del NTD), mientras que su proporción con respecto al NTD varía considerablemente en el agua subterránea (<1–99%). Se considera que los suelos agrícolas constituyen el principal reservorio de NOD en la cuenca, existiendo un lixiviado y flujo continuo hacia el acuífero aluvial y el río Guadalquivir. Además, estudios previos han señalado el potencial del NOD para funcionar como una fuente de nitrato en la zona saturada de los acuíferos en cuanto que constituye un substrato nitrogenado esencial para los microorganismos nitrificantes bajo condiciones aeróbicas. De este modo, las elevadas concentraciones de NOD en el agua subterránea y el potencial para su mineralización bajo condiciones aeróbicas determinan la necesidad de incluir dicha fracción en la evaluación de la dinámica y balance de los compuestos nitrogenados en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir.

Abstract

The alluvial aquifer of the Guadalquivir River comprises shallow Quaternary deposits and the studied sector is located in the central-eastern part of the province of Jaén in southern Spain. Its groundwater resources are used mainly for crop irrigation in an agriculture-dominated area. In order to establish the baseline hydrochemical conditions and processes determining the groundwater quality, groundwater and river water samples were collected as part of an integrated investigation carried out during a two-year sampling (2004–2006) and analysis program.

Given that mineral abundances and variations of secondary mineral species in the aquifer control the hydrochemistry of groundwater, a mineralogical and geochemical characterization of the aquifer matrix was performed. The alluvial sediments were studied using X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM) with an energy dispersive X-ray microanalyzer, and X-ray fluorescence spectrometry (XRF). These analyses showed that calcite and dolomite are dominant in the gravel and sandy deposits of the aquifer matrix and allowed the identification of the potential factors that control the observed changes in the mineralogy and geochemistry within the different studied sedimentary sequences. This is considered to be related to a change in the source area of the alluvial deposits of the Guadalquivir River.

In combination with the compositional characterization of the aquifer matrix, hydrochemical data interpretation together with inverse geochemical modelling using NETPATH showed that dedolomitization (calcite precipitation and dolomite dissolution driven by gypsum dissolution) is the principal hydrogeochemical process controlling the regional groundwater chemistry. In comparison, silicate weathering and ion exchange are less important controls but, nevertheless, can exert an influence on the concentration of major cations in some sections of the aquifer.

Additionally, the excessive use of synthetic fertilizers in agriculture is the cause of high concentrations of nitrate in groundwater. Concentrations of nitrate higher than 200 mg/l were observed in irrigation wells and springs located between the villages of Puente del Obispo and Mengibar, where there is intense agricultural activity over the aquifer outcrop and considerable application of fertilizers during the farming season. Moreover, it has been observed that

denitrification is not a significant process in this shallow aquifer due to relatively high dissolved oxygen concentrations in groundwater.

This study also examines the relationship between dissolved inorganic and organic nitrogen in river water and groundwater in the studied catchment area, and estimates the contribution of dissolved organic nitrogen (DON) to the total dissolved nitrogen (TDN). DON is the predominant form of nitrogen in river water (72–97% of the TDN), whereas its proportion to TDN varies considerably in groundwater (<1–99%). It is apparent that agricultural soils constitute the main storage of organic nitrogen in the catchment with a steady leaching of DON into the alluvial aquifer and the dependent river. Furthermore, previous studies have reported the potential for DON to function as a source of nitrate in the saturated zone of aquifers since it is an essential nitrogenous substrate for nitrifiers in aerobic aquifers. Hence, the large concentrations of DON in groundwater of the alluvial aquifer and the potential for its mineralization in the aerobic aquifer determine that DON should be included in the assessment of the nitrogen dynamics and budgets in the alluvial aquifer-Guadalquivir River system.



UNIVERSIDAD DE JAÉN

**PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS
NATURALES E INFLUENCIA ANTRÓPICA
EN ACUÍFEROS DETRÍTICOS LIBRES:
CONTROL SOBRE LA CALIDAD DE LAS
AGUAS DEL ACUÍFERO ALUVIAL DEL
ALTO GUADALQUIVIR EN LA PROVINCIA
DE JAÉN**

MIGUEL LORITE HERRERA

tesis doctoral

AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de esta Tesis Doctoral no hubiera sido posible sin la inestimable ayuda y colaboración de las personas y organismos que a continuación se exponen.

En primer lugar, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mis directores de tesis, los Doctores Rosario Jiménez Espinosa y Juan Jiménez Millán, por la confianza depositada en mí y por su apoyo, orientación y vital contribución proporcionados durante la elaboración del presente trabajo.

Me gustaría agradecer al Dr. Francisco García Tortosa su ayuda y sus valiosas aportaciones, especialmente en relación con los aspectos geomorfológicos tratados en la tesis.

Al Dr. Kevin M. Hiscock, de la University of East Anglia (UK), por su valiosa ayuda y contribución a mi formación y al desarrollo de este trabajo durante las tres estancias llevadas a cabo en dicho centro.

A todos los miembros del Departamento de Geología, y a los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén y de Granada por poner a mi disposición su infraestructura. Asimismo, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a D. Antonio Piedra Martínez por su importante labor en la preparación de las láminas delgadas destinadas a su estudio mediante microscopía electrónica de barrido.

A los miembros del Área de Geodinámica Externa del Departamento de Hidrogeología y Química Analítica de la Universidad de Almería, por estar dispuestos a resolver cuantas dudas y problemas surgieron durante el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. Juan Antonio Luque Espinar, del Instituto Geológico y Minero de España (Oficina de Granada), y a D. Antonio Medina Vernalte, de la Diputación Provincial de Jaén, por su disposición y amabilidad al facilitarme información de gran utilidad para el desarrollo de la investigación. Asimismo, quisiera hacer extensivo este agradecimiento a los miembros de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir y de las Delegaciones Provinciales de las

Consejerías de Agricultura y Pesca, y de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía que pusieron a mi disposición la información disponible solicitada.

A todos los propietarios de las captaciones de agua subterránea y a los agricultores del área de estudio, que gracias a su desinteresada colaboración hicieron posible el desarrollo del trabajo de campo.

Finalmente, agradezco a mis padres y hermanos, compañeros de trabajo y amigos el apoyo y ánimo recibidos durante todo este tiempo.

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos de Investigación *“Influencia de la agricultura y la industria sobre los espacios naturales del Guadalquivir: contaminación de aguas y sedimentos (Universidad de Jaén)”* y *“Asociaciones minerales reactivas de los acuíferos detríticos de la provincia de Jaén: efectos sobre la calidad de las aguas subterráneas y capacidad autorreguladora de los contaminantes producidos por la agricultura del olivar (Instituto de Estudios Giennenses – Diputación Provincial de Jaén)”*. Además, el Grupo de Investigación RNM-325 de la Junta de Andalucía *“Procesos y Recursos Geológicos”* ha contribuido a la financiación de parte de los gastos derivados de este trabajo de investigación.

*¡Oh Guadalquivir!
Te vi en Cazorla nacer;
hoy en Sanlúcar, morir.
Un borbollón de agua clara,
debajo de un pino verde,
eras tú, ¡qué bien sonabas!
Como yo, cerca del mar,
río de barro salobre,
¿sueñas con tu manantial?*

ANTONIO MACHADO

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción	8
1.1. Presentación	9
1.2. Antecedentes	12
1.3. Objetivos	13
Capítulo 2. Metodología de estudio	16
2.1. Trabajo de gabinete	17
2.2. Métodos de campo	18
2.3. Métodos de laboratorio	21
2.3.1. Análisis de iones mayoritarios y minoritarios en el agua	21
2.3.2. Análisis de elementos minoritarios y traza en el agua	22
2.3.3. Análisis del contenido total de nitrógeno orgánico disuelto en el agua	22
2.3.4. Caracterización mineralógica de los sedimentos	24
2.3.4.1. Difracción de Rayos X	24
2.3.4.1.1. Estudio mineralógico cualitativo	25
2.3.4.1.2. Estudio mineralógico semicuantitativo	26
2.3.4.2. Fluorescencia de Rayos X	27
2.3.4.3. Determinación de la pérdida por calcinación	28
2.3.4.4. Microscopio electrónico de barrido (SEM)	28
Capítulo 3. Descripción del área de estudio	29
3.1. Localización geográfica	30
3.2. La cuenca hidrográfica del Guadalquivir	32
3.3. Climatología	35
3.3.1. Precipitaciones y temperaturas del área de estudio	36
3.3.2. Evapotranspiración potencial y evapotranspiración real	37

3.3.3. Lluvia útil	39
3.4. Población	40
3.5. Agricultura	42
Capítulo 4. Marco geológico e hidrogeológico	47
4.1. Geología de la cuenca del Guadalquivir	48
4.2. Hidrogeología	51
4.2.1. Aluvial del Guadalquivir	51
4.2.2. Parámetros hidráulicos	54
4.2.3. Piezometría y flujo subterráneo en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir	56
Capítulo 5. Materiales de la matriz del acuífero: geología, caracterización composicional y origen de los sedimentos aluviales cuaternarios	58
5.1. Introducción	59
5.2. Marco geológico y tectónico	60
5.3. Descripción de los sedimentos aluviales cuaternarios	64
5.4. Mineralogía y composición química de los sedimentos aluviales	71
5.5. Naturaleza detrítica de los minerales	74
5.6. Asociaciones minerales y signaturas geoquímicas: cambios de área fuente	75
5.7. Procesos geomorfológicos implicados en las variaciones en la procedencia de los sedimentos	80
Capítulo 6. Hidroquímica y procesos hidrogeoquímicos	82
6.1. Introducción	83
6.2. Características hidroquímicas	83
6.2.1. Descripción de los contenidos iónicos	83
6.2.2. Análisis de componentes principales (ACP)	94
6.3. Procesos hidrogeoquímicos	98
6.3.1. Dedolomitización	98
6.3.2. Modelización geoquímica inversa	103
6.3.3. Meteorización de silicatos y procesos de intercambio iónico	107

6.4. Cambios temporales en la composición química del agua subterránea	110
6.5. Calidad de las aguas para riego	112
Capítulo 7. Distribución y dinámica del nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD) en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir	117
7.1. Introducción	118
7.2. Variabilidad espacial y temporal en las concentraciones del NID y NOD	122
7.2.1. Río Guadalquivir	127
7.2.2. Agua subterránea	130
7.3. Procesos biológicos y transformación de los compuestos nitrogenados	130
7.3.1. Río Guadalquivir	130
7.3.2. Agua subterránea	132
7.4. Transporte y balance de nitrógeno en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir	137
Conclusiones	141
Conclusions	145
Referencias bibliográficas	149
Anexos	174

1. Introducción

1.1. PRESENTACIÓN

En la presente Memoria se muestran los resultados del trabajo de Tesis Doctoral relativos al estudio hidrogeológico del sector oriental del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir (Jaén, España). Higuera Arnal (1961), en su estudio geográfico del Alto Guadalquivir, lo define como una región de unos 12.500 km², cuyos límites coinciden aproximadamente con los de la provincia de Jaén. En esta región se diferencian claramente una zona central, o Alto Guadalquivir propiamente dicho, que comprende los materiales terciarios de la depresión del Guadalquivir en su parte más oriental, y dos regiones marginales constituidas, la primera, por el borde paleozoico de la Meseta o Sierra Morena al norte, y la segunda, por la Cordillera Bética al sur y este.

La elección de este sector como objeto de investigación ha posibilitado el estudio y conocimiento de distintos aspectos y fenómenos de índole natural e inducidos por el hombre, que controlan la composición química de las aguas subterráneas en un área rural. En el área de estudio la explotación de dicho recurso mediante pozos artesanales ha estado ligada tradicionalmente a la agricultura, soporte principal de la economía de numerosos núcleos de población.

La Directiva Marco del Agua (2000/60/CE) establece que las masas de agua de todos los Estados miembros, que no se encuentren intensamente modificadas, deben alcanzar un buen estado ecológico para el año 2015. Asimismo, la Directiva de Aguas Subterráneas (2006/118/CE) completa las disposiciones contenidas en la Directiva 2000/60/CE destinadas a prevenir o limitar las entradas de contaminantes en las aguas subterráneas y evitar el deterioro del estado de todas las masas de agua subterránea. A pesar de que las aguas subterráneas son recursos naturales renovables, la garantía del buen estado de las mismas requiere medidas tempranas debido al lapso natural existente entre su formación y renovación. Este lapso de tiempo ha de tenerse en cuenta en la planificación de las medidas relativas al logro del buen estado de las aguas subterráneas, así como de las medidas destinadas a invertir cualquier tendencia significativa y sostenida al aumento de la concentración de contaminantes en las mismas. A fin de evaluar la magnitud de la presión a la que están sometidas las masas de agua, los Estados miembros efectuarán un seguimiento de

los indicadores de calidad que muestren las presiones a las que la masa o masas están sometidas. Así, para conseguir los objetivos planteados por la Directiva Marco del Agua y la Directiva de Aguas Subterráneas es necesario mejorar el conocimiento de las masas de agua correspondientes a las distintas unidades hidrogeológicas.

La mayoría de los estudios hidrogeológicos se centran en el análisis de la concentración de los iones mayoritarios y minoritarios en el agua subterránea para la determinación de las fuentes de los distintos solutos, así como para la descripción de la evolución del agua subterránea en el acuífero. Sin embargo, son escasos los estudios hidrogeológicos que prestan atención al estudio mineralógico y geoquímico de la matriz del acuífero estudiado (Zhu y Burden 2001). La abundancia de las distintas fases minerales presentes en el acuífero controla la composición del agua subterránea y, por tanto, la falta de conocimiento sobre la composición mineralógica de la matriz del acuífero y sobre las complejas interacciones que se producen entre las especies acuosas y las superficies minerales podría conducir a la obtención de conclusiones erróneas.

Esto justifica la realización de una caracterización composicional de los sedimentos aluviales que constituyen la matriz del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir, lo que ha permitido conocer cuál es su composición química, qué especies minerales se encuentran presentes, y cuál es su abundancia y distribución espacial. Tal información, junto con la interpretación de los datos hidroquímicos y la modelización geoquímica inversa (modelización de balance de masas), constituyen una aproximación integral al conocimiento de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el acuífero y que, por tanto, controlan la composición y calidad del agua subterránea.

Por otra parte, una de las principales problemáticas ligada a las prácticas agrícolas desarrolladas en el área de estudio es la elevada concentración de nitratos en las aguas subterráneas en determinados sectores del acuífero. La presencia de nitratos en las aguas subterráneas en elevadas concentraciones constituye actualmente, tanto en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir como en otros acuíferos del resto de España, una de las mayores amenazas para la calidad del agua de los acuíferos (Fernández Ruiz 2002).

En este sentido, cabe destacar la Directiva del Consejo Europeo de 12 de diciembre de 1991, relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura (91/676/CEE), y el Real Decreto 261/1996 de 16 de febrero, por el que se incorpora a nuestro ordenamiento jurídico dicha directiva europea. Dichos instrumentos legales establecen la necesidad de reducir la contaminación de las aguas provocada o inducida por los nitratos procedentes de fuentes agrarias, así como prevenir en mayor medida dicha contaminación para proteger la salud humana, los recursos vivos y los ecosistemas acuáticos, y salvaguardar otros usos legítimos de las aguas.

No obstante, la situación hidrogeológica en determinados sistemas acuífero-río es tal que pueden transcurrir muchos años antes de que las medidas de protección produzcan una mejora de la calidad de las aguas, siendo necesario entender el comportamiento de los compuestos nitrogenados en tales sistemas hidrogeológicos. Además, en cuanto que el estado de una masa de agua subterránea puede tener repercusiones en la calidad ecológica de las aguas superficiales y de los ecosistemas terrestres asociados con dicha masa de agua subterránea, a efectos de la protección del medio ambiente es necesario integrar, en mayor medida, los aspectos cualitativos y cuantitativos relativos a las aguas subterráneas y superficiales pertenecientes al mismo sistema ecológico, hidrológico e hidrogeológico.

Tales circunstancias justifican la realización de una evaluación de las fuentes de nitrógeno y procesos que afectan a los compuestos nitrogenados a nivel de cuenca. Como consecuencia de los procesos de amonificación y nitrificación que tienen lugar en la zona no saturada, y dada la movilidad del nitrato en los suelos y su lixiviado hacia la zona saturada, en general, se considera que la principal forma nitrogenada presente en acuíferos aeróbicos es el nitrato (Korom 1992; Bouwman et al. 2005). De este modo, los análisis químicos estándar de las aguas subterráneas normalmente se centran en los compuestos inorgánicos del nitrógeno (nitritos, nitratos y amonio). No obstante, diversos estudios han destacado que la concentración de nitrógeno orgánico disuelto en el agua subterránea puede ser también importante (Kroeger et al. 1999; Valiela et al. 2000; Corbett et al. 2002; Kroeger et al. 2006). Por tanto, la determinación de la concentración de nitrógeno orgánico disuelto en el agua subterránea va a proporcionar información sobre el tamaño del reservorio de nitrógeno que se encuentra potencialmente disponible para la producción de nitratos, a través de su amonificación y

posterior nitrificación del amonio (Mühlherr 1997). Así, dicha fracción del contenido total de nitrógeno disuelto debería ser incluida en la evaluación de la dinámica y balance del nitrógeno en sistemas acuífero-río.

1.2. ANTECEDENTES

En 1985 el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) publicó el trabajo titulado “Informe de Síntesis. Calidad y Contaminación de las Aguas Subterráneas en España”, en el que se reflejaba el estado de la calidad de los acuíferos en todas las cuencas hidrográficas hasta el año 1982. A partir de esa fecha, el Instituto ha continuado recopilando información sobre las aguas subterráneas, incrementando y ampliando su conocimiento e incluyendo la labor de seguimiento de su calidad. El Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE, en la actualidad IGME) lleva a cabo una ampliación del mencionado informe con el trabajo “Calidad química y contaminación de las aguas subterráneas en España: período 1982–1993. Cuenca del Guadalquivir” (López Geta et al. 1998). Este documento recoge las características básicas, desde el punto de vista hidrogeológico y de la calidad química de las aguas subterráneas, del acuífero aluvial del Guadalquivir (Unidad Hidrogeológica 05.26). No obstante, dicho organismo no dispone de datos recientes sobre las características físico-químicas de las aguas subterráneas del mencionado acuífero, siendo estos en su mayoría del año 1967 (anexo 1).

Por otra parte, la Diputación Provincial de Jaén acuerda en el año 1981 firmar un “Convenio-Marco de Asistencia Técnica” con el Instituto Geológico y Minero de España. Este Convenio-Marco se desarrolla a través de dos convenios específicos, que se inician en el año 1993 y acaban en 1996:

- a) Convenio específico (1993–1995) para las investigaciones hidrogeológicas como mejora de los abastecimientos urbanos y seguimiento de los sondeos de explotación/investigación en la provincia de Jaén.
- b) Convenio específico (1995–1996) sobre el control de los recursos, la adopción de medidas de prevención y recomendaciones de explotación de las aguas subterráneas.

Así, el Atlas Hidrogeológico de la provincia de Jaén, publicado en 1997 conjuntamente por el Instituto Tecnológico Geominero de España y la Diputación Provincial de Jaén, se presenta como una síntesis de toda la información generada durante esos años. Sin embargo, la información que recoge dicho atlas sobre el acuífero aluvial del Guadalquivir consiste en una breve descripción de los depósitos cuaternarios aluviales del Guadalquivir y del comportamiento hidrogeológico de los mismos.

Finalmente, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, concretamente el Área de Calidad del Agua, dispone de una serie de estaciones de muestreo periódico que constituyen la Red Integral de Calidad de Aguas de la Cuenca del Guadalquivir. Basándose en los datos recogidos por dichas estaciones emite informes semestrales sobre la calidad de las aguas superficiales de la cuenca del Guadalquivir, así como informes anuales sobre el cumplimiento de la normativa vigente en materia de aguas prepotables o piscícolas.

1.3. OBJETIVOS

En este trabajo se aportan los datos mineralógicos, geoquímicos e hidroquímicos necesarios para establecer los factores que controlan la calidad del agua subterránea del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir. La consecución de tal objetivo posee un enorme interés, en cuanto que supone una importante contribución al conocimiento de la unidad hidrogeológica estudiada. Dicha información permitiría una planificación adecuada por parte de los organismos competentes para el logro del buen estado de sus aguas subterráneas, de acuerdo con los objetivos fijados por la Directiva Marco del Agua y la Directiva de Aguas Subterráneas.

El objetivo general planteado se logra mediante la consecución de una serie de objetivos parciales, entre los que cabe mencionar los siguientes:

- a) El análisis de cambios de área fuente como responsables de las fluctuaciones mineralógicas y geoquímicas observados en los depósitos aluviales que constituyen la matriz del acuífero, y su relación con aspectos geológicos y geomorfológicos.

- b) El establecimiento de una jerarquía en la importancia de los principales procesos hidrogeoquímicos modificadores de las aguas subterráneas, basado en la interpretación de los datos hidroquímicos, el cálculo de los índices de saturación con respecto a las principales fases minerales observadas en el acuífero y la modelización geoquímica inversa.

- c) La determinación de la relevancia que posee el reservorio de nitrógeno en forma de nitrógeno orgánico disuelto para la evaluación de la dinámica y balance de los compuestos nitrogenados en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir.

Resultados parciales de esta Tesis han sido presentados en los siguientes trabajos:

Lorite Herrera M, Jiménez Espinosa R (2005) Caracterización hidroquímica del sector oriental del acuífero aluvial del Guadalquivir en la provincia de Jaén. En: López-Geta JA, Rubio JC, Martín-Machuca M (Eds.), **VI Simposio del Agua en Andalucía**. IGME, pp 495–505.

Lorite-Herrera M, Jiménez-Millán J, Jiménez-Espinosa R, García-Tortosa F (2007) Source area changes in Quaternary alluvial sediments from the Alto Guadalquivir Basin (SE Spain) deduced from carbonate and clay mineral assemblage fluctuations. In: Rocha F, Terroso D, Quintela A (Eds.), **Euroclay 2007**, p 140.

Lorite-Herrera M, Jiménez-Millán J, Jiménez-Espinosa R, García-Tortosa F (2007) Fluctuaciones mineralógicas y geoquímicas en las terrazas del Alto Guadalquivir (provincia de Jaén) producidas por cambios de área fuente de los sedimentos. **Macla**, 7: 47.

Lorite-Herrera M, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (2007) Hydrochemical Analysis of Groundwater in the Quaternary Alluvial Aquifer of the Guadalquivir River, Province of Jaén (SE Spain). In: **Geological Society Bicentenary Conference: Earth Sciences in the Service of Society**, p 107.

Lorite-Herrera M, Jiménez-Espinosa R (2008) Impact of agricultural activity and geologic controls on groundwater quality of the alluvial aquifer of the Guadalquivir River (province of Jaén, Spain): a case study. *Environmental Geology*, 54: 1391–1402.

Lorite-Herrera M, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J, Hiscock KM (2008) Integrated hydrochemical assessment of the Quaternary alluvial aquifer of the Guadalquivir River, southern Spain. *Applied Geochemistry*, 23: 2040–2054.

Lorite Herrera M, Jiménez Espinosa R, Jiménez Millán J (2008) Consideraciones sobre la importancia de la caracterización de la matriz del acuífero para el estudio de procesos hidrogeoquímicos: acuífero aluvial del Alto Guadalquivir. En: López-Geta JA, Rubio JC, Martín-Machuca M (Eds.), *VII Simposio del Agua en Andalucía*. IGME, pp 341–350.

Lorite Herrera M, Jiménez Espinosa R, Hiscock KM (2008) Análisis de la distribución y dinámica del nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD) en las aguas subterráneas: el caso del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir. En: López-Geta JA, Rubio JC, Martín-Machuca M (Eds.), *VII Simposio del Agua en Andalucía*. IGME, pp 417–426.

Lorite-Herrera M, Hiscock KM, Jiménez-Espinosa R (2009) Distribution of dissolved inorganic and organic nitrogen in river water and groundwater in an agriculturally-dominated catchment, south-east Spain. *Water, Air and Soil Pollution*, 198: 335–346.

2. Metodología de estudio

En este capítulo se describe la metodología así como las diferentes técnicas instrumentales utilizadas para llevar a cabo el presente trabajo de investigación.

2.1. TRABAJO DE GABINETE

Esta labor se ha desarrollado a lo largo de todo el período de investigación y se ha centrado en los siguientes aspectos:

- a) Revisión de la información bibliográfica relacionada con la geología e hidrogeología del área de estudio. Con el objeto de definir la metodología para el desarrollo de la investigación se consultaron numerosos trabajos hidroquímicos y sedimentológicos, de los que se obtuvieron las pautas para la realización del trabajo de campo y de laboratorio que posteriormente permitirían alcanzar los objetivos planteados. Asimismo, se revisaron numerosos trabajos relativos a la problemática de la contaminación de los acuíferos como consecuencia de las actividades agrícolas.
- b) Determinación de la red básica de puntos de agua para el estudio de la variación espacio-temporal de las variables hidrogeológicas de interés. Para llevar a cabo el inventario de puntos de agua, se utilizó como base la información disponible en la Oficina de Proyectos del IGME en Granada. Dicha información incluye datos relativos a identificación del aprovechamiento, localización geográfica, características constructivas, geología, litología de los materiales explotados, características hidrogeológicas, usos del agua, volúmenes extraídos y, en ocasiones, también datos de análisis químicos. Los puntos de agua inventariados corresponden a pozos, sondeos y manantiales. No obstante, cabe señalar que durante el trabajo de campo se observó que algunos de los pozos inventariados por el IGME se encontraban en estado de abandono y/o sellados. Así, tomando como referencia el inventario realizado por este organismo, se realizó un inventario propio de puntos de agua en el cual se añadieron nuevos registros. Para cada uno de los puntos de agua se elaboró una ficha, que posteriormente fue informatizada. Los datos más importantes recogidos en dichas fichas son: término municipal, hoja topográfica a escala 1:25.000, coordenadas UTM, altitud, toponimia, nombre del propietario, fecha y hora de muestreo, profundidad del

nivel piezométrico respecto a la superficie topográfica, diámetro y altura del brocal, condiciones meteorológicas, aspecto del agua (turbidez, olor, sabor y color), parámetros determinados *in situ* (conductividad eléctrica, temperatura, pH, potencial redox, oxígeno disuelto y alcalinidad) y observaciones (uso del agua, tipo de cultivo, método de riego, y modo, dosis y época de aplicación de fertilizantes, entre otros aspectos). Además, para cada ficha se adjuntaron sus respectivas fotografías de campo.

- c) Recopilación y tratamiento de datos pluviométricos y termométricos de las estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio. Esta información se obtuvo de la red de estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía.
- d) Recopilación de datos históricos de aforo del río Guadalquivir y sus principales afluentes. Estos datos fueron suministrados por el Servicio de Hidrología de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG). También se ha obtenido información actualizada de tal índole a partir del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir.
- e) Tratamiento de los datos obtenidos durante las campañas de muestreo y elaboración de gráficos y mapas. Para ello se ha empleado la hoja de cálculo Microsoft Excel, el programa de análisis estadístico SPSS 15.0, CorelDRAW X3 para el diseño y edición de gráficos y figuras, así como otros programas específicos para el tratamiento de datos hidroquímicos: Aquachem 5.1, Surfer 8.0, WATEQ4F 2.31 y NETPATH 2.0.

2.2. MÉTODOS DE CAMPO

Con el objeto de analizar la evolución espacio-temporal del quimismo de las aguas se realizaron una serie de campañas de muestreo:

- a) En el año hidrológico 2004/05 se realizaron dos campañas de muestreo, una en el mes de septiembre de 2004 y otra en marzo de 2005.
- b) En el año hidrológico 2005/06, se llevaron a cabo cuatro campañas de muestreo, realizadas en los meses de septiembre de 2005 y, enero, abril y junio de 2006.

Durante dichas campañas de campo se tomaron muestras de agua subterránea en pozos y manantiales distribuidos homogéneamente en el área de estudio. La profundidad de los pozos que explotan los depósitos aluviales oscila entre 4 y 15 metros aproximadamente, consistiendo generalmente en construcciones artesanales de gran diámetro (1–2 m). El uso mayoritario de estas captaciones es el riego agrícola y en ocasiones doméstico. Asimismo, se tomaron muestras de agua del río Guadalquivir y de afluentes y arroyos de menor entidad. El número de muestras recogidas en cada campaña de muestreo puede observarse en la tabla 2.1, y la localización de los puntos de muestreo se puede verse en la figura 2.1 y en el anexo 6.

Tabla 2.1. Número de muestras de agua tomadas durante el periodo de estudio.

Mes	Año	Subterránea	Río/arroyo	Total
Septiembre	2004	44	15	59
Marzo	2005	41	15	56
Septiembre	2005	39	15	54
Enero	2006	24	16	40
Abril	2006	42	15	57
Junio	2006	41	16	57
Total		231	92	323

Para llevar a cabo un control del nivel piezométrico se efectuaron registros del mismo en aquellos pozos que presentaban una adecuada construcción y se encontraban bien acondicionados para una óptima explotación (anexo 5). Para ello se utilizó una sonda piezométrica convencional marca Hydrotechnik de 110 m.

La toma de muestras de agua para su posterior análisis se realizó con una botella tomamuestras KEMMERER (1,2 litros) o con la ayuda de la bomba del pozo. Las muestras se tomaron tras el bombeo del pozo durante al menos 15 minutos, hasta obtener una lectura constante de temperatura, conductividad eléctrica y pH. Las muestras fueron filtradas utilizando filtros para jeringa de 0,45 μm de tamaño de poro, recogándose diferentes alícuotas en frascos de polietileno de alta densidad (HDPE) de 250 ml y 50 ml. Aquellas alícuotas destinadas a la determinación de elementos minoritarios y traza fueron acidificadas mediante la adición de ácido nítrico (HNO_3) con calidad para análisis, con la finalidad de evitar su absorción y/o precipitación química. Las muestras se transportaron al laboratorio en neveras portátiles a una temperatura aproximada de 4°C, donde permanecieron refrigeradas hasta su análisis, efectuado antes del transcurso de una semana desde el muestreo.

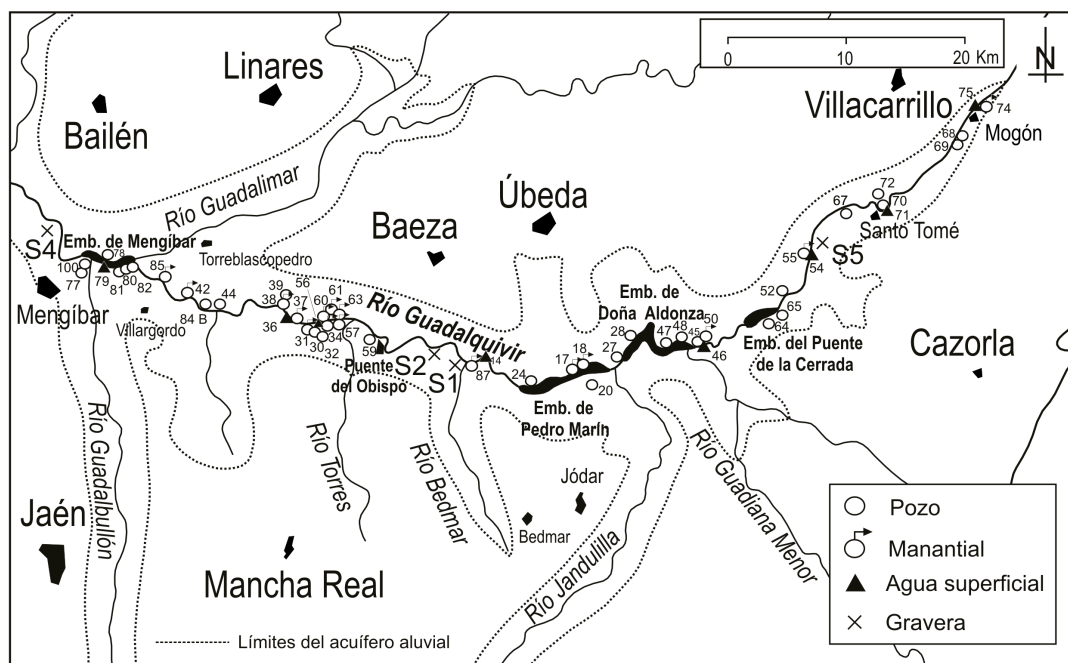


Figura 2.1. Distribución de los puntos de muestreo en el área de estudio.

Los parámetros determinados *in situ* durante las distintas campañas de muestreo fueron los siguientes:

- a) Conductividad eléctrica y temperatura del agua, mediante un conductímetro portátil de la marca Crison, modelo CM 35.
- b) pH y Eh, mediante un pH-metro portátil de la marca Crison, modelo PH 25 equipado con un electrodo de platino (modelo 50 55) para la medida del potencial redox.
- c) Oxígeno disuelto en el agua, mediante un oxímetro portátil de la marca Crison, modelo OXI 45.
- d) Alcalinidad, mediante una valoración ácido-base con ácido clorhídrico. El procedimiento consistió en valorar 100 ml de la muestra con ácido clorhídrico 0,1 N, utilizando como indicadores colorimétricos la fenolftaleína y el naranja de metilo. Esto permitió determinar el contenido en bicarbonatos (y carbonatos en el caso de que existieran) a partir de la medida del volumen de ácido consumido en la valoración (titración).

Por otro lado, puesto que la mineralogía de los sedimentos aluviales que constituyen la matriz del acuífero condiciona la composición química del agua subterránea, fue necesario definir qué fases minerales se encuentran presentes en el acuífero, su abundancia relativa y su distribución espacial, información de valor incuestionable para el estudio de los principales procesos hidrogeoquímicos modificadores de las aguas subterráneas. Con este propósito se visitaron cuatro canteras en las que se explota la terraza media del río Guadalquivir para la extracción de áridos y cuya localización puede observarse en las figuras 2.1, 5.3 y 5.4. Aprovechando los frentes de cantera y eligiendo aquellos afloramientos donde quedaba expuesta la secuencia completa de los depósitos aluviales, se levantaron diferentes columnas estratigráficas, además de realizar una descripción de la litología y del tamaño de grano predominante correspondiente a cada nivel de depósito. Posteriormente, se tomaron muestras de cada uno de los niveles descritos en las distintas secuencias sedimentarias para su posterior caracterización mineralógica y química.

2.3. MÉTODOS DE LABORATORIO

2.3.1. Análisis de iones mayoritarios y minoritarios en el agua

La técnica empleada para el análisis de iones mayoritarios, nitratos, nitritos, amonio y fosfatos en las muestras de agua ha sido la cromatografía iónica con supresión química de la conductividad del eluyente y detección por conductividad. El equipo empleado ha sido un cromatógrafo iónico DIONEX DX-120 perteneciente a los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén. Para el análisis de aniones se utilizó la precolumna IonPac AG9-HC (4 mm), la columna analítica IonPac AS9-HC (4 mm), la columna supresora Anion Self-Regenerating Suppressor-II, y carbonato de sodio (Na_2CO_3) 9,0 mM como eluyente. El análisis de cationes se llevó a cabo utilizando la precolumna IonPac CS12A (4 mm), la columna analítica IonPac CG12A (4 mm), la columna supresora Cation Self-Regenerating Suppressor-II, y ácido sulfúrico (H_2SO_4) 22 mN como eluyente.

La técnica se basa en la separación de los analitos (iones) en función de la retención selectiva que sufre cada uno de ellos al pasar a través de las respectivas columnas analíticas para cationes y aniones, que contienen resinas de intercambio iónico. La detección de los iones es

conductimétrica, una vez suprimida la conductividad debida a la fase móvil o eluyente, lo que se logra a través de la supresión química. La determinación cuantitativa se realiza midiendo el área de los picos cromatográficos y comparando aquella con la de una serie de patrones.

La sensibilidad de esta técnica viene determinada por el volumen de muestra inyectada en el sistema analítico, siendo en este caso de 25 μl (volumen del *loop* de inyección), y el límite de detección es de 0,1 mg/l. Una primera comprobación de la calidad global de los datos analíticos consistió en el cálculo de los errores de balance iónico. El 63% de las muestras tienen errores menores del 5%, cifra que se eleva al 95% para errores inferiores al 10%.

2.3.2. Análisis de elementos minoritarios y traza en el agua

El análisis de elementos minoritarios y traza (Al, Fe, Mn, Ba y Sr) se efectuó mediante ICP-MS (plasma acoplado inductivamente-espectrometría de masas). Para ello se empleó el equipo ICP-Mass Spectrometer Agilent 7500a perteneciente a los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén. Una vez que la muestra es ionizada en la antorcha de plasma, los diferentes iones generados son arrastrados por un gas portador (argón) y dirigidos por una serie de lentes hacia el analizador de cuadrupolo, donde los iones son separados en función de la relación masa/carga (m/z) que presenten. El límite de detección de esta técnica se encuentra a nivel del ng/l (ppt), sin embargo, la concentración más baja de los patrones utilizados para la calibración del equipo fue de 0,1 $\mu\text{g/l}$ (ppb). Debido a esto no fue posible la cuantificación de concentraciones inferiores a 0,1 $\mu\text{g/l}$.

2.3.3. Análisis del contenido total de nitrógeno orgánico disuelto en el agua

La concentración de nitrógeno orgánico disuelto en el agua fue determinada sometiendo la muestra a una oxidación alcalina en presencia de persulfato potásico ($\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_8$) (D'Elia et al. 1977). De este modo el contenido total de nitrógeno disuelto presente en la muestra es oxidado a nitrato, el cual es posteriormente analizado mediante cromatografía iónica. El empleo de cromatografía iónica presenta una serie de ventajas sobre los métodos de

determinación colorimétrica, tal y como son una mayor sensibilidad, una mayor rapidez de análisis, una mayor selectividad y, por tanto, bajas interferencias de la matriz (Davi et al. 1993). De este modo, la concentración de nitrógeno orgánico disuelto puede calcularse como la diferencia entre la concentración de nitrato en la muestra oxidada y la concentración de nitrógeno inorgánico disuelto ($\text{NO}_3^- \text{-N} + \text{NO}_2^- \text{-N} + \text{NH}_4^+ \text{-N}$) existente en la muestra no sometida a oxidación, tal y como se describe en los trabajos de Mühlherr (1997), Williams et al. (2001), Siemens y Kaupenjohann (2002), y Kaushal y Lewis (2003), entre otros. Los blancos fueron preparados utilizando agua ultrapura (Millipore-Q).

A continuación se describe de forma detallada el procedimiento analítico seguido. Se trasvasaron 10 ml de muestra mediante una pipeta en un tubo de ensayo de 50 ml al cual se añadieron 15 ml del reactivo oxidante (solución de persulfato potásico). Posteriormente se calentó la muestra en un autoclave a 121°C durante 30 minutos. Trascorrido dicho tiempo y una vez enfriada la muestra se añadieron 1,5 ml de HCl 0,3 N y 2,0 ml de solución tampón, se agitó y se añadió agua ultrapura (Millipore-Q) hasta la marca de enrase indicando 50 ml. Finalmente, el contenido en nitrato de la muestra fue analizado mediante cromatografía iónica.

Soluciones empleadas para la oxidación a nitrato del contenido total de nitrógeno disuelto presente en la muestra:

- a) Reactivo oxidante: se disuelven 3,0 g de NaOH y 6,7 g de persulfato potásico ($\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_8$) con bajo contenido en N (<0,001%) en 1 litro de agua ultrapura (Millipore-Q). Esta disolución debe ser preparada justo antes de su utilización.
- b) Solución tampón: se añaden 30,9 g de H_3BO_3 en un matraz aforado de 1 litro con un poco de agua ultrapura (Millipore-Q) y se agita. Posteriormente se añaden 101 ml de NaOH 1 M y se enrasa con agua ultrapura hasta 1 litro. Esta solución es estable durante meses.

2.3.4. Caracterización mineralógica de los sedimentos

De las muestras con suficiente cementación se obtuvo una lámina delgada de 30 μm de espesor, pulida y sin cubrir destinada a su estudio mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). El resto de muestras fueron tamizadas utilizando para ello un tamiz de 2 mm de luz de malla con objeto de separar la fracción arena, limo y arcilla del resto de la muestra. A continuación se realizó una molienda de dicha fracción en un mortero de ágata y sobre esta muestra se realizaron los estudios de difracción de rayos X (XRD) y de fluorescencia de rayos X (XRF) de la muestra total.

Por otro lado, se procedió a la extracción de la fracción $< 2 \mu\text{m}$, lo que permitió la estimación de los porcentajes relativos de los minerales de la arcilla en dicha fracción. Esto se realizó mediante centrifugación basada en la ley de Stokes utilizando la centrifugadora Rotofix 32, perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Jaén. El tiempo de centrifugación fue de 120 segundos a 1000 revoluciones por minuto, con una profundidad de extracción de 4 cm. Esta operación se repitió al menos 4 veces para conseguir que la fracción $< 2 \mu\text{m}$ obtenida fuera representativa. De este modo se obtuvo una suspensión no muy concentrada, la cual se depositó en un portamuestras de vidrio y se dejó secar a temperatura ambiente. Así se favorecen las reflexiones (001) de los minerales de la arcilla, orientándose las partículas de tal forma que el *eje c* se dispone perpendicularmente al portamuestras de vidrio. Se prepararon tres agregados de cada muestra: agregado orientado sin tratamiento (AO), solvatado con etilenglicol (AO + EG), y tratado térmicamente a 550°C (AO + 550°C).

2.3.4.1. Difracción de Rayos X

Para la caracterización mineralógica mediante difracción de rayos X se empleó el difractor de polvo Siemens D-5000 de los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén con rendija automática, filtro de Ni y radiación $\text{Cu K}\alpha$, trabajando a 35 kV y 34 mA. Se realizaron análisis cualitativos y semicuantitativos sobre la muestra total molida y la fracción $< 2 \mu\text{m}$. La identificación de los minerales fue realizada por comparación con las tablas del Powder Diffraction File (Joint Committee of Powder Diffraction Standards 1996).

2.3.4.1.1. Estudio mineralógico cualitativo

Diagramas de polvo

Para determinar la mineralogía total, la fracción molida mediante un mortero de ágata (< 53 μm) se montó en un portamuestras de aluminio sin ejercer presiones que pudieran favorecer la orientación de las partículas. Este estudio se realizó mediante el método del polvo cristalino con una constante de tiempo de 0,4 s, velocidad de exploración de $6^\circ 2\theta/\text{min}$ y explorando el intervalo de 3 a $70^\circ 2\theta$.

Diagramas de agregados orientados

Esta técnica ha permitido la caracterización de los minerales de la arcilla presentes en los sedimentos aluviales. Debido a que los minerales de la arcilla suelen presentar reflexiones comunes, fue necesaria la realización de diferentes tratamientos sobre los agregados orientados para poder establecer sin ambigüedad qué minerales se hallaban presentes. Los diagramas de agregados orientados se obtuvieron con las siguientes condiciones experimentales: constante de tiempo de 1 s, velocidad de exploración de $3^\circ 2\theta/\text{min}$ y zona explorada entre 2 y $30^\circ 2\theta$. Para cada muestra se realizaron los siguientes tratamientos:

- a) Agregado orientado normal (AO). Este corresponde a un agregado orientado de la fracción < 2 μm secado a temperatura ambiente y sin ningún tratamiento adicional.
- b) Agregado orientado solvatado con etilenglicol (AO + EG). Este tratamiento consistió en calentar un agregado orientado normal a 60°C durante 48 horas en una atmósfera de etilenglicol. Este tratamiento fue empleado para identificar los minerales hinchables (esmectita, vermiculita e interestratificados). Los interestratificados ilita/esmectita fueron reconocidos por la presencia de las reflexiones (001/002) y (002/003) en la región comprendida entre 9 y $17,7^\circ 2\theta$ en las muestras solvatadas con etilenglicol. De acuerdo con Moore y Reynolds (1989) se puede estimar el porcentaje de ilita en el interestratificado utilizando la posición de estas reflexiones en el diagrama de la muestra solvatada. Así, los interestratificados ricos en esmectita muestran la reflexión (001/002) a $10^\circ 2\theta$ y la reflexión (002/003) a $16^\circ 2\theta$, mientras que los

interestratificados illita/esmectita ricos en illita fueron identificados por la aparición de la reflexión (001/002) a $9^\circ 2\theta$ y la reflexión (002/003) a $17^\circ 2\theta$.

- c) Agregado orientado tratado térmicamente a 550°C (AO + 550°C). Este tratamiento se ha realizado sobre un agregado orientado normal calentado a 550°C durante dos horas con el fin de comprobar la existencia de la clorita, ya que la caolinita desaparece a tal temperatura.

2.3.4.1.2. Estudio mineralógico semicuantitativo

El análisis mineralógico semicuantitativo mediante XRD se encuentra afectado por una serie de factores como son el tamaño de grano, la cristalinidad, la estructura y composición química, las sustituciones isomórficas, la homogeneidad de la muestra y las condiciones instrumentales, entre otros. Estos factores hacen que los resultados obtenidos no puedan ser considerados como valores absolutos de cantidad, sino como indicadores relativos de la concentración de los distintos minerales presentes en las muestras. La estimación de los porcentajes de los minerales se ha realizado siguiendo el método de los poderes reflectantes tanto en las preparaciones de la muestra total de polvo, para determinar el contenido de las fases minerales mayoritarias, como en las preparaciones de agregados orientados de la fracción arcilla, para las que se calcularon las proporciones de los distintos filosilicatos.

Los factores empleados para el cálculo del contenido de las fases mayoritarias en las preparaciones de polvo para el difractómetro Siemens D-5000 fueron determinados utilizando mezclas de composición conocida de cuarzo, calcita, dolomita, feldspatos y moscovita (Vázquez Vílchez 2004). El valor obtenido para la moscovita se tomó como representativo para los filosilicatos. Para el cálculo de la proporción de filosilicatos en la fracción arcilla se empleó el conjunto de factores recogido en el trabajo de Dinelli y Tateo (2001). Para las preparaciones de agregados orientados, las medidas se realizaron, en todos los casos, sobre diagramas obtenidos a partir de muestras sometidas al mismo tratamiento para el que se halló el poder reflectante de cada fase mineral. En el caso del interestratificado illita/esmectita rico en esmectita se utilizó el mismo que el de la esmectita, mientras que para aquellos ricos en illita se

calculó un poder reflectante basado en la relación de intensidades de los picos situados a 4,9 Å en condiciones naturales, y a 9,4 Å en la muestra solvatada con etilenglicol.

Además, fue necesario transformar los poderes reflectantes obtenidos empleando difractómetros con rendija fija, ya que el difractómetro de los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén posee rendija automática. Para ello se empleó la siguiente fórmula de conversión (Vázquez Vílchez 2004):

$$I_v/I_n = 0,20268 / \text{sen} (11,16^\circ + 79/90 \theta) - 0,19355$$

Esta expresión relaciona el cociente entre las intensidades de las reflexiones con rendija fija (I_v) y rendija automática (I_n) con el ángulo de difracción (θ). En la tabla 2.2 se recogen los poderes reflectantes de cada especie mineral identificada, así como el tipo de preparación empleado, la reflexión característica utilizada y el autor que lo definió.

Tabla 2.2. Poderes reflectantes y reflexiones usados en el estudio mineralógico semicuantitativo.

Mineral	Poder reflectante	Reflexión	Autor
<u>Minerales mayoritarios en muestra total de polvo</u>			
CUARZO	1	4,26 Å	Vázquez Vílchez (2004)
FELDESPATO (Na-K)	2	3,20 Å	Vázquez Vílchez (2004)
CALCITA	2	3,03 Å	Vázquez Vílchez (2004)
DOLOMITA	2	2,89 Å	Vázquez Vílchez (2004)
FILOSILICATOS	0,25	4,46 Å	Vázquez Vílchez (2004)
<u>Filosilicatos en fracción < 2 µm</u>			
ILITA	5,06	5,00 Å	Dinelli y Tateo (2001)
CAOLINITA	2,02	3,58 Å	Dinelli y Tateo (2001)
CLORITA	3,29	4,82 Å	Dinelli y Tateo (2001)
ESMECTITA	1,83	17 Å	Dinelli y Tateo (2001)
ILITA-ESMECTITA (rica en esmectita)	1,83	próxima a 17 Å	Dinelli y Tateo (2001)
ILITA-ESMECTITA (rica en ilita)	8,10	9,4 Å	Dinelli y Tateo (2001)

2.3.4.2. Fluorescencia de Rayos X

Esta técnica fue utilizada para cuantificar el contenido en elementos mayoritarios de las muestras estudiadas. Los análisis fueron realizados empleando el espectrómetro Philips PW

1404/10 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada a partir de perlas de fusión con tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). El límite de detección para los óxidos de los elementos mayoritarios es de 0,01% en peso.

2.3.4.3. Determinación de la pérdida por calcinación

La determinación de la pérdida por calcinación (*loss on ignition*, LOI) mediante calentamiento en una mufla constituye un método conocido y ampliamente utilizado para la estimación del contenido en materia orgánica y carbonatos en muestras de sedimentos (Dean 1974; Bengtsson y Enell 1986; Heiri et al. 2001). En una primera etapa del proceso, cuando se alcanza una temperatura de 500–550°C la materia orgánica se oxida para producir CO_2 y cenizas. En una segunda etapa, cuando se alcanza una temperatura de 900–1000°C los carbonatos se transforman en CO_2 . La pérdida de peso durante el proceso de calcinación se puede medir fácilmente pesando las muestras antes y después del calentamiento. Su valor se encuentra estrechamente relacionado con el contenido en materia orgánica y carbonatos en los sedimentos. En las muestras estudiadas la pérdida por calcinación se determinó mediante su calentamiento a 1000°C en una mufla durante dos horas.

2.3.4.4. Microscopio electrónico de barrido (SEM)

Las observaciones de SEM se realizaron sobre láminas delgadas de 30 μm de espesor, pulidas y recubiertas con carbono para la realización de microanálisis y el estudio petrográfico mediante la señal de electrones retrodispersados (*backscattered electron images*, BSE). Para ello se utilizó el microscopio electrónico de barrido Jeol JSM-5800 con microanalizador de energía dispersada de rayos X (*energy dispersive spectrometer*, EDS) Oxford mod. ISIS 486 con detector de Si(Li) perteneciente a los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Jaén.

3. Descripción del área de estudio

3.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se localiza aproximadamente en la parte central y oriental de la provincia de Jaén (SE España), en el seno de la depresión del Guadalquivir, valle fluvial que queda conformado entre las estribaciones de Sierra Morena al norte y la Cordillera Bética al sur y al este (figura 3.1). Los valles del río Guadalquivir y de sus principales afluentes, el río Guadalimar y el río Guadiana Menor, condicionan una topografía suave, con alturas inferiores a 450 metros, alcanzándose un máximo de 443 metros en Mogón (término municipal de Villacarrillo).

Las principales vías de comunicación por carretera son la autovía que enlaza Jaén y Mengíbar (A-44), la autonómica que une Jaén y Úbeda (A-316), y la nacional que comunica Úbeda y Villacarrillo (N-322). Asimismo, existen otra serie de carreteras comarcales y locales, comunicadas a su vez por caminos y pistas de carácter agropecuario, que facilitan el acceso, fundamentalmente en la margen derecha del río Guadalquivir, a cualquier punto del área de estudio.

El sector estudiado del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir corresponde concretamente al tramo comprendido entre Mogón y Mengíbar (figura 3.1), el cual está incluido en las siguientes hojas del Mapa Topográfico Nacional de España a escala 1:25.000: 926-I (Mengíbar), 926-II (Begíjar), 927-I (Baeza), 927-II (Doña Aldonza), 927-III (Jimena), 927-IV (Jódar), 928-I (Chilluévar) y 907-III (Santo Tomé).



Figura 3.1. Localización del área de estudio.

3.2. LA CUENCA HIDROGRÁFICA DEL GUADALQUIVIR

La cuenca del Guadalquivir comprende una extensión de aproximadamente 57.527 km² y se distribuye por cuatro Comunidades Autónomas, siendo Andalucía, con más del 90% de la superficie total de la cuenca, la más representativa (figura 3.2). La superficie de la cuenca en la provincia de Jaén es de unos 13.000 km², lo que representa aproximadamente un 96% de la superficie de la provincia, y un 23% de la extensión total de la cuenca.

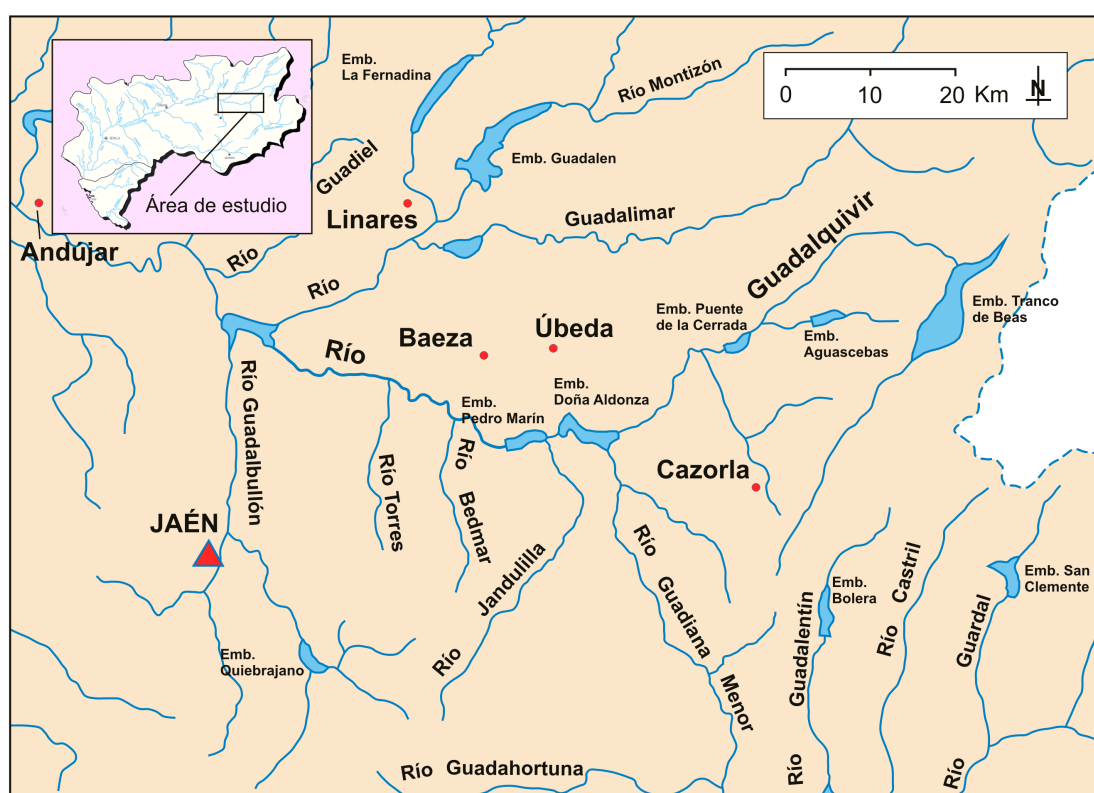


Figura 3.2. Cuenca hidrográfica del Guadalquivir y detalle del área de estudio.

En cuanto a la zonificación hidrológica de la cuenca, el área estudiada abarca parcialmente 3 de las 8 zonas definidas, entendiéndose por zona grandes agrupaciones de cuencas definidas, en líneas generales, a partir de los sistemas de explotación de recursos más significativos (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994a). A continuación se resumen las principales características de estas tres zonas:

Zona 1. Cabecera hasta la confluencia con el río Guadalimar. Incluye la cuenca del río Guadalquivir desde la cabecera hasta su confluencia con el Guadiana Menor y toda la cuenca vertiente por la margen derecha hasta su confluencia con el Guadalimar, incluyendo éste. Destacan los siguientes ríos:

Río Guadalquivir. Discurre a través de la provincia de Jaén; cuenta con el embalse del Tranco de Beas, que regula todas las aportaciones de cabecera y mejora los regadíos existentes a lo largo del curso del río y los situados kilómetros aguas abajo (canales de las Vegas Altas, Medias y Bajas). Además, existen otros embalses dedicados a la producción hidroeléctrica (Puente de la Cerrada, Doña Aldonza y Pedro Marín), y a abastecimientos (Aguascebas). Las poblaciones más destacadas emplazadas en esta cuenca son Cazorla, casi en su nacimiento, Úbeda y Baeza.

Río Guadalimar. Este río nace en Albacete, aunque discurre en su mayor parte por la provincia de Jaén. Se trata del principal afluente del río Guadalquivir en su margen derecha dentro del área de estudio.

Zona 2. Guadiana Menor. Comprende íntegramente la cuenca del río Guadiana Menor, con una superficie de 7.251 km². Destaca el embalse del Negratín, situado sobre el propio Guadiana Menor, que recoge y modula las escorrentías residuales de una parte importante de la cuenca (zona de Huéscar-Baza).

Zona 3. Jandulilla-Arroyo Culebras. Comprende las cuencas de los siguientes ríos:

Río Jandulilla. Es un río totalmente jiennense que carece de estructuras de regulación en su recorrido. Su principal población es Jódar.

Río Bedmar. Al igual que el anterior, este río discurre en su totalidad por Jaén; nace en la vertiente septentrional del macizo de Sierra Mágina y no existen presas en su cauce.

Río Torres. Su origen se localiza en el macizo de Sierra Mágina y se desarrolla en su totalidad por la provincia de Jaén. No hay presas en todo su tramo.

Río Guadalbullón. Al igual que los anteriores discurre por la provincia de Jaén. En su afluente principal, el río Quiebrajano, se sitúa el embalse del mismo nombre que regula sus aportaciones para abastecer a la población de Jaén, principal núcleo urbano de la cuenca.

En cuanto a los recursos naturales superficiales de la cuenca del Guadalquivir, en la tabla 3.1 se especifican los valores anuales medios de la aportación de los principales cauces de la cuenca en el área de estudio. Los ríos Guadalimar, Guadiana Menor y Guadalbullón, principales afluentes del Guadalquivir en la provincia de Jaén, contribuyen con un alto porcentaje al total de recursos superficiales del área estudiada.

Tabla 3.1. Aportación media anual de los principales cauces de la cuenca en el área de estudio (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994a).

Río	Aportación anual (hm ³)	Precipitación media anual (mm)	Escorrentía	
			Coefficiente	Valor anual (mm)
Guadalimar	605	597	0,20	116
Guadiana Menor	497	473	0,15	69
Guadalbullón	128	579	0,20	115
Guadalquivir				
El Tranco de Beas	203	998	0,39	385
Mengíbar	1.673	553	0,19	103

Los embalses existentes en el área de estudio poseen una escasa capacidad de regulación de los recursos hídricos superficiales. Los embalses del Puente de la Cerrada, Doña Aldonza y Pedro Marín están destinados a la producción de energía eléctrica, mientras que el embalse del Aguascebas está destinado a abastecimiento urbano y de él se abastecen Úbeda, Baeza, Villacarrillo, Torreperogil, Villanueva del Arzobispo, Sabiote, Rus, Ibros, Begíjar, Torreblascopedro y Canena.

En el anexo 2 se recogen datos históricos correspondientes a diferentes estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Si se observan los hidrogramas medios mensuales, en general se puede apreciar un régimen pluvial con máximos en los meses de febrero y marzo, con excepción de los hidrogramas correspondientes a las estaciones nº 1

(Arroyo María) y nº 135 (Mogón) en los que se observan fuertes incrementos del caudal en los meses de verano debido al desembalse con destino a regadío de los embalses del Tranco de Beas y del Aguascebas, respectivamente. Asimismo, se pueden observar datos recientes de precipitación (mm) y volumen desembalsado al río (m^3/s) registrados en los embalses del Tranco de Beas, Aguascebas y Pedro Marín durante el periodo septiembre 2004-octubre 2006. Cabe destacar el aumento observado en el volumen desembalsado en Pedro Marín a finales de la primavera y en el verano de los años 2005 y 2006. Dichos desembalses tienen como finalidad satisfacer la demanda de agua para regadío en las provincias de Córdoba y Sevilla. Estos datos fueron obtenidos del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca del Guadalquivir (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 2007).

3.3. CLIMATOLOGÍA

En este apartado se presentan las características más relevantes del área de estudio desde el punto de vista de la termometría y pluviometría, información que ha permitido estimar la lluvia útil, fracción de precipitación que escapa a los procesos de evapotranspiración y que, consecuentemente, va a contribuir a la recarga de la unidad hidrogeológica estudiada.

Las series de los datos de precipitación y temperatura empleados corresponden a los registros realizados por la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs) de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía, pertenecientes a la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA) y a la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF). Las características correspondientes a cada una de las ocho estaciones consideradas se muestran en la tabla 3.2. Los valores de los resúmenes mensuales de precipitación y temperatura de esas estaciones meteorológicas se recogen en el anexo 3.

Tabla 3.2. Características de las estaciones meteorológicas automáticas (EMAs) de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía.

Estaciones de la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA)						
Código	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Término municipal	Fecha inicio registro	Fecha fin registro
15	37°53'30"N	03°46'12"W	299	Jaén	01/05/2001	30/09/2006
5	37°59'23"N	03°41'17"W	291	Torreblascopedro	01/09/2000	30/09/2006
7	37°55'03"N	03°35'42"W	436	Mancha Real	01/09/2000	30/09/2006
8	37°56'38"N	03°17'57"W	358	Úbeda	01/09/2000	30/09/2006
14	38°01'49"N	03°04'54"W	571	Santo Tomé	01/05/2001	30/09/2006

Estaciones de la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF)						
Clave	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Término municipal	Fecha inicio registro	Fecha fin registro
JA012	37°55'15"N	03°32'00"W	400	Baeza	01/01/2002	30/09/2006
JA007	38°03'13"N	03°00'31"W	670	Villacarrillo	01/01/2002	30/09/2006
JA004	37°48'50"N	03°24'12"W	650	Bedmar y Garciez	01/01/2002	30/09/2006

3.3.1. Precipitaciones y temperaturas del área de estudio

La precipitación media anual registrada en el área de estudio se ha obtenido a través del cálculo de la media aritmética de los valores puntuales correspondientes a las distintas estaciones meteorológicas seleccionadas, situándose alrededor de 416 mm/año. Los volúmenes anuales de precipitación registrados son ligeramente superiores en la mitad oriental del área de estudio. Del mismo modo, se ha obtenido que la temperatura media anual es de 16,5°C, siendo la amplitud térmica anual de unos 20°C. Esa gran oscilación térmica anual pone de manifiesto el carácter continental del clima.

Si consideramos los valores medios de precipitación a nivel mensual, se puede observar una distribución estacional, con máximos pluviométricos en otoño y primavera, y unos valores mínimos en verano (figura 3.3). De acuerdo con la clasificación de Papadakis, el clima sería de tipo "mediterráneo húmedo" a "mediterráneo seco", con veranos muy calurosos y secos e inviernos fríos y relativamente lluviosos.

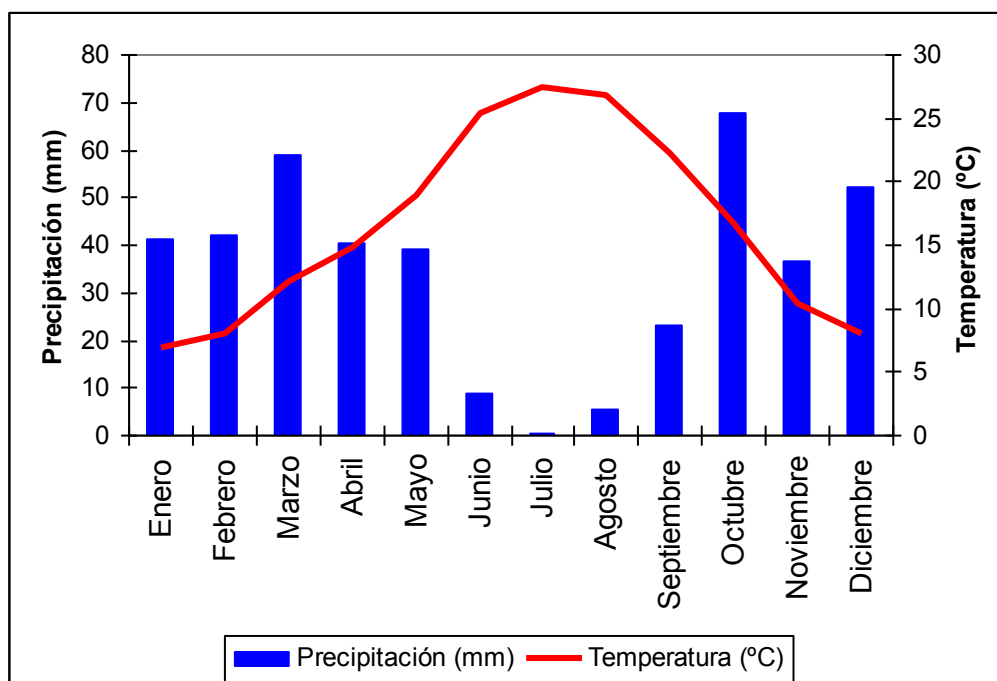


Figura 3.3. Distribución mensual de la precipitación y temperatura en el área de estudio.

3.3.2. Evapotranspiración potencial y evapotranspiración real

Para calcular la evapotranspiración potencial (ETP) se ha utilizado el método de Thornthwaite. De este modo, se han obtenido los valores de ETP mensuales que se recogen en la tabla 3.3. Dichos valores mensuales oscilan entre un mínimo de 10,6 mm y un máximo de 173 mm, que corresponden a los meses de enero y julio, respectivamente. El valor medio anual de la ETP supera los 870 mm.

El cálculo de la evapotranspiración real (ETR) se realizó utilizando el método del balance de agua en el suelo. Con este método se obtienen los valores de evapotranspiración real mensual a partir de las precipitaciones medias mensuales y de los valores de ETP mensual, calculados anteriormente mediante el método de Thornthwaite. Además, es necesario conocer la “capacidad de campo” del suelo, que representa el volumen de agua disponible para la vegetación que por unidad de superficie puede retener la columna de suelo frente a la acción gravitatoria. De este modo, conociendo la capacidad de campo y considerando que la reserva

del suelo se encuentra agotada al final del estiaje (mes de septiembre), se ha establecido un balance de agua en el suelo para cuantificar los excedentes hídricos mensuales (tabla 3.3).

Tabla 3.3. Valores mensuales de ETP, precipitación, ETR, déficit y excedentes hídricos, calculados para diferentes capacidades de campo.

Meses	Capacidad de campo = 60 mm					Capacidad de campo = 125 mm		
	ETP (mm)	P (mm)	ETR (mm)	Déficit (mm)	Excedentes (mm)	ETR (mm)	Déficit (mm)	Excedentes (mm)
Octubre	55,3	67,6	55,3	0,0	0,0	55,3	0,0	0,0
Noviembre	22,1	36,5	22,1	0,0	0,0	22,1	0,0	0,0
Diciembre	13,3	52,2	13,3	0,0	5,6	13,3	0,0	0,0
Enero	10,6	41,3	10,6	0,0	30,7	10,6	0,0	0,0
Febrero	15,2	42,1	15,2	0,0	26,9	15,2	0,0	0,0
Marzo	34,0	58,8	34,0	0,0	24,8	34,0	0,0	23,1
Abril	53,2	40,5	53,2	0,0	0,0	53,2	0,0	0,0
Mayo	87,7	39,3	86,6	1,1	0,0	87,7	0,0	0,0
Junio	154,6	8,7	8,7	145,9	0,0	72,6	82,0	0,0
Julio	173,0	0,6	0,6	172,4	0,0	0,6	172,4	0,0
Agosto	155,0	5,4	5,4	149,6	0,0	5,4	149,6	0,0
Septiembre	103,9	23,2	20,4	83,5	0,0	20,4	83,5	0,0
Total	877,9	413,4	325,3	552,6	88,1	390,3	487,6	23,1

En cuanto a la capacidad de campo del suelo, se han utilizado valores similares a los utilizados por otros autores (Hidalgo Estévez et al. 2001) en áreas próximas de características similares al área estudiada en este trabajo: 60 mm (depósitos aluviales) y 125 mm (materiales de naturaleza margoso-arcillosa). Los valores de la evapotranspiración real total para un año medio están comprendidos entre 325 mm (depósitos aluviales) y 390 mm (margas y arcillas), aproximadamente. Esto supone una ETR anual comprendida entre el 78 y el 94% de la lluvia total caída en el área de estudio.

Los resultados correspondientes a los balances hídricos de la tabla 3.3 se muestran en la figura 3.4. En esta figura, en la que se relacionan la ETP, precipitación y ETR en función de la capacidad de campo de los materiales existentes en el área estudiada, se puede apreciar que en ambos casos la precipitación registrada es superior a la ETR desde octubre hasta marzo, lo que conlleva un aumento de la reserva del suelo hasta alcanzarse la capacidad de campo. A partir de ese momento el agua sobrante se convierte en excedente, que puede formar escorrentía superficial o bien infiltrarse, contribuyendo a la recarga del acuífero. Al alcanzarse

antes la capacidad de campo en los depósitos aluviales, se produce una mayor cantidad de excedentes para estos materiales. A partir del mes de abril, al ser la ETR superior a las precipitaciones registradas, se produce un consumo de la reserva del suelo, la cual se agota antes en los depósitos aluviales. Por último, solapado con el proceso anterior, se puede observar la existencia de un periodo de déficit hídrico de unos cuatro meses (desde junio a septiembre). Existe en ambos casos un balance hídrico anual neto deficitario, es decir, el volumen de agua sobrante durante los meses de abundantes lluvias es inferior al demandado durante los meses carentes de precipitaciones.

3.3.3. Lluvia útil

El establecimiento de un balance de agua en el suelo ha permitido cuantificar los excedentes hídricos mensuales susceptibles de producir escorrentía superficial o infiltración (tabla 3.3). Esa fracción de la precipitación total es conocida como "lluvia útil" y varía entre 23 mm/año y 88 mm/año, dependiendo de la capacidad de campo de los materiales sobre los que se produzca la precipitación. La topografía del terreno va a condicionar la distribución de la lluvia útil entre infiltración y escorrentía superficial.

En los depósitos aluviales cuaternarios que constituyen las terrazas del Guadalquivir, de permeabilidad relativamente alta y de topografía llana, se considera que toda la fracción no evapotranspirada se infiltra, siendo despreciable a efectos prácticos la escorrentía superficial. De acuerdo con esto, la infiltración media anual sobre estos materiales es aproximadamente de 88 mm. Se puede asumir que dicha infiltración se produce de manera prácticamente simultánea a la precipitación, concentrándose en los meses en que las precipitaciones son importantes. Cabe mencionar que la infiltración que se produce en las terrazas media y alta, las cuales aparecen colgadas respecto al cauce actual del río Guadalquivir, va a generar un flujo subterráneo que descarga a través de manantiales próximos al cauce a favor del contacto con el sustrato constituido por margas miocenas o niveles de muy baja permeabilidad, con caudales a veces importantes (10 l/s).

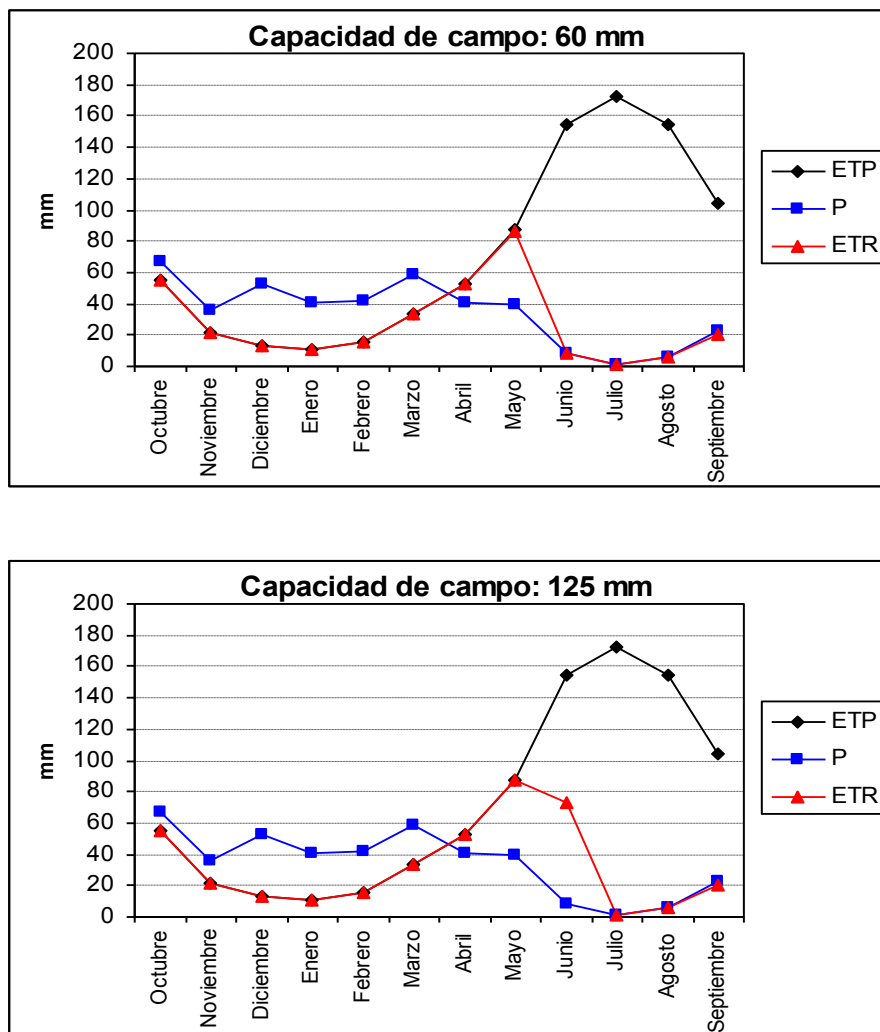


Figura 3.4. Balance hídrico correspondiente a capacidades de campo de 60 mm y 125 mm.

En cuanto a la superficie ocupada por las margas miocenas, debido a su permeabilidad baja o muy baja y a las pendientes relativamente elevadas, se ha considerado que toda la lluvia útil se convierte en escorrentía superficial. A partir de los valores de la tabla 3.3 se ha estimado un valor medio anual de escorrentía sobre estos materiales margosos en torno a 23 mm.

3.4. POBLACIÓN

Desde el punto de vista administrativo, la superficie del sector estudiado del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir se extiende por los términos municipales de Mengíbar, Jabalquinto,

Villatorres, Torrequebradilla, Mancha Real, Begíjar, Torreblascopedro, Baeza, Bedmar y García, Úbeda, Torreperogil, Cazorla, Santo Tomé y Villacarrillo.

En las campiñas olivereras de la depresión del Guadalquivir, el sistema agrario tradicional propiciaba la concentración de las poblaciones en villas agrícolas. Así, destacan los poblados creados por el Instituto Nacional de Colonización en el momento de la puesta en regadío de las vegas del Guadalquivir en los años 50 y 60, como son Campillo del Río, Sotogordo, Solana de Torralba, Veracruz y San Miguel, entre otros. En la segunda mitad del siglo XX se produce, como ocurre en las áreas rurales del resto de Andalucía interior, un declive por saldo migratorio negativo.

Actualmente, la mayor parte de la población sigue siendo absorbida por el sector primario, fundamentalmente por la agricultura, destacando el olivar, los herbáceos de secano y los cultivos hortícolas, así como los industriales de las vegas regadas, mientras que la actividad ganadera queda relegada a pequeñas explotaciones de ganado vacuno, porcino y ovino, algunas de ellas destinadas al autoconsumo. En cuanto a la escasa actividad industrial, destacan las actividades de transformación de productos agrarios, sobre todo las cooperativas aceiteras. También existen diversas fábricas de harinas, tejares, y la extracción de materias primas (fundamentalmente áridos) y elaboración de materiales de la construcción.

En definitiva, la base de la economía del área de estudio es la agricultura, con unas importantes necesidades de agua. El período de mayor demanda coincide con la época estival, la cual a su vez se caracteriza por un incremento considerable en la población de los diferentes núcleos de población, tal y como puede observarse en la tabla 3.4.

Tabla 3.4. Demanda de agua de los distintos núcleos de población presentes en el área de estudio (Consejo Económico y Social de la Provincia de Jaén 2003).

Núcleo	Población en invierno (1996)	Población estimada en verano	Litros/habitante y día	Demanda en invierno (m ³ /día)	Demanda en verano (m ³ /día)	Variación de la demanda (%)
Baeza	15.026	18.000	250	3.757	4.500	20
Puente del Obispo	314	550	250	79	138	75
Begíjar	3.021	3.500	250	755	875	16
Puente de la Cerrada	71	120	250	18	30	69
El Molar	498	550	250	125	138	10
Valdecazorla	103	110	250	26	28	7
Jabalquinto	2.617	3.500	250	654	875	34
Mancha Real	8.654	12.000	250	2.164	3.000	39
Sotogordo	111	150	250	28	38	35
Mengíbar	8.516	10.500	250	2.129	2.625	23
Agrupación de Santo Tomé	69	100	250	17	25	45
Santo Tomé	2.336	3.500	250	584	875	50
Campillo del Río	806	1.100	250	202	275	36
Torreblascopedro	2.169	3.900	250	542	975	80
Garcíez	5	56	250	1	14	1.020
Donadío	250	375	250	63	94	50
San Miguel	8	100	250	2	25	1.150
Solana de Torralba	303	460	250	76	115	52
Úbeda	31.045	38.000	300	9.314	11.400	22
Veracruz	124	300	250	31	75	142
Agrupación de Mogón	253	325	250	63	81	28
Arroturas	74	120	250	19	30	62
Caleruela	278	495	250	70	124	78
Mogón	1.006	1.305	250	252	326	30
Villacarrillo	9.292	12.120	250	2.323	3.030	30
Bedmar	2.753	6.000	250	688	1.500	118
Garcíez	476	1.800	250	119	450	278
Vados de Torralba	267	300	250	67	75	12

3.5. AGRICULTURA

Desde el punto de vista agrícola podemos distinguir dos sectores, secano y regadío. Entre los cultivos de secano destaca el olivar, que si bien tradicionalmente ha sido de secano, actualmente en el área de estudio se está implantado el riego localizado por goteo, con su consiguiente y progresiva transformación a olivar de regadío.

La agricultura de regadío ocupa la mayor parte de la superficie cultivada, siendo los principales cultivos los cereales de grano como el trigo y el maíz, los cultivos industriales como la remolacha azucarera y el algodón, y las hortalizas como el espárrago y el pimiento (anexo 4). Los cultivos forrajeros tienen escasa representación en el área de estudio, fiel reflejo del bajo desarrollo de las explotaciones ganaderas existentes. Cultivos como el algodón, el maíz y el pimiento desarrollan su ciclo vegetativo en primavera-verano, con obtención de una sola cosecha y elevados consumos de agua que coinciden con los meses carentes de precipitaciones (junio-agosto).

En la tabla 3.5 se desglosa la superficie de regadío para la provincia de Jaén. Para el sector estudiado del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir en la provincia de Jaén (Vegas Altas y Medias) existen aproximadamente 6.359 ha en regadío, de las que una proporción importante son cultivos de cereales e industriales. La zona regable de Vegas Altas del Guadalquivir se extiende en ambos márgenes del río Guadalquivir entre los términos municipales de Úbeda (Donadío) y Villacarrillo (Mogón), existiendo 9 estaciones elevadoras. La zona regable de Vegas Medias del Guadalquivir comprende una franja de terreno de la margen izquierda del río Guadalquivir, desde la estación de Baeza hasta la confluencia con el Guadalquivir, una franja por la margen derecha del Guadalquivir, desde la primera estación elevadora situada a la altura de Úbeda hasta un punto situado entre Sotogordo (Mancha Real) y Campillo del Río (Torreblascopedro) y, por último, las vegas de la margen izquierda del río Guadalquivir desde la primera elevación hasta la confluencia del Guadalquivir (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994b).

Para el desarrollo de las previsiones establecidas en el Plan Hidrológico del Guadalquivir, se incluye un programa de mejora y modernización de zonas regables, entre las que se encuentran las Vegas Altas y Medias. Para los regadíos que utilizan sistemas de gravedad, las dotaciones medias pueden alcanzar los 6.000 m³/ha/año; si bien, teniendo en cuenta las pérdidas que se producen en la red de distribución (canales y acequias a cielo abierto) y la ineficacia de estos sistemas de riego, dichas dotaciones pueden elevarse a 8.000 m³/ha/año. La implantación de sistemas de riego por goteo y aspersión aumenta la eficacia del riego, situándose la dotación media alrededor de 4.000 m³/ha/año. Los retornos de riego se estiman en un 20% de la demanda bruta en el primer caso, y en un 10% en el segundo caso dada su

mayor eficacia (ITGE-Diputación Provincial de Jaén 1997). Todo ello plantea la posibilidad de conseguir ahorros de agua en la demanda de los regadíos mediante su modernización y mejora.

Tabla 3.5. Superficies de regadíos en explotación en la provincia de Jaén (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994b).

Provincia	Zonas regables	Superficie regada (ha)
Jaén	Vegas Altas	2.912
	Vegas Medias	3.447
	Vegas Bajas	3.640
	Guadalén	741
	Jandulilla	2.000
	Rumblar	5.347
	Guadalmena	2.000

El Plan Agrario de Regadíos en consonancia con el Plan Hidrológico Nacional, establece programas de actuación en infraestructuras conducentes a posibilitar el ahorro de recursos hídricos. La instrumentación del programa de modernización del regadío está esquematizada por el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación en el Real Decreto 678/1993, en el que se establece un sistema de financiación mixto. Una parte privada, con cargo a las comunidades de regantes, y una parte pública, en forma de subvención a las actuaciones que cumplan determinadas condiciones.

El ahorro de agua, en términos relativos, quedará cuantificado mediante la variación entre los coeficientes de eficacia actual y futura (tabla 3.6). Esto se conseguirá mediante:

- a) mejora en la eficacia del transporte, por reducción de las pérdidas que son consecuencia del mal estado de conservación de los canales y acequias
- b) mejora en la eficacia en la distribución del agua, por mejoras en la gestión, por ejemplo, mediante el paso de riego por turnos a riego a la demanda, y por la instalación de contadores

- c) mejora en la eficacia en la aplicación, por ejemplo, por cambio a sistemas de riego por aspersión o por goteo.

Tabla 3.6. Estimación de ahorro de agua por modernización de zonas regables (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994b).

	Zonas regables	
	Vegas Altas	Vegas Medias
Dotación neta 1992 (m ³ /ha)	3690	3916
Dotación bruta 1992 (m ³ /ha)	6911	8037
Dotación bruta 2012 (m ³ /ha)	5831	6081
Eficiencia global actual	0,53	0,49
Eficiencia global futura	0,63	0,64
Volumen 1992 (hm ³)	20,12	27,70
Volumen 2012 (hm ³)	16,98	20,96
Ahorro bruto (hm ³)	3,14	6,74
Disminución retorno (hm ³)	2,32	3,44
Ahorro útil (hm ³)	0,82	3,30

Las obras de modernización y mejora que se proponen en el estudio de la Dirección General de Obras Hidráulicas se clasifican en urgentes, necesarias y convenientes. Como factores de mayor relevancia a efectos de definir un orden de prelación se han utilizado los siguientes:

- estado de mantenimiento de la infraestructura, existiendo una lógica preferencia en los casos con elementos más deteriorados o con mayor riesgo de fallo
- índices representativos de la evaluación económica de la actuación
- interés manifiesto de la comunidad de regantes, expresado a través de su colaboración económica
- reducción de la demanda hídrica, factor básico en áreas con déficit relevante
- otros condicionantes.

Las inversiones previstas para obras de carácter urgente en la zona de Vegas Altas son de 1.752.000 € aproximadamente, mientras que para la zona de Vegas Medias asciende a 2.904.000 € (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994b). Estas cifras reflejan el peor estado de los sistemas de riego en la zona regable de Vegas Medias, lo cual implica un uso menos eficiente del agua, mayores retornos de riego y un mayor potencial de lixiviación de

compuestos nitrogenados hacia la zona saturada del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir (véase el capítulo 7).

Para conocer las prácticas agrícolas de fertilización en el área de estudio, se realizaron encuestas a diversos agricultores, así como a técnicos de cámaras agrarias y empresas de suministro de fertilizantes. Como fertilizantes de fondo o sementera, aplicados justo antes de la siembra, se utilizan fertilizantes complejos en los que la proporción de nitrógeno, fósforo y potasio varía en función del cultivo a sembrar y del estado nutricional del suelo. Por otra parte, entre los fertilizantes de cobertera, con los que se pretende hacer especial hincapié en el aporte de nitrógeno al cultivo, destacan la urea, el nitrato amónico y la solución líquida nitrogenada N-32. Una descripción más detallada de los fertilizantes utilizados en función del cultivo, las dosis aplicadas y los periodos de aplicación puede encontrarse en el apartado 7.3.2 del capítulo 7.

4. Marco geológico e hidrogeológico

4.1. GEOLOGÍA DE LA CUENCA DEL GUADALQUIVIR

En este apartado se describen de forma sintética los principales rasgos geológicos de la cuenca del Guadalquivir en el área de estudio.

La cuenca del Guadalquivir es una depresión alargada en dirección ENE-OSO, formada durante el Terciario como consecuencia de la convergencia norte-sur entre las placas Euroasiática y Africana. Esta depresión separa un antepaís emergido al norte, constituido por materiales del Macizo Ibérico, de la Cordillera Bética al sur (Gibbons y Moreno 2002; Vera 2004). A lo largo del Terciario, la cuenca del Guadalquivir se caracteriza por el depósito de materiales de carácter marino (margas y arcillas). Asimismo, destacan los aportes detríticos (esquistos, areniscas rojas y cuarcitas) procedentes del Macizo Ibérico situado al norte, pero también, y especialmente en los momentos de máxima actividad orogénica, los aportes procedentes del avance de los mantos de corrimiento béticos situados al sur (Zonas Externas de la Cordillera Bética). Así, la mitad septentrional de la cuenca presenta afloramientos autóctonos, mientras que la mitad meridional está formada de importantes depósitos de olistostromas. Éstos proceden de deslizamientos del dominio Subbético de la Zonas Externas de la Cordillera Bética y están caracterizados por presentar materiales de edades mesozoica y cenozoica con una disposición caótica (Vera 2004) (figura 4.1).

Utilizando como referencia las hojas 926, 927, 928 y 907 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 y sus memorias explicativas, editadas por el ITGE/IGME, se llevó a cabo una campaña de trabajo de campo que permitió identificar las diferentes litologías que a continuación se describen. El conjunto de unidades que están representadas en la depresión neógena del Guadalquivir están constituidas por materiales que pertenecen al intervalo de tiempo Mioceno medio-Plioceno al Cuaternario.

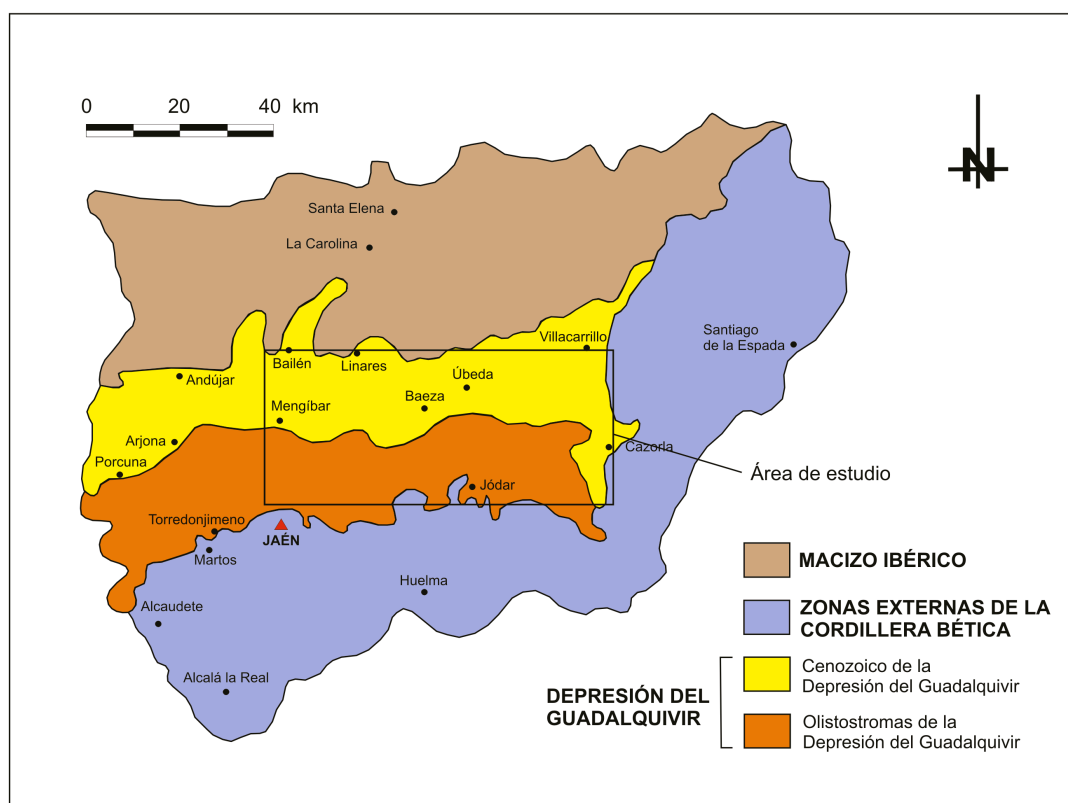


Figura 4.1. Mapa geológico sintético de la provincia de Jaén.

Los materiales más antiguos corresponden a la denominada **Unidad Olistostrómica**. Cartográficamente, esta unidad está muy extendida en el área de estudio, especialmente en la margen izquierda del río Guadalquivir. Los olistostromas comprenden unidades alóctonas y para-autóctonas relacionadas con levantamientos de la Cordillera Bética que produjeron desplomes gravitatorios de gran envergadura sobre la cuenca sedimentaria durante el Langhiense (Mioceno medio). Esta unidad presenta una arquitectura estratigráfica compleja constituida por paquetes y bloques deslizados de naturaleza competente (olistolitos) inmersos en una matriz lutítico-arenosa que conserva su textura y estructura original. La litología de dichos olistolitos es de diversa naturaleza, tales como arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, dolomías y yesos, que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas (Roldán García et al. 1991a y b). Cabe destacar la importancia de los olistolitos triásicos como potenciales modificadores de la calidad química de las aguas subterráneas y superficiales de su entorno, por ser el origen de altos contenidos en sulfatos y cloruros.

Margas blancas, grises y verdes-amarillentas. Estos materiales de baja permeabilidad constituyen el substrato del acuífero aluvial del Guadalquivir. Depositados durante el Mioceno superior en un ambiente de plataforma marina, pueden alcanzar hasta 300 m de potencia y localmente, pueden presentar alguna intercalación calcarenítica de carácter turbidítico. Dichos materiales margosos corresponden al ambiente de sedimentación normal de la cuenca durante el Mioceno en los que se encuentran embebidos los diferentes olistolitos de tamaños variados. Estos materiales originan un relieve suave y alomado.

Unidad Conglomerática. Esta unidad, de edad Mioceno superior, se dispone de forma discordante sobre las unidades citadas anteriormente y está constituida fundamentalmente por una secuencia cíclica de conglomerados con esporádicos niveles de margas o limos. Predominan los cantos de caliza, aunque también se pueden encontrar clastos de calcarenitas, areniscas y margocalizas; la matriz es arenosa o limosa. Todos ellos corresponden a series estratigráficas pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética. En ocasiones, se observan hacia la base de la secuencia niveles de margas blanquecinas de edad Mioceno superior. Las facies continentales de los tramos superiores serían de edad Plioceno o Plio-Cuaternario. Existen importantes afloramientos parcialmente aislados de esta unidad al este del río Guadalbullón, cerca de Villargordo. En las proximidades del río Guadalquivir, esta Unidad Conglomerática puede ser confundida con la terraza alta de dicho río. Sin embargo, en las inmediaciones de la Estación de Garcéz-Jimena se ha observado como debajo de algunos afloramientos pertenecientes a la terraza alta se dispone discordantemente esta unidad. La presencia de cantos metamórficos en la terraza, procedentes de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, así como las distintas estructuras de ordenamiento interno permiten diferenciarla de la Unidad Conglomerática (Roldán García et al. 1991a y b).

Materiales cuaternarios. A esta edad corresponden los depósitos generados por la dinámica fluvial, destacando las terrazas fluviales del Guadalquivir, los glaciares coluviales y los lechos de inundación de los distintos cursos que componen la red fluvial:

- a) Terrazas fluviales. En el tramo comprendido entre Santo Tomé y Mengíbar el río Guadalquivir ha desarrollado un sistema de 3 niveles de terrazas fluviales que aparecen entre 2 y 40 metros por encima del actual curso fluvial. Una descripción más

detallada de los sedimentos aluviales cuaternarios que constituyen las terrazas del Guadalquivir puede encontrarse en el capítulo 5.

- b) Glacis coluviales. En las inmediaciones de los cursos fluviales existen glacis coluviales cuya litología está condicionada por el sustrato (generalmente es margosa) y su génesis está controlada en parte por procesos gravitacionales.
- c) Lechos de inundación. Por último, cabe destacar el aluvial y/o lecho de inundación, constituido por todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual de la red fluvial. Está bien desarrollado en los ríos Guadalquivir, Guadalbullón, Guadalimar, Gadiana Menor, Jandulilla y Bedmar. Las litologías predominantes son gravas, arenas y limos. El resto de la red fluvial presenta un aluvial eminentemente arcilloso con esporádicos cantos sueltos que provienen, en su mayoría, de derrubios de ladera, o abanicos fluviales instalados en los márgenes (Roldán García et al. 1991a y b).

4.2. HIDROGEOLOGÍA

4.2.1. Aluvial del Guadalquivir

Esta unidad hidrogeológica (UH 05.26) constituye un acuífero detrítico de carácter libre, permeable por porosidad intergranular. En general, el sustrato está formado por materiales margosos y, en ocasiones, por conglomerados del Mioceno con los que puede existir conexión hidráulica. El principal nivel acuífero está formado por las terrazas aluviales del río Guadalquivir, que reposan de forma subhorizontal y discordante sobre las margas miocenas, aunque localmente puede encontrarse sobre materiales triásicos o paleozoicos, que ocasionan la pérdida de continuidad en algunos sectores, e incluso sobre materiales permeables del Mioceno (Baeza Rodríguez-Caro et al. 2003).

Así, dentro del área de estudio las formaciones de la depresión del Guadalquivir constituidas por margas se comportan, en líneas generales, como un acuitardo, siendo los únicos materiales susceptibles de constituir acuíferos los niveles clásticos (calcareníicos o conglomeráticos) del Mioceno medio y superior y del Plioceno, así como las formaciones detríticas cuaternarias (García Cortés y Trío Maseda 1994). Entre las terrazas fluviales ligadas al

río Guadalquivir, sólo la inferior presenta conexión hidráulica con el río, mientras que las terrazas media y alta se encuentran colgadas sobre el cauce actual. Localmente, los olistolitos de la unidad olistostrómica podrían ofrecer caudales importantes. No obstante, existen dos razones por las que no es conveniente su explotación. En primer lugar, los bloques están desconectados entre sí, lo que provoca que la recarga sea nula, con lo que los caudales se agotarían rápidamente; en segundo lugar, esos bloques suelen estar envueltos en materiales triásicos ricos en sales, lo que provoca que las aguas asociadas a estas litologías tengan elevadas concentraciones en cloruros y sulfatos, no siendo aptas ni para el abastecimiento humano ni para la agricultura.

La recarga del acuífero se produce principalmente por infiltración del agua de lluvia y de los retornos de riego. También contribuye a la recarga del acuífero la infiltración del agua del río Guadalquivir y de sus principales afluentes. Se estima que la recarga media anual del acuífero es de aproximadamente 176 hm^3 (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994c). Las terrazas que aparecen colgadas respecto al cauce del río Guadalquivir suelen drenar a través de manantiales muy próximos al río, con caudales a veces importantes (10 l/s), a favor del contacto con el sustrato constituido por margas miocenas o niveles detríticos de muy baja permeabilidad. También cabe mencionar, como salidas de agua del acuífero, la extracción de agua subterránea en pozos y sondeos con fines agrícolas ($10\text{--}20 \text{ hm}^3/\text{año}$) (Fernández Ruiz 2002).

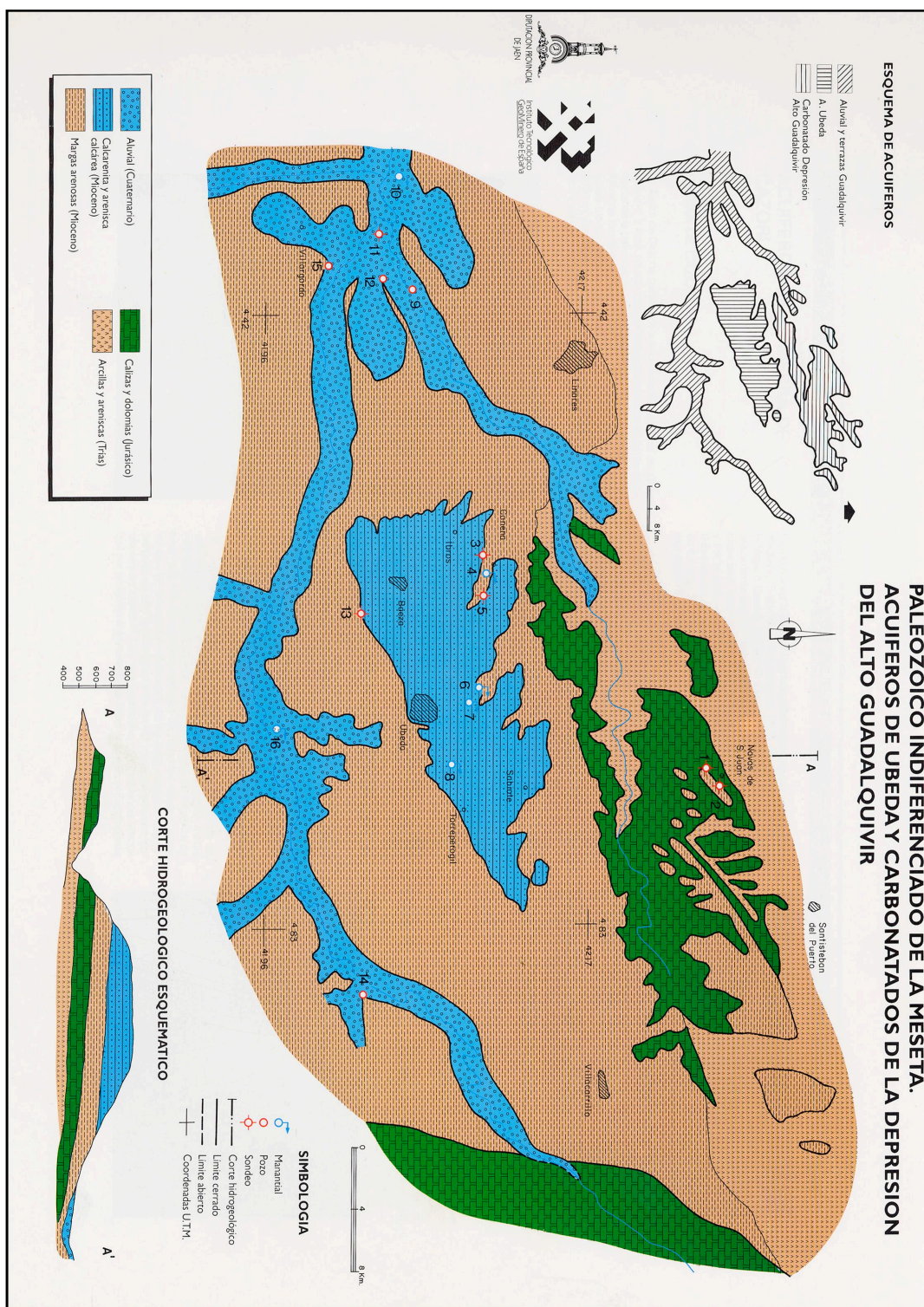


Figura 4.2. Relación entre el acuífero aluvial del Guadalquivir y el acuífero de Úbeda y las formaciones carbonatadas del Prebético (tomado del Atlas Hidrogeológico de la provincia de Jaén).

Las relaciones con las unidades hidrogeológicas limítrofes no se conocen con precisión, aunque es muy posible que existan importantes descargas desde éstas hacia el acuífero aluvial del Guadalquivir (Baeza Rodríguez-Caro et al. 2003). En este sentido, cabe destacar el acuífero jurásico de la cobertera tabular de la meseta, correspondiente a la unidad hidrogeológica de Úbeda (UH 05.23). Dicha unidad está constituida por dolomías liásicas que se hundieron hacia el sur-sureste bajo los depósitos de margas miocenas de la Loma de Úbeda, quedando limitada al sur por la Unidad Olistostrómica de la depresión del Guadalquivir. Por otro lado, habría que señalar la posible relación entre el acuífero aluvial del Guadalquivir en su curso alto (proximidades de Mogón) con las formaciones carbonatadas permeables del dominio Prebético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, constituidas por calizas y dolomías del Jurásico (UH 0.01) (figura 4.2).

4.2.2. Parámetros hidráulicos

Los datos disponibles al respecto son escasos y básicamente se reducen a los obtenidos durante la ejecución del estudio geológico-hidrogeológico del área de emplazamiento de la fábrica de uranio de Andújar (FUA), llevado a cabo por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A. (ENADIMSA), para la Empresa Nacional de Residuos Radioactivos, S.A. (ENRESA) (Santos García 1988). Para los depósitos aluviales del Guadalquivir en las proximidades de Andujar se obtuvieron unos valores de permeabilidad horizontal comprendidos entre $4,6 \times 10^{-4}$ y $1,8 \times 10^{-2}$ m/s, y una porosidad eficaz variable del 4,8 al 20,2%.

Por otra parte, del estudio geotécnico realizado para la obra "Planta de residuos en Bailén, Jaén" realizado por el Centro de Estudios de Materiales y Control de Obra S.A. (CEMOSA) a petición de la Diputación Provincial de Jaén, también se puede deducir el valor de la permeabilidad de los distintos materiales que podemos encontrar en el área de estudio. La zona proyectada para la construcción de dicha planta de residuos se encuentra en la margen derecha del río Guadiel, sobre el sustrato de materiales arcillo-margosos del Mioceno, y próxima a los materiales detríticos cuaternarios fluviales del río Guadiel. De ahí que podamos extrapolar, por el contexto geológico y proximidad geográfica, los resultados obtenidos en dicho estudio al ámbito del área estudiada.

La finalidad de dicho estudio geotécnico, desde el punto de vista hidrogeológico, fue determinar la vulnerabilidad del terreno ante la afección del potencial foco contaminante que constituiría la construcción de la mencionada planta de residuos en Bailén. Para ello, se realizaron ensayos de permeabilidad "Lefranc" en cuatro sondeos a rotación. Estos ensayos, adecuados para suelos poco permeables, consisten en levantar la tubería de entubación una determinada altura y llenarla de agua, la cual fluye hacia el interior del sondeo y se va midiendo el descenso de agua en sucesivos intervalos de tiempo. De este modo, se determinó para las arcillas impermeables del Mioceno un coeficiente de permeabilidad o conductividad hidráulica de entre $5,8 \times 10^{-8}$ y $3,2 \times 10^{-10}$ m/s, correspondiendo el valor mayor de permeabilidad a aquellos niveles de arcillas que presentan pasadas limo-arenosas. En cuanto a los niveles de arenas limpias y sueltas, la permeabilidad era aproximadamente de $2,1 \times 10^{-4}$ m/s. No obstante, para los depósitos detríticos cuaternarios que constituyen el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir cabría esperar una permeabilidad media del conjunto mayor, alrededor de $6,9 \times 10^{-4}$ m/s; valores del mismo orden de magnitud se citan para el acuífero del río Genil en la vega de Granada (Castillo Martín 1986) y el acuífero de los ríos Vélez y Benamargosa en Málaga (García Arostegui 1998). Aunque no existen datos de orden cuantitativo, se admite que la permeabilidad de los depósitos aluviales mejora hacia la zona de cabecera (Santo Tomás) (ITGE-Diputación Provincial de Jaén 1997).

Desafortunadamente, no se dispone de datos referentes al coeficiente de almacenamiento, así como del volumen de material acuífero saturado, lo que limita la posibilidad de conocer con precisión el volumen de agua que puede almacenar el acuífero. Se estima que la reserva de la unidad puede ser importante, del orden de 50 hm^3 (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 1994c). Por último, tampoco se dispone de información detallada referente a la descarga del acuífero a través de manantiales y extracciones por bombeo, lo que dificulta poder comparar las salidas de agua en el acuífero con las entradas de agua al mismo, información que sería de gran interés para una gestión adecuada de los recursos hídricos del acuífero estudiado.

4.2.3. Piezometría y flujo subterráneo en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir

Para seguir un control del nivel piezométrico se utilizaron aquellos pozos que presentaban una adecuada construcción y se encontraban bien acondicionados para una óptima explotación. De este modo, la red de control de piezometría consta de 25 puntos de observación, excepto para el mes de enero de 2006 en el que sólo se pudo medir el nivel piezométrico en 20 puntos. En el anexo 5 puede observarse la localización de los pozos seleccionados para el control del nivel piezométrico, así como la cota absoluta de los niveles piezométricos expresada en metros sobre el nivel del mar. De la distribución espacial de dichos valores se deduce que el flujo del agua subterránea se produce aproximadamente de este a oeste, siguiendo el curso del río Guadalquivir.

El reducido número de puntos de observación del nivel piezométrico y su distribución espacial imposibilita realizar planos de isopiezas y efectuar un análisis detallado de la relación río-acuífero. Además, dicha relación río-acuífero puede variar en el tiempo como consecuencia de las oscilaciones que sufra el nivel piezométrico en el acuífero y del caudal que presente el río Guadalquivir y sus principales afluentes. También se desconocen otros factores cuya valoración resulta compleja y que condicionan la morfología de la superficie piezométrica, como son los cambios en la morfología del muro del acuífero, y la permeabilidad y espesor del mismo, entre otros.

La profundidad del nivel piezométrico respecto a la superficie del terreno medida en los distintos pozos varía entre 5 y 12 metros aproximadamente, siendo las fluctuaciones estacionales observadas inferiores a un metro. A pesar de la práctica ausencia de precipitaciones registradas en la cuenca hidrográfica durante los meses de verano, se puede observar un ligero aumento del nivel piezométrico en los distintos pozos que integran la red de control de piezometría, así como también un aumento significativo del caudal medido en los distintos manantiales que drenan la terraza media del río Guadalquivir. Esto es debido, fundamentalmente, a los retornos de riego de los cultivos de cereales e industriales que ocupan las terrazas del Guadalquivir y que desarrollan su ciclo vegetativo durante la primavera-verano. Por otra parte, cabe mencionar el incremento de caudal del río Guadalquivir durante los meses estivales debido al desembalse del Tranco de Beas y del

Aguascebas para satisfacer la demanda de agua para regadío en las provincias de Córdoba y Sevilla.

5. Materiales de la matriz del acuífero: geología, caracterización composicional y origen de los sedimentos aluviales cuaternarios

Muchos estudios hidrogeológicos prestan poca atención al estudio mineralógico y geoquímico de la matriz del acuífero estudiado. A medida que aumenta la atención prestada a la heterogeneidad de los acuíferos en hidrogeología (Wood 2000), el problema de la escasez de información mineralógica es cada vez más prominente. La mayoría de los acuíferos son químicamente heterogéneos tanto en el espacio como en el tiempo y esa heterogeneidad queda reflejada en su mineralogía (Zhu y Burden 2001). La abundancia relativa de las distintas fases minerales presentes en el acuífero condiciona la evolución hidroquímica a lo largo del flujo subterráneo. De este modo, la falta de conocimiento sobre la composición mineralógica de la matriz del acuífero y sobre las complejas interacciones que se producen entre las especies acuosas y las superficies minerales podría conducir a la obtención de conclusiones erróneas sobre los procesos hidrogeoquímicos que controlan la evolución hidroquímica observada. Esto justifica la realización de una caracterización mineralógica y geoquímica de los depósitos aluviales que constituyen la matriz del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir para conocer qué especies minerales se hayan presentes, cuál es su composición química y cuál es su abundancia y distribución espacial. Asimismo, se han analizado los aspectos geológicos y geomorfológicos responsables de los cambios mineralógicos y geoquímicos observados, tanto a nivel de distribución espacial así como dentro de las distintas secuencias sedimentarias estudiadas.

5.1. INTRODUCCIÓN

Los cambios temporales en el ambiente deposicional, la evolución de la actividad tectónica y la geología del área fuente son frecuentemente considerados como los principales factores que controlan las características de los sedimentos fluviales (Blank y Margolis 1975; Anderson y Ashley 1991; Ehrmann et al. 1991; Grobe y Mackensen 1992; Yoon et al. 2000). La mayoría de los estudios sedimentológicos se centran en la correlación de estructuras sedimentarias para describir los procesos sedimentarios. Sin embargo, el análisis mineralógico de los sedimentos cuaternarios constituye una valiosa herramienta para obtener información sobre los procesos sedimentarios (Müller y Stein 2000; Bayhan 2005). Las asociaciones minerales encontradas en los sedimentos fluviales pueden ser utilizadas como indicadores de los procesos ocurridos en el área de drenaje. Muchos de los cambios observados en dichas asociaciones minerales se

encuentran relacionados con variaciones en las condiciones climáticas (Gingele y De Deckker 2004). De este modo, la presencia de mica/ilita y clorita en la fracción detrítica resultante de la alteración física de las rocas se encuentra generalmente asociada con la existencia de condiciones climáticas frías, mientras que la presencia de esmectita y kaolinita se relaciona con procesos de meteorización química bajo condiciones climáticas templadas y húmedas. No obstante, las asociaciones minerales observadas en los sedimentos fluviales continentales también se encuentran fuertemente controladas por la composición de la roca fuente, así como por los mecanismos de transporte y depósito (Whitmore et al. 2004). Las áreas fuente y los mecanismos de meteorización suelen determinar los distintos tipos de asociaciones de minerales de la arcilla mientras que los mecanismos de transporte y sedimentación pueden producir un enriquecimiento selectivo de algunas fases minerales (Chamley 1989). Además, durante la evolución de los sistemas fluviales pueden darse cambios en las áreas activas de sedimentación así como en las áreas fuente de los sedimentos. Los movimientos tectónicos son considerados como un factor determinante en dichos cambios produciendo un incremento en la pendiente a través del levantamiento y basculamiento del terreno, o bien provocando un cambio en el nivel de base de los ríos (Stokes y Mather 2000).

5.2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

En el capítulo 4 se realizó una descripción de la geología de la cuenca del Guadalquivir así como una descripción de detalle de las principales unidades litológicas observadas en el área de estudio. A continuación se describen de manera más detallada algunos aspectos específicos relativos a la geología y al marco tectónico del área de estudio, los cuales son esenciales para comprender los procesos responsables de los cambios mineralógicos y geoquímicos observados en los depósitos aluviales que constituyen la matriz del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir.

La cuenca del Guadalquivir es una cuenca de antepaís desarrollada entre el frente de cabalgamiento de la Cordillera Bética al sur y el Macizo Ibérico al norte, constituyendo una de las cuencas terciarias más importantes de la Península Ibérica (figura 5.1). El desarrollo de la cuenca del Guadalquivir comenzó a finales del Tortonense, tras la orogenia alpina que condujo

a la formación de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano 1990). El Plioceno constituyó una fase extensiva caracterizada por el desarrollo de fallas normales en la cuenca y de salto en dirección en el dominio Bético (Benkhelil 1976; Viguier 1977; Armijo et al. 1977). Después de esa etapa, un nuevo episodio compresivo comenzó aproximadamente a finales del límite Plioceno-Pleistoceno. Esa actividad orogénica compresiva continúa actualmente, tal y como puede deducirse a partir de la actividad sísmica de magnitud moderada a alta existente en la Cordillera Bética y su entorno (Sanz de Galdeano y López-Casado 1988).

En el área de estudio, el valle del río Guadalquivir queda limitado por varios conjuntos litológicos. Al norte se encuentra el basamento Hercínico de Sierra Morena, constituido por rocas paleozoicas plutónicas (granitos) y metamórficas (pizarras, esquistos y corneanas). Al sur, formando un borde meridional mucho más abrupto, predominan los materiales pertenecientes al dominio Subbético de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Sierra Mágina), con abundantes calizas de edad mesozoica. Por último, al este se encuentra el dominio Prebético de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Sierra de Cazorla), en el que se encaja el tramo superior del valle del Guadalquivir y el cual está constituido por materiales carbonatados mesozoicos, predominantemente dolomías (figura 5.2).

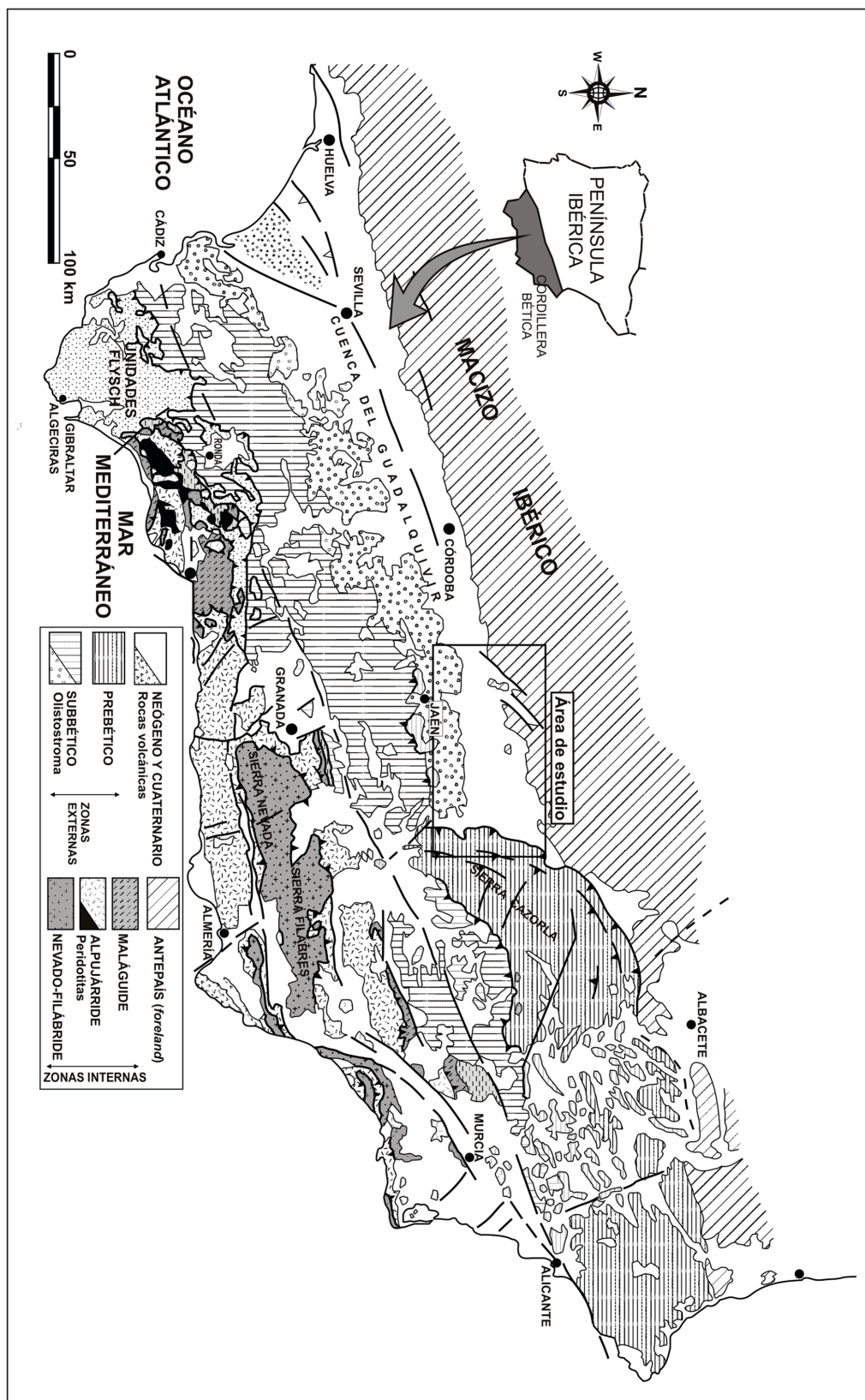


Figura 5.1. Mapa de la geología regional del SE de la Península Ibérica.

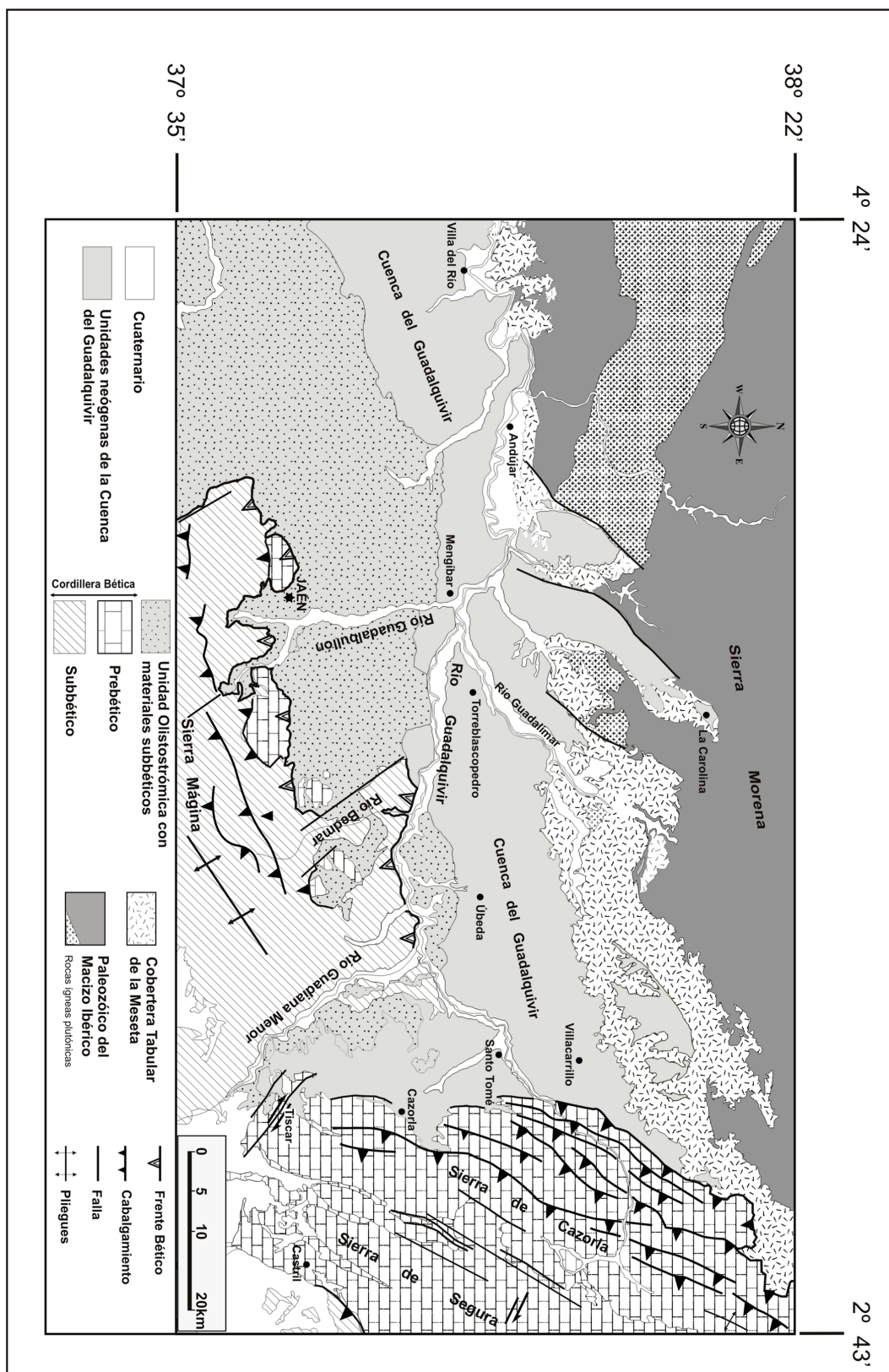


Figura 5.2. Mapa geológico local del área de estudio.

El relleno sedimentario marino de la cuenca terciaria del Guadalquivir en el que se encaja la mayor parte del río está constituido por varias unidades litoestratigráficas de edades comprendidas entre el Mioceno Medio y el Plioceno (Roldán García 1995): Unidad Languiense-Serravalliense Inferior (también denominada Unidad Olistostrómica), Unidad Serravalliense Superior-Tortonense Inferior, Unidad Totoniense Superior, Unidad Messiniense, Unidad Messiniense Superior-Plioceno Inferior y, por último, la Unidad Plioceno. Estas unidades están constituidas por varias formaciones en las que predominan los depósitos de margas, calizas algales, calcarenitas y areniscas con cemento carbonatado, siendo el contenido calcítico en general muy abundante. La Unidad Olistostrómica contiene además bloques de materiales de naturaleza diversa como arcillas, areniscas rojas, yesos y dolomías, procedentes de unidades mesozoicas del frente de la Zona Externa de la Cordillera Bética. Por último, cabe indicar que los depósitos aluviales cuaternarios se disponen de manera discordante sobre las unidades litológicas anteriormente descritas.

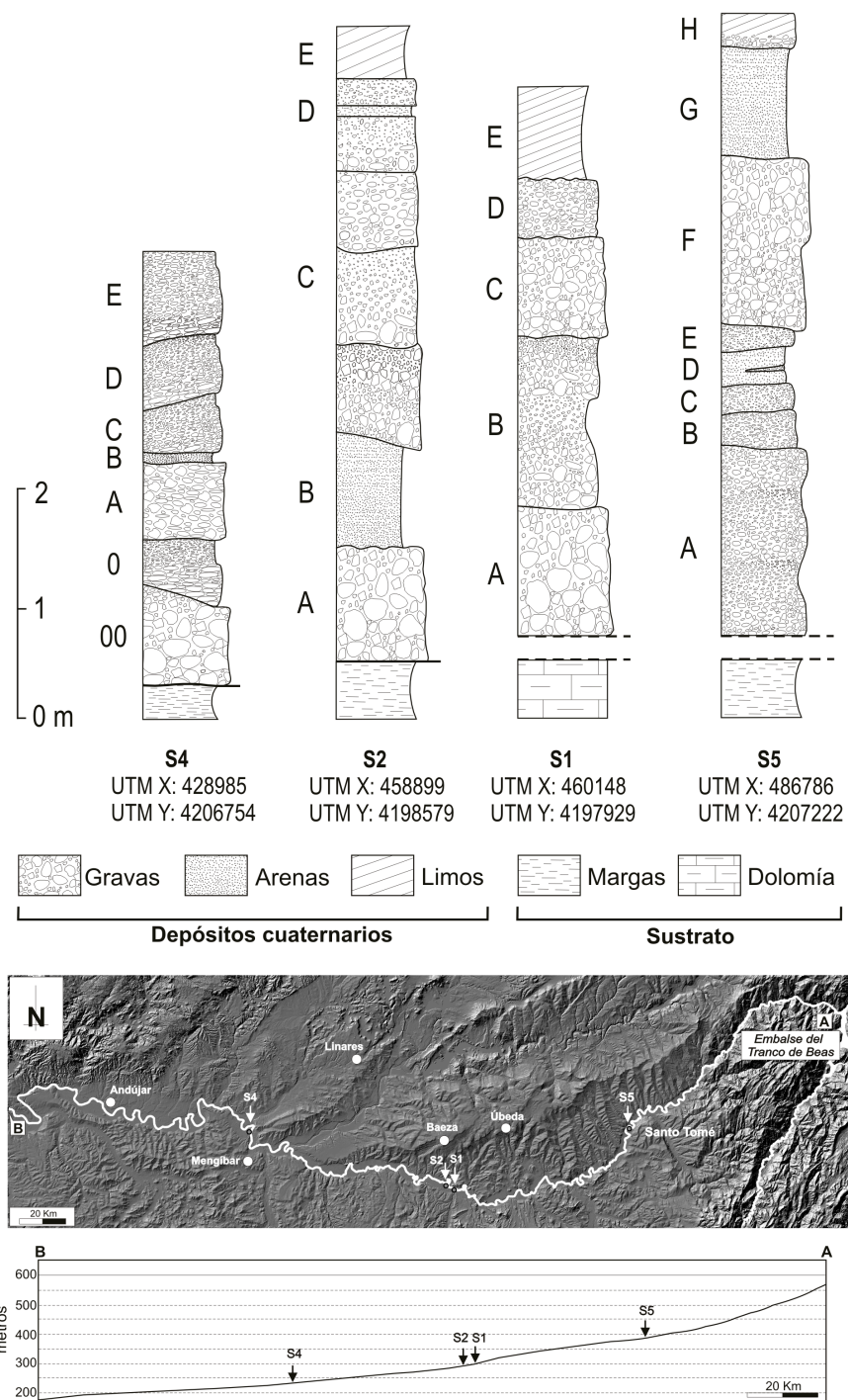
5.3. DESCRIPCIÓN DE LOS SEDIMENTOS ALUVIALES CUATERNARIOS

En el tramo comprendido entre Santo Tomé y Mengíbar, el río Guadalquivir ha desarrollado un sistema de 3 niveles de terrazas fluviales que aparecen entre 2 y 40 metros por encima del actual curso fluvial. Las distintas terrazas están formadas por conglomerados y gravas con matriz arcilloso-limosa y, en menor medida, por niveles arenosos y limosos, siendo estos últimos más abundantes hacia la parte alta de cada una de ellas.

Desafortunadamente, la exposición de la terraza baja para su estudio es muy escasa y sólo queda expuesta su parte superior, en la que se observan limos y arenas finas propios de llanura de inundación. Por otra parte, la terraza alta está muy erosionada y sólo aparece en algunos relieves residuales, como por ejemplo en la confluencia del río Guadalimar con el río Guadalquivir y a unos 4 km al sur de Torreblascopedro. También se puede observar en las confluencias del Guadalquivir con los ríos Guadiana Menor y Bedmar, a unos 40 metros de los cauces actuales. Esta terraza, cuya potencia es superior a 10 metros, se encuentra constituida por conglomerados y areniscas bastante cementados, distinguiéndose de otras formaciones detríticas próximas (Unidad Conglomerática) por presentar cantos de naturaleza metamórfica,

procedentes de las Zonas Internas de la Cordillera Bética y transportados por el río Guadiana Menor (Roldán et al. 1991a y b). Finalmente, cabe destacar que la terraza media es la más extensa de las tres. Con una anchura inferior a 1 kilómetro, su potencia media es de 5 metros y se encuentra a unos 10 metros sobre el cauce actual.

La caracterización mineralógica y geoquímica fue llevada a cabo para los depósitos de la terraza media, la cual presenta cortes naturales y artificiales (en graveras) comparativamente mucho más numerosos y completos que la terraza baja. De este modo, los depósitos de la terraza media fueron estudiados en cuatro canteras de extracción de áridos en las que se tomaron muestras correspondientes a cada nivel de depósito (figura 5.3). Los sedimentos correspondientes al punto S1 se muestrearon en el corte de una gravera situada en las proximidades del Puente de los Mazuecos (Baeza). A este lugar se accede por la carretera autonómica J-3030 que une Baeza con Garcéz. Esta secuencia se encuentra muy próxima a la confluencia entre el río Bedmar y el río Guadalquivir, y se dispone sobre un bloque de dolomías trásicas perteneciente a la Unidad Olistostrómica (figura 5.4a). Aproximadamente un kilómetro aguas abajo se sitúa el punto S2, el cual corresponde a un frente de cantera de áridos cerca de la Estación de Garcéz-Jimena (Baeza). A muro de los sedimentos de esta secuencia se observaron materiales margosos de la Unidad Olistostrómica (figura 5.4b). El punto S4 se sitúa a unos 4 kilómetros al norte de Mengíbar, aguas debajo de la confluencia entre los ríos Guadalimar y Guadalquivir. A esta cantera de áridos se accede por la carretera autonómica que une Mengíbar con la Estación de Espeluy. Los depósitos aluviales estudiados en este frente de cantera se disponen sobre materiales margosos de la Unidad Messiniense. Finalmente, en uno de los frentes de la cantera "Áridos Peña" se estudió la secuencia sedimentaria S5 (figura 5.4c). Este punto se encuentra a unos 4 kilómetros al suroeste de Santo Tomé y se accede por la carretera autonómica JV-3141 que une dicho núcleo de población con El Molar. En este caso el sustrato se encuentra constituido por materiales margosos de la Unidad Tortoniense Superior.



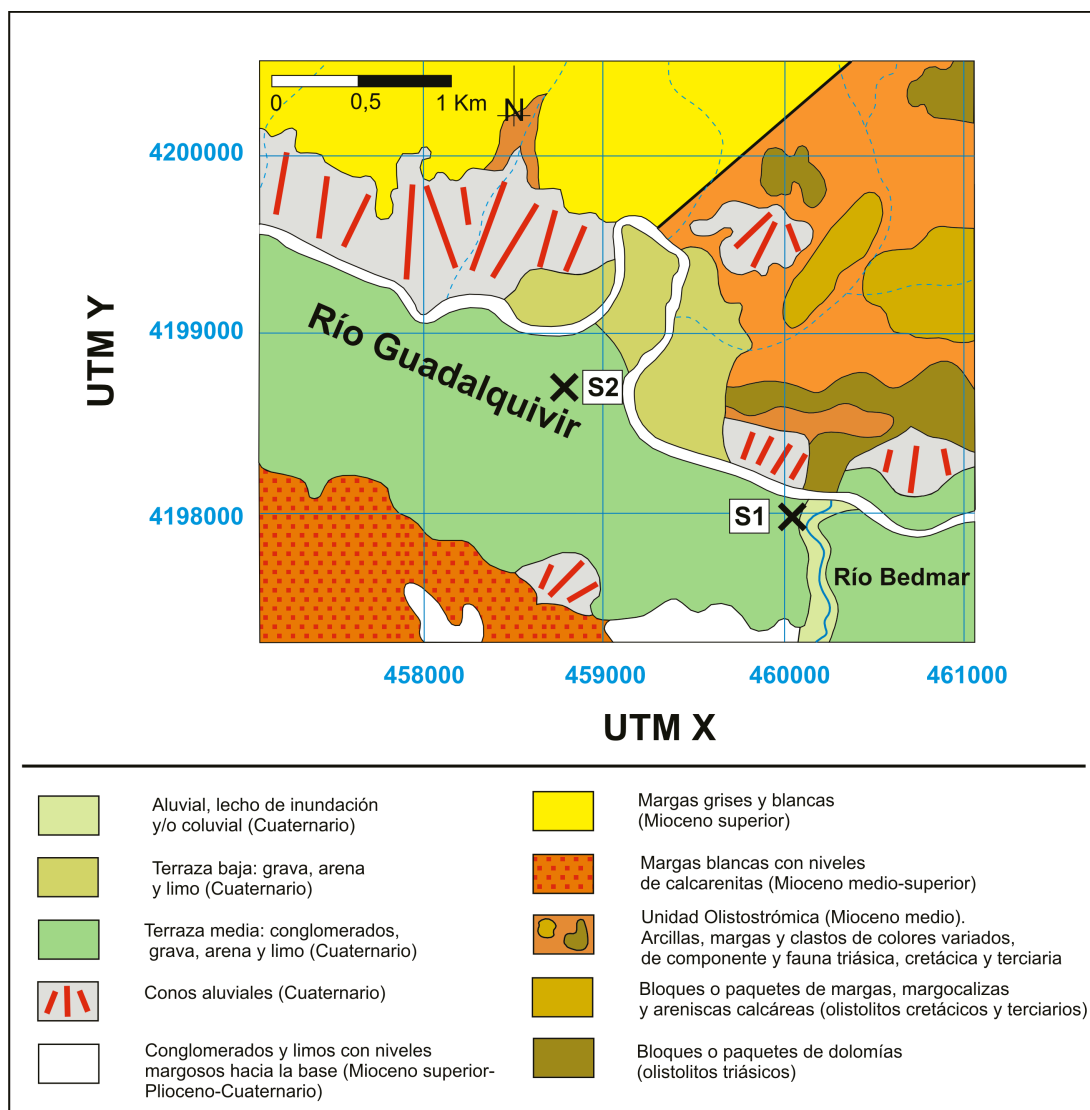


Figura 5.4a. Mapas geológicos de detalle mostrando la disposición de las terrazas del Guadalquivir y la localización de las secuencias sedimentarias estudiadas (tomando como base la hoja 927-Baeza del Mapa Geológico de España 1:50.000).

La sucesión correspondiente a la terraza media constituye una megasecuencia granodecreciente de estructuración interna compleja. En general, la parte inferior de la terraza consiste en depósitos de carácter conglomerático y arenoso, propios de barras y relleno de canales, mientras que en la parte superior predominan los limos arenosos propios de la llanura de inundación.

Las facies de canal están compuestas por conglomerados y gravas con un tamaño de grano que varía de 0,5 a 10 centímetros, siendo frecuente la presencia de cantos aislados de tamaños mayores. Los cantos poseen un alto grado de redondeamiento y son mayoritariamente de naturaleza carbonatada, aunque también se pueden observar otros de cuarcitas y areniscas. En la parte inferior son más frecuentes los tramos con cantos en contacto (clasto-soportados; figura 5.5a) mientras que, hacia la parte superior, es más abundante la presencia de gravas con matriz arenosa (figura 5.5b), lo que indica cierta disminución de la energía del flujo hacia el techo.

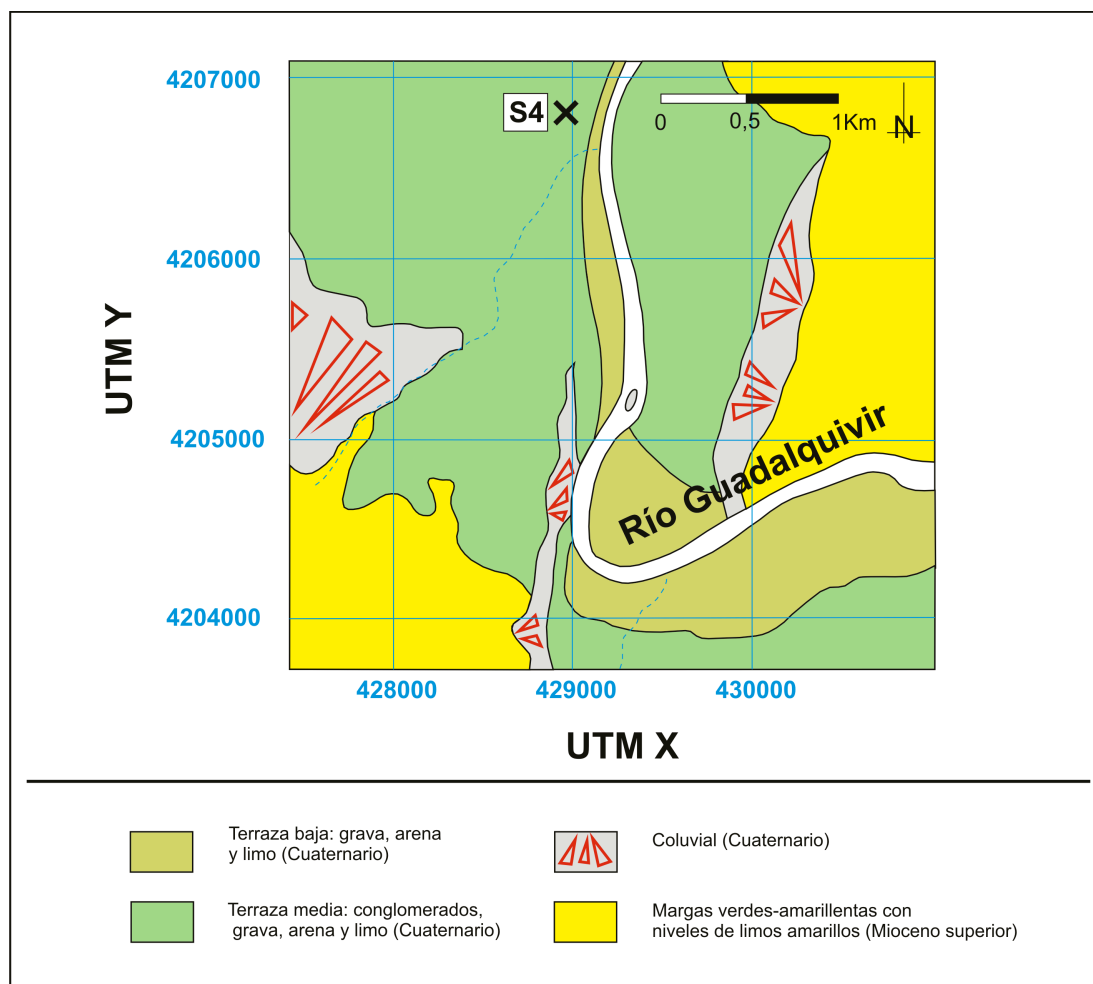


Figura 5.4b. Mapas geológicos de detalle mostrando la disposición de las terrazas del Guadalquivir y la localización de las secuencias sedimentarias estudiadas (tomando como base las hojas 926-Mengíbar y 905-Linares del Mapa Geológico de España 1:50.000).

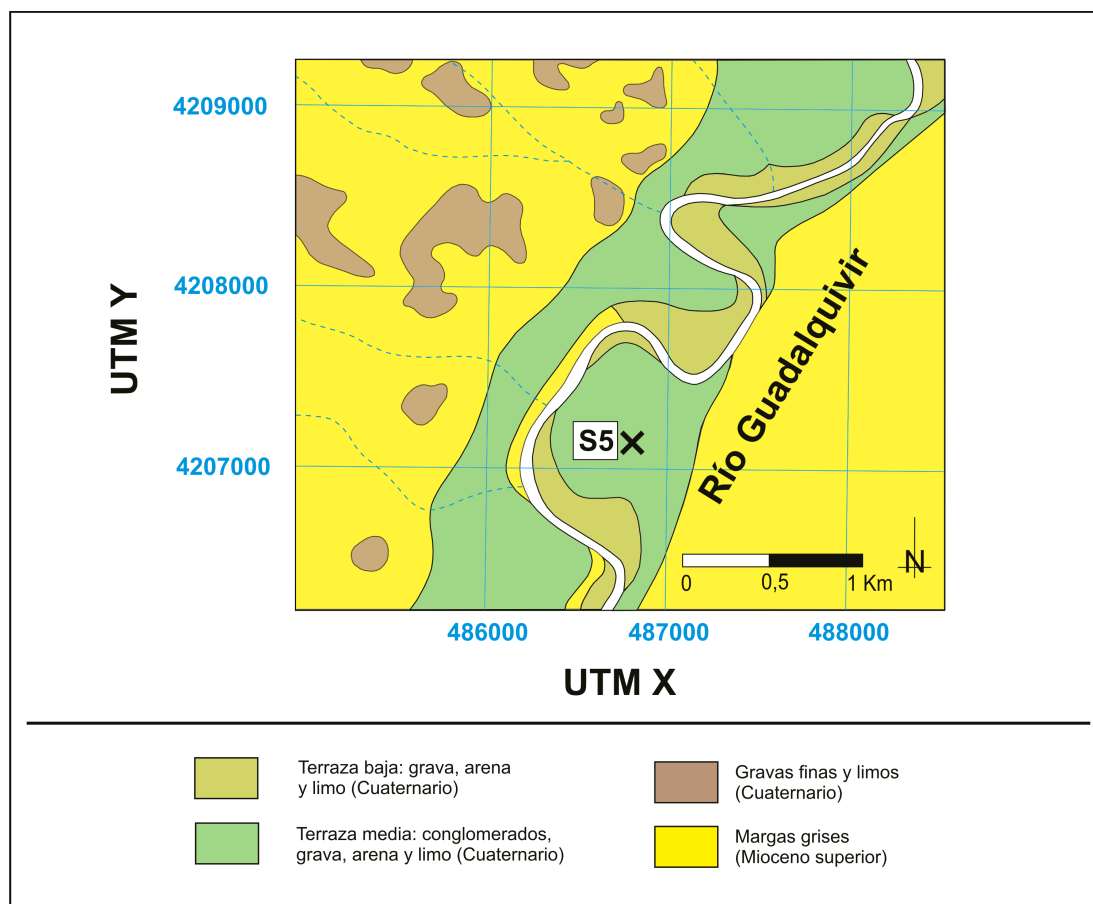


Figura 5.4c. Mapas geológicos de detalle mostrando la disposición de las terrazas del Guadalquivir y la localización de las secuencias sedimentarias estudiadas (tomando como base la hoja 907-Villacarrillo del Mapa Geológico de España 1:50.000).

Las facies de llanura de inundación predominan en la parte superior de los afloramientos estudiados. Corresponden a depósitos limosos y arenosos de gran continuidad lateral, con estratificación subhorizontal y aspecto masivo. Localmente, se intercalan pequeños niveles de gravas con cantos de pequeño diámetro y matriz arenosa que podrían relacionarse con canales de escasa profundidad, rellenos por acreción longitudinal durante episodios de avenidas (figura 5.5c). En general, la parte superior de la secuencia aparece afectada por una prolongada exposición subaérea, habiéndose desarrollado procesos pedogenéticos que dan lugar a suelos, a menudo, con más de 1 metro de espesor (figura 5.5d).



Figura 5.5. Sedimentos aluviales cuaternarios.

La presencia de restos arqueológicos en las terrazas permite realizar algunas consideraciones sobre su edad. En la zona de los Villares de Andújar y en lo que fue la antigua ciudad ibérica de Isturgi se han encontrado hachas de piedra pulimentada del Neolítico (Córcoles de la Vega 1987) en materiales pertenecientes a la terraza media. Por tanto, la edad de esta terraza sería como mínimo anterior a los restos hallados, datados entre 3.000 y 5.000 años a.C. Además, la existencia de datos históricos sobre la periódica inundación de la terraza media (por ejemplo, la crecida de 1963) permite considerar la terraza media bajo la influencia del clima actual o bajo unas condiciones que presenten continuidad climática con los actuales, es decir, dentro del Holoceno. Esto supondría una edad inferior a 10.000 años (Santos García et al. 1991). Por otro lado, la totalidad del periodo de construcción de la terraza baja, proceso que aún continúa en la actualidad, puede ser incluido dentro del Holoceno.

5.4. MINERALOGÍA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS SEDIMENTOS ALUVIALES

Los análisis de difracción de rayos X (XRD) muestran la existencia de asociaciones minerales similares tanto en los niveles de gravas como en los niveles arenosos. Su composición mineralógica consiste fundamentalmente en dolomita, calcita, cuarzo, minerales de la arcilla y feldespatos (tabla 5.1). La principal característica mineralógica es la gran cantidad de carbonatos existente tanto en los niveles de gravas como en los arenosos. El contenido en calcita más dolomita es superior al 40% en la mayoría de las muestras. La cantidad de cuarzo varía entre un 5 y un 65%, con los contenidos más bajos en las muestras de la secuencia sedimentaria S5. Por otra parte, el contenido en minerales de la arcilla y feldespatos es en general muy bajo, especialmente en los niveles de gravas (<15%). No obstante, existe un contenido significativo en minerales de la arcilla en algunos niveles arenosos (alrededor del 15% en las secuencias sedimentarias S2 y S4).

Se observa un enriquecimiento en dolomita con respecto a calcita en los sedimentos aluviales muestreados aguas arriba de la confluencia entre el río Guadiana Menor y el río Guadalquivir (secuencia sedimentaria S5). Aguas abajo (secuencias sedimentarias S2 y S4), los sedimentos presentan un mayor contenido en calcita hacia la base mientras que el contenido en dolomita aumenta hacia el techo, siendo este carbonato predominante en los niveles de gravas de la parte superior de las secuencias sedimentarias. En la secuencia sedimentaria S1, localizada en las proximidades de la confluencia entre el río Guadalquivir y el río Bedmar, existe un enriquecimiento en dolomita hacia su base mientras que el contenido en calcita aumenta hacia el techo de la misma.

El mineral de la arcilla más abundante en los sedimentos aluviales cuaternarios es la illita (hasta un 85%). Los niveles de gravas presentan un mayor contenido en illita que los niveles arenosos en los que el contenido en dicha fase mineral varía aproximadamente entre un 19 y un 45%. Los valores del "índice de cristalinidad" de la illita son inferiores a 0,2. Los niveles arenosos presentan considerables contenidos de esmectita, entre un 8 y un 21% aproximadamente. La clorita está presente sólo en algunos niveles arenosos pertenecientes a la secuencia sedimentaria S2 (<17%) y la caolinita puede observarse en la mayoría de las muestras alcanzando un contenido máximo de un 25%. Otros minerales como el cuarzo y el feldespato

también se encuentran presentes en la fracción arcilla. El contenido en minerales de la arcilla también presenta variaciones tanto espacialmente como en su distribución vertical a lo largo de las secuencias sedimentarias estudiadas. La secuencia sedimentaria S5 se caracteriza por presentar el contenido más bajo en la suma de esmectita, interestratificados ilita-esmectita y clorita. En las secuencias sedimentarias S2 y S4 el contenido en ilita disminuye hacia la base, y en S2 el contenido en esmectita, interestratificados ilita-esmectita y clorita aumenta hacia la base de la secuencia.

Tabla 5.1. Composición mineralógica de los sedimentos aluviales (%). La localización de las secuencias sedimentarias y la disposición de los niveles muestreados dentro de cada una de ellas pueden observarse en la figura 5.3.

Muestra	Muestra total en polvo					Filosilicatos en muestras de agregados orientados (fracción < 2 µm)						
	Cal	Dol	Qtz	Fds	Phy	Chl	Sm	Ill/Sm	Ill	Kln	Qtz	Fds
S1-B1	20	25	45	5	5	-	-	-	-	-	-	-
S1-B2	19	34	42	0	5	-	-	-	-	-	-	-
S1-B3	28	37	30	0	5	0	0	61	14	9	11	5
S1-D1	46	18	23	5	8	0	0	32	48	10	5	5
S1-E1	48	16	21	5	10	0	0	21	33	0	41	5
S2-B1	39	7	42	0	12	12	17	28	22	8	13	0
S2-B2	35	7	43	0	15	17	8	22	19	15	19	0
S2-C1	34	23	28	0	15	12	16	0	42	11	14	5
S2-C2	28	38	24	5	5	-	-	-	-	-	-	-
S2-D1	16	41	38	0	5	-	-	-	-	-	-	-
S2-D2	22	24	46	0	8	16	5	0	40	13	21	5
S2-E1	16	26	46	0	12	-	-	-	-	-	-	-
S4-0	21	24	45	5	5	0	5	0	81	5	9	0
S4-A	22	16	29	18	15	0	30	0	60	5	5	0
S4-B	26	19	30	10	15	0	41	0	44	5	10	0
S4-C	23	42	21	7	7	-	-	-	-	-	-	-
S4-D	9	16	65	5	5	0	5	0	60	16	19	0
S4-E	16	21	42	12	9	0	5	0	62	8	25	0
S5-A1	21	64	10	5	0	0	5	0	65	5	20	5
S5-A2	24	67	9	0	0	0	5	0	64	10	16	5
S5-B	22	71	7	0	0	-	-	-	-	-	-	-
S5-C	22	72	6	0	0	0	10	0	65	6	14	5
S5-D	18	69	8	5	0	0	5	0	66	15	9	5
S5-F	14	71	5	10	0	0	5	0	85	5	5	0
S5-G	29	47	19	5	0	0	5	0	79	5	11	0
S5-H	17	48	30	5	0	-	-	-	-	-	-	-

Cal: calcita; Dol: dolomita; Qtz: cuarzo; Fds: feldespatos; Phy: filosilicatos; Chl: clorita; Sm: esmectita; Ill/Sm: interestratificado ilita/esmectita; Ill: ilita; Kln: caolinita.

En aquellos niveles sedimentarios suficientemente cementados se tomaron una serie de muestras a partir de cuales se prepararon láminas delgadas para su estudio mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). El análisis de las imágenes de electrones retrodispersados (*BSE images*) permitió identificar asociaciones minerales similares a aquellas deducidas a partir de los análisis de XRD. En los sedimentos próximos a la base de las secuencias sedimentarias S2 y S4 y en aquellos próximos al techo de la secuencia sedimentaria S1 la trama está constituida por fragmentos de caliza micrítica y microesparítica y fragmentos

de fósiles (figuras 5.6a y 5.6b). También se pueden observar fragmentos de cuarzo y granos de filosilicatos. Todos estos granos presentan morfologías angulares y xenomorfas, y se encuentran englobados en una fina matriz compuesta por granos angulares de calcita y también minerales de la arcilla de composición esmectítica ocupando los intersticios (figura 5.6c). Por otra parte, en la trama de las muestras tomadas en la secuencia sedimentaria S5 y en los niveles próximos a techo de las secuencias sedimentarias S2 y S4 predominan los granos angulares y xenomorfos de dolomita (figura 5.6d). Estos granos se encuentran rodeados por una fina matriz constituida por granos angulares de dolomita y calcita, pobre en filosilicatos.

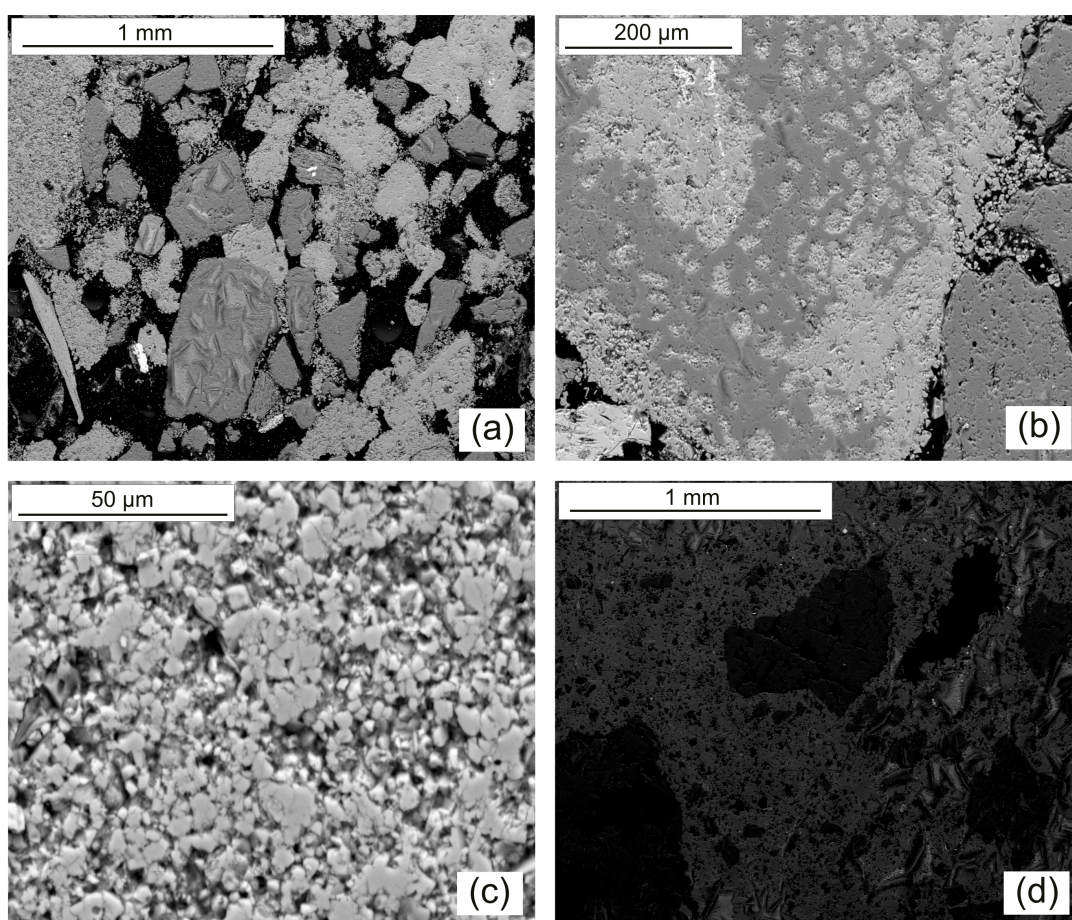


Figura 5.6. Imágenes de electrones retrodispersados (*BSE images*) mostrando las características texturales y morfológicas de los constituyentes de la trama y la matriz de la muestras estudiadas.

Los análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) mostraron de nuevo la naturaleza rica en carbonatos de los sedimentos estudiados. En general, la suma del contenido en CaO y MgO es superior al 40%. Las muestras de la secuencia sedimentaria S5 se encuentran enriquecidas en

MgO (>12%), mientras que los valores más elevados de CaO se observan en muestras pertenecientes a las secuencias sedimentarias S1 y S2 (hasta un 44%). El contenido en sílice (SiO₂) es en general inferior al 35%, aunque algunos niveles arenosos de la secuencia sedimentaria S4 contienen hasta un 57%. El resto de los óxidos de elementos mayoritarios presentan valores inferiores al 2,50% (tabla 5.2). Los valores de la pérdida por calcinación (a 1000°C) oscilan entre un 16 y un 40% aproximadamente, indicando una vez más el alto contenido en carbonatos de las muestras estudiadas.

Tabla 5.2. Composición química de los sedimentos aluviales (% en peso). La localización de las secuencias sedimentarias y la disposición de los niveles muestreados dentro de cada una de ellas pueden observarse en la figura 5.3.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	LOI
S1-B1	31,14	1,17	1,24	9,23	33,51	0,54	0,45	0,21	22,64
S1-B2	30,92	0,59	1,22	10,21	29,56	0,43	0,53	0,17	26,21
S1-B3	21,45	0,71	0,65	11,01	37,21	0,31	0,21	0,08	28,32
S1-D1	18,01	1,11	2,01	6,71	44,21	0,23	0,31	0,10	27,39
S1-E1	17,19	1,14	1,98	5,98	45,30	0,09	0,17	0,13	28,01
S2-B1	30,65	1,22	1,24	6,17	42,92	0,72	0,31	0,21	20,11
S2-B2	31,01	1,31	1,34	6,21	39,01	0,69	0,41	0,15	19,82
S2-C1	21,42	1,16	1,54	9,02	41,23	0,71	0,67	0,09	23,32
S2-C2	21,73	1,19	0,67	10,23	32,45	0,47	0,63	0,11	32,31
S2-D1	31,09	1,21	0,52	11,51	29,41	0,54	0,41	0,12	25,21
S2-D2	32,00	1,31	0,24	8,24	28,45	0,61	0,72	0,56	27,45
S2-E1	31,76	1,28	0,29	9,51	28,18	0,78	1,01	0,35	26,33
S4-0	32,37	1,05	1,08	9,51	32,05	0,68	0,54	0,43	22,17
S4-A	25,45	2,34	1,74	9,03	34,54	1,21	1,01	0,54	24,09
S4-B	26,01	2,11	1,81	9,51	35,02	0,78	0,69	0,23	23,47
S4-C	20,98	0,65	0,67	12,03	32,52	0,51	0,72	0,19	31,62
S4-D	57,21	1,23	0,44	6,76	15,98	0,65	0,81	0,92	16,24
S4-E	49,06	2,32	0,41	7,51	15,76	0,76	1,02	0,74	22,14
S5-A1	12,23	1,17	0,21	14,44	32,34	0,21	0,77	0,21	38,24
S5-A2	11,95	1,14	0,18	15,01	31,65	0,17	0,67	0,18	39,04
S5-B	10,62	1,21	0,18	17,11	30,58	0,21	0,71	0,24	39,21
S5-C	10,42	1,01	0,15	17,03	30,64	0,29	0,83	0,16	39,56
S5-D	11,48	1,31	0,21	16,78	30,37	0,11	1,21	0,15	38,48
S5-F	10,01	1,39	0,18	17,31	30,58	0,21	0,91	0,13	37,72
S5-G	21,72	0,67	0,71	12,03	32,12	0,41	0,92	0,19	31,27
S5-H	21,53	1,19	0,77	12,54	32,85	0,52	1,02	0,21	29,25

LOI (*loss on ignition*): pérdida por calcinación a 1000 °C.

5.5. NATURALEZA DETRÍTICA DE LOS MINERALES

Los resultados obtenidos revelan, por tanto, que la calcita y la dolomita son las fases minerales más abundantes en los sedimentos. La mayor parte de los componentes de la trama y de la matriz de composición calítica y dolomítica aparecen en las imágenes de electrones retrodispersados como granos aislados de morfología angular. Además, se puede apreciar la ausencia de una formación masiva de cementos intersticiales o carbonatos diagenéticos modificando la fábrica original y su mineralogía. Por lo tanto, las características texturales y morfológicas observadas indican un origen detrítico de los clastos carbonatados.

Por otra parte, los minerales de la arcilla presentes en las muestras estudiadas también poseen un origen detrítico. Incluso los filosilicatos de tamaño nanométrico presentan una buena cristalinidad, lo que indica que proceden de la alteración física de la roca fuente y posterior reducción del tamaño de grano. Así por ejemplo, el índice de cristalinidad de la illita deducido a partir de los datos de XRD posee un valor bajo ($<0,2$), lo que demuestra su procedencia a partir de la alteración física de las rocas existentes en las áreas fuente. Cabe señalar que la illita ha sido encontrada como un producto detrítico del proceso de erosión de diversas rocas continentales con contenido en micas (Biscaye 1965; Moriarty 1977; Chamley 1989; Ehrmann et al. 1991). Por otro lado, la composición dioctaédrica Al-Fe de las capas esmectíticas (revelada por microanálisis EDS (*energy dispersive system*) cualitativos) de los minerales de la arcilla presentes en los sedimentos estudiados se encuentra dentro del rango composicional de los minerales de la arcilla presentes en rocas de las áreas fuente adyacentes al curso fluvial, como son las margas del Mioceno de la depresión del Guadalquivir (González et al. 1998) y las margas y calizas del Subbético de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Palomo Delgado 1987; Ortega Huertas et al. 1991).

En definitiva, los datos de SEM y XRD muestran que las asociaciones minerales de los sedimentos estudiados contienen fundamentalmente fases de origen detrítico. Esta información posee un gran valor para la explicación de las variaciones mineralógicas y geoquímicas deducidas a partir de los datos de XRD, XRF y SEM, y su relación con el origen de los sedimentos aluviales.

5.6. ASOCIACIONES MINERALES Y SIGNATURAS GEOQUÍMICAS: CAMBIOS DE ÁREA FUENTE

De acuerdo con lo descrito en los apartados anteriores, se pueden distinguir dos tipos principales de asociaciones minerales en los sedimentos aluviales del Alto Guadalquivir:

- a) asociaciones minerales ricas en calcita y filosilicatos con capas esmectíticas
- b) asociaciones minerales ricas en dolomita e illita.

Puesto que los datos de SEM y XRD revelan un origen detrítico de esos minerales, su distribución espacial y su variabilidad dentro de las distintas secuencias sedimentarias pueden atribuirse a la existencia de áreas fuente diferentes o a cambios en su influencia relativa en el aporte de materiales a la cuenca sedimentaria.

Con el propósito de integrar y establecer la relación existente entre la información sedimentológica, mineralógica y geoquímica obtenida en este trabajo se llevó a cabo un análisis de componentes principales (ACP). El ACP es un método descriptivo de análisis de datos ampliamente usado en estudios geoquímicos (Esbensen et al. 1987; Pereira y Sousa 1988; Jiménez Espinosa 1993; Jiménez Espinosa et al. 2001; entre otros) y cuyo principal objetivo es, cuando se realiza en el llamado modo R, separar las asociaciones de elementos inherentes en la matriz de correlación en una serie de grupos de elementos que sean capaces de explicar parte de la variabilidad observada en los datos originales (Jiménez Espinosa 2003). Con el objeto de que las componentes obtenidas tengan una interpretación clara y analizar mejor las interrelaciones existentes entre las variables originales, se llevó a cabo una rotación de las componentes. Para ello, se utilizó el método *varimax* en el que los ejes de las componentes se obtienen maximizando la suma de las varianzas de los pesos (*loadings*) al cuadrado dentro de cada componente (Kaiser 1958). En definitiva, con esto se consigue que los pesos de las variables originales con respecto a cada componente extraída presenten un valor próximo a ± 1 o 0, facilitando así su interpretación. Asimismo, se obtuvieron los valores de las componentes correspondientes a cada observación (*principal component scores*) multiplicando las observaciones originales por los coeficientes correspondientes. Dichos valores fueron utilizados para definir dos nuevas variables (CP1 scores y CP2 scores; tabla 5.3).

De este modo, mediante el ACP en modo R aplicado a los datos que aparecen en las tablas 5.1 y 5.2, se analizó la relación existente entre las siguientes variables: calcita, dolomita, cuarzo, feldespatos, filosilicatos, ilita, IS, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O y LOI (pérdida por calcinación). La variable IS consiste en la suma del contenido en esmectita, interestratificados ilita/esmectita y clorita. La extracción de 2 componentes principales permitió explicar aproximadamente un 70% de la varianza observada en los datos originales. La primera componente principal (CP1) explica alrededor del 46% de la varianza observada en los datos de partida y muestra la asociación de dos grupos de variables (figura 5.7a).

La primera asociación de variables incluye a la calcita, la suma de esmectita + illita/esmectita + clorita, Fe_2O_3 , CaO y el contenido total de filosilicatos. Los sedimentos próximos a la base de la secuencia sedimentaria S2 y aquellos próximos al techo de la secuencia sedimentaria S1 poseen los valores positivos más elevados para esta componente (tabla 5.3). Este grupo de variables puede relacionarse con un área fuente con predominio de margas ricas en filosilicatos con componente esmectítico y/o calizas, tal y como ocurre con las margas de las unidades litológicas neógenas de la depresión del Guadalquivir y las calizas mesozoicas presentes en las unidades litológicas del Subbético (Sierra Mágina). Por otra parte, las variables dolomita, illita, K_2O , MgO y LOI se encuentran negativamente correlacionadas con esta componente. Esta asociación de variables puede relacionarse con un área fuente rica en dolomías cuyo principal filosilicato asociado es la illita, tal y como ocurre con los materiales mesozoicos del dominio Prebético (Sierra de Cazorla) y los bloques triásicos de naturaleza dolomítica pertenecientes a la Unidad Olistostrómica. Las muestras correspondientes a la secuencia sedimentaria S5 y los niveles próximos a techo en las secuencias S2 y S4 presentan valores negativos para esta primera componente (CP1) (tabla 5.3).

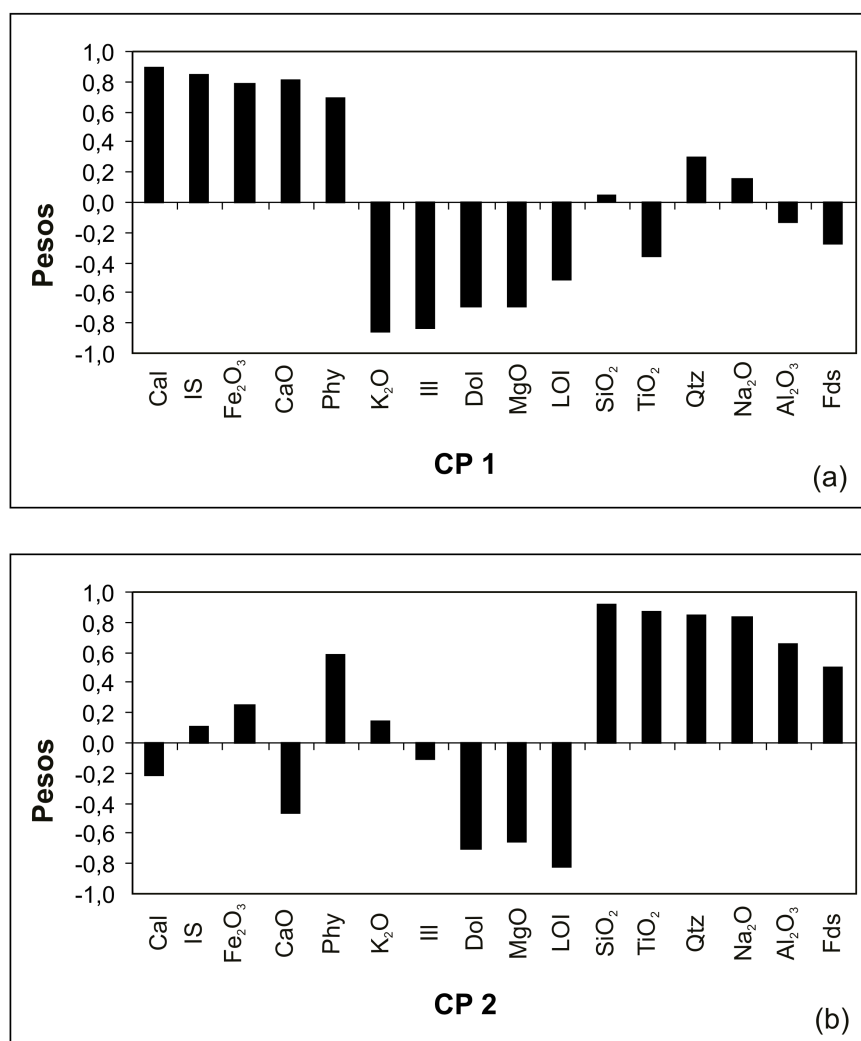


Figura 5.7. Pesos de las variables en cada uno de los componentes extraídos. Cal: calcita; IS: esmectita + interestratificados illita/esmectita + clorita; Phyl: filosilicatos; Ill: illita; Dol: dolomita; LOI: pérdida por calcinación; Qtz: cuarzo; Fds: feldespatos.

La segunda componente principal (CP2) explica alrededor del 30% de la varianza de los datos originales. Las variables SiO₂, TiO₂, cuarzo, Na₂O, Al₂O₃, filosilicatos y feldespatos poseen pesos elevados y positivos para esta componente, mientras que las variables LOI, dolomita, y MgO presentan pesos elevados y negativos para la misma componente (figura 5.7b). La naturaleza terrígena de la asociación correspondiente al cuarzo, feldespatos, SiO₂, TiO₂, Na₂O y Al₂O₃, la correlación negativa entre este grupo de variables y aquellas que representan el depósito de carbonatos, y los valores positivos y elevados que presentan las muestras próximas a techo de la secuencia sedimentaria S4 para esta segunda componente (tabla 5.3), permiten asociar dicha componente con la existencia de procesos sedimentarios que conllevaron al depósito de

sedimentos paleozoicos ricos en silicatos procedentes de Sierra Morena. Estos sedimentos habrían sido transportados por el río Guadalimar (figura 5.2).

Tabla 5.3. Valores de las componentes extraídas (*principal component scores*) para cada una de las observaciones (muestras).

Muestra	CP1 scores	CP2 scores
S1-B1	-	-
S1-B2	-	-
S1-B3	1,04	-0,69
S1-D1	1,31	-0,52
S1-E1	1,48	-0,61
S2-B1	1,55	0,25
S2-B2	1,40	0,38
S2-C1	0,95	-0,05
S2-C2	-	-
S2-D1	-	-
S2-D2	-0,09	0,64
S2-E1	-	-
S4-0	-0,20	0,60
S4-A	-0,11	1,47
S4-B	0,54	0,74
S4-C	-	-
S4-D	-0,90	1,95
S4-E	-1,08	1,93
S5-A1	-0,72	-0,83
S5-A2	-0,59	-1,05
S5-B	-	-
S5-C	-0,74	-1,10
S5-D	-1,09	-0,85
S5-F	-1,20	-0,77
S5-G	-0,48	-0,46
S5-H	-	-

Los resultados obtenidos muestran la existencia de diferencias significativas en la composición química de los sedimentos aluviales del Alto Guadalquivir, así como en la distribución del contenido en carbonatos, silicatos y minerales de la arcilla para las cuatro secuencias sedimentarias estudiadas. Esto permite establecer la existencia de distintas áreas fuente durante la evolución en el depósito de los sedimentos aluviales cuaternarios en la cuenca:

- a) La mayor parte de los sedimentos aluviales ricos en calcita y esmectita provendrían de los materiales neógenos que constituyen el sustrato de la cuenca del Guadalquivir y/o de las calizas mesozoicas del Subbético (Sierra Mágina).
- b) La fracción dolomítica e íltica de los depósitos aluviales procedería de los materiales dolomíticos del Prebético de la Sierra de Cazorla y los bloques dolomíticos triásicos presentes en la Unidad Olistostrómica.
- c) La influencia de Sierra Morena como área fuente sólo queda patente en la secuencia sedimentaria S4, la cual se encuentra aguas abajo de la confluencia entre el río Guadalquivir y el río Guadalimar, el cual drena los materiales de Sierra Morena.

5.7. PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS IMPLICADOS EN LAS VARIACIONES EN LA PROCEDENCIA DE LOS SEDIMENTOS.

Para poder explicar los cambios en la influencia relativa de las distintas áreas fuente en el aporte de materiales a la cuenca sedimentaria, es necesario considerar la distribución espacial de los materiales que rellenan la cuenca del Guadalquivir, el trazado del río a lo largo de la misma y algunos aspectos geomorfológicos. Así, además de la litología de los materiales que constituyen las áreas fuente, los cambios composicionales observados en los sedimentos aluviales van a estar también controlados por las tasas de erosión, transporte y sedimentación, las cuales se encuentran comúnmente determinadas por el efecto de procesos geomorfológicos (Tucker y Slingerland 1996).

En el área de estudio, el tramo del río Guadalquivir que atraviesa el relleno neógeno de la cuenca corresponde a su curso medio. La posición de la terraza más alta conservada, situada a unos 40 metros por encima del talweg actual del río Guadalquivir, indica que previamente a su desarrollo existió una primera etapa de erosión y encajamiento muy importante del río, ya que éste aparece fuertemente encajado sobre los materiales terciarios de la cuenca. Este proceso de fuerte encajamiento siguió actuando tras la generación de la misma. De esta manera, durante las primeras etapas importantes de agradación del río (que conducirían a la formación de la terraza media), la mayor parte de sus sedimentos provendrían de los materiales neógenos que atravesaba y en los que estaba fuertemente encajado. Esta situación justificaría

la composición calcítica y esmectítica de los sedimentos de la parte basal de las secuencias sedimentarias S2 y S4, las cuales se disponen de manera discordante sobre materiales de las unidades del Tortoniense Superior y Mesiniense, respectivamente. Asimismo, sería responsable de la composición dolomítica e ilítica de los sedimentos en la parte basal de la secuencia S1, la cual reposa sobre un bloque de dolomías triásicas perteneciente a la Unidad Olistostrómica.

El cambio en la composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos hacia el techo de las secuencias sedimentarias indica un predominio de los aportes de materiales desde el frente Bético, una vez que la terraza está suficientemente desarrollada y predomina el depósito frente a la erosión y el encajamiento. La mayor importancia del frente Bético como área fuente respecto a la vertiente norte de la cuenca (Sierra Morena) es debida a su mayor altitud, lo cual produce altos gradientes para los afluentes que drenan la margen meridional del Guadalquivir. Esta asimetría entre las vertientes septentrional (Sierra Morena) y meridional (Frente Bético) es consecuencia de la importante elevación que el frente Bético ha experimentado en época neotectónica (Sanz de Galdenano y Alfaro 2004). Así, el cambio mineralógico y geoquímico observado en este trabajo podría estar relacionado con una etapa de fuerte encajamiento del río Guadalquivir en los materiales dolomíticos Prebéticos de la Sierra de Cazorla como consecuencia de un proceso de erosión remontante, que implicaría un gran aporte de dolomías coincidiendo con la etapa de agradación de la terraza media. Esto justificaría que los sedimentos próximos a techo de las secuencias sedimentarias S2 y S4, en el sector suroccidental del área de estudio, y en toda la secuencia S5, situada en las proximidades de la Sierra de Cazorla, se encuentren enriquecidos en materiales dolomíticos. Por otra parte, el enriquecimiento en calcita hacia el techo de la secuencia sedimentaria S1, localizada en la confluencia del río Bedmar con el río Guadalquivir, podría relacionarse con un aporte de sedimentos transportados por el río Bedmar desde las unidades litológicas ricas en calcita que constituyen Sierra Mágina. Finalmente, la influencia de la vertiente norte (Sierra Morena) como área fuente sólo se pudo observar en los niveles próximos a techo de la secuencia sedimentaria S4. En este caso los materiales paleozoicos ricos en silicatos habrían sido transportados por el río Guadalimar.

6. Hidroquímica y procesos hidrogeoquímicos

6.1. INTRODUCCIÓN

La composición química del agua subterránea está condicionada por diversos procesos entre los que destaca la deposición húmeda y seca de sales atmosféricas, la evapotranspiración y las interacciones agua-suelo y agua-roca (Liu et al. 2003). En el capítulo dedicado a la caracterización mineralógica de la matriz del acuífero se puso de manifiesto la importancia del conocimiento de las características mineralógicas y geoquímicas de la misma en cuanto que éstas van a influir significativamente en la calidad del agua subterránea. La Directiva Marco del Agua (2000/60/CE) establece que las masas de agua subterránea en los países de la Unión Europea deben alcanzar un buen estado en términos cualitativos y cuantitativos para el año 2015. Así, dada la gran importancia del agua subterránea del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir para la agricultura en el área de estudio, es necesario conocer los procesos hidrogeoquímicos que controlan su calidad. La determinación de las fases minerales presentes en el acuífero, su abundancia y distribución espacial, junto con la interpretación de los datos hidroquímicos y la modelización geoquímica inversa (modelización de balance de masas), constituyen una aproximación integral al conocimiento de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el acuífero.

6.2. CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS

6.2.1. Descripción de los contenidos iónicos

En el siguiente apartado se describen las características hidroquímicas del agua subterránea tomando como referencia los datos correspondientes a la campaña de muestreo de septiembre de 2005 (anexo 6). Esta campaña de muestreo se caracteriza por ser la primera para la que se dispone de un análisis completo de iones mayoritarios y minoritarios así como de medidas del potencial redox (Eh) y además, puede considerarse como representativa del resto de muestreos realizados.

Al representar la composición química del agua subterránea en un diagrama de Piper se identificaron diferentes tipos de facies hidroquímicas (figura 6.1):

- a) aguas arriba del embalse del Puente de la Cerrada: las aguas subterráneas presentan facies bicarbonatada magnésico-cálcica
- b) aguas abajo del embalse del Puente de la Cerrada: se observa una evolución a facies de tipo mixto sulfatada-bicarbonatada-clorurada cálcico-magnésica y clorurada-sulfatada sódico-cálcico-magnésica, lo cual viene acompañado por un incremento gradual en la concentración del total de sólidos disueltos (TSD).

La evolución a lo largo del flujo subterráneo para los cationes mayoritarios va desde un predominio de magnesio y calcio a una mayor abundancia de sodio. Por otro lado, la evolución para los aniones va desde mayores concentraciones de bicarbonatos a un predominio de sulfatos y finalmente cloruros. Esto se corresponde con la secuencia comúnmente observada en la evolución de los iones mayoritarios (Freeze y Cherry 1979), la cual fue descrita por primera vez por Chebotarev (1955). La composición química del agua subterránea se encuentra controlada por la disolución de calcita y dolomita aguas arriba del embalse del Puente de la Cerrada, observándose un notable incremento en la salinidad de las aguas subterráneas aguas debajo de dicho embalse, lo cual se encuentra principalmente controlado por la disolución de materiales evaporíticos presentes en la Unidad Olistostrómica.

Las facies hidroquímicas del río Guadalquivir muestran un patrón de distribución espacial similar, con facies bicarbonatadas magnésico-cálcicas aguas arriba del embalse de Doña Aldonza y facies bicarbonatadas-sulfatadas magnésico-sódico-cálcicas aguas abajo del citado embalse (figura 6.2).

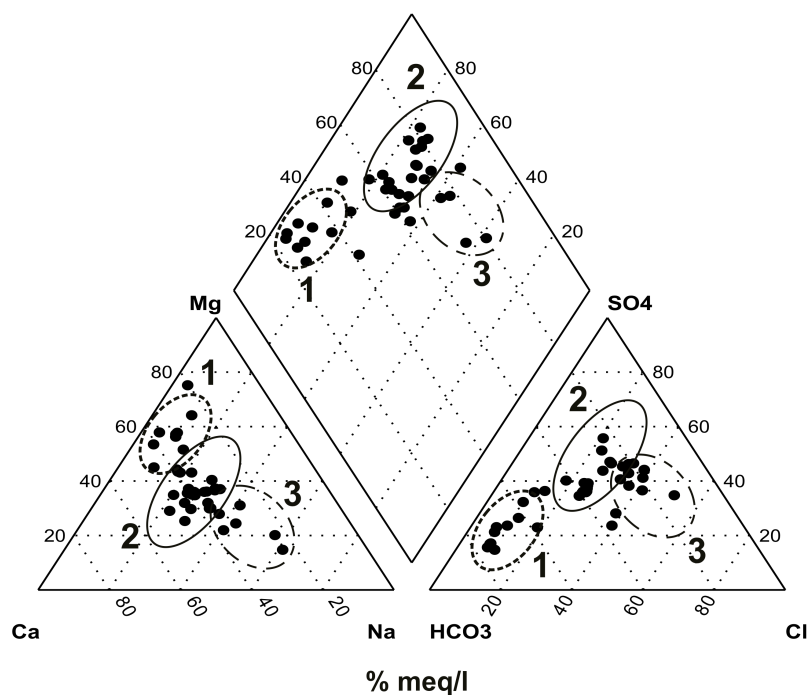


Figura 6.1. Diagrama de Piper correspondiente a las aguas subterráneas (septiembre de 2005). Facies hidroquímicas: 1 (Mg-Ca-HCO₃), 2 (Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Cl) y 3 (Na-Ca-Mg-Cl-SO₄).

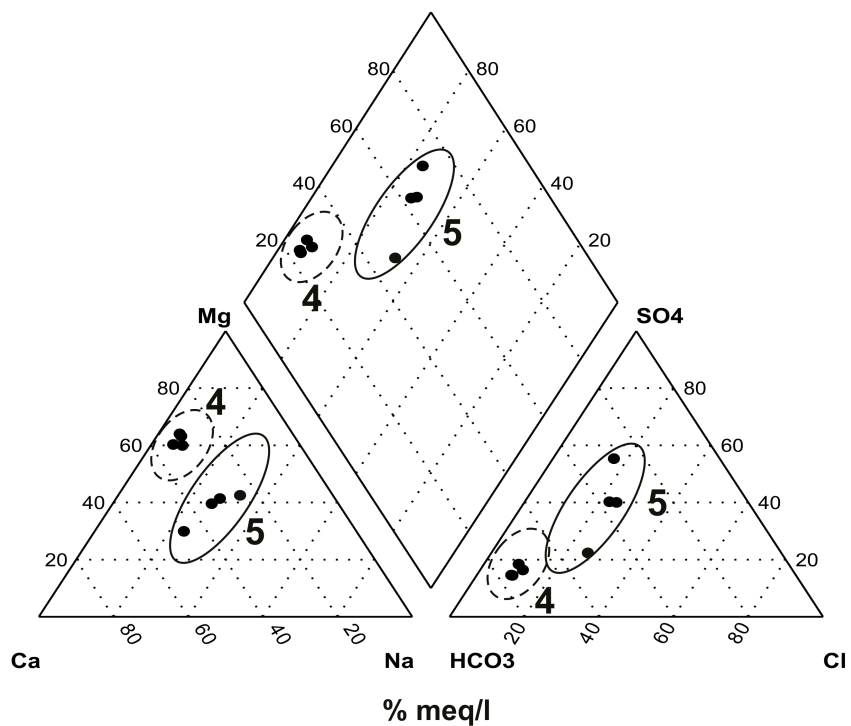


Figura 6.2. Diagrama de Piper correspondiente a las aguas del río Guadalquivir (septiembre de 2005). Facies hidroquímicas: 1 (Mg-Ca-HCO₃) y 2 (Mg-Na-Ca-HCO₃-SO₄).

El análisis de la concentración de los iones mayoritarios en el agua subterránea constituye una valiosa herramienta para la determinación de las fuentes de los distintos solutos, así como para la descripción de la evolución de la composición química del agua subterránea como consecuencia de las interacciones agua-roca (Edmunds et al. 1982; Arad y Evans 1987; Herczeg et al. 1991, 1993; Macumber 1991, 1992; Weaver y Bahr 1991; Acworth y Jankowski 1993; Hiscock 1993; Kimblin 1995; Weaver et al. 1995; Elliot et al. 1999; Edmunds y Smedley 2000; Herczeg y Edmunds 2000). La distribución espacial de las concentraciones de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} se puede observar en la figura 6.3. Estos mapas constituyen una base para la determinación de patrones espaciales en cuanto a la calidad del agua subterránea. La distribución espacial de las concentraciones de los iones Cl^- y SO_4^{2-} presenta un patrón similar y muestra cómo la disolución de materiales evaporíticos afecta significativamente a la composición química del agua subterránea aguas abajo del embalse del Puente de la Cerrada. Cabe destacar las altas concentraciones de los iones Cl^- (>350 mg/l), Na^+ (>200 mg/l), SO_4^{2-} (>350 mg/l) y Ca^{2+} (>200 mg/l) en el agua de los pozos y manantiales situados entre los embalses de Doña Aldonza y Pedro Marín, y aguas abajo del río Torres.

La evolución de la composición química del agua subterránea en el acuífero aluvial puede describirse en relación con la concentración de Cl^- . Puesto que el ión Cl^- posee un comportamiento conservativo a lo largo del flujo subterráneo, la normalización de otras especies iónicas con respecto al cloruro permite la identificación de procesos hidrogeoquímicos no relacionados con procesos como la evapotranspiración (Herczeg et al. 1991; Petrides y Cartwright 2006). A pesar de la fuerte correlación existente entre las concentraciones de Na^+ y Cl^- ($r = 0,83$), se puede apreciar cierta variación en la proporción Na^+/Cl^- , tal y como puede observarse en la figura 6.4a. La relación molar Na^+/Cl^- varía entre 0,63 y 2,68 aunque para la mayoría de las muestras posee un valor próximo a 1, lo que indicaría tanto un origen meteórico como un origen a partir de la disolución de materiales evaporíticos. La alta proporción Na^+/Cl^- observada en las muestras menos salinas podría estar controlada por procesos de intercambio iónico así como procesos de meteorización de silicatos, tal y como se explica más adelante (apartado 6.3.3).

Los datos de difracción de rayos X muestran que la calcita y la dolomita son las fases minerales predominantes en los sedimentos aluviales que constituyen la matriz del acuífero estudiado.

Esto justifica la alta correlación observada entre las concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} ($r = 0,82$), lo que indica que la disolución de carbonatos controla la concentración de dichos iones en el agua subterránea. Por otra parte, la elevada correlación existente entre las concentraciones de Ca^{2+} y SO_4^{2-} ($r = 0,88$) indica que la disolución de yeso constituye otra importante fuente de Ca^{2+} en el agua subterránea (figura 6.4b).

La concentración de HCO_3^- en las aguas subterráneas varía entre 207,5 y 512,6 mg/l. Las relaciones molares $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$, $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ y $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$ observadas en las muestras menos salinas presentan valores de hasta 9,85, 3,23 y 5,79, respectivamente (figuras 6.4c, 6.4d y 6.4e). Esto indica que la disolución de carbonatos controla la composición química del agua subterránea en aquellos sectores del acuífero con menor contenido salino (aguas arriba del embalse del Puente de la Cerrada). Cabe mencionar que las reacciones de meteorización de silicatos también liberan HCO_3^- a la solución acuosa, aunque la medida en que se producen dichas reacciones es mucho menor que la disolución de carbonatos en el acuífero estudiado (véase el apartado 6.3.3).

La concentración de K^+ presenta valores bajos (valor medio = 3,9 mg/l) y no muestra un patrón espacial bien definido en el acuífero. Entre las posibles fuentes de potasio a considerar en el agua subterránea cabría destacar la aplicación de fertilizantes sintéticos y la meteorización de feldespato potásico presente en los sedimentos que constituyen la matriz del acuífero. Esto último explicaría los valores relativamente altos que presenta la relación K^+/Cl^- en aquellas muestras de agua menos salinas (figura 6.4f). Además, la concentración de potasio en el agua subterránea también va a estar controlada por procesos de intercambio iónico, en los que el potasio es preferentemente absorbido por los minerales de la arcilla con respecto al sodio debido a que su radio iónico es más pequeño (Petrides y Cartwright 2006). Dicho proceso de intercambio conduce a una desproporción en las concentraciones de K^+ y Na^+ lo que justificaría la baja correlación observada entre ambos iones en el agua subterránea del acuífero estudiado ($r = 0,05$).

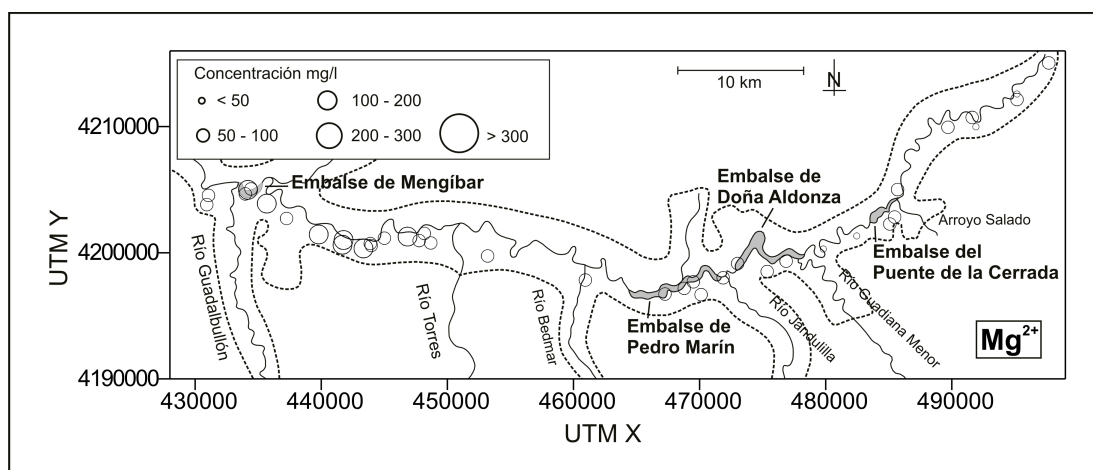
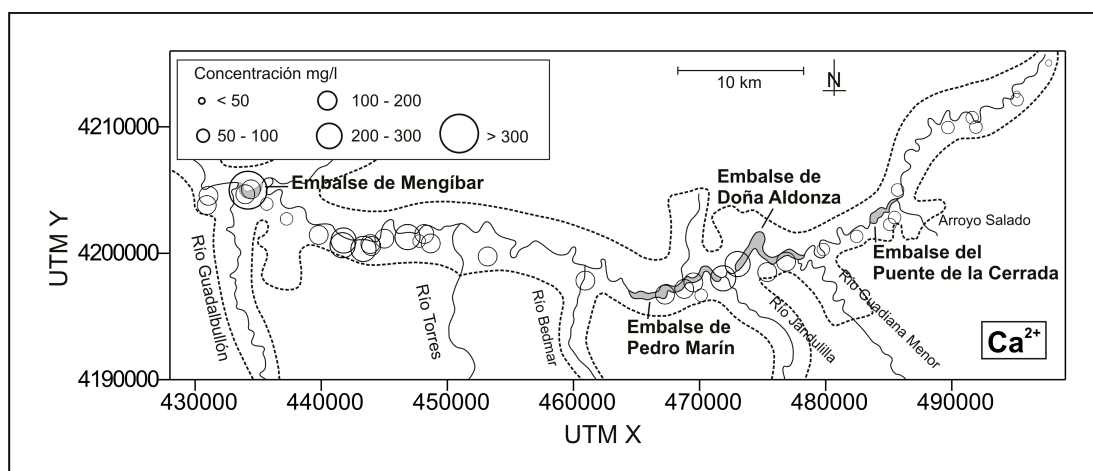
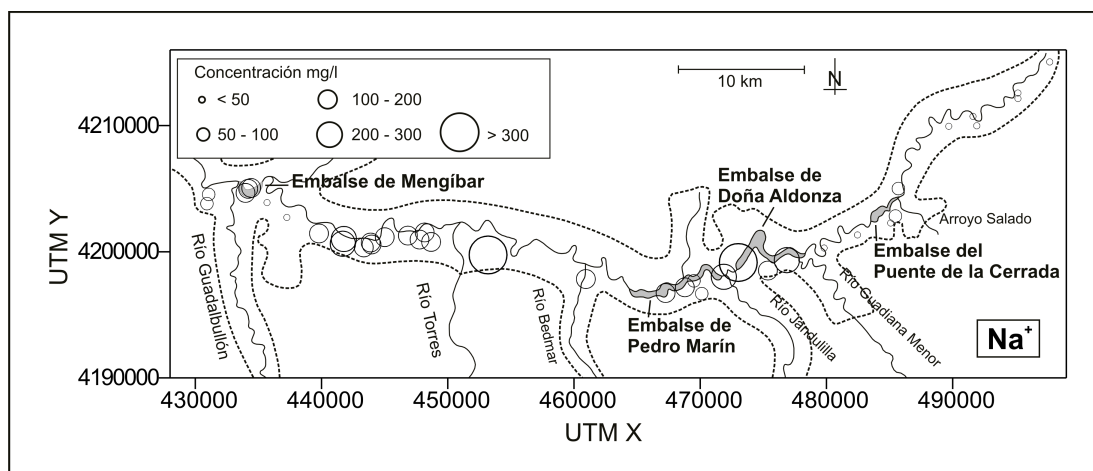


Figura 6.3. Distribución espacial del contenido (mg/l) en los iones Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} en el agua subterránea (septiembre de 2005).

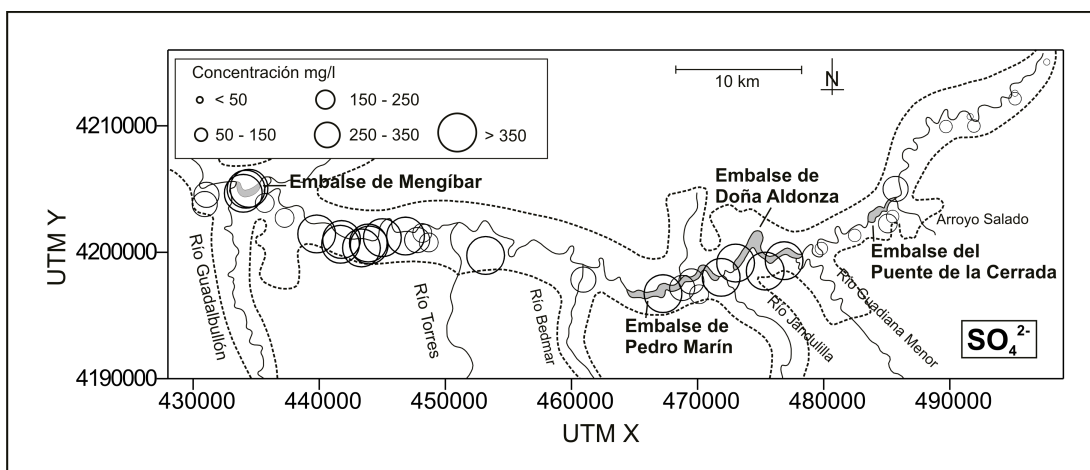
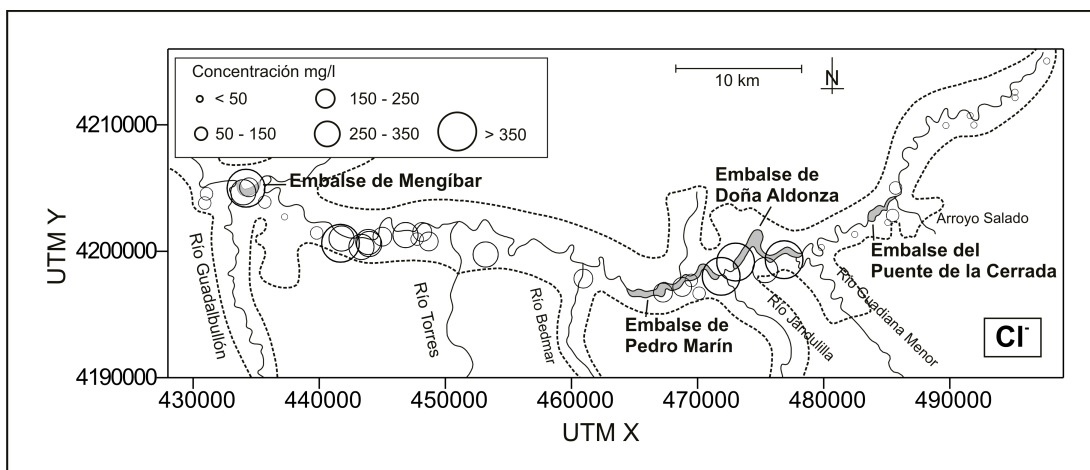
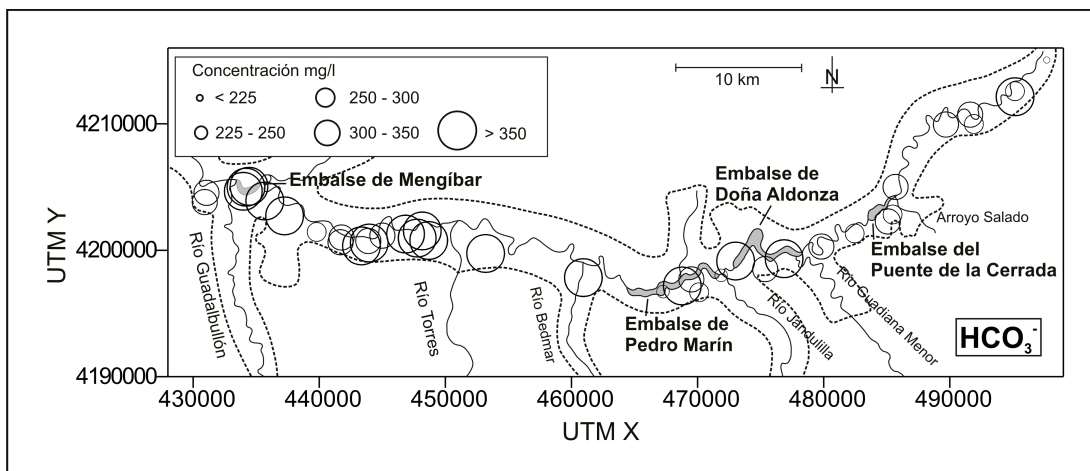


Figura 6.3. Distribución espacial del contenido (mg/l) en los iones Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} en el agua subterránea (septiembre de 2005) (continuación).

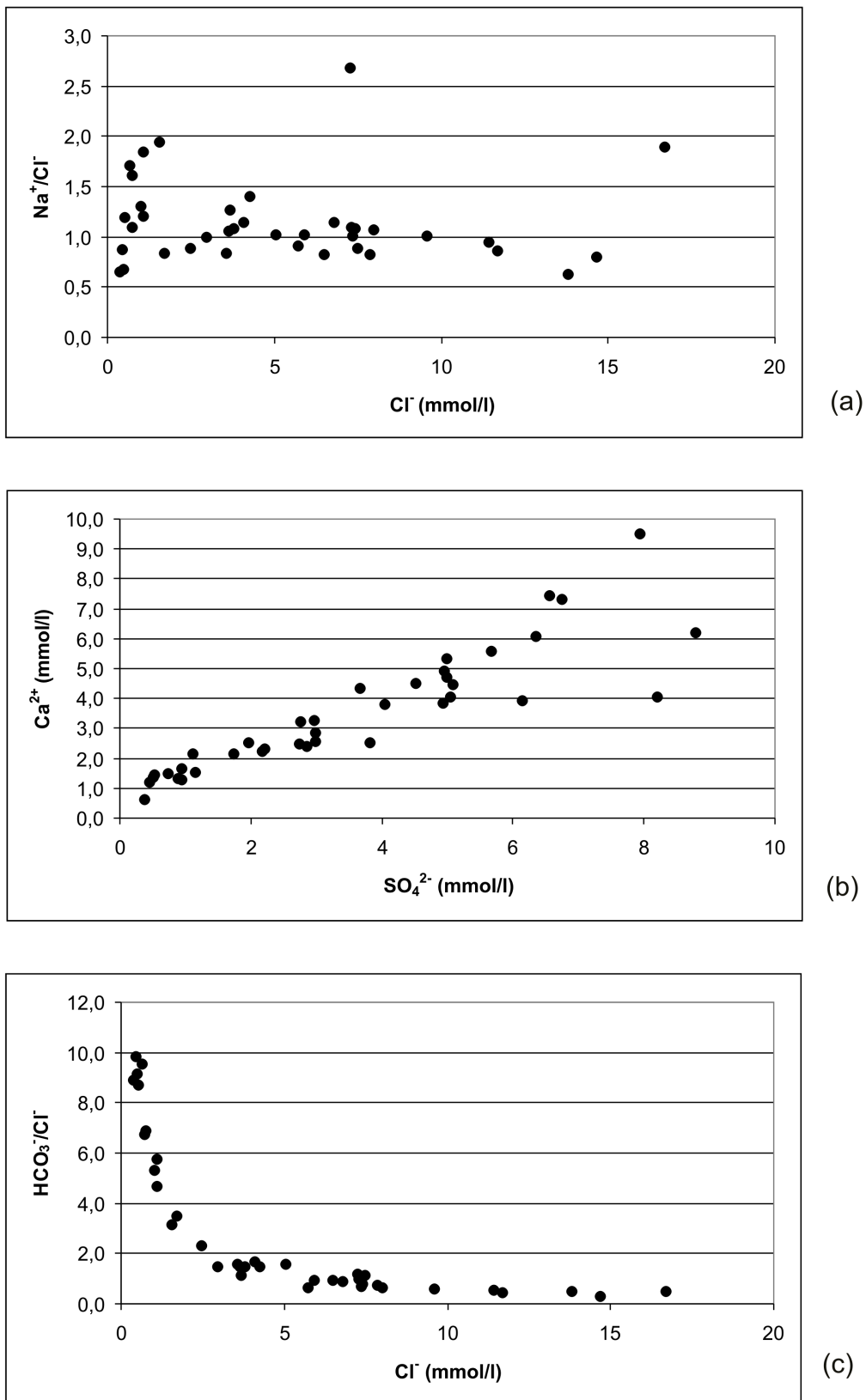


Figura 6.4. Relaciones molares de los iones mayoritarios en las aguas subterráneas (septiembre 2005).

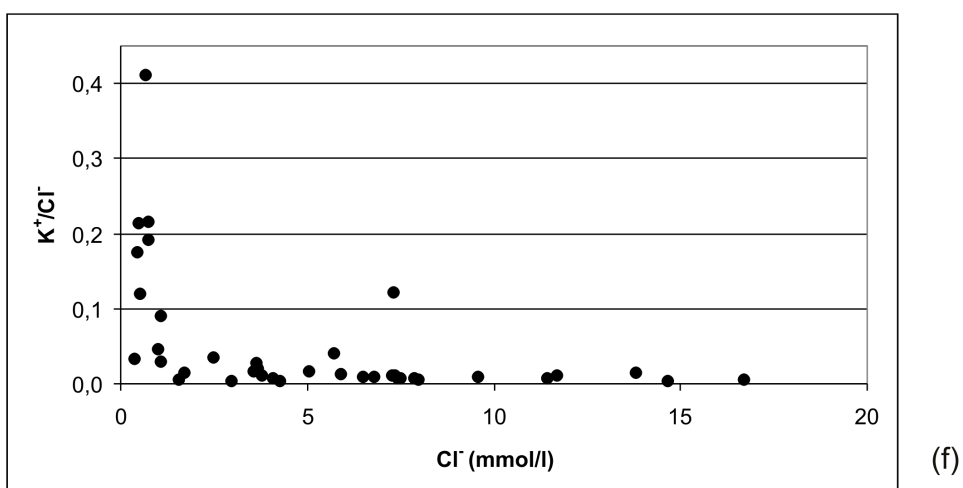
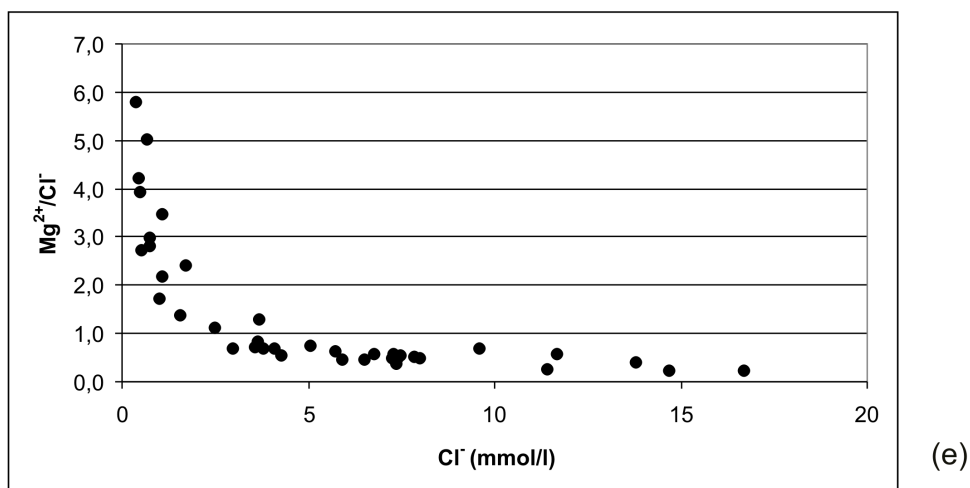
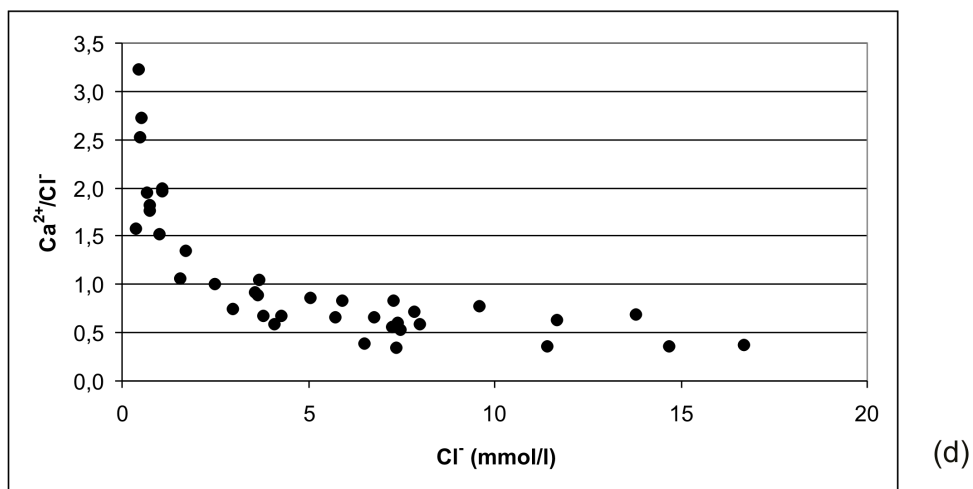


Figura 6.4. Relaciones molares de los iones mayoritarios en las aguas subterráneas (septiembre 2005) (continuación).

La aplicación de fósforo a los suelos agrícolas a través de fertilizantes sintéticos es una práctica común en el área de estudio. El contenido de P_2O_5 en los fertilizantes empleados varía entre un 15% y un 18% (150–180 g de P_2O_5 por cada kilogramo de fertilizante). No obstante, la concentración de fosfato en el agua subterránea es muy baja, encontrándose por debajo del límite de detección (0,1 mg/l). Cuando se añade fosfato al suelo, inicialmente su concentración en la solución acuosa disminuye de forma muy rápida, lo cual viene seguido por un descenso más gradual en su concentración durante varias semanas. Bajo condiciones aeróbicas, la concentración de fosfato en el agua se encuentra controlada por su adsorción sobre la superficie de hidróxidos de hierro y aluminio que recubren partículas del tamaño de la arcilla (Patrick y Khalid 1974; Elrashidi y Larsen 1978). La concentración de oxígeno disuelto en el agua subterránea (valor medio = 8,0 mg/l) indica la existencia de condiciones aeróbicas en el acuífero y, por tanto, el mecanismo previamente descrito podría ser el principal factor responsable de la baja concentración de fosfato en el agua subterránea.

La elevada correlación existente entre las concentraciones de Sr^{2+} y SO_4^{2-} ($r = 0,86$, figura 6.5) señala la disolución de celestina (sulfato de estroncio, $SrSO_4$) como la principal fuente de estroncio en el agua subterránea, encontrándose dicho mineral frecuentemente asociado con yeso, anhidrita y halita. Aunque no existe tal correlación entre las concentraciones de Ba^{2+} y SO_4^{2-} , la disolución de barita (sulfato de bario, $BaSO_4$) sería la principal fuente de bario en el agua subterránea. Se ha descrito la presencia de mineralizaciones de celestina en materiales del Trías Keuper y del Lías Inferior en el extremo meridional de la Depresión del Guadalquivir en la provincia de Jaén (Sanz de Galdeano et al. 1984). La mineralización principal está constituida por nódulos de celestina granulada, mientras que en la mineralización secundaria la celestina se asocia a dolomita, calcita, cuarzo, barita y yeso. Respecto a la génesis de la celestina primaria se propone un origen sedimentario relacionado con los procesos diagenéticos que afectan a carbonatos. La mineralización secundaria habría sido producida por la acción de aguas ricas en iones sulfato y estroncio que favorecen el depósito de celestina en las fracturas y en las zonas brechificadas de la roca encajante (dolomía). Puntualmente, también se han observado pequeñas concreciones de barita en fracturas y espacios abiertos de la roca encajante (Sanz de Galdeano et al. 1984). Otra fuente potencial de sulfato en el agua subterránea serían las prácticas de fertilización agrícolas, aunque la aplicación de fertilizantes con contenido en sulfatos no es una práctica común en el área de estudio.

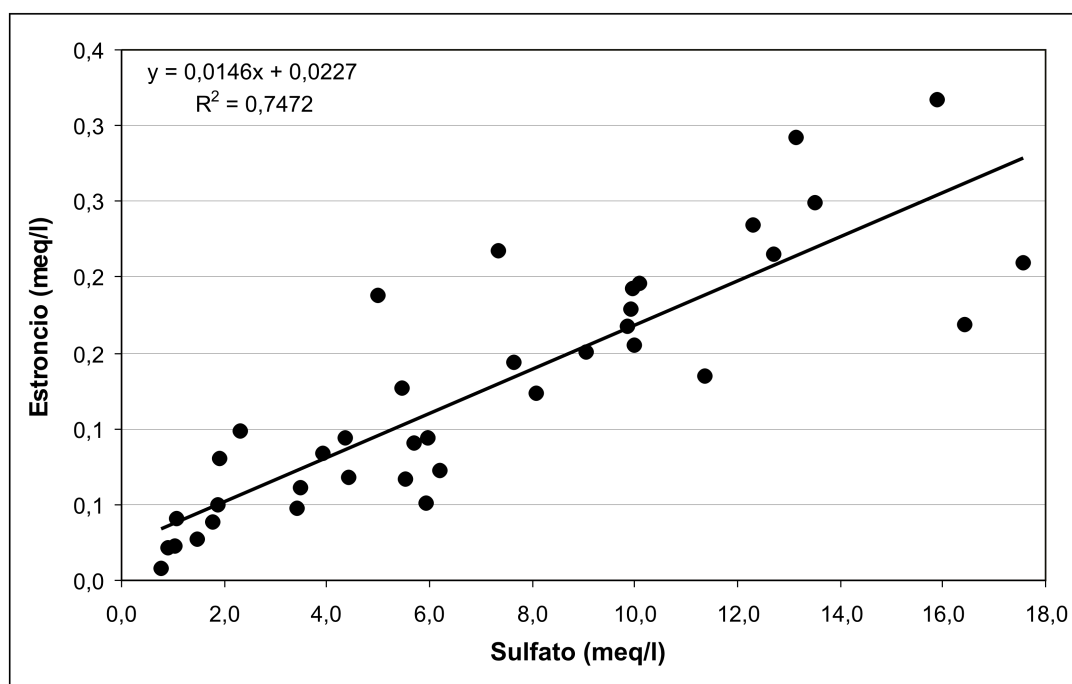


Figura 6.5. Correlación entre las concentraciones de estroncio y sulfato en el agua subterránea (septiembre de 2005).

Las concentraciones de hierro y manganeso en el agua subterránea son bajas en todo el acuífero con valores medios de 584,4 y 22,4 $\mu\text{g/l}$, respectivamente. La solubilidad de los minerales de hierro y manganeso se encuentra fuertemente controlada por procesos redox, especialmente para valores de pH próximos a 7. Así, las bajas concentraciones de hierro y manganeso podrían ser explicadas por la oxidación del Fe^{2+} y Mn^{2+} bajo las condiciones oxidantes existentes en el acuífero (valor medio del Eh = 179 mV) seguida de su precipitación como oxihidróxidos de hierro y manganeso. La oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} sigue una reacción de primer orden con respecto a la concentración de Fe^{2+} y la presión parcial de oxígeno en el agua (P_{O_2}), mientras que sigue una reacción de segundo orden con respecto a la concentración de OH^- en el agua. De este modo, la velocidad de la reacción se cuadruplica cuando la actividad del OH^- se duplica, lo cual viene controlado por el pH (Appelo y Postma 2005). Así, el descenso observado en la concentración de hierro en el agua subterránea hacia el sector oriental del acuífero podría relacionarse con el aumento de pH (figura 6.6).

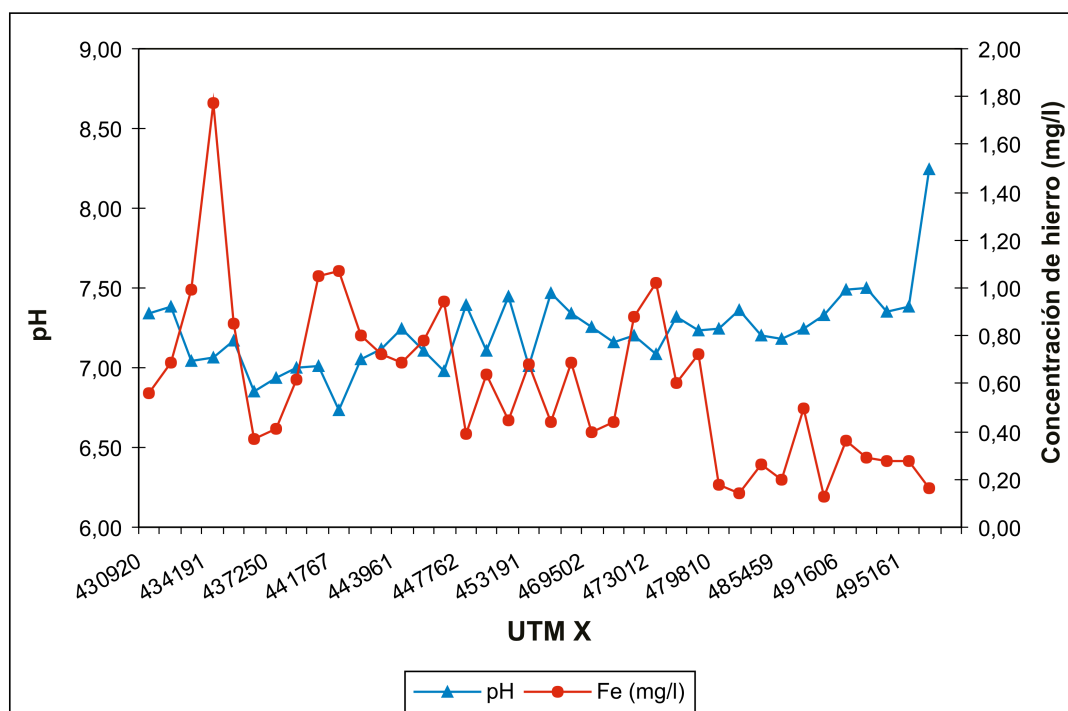


Figura 6.6. Variabilidad espacial de la concentración de hierro en el agua subterránea (septiembre de 2005).

Por último, cabe mencionar que la concentración de aluminio disuelto en el agua subterránea va a estar controlada por la solubilidad de los productos primarios de la meteorización de silicatos como son la caolinita o la illita (Appelo y Postma 2005). La lenta cinética de las reacciones de disolución de los minerales de la arcilla para valores de pH próximos a 7 justificaría la baja concentración de aluminio en el agua subterránea, con un valor medio de 1,1 $\mu\text{g/l}$.

6.2.2. Análisis de componentes principales (ACP)

El análisis de componentes principales (ACP) constituye una herramienta útil para la interpretación de datos hidrogeológicos tal y como se demuestra en numerosos trabajos, entre los que cabe citar entre otros, Bakalowicz 1994; Aruga et al. 1995; Johannesson et al. 1996; Ben Othman et al. 1997; Join et al. 1997; Reisenhofer et al. 1998; Helena et al. 1999, 2000; Stetzenbach et al. 1999, 2001; Cerón et al. 2000; Vidal et al. 2000; Jiménez Espinosa et al. 2001; Sánchez-Martos et al. 2001; Chen-Wing et al. 2003; Jiménez Espinosa 2003. Se trata

de un procedimiento estadístico multivariante diseñado para clasificar las variables (modo R) y muestras (modo Q) estudiadas según la correlación existente entre las mismas. De este modo, las concentraciones de los iones mayoritarios y algunos iones minoritarios en el agua subterránea pueden estar correlacionadas en función de diversos procesos físicos y químicos subyacentes como por ejemplo, reacciones de disolución-precipitación de carbonatos, procesos de intercambio iónico y meteorización de silicatos. Por tanto, el objetivo del ACP en modo R, así como de otros procedimientos de análisis factorial, consiste en integrar un gran número de variables estudiadas en un número reducido de factores (componentes) que pueden ser interpretados más fácilmente en términos de los citados procesos (Mathes y Rasmussen 2006). Asimismo, la rotación de los componentes utilizando el método *varimax* (Kaiser 1958) facilita la interpretación de las componentes extraídas en términos de las variables originales.

El ACP en modo R se aplicó a los datos que aparecen en el anexo 6, considerándose 13 variables (tabla 6.1) correspondientes a las 39 muestras de agua subterránea obtenidas en septiembre de 2005. Las dos componentes extraídas durante el análisis explican aproximadamente un 68% de la varianza observada en las variables originales. En la tabla 6.1 se pueden observar los pesos de cada variable en cada uno de las componentes extraídas. Los términos “fuerte”, “moderado” y “débil” aplicados a los pesos de cada una de las variables sobre las componentes extraídas hacen referencia a valores absolutos $>0,75$, $0,75-0,5$ y $0,5-0,3$, respectivamente (Chen-Wuing et al. 2003). Multiplicando las observaciones originales por los correspondientes coeficientes se obtuvieron los valores de las componentes correspondientes a cada observación (*principal component scores*). Dichos valores fueron utilizados para definir dos nuevas variables (CP1 scores y CP2 scores) cuyos valores fueron representados en sendos mapas para mostrar su distribución espacial.

Tabla 6.1. Pesos de las variables en cada una de las componentes extraídas.

Variable	CP1	CP2
C.E.	0,97	0,08
TSD	0,95	0,22
pH	-0,44	-0,52
Temp.	-0,28	0,72
O.D.	-0,08	0,23
HCO ₃ ⁻	0,41	-0,02
Cl ⁻	0,95	0,02
NO ₃ ⁻ -N	0,39	0,81
SO ₄ ²⁻	0,91	0,21
Na ⁺	0,91	-0,14
K ⁺	0,03	0,32
Mg ²⁺	0,63	0,69
Ca ²⁺	0,84	0,39

La primera componente principal (CP1) explica aproximadamente un 54% de la varianza total y se encuentra fuertemente relacionada con la conductividad eléctrica (C.E.), total de sólidos disueltos (TSD), Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺ y Ca²⁺. A su vez, la conductividad eléctrica se encuentra positivamente correlacionada con la concentración de sales en el agua y puede utilizarse como un índice de salinización de la misma. Por tanto, la asociación de dicho grupo de variables refleja la influencia de la disolución de materiales evaporíticos presentes en la Unidad Olistoestrófica. Los valores más elevados para esta componente pueden observarse entre los embalses de Doña Aldonza y Pedro Marín y aguas abajo del río Torres (figura 6.7), donde se alcanzan concentraciones de Cl⁻, Na⁺, SO₄²⁻ y Ca²⁺ en el agua subterránea superiores a 350 mg/l, 200 mg/l, 350 mg/l y 200 mg/l, respectivamente. De este modo, la distribución espacial de los valores de dicha componente permite mostrar la influencia de la disolución de materiales evaporíticos en la composición química de las aguas subterráneas.

La segunda componente extraída (CP2) explica aproximadamente un 15% del total de la varianza observada en las variables originales y se encuentra fuertemente relacionada con la concentración de nitratos en el agua subterránea. Los valores más elevados de esta componente pueden observarse en aquellos sectores del área de estudio donde las actividades agrícolas son más intensas (figura 6.8). La concentración de nitratos en el agua subterránea correspondiente al mes de septiembre de 2005 varía entre 0,3 y 72,5 mg N/l, con un valor medio de 21,1 mg N/l. Se encontraron concentraciones de nitratos anormalmente

elevadas (>45 mg N/l) en manantiales y pozos localizados entre el Puente del Obispo y Mengíbar. En este sector se desarrolla una intensa actividad agrícola sobre los depósitos aluviales del Guadalquivir, destinada fundamentalmente a la producción de cereales y cultivos industriales, y con importantes dotaciones de fertilizantes sintéticos (véase el apartado 7.3.2 del capítulo 7).

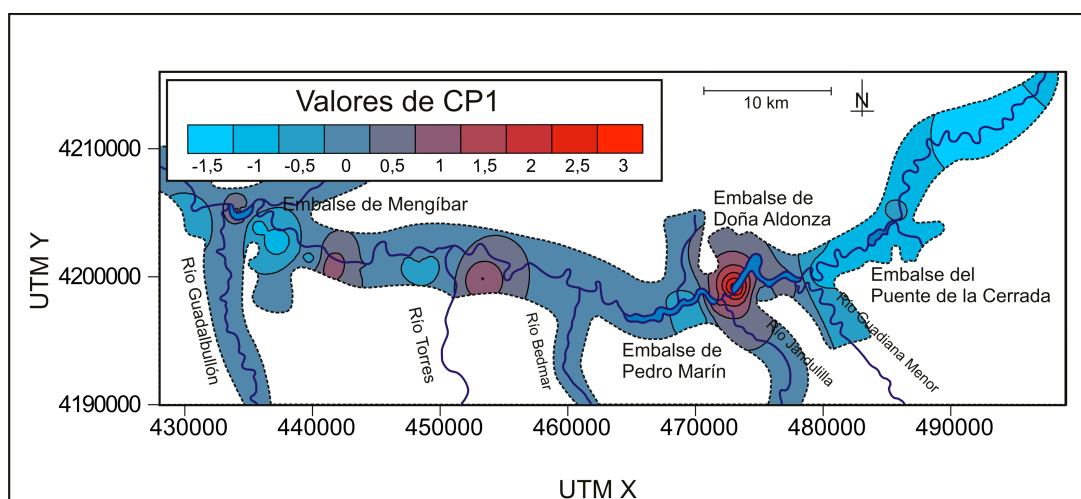


Figura 6.7. Distribución espacial de los valores de CP1 (*principal component scores*).

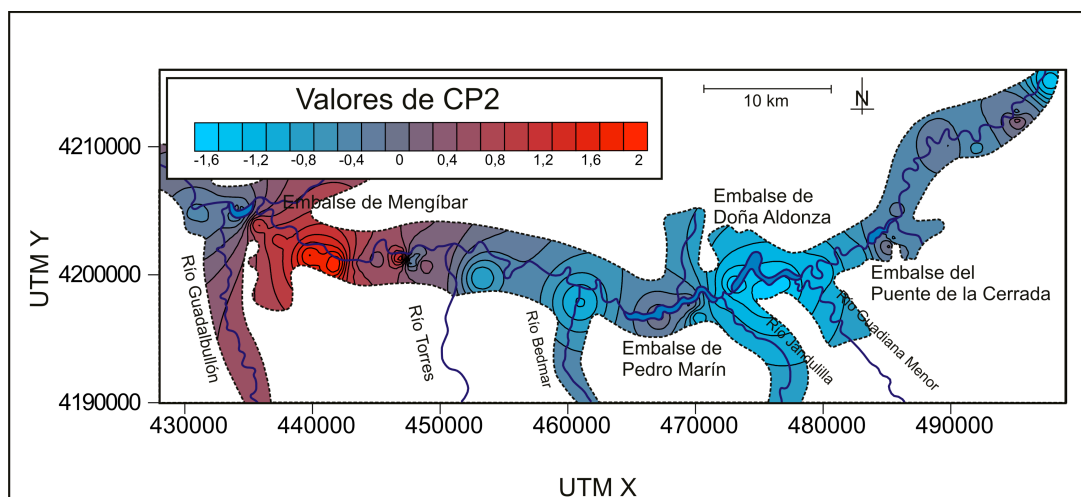


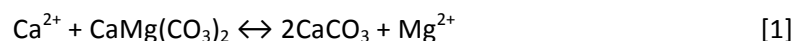
Figura 6.8. Distribución espacial de los valores de CP2 (*principal component scores*).

6.3. PROCESOS HIDROGEOQUIMICOS

En los sistemas acuíferos se produce la interacción de tres fases: una fase sólida constituida por los minerales que constituyen la formación geológica acuífera, una fase gaseosa resultante de la difusión de gases atmosféricos, de la degradación de la materia orgánica y de la respiración-fotosíntesis de las plantas, entre otros procesos, y por último, una fase líquida que es el agua subterránea. Como resultado de la interacción entre las tres fases, el agua subterránea adquiere una composición química que puede ser estudiada bajo los conceptos del equilibrio químico o la cinética química. Esto constituye una herramienta de gran utilidad para la interpretación y análisis de sistemas acuíferos (Appelo y Postma 2005; Deutsch 1997; Langmuir 1997).

6.3.1. Dedolomitización

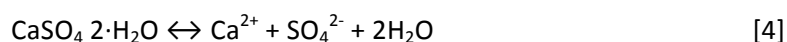
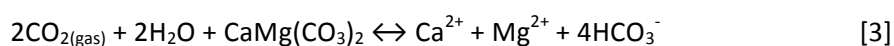
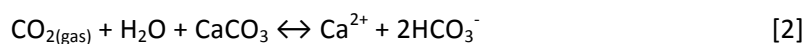
De acuerdo con los resultados de los análisis de difracción de rayos X (XRD) (tabla 5.1), los sedimentos que componen la matriz del acuífero aluvial estudiado contienen calcita y dolomita en una elevada proporción (más del 40% en la mayoría de las muestras analizadas). La situación en que el agua subterránea se encuentra simultáneamente en equilibrio con respecto a la calcita y la dolomita se caracteriza por presentar unas propiedades químicas particulares (Appelo y Postma 2005). Para esta situación podría escribirse la siguiente reacción:



Cuando el agua subterránea se encuentra simultáneamente en equilibrio con respecto a la calcita y a la dolomita y esta situación se combina con la disolución de yeso, se dan las condiciones necesarias para que tenga lugar el proceso de dedolomitización. Este proceso ha sido descrito por numerosos autores en acuíferos de litología calizo-dolomítica (Back y Hanshaw 1971; Plummer 1977; Wigley et al. 1978; Plummer y Back 1980; Back et al. 1983; Plummer et al. 1990; Cardenal et al. 1994; Saunders y Toran 1994; Sacks et al. 1995; Sánchez Martos 1997; Vallejos Izquierdo 1997). El término “dedolomita” (calcita pseudomorfa formada a partir de dolomita) fue originalmente utilizado por von Morlot (1847), quien reconoció la

sustitución de dolomita por calcita durante procesos de meteorización química cerca de la superficie terrestre. A partir de trabajos de campo, ensayos de laboratorio y estudios teóricos, junto con cálculos de balance y transferencia de masas utilizando datos químicos e isotópicos, se ha descrito un mecanismo que proporciona de manera efectiva una explicación mineralógica y geoquímica para el proceso de dedolomitización (Back y Hanshaw 1971; Plummer 1977; Hanshaw et al. 1978; Wigley et al. 1978; Hanshaw y Back 1979; Plummer y Back 1980).

La disolución de la calcita, de la dolomita y del yeso pueden expresarse mediante las siguientes reacciones:



Cabe señalar que la disolución de la calcita es una reacción relativamente rápida (Plummer et al. 1978; Plummer y Busenberg 1982), mientras que la dolomita necesita más tiempo para ser disuelta (Rauch y White 1977; Busenberg y Plummer 1982; Herman y White 1985).

El incremento en la concentración de Ca^{2+} provocado por la disolución de yeso causa la precipitación de calcita como consecuencia del efecto ión común. La concentración de HCO_3^- disminuye a medida que la calcita precipita lo que provoca una disolución de dolomita (ley de acción de masas) y esto, a su vez, un incremento en la concentración de Mg^{2+} . Cuando la concentración de Mg^{2+} aumenta, el equilibrio (reacción 1) se desplaza hacia la izquierda según la ley de acción de masas, provocando un aumento en la concentración de Ca^{2+} . De este modo, el proceso de dedolomitización conlleva un incremento en la concentración de Mg^{2+} , Ca^{2+} y SO_4^{2-} en el agua subterránea. En la figura 6.9 puede observarse un incremento generalizado en la concentración de dichos iones con el flujo subterráneo como consecuencia de este proceso. La dedolomitización no sólo va a conducir a la formación de dedolomita sino también de costras y cementos calcáreos (figura 6.10). Las costras de calcita que se forman como

consecuencia de la dedolomitización podrían contener cantidades significativas de yeso lo cual provoca un aumento en su solubilidad en comparación con la calcita pura (Busenberg y Plummer 1985). Esto contribuiría a la sobresaturación observada con respecto a la calcita.

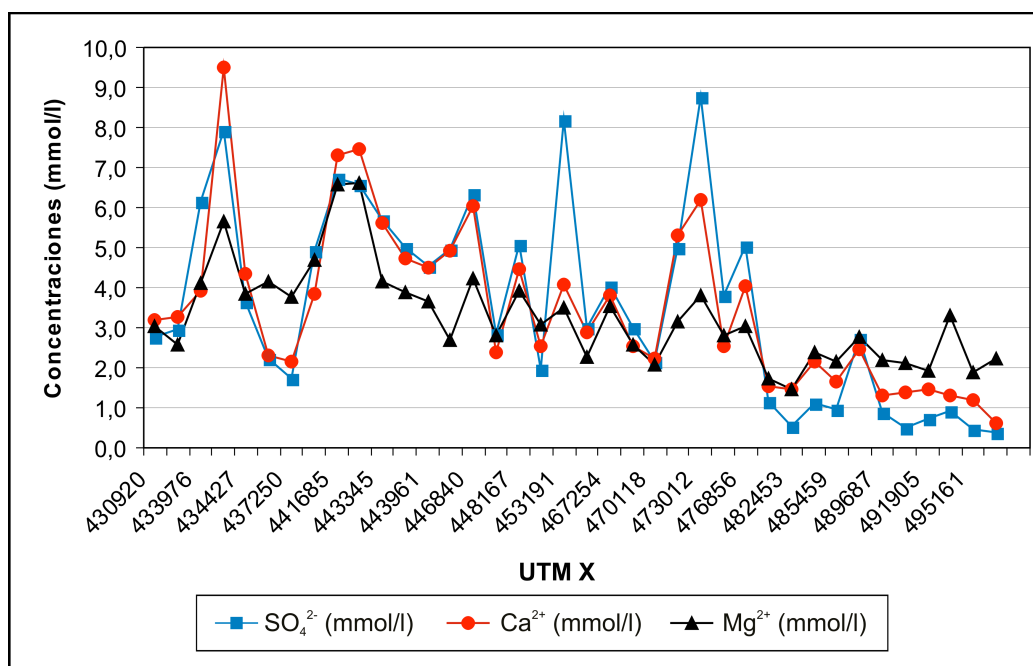


Figura 6.9. Evolución espacial de las concentraciones de los iones Ca²⁺, Mg²⁺ y SO₄²⁻ en el agua subterránea (septiembre 2005).



Figura 6.10. Costras calcáreas sobre los cantos.

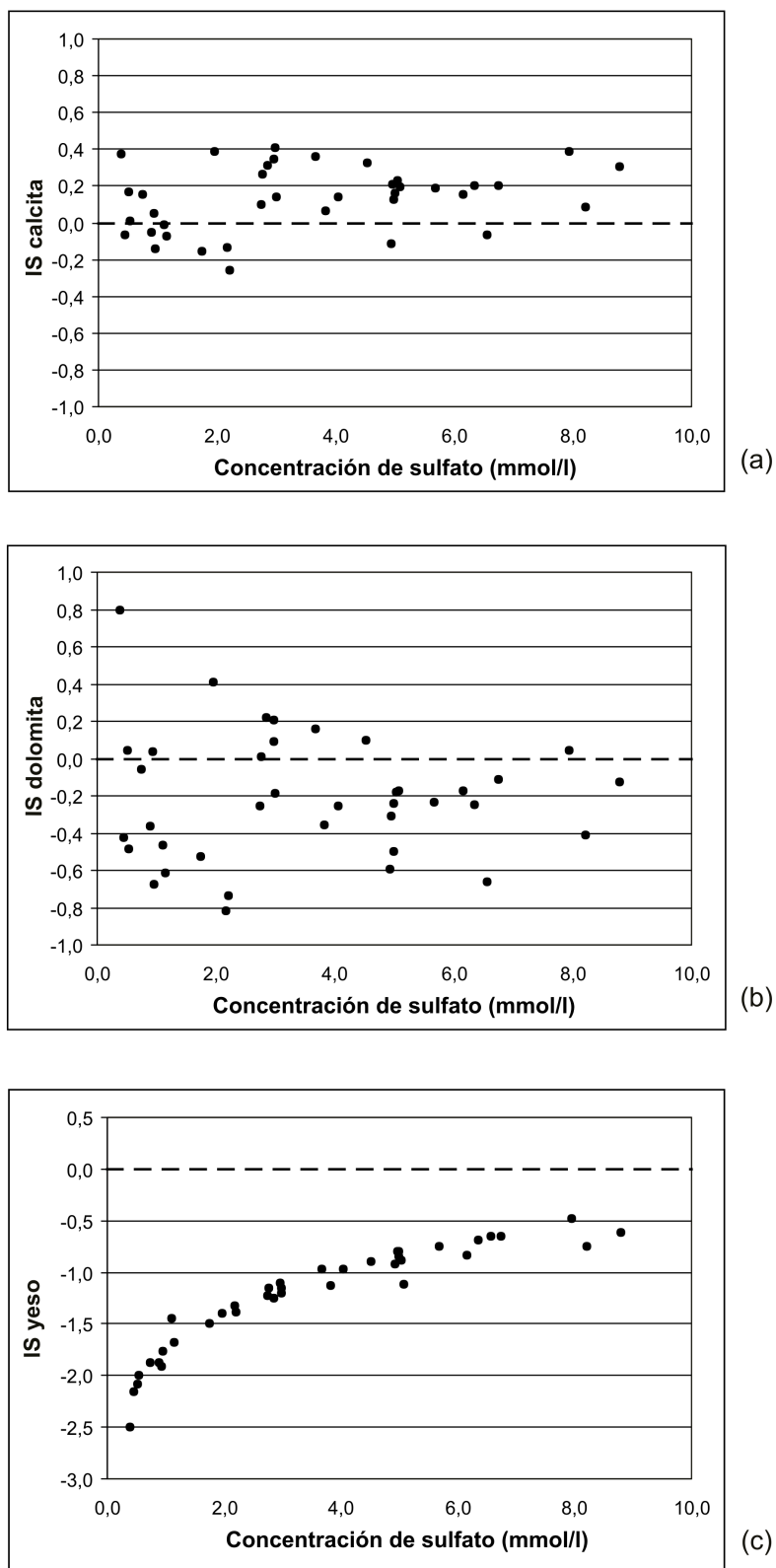


Figura 6.11. Índices de saturación de la calcita, dolomita y yeso en función de la concentración de sulfato en el agua (septiembre de 2005).

El proceso de dedolomitización en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir se encuentra representado en la figura 6.11. La concentración del ión SO_4^{2-} fue utilizada para ilustrar la medida en que se produce la disolución del yeso y como ésta controla el progreso de la reacción. Los valores de los índices de saturación para la calcita, la dolomita y el yeso fueron calculados utilizando el modelo de especiación-saturación WATEQ4F (Ball y Nordstrom 1991). La presencia de pares iónicos en concentraciones significativas puede provocar una cierta incertidumbre en los valores de los índices de saturación calculados para la calcita y la dolomita. Entre los pares iónicos que pueden encontrarse en concentraciones significativas en aguas subterráneas carbonatadas destacan CaSO_4^0 , MgSO_4^0 y MgHCO_3^+ pudiendo ignorarse el par iónico CaHCO_3^+ por no ser importante (Langmuir 1968). La formación de pares iónicos produce una disminución de la actividad de los iones aumentando la solubilidad de los minerales (Appelo y Postma 2005). De este modo, se puede considerar que el agua subterránea se encuentra en estado de saturación con respecto al carbonato en cuestión cuando los valores del índice de saturación se encuentran entre -0,1 y +0,1 (Langmuir 1971).

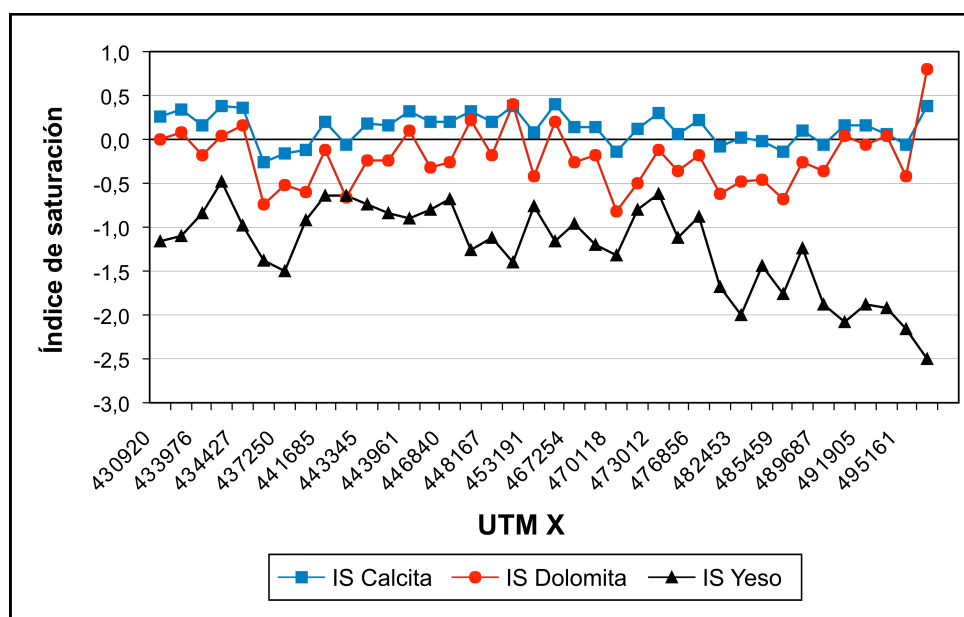


Figura 6.12. Evolución espacial de los índices de saturación de la calcita, dolomita y yeso a lo largo del flujo subterráneo (septiembre de 2005).

En el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir, el agua subterránea se encuentra en estado de saturación o ligeramente sobresaturada con respecto a la calcita en todo el acuífero (figura 6.11a) independientemente de la concentración de SO_4^{2-} . La dispersión de los valores del

índice de saturación para la dolomita es mayor y se puede observar fundamentalmente un estado de saturación y de subsaturación con respecto a esta fase mineral (figura 6.11b). Para el yeso, el grado de saturación varía con el flujo subterráneo desde un estado de gran subsaturación a un estado próximo al equilibrio (figura 6.11c). En la figura 6.12 puede observarse la evolución del estado de saturación del agua subterránea con respecto a las tres fases minerales mencionadas a lo largo del flujo subterráneo.

6.3.2. Modelización geoquímica inversa

Los modelos geoquímicos inversos, o de balance de masas (Parkhurst et al. 1982), permiten determinar la naturaleza y extensión de las reacciones geoquímicas que ocurren en sistemas hidrogeológicos mediante la identificación de los minerales/gases que reaccionan y de las cantidades de estas fases que se disuelven o precipitan. El modelo conceptual básico para este tipo de modelos parte de dos aguas para las cuales se dispone de un análisis químico y que están en una misma línea de flujo. La figura 6.13 muestra esquemáticamente la aproximación utilizada por los modelos geoquímicos inversos. Así, la composición del agua final resulta de la composición del agua inicial más las reacciones geoquímicas que tienen lugar en el sistema (Deutsch 1997).

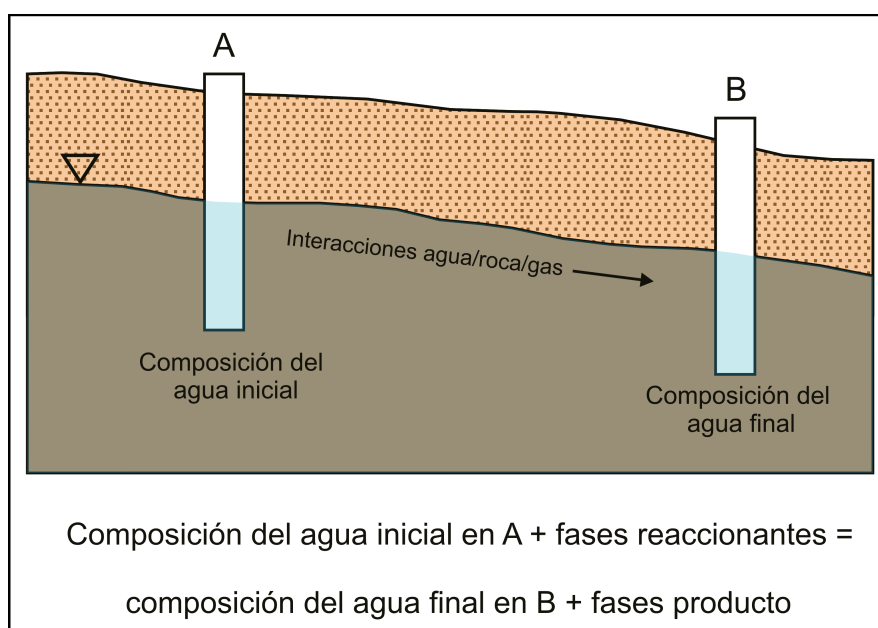


Figura 6.13. Modelo conceptual de la modelización geoquímica inversa.

Varios modelos conceptuales basados en distintas combinaciones de fases reactivas podrían ajustarse a los cambios observados en la composición química del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo. En este sentido, la caracterización mineralógica y geoquímica llevada a cabo en este trabajo ha tenido un papel decisivo en la eliminación de aquellos modelos no realistas.

La modelización de la evolución hidroquímica observada a lo largo de una línea de flujo subterráneo mediante el cálculo de balance de masas apoya y evidencia la existencia del proceso de dedolomitización en el acuífero estudiado. La modelización geoquímica inversa ha sido utilizada en numerosos estudios para interpretar los procesos hidrogeoquímicos responsables de la evolución química del agua subterránea (Plummer 1992), permitiendo resolver un conjunto de ecuaciones lineales que describen las fases minerales o gaseosas involucradas en el proceso o procesos hidrogeoquímicos objeto de estudio. Para llevar a cabo tales cálculos se utilizó NETPATH 2.0 (Plummer et al. 1994), seleccionando calcita, dolomita, yeso y dióxido de carbono como fases (*phases*) y carbono, calcio, magnesio y azufre como elementos químicos (*constraints*). En algunos casos se consideró la posibilidad de mezcla entre agua del río Guadalquivir y agua subterránea (aguas iniciales) para poder explicar la composición química del agua subterránea observada en otro punto (agua final). Esto pone de manifiesto la importancia de la interacción acuífero aluvial-río Guadalquivir en el control de la composición química del agua subterránea en algunos sectores del acuífero.

La cantidad de calcita (cal), dolomita (dol) y yeso (gyp) disuelta o precipitada durante la evolución química del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo puede ser estimada utilizando las siguientes relaciones de balance de masas:

$$\Delta\text{Ca}^{2+} = \Delta\text{cal} + \Delta\text{dol} + \Delta\text{gyp}$$

$$\Delta\text{Mg}^{2+} = \Delta\text{dol}$$

$$\Delta\text{SO}_4^{2-} = \Delta\text{gyp}$$

$$\Delta\Sigma\text{CO}_2 = \Delta\text{cal} + 2\Delta\text{dol} + \Delta\text{CO}_2(\text{gas}),$$

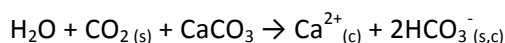
donde Δ indica el cambio observado en el número de moles de la fase que se disuelve o precipita entre los puntos inicial y final a lo largo de la línea de flujo.

Se asume que las únicas fuentes de calcio son la calcita, la dolomita y el yeso y que las únicas fuentes de magnesio y sulfato son la dolomita y el yeso, respectivamente. Esta aproximación también asume que:

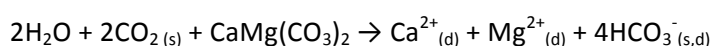
- a) el número de moles de calcio procedentes de la disolución de la dolomita es igual al número de moles de magnesio procedentes de la disolución de esta fase mineral debido a su disolución congruente
- b) el número de moles de calcio procedente de la disolución de yeso es igual al número de moles de sulfato existente en la solución acuosa. Esta segunda asunción implica la conservación del ión sulfato, es decir, que no se produzca su reducción a sulfito, lo cual es válido si se tienen en cuenta las condiciones aeróbicas existentes en el acuífero.

Tal y como se ha indicado previamente, las reacciones que tienen lugar en el proceso de dedolomitización son las siguientes:

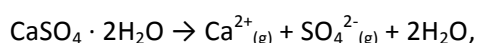
(A) disolución de calcita:



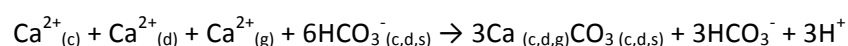
(B) disolución de dolomita:



(C) disolución de yeso:



donde *c*, *d* y *g* indican iones procedentes de la disolución de calcita, dolomita y yeso, respectivamente, y *s* representa el CO₂ presente en la fase gaseosa del suelo. Cuando dichas reacciones ocurren simultáneamente, la calcita precipita según la siguiente reacción:



La precipitación de la calcita es responsable del estado de subsaturación con respecto a la dolomita (figura 6.11b). Por cada mol de dolomita disuelto 4 moles de bicarbonato (HCO₃⁻) son liberados. Si esos moles de bicarbonato no fueran eliminados de la solución acuosa como

consecuencia de la precipitación de la calcita (reacción 2) el agua alcanzaría el equilibrio con respecto a la dolomita y su disolución cesaría. En definitiva, si la disolución de yeso cesara, la precipitación de calcita cesaría, el agua alcanzaría un estado de saturación con respecto a la dolomita y el proceso de dedolomitización se interrumpiría.

Cuantitativamente el proceso de dedolomitización puede expresarse mediante un modelo en el que se tenga en cuenta la transferencia de masa de una fase a otra. Las reacciones de transferencia de masa entre las fases calcita (Δ_{cal}), dolomita (Δ_{dol}), yeso (Δ_{gyp}) y CO_2 ($\Delta_{CO_2_{gas}}$) podrían expresarse del siguiente modo:

$$\Delta_{cal} = \Delta Ca^{2+} - \Delta Mg^{2+} - \Delta SO_4^{2-}$$

$$\Delta_{dol} = \Delta Mg^{2+}$$

$$\Delta_{gyp} = \Delta SO_4^{2-}$$

$$\Delta_{CO_2_{gas}} = \Delta \Sigma CO_2 + \Delta SO_4^{2-} - \Delta Ca^{2+} - \Delta Mg^{2+},$$

donde ΔCa^{2+} , ΔMg^{2+} , ΔSO_4^{2-} y $\Delta \Sigma CO_2$ corresponden a las diferencias observadas en la concentración (mmol/kg H_2O) de calcio, magnesio, sulfato y en el contenido total de carbono inorgánico entre los puntos inicial y final observados a lo largo de una línea de flujo. El valor del término " $\Delta_{CO_2_{gas}}$ " permite determinar si las reacciones han tenido lugar en un sistema abierto o cerrado con respecto a esta fase gaseosa (Back et al. 1983). Valores de $\Delta_{CO_2_{gas}}$ distintos de cero indican la entrada de CO_2 al acuífero desde una fuente externa como podrían ser los suelos agrícolas o la salida de dicho gas del acuífero mediante degasificación (Plummer et al. 1990).

Los resultados de la modelización de balance de masas a lo largo de algunas líneas de flujo representativas pueden observarse en la tabla 6.2, en la que los valores positivos indican disolución y los valores negativos indican precipitación de la fase mineral en cuestión. Dichos resultados indican precipitación de calcita junto con disolución de yeso y dolomita a lo largo de la línea de flujo, lo cual se encuentra en consonancia con lo que cabe esperar como resultado de la dedolomitización. Queda así demostrado que los modelos de balance de masas constituyen una valiosa herramienta para la identificación de posibles reacciones/procesos

responsables de los cambios observados en la composición química del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo.

Tabla 6.2. Resultados de la modelización geoquímica inversa. Las flechas indican el sentido del flujo subterráneo entre los puntos de observación inicial y final. El ión cloruro se considera conservativo en el proceso de mezcla y define la fracción de cada extremo en la mezcla resultante. Los resultados corresponden a la campaña de septiembre de 2005 y vienen expresados en mmol/kg H₂O.

Sentido del flujo subterráneo (n° de la muestra)	(30) → (31)	(48) - (46) → (47)	(65) → (64)	(68) → (69)	(71) - (72) → (70)
<u>Fase</u>					
Calcita	-0,50	-1,23	-0,52	-1,86	-0,09
Dolomita	0,23	0,44	0,25	1,45	0,36
Yeso	0,47	0,53	0,77	0,49	0,39
CO _{2(gas)}	-0,38	0,52	0,20	1,08	0,44
% mezcla		0,63 : 0,37			0,82 : 0,18

6.3.3. Meteorización de silicatos y procesos de intercambio iónico

Tal y como se puso de manifiesto en el capítulo 5, los sedimentos que componen la matriz del acuífero están constituidos por una asociación de minerales relativamente compleja. Esto dificulta en algunos casos la distinción de la contribución relativa de diferentes procesos hidrogeoquímicos a los cambios observados en la composición química del agua subterránea a lo largo de una línea de flujo. Así, desde el punto de vista estequiométrico tanto la disolución de un mol de calcita como la meteorización de un mol de anortita van a liberar Ca²⁺ y HCO₃⁻ a la solución acuosa en la misma proporción, 1 mol y 2 moles, respectivamente (reacciones 2 y 5) (figura 6.14; Garrels y Mackenzie 1967).

Por lo tanto, aunque la dedolomitización puede considerarse como el principal proceso que controla la composición química del agua subterránea en el acuífero, otros procesos como la meteorización de silicatos e intercambio iónico también deberían tenerse en cuenta.

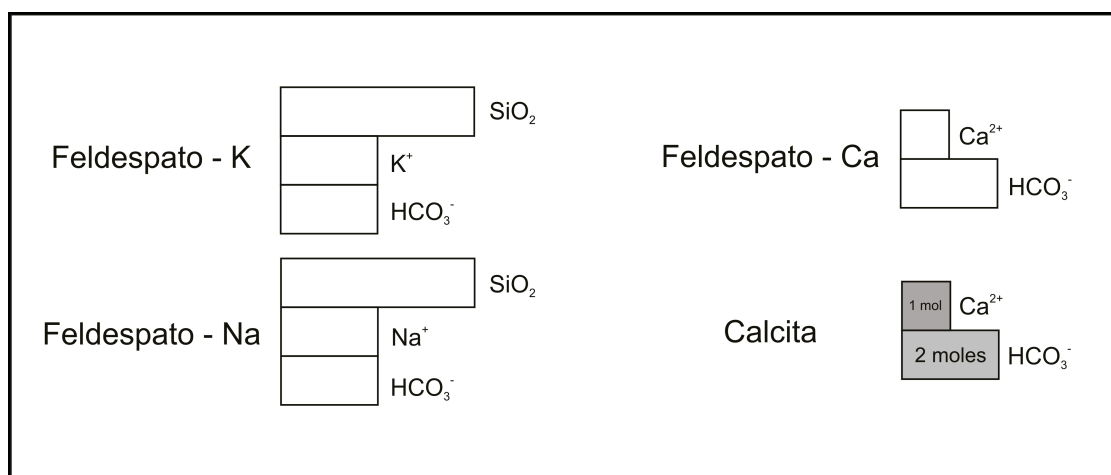
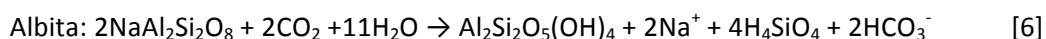


Figura 6.14. Concentración de los productos resultantes de la alteración de distintos silicatos para dar caolinita en presencia de ácido carbónico, según Garrels y Mackenzie (1967).

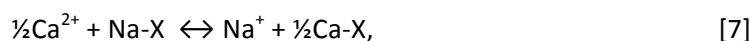
Entre los minerales presentes en los sedimentos cuaternarios que constituyen la matriz del acuífero y que son susceptibles de ser afectados por hidrólisis, la plagioclasa es el más abundante. La plagioclasa constituye una solución sólida con dos miembros extremos, la albita (plagioclasa sódica) y la anortita (plagioclasa cálcica), siendo el segundo preferentemente meteorizado con respecto al primero. La disolución de esos dos miembros extremos viene representada por las siguientes reacciones (Herczeg 2001):



Ambas reacciones químicas implican la liberación de Ca²⁺ y Na⁺ a la solución acuosa y la formación de caolinita, la cual está presente (hasta un 16%) en la fracción menor de 2 μm de los sedimentos aluviales del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir. Si bien, en el apartado 5.5 del capítulo 5 se puso de manifiesto la naturaleza detrítica de los minerales de la arcilla presentes en los sedimentos que constituyen la matriz del acuífero. Por tanto, la mayor parte de los minerales de la arcilla tienen un origen terrígeno y no autógeno, lo que indica que la extensión en que se producen dichos procesos de meteorización de silicatos en el acuífero estudiado es poco significativa. Por otro lado, cabe señalar que la meteorización de silicatos

también implica un aumento en la concentración de HCO_3^- (reacciones 5 y 6) pudiendo incluso provocar la precipitación de carbonatos. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que la lenta cinética de las reacciones de meteorización de silicatos va a provocar cambios en la composición química del agua subterránea mucho más graduales y menos notables que aquellos provocados por la disolución/precipitación de carbonatos (Appelo y Postma 2005), siendo la calcita y la dolomita las fases minerales más abundantes de la matriz del acuífero. En definitiva, es importante destacar que la liberación de Ca^{2+} a la solución acuosa como consecuencia de la disolución de carbonatos y yeso va a ser cuantitativamente mucho más importante.

Finalmente, cabe destacar que el intercambio iónico también podría ser responsable del exceso de Na^+ con respecto a Cl^- en algunos sectores del acuífero. Como consecuencia del intercambio de Ca^{2+} por Na^+ en la superficie de los minerales de la arcilla, la concentración de Na^+ va a aumentar en mayor proporción que la concentración de Cl^- , produciéndose a su vez una disminución relativa en la concentración de Ca^{2+} . Esto permitiría explicar la existencia de una proporción Na^+/Cl^- mayor que 1 en aquellas muestras de agua subterránea con menor contenido salino (figura 6.4a) y para las que la concentración de Na^+ no estaría controlada por la disolución de materiales evaporíticos (fundamentalmente aguas arriba del embalse del Puente de la Cerrada). Dicho proceso de intercambio iónico vendría dado por la siguiente ecuación:



donde X indica el lugar de intercambio iónico con una carga de -1. La concentración de los iones que compiten por el lugar de intercambio iónico va a afectar al equilibrio, tal y como establece la ley de acción de masas. La constante de equilibrio viene dada por:

$$K_{\text{Na/Ca}} = \frac{[\text{Na} - \text{X}][\text{Ca}^{2+}]^{0,5}}{[\text{Ca} - \text{X}_2]^{0,5}[\text{Na}^+]}$$

Puesto que en aquellas muestras con menor contenido salino la concentración de Ca^{2+} es superior a la concentración de Na^+ (anexo 6), dicho equilibrio se encontrará desplazado hacia

la derecha, es decir, se producirá un intercambio de Ca^{2+} por Na^+ . Además, es necesario tener en cuenta que a igualdad de concentración de ambos iones en la solución acuosa la afinidad de los lugares de intercambio por el Ca^{2+} va a ser mayor puesto que aquellas especies con mayor carga serán preferentemente adsorbidas (Appelo y Postma 2005). A medida que se produce el intercambio de Ca^{2+} por Na^+ , el agua subterránea podría alcanzar un estado de subsaturación con respecto a la calcita, lo cual promovería la disolución de dicha fase mineral (Back 1966; Chapelle 1983). Si la disolución de la calcita continúa hasta alcanzarse un estado de sobresaturación, dicha fase mineral comenzaría a precipitar. Esto justifica que no sea posible observar una relación bien definida entre la proporción Na^+/Cl^- y la concentración de Ca^{2+} en el agua subterránea (figura 6.15).

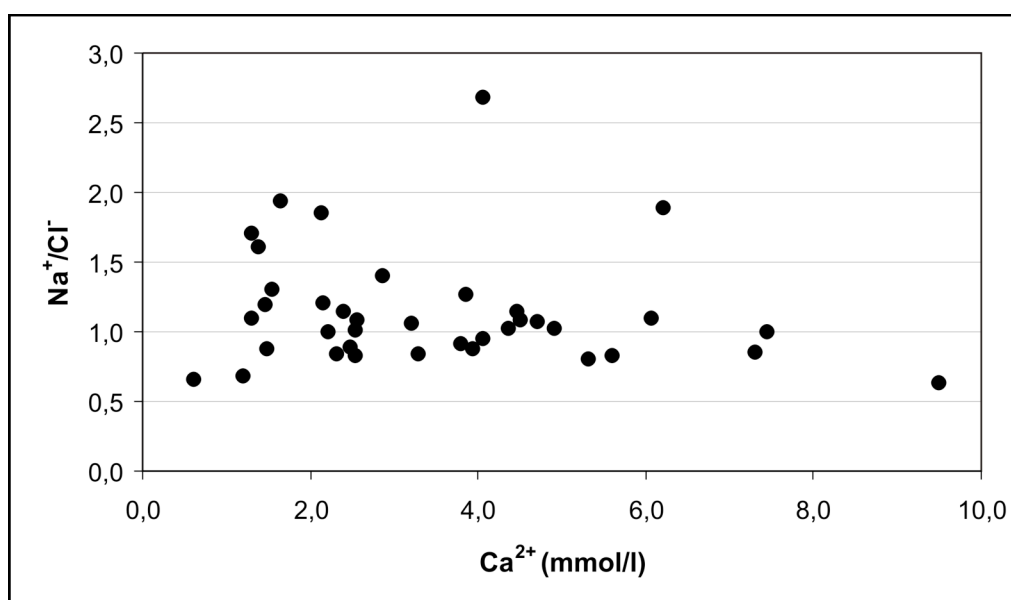


Figura 6.15. Relación entre la proporción Na^+/Cl^- y la concentración de Ca^{2+} en el agua subterránea (septiembre de 2005).

6.4. CAMBIOS TEMPORALES EN LA COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA

Es importante analizar cualquier cambio temporal en los distintos parámetros que definen la calidad del agua subterránea, en cuanto que va a permitir establecer medidas destinadas a invertir cualquier tendencia significativa y sostenida al aumento en la concentración de contaminantes en las aguas subterráneas (Directiva Marco del Agua, 2000/60/CE).

Tabla 6.3. Evolución temporal de los valores medios de los distintos parámetros físico-químicos determinados.

Mes	Septiembre 2004	Marzo 2005	Septiembre 2005	Enero 2006	Abril 2006	Junio 2006
Nº de muestras	44	41	39	24	42	41
C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	2278	2357	1929	2011	2106	2112
pH	7,2	7,4	7,2	7,4	7,3	7,2
Eh (mV)	-	-	179	192	182	157
O.D. (mg/l)	-	9,9	8,0	8,4	8,3	6,9
Ca ²⁺ (mg/l)	141,3	188,8	139,3	147,2	156,0	152,3
Mg ²⁺ (mg/l)	78,9	70,0	79,5	71,7	72,1	67,6
Na ⁺ (mg/l)	147,2	197,2	134,1	135,7	155,0	142,6
K ⁺ (mg/l)	4,8	5,8	3,9	4,2	9,3	6,1
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	358,8	384,7	347,3	342,9	380,6	370,0
Cl ⁻ (mg/l)	204,5	214,7	185,3	188,8	200,7	203,6
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	367,6	390,5	336,5	348,4	348,6	351,5
NO ₃ ⁻ (mg/l)	100,3	99,8	92,9	97,9	91,9	93,4

En la tabla 6.3 pueden observarse los valores medios de los principales parámetros físico-químicos que definen la calidad del agua subterránea para el periodo de estudio. Durante el segundo año hidrológico, concretamente en septiembre de 2005, se puede apreciar un descenso generalizado en la salinidad del agua subterránea. Una importante parte de la recarga del acuífero se produce durante la primavera y el verano como consecuencia del retorno de los regadíos, siendo posible observar un ligero incremento en el nivel piezométrico y en el caudal de los manantiales durante esa época del año. Esto es especialmente patente en aquellas zonas donde aún se riega “a manta” o por gravedad, lo cual implica un mayor volumen de agua utilizado para el riego y un mayor retorno hacia el acuífero. El ciclo extracción de agua subterránea para riego-*evapotranspiración-infiltración-lavado de sales* es el principal responsable del incremento de la conductividad eléctrica del agua subterránea durante la primavera y el verano, lo cual se encuentra relacionado con un aumento generalizado en las diferentes concentraciones iónicas (tabla 6.3). Por otra parte, la concentración media de nitratos en el agua subterránea no muestra variaciones importantes a lo largo del periodo de estudio. Una descripción detallada de la dinámica de los compuestos nitrogenados en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir puede encontrarse en los apartados 7.2.2 y 7.3.2 del capítulo 7. Durante el verano puede observarse una disminución en la concentración media de oxígeno disuelto lo cual viene acompañado de valores más bajos del potencial redox (Eh). Finalmente, cabe mencionar que el pH no muestra cambios estacionales importantes.

6.5. CALIDAD DE LAS AGUAS PARA RIEGO

La calidad de las aguas destinadas al riego agrícola es tan importante como la cantidad disponible de este recurso para tal fin. El empleo de agua de riego de baja calidad va a afectar negativamente al crecimiento de los cultivos (Wilcox 1948; Thorne y Peterson 1954; U.S. Salinity Laboratory Staff 1954; Todd 1980; Hem 1985; Ayers y Westcot 1994; Karanth 1997). Con el fin de evaluar la calidad del agua para uso agrícola existen numerosos parámetros y normas que permiten evaluar con cierta precisión la repercusión que puede tener su empleo en el sistema suelo-planta. En este trabajo se ha utilizado la clasificación del United States Salinity Laboratory Staff (USSLS) del Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos (U.S. Salinity Laboratory Staff 1954). Esta clasificación tiene en cuenta conjuntamente el riesgo de salinización del suelo, cuantificado mediante la conductividad eléctrica del agua, y el riesgo de alcalinización del mismo, obtenido mediante el cálculo de la relación de absorción de sodio (índice RAS).

Cuanto mayor sea la concentración de sales en el agua de riego, lo cual viene indicado de forma indirecta por el valor de la conductividad eléctrica, mayor será el aporte de sales a la solución del suelo, con el consiguiente incremento en la presión osmótica. Esto provoca que la planta tenga que ejercer un mayor esfuerzo de succión para absorber el agua a través de las raíces (Thorne y Peterson 1954; Ayers y Westcot 1994). Por otra parte, la relación de adsorción de sodio (RAS) es un índice que indica la proporción relativa en que se encuentra el Na^+ respecto a los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} . Estos cationes bivalentes compiten con el sodio por los lugares de intercambio del suelo. Una gran concentración de Na^+ en el agua provoca un intercambio de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} presentes en el complejo de cambio del suelo por Na^+ , lo que provoca la degradación del suelo debido a la pérdida de su estructura y con ello de su permeabilidad.

$$\text{RAS} = \frac{r\text{Na}}{\sqrt{\frac{r\text{Ca} + r\text{Mg}}{2}}} \quad r = \text{meq/l}$$

La concentración de ión calcio en la solución del suelo se puede ver influenciada por la presencia de carbonatos y bicarbonatos. Debido a esto se suele trabajar con la relación de adsorción de sodio ajustada (RAS_{aj}) (Ayer y Westcot 1994). Se determina a partir del RAS y teniendo en cuenta la posible existencia de carbonatos y bicarbonatos en el agua de riego:

$$RAS_{aj} = RAS \times (1 + 8,4 \times pH_c),$$

donde el pH_c es el pH teórico del agua de riego en contacto con la calcita y en equilibrio con el CO_2 .

Para la mayoría de las aguas de riego el RAS es igual al RAS ajustado $\pm 10\%$ de su valor, por lo que ambos índices son considerados equivalentes a efectos de clasificar las aguas. A partir de un valor de RAS de 10 se considera que el agua es alcalinizante. Por otro lado, las aguas cuyas conductividades sean superiores a $3000 \mu S/cm$ presentan un riesgo de salinidad muy alto, por lo que sólo deberían ser utilizadas en suelos sueltos y permeables y para cultivos muy tolerantes a la salinidad. De acuerdo con las clasificaciones establecidas por Davis y de Wiest (1966), y Sharma y Chawla (1977) la tolerancia a la salinidad de los cultivos mayoritarios encontrados en el área de estudio sería la siguiente:

- a) tolerancia alta: remolacha azucarera, algodón y espárrago
- b) tolerancia media: olivo, maíz, girasol, alfalfa, tomate, pimiento, cebolla, habas.

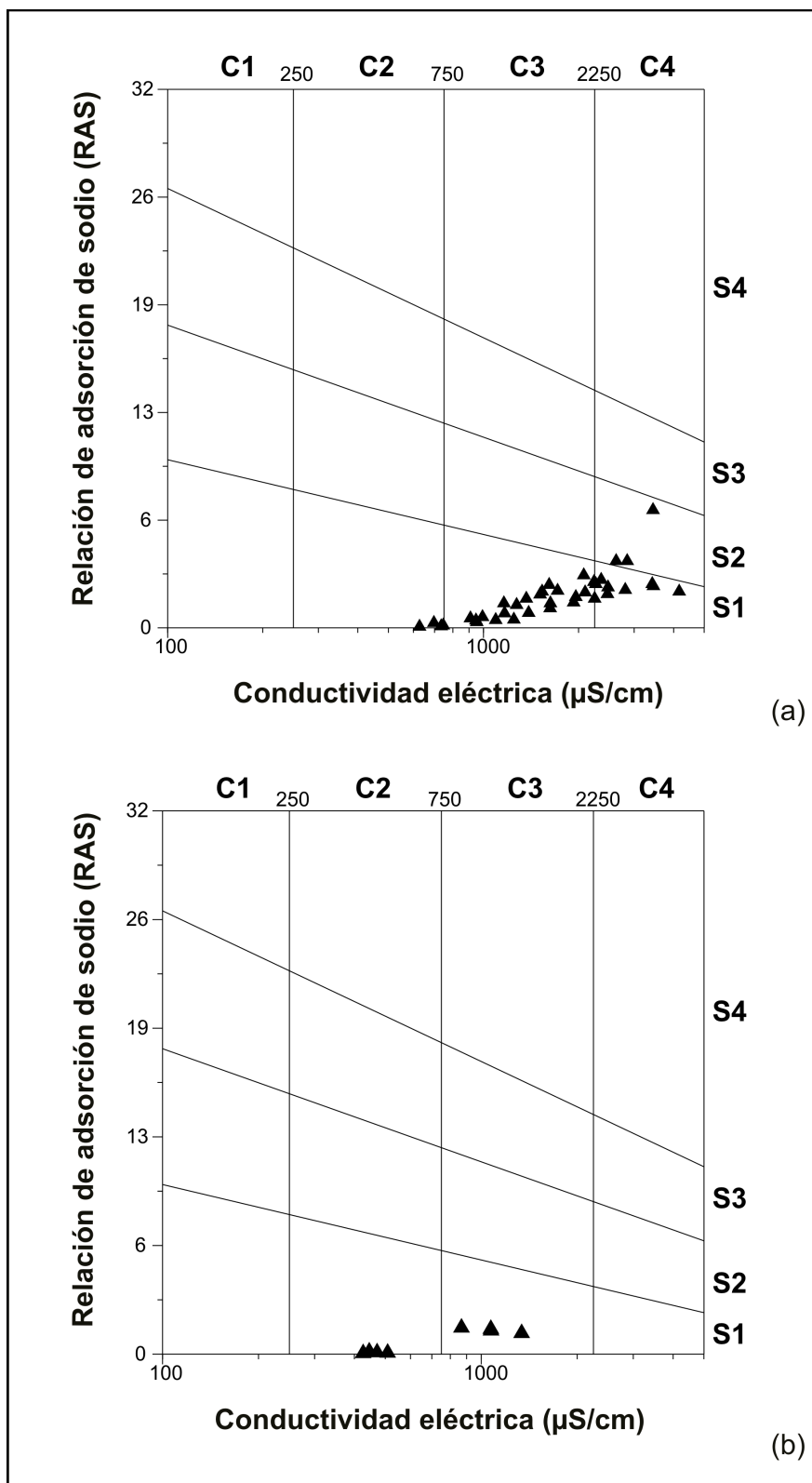


Figura 6.16. Clasificación de las aguas para riego (U.S. Salinity Laboratory Staff 1954): (a) acuífero detrítico aluvial y (b) río Guadalquivir. Datos correspondientes a septiembre de 2005.

Para cada uno de los índices anteriormente mencionados se establecen cuatro clases de agua (C1 a C4, según peligro creciente de salinización del suelo y, S1 a S4, según peligro creciente de alcalinización del suelo). Las aguas de clase C3S1 son relativamente buenas para riego, las de clase C3S2 poseen una calidad moderada y las de clase C4S2, C4S3 y C4S4 poseen mala calidad para su uso como agua de riego (U.S. Salinity Laboratory Staff 1954). En la figura 6.16 (diagrama del USSLS 1954) puede observarse la calidad de las aguas subterráneas y aguas del río Guadalquivir según la clasificación del USSLS correspondiente a cada uno de los puntos muestreados durante la campaña de septiembre de 2005. Las aguas subterráneas del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir se pueden clasificar, en general, como aguas de salinidad alta-muy alta (C3-C4) y con peligro bajo-medio de alcalinización (S1-S2). Las aguas con menor peligro de salinización y alcalinización (clase C2S1) corresponden al sector situado entre Mogón y el embalse del Puente de la Cerrada (figura 2.1), mientras que aguas abajo la disolución de materiales evaporíticos provoca un deterioro en la calidad del agua subterránea para riego. Cabe indicar que en numerosas parcelas los agricultores utilizan para el riego de los cultivos el agua del río Guadalquivir, siendo en estos casos el uso de las aguas subterráneas menos importante y quedando reducido a épocas de sequía. Las aguas del río Guadalquivir antes de su confluencia con el río Guadiana Menor presentan un riesgo de salinización medio y un peligro de alcalinización bajo (clase C2S1), mientras que aguas abajo presentan un riesgo de salinización alto (clase C3S1), lo cual refleja de nuevo la influencia de los materiales evaporíticos por los que discurren sus afluentes en su margen izquierda. Así, cabe destacar que las concentraciones de los iones cloruro y sulfato en el río Torres alcanzan valores superiores a 2.500 mg/l y 2.600 mg/l, respectivamente (anexo 6).

La toxicidad es otro de los aspectos que definen la calidad del agua de riego. Los iones tóxicos más comunes que pueden causar daños de forma individual o combinada son el cloruro, el sodio y el boro (Ayer y Westcot 1994). Un exceso de estos iones produce trastornos vegetativos siendo característicos la clorosis y necrosis foliar. En la tabla 6.4 se puede observar la toxicidad del agua de riego para algunos de los parámetros físico-químicos determinados en este trabajo.

Tabla 6.4. Toxicidad del agua de riego. Recomendaciones de la FAO (en Fuentes Yagüe 1992) relativas a la calidad del agua de riego.

	Tipo de riego	Unidades	No hay problema	Problema creciente	Problema grave
Toxicidad iónica específica (en cultivos sensibles)					
Sodio	Superficial	meq/l	<3	3 – 9	>9
	Aspersión	meq/l	<3	>3	
Cloruro	Superficial	meq/l	<4	4 – 10	>10
	Aspersión	meq/l	<3	>3	
Efectos diversos (en cultivos sensibles)					
Nitrógeno (NO ₃ ⁻ -N)		mg/l	<5	5 – 30	>30
Bicarbonato	Aspersión	meq/l	<1,5	1,5 – 8,5	>8,5
pH			6,5 – 8,4	<6,5; >8,4	

Salvo en el tramo del acuífero aluvial comprendido entre Mogón y el embalse del Puente de la Cerrada, en general las concentraciones de los iones cloruro y sodio en las aguas subterráneas constituyen un problema creciente a grave para el riego de cultivos más sensibles como el maíz y el pimiento. El contenido en bicarbonatos y el pH de las aguas subterráneas no constituye ningún problema grave para su utilización como agua de riego. En cuanto al contenido en nitrógeno en forma de nitratos, si tenemos en cuenta el valor medio que presentan las aguas subterráneas, 21 mg N/l aproximadamente, supone un problema creciente para aquellos cultivos más sensibles, fundamentalmente cuando se utilizan sistemas de riego por aspersión. Así, por ejemplo, cuando la remolacha azucarera se riega con agua con un contenido en nitrógeno excesivo crece en mayor medida pero el contenido en azúcar y su pureza disminuyen, provocando que la cantidad total de azúcar recuperable producida por hectárea se reduzca (Ayer y Westcot 1994).

7. Distribución y dinámica del nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD) en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir

7.1. INTRODUCCIÓN

La contaminación de las aguas causada por la producción agrícola intensiva es un fenómeno cada vez más acusado, lo que se manifiesta especialmente en un aumento de la concentración de nitratos en las aguas superficiales y subterráneas, así como en la eutrofización de embalses, estuarios y aguas litorales. Así, entre las fuentes difusas que contribuyen a la contaminación de las aguas, una de las más importantes es la aplicación excesiva o inadecuada de fertilizantes nitrogenados en la agricultura.

De acuerdo con lo que establece la Directiva del Consejo de 12 de diciembre de 1991 relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura (91/676/CEE) y el Real Decreto 261/1996 de 16 de febrero, por el que se incorpora al ordenamiento jurídico español dicha directiva, es necesario reducir la contaminación de las aguas provocada o inducida por los nitratos procedentes de fuentes agrarias, prevenir en mayor medida dicha contaminación para proteger la salud humana, los recursos vivos y los ecosistemas acuáticos, así como salvaguardar otros usos legítimos de las aguas.

Con el objeto de mejorar el estado de las aguas a través de mejoras en las prácticas agrarias o mediante cambios en el uso del terreno, se requiere una evaluación de las fuentes de nitrógeno y procesos que afectan a los compuestos nitrogenados a nivel de cuenca (Hiscock et al. 2007). Puesto que el comportamiento de los distintos compuestos nitrogenados es diferente, va a ser necesario entender la relación existente entre el nitrógeno inorgánico disuelto (en adelante NID) y el nitrógeno orgánico disuelto (en adelante NOD) en las aguas para poder alcanzar tal objetivo.

Tras realizar una revisión de los principales trabajos publicados al respecto (tabla 7.1), se observó que existe poca información acerca de la magnitud del flujo de NOD en comparación con el flujo de compuestos nitrogenados inorgánicos, como son el amonio y el nitrato, a través de diferentes ecosistemas terrestres. Numerosos autores han llevado a cabo análisis regionales sobre la producción y retención de NID en distintos ecosistemas pero no han investigado el NOD, fundamentalmente debido a la falta de datos (Williams et al. 2001). El NOD puede representar una fracción significativa del contenido total de nitrógeno disuelto en

Tabla 7.1. Concentraciones representativas de NOD en aguas dulces correspondientes a distintos ambientes terrestres.

Localización	Clima ^a	Uso principal del terreno	Observaciones	NOD		Referencia
				Concentración (mg N/l)	Flujo/transporte (kg N/ha/año)	
<u>Suelos agrícolas</u>						
Ciudad de Münster, Alemania	742 mm 9,3°C	2 parcelas cultivadas con maíz y cereales (Plaggic Anthrosols) ^b	Fertilización mediante estiércol. Agua de lixiviado muestreada mediante	0,4 – 2,3	7	Siemens y Kaupenjohann (2002)
		2 parcelas en barbecho (Plaggic Anthrosol y Gleyic Podzol) ^b	cápsulas de succión y platos de succión controlados por tensiómetros	0,6 – 1,8	3	
<u>Suelos forestales</u>						
Lower Saxony, Alemania	915 mm 7,9°C	Bosques de hayas, pinos y abetos (Dystric Cambisols) ^b	En cada lugar de estudio se establecieron 3 parcelas de control y 3 parcelas en las que se aplicó compost	0,1 – 1,7 (parcelas con compost)	–	Borken et al. (2004)
				0,1 – 1,0 (parcelas de control)		
<u>Suelos de pasto</u>						
Regiones de Northland, Waikato, Bahía de Plenty y Otago /Southland, Nueva Zelanda	–	Áreas destinadas al pastoreo de ganado durante más de 30 años	Tipo de ganado: vacuno y ovino	13 – 93 ^c	–	Ghani et al. (2007)
<u>Ríos/arroyos</u>						
Montañas Rocosas, EEUU	–	2 cuencas con cubierta vegetal natural, bajos niveles de deposición atmosférica de nitrógeno y sin zonas residenciales ni carreteras	Las muestras se tomaron de 2 ríos de segundo orden que drenan la vertiente oeste de las Montañas Rocosas:	118 × 10 ⁻³ (Spruce)	0,52 (Spruce)	Kaushal y Lewis (2003)
			Spruce Creek y McCullough Gulch	121 × 10 ⁻³ (McCullough)	0,61 (McCullough)	
New Jersey, EEUU	–	Áreas residenciales en New Brunswick, New Jersey	Las muestras de los ríos Lyell Brook y Mile Run Brook se tomaron en primavera durante un episodio lluvioso	7,6 (Lyell Brook)	–	Seitzinger et al. (2005)
				6,3 (Mile Run Brook)		

Tabla 7.1. (Continuación).

Localización	Clima ^a	Uso principal del terreno	Observaciones	NOD		Referencia
				Concentración (mg N/l)	Flujo/transporte (kg N/ha/yr)	
Provincia de Jaén, España	418 mm 16,5°C	Región agrícola destinada al cultivo de trigo, maíz, remolacha azucarera, algodón, espárrago, pimiento y olivo	El caudal del río Guadalquivir es ocasionalmente alterado por desembalses del Tranco de Beas y Aguascebas para abastecer al regadío	6,3 – 19,8 13,7 (valor medio)	 ~ 2 ^d	Este estudio
<u>Zonas húmedas</u> Cuenca del río Mullica, New Jersey, EEUU	–	2 zonas húmedas prístinas y 2 zonas húmedas contaminadas	En las áreas prístinas, bosques y humedales constituyen más del 87% de la superficie del terreno. Las zonas contaminadas están afectadas por actividades agrícolas y urbanas	0,2 (valor medio zonas prístinas) 0,4 (valor medio zonas contaminadas)	–	Wiegner y Seitzinger (2004)
<u>Agua subterránea</u> Cambridgeshire, Inglaterra	550 mm 10,1°C	Región agrícola	Acuífero carbonatado de Chalk. Se observó un incremento en la concentración de NOD a lo largo del flujo subterráneo	1,4 – 2,2	~ 4 ^e	Mühlherr (1997)
Western Cape Cod, Massachusetts, EEUU	1130 mm	La superficie de la cuenca se encuentra ocupada principalmente por zonas residenciales y vegetación natural, existiendo pequeñas parcelas destinadas a la agricultura	Acuífero constituido por arenas y gravas sin consolidar. La concentración de NOD se encontraba positivamente relacionada con la densidad de la población e inversamente relacionada con la longitud recorrida por el flujo subterráneo	<0,1 – 2,5 0,8 (valor medio)	–	Kroeger et al. (2006)
Provincia de Jaén, España	418 mm 16,5°C	Región agrícola destinada al cultivo de trigo, maíz, remolacha azucarera, algodón, espárrago, pimiento y olivo	Acuífero detrítico libre constituido por depósitos aluviales cuaternarios	<0,1 – 34,2 19,1 (valor medio)	–	Este estudio

^aPrecipitación y temperatura media anual. ^bSegún la clasificación de la FAO. ^cConcentraciones de NOD expresadas en mg N/kg suelo. ^dCaudal medido en la estación de aforos de "Pedro Marín" para el periodo octubre 2005-septiembre 2006: $140 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$; área de drenaje de la estación de aforos: 9.050 km^2 (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir 2007). ^eDescarga total de agua subterránea: $24 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$; área de recarga del acuífero: 130 km^2 (Mühlherr 1997; Hiscock et al. 2003).

ríos que se encuentren drenando tanto áreas antropizadas como áreas prístinas (Hedin et al. 1995; Lovett et al. 1998; Lewis et al. 1999; Perakis y Hedin 2002). Diversos trabajos recientes han tratado de explicar los factores que influyen en las variaciones interanuales e intraanuales en el transporte del NOD a nivel de cuenca. Algunos estudios han demostrado que los factores hidrológicos juegan un importante papel en el transporte del NOD (Williams et al. 2001; Campbell et al. 2000; Sickman et al. 2001). Otros han destacado la adsorción en los suelos y en la zona no saturada, la longitud del flujo subterráneo a través de la zona no saturada y saturada de los acuíferos, y los procesos biológicos que tienen lugar en el seno de los ríos como factores de gran importancia en el control de la concentración del NOD en las aguas continentales (Seitzinger y Sanders 1997; Goodale et al. 2000; Seitzinger et al. 2002; Siemens y Kaupenjohann 2002; Seitzinger et al. 2005; Kroeger et al. 2006). Estudios previos también han puesto de manifiesto el potencial del NOD para contribuir al lixiviado del NID en distintos ecosistemas terrestres (Hedin et al. 1995; Mühlherr 1997; Vitousek et al. 1998; Murphy et al. 2000; Borken 2004; Wiegner y Seitzinger 2004; Ghani et al. 2007).

Cabe destacar que gran parte de los trabajos publicados se centran en el transporte de nitrógeno a través de ríos y arroyos. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que una proporción significativa del caudal de determinados ríos puede encontrarse alimentada por la descarga de agua subterránea. Los procesos que afectan a los compuestos nitrogenados en el seno de los acuíferos tales como almacenamiento, transformación y transporte se encuentran a menudo entre los términos más desconocidos en los balances de nitrógeno realizados a nivel de cuenca (van Breemen et al. 2002).

Los análisis químicos estándar de las aguas subterráneas normalmente se centran en los compuestos inorgánicos del nitrógeno (nitritos, nitratos y amonio). No obstante, la materia orgánica y los fertilizantes que contienen nitrógeno orgánico, como la urea, constituyen un sustrato nitrogenado esencial para los microorganismos nitrificantes en acuíferos aeróbicos. De este modo, la determinación de la concentración de NOD en el agua subterránea puede proporcionar información sobre el tamaño del reservorio de nitrógeno que se encuentra potencialmente disponible para la producción de nitratos a través de su amonificación y posterior nitrificación del amonio (Mühlherr 1997). Como consecuencia de los procesos de amonificación y nitrificación que tienen lugar en la zona no saturada y dada la movilidad del

nitrateo en los suelos y su lixiviado hacia la zona saturada, en general, se considera que la principal forma nitrogenada presente en acuíferos aeróbicos es el nitrato (Korom 1992; Bouwman et al. 2005). Si bien, diversos estudios han destacado que la concentración de NOD en el agua subterránea puede ser también importante (Kroeger et al. 1999; Valiela et al. 2000; Corbett et al. 2002; Kroeger et al. 2006).

7.2. VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL EN LAS CONCENTRACIONES DEL NID Y NOD

Los resultados analíticos correspondientes a cada una de las muestras tomadas durante los meses de enero, abril y junio de 2006 pueden observarse en la tabla 7.2. En general, las concentraciones de nitrito y amonio se encontraban por debajo del límite de detección siendo el nitrato la forma predominante de NID. El NOD constituye una importante fracción del contenido total de nitrógeno disuelto, tanto en el agua del río Guadalquivir como en el agua subterránea (hasta un 97,2% y un 98,5%, respectivamente).

En la tabla 7.3 pueden observarse algunos estadísticos básicos de las concentraciones de nitrato y NOD en el agua del río Guadalquivir y en el agua subterránea, así como el porcentaje que representa cada una de esas fracciones con respecto al contenido total de nitrógeno disuelto.

Tabla 7.2. Concentraciones de nitrógeno inorgánico disuelto ($\text{NH}_4^+\text{-N}$, $\text{NO}_2^-\text{-N}$, $\text{NO}_3^-\text{-N}$) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD). Enero 2006.

Río	Localización		NH_4^+ (mg N/l)	NO_2^- (mg N/l)	NO_3^- (mg N/l)	NTD ^a (mg N/l)	NOD (mg N/l)	NOD ^b (%)
	UTM X	UTM Y						
Guadalquivir								
79	433070	4203870	n.d.	n.d.	1,9	17,6	15,6	89,0
36	443263	4200126	n.d.	n.d.	2,4	8,7	6,3	72,2
56	446573	4200760	n.d.	n.d.	1,5	16,5	15,0	90,8
14	461232	4198045	n.d.	n.d.	1,8	9,0	7,2	79,8
46	478788	4199654	n.d.	n.d.	1,8	20,2	18,3	90,9
54	486112	4204895	n.d.	n.d.	0,7	16,2	15,5	95,6
71	491888	4209930	n.d.	n.d.	0,8	15,9	15,1	94,7
75	497627	4215118	n.d.	n.d.	0,7	15,1	14,4	95,3
Pozo/manantial nº.								
77	430920	4203812	n.d.	n.d.	22,1	43,7	21,6	49,4
100	431057	4204545	n.d.	n.d.	20,6	40,9	20,3	49,6
78	433004	4204019	n.d.	n.d.	33,9	38,4	4,5	11,7
85	435680	4203897	n.d.	n.d.	19,9	45,2	25,3	56,0
42	437250	4202718	n.d.	n.d.	20,4	43,1	22,7	52,7
84 B	438291	4202095	n.d.	n.d.	30,1	61,4	31,4	51,1
38	441685	4200632	n.d.	n.d.	55,2	86,8	31,5	36,3
37	443345	4200340	n.d.	n.d.	52,0	72,8	20,8	28,5
31	443888	4200730	n.d.	n.d.	28,6	46,7	18,1	38,8
60	445004	4201154	n.d.	n.d.	35,6	52,4	16,9	32,2
61	446840	4201280	n.d.	n.d.	30,6	49,8	19,2	38,5
34	447762	4200962	n.d.	n.d.	11,1	31,3	20,2	64,4
63	448167	4201529	n.d.	n.d.	38,2	52,7	14,5	27,4
57	448680	4200774	n.d.	n.d.	21,5	44,2	22,7	51,4
87	460939	4197833	n.d.	n.d.	5,2	26,4	21,2	80,2
18	469502	4197692	n.d.	n.d.	5,2	23,6	18,3	77,8
20	470118	4196675	n.d.	n.d.	7,7	27,8	20,2	72,5
28	473012	4199144	n.d.	n.d.	22,2	51,2	29,0	56,6
50	482453	4201332	n.d.	n.d.	6,5	28,4	21,9	77,0
64	485080	4202277	n.d.	n.d.	19,8	47,9	28,1	58,7
55	485693	4205007	n.d.	n.d.	10,9	39,3	28,4	72,3
70	491905	4209988	n.d.	n.d.	5,2	21,9	16,7	76,3
69	495167	4212147	n.d.	n.d.	16,5	36,4	19,9	54,6
74	497682	4215052	n.d.	n.d.	11,2	31,3	20,1	64,2

n.d. = no detectado.

^aNTD = nitrógeno total disuelto.^bPorcentaje con respecto al NTD.

Tabla 7.2. (Continuación). Abril 2006.

Río	Localización		NH ₄ ⁺ (mg N/l)	NO ₂ ⁻ (mg N/l)	NO ₃ ⁻ (mg N/l)	NTD ^a (mg N/l)	NOD (mg N/l)	NOD ^b (%)
	UTM X	UTM Y						
Guadalquivir								
79	433070	4203870	n.d.	n.d.	2,5	10,8	8,3	76,5
36	443263	4200126	n.d.	n.d.	1,5	12,0	10,6	87,7
56	446573	4200760	n.d.	n.d.	1,5	13,4	11,9	89,2
14	461232	4198045	n.d.	n.d.	1,5	14,9	13,5	90,1
54	486112	4204895	n.d.	n.d.	1,2	15,8	14,6	92,7
71	491888	4209930	n.d.	n.d.	1,1	16,7	15,6	93,2
75	497627	4215118	n.d.	n.d.	1,2	18,9	17,7	93,5
Pozo/manantial nº.								
77	430920	4203812	n.d.	n.d.	34,5	49,5	15,0	30,3
100	431057	4204545	n.d.	n.d.	18,3	32,1	13,9	43,1
78	433004	4204019	n.d.	n.d.	30,0	30,6	0,6	1,8
81	433976	4204665	n.d.	1,1	4,0	16,9	11,7	69,6
80	434191	4204989	n.d.	n.d.	48,0	56,2	8,2	14,6
82	434427	4205059	4,8	0,4	29,2	59,2	24,8	41,9
85	435680	4203897	n.d.	n.d.	18,9	41,0	22,1	54,0
42	437250	4202718	n.d.	n.d.	22,2	36,6	14,3	39,2
84 B	438291	4202095	n.d.	n.d.	26,8	56,3	29,5	52,4
44	439796	4201448	n.d.	n.d.	53,7	75,3	21,5	28,6
38	441685	4200632	n.d.	n.d.	47,0	75,3	28,3	37,6
39	441767	4201008	n.d.	n.d.	41,1	75,4	34,2	45,4
37	443345	4200340	n.d.	n.d.	36,3	63,9	27,5	43,1
31	443888	4200730	n.d.	n.d.	23,4	45,5	22,1	48,6
30	443961	4200572	n.d.	n.d.	27,4	38,7	11,3	29,2
32	444316	4200317	n.d.	n.d.	23,6	26,7	3,1	11,8
60	445004	4201154	n.d.	n.d.	38,2	39,2	1,0	2,4
61	446840	4201280	n.d.	n.d.	24,5	41,1	16,6	40,4
34	447762	4200962	n.d.	n.d.	11,6	26,5	14,9	56,3
63	448167	4201529	n.d.	n.d.	32,1	40,7	8,6	21,1
57	448680	4200774	n.d.	n.d.	30,6	43,1	12,6	29,1
59	453191	4199744	n.d.	n.d.	32,6	53,1	20,5	38,6
87	460939	4197833	n.d.	n.d.	6,5	23,2	16,7	72,0
24	467254	4196724	n.d.	n.d.	27,1	50,9	23,7	46,6
18	469502	4197692	n.d.	n.d.	7,8	24,1	16,3	67,5
20	470118	4196675	n.d.	n.d.	9,8	31,0	21,2	68,4
27	471865	4198012	n.d.	n.d.	8,2	19,6	11,4	58,1
28	473012	4199144	n.d.	n.d.	22,4	44,0	21,6	49,0
47	475356	4198508	n.d.	n.d.	0,3	18,4	18,1	98,5
48	476856	4199331	n.d.	n.d.	2,9	22,2	19,3	87,0
45	479810	4200295	n.d.	n.d.	2,8	23,9	21,0	88,1
50	482453	4201332	n.d.	n.d.	3,4	22,9	19,5	85,0
64	485080	4202277	n.d.	n.d.	35,4	54,4	19,0	34,9
65	485459	4202829	n.d.	n.d.	11,8	36,2	24,5	67,5
52	485531	4203617	n.d.	n.d.	8,4	30,1	21,7	72,2
55	485693	4205007	n.d.	n.d.	10,5	32,3	21,8	67,4
67	489687	4209948	n.d.	n.d.	8,7	34,8	26,1	75,0
72	491606	4210731	n.d.	n.d.	16,5	45,5	29,0	63,7
70	491905	4209988	n.d.	n.d.	3,7	27,1	23,4	86,3
69	495167	4212147	n.d.	n.d.	11,3	35,4	24,2	68,2
68	495161	4212587	n.d.	n.d.	1,4	22,5	21,1	93,9
74	497682	4215052	n.d.	n.d.	18,2	35,5	17,3	48,7

Tabla 7.2. (Continuación). Junio 2006.

Río Guadalquivir	Localización		NH ₄ ⁺ (mg N/l)	NO ₂ ⁻ (mg N/l)	NO ₃ ⁻ (mg N/l)	NTD ^a (mg N/l)	NOD (mg N/l)	NOD ^b (%)
	UTM X	UTM Y						
79	433070	4203870	n.d.	n.d.	0,7	13,4	12,6	94,5
36	443263	4200126	0,7	n.d.	0,9	16,2	14,6	90,1
56	446573	4200760	n.d.	n.d.	0,8	11,7	10,9	92,8
14	461232	4198045	n.d.	n.d.	0,9	12,6	11,6	92,5
46	478788	4199654	n.d.	n.d.	0,6	20,4	19,8	97,0
54	486112	4204895	n.d.	n.d.	0,5	15,8	15,2	96,8
71	491888	4209930	n.d.	n.d.	0,6	16,4	15,8	96,6
75	497627	4215118	n.d.	n.d.	0,5	17,1	16,6	97,2
Pozo/manantial nº.								
77	430920	4203812	n.d.	n.d.	44,1	46,2	2,1	4,6
100	431057	4204545	n.d.	n.d.	16,7	28,2	11,6	41,0
78	433004	4204019	n.d.	n.d.	26,1	26,1	< 0,1	0,1
81	433976	4204665	n.d.	n.d.	12,9	25,8	12,8	49,9
80	434191	4204989	n.d.	n.d.	24,4	31,3	7,0	22,2
82	434427	4205059	n.d.	n.d.	49,6	79,9	30,4	38,0
85	435680	4203897	n.d.	n.d.	17,2	43,8	26,6	60,7
42	437250	4202718	n.d.	n.d.	21,9	40,1	18,2	45,4
84 B	438291	4202095	n.d.	n.d.	29,9	51,5	21,6	42,0
44	439796	4201448	n.d.	n.d.	36,2	51,1	15,0	29,3
38	441685	4200632	n.d.	n.d.	65,2	75,6	10,4	13,8
39	441767	4201008	n.d.	n.d.	55,8	63,7	7,9	12,5
37	443345	4200340	n.d.	n.d.	45,4	49,6	4,2	8,4
31	443888	4200730	n.d.	n.d.	29,9	30,2	0,3	1,0
30	443961	4200572	n.d.	n.d.	22,1	31,3	9,2	29,3
32	444316	4200317	n.d.	n.d.	18,8	22,2	3,3	15,1
61	446840	4201280	n.d.	n.d.	17,7	46,9	29,1	62,1
34	447762	4200962	n.d.	n.d.	10,8	30,6	19,8	64,8
63	448167	4201529	n.d.	n.d.	28,8	44,3	15,6	35,1
57	448680	4200774	n.d.	n.d.	28,8	41,7	12,9	30,9
59	453191	4199744	n.d.	n.d.	25,6	59,7	34,1	57,1
87	460939	4197833	n.d.	n.d.	5,8	26,8	20,9	78,2
24	467254	4196724	n.d.	n.d.	37,9	47,7	9,8	20,5
18	469502	4197692	n.d.	n.d.	7,9	22,9	14,9	65,4
20	470118	4196675	n.d.	n.d.	7,5	30,6	23,1	75,4
27	471865	4198012	n.d.	n.d.	7,6	23,8	16,3	68,2
28	473012	4199144	n.d.	n.d.	11,0	30,2	19,2	63,7
47	475356	4198508	n.d.	n.d.	1,3	25,8	24,4	94,8
48	476856	4199331	n.d.	n.d.	2,6	23,8	21,2	89,0
45	479810	4200295	n.d.	n.d.	3,4	29,2	25,8	88,3
50	482453	4201332	n.d.	n.d.	7,8	32,1	24,4	75,9
64	485080	4202277	n.d.	n.d.	35,0	58,6	23,7	40,4
65	485459	4202829	n.d.	n.d.	14,3	37,4	23,1	61,8
52	485531	4203617	n.d.	n.d.	3,0	21,3	18,2	85,7
55	485693	4205007	n.d.	n.d.	12,8	34,5	21,7	62,8
67	489687	4209948	n.d.	n.d.	9,3	27,4	18,2	66,2
72	491606	4210731	n.d.	n.d.	16,2	42,3	26,1	61,6
70	491905	4209988	n.d.	n.d.	6,9	25,6	18,7	73,0
69	495167	4212147	n.d.	n.d.	25,9	53,1	27,2	51,3
68	495161	4212587	0,4	0,1	3,1	27,7	24,1	87,0
74	497682	4215052	n.d.	n.d.	17,7	35,4	17,7	50,0

Tabla 7.3. Valores medios, mínimos y máximos de las concentraciones de nitrato y NOD. La desviación estándar viene dada entre paréntesis. NTD = nitrógeno total disuelto.

		media		mínimo	máximo	% con respecto al NTD		
		(mg N/l)		(mg N/l)	(mg N/l)	media	mínimo	máximo
<u>Enero 2006</u>								
Río	NO ₃ ⁻	1,5	(0,6)	0,7	2,4	11,5	4,4	27,8
Guadalquivir	NOD	13,4	(4,3)	6,3	18,3	88,5	72,2	95,6
Agua	NO ₃ ⁻	22,1	(13,9)	5,2	55,2	46,7	19,8	88,3
subterránea	NOD	21,4	(5,8)	4,5	31,5	53,3	11,7	80,2
<u>Abril 2006</u>								
Río	NO ₃ ⁻	1,5	(0,5)	1,1	2,5	11,0	6,5	23,5
Guadalquivir	NOD	13,2	(3,2)	8,3	17,7	89,0	76,5	93,5
Agua	NO ₃ ⁻	20,7	(14,2)	0,3	53,7	47,8	1,5	98,2
subterránea	NOD	18,6	(7,5)	0,6	34,2	51,8	1,8	98,5
<u>Junio 2006</u>								
Río	NO ₃ ⁻	0,7	(0,2)	0,5	0,9	4,8	2,8	7,5
Guadalquivir	NOD	14,6	(2,9)	10,9	19,8	94,7	90,1	97,2
Agua	NO ₃ ⁻	21,1	(15,5)	1,3	65,2	50,6	5,2	99,9
subterránea	NOD	17,3	(8,5)	<0,1	34,1	49,3	0,1	94,8

Con el fin de establecer si existe una diferencia significativa entre las concentraciones medias de nitrato y NOD correspondientes a los periodos previo y posterior a la aplicación de fertilizantes (enero y junio de 2006, respectivamente), se llevó a cabo la prueba estadística *t* de Student, para lo cual se empleó el software SPSS 15.0 (SPSS Inc., Chicago, USA). El valor del estadístico *t*, el cual sigue una distribución *t* de Student con ($n_1 + n_2 - 2$) grados de libertad, viene dado por:

$$t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\sqrt{\left(\frac{s_1^2}{n_1 - 1} + \frac{s_2^2}{n_2 - 1}\right)}}$$

donde \bar{x}_1 , s_1^2 , n_1 y \bar{x}_2 , s_2^2 , n_2 son la media, la varianza y el número de observaciones de la variable correspondientes a enero y junio de 2006, respectivamente. Los resultados del análisis se pueden expresar del siguiente modo: $t = 2,06$, $p < 0,043$, donde *t* es el valor de la prueba estadística y *p* es la probabilidad del contraste. Bajo la hipótesis nula (H_0) de que no existe una

diferencia significativa entre los valores medios de la variable estudiada, en el análisis realizado se consideró que existe una diferencia significativa entre los valores medios de las variables estudiadas cuando la probabilidad (p) de haber rechazado la hipótesis nula es inferior a 0,05 (nivel de significación del 5%). Así, cuando la probabilidad del contraste t sea mayor que 0,05 indica que las concentraciones medias no son significativamente diferentes.

7.2.1. Río Guadalquivir

Las concentraciones de nitrato en las aguas del río Guadalquivir varían entre 0,5 y 2,5 mg N/l y las concentraciones de NOD oscilan entre 6,3 y 19,8 mg N/l con un valor medio de 13,7 mg N/l para el periodo de estudio. La proporción de nitrato con respecto al contenido total de nitrógeno disuelto varía entre un 2,8 y un 27,8% y la proporción de NOD entre un 72,2 y un 97,2% (tabla 7.3). El predominio del NOD con respecto a la fracción mineral encontrado en las aguas del Guadalquivir coincide con lo observado en otros estudios sobre el transporte de nitrógeno en ríos y arroyos (Chapman et al. 1998; Campbell et al. 2000; Seitzinger et al. 2002; Berman y Bronk 2003; Kaushal y Lewis 2003; Brookshire et al. 2005). Desde un punto de vista espacial, a lo largo del curso del río la concentración de nitrato se encuentra inversamente relacionada con la concentración de NOD. Así, en abril de 2006 se pudo observar una correlación negativa, fuerte y significativa entre ambas fracciones ($r = -0,82$, $p < 0,05$) produciéndose un ligero incremento en la concentración de nitrato y un descenso en la concentración de NOD a lo largo del curso del río (figura 7.1b). Durante los meses de enero y junio de 2006 se observó una correlación negativa, débil y no significativa entre las concentraciones de nitrato y NOD ($r = -0,48$ y $r = -0,67$, respectivamente) (figuras 7.1a y 7.1c). En cuanto a la variabilidad temporal en la concentración de los compuestos nitrogenados en las aguas del Guadalquivir, la concentración media de nitrato varía estacionalmente de forma significativa ($t = 3,28$, $p < 0,05$) disminuyendo en verano (concentración media de 0,7 mg N/l en junio de 2006) mientras que la concentración media de NOD no presenta variaciones estacionales significativas ($t = -0,67$, $p = 0,515$) durante el periodo de estudio.

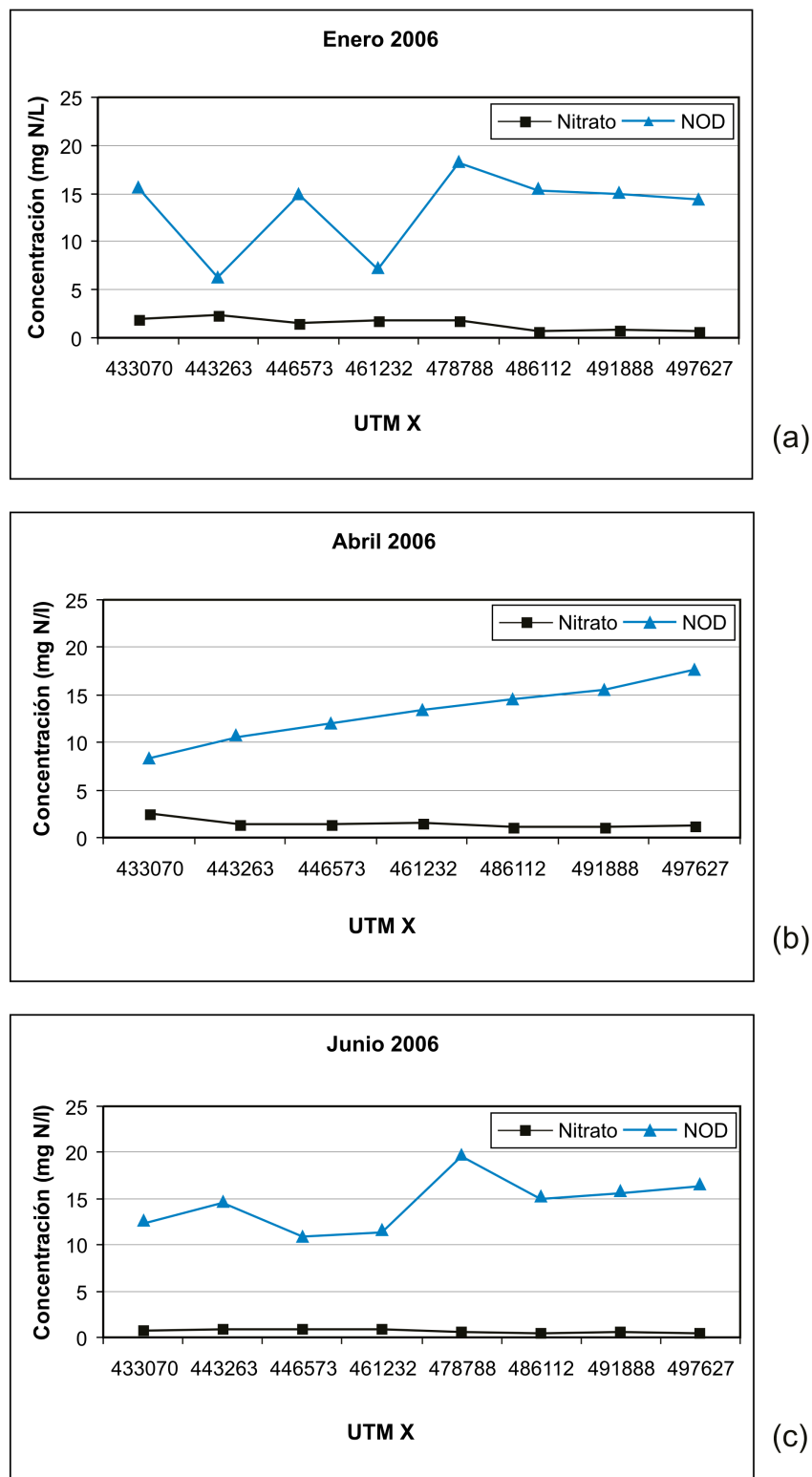
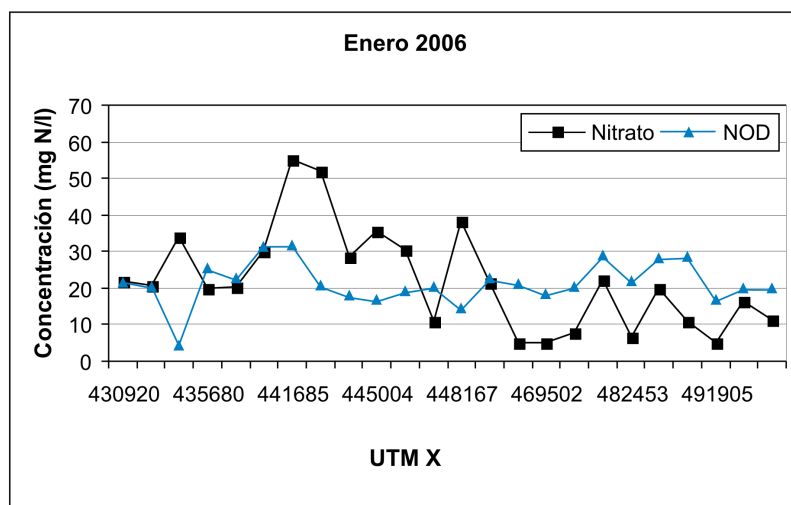
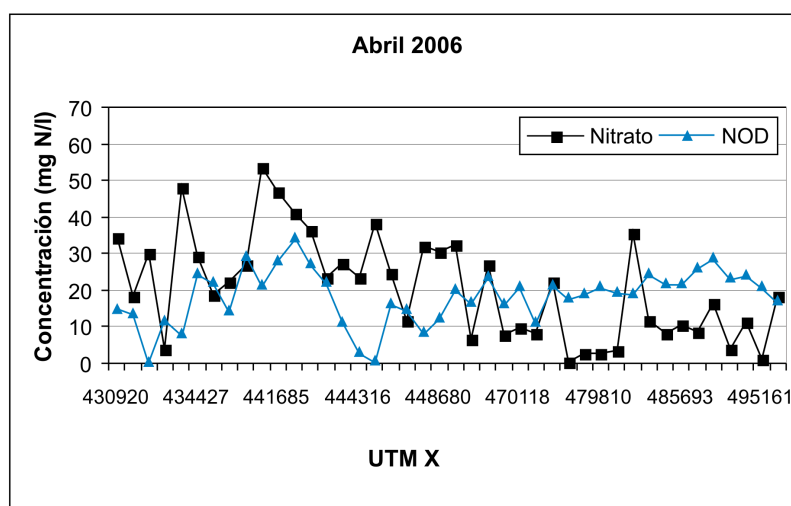


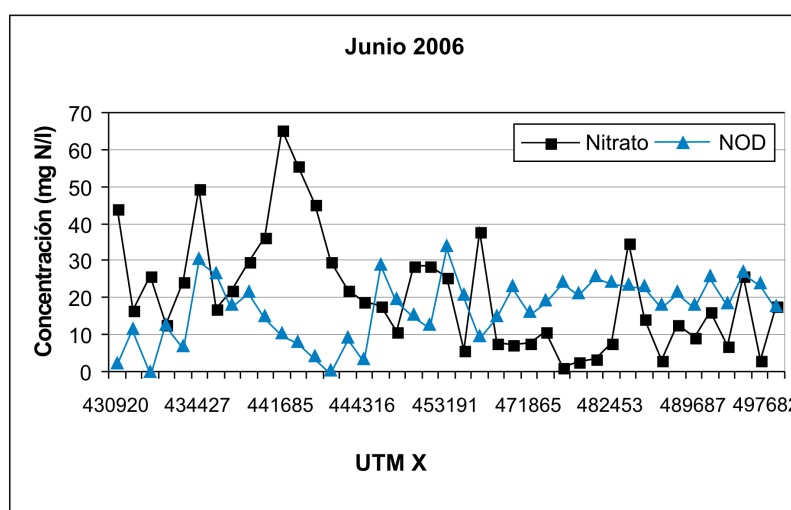
Figura 7.1. Concentraciones de nitrato (NO_3^- -N) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD) en el río Guadalquivir. Las muestras se encuentran ordenadas desde la parte este (derecha) hacia la parte oeste (izquierda) del área de estudio.



(a)



(b)



(c)

Figura 7.2. Concentraciones de nitrato (NO_3^- -N) y nitrógeno orgánico disuelto (NOD) en el agua subterránea. Las muestras se encuentran ordenadas desde la parte este (derecha) hacia la parte oeste (izquierda) del área de estudio.

7.2.2. Agua subterránea

La concentración de nitrato en el agua subterránea del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir varía entre 0,3 y 65,2 mg N/l durante el periodo de estudio. La concentración de NOD oscila entre <0,1 y 34,2 mg N/l con un valor medio de 19,1 mg N/l, lo que representa valores superiores a los observados en aguas subterráneas en otros trabajos (véase la tabla 7.1). La proporción de NOD con respecto al contenido total de nitrógeno disuelto muestra una importante variación espacial en el acuífero y oscila entre un 0,1 y un 98,5%. La concentración de NOD es mayor que la concentración de nitrato en aquel sector del acuífero situado aguas arriba de la confluencia del río Torres con el río Guadalquivir mientras que, en general, ocurre lo contrario aguas abajo (figuras 2.1 y 7.2). La concentración media de nitrato en el agua subterránea no presenta ningún cambio estacional significativo a lo largo del periodo de estudio ($t = 0,26$, $p = 0,794$) mientras que la concentración media de NOD es significativamente menor en verano ($t = 2,06$, $p < 0,05$).

7.3. PROCESOS BIOLÓGICOS Y TRANSFORMACIÓN DE LOS COMPUESTOS NITROGENADOS

7.3.1. Río Guadalquivir

Una proporción significativa del caudal del río Guadalquivir, hasta un 60%, corresponde a la aportación procedente de la descarga de agua subterránea (Hiscock, comunicación personal). Para la descomposición de los componentes del hidrograma se utilizó el programa BFI 4.15 (Wahl y Wahl 2007). Los procesos que tienen lugar en la zona hiporréica (aquella zona del cauce de un río donde tiene lugar la mezcla del agua superficial y subterránea) van a influir sobre las concentraciones de NID y NOD existentes en el río Guadalquivir. Los dos factores principales que determinan el proceso dominante de transformación del nitrógeno en la zona hiporréica son la disponibilidad de oxígeno disuelto y la concentración de nitrato en el agua del río (Jones y Holmes 1996). Teniendo en cuenta la elevada concentración de oxígeno disuelto existente tanto en el agua del río Guadalquivir como en el agua subterránea y la baja concentración de nitrato en el río Guadalquivir, cabe esperar que la nitrificación sea el proceso de transformación del nitrógeno dominante en la zona hiporréica (figura 7.3). Por lo tanto, se estima que la mayor parte de los aportes de nitrógeno al río a través de la descarga de agua

subterránea ocurren en forma de nitrato, aunque como consecuencia de las elevadas concentraciones de NOD existentes en el agua subterránea cabe también esperar una descarga continua de NOD hacia el río, lo cual explicaría la ausencia de una marcada variación estacional en la concentración de dicha fracción de nitrógeno en el río Guadalquivir.

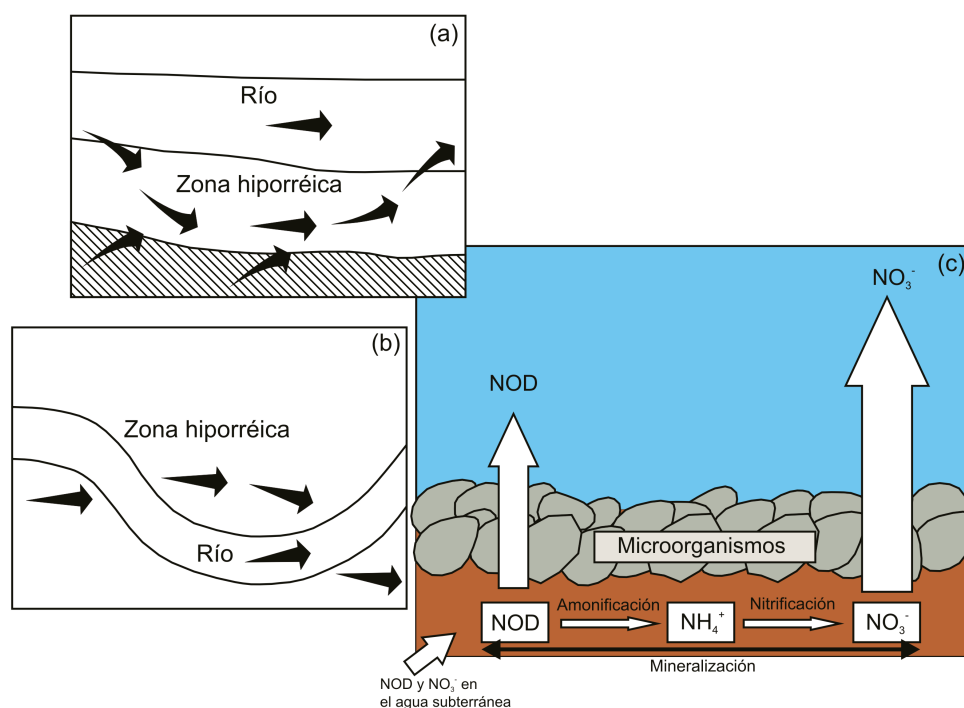


Figura 7.3. Ilustración del flujo vertical (a) y lateral (b) del agua a través de la zona hiporréica. Transformación de nutrientes en la zona hiporréica (c).

La significativa correlación negativa existente entre la concentración de nitrato y NOD en el agua del río Guadalquivir en abril de 2006 (figura 7.1b) indica que procesos que tienen lugar en el propio agua del río, como sería la mineralización del NOD, también controlan las concentraciones de ambas fracciones de nitrógeno. Esto justificaría el descenso observado en la concentración del NOD a lo largo del cauce del río, lo cual viene acompañado por un ligero incremento en la concentración de nitrato. Asimismo, la variabilidad estacional observada en la concentración media de nitrato podría relacionarse con el efecto de la temperatura del agua sobre los procesos biológicos. La temperatura del agua afecta a la dinámica de los compuestos nitrogenados al influir en la asimilación de nitrato durante el crecimiento de las algas y en la producción y liberación de nitrógeno orgánico por parte de microorganismos (Macdonald et al.

1995; Grischek et al. 1998; Berman y Bronk 2003; Kaushal y Lewis 2003). Así, la tasa de asimilación de nitrato como consecuencia del crecimiento de algas, y la producción y liberación de nitrógeno orgánico como consecuencia de la actividad microbiana va a ser menor durante el invierno, lo que justificaría que en enero de 2006 la concentración de nitrato constituya una mayor proporción del contenido total de nitrógeno disuelto (tabla 7.3).

7.3.2. Agua subterránea

Dado que los acuíferos detríticos con una elevada permeabilidad presentan unas condiciones favorables para el transporte vertical de oxígeno hacia las partes más profundas del acuífero (Hamilton y Helsel 1995; Kraft et al. 1999), el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir se puede considerar aeróbico en todo su espesor, con una concentración media de oxígeno disuelto en sus aguas subterráneas de 7,9 mg/l. Bajo estas condiciones la urea y el amonio se transforman en nitrato, siendo la tasa de nitrificación del amonio muy elevada (15–20 días a 20°C; Kpombekou y Killorn 1996). En manantiales y pozos situados entre el Puente del Obispo y Mengíbar, sector en el que se desarrolla una intensa actividad agrícola sobre las terrazas del Guadalquivir y en el que se aplican importantes cantidades de fertilizantes sintéticos (tabla 7.4), se observaron concentraciones de nitratos excesivamente elevadas (>45 mg N/l). Problemas similares de contaminación por nitratos en acuíferos libres superficiales se han descrito en áreas rurales de todo el mundo (Oakes et al. 1981; Beck et al. 1985; Pionke y Urban 1985; Hallberg y Keeney 1993; Spalding y Exner 1993; Hamilton y Helsel 1995; Nash y McCall 1995; Wylie et al. 1995; Zhang et al. 1996; Ator y Ferrari 1997; Kelly 1997; Stigter et al. 1998; Yong y Jiabao 1999; Agrawal et al. 1999; Kraft et al. 1999; Hudak 2000; Kendall y Aravena 2000; Harter et al. 2002; Almasri y Kaluarachchi 2004, entre otros).

Tabla 7.4. Dotaciones de fertilizantes aplicadas a los principales cultivos del área de estudio.

Cultivo	Abono de semenera	Dotación (kg/ha)	Abono de cobertera	Dotación (kg/ha)
Algodón	8-15-15 / 15-15-15 ^a	350 – 800	Urea (46% N)	300 – 400
			NH ₄ NO ₃ (33,5% N)	300 – 500
			abono líquido (32% N) ^b	800 – 1000 ^c
Maíz	8-15-15 / 15-15-15 ^a	800 – 900	NH ₄ NO ₃ (33,5% N)	1000
			abono líquido (32% N) ^b	500 – 800 ^c
Espárrago	9-18-27 ^a	500	abono líquido (32% N) ^b	500 ^c

^a contenido en nitrógeno, P₂O₅ y K₂O expresado en porcentaje en peso.

^b 16% N ureico, 8% N amoniacal y 8% N nítrico.

^c dotación expresada en litros/hectárea.

Para conocer los fertilizantes utilizados en el área de estudio se realizaron encuestas a diversos agricultores, así como a técnicos de cámaras agrarias y empresas de suministro de fertilizantes. Destacan por el número de hectáreas cultivadas el algodón, espárragos, maíz y pimientos del piquillo, cultivos de primavera-verano cuya siembra tiene lugar a finales de marzo-primeros de abril en función de las temperaturas. Justo antes de la siembra se aplican fertilizantes de fondo o semenera en función del cultivo a sembrar y del estado nutricional del suelo. Posteriormente, durante la primera quincena del mes de junio aproximadamente se aplican los fertilizantes de cobertera, entre los que destacan la urea, el nitrato amónico o la solución líquida nitrogenada N-32. La aplicación de grandes cantidades de nitrógeno como abonado de fondo o semenera antes de la siembra del cultivo es con frecuencia ineficaz, ya que se lixivia fácilmente y se incorpora al flujo subterráneo sin ser aprovechado por la planta. Por otra parte, el momento idóneo para la aplicación de los abonos de cobertera, con los que se pretende hacer especial hincapié en el aporte de nitrógeno al cultivo, vendrá determinado por los periodos vegetativos en los que el cultivo tiene mayores necesidades de dicho nutriente con objeto de reducir las pérdidas por lixiviación y su incorporación a las aguas subterráneas.

Las prácticas de riego de los cultivos también contribuyen a las elevadas concentraciones de nitratos observadas en ese sector. Varios estudios han demostrado que la concentración de nitratos en las aguas subterráneas de acuíferos libres superficiales aumenta a medida que aumenta la recarga del acuífero (Saffigna y Keeney 1977; Spalding et al. 2001). El volumen de agua utilizado para el riego de los cultivos oscila aproximadamente entre 4.000 y hasta 8.000

m³/ha/año para los sistemas de riego por aspersión/goteo y sistemas de riego por gravedad o inundación, respectivamente. Se estima que los retornos de riego para los sistemas de aspersión y goteo es de alrededor del 10% del volumen total de agua aplicado, mientras que los retornos de riego aumentan hasta el 20% aproximadamente cuando se riega por gravedad o inundación (ITGE-Diputación Provincial de Jaén 1997). En el sector del área de estudio anteriormente mencionado aún se utilizan sistemas de riego por gravedad o inundación de modo que el volumen de agua de riego empleado excede las necesidades de los cultivos, produciéndose un elevado retorno de riego y potencialmente un elevado lixiviado de nitratos desde los suelos agrícolas hacia la zona saturada del acuífero aluvial.

La importancia de la desnitrificación como mecanismo conducente a la reducción de la concentración de nitratos en los acuíferos ha sido descrita en numerosos estudios (Frind et al. 1990; Postma et al. 1991; Korom 1992; Tesoriero y Voss 1997; Grischek et al. 1998; Tesoriero et al. 2000). La oxidación del carbono orgánico disuelto se encuentra asociada a la reducción de oxígeno disuelto, NO₃⁻, Mn(IV), Fe(III), SO₄²⁻ y CO₂, lo cual desde un punto de vista termodinámico es predecible que ocurra en ese orden, tal y como se muestra en la tabla 7.5 (Champ et al. 1979; Clark y Fritz 1997). De este modo, a medida que se produce la oxidación del carbono orgánico disuelto se consumirá preferentemente el oxígeno disuelto en el agua. Una vez agotado el oxígeno disuelto el próximo aceptor de electrones comenzará a ser consumido de acuerdo con la secuencia anteriormente descrita (respiración aeróbica, desnitrificación, reducción de Mn(IV), reducción de Fe(III), reducción de sulfato y metanogénesis). De acuerdo con lo anteriormente expuesto, el proceso de desnitrificación está inhibido por la presencia de condiciones aeróbicas en el acuífero, lo cual imposibilita atribuir la variabilidad espacial observada en la concentración de nitrato en el agua subterránea al proceso de desnitrificación. En la figura 7.4 se puede observar la variabilidad de la concentración de nitrato en función de la concentración de oxígeno disuelto en el agua subterránea correspondiente al mes de junio de 2006.

Tabla 7.5. Orden termodinámicamente predecible en el que tienen lugar las reacciones redox según disminuye la energía disponible para los microorganismos. CH₂O representa el carbono orgánico disuelto lábil. Los valores $\Delta G^{\circ}_{(w)}$ han sido determinados para $[H^+] = 1 \times 10^{-7}$ M (Champ et al., 1979).

Reacción	Par redox	$\Delta G^{\circ}_{(w)}$ (kcal)
<u>Respiración aeróbica</u>		
$CH_2O + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$	O ₂ /H ₂ O	-120,0
<u>Desnitrificación</u>		
$5CH_2O + 4NO_3^- + 4H^+ \rightarrow 5CO_2 + 2N_2 + 7H_2O$	NO ₃ ⁻ /N ₂	-113,9
<u>Reducción de Mn(IV)</u>		
$CH_2O + 2MnO_{2(s)} + 4H^+ \rightarrow 2Mn^{2+} + 3H_2O + CO_2$	MnO ₂ /Mn ²⁺	-81,3
<u>Reducción de Fe(III)</u>		
$CH_2O + 8H^+ + 4Fe(OH)_{3(s)} \rightarrow 4Fe^{2+} + 11H_2O + CO_2$	Fe(OH) ₃ /Fe ²⁺	-27,7
<u>Reducción de sulfato</u>		
$2CH_2O + SO_4^{2-} + H^+ \rightarrow HS^- + 2H_2O + 2CO_2$	SO ₄ ²⁻ /H ₂ S	-25,0
<u>Metanogénesis</u>		
$2CH_2O + CO_2 \rightarrow CH_4 + 2CO_2$	CO ₂ /CH ₄	-22,2

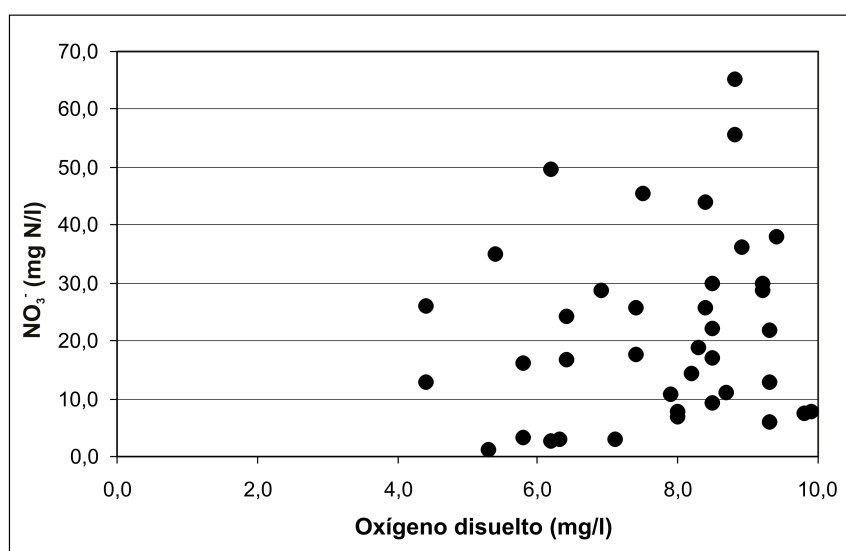


Figura 7.4. Variabilidad de la concentración de nitrato en función de la concentración de oxígeno disuelto en el agua subterránea (junio 2006).

Aunque la concentración media de nitrato en el agua subterránea no muestra variaciones temporales significativas durante el periodo de estudio, se pudieron observar concentraciones

ligeramente mayores en enero de 2006. Esto quedaría justificado si se tienen en cuenta las consideraciones a que a continuación se exponen. En general, durante el otoño y el invierno los suelos agrícolas se encuentran en barbecho con lo cual no existe asimilación del nitrato por parte de los cultivos. El otoño se caracteriza por ser una estación lluviosa en el área de estudio, lo que favorece el lixiviado del nitrato acumulado en los suelos agrícolas como consecuencia del uso excesivo de fertilizantes durante la primavera y principios del verano. Además, los resultados de varios estudios sugieren que la mineralización del nitrógeno orgánico y/o la acumulación de nitrógeno mineral (fundamentalmente nitrato) en los suelos agrícolas durante el periodo de crecimiento de los cultivos crean un gran potencial para el lixiviado de nitratos asociado a la recarga del acuífero durante el periodo de barbecho (Gallardo et al. 2006; Thompson et al. 2006). Finalmente, cabe señalar que la mineralización del nitrógeno orgánico presente en los suelos agrícolas normalmente continúa una vez que la asimilación de nitrógeno por parte de los cultivos ha cesado e incluso tras su cosecha, provocando la acumulación de nitrato en el suelo durante finales del verano, otoño y principios del invierno (Powlson 1993).

Las concentraciones de nitrato y NOD en el agua subterránea mostraron una débil correlación positiva en enero de 2006 ($r = 0,03$) y una débil correlación negativa en abril y junio de 2006 ($r = -0,07$ y $r = -0,38$, respectivamente). Por otra parte, no se pudo identificar un patrón definido en relación a la dinámica del nitrato y del NOD en el agua subterránea al observar su distribución espacial en el acuífero (figuras 7.2a, 7.2b y 7.2c). Esto podría explicarse si se tiene en cuenta que no sólo los procesos biológicos que tienen lugar en los suelos agrícolas y en la zona no saturada del acuífero, sino también la aplicación de fertilizantes sintéticos, controlan la concentración de nitrato y de NOD en la recarga del acuífero. El NOD se encuentra afectado por los procesos de mineralización, asimilación y lixiviación al igual que lo está el nitrógeno mineral, siendo el tamaño de la reserva de nitrógeno en forma de NOD en el agua subterránea del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir y el rango de valores en el que oscilan sus concentraciones menores que aquellos correspondientes a la fracción mineral del nitrógeno (figura 7.5).

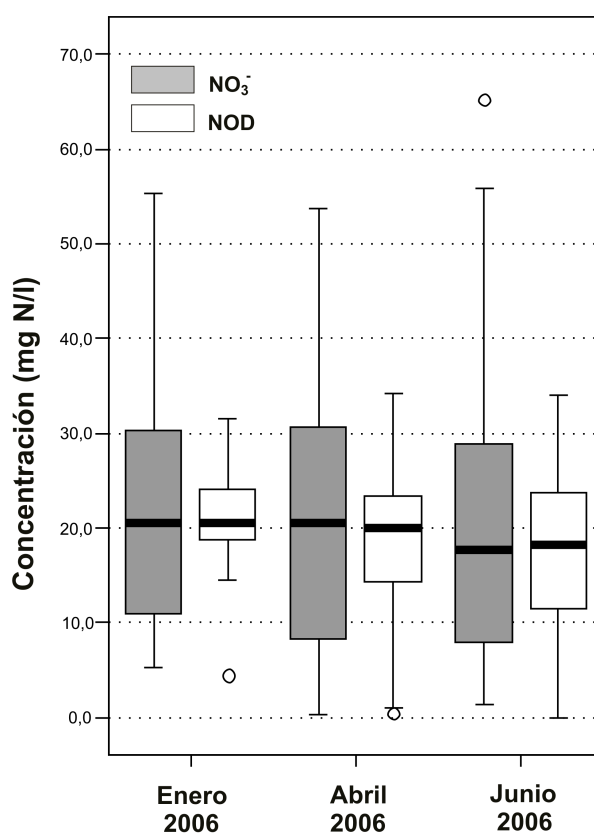


Figura 7.5. Gráfico de cajas (*box plot*) correspondiente a las concentraciones de nitrato y NOD en el agua subterránea. Los segmentos horizontales muestran los percentiles 5% y 95%. Los bordes inferior y superior de la caja representan los percentiles 25% y 75%, respectivamente, y la mediana viene dada por la línea que divide las cajas en dos mitades. Los valores extremos (*outliers*) vienen representados por círculos.

7.4. TRANSPORTE Y BALANCE DE NITRÓGENO EN EL SISTEMA ACUÍFERO ALUVIAL-RÍO GUADALQUIVIR

Como se ha mencionado anteriormente, la aplicación de abono líquido N-32 como abono de cobertera durante el periodo de máximo requerimiento de nitrógeno por parte de los cultivos (junio-julio) es una práctica común en el área de estudio con dotaciones que alcanzan los 1.000 litros/ha/año. Dicha solución nitrogenada contiene un 16% de nitrógeno en forma de urea. La aplicación de urea en forma de fertilizante sólido como abono de cobertera con dotaciones de hasta 400 kg/ha/año constituye otra importante fuente de NOD en el agua subterránea. Por otro lado, los resultados de diversos experimentos de fertilización muestran que el incremento

en la aplicación de nitrógeno inorgánico puede provocar un incremento en la concentración de nitrógeno orgánico en la solución del suelo (McDowell et al. 1998; Neff et al. 2000). Así, las prácticas agrícolas de fertilización van a ser responsables de las altas concentraciones de NOD observadas en el agua subterránea.

Con el fin de estimar la concentración potencial de NOD que existiría en el agua que drena los suelos agrícolas del área de estudio, suponiendo que no existe ningún tipo de retención y/o transformación de dicha fracción en los mismos, se consideró:

- a) un volumen de agua utilizado para riego de 4.000 m³/ha/año para los sistemas de riego por aspersión o goteo y 8.000 m³/ha/año para los sistemas de riego por inundación
- b) un retorno del volumen de agua de riego del 10 y del 20% para cada uno de los sistemas de riego anteriormente mencionados, respectivamente
- c) una dotación media de nitrógeno en forma de nitrógeno orgánico a los suelos agrícolas de 350 kg/ha/año en forma de urea y de 500 litros/ha/año en forma de fertilizante líquido N-32
- d) que aquellas parcelas en las que se aplica urea se riega a manta o por inundación, mientras que el abono líquido N-32 se inyecta directamente al agua de riego (fertirrigación) en aquellas parcelas en las que riega por aspersión o goteo
- e) que durante el periodo de aplicación de los fertilizantes (abril-julio, aproximadamente) el valor de la lluvia útil es cero.

Así, se obtuvo una estimación de la concentración del NOD en el agua que potencialmente drena los suelos agrícolas y que recarga el acuífero de entre 50 y 100 mg N/l (tabla 7.6). Dichos valores son superiores, aunque del mismo orden de magnitud, a las concentraciones medias de NOD observadas en el agua subterránea, las cuales oscilan entre 17,3 y 21,4 mg N/l.

Tabla 7.6. Parámetros utilizados para la estimación de la concentración media de NOD en el agua que drena los suelos agrícolas.

Fertilizante	Urea	Solución líquida N-32
Cantidad media aplicada (kg/ha/año)	350	500 ^a
Riqueza del fertilizante (% N)	46	16 ^b
Cantidad media de N aplicada (kg N/ha/año) ^c	~ 80	~ 40
Volumen agua riego (l/ha/año)	8 × 10 ⁶	4 × 10 ⁶
Retorno de riego (%)	20	10
NOD en el agua que drena los suelos agrícolas (mg N/l)	50	100

^a Considerando una densidad igual a 1 g/cm³.

^b Contenido en nitrógeno ureico.

^c Considerando que 2,1437 g urea/l = 1 g N/l.

Por otra parte, las concentraciones de NOD observadas en el río Guadalquivir son varios órdenes de magnitud mayores que aquellas descritas en cuencas caracterizadas por presentar una cubierta vegetal natural, bajas tasas de deposición atmosférica de nitrógeno y ningún tipo de influencia ligada al desarrollo de actividades agrícolas. Teniendo en cuenta la concentración media de NOD en el agua del río Guadalquivir, el caudal anual medido en la estación de aforos 'Pedro Marín' de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir para el periodo comprendido entre octubre de 2005 y septiembre de 2006, y la superficie de la cuenca correspondiente a dicha estación, se obtuvo una estimación de primer orden del transporte de NOD a través del flujo superficial, cifra que se sitúa en torno a los 2 kg N/ha/año (tabla 7.1). Tal valor es un orden de magnitud mayor que el estimado para cuencas prístinas en las Montañas Rocosas (USA) (Kaushal y Lewis 2003), pero del mismo orden de magnitud que el flujo de NOD determinado en suelos agrícolas de una región del noroeste de Alemania (Siemens y Kaupenjohann 2002), y que el transporte estimado de NOD ligado al flujo subterráneo en el acuífero carbonatado de Chalk en el condado de Cambridgeshire (UK), donde se desarrolla una intensa actividad agrícola (Hiscock et al. 2003).

De este modo, podría considerarse que los suelos agrícolas constituyen el principal reservorio de NOD en la cuenca existiendo un lixiviado y flujo continuo hacia el acuífero aluvial y el río Guadalquivir. Además, varios estudios han señalado el potencial del NOD para funcionar como una fuente de nitrato en la zona saturada de los acuíferos en cuanto que constituye un

substrato nitrogenado esencial para los microorganismos nitrificantes bajo condiciones aeróbicas (Hedin et al. 1995; Mühlherr 1997; Vitousek et al. 1998). Por tanto, las elevadas concentraciones de NOD en el agua subterránea del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir y el potencial para su mineralización bajo condiciones aeróbicas determinan la necesidad de incluir dicha fracción en la evaluación de la dinámica y balance de los compuestos nitrogenados en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir.

Conclusiones

Este trabajo de investigación ha revelado que el estudio integral de los procesos hidrogeoquímicos que determinan la calidad del agua subterránea requiere la caracterización composicional de la matriz del acuífero, la interpretación de los datos hidroquímicos y su modelización geoquímica inversa. Asimismo, en relación con la influencia antrópica, se ha puesto de manifiesto que para el análisis de la dinámica y el balance de los compuestos nitrogenados en el sistema acuífero aluvial-río es necesario determinar el reservorio de nitrógeno en forma de nitrógeno orgánico disuelto (NOD).

A continuación se exponen de forma resumida las principales conclusiones obtenidas.

Las diferencias significativas en la composición química de los sedimentos aluviales del Alto Guadalquivir, así como en la distribución del contenido en carbonatos, silicatos y minerales de la arcilla para las cuatro secuencias sedimentarias estudiadas, permiten establecer la existencia de distintas áreas fuente durante la evolución en el depósito de los sedimentos aluviales cuaternarios en la cuenca. La mayor parte de los sedimentos aluviales ricos en calcita y esmectita proceden de los materiales neógenos que constituyen el sustrato de la cuenca del Guadalquivir y/o de las calizas mesozoicas del Subbético (Sierra Mágina), mientras que la fracción dolomítica e ílítica de los depósitos aluviales tiene su área fuente en los materiales dolomíticos del Prebético de la Sierra de Cazorla y en los bloques dolomíticos triásicos presentes en la Unidad Olistostrómica. La influencia de Sierra Morena como área fuente sólo queda patente en la secuencia sedimentaria que se localiza aguas abajo de la confluencia entre el río Guadalquivir y el río Guadalimar, el cual drena los materiales de Sierra Morena.

La causa de las variaciones composicionales observadas en los sedimentos aluviales se relaciona con el desarrollo de dos etapas en la evolución del sistema fluvial, con distintas tasas de erosión, transporte y depósito, y controladas por el efecto de procesos geomorfológicos. Durante una primera etapa de erosión y encajamiento muy importante del río Guadalquivir sobre los materiales neógenos de la cuenca, la litología de dichos materiales controlaría la composición de los sedimentos de la parte basal de las secuencias sedimentarias. En una segunda etapa en la que dominaría el depósito frente a la erosión y el encajamiento, el cambio en la composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos hacia el techo de las

secuencias sedimentarias indica un predominio de los aportes de materiales desde el frente Bético.

La composición química del agua subterránea en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir se encuentra fuertemente controlada por las interacciones agua-roca que tienen lugar en el seno del acuífero. A pesar de haber detectado cierta influencia antrópica, principalmente debido a prácticas agrícolas, la composición química del agua subterránea se encuentra fundamentalmente controlada por procesos hidrogeoquímicos naturales. Así, los cambios observados en la composición química del agua subterránea a lo largo del flujo subterráneo están determinados por la litología del acuífero, siendo la calcita y la dolomita las fases minerales predominantes en los sedimentos que constituyen la matriz del acuífero.

Las altas concentraciones de los iones Cl^- (>350 mg/l), Na^+ (>200 mg/l), SO_4^{2-} (>350 mg/l) y Ca^{2+} (>200mg/l) en el agua de los pozos y manantiales situados entre los embalses de Doña Aldonza y Pedro Marín, y aguas abajo de la confluencia entre el río Guadalquivir y el río Torres son debidas a factores hidrogeológicos naturales (disolución de materiales evaporíticos de la Unidad Olistostrómica). Estas concentraciones deben tenerse en cuenta para establecer los valores umbrales para la protección y conservación del agua subterránea, tal y como indica la Directiva de Aguas Subterráneas (2006/118/CE), la cual establece medidas específicas, de conformidad con lo dispuesto en la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE), con el objeto de prevenir y controlar la contaminación de las aguas subterráneas.

La dedolomitización es el principal proceso hidrogeoquímico que controla la composición química del agua subterránea a nivel regional, aunque otros procesos como la meteorización de silicatos, intercambio iónico, mezcla entre el agua superficial y subterránea, y las prácticas agrícolas también afectan a su composición química.

La principal problemática ligada a las prácticas agrícolas desarrolladas en el área de estudio es la elevada concentración de nitratos en las aguas subterráneas en determinados sectores del acuífero. Además, se considera que los suelos agrícolas constituyen el principal reservorio de NOD en la cuenca, existiendo un lixiviado y flujo continuo hacia el acuífero aluvial y el río Guadalquivir. Las elevadas concentraciones de NOD en el agua subterránea (valor medio =

19,1 mg N/l) y el potencial para su mineralización bajo condiciones aeróbicas determinan la necesidad de incluir dicha fracción en la evaluación de la dinámica y en el balance de los compuestos nitrogenados en el sistema acuífero aluvial-río Guadalquivir.

En definitiva, este trabajo contribuye a la mejora del conocimiento de los factores que controlan la calidad del agua subterránea en el acuífero aluvial del Alto Guadalquivir y, por tanto, proporciona mejores criterios para garantizar la calidad y la protección de las aguas subterráneas, de acuerdo con los objetivos de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE) y la Directiva de Aguas Subterráneas (2006/118/CE).

Conclusions

This research work has revealed that the integrated assessment of the hydrogeochemical processes determining the groundwater quality requires the compositional characterization of the matrix of the studied aquifer, the interpretation of the hydrochemical data and its inverse geochemical modeling. Also, in relation to the anthropogenic influence, it has been shown that dissolved organic nitrogen (DON) should be included in the evaluation of the nitrogen dynamics and budget in the alluvial aquifer-dependent river system. The major conclusions obtained in this study are stated next.

The mineralogical and geochemical characterization of the alluvial sediments showed compositional fluctuations that demonstrate the existence of two main mineralogical and geochemical signatures related to different sediment source areas: (i) calcite and phyllosilicate minerals with smectitic layers come from the marls and limestones of the Neogene sediments that comprise the substrate of the Guadalquivir Basin and the Mesozoic Subbetic rocks of Sierra Mágina, and (ii) dolomite and illite come from the Mesozoic Prebetic rocks of Sierra de Cazorla and dolomitic blocks of the Olistrotomic Unit of the Guadalquivir Basin. The influence of Sierra Morena as a source area was only observed downstream of the confluence between the Guadalquivir River and its tributary Guadalimar, which drains the lithological units comprising Sierra Morena.

Two stages in the evolution of the fluvial system, with different rates of sediment transport, deposition and erosion, controlled by the effect of geomorphological processes, are considered to be responsible for the compositional variations observed in the alluvial sediments. The lithology of the the Neogene materials of the Guadalquivir Basin incised by the river would be the main factor controlling the composition of the basal part of the studied sedimentary sequences during a predominantly erosive initial stage. A later stage of evolution would allow the deposition of sediments delivered from the surrounding source areas, primarily the carbonate-rich Betic front, with this favouring a change in the composition of the sediments that form the upper parts of the alluvial sedimentary sequences.

The chemical composition of groundwater in the shallow alluvial aquifer of the Guadalquivir River is strongly influenced by water-rock interactions within the alluvial sediments. Despite some human influence having been detected, mainly due to agricultural activities, the

chemical composition of the groundwater is primarily controlled by natural hydrogeochemical processes. The observed changes in the chemical composition of groundwater along the flow path are controlled by the aquifer lithology as determined by the mineralogical analyses, which showed that calcite and dolomite are dominant in the gravel and sandy deposits of the aquifer matrix.

Mention should be made of the high concentrations of Cl^- (>350 mg/l), Na^+ (>200 mg/l), SO_4^{2-} (>350 mg/l) and Ca^{2+} (>200 mg/l) in wells and springs located between Doña Aldonza and Pedro Marín reservoirs and downstream of the confluence between the Guadalquivir River and Torres River. These elevated background levels of ions occurring mainly due to natural hydrogeological conditions (dissolution of evaporitic materials present in the Olistostromic Unit) should be taken into account when establishing threshold values for the protection and conservation of groundwater, as indicated by the Groundwater Directive (2006/118/EC) which establishes specific measures as provided for in the Water Framework Directive (2000/60/EC) in order to prevent and control groundwater pollution.

Dedolomitization (calcite precipitation and dolomite dissolution driven by gypsum dissolution) is the principal hydrogeochemical process controlling the regional groundwater chemistry, although other processes such as silicate weathering, ion exchange, mixing between river water and groundwater, and agricultural practices also affect the groundwater chemistry.

Nitrate pollution is a serious problem affecting groundwater due to the use of nitrogen fertilizers in agriculture in the study area. Additionally, it is apparent that agricultural soils constitute the main storage of organic nitrogen in the catchment with a steady leaching of high DON concentrations into the alluvial aquifer and the Guadalquivir River. The large concentrations of DON in groundwater (mean value 19.1 mg N/l) and the potential for its mineralization in the aerobic aquifer determine that DON should be included in the assessment of the nitrogen dynamics and budgets in the alluvial aquifer-Guadalquivir River system.

In summary, this work provides an improved understanding of the factors that control groundwater quality in the Quaternary alluvial aquifer of the Alto Guadalquivir and, therefore, provides better criteria for ensuring groundwater quality and protection, in accordance to the

objectives of the Water Framework Directive (2000/60/EC) and the Groundwater Directive (2006/118/EC).

Referencias bibliográficas

- Acworth RI, Jankowski J (1993) Hydrogeochemical zonation of groundwater in the Botany Sands Aquifer, Sydney. Australian Geological Survey Organization, Journal of Australian Geology & Geophysics 14: 193–199.
- Agrawal GD, Lunkad SK, Malkhed T (1999) Diffuse agricultural nitrate pollution of groundwaters in India. Water Science and Technology 39: 67–75.
- Almasri MN, Kaluarachchi JJ (2004) Assessment and management of long-term nitrate pollution of ground water in agriculture-dominated watersheds. Journal of Hydrology 295: 225–245.
- Anderson JB, Ashley GM (1991) Glacial marine sedimentation: paleoclimatic significance; a discussion. Geological Society of America Bulletin Special Paper 261: 223–226.
- Appelo CAJ, Postma D (2005) Geochemistry, groundwater and pollution (2nd edition). A.A. Balkema, Rotterdam.
- Arad A, Evans R (1987) The hydrogeology, hydrochemistry and environmental isotopes of the Campaspe River aquifer system, north-central Victoria, Australia. Journal of Hydrology 95: 63–86.
- Armijo R, Benkhelil J, Bousquete JC, Estévez A, Guiraud R, Montenat Ch, Pavillon MJ, Philip H, Sanz de Galdeano C, Viguier CI (1977) Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. En: L'histoire tectonique récent (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. Bulletin de la Société Géologique de France 19: 591–594.
- Aruga R, Gastaldi D, Negro G, Ostacoli G (1995) Pollution of a river basin and its evolution with time studied by multivariate statistical analysis. Analytica Chimica Acta 310: 15–25.
- Ator SW, Ferrari MJ (1997) Nitrate and selected pesticides in ground water of the Mid-Atlantic Region. U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigation Report pp 97–4139.

- Ayers RS, Westcot DW (1994) Water quality for agriculture. FAO Irrigation and Drainage Paper 29, Roma, 174 pp.
- Back W (1966) Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic coastal plain. U.S. Geological Survey Professional Paper 498-A, 42 pp.
- Back W, Hanshaw BB (1971) Rates of physical and chemical processes in a carbonate aquifer. In: Nonequilibrium systems in natural water chemistry. Advances in Chemistry Series, Washington D.C., pp 77-93.
- Back W, Hanshaw BB, Plummer LN, Rahn PH, Rightmire CT, Rubin M (1983) Process and rate of dedolomitization: mass transfer and ^{14}C dating in a regional carbonate aquifer. Geological Society of America Bulletin, 94: 1415-1429.
- Baeza Rodríguez-Caro J, Rubio Campos JC, Luque Espinar JA (2003) Las aguas minerales, minero-medicinales y termales de la provincia de Jaén. IGME, Madrid.
- Bakalowicz M (1994) Water geochemistry: water quality and dynamics. In: Standford J, Gibert J, Danielopol D (Eds.), Groundwater ecology. Academic Press, San Diego, pp 97-127.
- Ball JW, Nordstrom DK (1991) User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters. U.S. Geological Survey, Menlo Park.
- Bayhan E (2005) Tertiary clay mineralogy of the Cokelzdag region (NE Denizli-SW Turkey): origin and provenance. Journal of the Geological Society of India 66: 21-27.
- Beck BF, Asmussen L, Leonard R (1985) Relationship of geology, physiography, agricultural land use, and groundwater quality in southwest Georgia. Ground Water 23: 627-634.

- Ben Othman D, Luck JM, Tournoud MG (1997) Geochemistry and water dynamics: application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment: I. Alkalis, alkali-earths and Sr isotopes. *Chemical Geology* 140: 9–28.
- Bengtsson L, Enell M (1986) Chemical analysis. In: Berglund BE (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp 423–451.
- Benkhelil J (1976) Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). Thèse 3ème Cycle, University of Nice.
- Berman T, Bronk DA (2003) Dissolved organic nitrogen: a dynamic participant in aquatic ecosystems. *Aquatic Microbial Ecology* 31: 279–305.
- Biscaye PE (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76: 803–832.
- Blank RG, Margolis SV (1975) TPIocene climatic and glacial history of Antarctica as revealed by Southeast Indian Ocean deep-sea cores. *Geological Society of America Bulletin* 86: 1058–1066.
- Borken W, Xu YJ, Beese F (2004) Ammonium, nitrate and dissolved organic nitrogen in seepage water as affected by compost amendment to European beech, Norway spruce, and Scots pine forests. *Plant and Soil* 258: 121–134.
- Bouwman AF, van Drech G, van der Hoek KW (2005) Global and regional surface nitrogen balances in intensive agricultural production systems for the period 1970–2030. *Pedosphere* 15: 137–155.
- Brookshire ENJ, Valett HM, Thomas SA, Webster JR (2005) Coupled cycling of dissolved organic nitrogen and carbon in a forest stream. *Ecology* 86: 2487–2496.

- Busenberg E, Plummer LN (1985) Kinetic and thermodynamic factors controlling the distribution of SO_4^{2-} and Na^+ in calcites and selected aragonites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 713–725.
- Busenberg E, Plummer LN (1982) The kinetics of dissolution of dolomite in $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system at 1.5 to 65 °C and 0 to 1 atm P_{CO_2} . *American Journal of Sciences* 282: 45–78.
- Campbell JL, Hornbeck JW, McDowell WH, Buso DC, Shanley JB, Likens GE (2000) Dissolved organic nitrogen budgets for upland, forested ecosystems in New England. *Biogeochemistry* 49: 123–142.
- Cardenal J, Benavente J, Cruz-Sanjulián JJ (1994) Chemical evolution of groundwater in Triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). *Journal of Hydrology* 161: 3–30.
- Castillo Martín A (1986) Estudio hidroquímico del acuífero de la vega de Granada. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 638 pp.
- CEMOSA-Diputación Provincial de Jaén (2005) Estudio geotécnico: planta de residuos en Bailén, Jaén (inédito).
- Cerón JC, Jiménez-Espinosa R, Pulido-Bosch A (2000) Numerical analysis of hydrogeochemical data: a case study (Alto Guadalentín, southeast Spain). *Applied Geochemistry* 15: 1053–1067.
- Chamley H (1989) *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin.
- Champ DR, Gulens J, Jackson RE (1979) Oxidation-reduction sequences in groundwater flow systems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 12–23.
- Chapelle FH (1983) Groundwater geochemistry and calcite cementation of the Aquia aquifer in Southern Maryland. *Water Resources Research* 19: 545–558.

- Chapman PJ, Edwards AC, Reynolds B, Cresser MS, Neal C (1998) The nitrogen content of rivers in upland Britain: the significance of organic nitrogen. In: Craig RG (Ed.), *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, IAHS Publications, 248: 443–450.
- Chebotarev II (1955) Metamorphism of natural waters in the crust of weathering (Part 2 & 3). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 8: 137–170, 198–212.
- Chen-Wing L, Kao-Hung L, Yi-Ming K (2003) Application of factor analysis in the assessment of groundwater quality in a blackfoot disease area in Taiwan. *Science of the Total Environment* 313: 77–89.
- Clark ID, Fritz P (1997) *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, New York.
- Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (1994a) Redacción de la propuesta del Plan Hidrológico del Guadalquivir. Anexo I: recursos hidráulicos, disponible en http://www.chguadalquivir.es/chg/opencms/chg-web/menu_izquierda/marco-legal/plan_hidrologico_de_la_cuenca/contenido.html, accedido por última vez en julio de 2007.
- Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (1994b) Redacción de la propuesta del Plan Hidrológico del Guadalquivir. Anexo V: mejoras y transformación en regadíos, disponible en http://www.chguadalquivir.es/chg/opencms/chg-web/menu_izquierda/marco-legal/plan_hidrologico_de_la_cuenca/contenido.html, accedido por última vez en julio de 2007.
- Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (1994c) Redacción de la propuesta del Plan Hidrológico del Guadalquivir. Anexo XII: directrices para protección y recuperación de acuíferos, disponible en http://www.chguadalquivir.es/chg/opencms/chg-web/menu_izquierda/marco-legal/plan_hidrologico_de_la_cuenca/contenido.html, accedido por última vez en julio de 2007.
- Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Sistema Automático de Información Hidrológica de la Cuenca del Guadalquivir: datos históricos; disponible en <http://www.chguadalquivir.es/>

chg/opencms/chgweb/menu_izquierda/la_cuenca/informacion-hidrologica/saih/contenido.html, accedido por última vez en julio de 2007.

Consejo Económico y Social de la Provincia de Jaén (2003) La utilización de las aguas subterráneas como garantía de los abastecimientos en los municipios de la provincia de Jaén. Jaén.

Corbett DR, Dillon K, Burnett W, Schaeffer G (2002) The spatial variability of nitrogen and phosphorus concentration in a sand aquifer influenced by onsite sewage treatment and disposal systems: a case study on St. George Island, Florida. *Environmental Pollution* 117: 337–345.

Córcoles de la Vega JV (1987) Andújar. Una guía histórico-artística de la ciudad. Caja Provincial de Ahorros de Jaén, Jaén.

D'Elia CF, Steudler PA, Corwin N (1977) Determination of total nitrogen in aqueous samples using persulphate digestion. *Oceanography* 22: 760–764.

Davi ML, Bignami S, Milan C, Liboni M, Malfatto MG (1993) Determination of nitrate in surface waters by ion exchange chromatography after oxidation of total organic nitrogen to nitrate. *Journal of Chromatography* 644: 345–348.

Davis SN, de Wiest RJ (1996) *Hydrogeology*. Wiley, New York.

Dean WE (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research* 44: 242–248.

Deutsch WJ (1997) *Groundwater geochemistry: fundamentals and applications to contamination*. Lewis Publishers, New York.

Dinelli E, Tateo T (2001) Sheet silicates as effective carriers of heavy metals in the ophiolitic mine area of Vigonzano (northern Italy). *Mineralogical Magazine* 65: 121–132.

Directiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 12 de diciembre de 2006, relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro. *Diario Oficial de la Unión Europea*, L 372/19.

Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas*, L 327/1.

Directiva del Consejo 91/676/CEE, de 12 de diciembre de 1991, relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura. *Diario Oficial de las Comunidades Europeas*, 375/L.

Edmunds WM, Smedley PL (2000) Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry* 15: 737–752.

Edmunds WM, Bath AH, Miles DK (1982) Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 2069–2082.

Ehrmann WU, Grobe H, Fütterer DK (1991) Late Miocene to Holocene glacial history of East Antarctica revealed by sediments from Sites 745 and 746. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 119: 239–260.

Elliot T, Andrews JN, Edmunds WM (1999) Hydrochemical trends, paleorecharge and groundwater ages in the fissured Chalk aquifer of the London and Berkshire basins, UK. *Applied Geochemistry* 14: 333–363.

Elrashidi MA, Larsen S (1978) The effect of phosphate addition on the solubility of phosphate in soil. *Plant and Soil* 50: 585–594.

- Esbensen K, Lindquist L, Lundholrn L, Nisca D, Wold S (1987) Multivariate modelling of geochemical and geophysical exploration data. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 2: 161–175.
- Fernández Ruiz L (Ed.) (2002) *Abastecimientos, aguas subterráneas y nitratos en la provincia de Jaén*. IGME, Madrid.
- Freeze RA, Cherry JA (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Frind E, Duynisveld W, Strebel O, Boettcher J (1990) Modeling of multicomponent transport with microbial transformation in groundwater: the Fuhberg case. *Water Resources Research* 26: 1707–1719.
- Fuentes Yagüe JL (1992) *Técnicas de riego*. M.A.P.A.- I.R.Y.D.A., Madrid.
- Gallardo M, Thompson RB, López-Toral JR, Fernández MD, Granados R (2006) Effect of applied N concentration in a fertigated vegetable crop on soil solution nitrate and nitrate leaching loss. *Acta Horticulturae* 700: 221–224.
- García Arostegui JL (1998) *Estudio hidrogeológico y modelización del acuífero de los ríos Velez y Benamargosa (Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 377 pp.
- García Cortés A, Trío Maseda M (1994) *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 928, Cazorra*. Cartografía y Memoria. ITGE, Madrid.
- Garrels RM, Mackenzie FT (1967) Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. In: Stumm W (Ed.), *Equilibrium concepts in natural water systems*. *Advances in Chemistry Series* 67: 222–242.
- Ghani A, Dexter M, Carran RA, Theobald PW (2007) Dissolved organic nitrogen and carbon in pastoral soils: the New Zealand experience. *European Journal of Soil Science* 58: 832–843.

Gibbons W, Moreno MT (Eds.) (2002) *The Geology of Spain*. Geological Society, London.

Gingele FX, De Deckker P (2004) Fingerprinting Australia's rivers with clay minerals and the application for the marine record of climate change. *Australian Journal of Earth Sciences* 51: 339–348.

Golden Software Inc. (2002) *Surfer 8. User's guide: contouring and 3D surface mapping for scientists and engineers*. Golden, Colorado.

González I, Galán E, Miras A, Aparicio P (1998) New uses for brick-making clay materials from the Bailén area (southern Spain). *Clay Minerals* 33: 453–465.

Goodale CL, Aber JD, McDowell WH (2000) The long-term effects of disturbance on organic and inorganic nitrogen export in the White Mountains, New Hampshire. *Ecosystems* 3: 433–450.

Grischek T, Hiscock KM, Metschies T, Dennis PF, Nestler W (1998) Factors affecting denitrification during infiltration of river water into a sand and gravel aquifer in Saxony, Germany. *Water Research* 32: 450–460.

Grobe H, Mackensen A (1992) Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. *Antarctic Research Series* 56: 349–376.

Hallberg GR, Keeney DR (1993) Nitrate. In: Alley WM (Ed.), *Regional Ground-Water Quality*, U.S. Geological Survey, pp 297–321.

Hamilton PA, Helsel DR (1995) Effects of agriculture on ground-water quality in five regions of the United States. *Ground Water* 33: 217–226.

Hanshaw BB, Back W (1979) Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *Journal of Hydrology* 43: 287–312.

- Hanshaw BB, Busby J, Lee R (1978) Geochemical aspects of the Madison aquifer system. Montana Geological Society, 24th Annual Conference: Williston Basin Symposium, Billings, Montana Geological Society, pp 385–390.
- Harter T, Davis H, Mathews M, Meyer R (2002) Shallow ground water quality on dairy farms with irrigated forage crops. *Journal of Contaminant Hydrology* 55: 287–315.
- Hedin LO, Armesto JJ, Johnson AH (1995) Patterns of nutrient loss from unpolluted, old-growth temperate forests: evaluation of biogeochemical theory. *Ecology* 76: 493–509.
- Heiri O, Lotter AF, Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101–110.
- Helena B, Pardo R, Vega M, Barrado E, Fernandez JM, Fernandez L (2000) Temporal evolution of groundwater composition in an alluvial aquifer (Pisuerga River, Spain) by principal component analysis. *Water Research* 34: 807–816.
- Helena B, Vega M, Barrado E, Pardo R, Fernandez L (1999) A case of hydrochemical characterization of an alluvial aquifer influenced by human activities. *Water, Air, and Soil Pollution* 112: 365–387.
- Hem JD (1985) Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water (3rd edition). U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 2254, 263 pp.
- Herczeg AL (2001) Can major ion chemistry be used to estimate groundwater residence time in basaltic aquifers? In: Cidu R (Ed.), *Water-Rock Interaction. Proceedings of the 10th International Symposium on Water-Rock Interaction, Vilasimius, Italy*. Balkema, Rotterdam, pp 529–532.
- Herczeg AL, Edmunds WM (2000) Inorganic ions as tracers. In: Cook P, Herczeg AL (Eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic, Boston, pp 31–77.

- Herczeg AL, Simpson HJ, Mazor E (1993) Transport of soluble salts in a large semiarid basin: River Murray, Australia. *Journal of Hydrology* 144: 59–84.
- Herczeg AL, Torgersen T, Chivas AR, Habermehl MA (1991) Geochemistry of groundwaters from the Great Artesian Basin, Australia. *Journal of Hydrology* 126: 225–245.
- Herman JS, White WB (1985) Dissolution kinetics of dolomite: effects of lithology and fluid flow velocity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 2017–2026.
- Hidalgo Estévez MC, Jiménez Espinosa R, Ruiz Ortiz PA (2001) Estudio hidrogeológico para abastecimiento al polígono industrial S.U.N.P.-6. Informe final. Primera fase. Inédito.
- Higuera Arnal A (1961) El Alto Guadalquivir. Estudio geográfico. Instituto de Estudios Giennenses y Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Zaragoza, 191 pp.
- Hiscock KM (1993) The influence of pre-Devensian deposits on the hydrogeochemistry of the Chalk aquifer system of north Norfolk, UK. *Journal of Hydrology* 144: 335–369.
- Hiscock K, Lovett A, Saich A, Dockerty T, Johnson P, Sandhu C, Sünnerberg G, Appleton K, Harris R, Greaves J (2007) Modelling land-use scenarios to reduce groundwater nitrate pollution – the European Water4All project. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 40: 417–434.
- Hiscock KM, Bateman AS, Mühlherr IH, Fukada T, Dennis PF (2003) Indirect emissions of nitrous oxide from regional aquifers in the United Kingdom. *Environmental Science and Technology* 37: 3507–3512.
- Hudak PF (2000) Regional trends in nitrate content of Texas ground water. *Journal of Hydrology* 228: 37–47.
- ITGE-Diputación Provincial de Jaén (1997) Atlas hidrogeológico de la provincia de Jaén. Jaén, 175 pp.

- Jiménez Espinosa R (2003) Tratamiento numérico de la información hidrogeológica: fases de estudio y ejemplos de aplicación. *Boletín Geológico y Minero* 114: 311–322.
- Jiménez Espinosa R (1993) Análisis geoestadístico de la distribución espacial de anomalías geoquímicas en exploración minera. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 442 pp.
- Jiménez Espinosa R, Sánchez Martos F, Pulido Bosch A (2001) Caracterización hidrogeoquímica del acuífero detrítico del Bajo Andarax (Almería) por medio de técnicas estadísticas y geoestadísticas. En: Pulido Bosch A, Pulido Leboeuf PA, Vallejos Izquierdo A (Eds.), V Simposio sobre el Agua en Andalucía, Almería, pp 225–235.
- Johannesson KH, Stetzenbach KJ, Kremer DK, Hodge VF (1996) Multivariate statistical analysis of arsenic and selenium concentrations in groundwaters from south-central Nevada and Death Valley, California. *Journal of Hydrology* 178: 181–204.
- Join JL, Coudray J, Longworth K (1997) Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. *Journal of Hydrology* 190: 1–18.
- Joint Committee of Powder Diffraction Standards (1996) Powder Diffraction File, Inorganic Phases. International Centre for Diffraction Data, Newton Square, USA.
- Jones JB, Holmes RM (1996) Surface-subsurface interactions in stream ecosystems. *Trends in Ecology and Evolution* 11: 239–242.
- Kaiser HF (1958) The varimax criteria for analytical rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23: 187–200.
- Karant K (1997) Groundwater assessment, development and management. Tata McGraw-Hill, New Delhi.

- Kaushal SS, Lewis WM (2003) Patterns in the chemical fractionation of organic nitrogen in Rocky Mountain streams. *Ecosystems* 6: 483–492.
- Kelly WR (1997) Heterogeneities in ground-water geochemistry in a sand aquifer beneath an irrigated field. *Journal of Hydrology* 198: 154–176.
- Kendall C, Aravena R (2000) Nitrate isotopes in groundwater systems. In: Cook PG, Herczeg AL (Eds.), *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Massachusetts, pp 261–297.
- Kimblin RT (1995) The chemistry and origin of groundwater in Triassic sandstone and Quaternary deposits, northwest England and some UK comparisons. *Journal of Hydrology* 172: 293–311.
- Korom SF (1992) Natural denitrification in the saturated zone: a review. *Water Resources Research* 28: 1657–1668.
- Kpombrekou K, Killorn R (1996) Nitrification of ammonium nitrogen in soils treated with XDE-474. *Soil Science Society of America Journal* 60: 1482–1489.
- Kraft GJ, Sities W, Mechenich DJ (1999) Impacts of irrigated vegetable agriculture on a humid north-central U.S. sand plain aquifer. *Ground Water* 37: 572–580.
- Kroeger KD, Cole ML, Valiela I (2006) Groundwater-transported dissolved organic nitrogen exports from coastal watersheds. *Limnology and Oceanography* 51: 2248–2261.
- Kroeger KD, Bowen JL, Corcoran D, Moorman J, Michalowski J, Rose C, Valiela I (1999) Nitrogen loading to Green Pond, Falmouth, MA: sources and evaluation of management options. *Environment Cape Cod* 2: 15–26.
- Langmuir D (1997) *Aqueous environmental geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey.

- Langmuir D (1971) The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35: 1023–1045.
- Langmuir D (1968) Stability of calcite based on aqueous solubility measurements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32: 835–851.
- Lewis WM, Melack JM, McDowell WH, McClain M, Richey JE (1999) Nitrogen yields from undisturbed watersheds in the Americas. *Biogeochemistry* 46: 149–162.
- Liu CW, Lin KH, Kuo YM (2003) Application of factor analysis in the assessment of groundwater quality in a blackfoot disease area in Taiwan. *The Science of the Total Environment* 313: 77–89.
- López Geta JA, Navarrete Martínez P, Moreno Merino L, Martín Machuca M, Haro MD, Mediavilla Laso C, Anglada Gómez R, Sánchez Sánchez E (1998) Calidad química y contaminación de las aguas subterráneas en España: periodo 1982–1993. Cuenca del Guadalquivir. ITGE, Madrid.
- Lovett GM, Weathers KC, Sobczak WV (1998) Nitrogen saturation and retention in forested watersheds of the Catskill Mountains, New York. *Ecological Applications* 10: 73–84.
- Macdonald AM, Edwards AC, Pugh KB, Balls PW (1995) Soluble nitrogen and phosphorous in the river Ythan system, UK: annual and seasonal trend. *Water Research* 29: 837–846.
- Macumber PG (1992) Hydrological processes in the Tyrell Basin, southeastern Australia. *Chemical Geology* 96: 1–18.
- Macumber PG (1991) Interaction between groundwater and surface water systems in northern Victoria. Department of Conservation and Environment, Victoria, Australia.
- Martínez W, Núñez A (1974) Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 907, Villacarrillo. Cartografía y Memoria. IGME, Madrid.

- Mathes SE, Rasmussen TC (2006) Combining multivariate statistical analysis with geographic information systems mapping: a tool for delineating groundwater contamination. *Hydrogeology Journal* 14: 1493–1507.
- McDowell WH, Currie WS, Aber JD, Yano Y (1998) Effects of chronic nitrogen amendments on production of dissolved organic carbon and nitrogen in forest soils. *Water, Air and Soil Pollution* 105: 175–182.
- Moore MD, Reynolds RC (1989) X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, New York.
- Moriarty KC (1977) Clay minerals in southeast Indian Ocean sediments, transport mechanisms and depositional environments. *Marine Geology* 25: 149–174.
- Mühlherr IH (1997) Nitrous oxide in British limestone aquifers. PhD Thesis. University of East Anglia, Norwich, 190 pp.
- Müller C, Stein R (2000) Variability of fluvial sediment supply to the Laptev Sea continental margin during Late Weichselian to Holocene times: implications from clay-mineral records. *International Journal of Earth Sciences* 89: 592–604.
- Murphy DV, Macdonald AJ, Stockdale EA, Goulding KWT, Fortune S, Gaunt JL (2000) Soluble organic nitrogen in agricultural soils. *Biology and Fertility of Soils* 30: 374–387.
- Nash H, McCall GJH (1995) *Groundwater Quality*, 17th Special Report. Chapman & Hall, London, pp 109–122.
- Neff JC, Hobbie SE, Vitousek PM (2000) Nutrient and mineralogical control on dissolved organic C, N and P fluxes and stoichiometry in Hawaiian soils. *Biogeochemistry* 51: 283–302.
- Oakes DB, Young CP, Foster SSD (1981) The effects of farming practices on groundwater quality in the United Kingdom. *Science of the Total Environment* 21: 17–30.

- Ortega Huertas M, Palomo I, Moresi M, Oddone M (1991) A mineralogical and geochemical approach to establishing a sedimentary model in a passive continental margin (Subbetic Zone, Betic Cordilleras, SE Spain). *Clay Minerals* 26: 389–407.
- Palomo Delgado I (1987) Mineralogía y geoquímica de los sedimentos pelágicos del Jurásico inferior de las Cordilleras Béticas (SE de España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 345 pp.
- Parkhurst DL, Plummer LN, Thorstenson DC (1982) BALANCE - A computer program for calculating mass transfer for geochemical reactions in ground water. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 82–14.
- Patrick WH, Khalid RA (1974) Phosphate release and sorption by soils and sediments: effect of aerobic and anaerobic conditions. *Science* 186: 53–55.
- Perakis SS, Hedin LO (2002) Nitrogen losses from unpolluted South American forests mainly via dissolved organic compounds. *Nature* 415: 416–419.
- Pereira HG, Sousa AJ (1988) Análise de dados para o tratamento de quadros multidimensionais. CVRM - Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Pérez López C (2005) Técnicas estadísticas con SPSS 12: aplicaciones al análisis de datos. Pearson Educación, S.A., Madrid.
- Petrides B, Cartwright I (2006) The hydrogeology and hydrochemistry of the Barwon Downs Graben aquifer, southwestern Victoria, Australia. *Hydrogeology Journal* 14: 809–826.
- Pionke HB, Urban JB (1985) Effect of agricultural land use on ground-water quality in a small Pennsylvania watershed. *Ground Water* 23: 68–80.

- Plummer LN (1992) Geochemical modeling of water-rock interaction: past, present, future. In: Kharaka YK (Ed.), Proceedings of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction. A.A. Balkema, Amsterdam, pp 23–33.
- Plummer LN (1977) Defining reactions and mass transfer in part of the Floridan aquifer. Water Resources Research 13: 801–812.
- Plummer LN, Busenberg E (1982) The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂-H₂O solutions between 0 and 90 °C, and the evolution of the aqueous model for the system CaCO₃-CO₂-H₂O. Geochimica et Cosmochimica Acta 46: 1011–1040.
- Plummer LN, Back W (1980) The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. American Journal of Science 280: 130–142.
- Plummer LN, Prestemon EC, Parkhurst DL (1994) An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along flow path. Version 2.0. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 94–4169.
- Plummer LN, Busby JF, Lee RW, Hanshaw BB (1990) Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. Water Resources Research 26: 1981–2014.
- Plummer LN, Wigley T, Parkhurst D (1978) The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5 degrees to 60 degrees C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. American Journal of Sciences, 278: 179–216.
- Postma D, Boesen C, Kristiansen H, Larsen F (1991) Nitrate reduction in an unconfined sandy aquifer: water chemistry, reduction processes, and geochemical modeling. Water Resources Research 27: 2027–2045.
- Powlson DS (1993) Understanding the soil nitrogen cycle. Soil Use and Management 9: 86–94.

- Rauch HW, White WB (1977) Dissolution kinetics of carbonate rocks. 1. Effects of lithology on dissolution rate. *Water Resources Research* 13: 381–394.
- Real Decreto 261/1996, de 16 de febrero, sobre protección de las aguas contra la contaminación producida por los nitratos procedentes de fuentes agrarias. *Boletín Oficial del Estado* número 61, 11 de marzo de 1996.
- Reisenhofer E, Adami G, Barbieri P (1998) Using chemical and physical parameters to define the quality of karstic fresh waters (Timavo River, North-eastern Italy): a chemometric approach. *Water Research* 32: 1193–1203.
- Roldán García FJ (1995) Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 259 pp.
- Roldán García FJ, Lupiani Moreno E, Villalobos Megías M (1991a) Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 926, Mengíbar. Cartografía y Memoria. ITGE, Madrid.
- Roldán García FJ, Lupiani Moreno E, Villalobos Megías M, Jerez Mir L (1991b) Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 927, Baeza. Cartografía y Memoria. ITGE, Madrid.
- Sacks LA, Herman JS, Kauffman SJ (1995) Controls on high sulfate concentrations in the Upper Floridan aquifer in southwest Florida. *Water Resources Research* 31: 2541–2551.
- Saffigna PG, Keeney DR (1977) Nitrate and chloride in ground water under irrigated agriculture in central Wisconsin. *Ground Water* 15: 170–177.
- Sánchez Martos F (1997) Estudio hidroquímico del Bajo Andarax. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 290 pp.
- Sánchez-Martos F, Jiménez-Espinosa R, Pulido-Bosch A (2001) Mapping groundwater quality variables using PCA and geostatistics: a case study of Bajo Andarax, southeastern Spain. *Hydrological Sciences Journal* 46: 227–242.

- Santos García JA (1988) Informe sedimentológico sobre las terrazas del río Guadalquivir. En: Estudio Geológico-Hidrogeológico de la zona de Andújar (Jaén). Estudio geológico hidrogeológico de detalle 1:10.000. Tomo IV-1 Memoria, pp 56–72. ENRESA (inédito).
- Santos García JA, Jerez Mir F, Saint-Aubin J (1991) Estudio sedimentológico de un sector del río Guadalquivir en las proximidades de Andújar (Provincia de Jaén). Los depósitos de la terraza +6m (T4). Estudios Geológicos 47: 43–55.
- Sanz de Galdeano C (1990) Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics* 173: 175–178.
- Sanz de Galdeano C, Alfaro P (2004) Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology* 63: 175–190.
- Sanz de Galdeano C, López-Casado C (1988) Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño. *Revista de Geofísica* 44, 175–198.
- Sanz de Galdeano C, Ortega Huertas M, Rodríguez J, Velilla N (1984) Mineralizaciones de celestina en olistostromas de la depresión del Guadalquivir (NE de Jaén, España). *Boletín Geológico y Minero* 95: 268–276.
- Saunders JA, Toran LE (1994) Evidence for dedolomitization and mixing in Paleozoic carbonates near Oak Ridge, Tennessee. *Ground Water* 32: 207–214.
- Seitzinger SP, Sanders RW (1997) Contribution of dissolved organic nitrogen from rivers to estuarine eutrophication. *Marine Ecology Progress Series* 159: 1–12.
- Seitzinger SP, Hartnett H, Lauck R, Mazurek M, Minegishi T, Spyres G, Styles R (2005) Molecular-level chemical characterization and bioavailability of dissolved organic matter in stream water using electrospray-ionization mass spectrometry. *Limnology and Oceanography* 50: 1–12.

- Seitzinger SP, Sanders RW, Styles R (2002) Bioavailability of DON from natural and anthropogenic sources to estuarine plankton. *Limnology and Oceanography* 42: 353–366.
- Sharma HD, Chawla AS (1977) Manual on groundwater and tubewells. Technical Report 18, Central Board of Irrigation and Power, New Delhi, India, 200 pp.
- Sickman JO, Leydecker A, Melack JM (2001) Nitrogen mass balances and abiotic controls on N retention and yield in high-elevation catchments of the Sierra Nevada, California, United States. *Water Resources Research* 37: 1445–1461.
- Siemens J, Kaupenjohann M (2002) Contribution of dissolved organic nitrogen to N leaching from four German agricultural soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 165: 675–681.
- Spalding RF, Exner ME (1993) Occurrence of nitrate in ground water: a review. *Journal of Environmental Quality* 22: 392–402.
- Spalding RF, Watts DG, Schepers JS, Burbach ME, Exner ME, Poreda RJ, Martin GE (2001) Controlling nitrate leaching in irrigated agriculture. *Journal of Environmental Quality* 30: 1184–1194.
- Stetzenbach KJ, Hodge VF, Guo C, Farnham IM, Johannesson KH (2001) Geochemical and statistical evidence of deep carbonate groundwater within overlying volcanic rock aquifers/aquitards of southern Nevada, USA. *Journal of Hydrology* 243: 254–271.
- Stetzenbach KJ, Farnham IM, Hodge VF, Johannesson KH (1999) Using multivariate statistical analysis of groundwater major cation and trace element concentrations to evaluate groundwater flow in a regional aquifer. *Hydrological Processes* 13: 2655–2697.
- Stigter TY, van Ooijen SPJ, Post VEA, Appelo CAJ, Carvalho Dill AMM (1998) A hydrogeological and hydrogeochemical explanation of the groundwater composition under irrigated

- land in a Mediterranean environment, Algarbe, Portugal. *Journal of Hydrology* 208: 262–279.
- Stokes M, Mather AE (2000) Response of Plio-Pleistocene alluvial systems to tectonically induced base-level changes, Vera Basin, SE Spain. *Geological Society of London* 157: 303–316.
- Tesoriero A, Voss F (1997) Predicting the probability of elevated nitrate concentrations in the Puget Sound Basin: implications for aquifer susceptibility and vulnerability. *Ground Water* 35: 1029–1039.
- Tesoriero A, Liecscher H, Cox S (2000) Mechanism and rate of denitrification in agricultural watershed: electron and mass balance along ground water flow paths. *Water Resources Research* 36: 1545–1559.
- Thompson RB, Martínez C, Gallardo M, López-Toral J, Fernández MD (2006) Management factors contributing to nitrate leaching loss from a greenhouse-based intensive vegetable production system. *Acta Horticulturae* 700: 179–184.
- Thorne DW, Peterson HB (1954) *Irrigated soils: their fertility and management*. The Blakiston Co, New York.
- Todd DK (1980) *Ground water hydrology*. Wiley, New York.
- Tucker GE, Slingerland R (1996) Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research* 8: 329–349.
- U.S. Salinity Laboratory Staff (1954) *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. U.S. Department of Agriculture, Handbook 60, Washington D.C., USA, 160 pp.

- Valiela I, Geist M, McClelland J, Tomasky G (2000) Nitrogen loading from watersheds to estuaries: Verification of the Waquoit Bay nitrogen loading model. *Biogeochemistry* 49: 277–293.
- Vallejos Izquierdo A (1997) Hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 264 pp.
- van Breemen N, Boyer EW, Goodale CL, Jaworski NA, Paustian K, Seitzinger SP, Lajtha K, Mayer B, van Dam D, Howarth RW, Nadelhoffer KJ, Eve M, Billen G (2002) Where did all the nitrogen go? Fate of nitrogen inputs to large watersheds in the northeastern USA. *Biogeochemistry* 57/58: 267–293.
- Vázquez Vílchez M (2004) Posibilidades de uso cerámico de los minerales y rocas industriales de la provincia de Jaén. Tesis Doctoral. Universidad de Jaén, 242 pp.
- Vera JA (Ed.) (2004) Geología de España. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España (SGE-IGME), Madrid.
- Vidal M, Melgar J, López A, Santoalla MC (2000) Spatial and temporal hydrochemical changes in groundwater under the contaminating effects of fertilizers and wastewater. *Journal of Environmental Management* 60: 215–225.
- Viguier C (1977) Les grands traits de la tectonique du Basin neogene du Bas Guadalquivir. *Boletín Geológico y Minero* 88: 39–44.
- Vitousek PM, Hedin LO, Matson PA, Fownes JH, Neff JC (1998) Within-system element cycles, input-output budgets and nutrient limitation. In: Pace ML, Groffman PM (Eds.), *Successes, Limitation, and Frontiers in Ecosystem Science*. Springer-Verlag, New York, pp 432–451.

- von Morlot A (1847) *Veber Dolomit and seine kunstliche Darstellung aus kalkstein: Naturwissenschaftliche Adhandlungen, gesammelt und durch Subscription lursg. von Wilhelm Haidinger 1: 305–315.*
- Wahl TL, Wahl KL (2007) BFI 4.15: a computer program for determining an index to base flow. U.S. Bureau of Reclamation, Lakewood, Colorado.
- Waterloo Hydrogeologic Inc. (2006) Aquachem 5.1. User's manual. Waterloo, Ontario.
- Weaver TR, Bahr JM (1991) Geochemical evolution in the Cambrian-Ordovician sandstone aquifer, eastern Wisconsin. 2. Correlation between flow paths and groundwater chemistry. *Ground Water* 29: 510–515.
- Weaver TR, Frape SK, Cherry JA (1995) Recent cross-formational fluid flow and mixing in the shallow Michigan Basin. *Geological Society of America Bulletin* 107: 697–707.
- Whitmore GP, Crook KAW, Johnson DP (2004) Grain size control of mineralogy and geochemistry in modern river sediment, New Guinea collision, Papua New Guinea. *Sedimentary Geology* 171: 129–157.
- Wiegner TN, Seitzinger SP (2004) Seasonal bioavailability of dissolved organic carbon and nitrogen from pristine and polluted freshwater wetlands. *Limnology and Oceanography* 49: 1703–1712.
- Wigley TML, Plummer LN, Pearson FJ (1978) Mass transfer and carbon isotope evolution of natural water systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 1117–1139.
- Wilcox LV (1948) *The quality of water for irrigation use.* U.S. Department of Agriculture, Technical Bulletin 962, Washington D.C., USA, 40 pp.

- Williams MW, Hood E, Caine N (2001) Role of organic nitrogen in the nitrogen cycle of a high-elevation catchment, Colorado Front Range. *Water Resources Research* 37: 2569–2581.
- Wood WW (2000) It's the heterogeneity! *Ground Water* 38:1.
- Wylie BK, Shaffer MJ, Hall MD (1995) Regional assessment of NLEAP NO₃-N leaching indices. *Water Resources Bulletin* 31: 399–408.
- Yong L, Jiabao Z (1999) Agricultural diffuse pollution from fertilizers and pesticides in China. *Water Science and Technology* 39: 25–32.
- Yoon HI, Park BK, Kim Y, Kim D (2000) Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margin in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 189–211.
- Zhang WL, Tian ZX, Zhang N, Li XQ (1996) Nitrate pollution of groundwater in northern China. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 59: 223–231.
- Zhu C, Burden DS (2001) Mineralogical compositions of aquifer matrix as necessary initial conditions in reactive contaminant transport models. *Journal of Contaminant Hydrology* 51: 145–161.

Anexos

Anexo 1

Parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas del acuífero aluvial del Alto Guadalquivir (datos históricos; fuente: IGME)

Hoja	Otante	Punto	Municipio	UTM X	UTM Y	Fecha muestreo	Fecha análisis	C.E.	Temp.	pH	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺
1937	1	0003	Jabalquinto	431461	4205051	28/08/67	01/09/67	630	18		29	68	1830		23	65	40			
1937	1	0004	Jabalquinto	432382	4204273	28/08/67	01/09/67	1280	17		85	298	1740		69	90	84			
1937	1	0023	Mengibar	429900	4203875	18/01/94	18/04/94	1850		7,6	206	356	292	124	120	66	162	72		0,17
1937	2	0002	Torreblascopedro	438195	4205090	17/08/67	01/09/67	1000	19		46	250	1500		25	97	50			
1937	2	0003	Torreblascopedro	436631	4204639	17/08/67	01/09/67	700	18		21	130	1410		11	65	44			
1937	2	0005	Torreblascopedro	437927	4201948	17/08/67	01/09/67	1300	17		46	260	1650		114	52	58			
1937	2	0008	Mengibar	435574	4203816	26/08/67	01/09/67	1800	16		312	336	1200		88	133	100			
1937	2	0010	Jabalquinto	438911	4206194	28/08/67	01/09/67	800	20		36	120	177		30	60	64			
1937	2	0011	Jabalquinto	435954	4205601	28/08/67	01/09/67	1180	16		116	202	1680		49	80	96			
1937	3	0009	Torreblascopedro	439974	4201563	17/08/67	01/09/67	600	16		29	72	1320		14	46	48			
1937	3	0011	Mancha Real	445557	4200722	18/08/67	01/09/67	1560	18		182	288	117		41	98	94	8		
1937	3	0012	Begíjar	446854	4201207	18/08/67	01/09/67	2000	15		216	528	1380		97	133	128			
1937	3	0013	Villatorres	443799	4200518	24/08/67	01/09/67	1700	17		230	318	132		162	73	90	4		
1937	4	0002	Begíjar	448370	4201568	18/08/67	01/09/67	198000	15		71000		870		42476	270	770	352		
1937	4	0005	Begíjar	452955	4201293	18/08/67	01/09/67	2400	20		167	672	1830		156	145	128			
1937	4	0008	Mancha Real	447632	4200894	24/08/67	01/09/67	1600	17		182	300	132		108	84	74	8		
2037	1	0003	Bedmar y Garciez	460208	4197155	12/05/67	01/06/67	1735	14		266	274	150		184	42	130	8		
2037	1	0008	Baeza	459874	4198975	16/08/67	01/09/67	330	19		25	58	750		12	36	20			
2037	2	0002	Úbeda	468704	4197150	12/08/67	01/09/67	1370	17		189	270	1860		110	73	100			
2037	3	0002	Úbeda	469513	4197732	10/08/67	01/09/67	1500	16		181	200	1860		115	83	76			
2037	4	0006	Úbeda	482484	4201392	11/08/67	01/09/67	600	16		21	30	1530		16	38	50			
2037	6	0006	Bedmar y Garciez	462303	4196221	12/05/67	01/06/67	2470	16		329	514	141		300	58	132	12		
2136	6	0014	Villacarrillo	496809	4213530	03/12/98	17/12/98							37						
2137	1	0008	Cazorla	486317	4202617	21/02/67	22/02/67				25	95	144		22	55	38	1		

Conductividad eléctrica (C.E.) expresada en $\mu\text{S}/\text{cm}$

Temperatura expresada en $^{\circ}\text{C}$

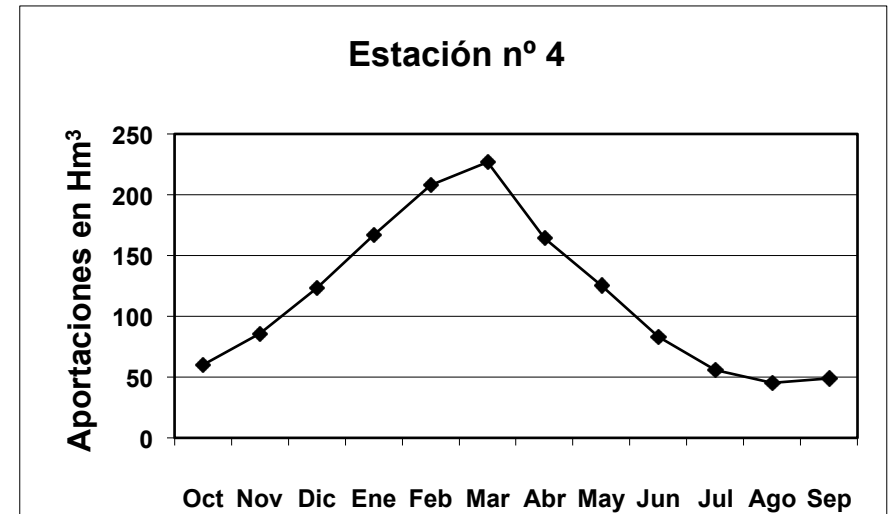
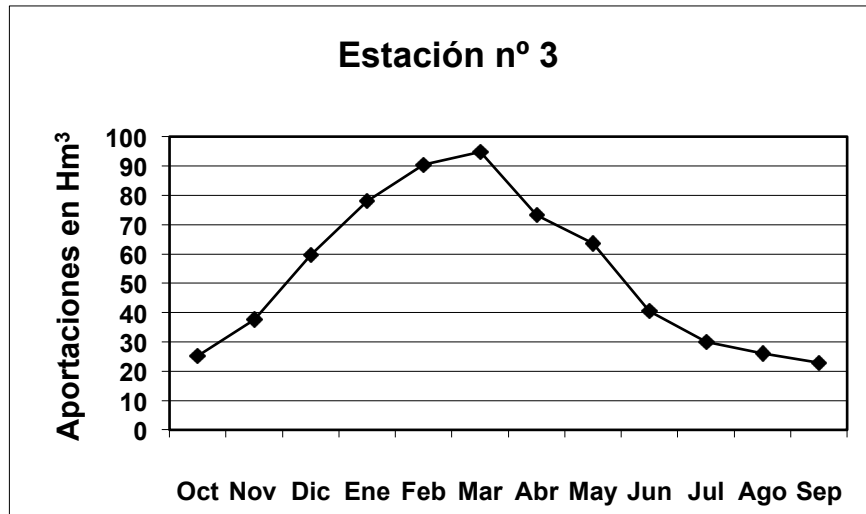
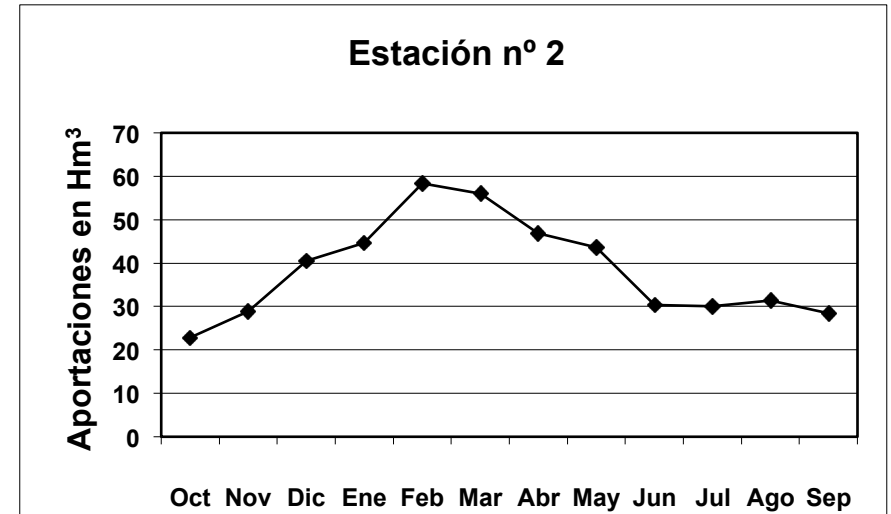
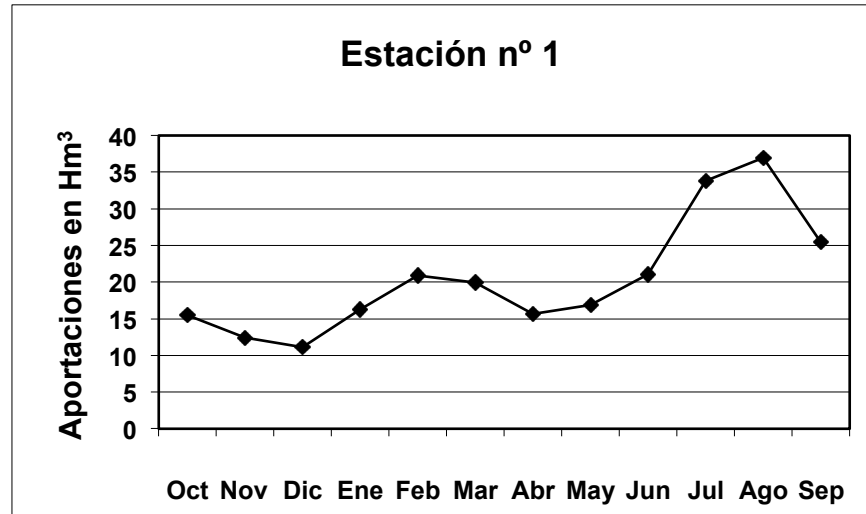
Concentraciones iónicas expresadas en mg/l

Anexo 2

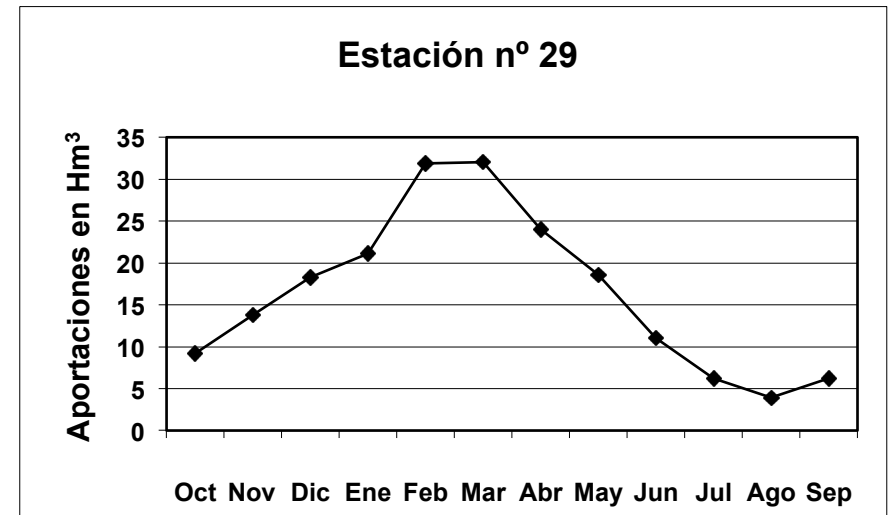
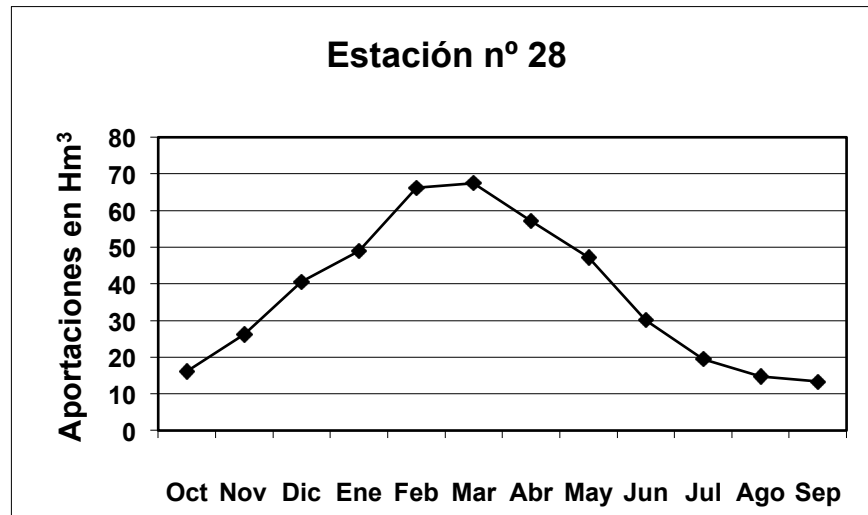
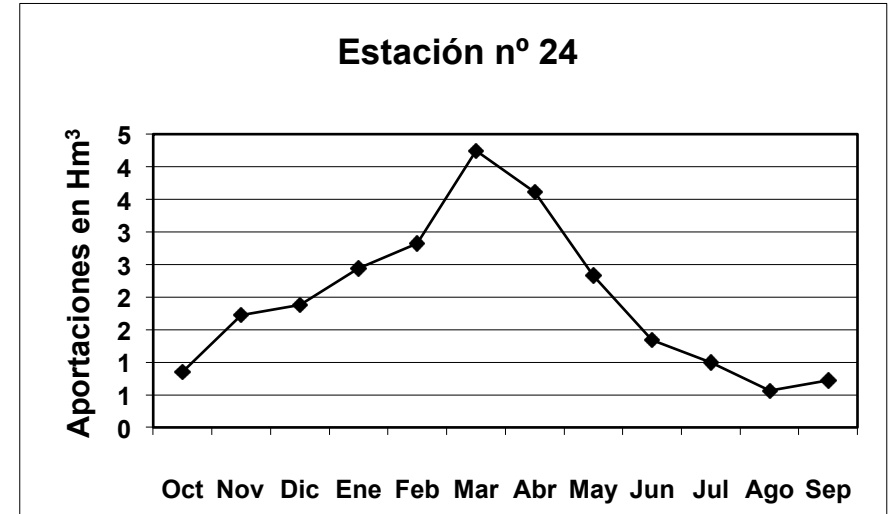
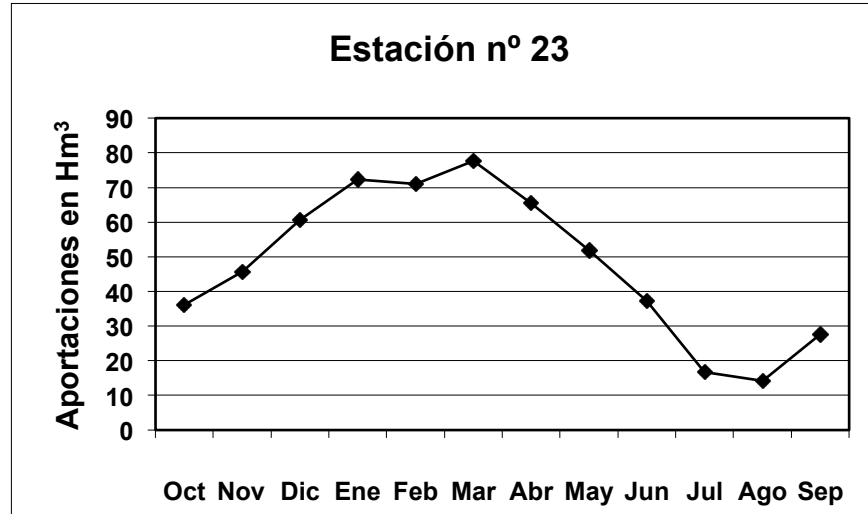
Estaciones de aforo de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (registros históricos)

Nº CHG	Río	Lugar/denominación	Latitud	Longitud	Superficie cuenca estación (km ²)	Aportaciones medias (hm ³ /año)	Años de registro
1	Guadalquivir	Arroyo María	38°10'50''N	2°50'11''W	583	248	1930-1995
2	Guadalquivir	Puente de la Cerrada	37°56'49''N	3°13'10''W	1.330	473	1911-1994
3	Guadalquivir	Pedro Marín	37°54'35''N	3°24'41''W	9.050	624	1911-1995
4	Guadalquivir	Mengíbar	37°58'62''N	3°48'08''W	16.166	1.452	1911-1992
23	Guadiana Menor	Pósito	37°53'20''N	3°12'31''W	7.180	612	1911-1990
24	Jandulilla	Horno del Vidrio	37°44'15''N	3°21'42''W	136	27	1927-1995
28	Guadalimar	Ariza	38°07'47''N	3°21'25''W	2.659	436	1924-1994
29	Guadalbullón	Mengíbar	37°58'20''N	3°46'52''W	1.111	199	1911-1995
61	Guadalquivir	Racioneros	37°56'60''N	3°37'11''W	9.654	622	1949-1995
62	Guadalquivir	Mengíbar	37°59'18''N	3°47'17''W	16.163	1.159	1949-1995
135	Aguascebas	Mogón	38°04'38''N	3°01'17''W	109	sin datos	1992-1995
136	Vega	Santo Tomé	38°01'25''N	3°06'07''W	185	39	1983-1995

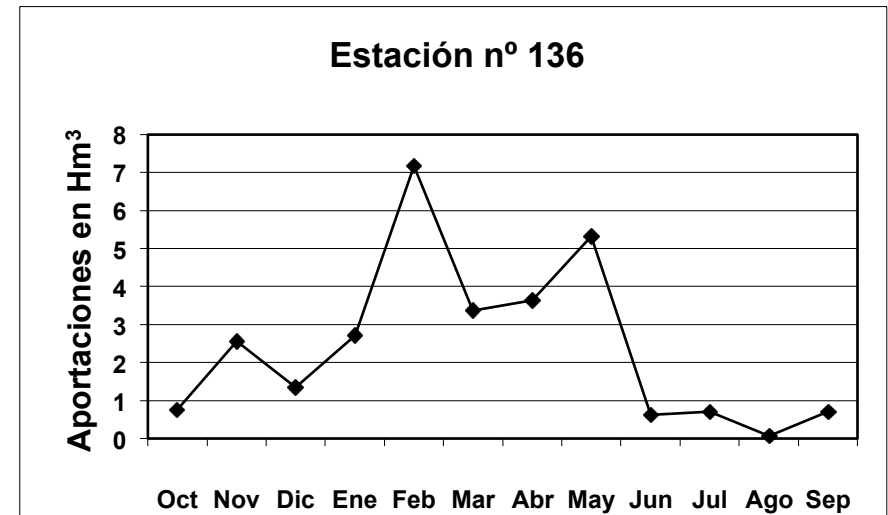
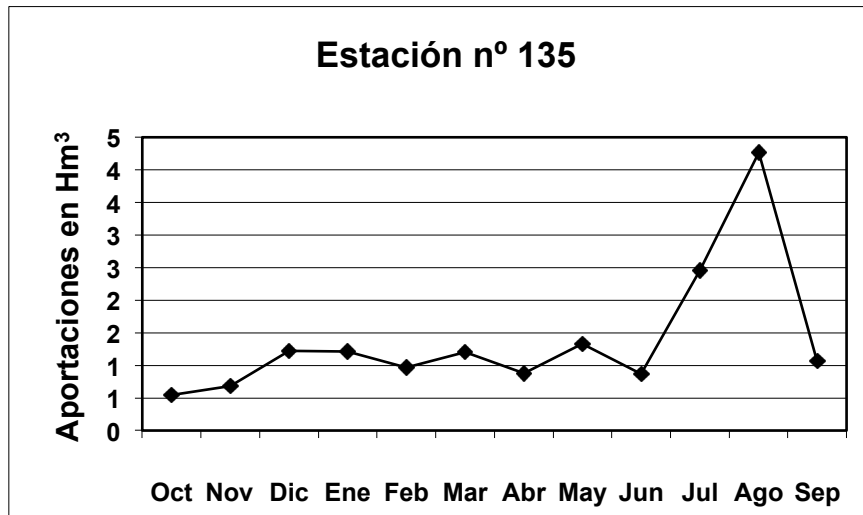
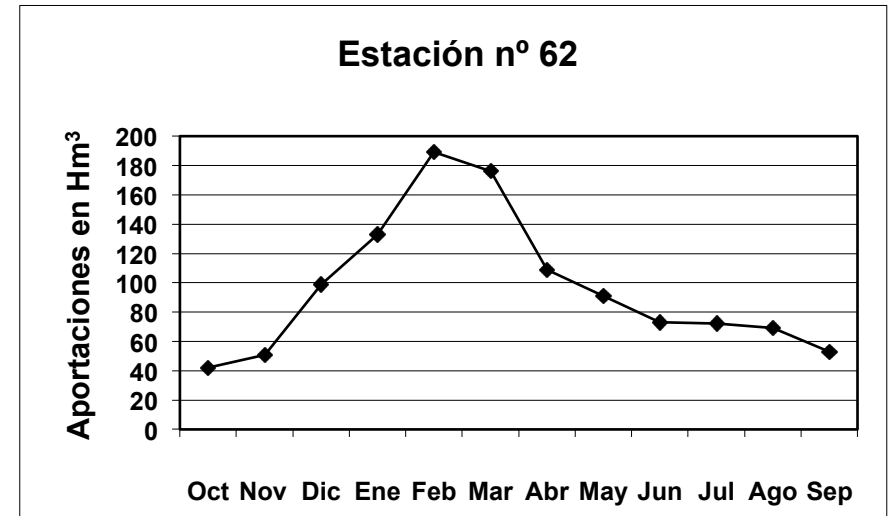
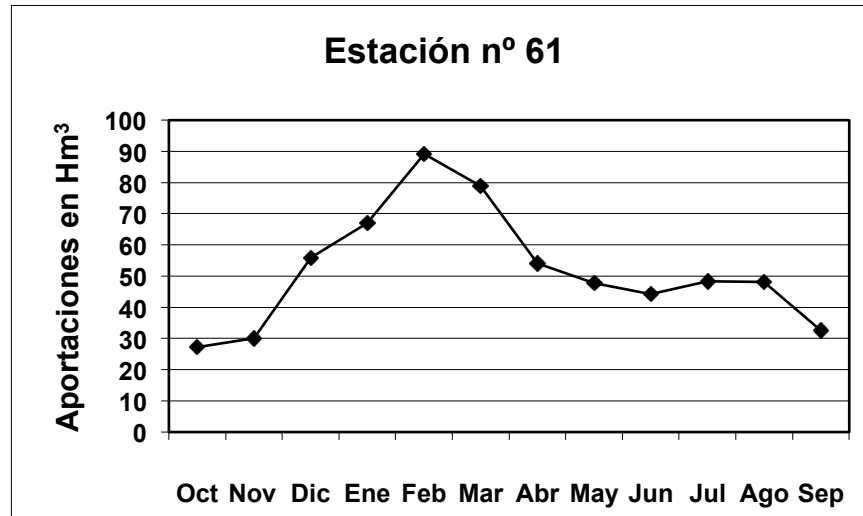
Hidrogramas medios mensuales (datos históricos)



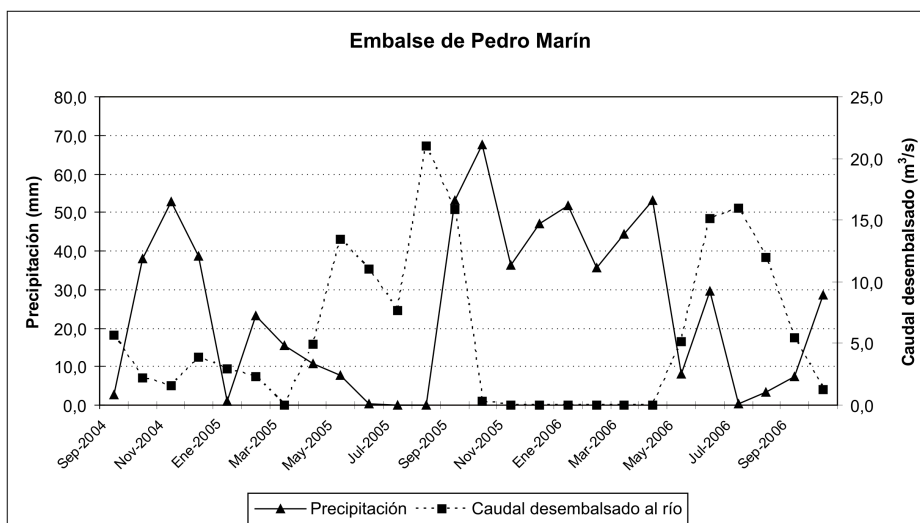
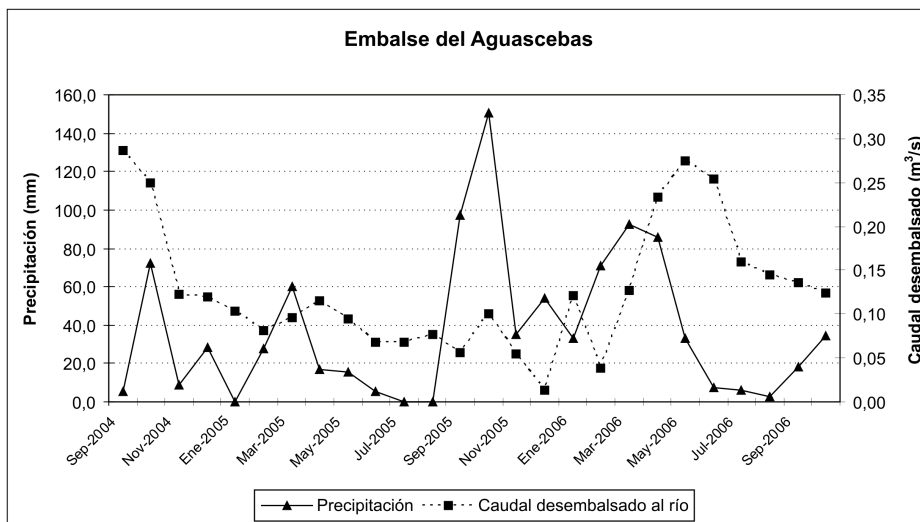
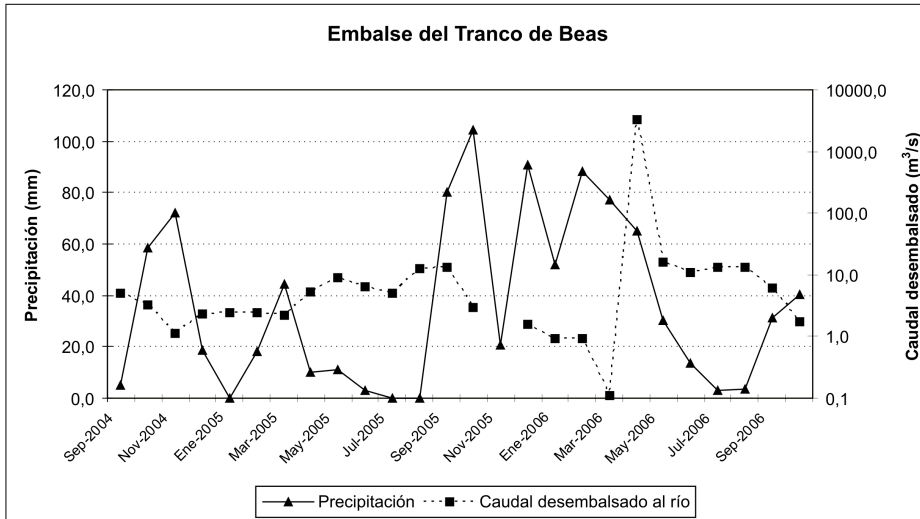
Hidrogramas medios mensuales (datos históricos)



Hidrogramas medios mensuales (datos históricos)



Datos recientes (septiembre 2004-octubre 2006)



Anexo 3

**Resúmenes mensuales de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas automáticas
de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía**

	JAÉN		TORREBLASCOPEDRO		MANCHA REAL		ÚBEDA	
	Periodo de registro:		Periodo de registro:		Periodo de registro:		Periodo de registro:	
	mayo 2001-septiembre 2006		septiembre 2000-septiembre 2006		septiembre 2000-septiembre 2006		septiembre 2000-septiembre 2006	
	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)
Enero	37,8	6,3	48,2	6,7	39,9	8,0	48,2	6,5
Febrero	51,8	7,8	47,9	8,1	39,1	9,1	46,8	7,8
Marzo	60,1	12,2	67,6	12,5	54,6	13,0	65,9	12,2
Abril	36,5	15,0	38,0	15,4	35,3	15,6	38,5	14,9
Mayo	34,8	19,1	42,1	19,7	34,1	19,7	44,5	18,9
Junio	6,5	25,8	5,3	26,2	2,9	26,3	10,0	25,5
Julio	0,9	27,8	0,0	27,9	0,1	28,3	0,1	26,9
Agosto	2,2	27,3	2,9	27,2	14,2	27,7	1,9	26,2
Septiembre	24,2	22,6	17,7	22,6	19,1	23,3	19,9	22,0
Octubre	64,0	17,0	68,4	16,7	52,2	17,7	72,1	16,3
Noviembre	36,4	10,1	41,6	10,2	29,2	11,0	44,1	9,8
Diciembre	50,6	7,5	64,3	7,8	48,5	8,9	60,0	7,6
Media anual	405,9	16,5	444,0	16,8	369,2	17,4	452,0	16,2

	BAEZA		VILLACARRILLO		BEDMAR Y GARCÍEZ		SANTO TOMÉ	
	Periodo de registro:		Periodo de registro:		Periodo de registro:		Periodo de registro:	
	enero 2002-septiembre 2006		enero 2002- septiembre 2006		enero 2002-septiembre 2006		mayo 2001-septiembre 2006	
	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)
Enero	38,0	7,7	47,3	5,8	32,0	7,7	39,1	6,7
Febrero	47,3	8,7	33,6	6,9	30,2	8,6	40,4	8,0
Marzo	56,6	12,6	64,0	10,6	46,6	11,9	54,9	11,8
Abril	45,1	15,3	54,3	13,3	27,7	14,3	48,5	14,5
Mayo	33,6	19,6	56,6	17,4	25,8	18,4	42,7	18,6
Junio	6,8	25,9	12,7	23,9	16,6	24,5	8,8	25,5
Julio	0,2	28,2	2,2	26,5	0,4	26,8	0,8	27,7
Agosto	6,5	27,4	2,2	25,5	11,6	26,2	1,4	27,0
Septiembre	19,5	23,2	32,2	20,9	25,8	21,9	27,3	22,3
Octubre	69,0	17,6	76,7	15,1	62,2	16,6	76,6	16,6
Noviembre	33,3	12,1	38,9	9,4	27,9	10,9	40,8	10,0
Diciembre	47,3	8,8	55,4	7,0	41,2	8,8	50,1	7,7
Media anual	403,2	17,3	476,1	15,2	347,9	16,4	431,4	16,4

Anexo 4

**Distribución de cultivos por término municipal, seco y regadío, para el año agrícola 2002
(Departamento de Estudios y Estadística, Delegación Provincial de Jaén de la Consejería de
Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía)**

Municipio	Tipo de cultivo	Cultivo	Secano (ha)	Regadío (ha)
Torreblascopedro	Cereales grano de primavera	Maíz		130
	Cultivos industriales	Remolacha azucarera	5	76
		Algodón	4	612
		Girasol	17	
	Cultivos forrajeros	Alfalfa		4
	Hortalizas	Espárragos	2	140
		Tomate		12
		Pimiento		55
		Cebolla		45
	Olivar	Aceituna aceite	332	3.874
Villatorres	Cultivos industriales	Algodón		55
		Girasol	7	18
	Hortalizas	Espárrago	5	
	Olivar	Aceituna aceite	469	5.609
Begíjar	Cereales de primavera	Maíz		78
	Cultivos industriales	Remolacha azucarera		32
		Algodón	5	241
		Girasol	2	
	Cultivos forrajeros	Alfalfa		2
	Hortalizas	Espárrago		46
		Lechuga		5
		Tomate		3
		Pimiento		3
		Cebolla		20
Haba verde			5	
Olivar	Aceituna aceite	663	2.685	
Mengíbar	Cereales grano de invierno	Trigo	182	341
	Cereales grano de primavera	Maíz		132
	Leguminosas grano	Haba seca	15	132
	Cultivos industriales	Remolacha azucarera		27
		Algodón	1	1.168
		Girasol	55	92
	Cultivos forrajeros	Maíz forrajero		24
		Alfalfa		24
	Hortalizas	Espárrago		10
		Melón		4
Ajo			24	
Cebolla			5	
Haba verde			10	
Olivar	Aceituna aceite	512	2.225	

Municipio	Tipo de cultivo	Cultivo	Secano (ha)	Regadío (ha)	
Jabalquinto	Cereales grano de invierno	Trigo	207	41	
	Cereales grano de primavera	Maíz		110	
	Cultivos industriales	Algodón		247	
		Girasol	7	61	
	Cultivos forrajeros	Cereales		33	
		Alfalfa		11	
		Veza		12	
	Hortalizas	Espárrago		20	
		Sandía		4	
		Tomate		5	
Olivar	Aceituna aceite	3.065	2.453		
Bedmar-Garcéz	Cereales grano de invierno	Trigo	8		
	Tubérculos	Patata media estación		12	
		Espárrago		20	
	Hortalizas	Berenjena		12	
		Tomate		12	
		Alcachofa		7	
		Haba verde		10	
	Olivar	Aceituna aceite	1.156	6.227	
	Baeza	Cereales grano de invierno	Trigo	170	43
			Cebada		10
Avena			9	18	
Leguminosas grano		Haba seca	29	18	
Tubérculos		Patata media estación		40	
		Patata tardía		10	
Cultivos industriales		Remolacha azucarera		10	
		Algodón		107	
		Girasol	45	7	
Hortalizas		Espárrago		76	
		Pepino		10	
		Berenjena		10	
		Tomate		30	
		Pimiento		10	
		Alcachofa	10	10	
		Cebolla		10	
Haba verde		10			
Olivar	Aceituna de mesa		1.120		
	Aceituna aceite	1.575	14.121		

Municipio	Tipo de cultivo	Cultivo	Secano (ha)	Regadío (ha)
Úbeda	Cereales grano de invierno	Trigo	1.142	193
		Cebada	168	55
	Cereales grano de primavera	Maíz		126
	Leguminosas grano	Garbanzo	57	3
		Veza	30	
	Cultivos industriales	Remolacha azucarera		144
		Algodón		240
		Girasol		15
	Cultivos forrajeros	Alfalfa		49
	Hortalizas	Espárrago	7	400
		Tomate		12
		Alcachofa		30
		Haba verde		3
	Olivar	Aceituna de mesa		1.100
Aceituna aceite		13.202	13.422	
Mancha Real	Cereales grano de invierno	Trigo	22	16
	Cereales grano de primavera	Maíz		2
	Cultivos industriales	Algodón		5
	Hortalizas	Apio		1
		Haba verde		17
	Olivar	Aceituna aceite	3.044	4.959
Torreperogil	Cereales grano de invierno	Trigo	326	50
		Cebada	61	13
	Leguminosas grano	Garbanzo	66	
		Veza	100	
	Cultivos industriales	Girasol	28	
	Hortalizas	Espárrago		1
		Lechuga		1
		Tomate		1
		Pimiento		1
		Haba verde		1
Olivar	Aceituna aceite	3.064	3.711	

Anexo 5

Registro de niveles piezométricos durante el periodo de estudio (septiembre 2004-junio 2006)

Punto n°	Localización		Cota piezométrica (m.s.n.m.)					
	UTM X	UTM Y	Sept. 2004	Marzo 2005	Sept. 2005	Enero 2006	Abril 2006	Junio 2006
77	430920	4203812	237,4	237,2	237,5	237,0	237,3	237,4
78	433004	4204019	237,8	237,6	237,7	237,7	237,8	232,9
81	433976	4204665	233,4	233,8	231,3	-	233,8	230,7
80	434191	4204989	237,1	237,7	236,4	-	237,7	236,6
82	434427	4205059	234,3	234,8	233,5	-	234,8	234,0
83	438971	4201746	253,0	252,7	254,2	252,9	252,9	253,3
44	439796	4201448	260,5	260,1	260,7	260,4	260,3	260,6
39	441767	4201008	267,3	266,6	267,5	266,7	266,6	267,1
30	443961	4200572	273,7	272,9	273,7	273,0	272,8	273,1
32	444316	4200317	269,1	268,4	269,1	-	268,2	268,6
59	453191	4199744	295,2	294,6	296,2	295,0	294,8	294,5
24	467254	4196724	323,0	323,7	323,9	324,0	323,8	323,2
20	470118	4196675	335,0	335,5	335,2	331,6	335,0	334,7
27	471865	4198012	338,5	338,5	339,2	338,8	338,7	338,5
28	473012	4199144	329,7	329,3	329,8	329,5	329,6	327,0
47	475356	4198508	348,1	346,8	347,1	349,8	349,6	348,8
48	476856	4199331	338,3	339,2	338,8	338,8	338,9	339,1
45	479810	4200295	351,8	351,9	352,0	351,8	351,8	351,9
64	485080	4202277	374,1	374,6	373,8	374,1	374,4	373,5
65	485459	4202829	379,0	379,0	379,2	378,9	379,0	379,1
52	485531	4203617	383,4	383,1	384,0	383,8	384,0	383,7
67	489687	4209948	400,1	400,7	400,6	400,5	400,7	400,7
70	491905	4209988	401,7	401,3	401,9	401,2	401,3	401,7
69	495167	4212147	421,7	420,9	421,8	421,0	421,1	421,5
68	495161	4212587	419,3	418,7	419,1	-	418,9	419,2

- : sin medida del nivel piezométrico

m.s.n.m.: metros sobre el nivel del mar

Anexo 6

Datos de los análisis de aguas, septiembre 2004

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
17	468779	4197176	1324	951	7,31	n.m.	23,5	n.m.	96,9	n.d.	1,5	54,2	98,3
18	469502	4197692	1463	939	7,23	n.m.	21,6	n.m.	87,0	n.d.	1,8	38,2	108,0
20	470118	4196675	1733	1153	6,98	n.m.	19,3	n.m.	141,9	n.d.	2,2	66,2	120,3
21	470762	4196979	4500	2903	6,96	n.m.	21,2	n.m.	360,7	n.d.	11,9	171,6	278,2
22	463373	4197374	2870	1818	7,20	n.m.	22,5	n.m.	332,8	n.d.	6,9	82,7	85,2
24	467254	4196724	1947	1330	7,16	n.m.	20,6	n.m.	126,8	n.d.	10,7	73,8	139,5
27	471865	4198012	3800	2062	7,10	n.m.	20,1	n.m.	376,3	n.d.	4,9	93,3	166,2
28	473012	4199144	5360	2882	7,00	n.m.	21,0	n.m.	501,7	n.d.	7,1	105,0	245,9
30	443961	4200572	2790	1582	7,08	n.m.	21,7	n.m.	210,7	n.d.	3,8	104,1	201,0
31	443888	4200730	2840	1851	7,02	n.m.	21,0	n.m.	190,2	n.d.	2,7	80,6	195,4
32	444316	4200317	3700	1881	7,04	n.m.	19,6	n.m.	249,8	n.d.	2,5	66,2	109,9
34	447762	4200962	1723	976	7,29	n.m.	21,5	n.m.	119,1	n.d.	2,2	59,4	95,7
37	443345	4200340	2790	1612	7,14	n.m.	21,0	n.m.	179,5	n.d.	3,7	86,0	193,6
38	441685	4200632	3760	1947	7,30	n.m.	21,9	n.m.	198,3	n.d.	6,4	126,1	265,5
39	441767	4201008	3460	2055	7,05	n.m.	19,6	n.m.	187,6	n.d.	4,9	122,0	241,6
40	440562	4200982	3140	1821	7,06	n.m.	23,2	n.m.	157,8	n.d.	5,1	98,4	201,5
42	437250	4202718	1420	987	7,30	n.m.	22,3	n.m.	35,9	n.d.	2,3	78,5	109,1
43	437436	4202557	1253	854	7,05	n.m.	22,9	n.m.	27,6	n.d.	2,9	66,1	103,2
44	439796	4201448	2430	1539	7,14	n.m.	20,6	n.m.	132,2	n.d.	4,5	103,7	164,7
45	479810	4200295	1333	831	7,09	n.m.	18,2	n.m.	57,5	n.d.	4,0	53,6	73,9
47	475356	4198508	2640	1630	7,13	n.m.	18,7	n.m.	198,1	n.d.	5,1	80,9	126,5
48	476856	4199331	3470	1861	7,03	n.m.	19,4	n.m.	272,6	n.d.	4,7	77,0	160,3
50	482453	4201332	958	598	7,33	n.m.	20,1	n.m.	22,3	n.d.	3,3	44,4	71,4
55	485693	4205007	1485	1017	7,16	n.m.	20,8	n.m.	67,8	n.d.	5,7	79,8	113,1
57	448680	4200774	1902	970	7,42	n.m.	20,4	n.m.	108,2	n.d.	2,8	57,2	93,5
59	453191	4199744	3540	2388	7,08	n.m.	19,6	n.m.	463,6	n.d.	5,5	86,7	170,4
60	445004	4201154	2490	1565	7,02	n.m.	21,9	n.m.	156,8	n.d.	3,7	64,0	189,8
61	446840	4201280	2790	1906	7,11	n.m.	21,4	n.m.	183,1	n.d.	14,9	100,5	231,8
63	448167	4201529	2550	1495	7,14	n.m.	20,3	n.m.	165,9	n.d.	2,9	83,9	172,3
64	485080	4202277	1335	827	7,25	n.m.	20,6	n.m.	44,4	n.d.	5,2	51,1	96,9
65	485459	4202829	1284	764	7,15	n.m.	19,3	n.m.	56,4	n.d.	n.d.	41,2	76,0
67	489687	4209948	1217	810	7,09	n.m.	20,8	n.m.	29,4	n.d.	9,6	62,7	72,8
68	495161	4212587	880	590	7,28	n.m.	19,1	n.m.	8,7	n.d.	5,7	44,5	43,9
69	495167	4212147	1107	719	7,28	n.m.	20,0	n.m.	23,6	n.d.	9,6	66,7	42,8
70	491905	4209988	1034	686	7,25	n.m.	19,5	n.m.	9,7	n.d.	3,4	43,9	68,5
72	491606	4210731	1475	813	7,21	n.m.	20,5	n.m.	41,3	n.d.	6,7	57,7	70,0
74	497682	4215052	628	438	8,37	n.m.	17,6	n.m.	6,4	n.d.	1,5	53,2	34,3
77	430920	4203812	1614	1185	7,45	n.m.	19,8	n.m.	98,5	n.d.	4,3	70,1	116,6
80	434191	4204989	3930	2783	6,95	n.m.	20,4	n.m.	226,5	n.d.	11,0	149,2	357,2
81	433976	4204665	3300	2150	7,02	n.m.	20,1	n.m.	193,7	n.d.	5,5	112,7	233,6
82	434427	4205059	2080	1158	7,12	n.m.	19,6	n.m.	111,2	n.d.	4,2	80,3	136,1
83	438971	4201746	1622	1274	7,35	n.m.	20,0	n.m.	42,2	n.d.	2,2	101,1	133,7
85	435680	4203897	1307	933	7,30	n.m.	22,9	n.m.	32,3	n.d.	1,9	84,9	83,1
87	460939	4197833	1958	1217	7,44	n.m.	19,5	n.m.	141,9	n.d.	1,4	46,9	124,1
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	857	603	7,75	n.m.	18,4	n.m.	50,5	n.d.	3,5	42,5	56,2
36	443263	4200125	1079	654	8,13	n.m.	19,9	n.m.	81,7	n.d.	2,8	44,6	45,6
46	478788	4199654	457	321	8,18	n.m.	17,6	n.m.	8,2	n.d.	1,8	30,5	20,9
54	486112	4204895	457	326	8,34	n.m.	15,5	n.m.	7,1	0,3	1,6	33,1	27,2
56	446573	4200760	2010	1174	8,06	n.m.	19,6	n.m.	165,1	n.d.	3,3	53,2	69,8
71	491888	4209930	467	333	8,54	n.m.	14,4	n.m.	5,2	n.d.	1,3	26,8	21,1
75	497627	4215118	461	340	8,59	n.m.	13,5	n.m.	6,1	n.d.	1,4	30,9	25,0
79	433070	4203870	808	505	7,96	n.m.	20,3	n.m.	29,7	0,8	4,9	45,0	39,6
89	455930	4199939	2270	1380	8,37	n.m.	17,2	n.m.	202,9	n.d.	5,7	60,2	102,9
Afluentes													
16	468108	4197831	3520	2139	7,83	n.m.	20,4	n.m.	487,1	14,7	13,7	95,4	71,2
19	469604	4196834	2440	1704	8,16	n.m.	23,3	n.m.	281,6	n.d.	7,0	100,1	88,4
51	484428	4203006	1353	775	8,70	n.m.	19,1	n.m.	99,1	n.d.	6,5	70,1	56,3
66	485901	4202905	4210	1868	7,95	n.m.	19,1	n.m.	422,7	n.d.	3,0	56,3	94,9
76	431529	4203491	2070	1441	7,90	n.m.	18,6	n.m.	180,0	5,6	8,0	56,0	150,7
86	460322	4198051	2250	1451	8,17	n.m.	16,1	n.m.	269,5	n.d.	4,1	59,7	96,0

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (16) Arroyo del Val; (19) Arroyo de la Loma; (51) Arroyo Vado Cortijo; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, septiembre 2004 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
17	332,6	n.d.	105,4	n.d.	18,0	n.d.	243,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
18	286,8	n.d.	99,9	n.d.	24,9	n.d.	291,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
20	357,0	n.d.	146,9	n.d.	22,7	n.d.	295,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
21	482,1	n.d.	576,7	n.d.	3,3	n.d.	1018,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
22	341,7	n.d.	376,6	n.d.	126,9	n.d.	465,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
24	326,5	n.d.	180,9	n.d.	123,3	n.d.	348,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
27	344,8	n.d.	512,4	n.d.	68,8	n.d.	494,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
28	384,4	n.d.	824,2	n.d.	72,3	n.d.	741,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
30	262,4	n.d.	207,4	n.d.	187,4	n.d.	404,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
31	244,1	n.d.	361,2	n.d.	250,2	n.d.	526,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
32	308,2	n.d.	416,8	n.d.	134,0	n.d.	593,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
34	332,6	n.d.	99,6	n.d.	23,7	n.d.	244,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
37	274,6	n.d.	218,8	n.d.	191,1	n.d.	464,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
38	283,7	n.d.	247,1	n.d.	204,6	n.d.	615,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
39	289,8	n.d.	354,2	n.d.	239,5	n.d.	615,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
40	320,4	n.d.	263,3	n.d.	234,8	n.d.	539,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
42	326,5	n.d.	49,9	n.d.	169,9	n.d.	214,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
43	353,9	n.d.	36,9	n.d.	115,5	n.d.	147,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
44	314,3	n.d.	130,4	n.d.	200,4	n.d.	488,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
45	366,1	n.d.	72,9	n.d.	27,3	n.d.	176,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
47	390,5	n.d.	332,5	n.d.	3,3	n.d.	492,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
48	472,9	n.d.	275,8	n.d.	24,3	n.d.	573,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
50	347,8	n.d.	21,8	n.d.	31,7	n.d.	55,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
55	424,1	n.d.	53,1	n.d.	56,8	n.d.	216,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
57	335,6	n.d.	152,3	n.d.	92,7	n.d.	127,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
59	451,6	n.d.	282,6	n.d.	119,3	n.d.	807,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
60	347,8	n.d.	192,1	n.d.	103,4	n.d.	507,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
61	381,4	n.d.	209,8	1,2	105,3	n.d.	677,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
63	338,7	n.d.	167,4	n.d.	84,8	n.d.	479,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
64	387,5	n.d.	32,0	n.d.	125,4	n.d.	84,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
65	442,4	n.d.	37,8	n.d.	40,6	n.d.	69,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
67	430,2	n.d.	31,5	n.d.	68,2	n.d.	105,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
68	393,6	n.d.	16,3	n.d.	37,9	n.d.	39,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
69	424,1	n.d.	21,4	n.d.	54,4	n.d.	76,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
70	414,9	n.d.	17,3	n.d.	33,1	n.d.	94,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
72	411,9	n.d.	42,6	n.d.	116,6	n.d.	66,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
74	256,3	n.d.	11,5	n.d.	47,8	n.d.	27,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
77	280,7	n.d.	221,1	n.d.	97,1	n.d.	296,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
80	344,8	n.d.	705,0	n.d.	209,7	n.d.	779,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
81	460,7	n.d.	409,6	n.d.	84,2	n.d.	649,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
82	451,6	n.d.	131,9	n.d.	20,8	n.d.	221,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
83	329,5	n.d.	108,4	n.d.	247,7	n.d.	309,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
85	357,0	n.d.	67,0	n.d.	121,2	n.d.	185,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
87	378,3	n.d.	174,5	n.d.	47,7	n.d.	302,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Río Guadalquivir												
14	228,8	n.d.	70,8	n.d.	3,1	n.d.	147,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
36	231,9	n.d.	112,0	n.d.	8,2	n.d.	126,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
46	213,6	n.d.	15,3	n.d.	2,8	n.d.	27,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
54	210,5	n.d.	13,8	n.d.	3,6	n.d.	28,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
56	274,6	n.d.	310,2	n.d.	18,4	n.d.	297,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
71	238,0	n.d.	12,3	n.d.	3,2	n.d.	25,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
75	238,0	n.d.	11,9	n.d.	2,5	n.d.	23,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
79	250,2	n.d.	30,4	n.d.	4,8	n.d.	100,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
89	259,3	n.d.	362,6	n.d.	13,2	n.d.	373,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Afluentes												
16	451,6	n.d.	580,3	n.d.	26,1	n.d.	399,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
19	302,1	n.d.	308,1	n.d.	101,3	n.d.	515,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
51	201,4	45,0	67,9	n.d.	6,1	n.d.	222,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
66	323,4	n.d.	544,0	n.d.	25,1	n.d.	398,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
76	314,3	n.d.	293,0	2,3	23,4	3,5	407,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
86	347,8	n.d.	350,5	n.d.	26,4	n.d.	296,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (16) Arroyo del Val; (19) Arroyo de la Loma; (51) Arroyo Vado Cortijo; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, marzo 2005

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
17	468779	4197176	1536	1058	7,98	n.m.	16,3	10,0	146,1	n.d.	2,0	42,9	126,9
18	469502	4197692	1828	1230	7,84	n.m.	17,9	9,6	176,3	n.d.	2,9	55,6	137,2
20	470118	4196675	1356	950	7,21	n.m.	20,1	8,9	110,3	n.d.	2,2	44,2	109,8
21	470762	4196979	4160	2692	7,43	n.m.	16,4	7,7	389,5	n.d.	11,5	127,1	296,6
22	463373	4197374	3950	2460	7,14	n.m.	17,3	8,7	538,5	n.d.	4,8	100,5	171,2
24	467254	4196724	2080	1488	7,33	n.m.	16,5	9,4	164,7	n.d.	13,4	90,2	181,6
27	471865	4198012	3410	1832	7,19	n.m.	18,8	9,6	355,6	n.d.	5,9	60,3	222,6
28	473012	4199144	5400	3043	6,99	n.m.	17,1	7,4	670,4	n.d.	6,2	83,6	317,5
30	443961	4200572	2580	1618	7,40	n.m.	18,9	n.m.	229,3	n.d.	2,7	65,2	204,3
31	443888	4200730	2890	1936	7,33	n.m.	16,3	n.m.	236,8	n.d.	3,4	76,8	237,1
32	444316	4200317	3110	1971	7,39	n.m.	18,4	n.m.	338,4	n.d.	4,3	71,2	214,0
34	447762	4200962	1801	1166	7,87	n.m.	16,1	n.m.	163,4	n.d.	3,6	49,1	121,0
37	443345	4200340	3060	2059	7,23	n.m.	16,2	n.m.	227,3	n.d.	5,1	88,5	256,9
38	441685	4200632	3800	2163	7,23	n.m.	15,9	n.m.	255,9	n.d.	6,8	96,7	324,8
39	441767	4201008	3700	2291	7,25	n.m.	17,8	n.m.	266,4	n.d.	6,8	107,7	324,1
43	437436	4202557	1187	836	7,26	n.m.	17,0	n.m.	31,7	n.d.	2,7	43,9	131,1
44	439796	4201448	2900	1986	7,24	n.m.	18,3	n.m.	218,1	n.d.	7,0	109,6	249,3
45	479810	4200295	1105	807	7,43	n.m.	17,5	9,0	55,0	n.d.	4,2	37,9	107,0
47	475356	4198508	2750	1779	7,07	n.m.	18,2	4,7	304,0	n.d.	7,6	85,5	177,9
48	476856	4199331	3040	2149	7,05	n.m.	16,5	5,4	309,1	n.d.	7,4	75,8	255,8
50	482453	4201332	861	692	7,47	n.m.	16,8	9,4	29,4	n.d.	3,5	27,5	95,4
55	485693	4205007	1703	1365	7,28	n.m.	17,3	9,3	97,9	n.d.	7,4	83,9	140,5
57	448680	4200774	1896	1168	7,62	n.m.	13,6	n.m.	149,3	n.d.	3,6	47,5	138,7
59	453191	4199744	3380	2389	7,67	n.m.	18,2	8,9	489,3	n.d.	7,1	52,8	203,3
60	445004	4201154	2600	1735	7,27	n.m.	17,5	8,3	216,9	n.d.	5,1	59,3	261,0
61	446840	4201280	2700	1940	7,93	n.m.	16,3	9,9	228,4	n.d.	7,6	64,4	278,4
63	448167	4201529	2660	1814	7,24	n.m.	17,6	7,2	226,0	n.d.	4,8	87,0	221,2
64	485080	4202277	1336	1055	7,22	n.m.	18,7	5,6	64,2	n.d.	6,9	40,3	145,1
65	485459	4202829	1392	1017	7,18	n.m.	17,6	8,8	102,9	n.d.	1,9	40,7	124,2
67	489687	4209948	1166	873	7,48	n.m.	16,5	9,9	35,1	n.d.	9,4	43,3	119,4
68	495161	4212587	932	747	7,29	n.m.	16,8	5,5	13,2	n.d.	3,7	36,3	111,9
69	495167	4212147	1465	1127	7,31	n.m.	17,7	9,4	58,3	n.d.	15,7	98,0	114,3
70	491905	4209988	958	705	7,40	n.m.	17,2	8,0	16,7	n.d.	5,6	32,2	112,0
72	491606	4210731	993	698	7,63	n.m.	17,3	8,6	39,0	n.d.	7,4	33,1	89,2
74	497682	4215052	606	385	8,39	n.m.	17,4	9,9	8,2	n.d.	1,9	38,9	39,0
77	430920	4203812	1984	1266	7,67	n.m.	16,8	9,3	112,2	n.d.	3,8	76,3	169,5
80	434191	4204989	4460	2789	7,03	n.m.	17,1	5,7	273,4	n.d.	13,1	138,0	420,7
81	433976	4204665	4170	2520	7,11	n.m.	17,5	4,7	314,6	n.d.	9,0	139,0	335,5
82	434427	4205059	2450	1616	7,19	n.m.	17,7	7,0	172,6	n.d.	6,4	108,4	194,0
85	435680	4203897	1376	914	7,46	n.m.	17,3	n.m.	41,9	n.d.	2,3	72,5	107,9
87	460939	4197833	1898	1300	7,66	n.m.	16,5	9,9	208,4	n.d.	2,1	39,9	151,7
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	1875	1209	8,40	n.m.	9,9	12,5	183,4	n.d.	5,2	53,9	134,6
36	443263	4200126	2150	1387	8,45	n.m.	9,5	n.m.	217,0	n.d.	5,3	48,2	138,6
46	478788	4199654	713	510	8,28	n.m.	15,2	11,3	33,9	n.d.	2,8	23,6	64,1
54	486112	4204895	441	396	8,75	n.m.	15,0	14,4	9,2	n.d.	1,8	36,8	47,7
56	446573	4200760	1440	863	8,53	n.m.	9,9	n.m.	127,1	n.d.	3,8	34,3	97,2
71	491888	4209930	470	323	8,53	n.m.	13,8	11,9	8,2	n.d.	1,9	18,1	50,0
75	497627	4215118	462	299	8,43	n.m.	14,7	12,1	7,5	n.d.	1,6	17,4	48,7
79	433070	4203870	614	384	8,13	n.m.	12,6	10,3	36,4	n.d.	7,1	14,5	46,3
Afluentes													
1	436777	4204811	652	451	7,54	n.m.	7,5	n.m.	29,5	1,5	6,0	20,2	59,2
2	451665	4200745	16630	8813	8,43	n.m.	7,5	12,6	3039,0	n.d.	28,5	154,2	562,5
3	471995	4196917	9990	5639	8,02	n.m.	13,5	12,1	1466,1	n.d.	21,8	214,3	536,5
4	479910	4197848	2400	1632	8,03	n.m.	14,2	9,6	255,1	n.d.	7,2	66,3	176,4
66	485901	4202905	3370	1998	8,17	n.m.	17,1	12,7	492,6	n.d.	4,0	43,1	161,2
76	431529	4203491	2530	1671	7,94	n.m.	17,2	9,2	262,7	7,7	11,9	40,9	185,4
86	460322	4198051	6390	3792	8,22	n.m.	13,2	12,5	926,4	n.d.	11,0	80,0	342,3

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandullilla; (4) Río Guadiana Menor; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, marzo 2005 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
17	353,9	n.d.	117,5	n.d.	8,8	n.d.	260,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
18	302,1	n.d.	170,6	n.d.	53,0	n.d.	332,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
20	317,3	n.d.	100,0	n.d.	35,2	n.d.	231,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
21	689,5	n.d.	468,3	n.d.	3,6	n.d.	705,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
22	421,0	n.d.	451,8	n.d.	160,9	n.d.	610,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
24	372,2	n.d.	174,7	n.d.	126,0	n.d.	365,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
27	378,3	n.d.	354,6	n.d.	49,1	n.d.	409,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
28	466,8	n.d.	743,8	n.d.	75,2	n.d.	679,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
30	283,7	n.d.	241,4	n.d.	142,3	n.d.	449,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
31	274,6	n.d.	352,3	n.d.	231,3	n.d.	523,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
32	317,3	n.d.	340,0	n.d.	85,7	n.d.	599,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
34	341,7	n.d.	151,7	n.d.	45,4	n.d.	289,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
37	305,1	n.d.	326,1	n.d.	266,7	n.d.	583,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
38	302,1	n.d.	310,9	n.d.	240,2	n.d.	625,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
39	311,2	n.d.	366,6	n.d.	231,7	n.d.	675,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
43	350,9	n.d.	34,4	n.d.	95,4	n.d.	146,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
44	347,8	n.d.	201,8	n.d.	190,1	n.d.	661,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
45	445,5	n.d.	37,6	n.d.	14,5	n.d.	105,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
47	466,8	n.d.	304,4	n.d.	1,9	n.d.	430,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
48	555,3	n.d.	311,3	n.d.	23,6	n.d.	610,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
50	366,1	n.d.	28,3	n.d.	53,1	n.d.	88,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
55	460,7	n.d.	106,3	n.d.	92,1	n.d.	375,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
57	308,2	n.d.	209,8	n.d.	134,8	n.d.	176,5	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
59	442,4	n.d.	279,0	n.d.	124,4	n.d.	789,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
60	302,1	n.d.	228,2	n.d.	114,8	n.d.	547,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
61	378,3	n.d.	233,9	n.d.	174,3	n.d.	574,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
63	326,5	n.d.	269,9	n.d.	127,3	n.d.	550,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
64	457,7	n.d.	56,0	n.d.	160,4	n.d.	124,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
65	500,4	n.d.	89,5	n.d.	59,3	n.d.	98,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
67	387,5	n.d.	39,4	n.d.	85,9	n.d.	152,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
68	460,7	n.d.	20,2	n.d.	31,8	n.d.	68,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
69	503,4	n.d.	44,6	n.d.	56,4	n.d.	235,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
70	378,3	n.d.	23,1	n.d.	41,3	n.d.	95,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
72	320,4	n.d.	39,6	n.d.	101,9	n.d.	67,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
74	167,8	9,0	13,5	n.d.	70,2	n.d.	36,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
77	286,8	n.d.	184,8	n.d.	143,5	n.d.	288,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
80	378,3	n.d.	553,2	1,0	214,3	n.d.	796,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
81	549,2	n.d.	366,3	n.d.	47,6	n.d.	759,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
82	497,3	n.d.	210,5	n.d.	33,5	n.d.	393,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
85	323,4	n.d.	67,3	n.d.	103,5	n.d.	194,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
87	372,2	n.d.	179,1	n.d.	42,6	n.d.	303,3	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Río Guadalquivir												
14	256,3	n.d.	221,3	n.d.	6,8	n.d.	347,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
36	262,4	n.d.	297,6	0,4	7,3	n.d.	409,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
46	286,8	n.d.	33,9	n.d.	3,9	n.d.	61,1	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
54	207,5	42,0	14,8	0,4	4,0	n.d.	31,8	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
56	259,3	n.d.	141,9	n.d.	6,9	n.d.	192,4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
71	180,0	15,0	14,5	n.d.	2,9	n.d.	32,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
75	161,7	15,5	14,0	n.d.	2,5	n.d.	30,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
79	177,0	n.d.	40,2	n.d.	3,3	n.d.	59,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Afluentes												
1	210,5	n.d.	36,9	0,6	11,9	n.d.	74,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
2	314,3	n.d.	2663,5	n.d.	76,5	n.d.	1972,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
3	408,8	n.d.	1454,6	n.d.	7,8	n.d.	1529,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
4	268,5	n.d.	285,5	n.d.	7,2	n.d.	565,6	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
66	350,9	n.d.	447,1	n.d.	32,4	n.d.	465,7	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
76	378,3	n.d.	333,8	3,1	16,6	5,2	431,0	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
86	283,7	n.d.	1168,5	n.d.	29,3	n.d.	950,2	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, septiembre 2005

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
17	468779	4197176	1528	1189	7,51	167	22,7	9,1	125,8	n.d.	0,9	77,7	113,2
18	469502	4197692	1361	1044	7,26	167	22,2	9,1	94,7	n.d.	1,5	63,0	102,2
20	470118	4196675	1268	806	7,16	177	18,8	9,0	68,4	n.d.	0,5	50,6	89,0
24	467254	4196724	1953	1334	7,34	193	19,7	9,1	119,9	n.d.	9,0	86,3	152,4
27	471865	4198012	2840	1874	7,20	186	18,8	9,1	270,5	n.d.	1,6	76,8	213,3
28	473012	4199144	5650	3115	7,08	177	19,1	8,2	725,4	n.d.	3,1	92,3	248,8
30	443961	4200572	2230	1657	7,24	160	22,5	8,3	184,7	n.d.	2,1	88,7	180,7
31	443888	4200730	2350	1717	7,12	162	21,5	8,8	197,1	n.d.	1,5	94,2	189,0
34	447762	4200962	1505	1132	7,39	160	21,6	8,4	107,8	n.d.	1,2	68,3	96,2
37	443345	4200340	2460	1881	7,05	158	21,4	7,3	149,9	n.d.	2,3	101,2	224,3
38	441685	4200632	3410	2414	7,01	161	22,0	8,9	230,4	n.d.	4,7	159,5	293,0
39	441767	4201008	3440	2296	6,73	165	21,3	9,1	221,7	n.d.	3,7	160,8	298,4
42	437250	4202718	1089	903	6,94	176	22,9	8,5	30,1	n.d.	1,3	91,3	86,5
44	439796	4201448	1922	1472	7,00	174	23,1	8,6	107,1	n.d.	3,0	114,2	154,7
45	479810	4200295	989	631	7,24	188	18,7	7,7	30,4	n.d.	1,9	42,5	61,9
47	475356	4198508	2070	1285	7,32	61	18,4	5,6	170,9	n.d.	3,3	68,3	101,4
48	476856	4199331	2620	1768	7,23	179	19,1	5,5	248,7	n.d.	3,2	74,3	162,5
50	482453	4201332	694	488	7,36	190	19,8	8,9	14,6	n.d.	2,5	35,2	58,2
55	485693	4205007	1385	993	7,24	199	20,1	8,8	50,7	n.d.	3,3	66,9	99,4
57	448680	4200774	1710	1231	7,45	154	23,1	8,2	124,0	n.d.	2,4	74,7	101,6
59	453191	4199744	3430	2380	7,01	180	19,2	7,6	447,6	n.d.	3,3	84,6	163,0
60	445004	4201154	2090	1529	7,11	167	22,3	7,5	138,8	n.d.	2,8	65,5	197,0
61	446840	4201280	2470	2034	6,98	171	20,3	7,9	183,6	n.d.	34,6	103,2	242,7
63	448167	4201529	2260	1438	7,11	163	19,5	8,0	177,9	n.d.	2,7	95,1	179,2
64	485080	4202277	1162	872	7,20	265	20,6	6,2	46,2	n.d.	3,8	57,9	85,7
65	485459	4202829	1156	697	7,18	227	19,8	9,3	69,3	n.d.	0,4	52,0	66,1
67	489687	4209948	948	616	7,33	219	20,7	9,4	18,7	n.d.	6,2	53,7	52,4
68	495161	4212587	732	476	7,38	210	20,8	7,9	7,4	n.d.	4,0	45,4	48,1
69	495167	4212147	943	719	7,35	207	21,6	9,7	26,0	n.d.	10,6	80,7	51,7
70	491905	4209988	743	492	7,50	214	21,4	7,2	9,2	n.d.	3,1	46,7	59,2
72	491606	4210731	906	593	7,49	195	21,4	5,8	28,0	n.d.	5,7	51,4	55,1
74	497682	4215052	625	416	8,25	169	19,4	9,2	5,8	n.d.	0,5	53,8	24,2
77	430920	4203812	1623	1132	7,34	179	20,1	8,6	88,3	n.d.	4,0	73,7	128,6
80	434191	4204989	4150	2513	7,06	177	19,7	6,3	199,7	n.d.	8,4	137,5	380,3
81	433976	4204665	2800	1829	7,04	185	20,0	4,7	151,9	n.d.	2,3	99,6	157,8
82	434427	4205059	2240	1441	7,17	186	20,1	7,2	119,0	n.d.	3,4	93,3	174,4
85	435680	4203897	1243	996	6,85	169	22,1	8,4	33,3	n.d.	1,0	100,7	92,7
87	460939	4197833	1608	1154	7,47	166	19,7	9,8	137,1	n.d.	0,5	55,2	114,9
100	431057	4204545	1620	1095	7,38	175	20,5	6,9	69,0	n.d.	2,3	62,4	131,4
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	863	582	8,29	135	21,0	10,5	65,5	n.d.	1,4	45,3	44,0
36	443263	4200126	1068	774	8,24	115	19,2	9,4	69,9	n.d.	2,1	55,6	78,9
46	478788	4199654	443	282	8,24	160	18,5	9,5	7,6	n.d.	0,8	29,2	25,4
54	486112	4204895	506	322	8,22	158	19,5	9,8	6,1	n.d.	1,1	34,0	31,7
56	446573	4200760	1067	788	8,20	134	20,6	9,9	75,9	n.d.	2,2	60,1	74,1
71	491888	4209930	469	320	8,14	191	16,9	11,0	6,7	n.d.	1,1	35,1	27,8
75	497627	4215118	424	290	8,34	167	17,5	10,8	4,5	n.d.	0,5	27,4	21,5
79	433070	4203870	1333	853	7,76	157	17,8	8,1	67,1	n.d.	7,6	44,7	114,1
Afluentes													
1	436777	4204811	691	540	7,77	145	25,6	8,2	18,7	n.d.	3,8	58,0	42,2
2	451665	4200745	16410	7987	8,20	92	26,5	10,0	2114,0	n.d.	12,9	181,1	359,5
4	479910	4197848	6060	3045	7,98	175	20,6	9,2	624,1	n.d.	4,7	97,5	206,9
5	497458	4214218	508	347	8,32	156	21,2	9,7	3,8	n.d.	0,5	49,7	21,2
66	485901	4202905	1863	1130	7,84	174	19,6	8,2	227,4	n.d.	1,4	44,7	66,8
76	431529	4203491	2280	1711	8,07	150	17,8	9,7	197,2	n.d.	8,1	67,1	197,2
86	460322	4198051	2380	1507	7,99	136	20,9	10,7	250,8	n.d.	2,0	56,0	92,5

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, septiembre 2005 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
17	402,7	n.d.	158,0	n.d.	9,7	n.d.	297,4	0,5	408,2	0,3	43,5	2771,0
18	335,6	n.d.	134,2	n.d.	21,5	n.d.	287,2	0,2	396,4	0,2	30,9	3594,0
20	265,4	n.d.	105,5	n.d.	13,9	n.d.	208,7	0,9	442,8	0,8	35,7	3584,0
24	225,8	n.d.	203,1	n.d.	143,5	n.d.	388,8	0,4	687,2	0,6	44,9	4696,0
27	244,1	n.d.	520,3	n.d.	59,8	n.d.	478,8	0,5	883,2	0,2	36,7	7298,0
28	509,5	n.d.	591,8	n.d.	91,2	n.d.	843,5	0,1	1019,0	<0,1	34,0	7966,0
30	357,0	n.d.	262,5	n.d.	140,5	n.d.	434,4	1,2	692,5	0,2	26,0	5740,0
31	323,4	n.d.	283,2	n.d.	141,7	n.d.	479,7	0,4	723,5	<0,1	27,0	5905,0
34	411,9	n.d.	144,7	n.d.	23,5	n.d.	274,1	0,2	393,3	<0,1	32,5	3423,0
37	353,9	n.d.	278,7	n.d.	218,8	n.d.	545,4	0,6	795,2	<0,1	33,6	5128,0
38	332,6	n.d.	414,1	n.d.	320,9	n.d.	648,3	5,5	1051,0	<0,1	39,5	9485,0
39	338,7	n.d.	339,9	n.d.	290,2	n.d.	630,5	0,8	1072,0	0,6	29,6	11110,0
42	381,4	n.d.	38,5	n.d.	103,3	n.d.	167,5	0,3	405,6	0,1	63,8	2314,0
44	253,2	n.d.	130,3	n.d.	228,8	n.d.	473,3	0,2	618,9	0,3	34,0	6350,0
45	329,5	n.d.	36,0	n.d.	14,2	n.d.	110,6	0,5	176,9	0,4	74,8	3747,0
47	305,1	n.d.	260,6	n.d.	1,5	n.d.	367,1	0,4	603,7	667,4	47,0	5460,0
48	372,2	n.d.	404,9	n.d.	9,5	n.d.	484,0	0,6	717,7	113,5	34,7	7458,0
50	283,7	n.d.	18,9	n.d.	22,1	n.d.	51,1	0,1	140,4	0,2	103,9	1569,0
55	347,8	n.d.	87,8	n.d.	68,7	n.d.	263,2	2,7	499,3	1,5	63,9	4836,0
57	375,3	n.d.	230,7	n.d.	130,6	n.d.	188,2	1,2	445,2	1,3	86,1	3180,0
59	512,6	n.d.	257,6	n.d.	115,6	n.d.	788,6	1,9	679,2	0,3	20,1	6420,0
60	335,6	n.d.	209,3	n.d.	95,1	n.d.	476,1	0,8	778,1	<0,1	40,3	6810,0
61	427,1	n.d.	258,8	n.d.	165,2	n.d.	609,5	0,4	938,8	<0,1	39,7	8179,0
63	366,1	n.d.	240,3	n.d.	128,0	n.d.	240,3	<0,1	641,9	0,6	20,4	7155,0
64	308,2	n.d.	38,5	n.d.	164,9	n.d.	164,9	1,6	259,1	59,3	157,4	1800,0
65	295,9	n.d.	55,0	n.d.	64,0	n.d.	91,4	0,9	204,9	0,5	78,5	3037,0
67	305,1	n.d.	26,2	n.d.	66,1	n.d.	85,6	0,5	133,8	0,1	93,0	1455,0
68	265,4	n.d.	16,8	n.d.	44,2	n.d.	43,0	0,5	280,2	2,2	102,7	820,1
69	384,4	n.d.	23,4	n.d.	49,7	n.d.	90,2	0,5	227,2	<0,1	83,4	1892,0
70	274,6	n.d.	16,2	n.d.	10,1	n.d.	71,5	0,6	286,4	0,6	111,4	1050,0
72	317,3	n.d.	26,7	n.d.	58,1	n.d.	49,3	0,6	362,2	0,6	99,2	871,8
74	207,5	n.d.	13,5	n.d.	72,9	n.d.	36,9	1,6	163,9	0,3	49,2	298,3
77	323,4	n.d.	128,6	n.d.	116,4	n.d.	265,4	2,3	557,4	0,4	67,5	2547,0
80	393,6	n.d.	489,1	n.d.	128,1	n.d.	762,5	2,4	1767,0	6,0	56,1	12060,0
81	506,5	n.d.	265,1	n.d.	44,8	n.d.	590,8	1,4	991,3	12,0	40,9	8911,0
82	482,1	n.d.	179,4	n.d.	27,7	n.d.	352,4	1,1	848,3	0,9	70,7	8273,0
85	369,2	n.d.	61,0	n.d.	122,4	n.d.	212,5	6,0	373,6	0,2	108,3	2588,0
87	381,4	n.d.	151,4	n.d.	23,0	n.d.	286,5	0,3	438,7	<0,1	31,5	3570,0
100	341,7	n.d.	126,8	n.d.	73,2	n.d.	284,9	1,7	686,6	0,4	82,0	1932,0
Río Guadalquivir												
14	259,3	n.d.	74,6	n.d.	4,2	n.d.	87,8	0,7	206,7	12,6	55,7	1298,0
36	256,3	n.d.	90,2	n.d.	3,5	n.d.	217,8	55,2	815,9	17,1	61,9	2071,0
46	170,9	n.d.	15,5	n.d.	2,5	n.d.	30,5	0,4	135,3	33,1	50,2	344,9
54	192,2	n.d.	14,0	n.d.	4,2	n.d.	38,5	14,0	221,8	27,0	56,8	512,1
56	250,2	n.d.	100,5	n.d.	3,5	n.d.	221,9	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
71	201,4	n.d.	13,9	n.d.	3,4	n.d.	30,4	11,0	177,8	96,8	68,0	439,2
75	189,2	3,0	13,6	n.d.	2,1	n.d.	28,3	13,5	169,6	19,4	27,7	308,7
79	213,6	n.d.	70,3	n.d.	9,0	n.d.	326,6	2,0	531,9	7,9	239,4	4006,0
Afluentes												
1	231,9	n.d.	23,8	n.d.	6,1	n.d.	155,7	9,0	183,4	56,2	62,9	941,5
2	192,2	n.d.	2512,6	n.d.	6,8	n.d.	2607,7	1,4	1555,0	23,0	39,1	10100,0
4	183,1	n.d.	924,9	n.d.	9,4	n.d.	994,3	0,7	1049,0	18,6	91,2	9720,0
5	210,5	18,0	11,2	n.d.	3,6	n.d.	28,1	6,1	192,2	17,5	21,2	299,3
66	280,7	n.d.	263,5	n.d.	25,6	n.d.	220,3	1,1	330,1	75,1	82,1	3165,0
76	375,3	n.d.	286,7	0,7	17,5	n.d.	561,6	422,8	1835,0	74,5	204,3	5836,0
86	396,6	n.d.	356,5	n.d.	24,2	n.d.	328,4	0,5	478,1	2,4	69,6	3735,0

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, enero 2006

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
18	469502	4197692	1627	1080	7,79	181	18,2	9,4	127,8	n.d.	2,1	61,1	123,0
20	470118	4196675	1837	1210	7,43	190	16,1	9,2	145,4	n.d.	2,2	65,3	107,0
28	473012	4199144	5560	3063	7,08	158	15,8	6,9	664,8	n.d.	5,0	79,5	225,6
31	443888	4200730	2430	1631	7,26	203	16,0	9,1	195,6	n.d.	2,7	79,2	182,5
34	447762	4200962	1958	1279	7,56	187	16,9	8,4	178,8	n.d.	3,4	70,0	112,2
37	443345	4200340	2750	2012	7,08	197	17,5	8,0	202,4	n.d.	4,6	110,9	234,0
38	441685	4200632	3490	2154	7,24	202	17,6	9,0	204,4	n.d.	5,5	113,2	303,2
42	437250	4202718	1156	809	7,77	183	15,6	9,9	25,4	n.d.	2,4	52,5	93,3
50	482453	4201332	815	609	7,46	204	15,5	9,2	22,4	n.d.	3,3	39,4	64,4
55	485693	4205007	1618	1118	7,26	202	15,7	9,5	85,8	n.d.	6,5	84,3	119,8
57	448680	4200774	1795	1018	7,58	189	12,9	9,6	129,0	n.d.	3,3	59,5	89,3
60	445004	4201154	2610	1840	7,03	193	17,3	7,8	145,1	n.d.	4,1	67,9	254,1
61	446840	4201280	2370	1724	7,16	207	17,9	8,3	136,8	n.d.	7,9	63,1	218,3
63	448167	4201529	2530	1845	7,21	198	18,0	8,1	176,1	n.d.	4,1	87,5	197,7
64	485080	4202277	1281	906	6,99	201	17,2	4,5	53,3	n.d.	6,0	50,1	104,4
69	495167	4212147	1091	779	7,33	193	16,8	9,4	23,3	n.d.	8,4	53,4	67,3
70	491905	4209988	786	518	7,50	208	17,5	7,8	10,4	n.d.	4,2	34,1	60,4
74	497682	4215052	545	402	8,51	159	15,2	10,9	6,3	n.d.	1,6	46,6	24,9
77	430920	4203812	1625	976	7,93	172	15,3	8,3	84,0	n.d.	3,5	59,6	120,9
78	433004	4204019	4190	2871	7,10	197	17,2	3,3	300,8	n.d.	10,7	168,4	356,0
84 B	438291	4202095	1399	966	7,29	201	15,6	8,2	32,7	n.d.	2,4	77,0	116,7
85	435680	4203897	1279	890	7,46	205	18,5	8,4	37,7	n.d.	2,1	84,2	81,4
87	460939	4197833	1825	1215	7,53	191	15,6	9,6	174,9	n.d.	1,6	51,3	129,1
100	431057	4204545	1691	1172	7,57	185	15,6	7,9	93,4	n.d.	3,5	62,2	146,5
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	2320	1459	8,06	173	8,0	12,1	227,3	n.d.	4,6	64,8	122,4
36	443263	4200126	2220	1420	8,30	163	10,1	14,2	231,8	n.d.	4,8	64,7	118,3
46	478788	4199654	1885	1264	7,66	178	7,9	11,9	164,0	n.d.	5,6	64,1	100,0
54	486112	4204895	507	255	8,67	156	9,9	15,2	6,2	n.d.	1,3	21,8	23,9
56	446573	4200760	1840	1021	8,22	166	8,2	12,1	171,2	n.d.	4,3	58,1	84,3
71	491888	4209930	477	392	8,43	174	8,9	13,3	6,3	n.d.	1,5	33,1	35,2
75	497627	4215118	471	279	8,45	158	9,4	13,8	5,6	n.d.	1,3	25,5	25,0
79	433070	4203870	2030	1109	8,10	164	7,3	12,2	195,6	n.d.	4,6	50,9	91,9
Afluentes													
1	436777	4204811	1174	838	7,90	185	8,2	10,8	63,7	1,6	10,0	52,1	79,6
2	451665	4200745	14200	6786	8,06	165	7,7	13,0	1624,1	n.d.	19,0	134,9	375,6
3	471995	4196917	9510	5020	8,05	168	11,4	14,1	972,2	n.d.	13,3	147,5	431,4
4	479910	4197848	3360	2102	8,26	161	9,4	13,2	392,2	n.d.	6,7	98,3	208,3
5	497458	4214218	455	274	8,53	166	9,5	13,7	2,9	n.d.	0,9	29,8	20,9
66	485901	4202905	4110	2368	7,83	174	10,8	11,3	517,3	n.d.	3,3	65,3	140,1
76	431529	4203491	2350	1461	8,02	166	9,0	10,5	208,4	9,4	9,3	47,4	176,0
86	460322	4198051	5700	3363	8,02	165	7,3	12,6	693,1	n.d.	7,3	87,4	256,9

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l);
n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas;
(66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, enero 2006 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
18	311,2	n.d.	133,0	n.d.	23,2	n.d.	298,9	0,6	613,6	<0,1	27,8	3527,0
20	375,3	n.d.	208,1	n.d.	33,9	n.d.	272,4	<0,1	518,4	<0,1	33,9	3793,0
28	476,0	n.d.	660,6	n.d.	98,3	n.d.	853,4	<0,1	1233,0	1,6	30,2	7037,0
31	277,6	n.d.	284,7	n.d.	126,6	n.d.	482,1	<0,1	795,9	<0,1	22,9	5630,0
34	317,3	n.d.	210,3	n.d.	49,3	n.d.	338,0	<0,1	538,2	0,5	31,3	4209,0
37	299,0	n.d.	325,6	n.d.	230,4	n.d.	605,6	<0,1	1152,0	<0,1	35,4	6272,0
38	292,9	n.d.	310,6	n.d.	244,6	n.d.	679,8	<0,1	1538,0	<0,1	28,7	10320,0
42	341,7	n.d.	36,6	n.d.	90,4	n.d.	167,3	<0,1	512,4	0,8	69,3	1698,0
50	369,2	n.d.	22,8	n.d.	29,0	n.d.	58,9	<0,1	309,8	<0,1	68,9	1863,0
55	439,3	n.d.	68,0	n.d.	48,2	n.d.	266,3	<0,1	547,8	<0,1	71,0	5005,0
57	308,2	n.d.	172,9	n.d.	95,2	n.d.	160,6	<0,1	575,4	0,4	67,1	3188,0
60	314,3	n.d.	319,4	n.d.	157,5	n.d.	577,4	<0,1	1210,0	<0,1	30,8	8349,0
61	378,3	n.d.	257,1	n.d.	135,6	n.d.	526,6	<0,1	1160,0	<0,1	15,6	7515,0
63	341,7	n.d.	316,1	n.d.	169,4	n.d.	552,6	<0,1	821,1	<0,1	21,4	9167,0
64	463,8	n.d.	39,7	n.d.	87,7	n.d.	100,7	<0,1	555,5	82,0	123,3	1881,0
69	384,4	n.d.	33,8	n.d.	73,2	n.d.	134,6	<0,1	332,8	<0,1	32,8	1893,0
70	286,8	n.d.	20,5	n.d.	23,0	n.d.	78,6	<0,1	370,7	<0,1	33,0	922,0
74	222,7	9,0	11,2	n.d.	49,6	n.d.	29,6	0,9	18,4	<0,1	15,4	143,0
77	244,1	n.d.	111,1	n.d.	97,8	n.d.	255,3	1,7	575,5	2,5	42,1	2216,0
78	396,6	n.d.	583,5	n.d.	150,3	n.d.	904,4	<0,1	1631,0	2,3	27,8	6243,0
84 B	353,9	n.d.	48,1	n.d.	133,1	n.d.	202,5	<0,1	593,9	0,8	76,1	2224,0
85	344,8	n.d.	53,7	n.d.	88,0	n.d.	198,4	1,0	359,4	0,3	40,6	2369,0
87	347,8	n.d.	162,3	n.d.	23,1	n.d.	325,2	<0,1	527,9	<0,1	26,1	3315,0
100	341,7	n.d.	141,4	n.d.	91,3	n.d.	291,6	0,6	649,9	<0,1	54,5	1593,0
Río Guadalquivir												
14	292,9	n.d.	336,9	n.d.	8,1	n.d.	401,4	0,9	673,3	134,8	86,6	3965,0
36	265,4	n.d.	315,6	n.d.	10,7	n.d.	409,1	4,8	618,2	55,9	77,2	3819,0
46	421,0	n.d.	205,0	n.d.	8,2	n.d.	295,7	32,5	766,4	265,5	85,7	3411,0
54	140,3	12,0	13,9	n.d.	3,2	n.d.	31,9	24,0	247,9	29,9	32,9	417,7
56	286,8	n.d.	159,8	n.d.	6,7	n.d.	249,4	1,8	240,7	67,5	58,4	2862,0
71	262,4	3,0	13,0	n.d.	3,8	n.d.	33,5	6,3	175,5	14,7	28,9	342,8
75	164,8	6,0	12,9	n.d.	3,1	n.d.	34,3	8,7	177,5	6,6	23,4	333,4
79	292,9	n.d.	227,5	n.d.	8,6	n.d.	237,1	17,1	536,2	110,0	78,1	2927,0
Afluentes												
1	350,9	n.d.	78,3	0,9	25,6	1,1	175,1	3,2	322,1	95,1	77,6	1599,0
2	323,4	n.d.	2366,7	n.d.	86,2	n.d.	1855,8	<0,1	2221,0	38,8	35,3	11850,0
3	460,7	n.d.	1423,4	n.d.	9,5	n.d.	1561,7	<0,1	2329,0	71,9	32,3	18770,0
4	253,2	n.d.	461,6	n.d.	8,0	n.d.	673,9	52,3	1157,0	22,7	45,8	6835,0
5	177,0	6,0	10,4	n.d.	4,0	n.d.	21,9	0,5	158,6	7,3	12,5	148,5
66	387,5	n.d.	713,9	n.d.	30,0	n.d.	510,8	<0,1	742,6	113,6	57,7	5191,0
76	335,6	n.d.	262,6	1,1	8,9	1,1	401,8	477,4	1369,0	50,6	43,3	4464,0
86	384,4	n.d.	1173,7	n.d.	33,3	n.d.	726,7	<0,1	1314,0	18,1	60,7	6650,0

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, abril 2006

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
18	469502	4197692	1697	1240	7,63	163	17,9	9,2	158,4	n.d.	5,9	64,0	125,1
20	470118	4196675	1999	1289	7,14	183	17,3	8,9	156,0	n.d.	5,7	59,2	112,0
24	467254	4196724	2130	1496	7,30	192	16,8	9,4	184,8	n.d.	16,4	89,3	172,5
27	471865	4198012	4020	1890	7,05	192	17,7	9,1	280,6	n.d.	12,3	55,0	202,6
28	473012	4199144	5200	2776	7,02	185	17,5	7,1	555,3	n.d.	11,4	53,8	173,4
30	443961	4200572	2410	1713	7,27	186	16,9	9,0	228,4	n.d.	10,4	84,1	193,4
31	443888	4200730	2400	1543	7,24	175	16,6	9,6	201,8	n.d.	10,5	79,8	199,1
32	444316	4200317	2800	2048	7,14	182	17,7	8,6	299,4	n.d.	11,0	77,4	190,9
34	447762	4200962	1899	1325	7,70	177	18,6	9,8	200,9	n.d.	7,4	72,9	121,2
37	443345	4200340	2700	1828	7,09	191	17,9	8,6	225,4	n.d.	4,1	119,5	232,2
38	441685	4200632	3460	2053	7,09	189	17,4	10,1	223,8	n.d.	5,1	120,2	294,6
39	441767	4201008	3460	2084	7,24	188	16,9	9,2	222,8	n.d.	4,6	120,4	302,3
42	437250	4202718	1091	841	7,63	175	18,3	10,9	31,4	n.d.	6,1	49,3	98,1
44	439796	4201448	1965	1554	7,40	193	17,6	9,4	128,6	n.d.	7,5	129,8	150,6
45	479810	4200295	1090	808	7,19	206	17,6	8,9	45,7	n.d.	7,2	41,8	73,8
47	475356	4198508	2480	1630	7,14	68	17,6	4,8	229,9	n.d.	9,3	69,8	126,7
48	476856	4199331	2850	1862	7,07	194	18,0	5,5	256,7	n.d.	12,1	61,8	159,8
50	482453	4201332	735	596	7,32	201	17,5	9,8	25,9	n.d.	7,3	38,3	69,4
52	485531	4203617	1079	798	7,12	200	16,6	4,9	33,1	n.d.	6,4	48,0	89,1
55	485693	4205007	1449	1070	7,32	188	18,1	10,5	84,0	n.d.	10,0	75,8	110,5
57	448680	4200774	1729	1212	7,63	180	17,3	9,7	134,8	n.d.	7,1	61,5	110,6
59	453191	4199744	2850	2361	7,61	182	18,2	9,3	486,4	n.d.	13,9	71,2	172,3
60	445004	4201154	2560	1987	7,25	181	17,2	8,5	153,8	n.d.	6,9	59,7	285,4
61	446840	4201280	2290	1730	7,80	176	17,4	10,3	188,6	n.d.	10,8	78,8	217,4
63	448167	4201529	2520	1898	7,24	192	17,8	8,1	219,5	n.d.	8,4	108,3	213,9
64	485080	4202277	1231	992	7,19	184	18,1	6,1	71,3	n.d.	10,9	44,2	98,9
65	485459	4202829	1276	934	7,34	189	18,2	9,8	89,4	n.d.	5,2	42,1	74,8
67	489687	4209948	969	739	7,36	195	17,1	11,3	33,5	n.d.	12,1	49,8	79,1
68	495161	4212587	774	627	7,35	158	17,2	4,9	17,4	n.d.	6,6	40,4	67,4
69	495167	4212147	1204	927	7,38	192	17,0	9,8	56,5	n.d.	17,5	83,3	85,4
70	491905	4209988	809	638	7,39	193	17,2	8,3	19,2	n.d.	9,1	42,0	75,1
72	491606	4210731	937	648	7,56	176	16,5	8,6	38,8	n.d.	11,4	37,6	80,4
74	497682	4215052	626	481	8,42	143	16,7	10,4	12,6	n.d.	5,4	42,1	31,9
77	430920	4203812	1912	1148	7,63	183	17,3	8,8	93,5	n.d.	7,5	66,5	146,4
78	433004	4204019	3980	2537	7,06	194	17,8	3,2	248,0	n.d.	16,6	145,7	281,3
80	434191	4204989	4820	2923	7,01	187	17,1	6,0	234,6	n.d.	20,8	127,2	467,7
81	433976	4204665	2730	1783	7,25	170	17,1	3,2	183,6	n.d.	14,4	78,9	251,2
82	434427	4205059	2350	1473	7,13	187	16,7	4,5	123,2	6,1	9,3	74,7	158,6
84 B	438291	4202095	1361	886	7,20	196	16,3	9,1	37,8	n.d.	5,9	75,7	119,7
85	435680	4203897	1210	893	7,36	182	18,5	9,3	43,7	n.d.	5,8	85,8	83,1
87	460939	4197833	1801	1267	7,56	181	17,3	9,8	162,1	n.d.	5,2	37,2	120,2
100	431057	4204545	1601	1107	7,38	190	17,1	7,1	89,2	n.d.	7,8	64,6	132,8
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	1043	728	8,34	146	18,1	11,6	93,1	n.d.	6,5	41,8	51,0
36	443263	4200126	1148	711	8,20	150	17,5	10,4	98,4	n.d.	8,0	40,8	63,2
54	486112	4204895	550	425	8,53	141	18,7	13,3	15,8	n.d.	5,5	35,1	25,6
56	446573	4200760	1131	729	8,12	154	17,5	9,9	102,9	n.d.	7,7	41,9	63,5
71	491888	4209930	466	409	8,64	137	18,3	14,6	9,6	n.d.	5,0	35,3	28,7
75	497627	4215118	522	406	8,38	129	15,9	10,5	9,4	n.d.	4,9	33,2	32,1
79	433070	4203870	3560	1674	8,46	123	19,7	17,3	435,7	n.d.	9,4	59,7	93,9
Afluentes													
1	436777	4204811	910	649	7,72	167	16,5	9,0	58,3	n.d.	14,4	35,8	72,3
2	451665	4200745	11140	5976	8,40	127	22,0	9,8	1680,4	n.d.	24,1	140,0	348,7
3	471995	4196917	6060	3181	8,06	147	14,8	11,7	570,2	n.d.	20,9	118,6	228,2
4	479910	4197848	6810	3374	7,84	151	16,8	11,3	844,0	n.d.	18,7	77,8	203,1
5	497458	4214218	440	373	8,50	147	15,7	11,7	8,2	n.d.	4,7	30,1	28,2
66	485901	4202905	3450	2170	8,23	147	18,9	14,2	469,5	n.d.	10,3	49,2	121,4
76	431529	4203491	2190	1428	7,80	165	16,3	6,7	174,6	3,7	10,7	38,1	179,7
86	460322	4198051	1863	1264	8,27	152	15,4	10,9	205,4	n.d.	8,3	37,5	116,1

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, abril 2006 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
18	320,4	n.d.	195,6	n.d.	34,7	n.d.	331,6	<0,1	360,8	<0,1	27,8	3775,0
20	402,7	n.d.	227,4	n.d.	43,3	n.d.	278,4	<0,1	403,7	<0,1	38,6	4157,0
24	363,1	n.d.	177,3	n.d.	120,2	n.d.	368,2	<0,1	525,1	<0,1	35,7	4043,0
27	366,1	n.d.	512,1	n.d.	36,3	n.d.	417,3	<0,1	752,9	<0,1	35,3	7202,0
28	460,7	n.d.	686,2	n.d.	99,5	n.d.	727,5	<0,1	872,9	0,2	27,3	6773,0
30	305,1	n.d.	286,5	n.d.	121,4	n.d.	476,4	<0,1	688,3	<0,1	21,2	6093,0
31	280,7	n.d.	219,1	n.d.	103,7	n.d.	442,6	<0,1	635,0	<0,1	22,0	5253,0
32	329,5	n.d.	447,6	n.d.	104,4	n.d.	581,1	<0,1	614,1	<0,1	20,0	6066,0
34	338,7	n.d.	198,7	n.d.	51,2	n.d.	329,6	<0,1	389,8	<0,1	31,5	4516,0
37	323,4	n.d.	214,8	n.d.	160,9	n.d.	541,6	<0,1	739,7	<0,1	29,0	5147,0
38	305,1	n.d.	267,7	n.d.	208,1	n.d.	618,0	<0,1	1078,0	<0,1	26,5	9536,0
39	323,4	n.d.	267,1	n.d.	182,1	n.d.	649,7	<0,1	962,2	0,1	24,6	10730,0
42	344,8	n.d.	40,8	n.d.	98,5	n.d.	169,5	<0,1	380,0	<0,1	68,9	1762,0
44	338,7	n.d.	119,7	n.d.	238,0	n.d.	434,0	0,7	473,5	0,4	50,3	6457,0
45	482,1	n.d.	39,7	n.d.	12,6	n.d.	100,7	<0,1	208,5	0,4	71,6	3916,0
47	482,1	n.d.	304,6	n.d.	1,3	n.d.	399,8	<0,1	654,4	687,6	42,6	5184,0
48	506,5	n.d.	366,7	n.d.	12,7	n.d.	478,3	<0,1	753,5	98,2	30,0	6515,0
50	378,3	n.d.	18,4	n.d.	15,2	n.d.	41,8	<0,1	200,3	<0,1	75,1	1643,0
52	436,3	n.d.	33,4	n.d.	37,1	n.d.	110,9	<0,1	335,6	26,4	122,4	3000,0
55	445,4	n.d.	60,2	n.d.	46,6	n.d.	232,2	<0,1	450,3	<0,1	66,7	4619,0
57	338,7	n.d.	239,9	n.d.	135,4	n.d.	180,6	<0,1	395,9	0,4	65,8	3060,0
59	482,1	n.d.	271,5	n.d.	144,5	n.d.	713,0	<0,1	512,1	<0,1	16,3	5223,0
60	317,3	n.d.	351,4	n.d.	169,4	n.d.	634,3	<0,1	843,5	<0,1	29,6	7696,0
61	393,6	n.d.	208,9	n.d.	108,3	n.d.	515,4	<0,1	719,6	<0,1	15,7	7523,0
63	347,8	n.d.	284,5	n.d.	142,3	n.d.	564,3	<0,1	649,8	<0,1	20,2	8573,0
64	439,3	n.d.	46,8	n.d.	156,8	n.d.	121,3	<0,1	366,3	38,8	126,2	1526,0
65	472,9	n.d.	95,8	n.d.	52,1	n.d.	98,5	<0,1	277,4	0,6	64,6	2726,0
67	421,0	n.d.	23,3	n.d.	38,5	n.d.	80,1	18,4	284,2	0,7	115,6	1480,0
68	424,1	n.d.	17,2	n.d.	6,1	n.d.	47,1	<0,1	344,3	15,8	72,1	787,4
69	476,0	n.d.	29,9	n.d.	49,9	n.d.	126,3	<0,1	327,8	<0,1	92,0	2119,0
70	381,4	n.d.	17,9	n.d.	16,5	n.d.	75,2	1,0	328,3	1,6	86,0	958,7
72	323,4	n.d.	30,6	n.d.	73,2	n.d.	51,5	<0,1	203,1	<0,1	90,2	597,7
74	244,1	9,0	14,4	n.d.	80,7	n.d.	40,6	3,7	91,0	2,1	47,9	279,6
77	286,8	n.d.	127,6	n.d.	153,0	n.d.	262,9	0,4	552,6	<0,1	57,4	2998,0
78	399,7	n.d.	531,8	n.d.	132,8	n.d.	773,8	<0,1	1119,0	3,5	29,5	5679,0
80	372,2	n.d.	627,4	n.d.	212,6	n.d.	847,6	<0,1	1557,0	1,7	43,7	10770,0
81	448,5	n.d.	251,8	3,7	17,7	n.d.	524,8	1,4	858,7	133,4	46,1	7292,0
82	488,2	n.d.	163,8	1,4	129,3	n.d.	310,1	<0,1	663,0	26,1	57,8	7027,0
84 B	338,7	n.d.	39,9	n.d.	118,9	n.d.	147,1	<0,1	460,3	<0,1	79,5	2324,0
85	353,9	n.d.	50,1	n.d.	83,5	n.d.	183,9	<0,1	318,8	<0,1	47,4	2628,0
87	366,1	n.d.	201,2	n.d.	28,8	n.d.	342,0	<0,1	370,7	<0,1	26,4	3467,0
100	335,6	n.d.	120,6	n.d.	80,9	n.d.	273,4	<0,1	471,5	<0,1	52,6	1660,0
Río Guadalquivir												
14	283,7	3,0	115,2	n.d.	6,6	n.d.	127,1	<0,1	221,3	35,3	61,6	1341,0
36	317,3	n.d.	74,1	n.d.	6,6	n.d.	102,5	0,6	198,8	20,8	72,3	1383,0
54	271,9	12,4	15,8	n.d.	5,1	n.d.	37,6	79,8	298,5	24,1	42,4	504,2
56	295,9	n.d.	89,1	n.d.	6,4	n.d.	121,7	0,6	241,4	37,9	71,7	1419,0
71	262,4	18,0	11,3	n.d.	5,1	n.d.	33,4	62,9	259,6	10,3	26,2	413,0
75	262,4	6,0	11,3	n.d.	5,4	n.d.	40,9	44,6	261,6	7,0	21,8	535,5
79	256,3	6,0	498,7	n.d.	11,3	n.d.	303,0	177,8	562,6	73,9	130,3	3215,0
Afluentes												
1	308,2	n.d.	63,1	0,6	10,0	1,1	122,4	99,5	413,2	64,1	80,4	946,3
2	265,4	9,0	1784,5	n.d.	99,6	n.d.	1624,7	<0,1	1225,0	41,7	57,1	9310,0
3	396,6	n.d.	693,6	n.d.	21,9	n.d.	1131,0	<0,1	1050,0	45,1	45,0	11700,0
4	201,4	n.d.	1171,9	n.d.	5,1	n.d.	851,6	23,7	920,2	57,3	62,9	7174,0
5	253,2	15,0	10,2	n.d.	3,9	n.d.	19,8	12,3	137,0	6,3	12,3	151,5
66	393,6	n.d.	602,7	n.d.	32,8	n.d.	490,1	328,2	868,7	86,7	70,5	4592,0
76	308,2	n.d.	281,4	3,1	14,4	1,1	413,7	297,3	922,3	96,7	60,6	4361,0
86	323,4	n.d.	286,6	n.d.	18,2	n.d.	268,8	2,1	389,7	13,5	81,3	2751,0

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, junio 2006

Pozo/ manantial	Localización		C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TSD (mg/l)	pH	Eh (mV)	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	O.D. (mg/l)	Na^+ (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)
	UTM X	UTM Y											
18	469502	4197692	1742	1170	7,51	151	21,3	9,9	132,0	n.d.	2,5	48,1	105,8
20	470118	4196675	2100	1276	7,13	164	19,4	9,8	188,4	n.d.	3,4	65,7	121,2
24	467254	4196724	2150	1562	7,21	158	18,8	9,4	150,6	n.d.	12,0	70,7	163,7
27	471865	4198012	4310	2030	7,03	162	20,4	9,8	343,2	n.d.	5,0	57,4	211,5
28	473012	4199144	5100	2465	7,08	162	19,8	8,7	525,9	n.d.	6,4	51,5	182,3
30	443961	4200572	2310	1541	7,31	164	19,2	8,5	176,9	n.d.	3,0	63,9	186,3
31	443888	4200730	2370	1695	7,30	167	18,9	9,2	191,5	n.d.	3,4	73,8	190,5
32	444316	4200317	2730	1787	7,15	163	19,2	8,3	228,8	n.d.	4,6	75,0	190,4
34	447762	4200962	1947	1355	7,50	156	19,4	7,9	156,4	n.d.	3,8	63,7	126,9
37	443345	4200340	2640	1858	6,94	190	18,7	7,5	182,7	n.d.	5,7	94,0	221,1
38	441685	4200632	3370	2222	7,01	179	19,9	8,8	201,3	n.d.	6,9	87,7	294,6
39	441767	4201008	3450	2248	7,10	178	19,6	8,8	200,1	n.d.	7,2	111,2	302,7
42	437250	4202718	1126	805	7,30	182	20,1	9,3	29,5	n.d.	2,9	61,1	92,8
44	439796	4201448	2250	1852	7,06	178	19,2	8,9	152,9	n.d.	6,7	103,8	238,9
45	479810	4200295	1107	853	7,17	162	18,8	5,8	52,6	n.d.	6,2	48,9	77,0
47	475356	4198508	2690	1793	7,10	60	19,8	5,3	250,3	n.d.	11,6	76,0	140,3
48	476856	4199331	2720	1876	7,37	165	20,9	6,2	272,6	n.d.	6,8	63,3	165,4
50	482453	4201332	762	618	7,31	166	18,8	8,0	20,0	n.d.	4,9	32,8	71,2
52	485531	4203617	783	635	7,28	24	18,4	6,3	22,2	n.d.	3,3	38,3	60,9
55	485693	4205007	1532	1105	7,35	171	19,7	9,3	79,2	n.d.	7,4	74,4	106,0
57	448680	4200774	1775	1199	7,60	161	21,8	9,2	148,9	n.d.	4,3	55,7	100,7
59	453191	4199744	3150	2076	7,20	163	20,2	7,4	377,2	n.d.	6,7	56,8	144,9
61	446840	4201280	2320	1325	7,05	162	18,8	7,4	128,4	n.d.	5,8	52,6	179,1
63	448167	4201529	2490	1866	7,13	155	19,2	6,9	201,4	n.d.	5,5	100,8	211,1
64	485080	4202277	1293	1013	7,16	160	19,1	5,4	55,5	n.d.	8,3	48,6	109,9
65	485459	4202829	1314	941	7,18	146	19,5	8,2	95,2	n.d.	2,4	45,1	79,6
67	489687	4209948	1066	850	7,25	172	20,1	8,5	23,7	n.d.	12,0	50,4	99,3
68	495161	4212587	582	361	7,52	149	19,1	7,1	9,4	0,6	7,9	24,1	43,7
69	495167	4212147	1077	648	7,31	153	18,6	8,4	23,9	n.d.	9,0	43,2	64,3
70	491905	4209988	797	652	7,29	177	19,8	8,0	15,2	n.d.	6,3	39,0	72,3
72	491606	4210731	953	690	7,37	148	21,0	5,8	31,7	n.d.	7,6	39,1	68,9
74	497682	4215052	636	449	8,17	124	18,3	n.m.	9,4	n.d.	2,5	42,5	26,9
77	430920	4203812	1886	1345	7,33	153	20,3	8,4	89,1	n.d.	9,4	67,8	178,5
78	433004	4204019	3900	2480	7,08	160	18,9	4,4	233,4	n.d.	11,8	138,8	307,3
80	434191	4204989	4230	2318	7,01	162	19,2	6,4	180,1	n.d.	9,5	109,6	384,0
81	433976	4204665	3750	2419	7,02	167	19,4	4,4	237,6	n.d.	8,4	154,3	320,1
82	434427	4205059	2430	1727	7,08	168	19,3	6,2	138,1	n.d.	6,7	96,1	195,9
84 B	438291	4202095	1255	907	7,12	183	19,1	8,5	30,9	n.d.	3,1	67,5	88,1
85	435680	4203897	1225	844	7,12	180	19,5	8,5	37,0	n.d.	2,8	79,5	70,6
87	460939	4197833	1722	1170	7,34	159	21,0	9,3	147,2	n.d.	2,3	38,8	107,2
100	431057	4204545	1538	1081	7,32	152	21,8	6,4	77,9	n.d.	5,4	61,5	142,1
Río Guadalquivir													
14	461232	4198045	1146	830	8,01	137	21,1	8,6	70,8	n.d.	5,3	41,6	89,4
36	443263	4200126	805	486	8,00	140	18,9	9,0	40,9	0,9	4,4	30,4	50,2
46	478788	4199654	456	246	8,24	128	18,4	9,3	11,7	n.d.	2,8	22,8	19,0
54	486112	4204895	416	231	8,26	126	16,9	11,3	9,9	n.d.	2,4	21,5	20,1
56	446573	4200760	1025	731	7,98	147	18,8	8,9	60,4	n.d.	5,2	37,8	72,4
71	491888	4209930	411	279	8,27	134	15,3	11,8	10,0	n.d.	2,4	22,2	19,5
75	497627	4215118	409	249	8,28	121	13,8	12,5	8,8	n.d.	2,1	19,6	22,1
79	433070	4203870	811	566	8,15	109	20,4	8,4	37,6	n.d.	4,8	35,4	52,7
Afluentes													
1	436777	4204811	725	537	7,95	150	21,4	7,8	20,8	0,6	6,6	43,4	37,3
2	451665	4200745	9350	3476	8,23	90	26,6	8,4	970,0	n.d.	22,3	78,6	239,4
3	471995	4196917	2890	1792	8,27	109	31,2	8,2	159,2	n.d.	14,4	55,1	263,4
4	479910	4197848	1964	1494	8,16	126	20,7	9,5	160,6	n.d.	6,5	72,6	185,0
5	497458	4214218	451	308	8,39	118	23,3	9,2	6,6	n.d.	2,1	35,8	17,1
66	485901	4202905	1681	1122	7,94	118	23,1	8,9	207,0	n.d.	3,9	37,9	68,0
76	431529	4203491	1986	1422	7,75	132	25,7	8,0	161,8	n.d.	8,7	46,6	165,1
86	460322	4198051	1650	1156	8,05	131	24,4	7,7	153,8	n.d.	8,9	44,8	115,9

C.E.: conductividad eléctrica a 25 $^{\circ}\text{C}$; O.D.: oxígeno disuelto; n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.

Datos de los análisis de aguas, junio 2006 (continuación)

Pozo/ manantial	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ²⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Al (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)	Ba (µg/l)	Sr (µg/l)
18	326,5	n.d.	193,9	n.d.	35,0	n.d.	321,1	5,9	702,7	<0,1	30,9	4646,0
20	381,4	n.d.	182,4	n.d.	33,2	n.d.	294,5	0,5	859,5	0,7	39,4	4931,0
24	350,9	n.d.	238,8	n.d.	167,7	n.d.	401,4	<0,1	918,4	<0,1	38,8	4789,0
27	390,5	n.d.	517,1	n.d.	33,6	n.d.	461,0	3,2	1433,0	<0,1	38,0	8685,0
28	494,3	n.d.	547,7	n.d.	48,5	n.d.	599,6	<0,1	1269,0	<0,1	23,5	7829,0
30	295,9	n.d.	248,3	n.d.	98,0	n.d.	460,7	6,1	918,2	<0,1	22,6	6823,0
31	271,5	n.d.	309,4	n.d.	132,4	n.d.	514,3	<0,1	1073,0	<0,1	23,9	7090,0
32	305,1	n.d.	361,6	n.d.	83,4	n.d.	529,6	14,5	1290,0	0,4	19,9	7431,0
34	347,8	n.d.	244,5	n.d.	47,6	n.d.	358,6	1,8	691,2	0,2	36,2	5016,0
37	308,2	n.d.	278,2	n.d.	201,1	n.d.	559,6	9,8	1224,0	<0,1	33,0	6175,0
38	292,9	n.d.	403,5	n.d.	288,8	n.d.	634,9	<0,1	1430,0	<0,1	27,6	10130,0
39	308,2	n.d.	378,0	n.d.	247,0	n.d.	679,9	<0,1	1511,0	1,0	26,3	12210,0
42	289,8	n.d.	42,7	n.d.	97,0	n.d.	186,0	<0,1	488,6	0,5	53,6	2323,0
44	341,7	n.d.	165,5	n.d.	160,2	n.d.	671,9	9,8	1171,0	<0,1	30,4	8802,0
45	485,1	n.d.	45,8	n.d.	15,1	n.d.	116,5	3,2	610,9	2,3	83,8	4632,0
47	527,8	n.d.	334,5	n.d.	6,0	n.d.	436,8	<0,1	1057,0	945,6	49,5	7177,0
48	439,3	n.d.	427,4	n.d.	11,6	n.d.	480,9	<0,1	1103,0	72,8	31,9	7199,0
50	375,3	n.d.	22,8	n.d.	34,4	n.d.	54,2	<0,1	434,5	<0,1	69,8	1762,0
52	405,8	n.d.	23,0	n.d.	13,5	n.d.	64,3	0,2	719,1	91,8	116,6	2174,0
55	427,1	n.d.	76,7	n.d.	56,8	n.d.	270,7	<0,1	760,7	2,3	68,6	5527,0
57	344,8	n.d.	232,8	n.d.	127,6	n.d.	180,2	24,5	637,4	0,6	79,3	3314,0
59	469,8	n.d.	219,5	n.d.	113,4	n.d.	680,0	0,9	837,5	1,4	16,3	6325,0
61	375,3	n.d.	159,4	n.d.	78,6	n.d.	335,5	8,0	1461,0	<0,1	14,5	9086,0
63	360,0	n.d.	285,8	n.d.	127,4	n.d.	562,6	23,5	1286,0	1,3	19,9	9868,0
64	476,0	n.d.	41,8	n.d.	154,8	n.d.	115,0	<0,1	858,2	82,2	166,1	2284,0
65	439,3	n.d.	104,4	n.d.	63,3	n.d.	107,2	<0,1	525,3	3,5	81,7	3575,0
67	418,0	n.d.	26,7	n.d.	41,1	n.d.	175,9	16,6	703,7	30,1	74,9	1827,0
68	210,5	n.d.	16,1	0,3	13,6	n.d.	34,3	49,9	309,2	4,9	51,1	513,7
69	311,2	n.d.	32,7	n.d.	114,5	n.d.	83,0	2,1	396,1	<0,1	122,4	1700,0
70	387,5	n.d.	20,5	n.d.	30,6	n.d.	78,7	<0,1	515,2	<0,1	52,1	1087,0
72	387,5	n.d.	33,3	n.d.	71,9	n.d.	48,2	0,4	584,7	1,1	111,1	800,8
74	225,8	n.d.	15,6	n.d.	78,3	n.d.	47,7	28,2	200,7	<0,1	47,4	280,3
77	277,6	n.d.	192,0	n.d.	195,2	n.d.	331,0	8,4	1212,0	2,5	60,9	3175,0
78	430,2	n.d.	448,1	n.d.	115,5	n.d.	786,0	<0,1	2203,0	5,5	25,2	6919,0
80	347,8	n.d.	455,1	n.d.	107,9	n.d.	709,2	<0,1	2678,0	<0,1	38,5	11490,0
81	485,1	n.d.	418,1	n.d.	57,2	n.d.	725,3	<0,1	1874,0	11,1	35,2	10570,0
82	454,6	n.d.	232,9	n.d.	219,5	n.d.	373,1	<0,1	1653,0	3,1	58,4	8651,0
84 B	344,8	n.d.	49,5	n.d.	132,4	n.d.	187,7	5,1	576,0	<0,1	79,6	2295,0
85	357,0	n.d.	49,9	n.d.	76,1	n.d.	168,1	<0,1	452,4	<0,1	44,7	2642,0
87	378,3	n.d.	160,8	n.d.	25,9	n.d.	305,1	2,8	710,7	<0,1	25,4	3778,0
100	323,4	n.d.	111,7	n.d.	73,8	n.d.	282,9	<0,1	855,5	0,8	47,1	1802,0
Río Guadalquivir												
14	268,5	n.d.	98,8	n.d.	4,2	n.d.	251,3	2338,0	2100,0	71,7	117,2	2682,0
36	155,6	n.d.	65,1	n.d.	4,0	n.d.	134,0	1297,0	1103,0	515,6	361,9	2053,0
46	140,3	n.d.	16,4	n.d.	2,7	n.d.	30,1	714,8	783,8	73,9	87,9	392,4
54	134,2	n.d.	14,7	n.d.	2,2	n.d.	26,3	86,0	330,6	12,6	39,6	289,7
56	234,9	n.d.	97,6	n.d.	3,8	n.d.	218,5	1341,0	1160,0	425,4	376,4	2695,0
71	177,0	n.d.	16,5	n.d.	2,5	n.d.	29,5	74,7	302,6	12,4	35,8	281,8
75	152,6	n.d.	15,2	n.d.	2,1	n.d.	26,8	66,1	228,3	9,2	26,9	233,1
79	247,1	n.d.	40,9	n.d.	3,3	n.d.	144,4	306,8	725,2	26,2	123,6	1515,0
Afluentes												
1	250,2	n.d.	27,0	n.d.	3,9	n.d.	147,0	488,9	832,7	47,6	79,0	1084,0
2	262,4	n.d.	1083,9	n.d.	30,6	n.d.	788,7	1492,0	2933,0	97,4	367,2	9919,0
3	213,6	n.d.	348,7	n.d.	14,8	n.d.	722,5	315,8	1750,0	30,7	180,9	6796,0
4	195,3	n.d.	240,2	n.d.	3,4	n.d.	630,6	1159,0	1770,0	24,8	111,7	5652,0
5	195,3	6,2	12,3	n.d.	4,9	n.d.	28,0	40,4	232,1	4,4	12,4	225,4
66	335,6	n.d.	258,9	n.d.	28,2	n.d.	182,2	714,3	976,6	92,3	126,6	2485,0
76	338,7	n.d.	234,5	n.d.	27,7	n.d.	439,0	641,2	1791,0	202,9	153,5	5042,0
86	286,8	n.d.	208,4	n.d.	12,4	n.d.	324,5	1300,0	1647,0	49,9	210,8	3562,0

n.d.: no detectado (límite de detección: 0,1 mg/l); n.m.: no medido.

Afluentes: (1) Río Guadalimar; (2) Río Torres; (3) Río Jandulilla; (4) Río Guadiana Menor; (5) Río Aguascebas; (66) Arroyo Salado; (76) Río Guadalbullón; (86) Río Bedmar.