TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Caracterización hidrogeológica de los acuíferos kársticos de la Sierra de Grazalema (provincia de Cádiz)



José Francisco Martín Rodríguez

2024

Tesis Doctoral dirigida por Bartolomé Andreo Navarro

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

AUTOR: José Francisco Martín Rodríguez

https://orcid.org/0000-0003-2352-5654

EDITA: Publicaciones y Divulgación Científica. Universidad de Málaga

Esta obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional:
https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/legalcode
Cualquier parte de esta obra se puede reproducir sin autorización
pero con el reconocimiento y atribución de los autores.
No se puede hacer uso comercial de la obra y no se puede alterar, transformar o hacer obras derivadas.

Esta Tesis Doctoral está depositada en el Repositorio Institucional de la Universidad de Málaga (RIUMA): riuma.uma.es

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Fotografías de la portada:

Panorámica superior: vista de los picos del Simancón (izquierda) y Reloj (derecha) en la sierra del Endrinal

Intermedia izquierda: inyección de piranina en el sumidero del Navazo del Cao (sierra del Caíllo)

Intermedia derecha: estación meteorológica instalada en la sierra del Endrinal

Inferior izquierda: manantial de Hondón (término municipal de Benaocaz)

Inferior derecha: manantial de Algarrobal, en la localidad de Ubrique

Autor: José Francisco Martín Rodríguez

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR

D./Dña JOSÉ FRANCISCO MARTÍN RODRÍGUEZ
Estudiante del programa de doctorado DIVERSIDAD BIOLÓGICA Y MEDIO AMBIENTE de la Universidad de Málaga, autor/a de la tesis, presentada para la obtención del título de doctor por la Universidad de Málaga, titulada: CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LOS ACUÍFEROS KÁRSTICOS DE LA SIERRA DE GRAZALEMA (PROVINCIA DE CÁDIZ)

Realizada bajo la tutorización de BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO y dirección de BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO (si tuviera varios directores deberá hacer constar el nombre de todos)

DECLARO QUE:

La tesis presentada es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, conforme al ordenamiento jurídico vigente (Real Decreto Legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo.

Igualmente asumo, ante a la Universidad de Málaga y ante cualquier otra instancia, la responsabilidad que pudiera derivarse en caso de plagio de contenidos en la tesis presentada, conforme al ordenamiento jurídico vigente.

En Málaga, a 02 de NOVIEMBRE de 2023

Fdo.: JOSÉ FRANCISCO MARTÍN RODRÍGUEZ Doctorando/a	Fdo.: BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO Tutor/a
Fdo.: BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO Director/es de tesis	

Edificio Pabellón de Gobierno. Campus El Ejido. 29071
Tel.: 952 13 10 28 / 952 13 14 61 / 952 13 71 10
E-mail: doctorado@uma.es

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Edificio Pabellón de Gobierno. Campus El Ejido. 29071
Tel.: 952 13 10 28 / 952 13 14 61 / 952 13 71 10
E-mail: doctorado@uma.es

BARTOLOMÉ ANDREO NAVARRO, Catedrático de Geodinámica Externa de la Universidad de Málaga

CERTIFICA:

Que la presente memoria, titulada *"Caracterización hidrogeológica de los acuíferos kársticos de la Sierra de Grazalema (provincia de Cádiz)"* ha sido realizada bajo mi dirección por **D. José Francisco Martín Rodríguez** y que cumple, a mi juicio, los requisitos necesarios para su defensa pública de cara a la obtención del grado de Doctor por la Universidad de Málaga y que las publicaciones que avalan la tesis no han sido utilizadas en tesis anteriores.

Lo que firma, a los efectos oportunos, en Málaga a 11 de diciembre de 2023.

Fdo. Bartolomé Andreo Navarro

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el seno del Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía "Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga", en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) y en el Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga.

La presente Tesis Doctoral es una contribución a los proyectos de investigación CGL2015-65858R y PID2019-111759-RB-I00

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

A mi familia

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

Agradecimientos

La elaboración de esta Tesis Doctoral no hubiera sido posible sin la colaboración y apoyo de multitud de personas e instituciones que han contribuido de forma desinteresada. A todas ellas, aparezcan citadas en estas páginas o no, deseo expresar mi gratitud.

En primer lugar, deseo agradecer al director de esta investigación, el profesor Bartolomé Andreo Navarro la oportunidad prestada, apoyo incondicional y confianza depositada para que este trabajo llegara a materializarse. Sobra señalar su paciencia, trabajo, dedicación y cariño prestados en el ámbito académico y personal. Por ayudarme a distinguir el juicio del prejuicio, de todo corazón, gracias.

Debo manifestar mi agradecimiento a los profesores del Área de Geodinámica Externa de la Universidad de Málaga de los que tuve el privilegio de recibir enseñanzas, ayuda y valiosos consejos durante toda la etapa investigadora. Gracias al profesor Matías Mudarra Martínez, por su acompañamiento y ayuda en todos los aspectos de esta investigación. Sin su conocimiento, experiencia y apoyo no hubiera sido posible la realización del presente trabajo. Al profesor Juan Antonio Barberá Fornell, por sus consejos sobre la interpretación de las curvas de trazadores artificiales y tratamiento e interpretación de los datos isotópicos.

A los profesores José Manuel Gil Márquez y Beatriz de la Torre Martínez, por su ayuda en las tareas de campo y asesoramiento durante todo el proceso de composición de esta memoria. No puedo olvidar a otros miembros del grupo de investigación, como el doctor Damián Sánchez García que me instruyó durante las primeras fases de la investigación y cuya orientación fue clave para la ejecución de este trabajo.

Deseo expresar mi más profundo agradecimiento al resto de compañeros del CEHIUMA, María Jesús Civantos, José Manuel Nieto, Javier Martín, Jorge Prieto y Jaime Fernández, por acompañarme y prestarme su ayuda en las tareas de campo, laboratorio y en los trabajos de gabinete.

Doy las gracias al profesor Agustín Martín Algarra, de la Universidad de Granada, con quien tuve el privilegio de compartir algunas jornadas de campo que sirvieron para instruirme en la complejidad geológica de la región donde se ha desarrollado esta investigación.

Del mismo modo quisiera mostrar mi agradecimiento al personal de la empresa “Aguas de Ubrique“, en especial a Manuel Cabello y a Cayetano López, por facilitarme el acceso a los puntos de abastecimiento de la localidad de Ubrique.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Para los miembros de mi familia queda el agradecimiento más profundo y sincero, labrado durante todos los años en los que he disfrutado de su paciencia, ayuda, comprensión y cariño incondicional. Gracias por hacer que la vida merezca la pena.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

RESUMEN

Los acuíferos kársticos presentan una notable anisotropía en la distribución espacial de sus propiedades hidráulicas, lo que origina un funcionamiento hidrogeológico complejo y condiciona la selección de las metodologías empleadas para su estudio. El análisis de las respuestas naturales (hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas) de este tipo de acuíferos permite caracterizar aspectos relativos al volumen de recursos hídricos disponibles y a su funcionamiento hidrogeológico.

El ámbito de estudio contemplado en la presente tesis doctoral se ubica al NE de la provincia de Cádiz, dentro del Parque Natural "Sierra de Grazalema". Esta zona se encuentra a 110 km de la ciudad de Cádiz y muy cerca del límite con la vecina provincia de Málaga. Ocupa una superficie de 333 km^2, de los que 112,36 km^2 corresponden a afloramientos de rocas carbonáticas permeables. Desde el punto de vista geológico, el área de estudio pertenece a la Zona Externa de la Cordillera Bética, en concreto al dominio paleogeográfico Subbético. Incluye relieves pertenecientes al Subbético Medio, como son las sierras de Zafalgar-Margarita, Pinar-Monteprieto, Albarracín y La Silla, en la parte septentrional, y al Subbético Interno Occidental o Penibético en el sector meridional (sierras del Endrinal, Dornajo, Caíllo y Ubrique). Emplazada entre los macizos pertenecientes a ambos dominios geológicos se encuentra una zona topográficamente deprimida, conocida como "Corredor del Boyar", en la que aflora una sucesión de escamas tectónicas estrechas y lateralmente discontinuas, cuyas series estratigráficas, formadas en su mayoría por rocas de baja permeabilidad, son afines al Subbético Medio y a lo que regionalmente se llama complejo de Flyschs del Campo de Gibraltar.

Las calizas y dolomías jurásicas que afloran en el área de estudio son permeables por fisuración y karstificación, por lo que constituyen acuíferos. Los procesos de disolución que han afectado a las rocas carbonáticas han dado lugar a gran variedad de morfologías tanto exo como endokársticas, las cuales favorecen la rápida infiltración e incorporación del agua al flujo subterráneo. La descarga de estos acuíferos tiene lugar fundamentalmente en régimen natural, a través de manantiales localizados en los contactos entre las formaciones carbonáticas permeables y los materiales de baja permeablidad.

Los principales objetivos de esta tesis doctoral son:

- Establecer los límites y la geometría de los diferentes acuíferos ubicados en el área de estudio, junto con las divisorias hidrogeológicas existentes entre ellos.
- Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico, la composición química, isotópica y de fluorescencia natural de las aguas de lluvia y subterráneas, así

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

como las características y el desarrollo de la karstificación de los diferentes acuíferos y proponer modelos conceptuales de su funcionamiento.

- Establecer un balance hidrogeológico que permita cuantificar el volumen de recursos hídricos del conjunto del área de estudio y de cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados.
- Evaluar la aplicabilidad de las diferentes metodologías de investigación empleadas en este estudio.

Se han utilizado diferentes técnicas (hidrodinámicas, hidroquímicas, isotópicas, ensayos de trazadores artificiales, etc.) de forma conjunta, con el fin de alcanzar los objetivos planteados en esta investigación. En el área de estudio se han inventariado 85 manantiales, de los que 17 (con mayor caudal medio –permanentes y temporales-) han sido incluidos en la red de control de esta tesis doctoral. Se ha controlado con periodicidad horaria la respuesta hidrodinámica de los principales puntos de descarga mediante la realización de aforos e instalación de sensores de registro continuo de la altura de la lámina de agua. Además, se han efectuado medidas puntuales de los parámetros físico-químicos del agua y se han tomado muestras (lluvia y agua subterránea) para su posterior análisis químico e isotópico. También se han realizado ensayos de trazadores artificiales mediante la inyección de estos en los principales puntos de infiltración concentrada (sumideros kársticos) del área de estudio y su posterior detección en los manantiales.

Se ha efectuado el tratamiento de los datos hidrometeorológicos disponibles para caracterizar y cuantificar los valores de precipitación y temperatura del aire en el área de estudio, tanto para el periodo histórico 1984/85 – 2017/18 como para los años hidrológicos del periodo de investigación (2012/13 – 2017/18). A partir de estos datos se ha llevado a cabo una evaluación de la recarga, para estimar los recursos medios renovables de cada uno de los acuíferos. Los resultados han sido contrastados con la descarga medida para establecer un balance hidrogeológico. Ello ha permitido establecer una aproximación a las posibles áreas de recarga de los acuíferos y estimar la eventual transferencia subterránea hacia otros sistemas.

Las muestras de agua tomadas en los principales puntos de descarga y su posterior análisis de los componentes químicos y relaciones isotópicas del agua, juntamente con las respuestas hidrodinámicas, ha permitido caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos drenados por los manantiales y estimar la altitud de recarga y los tiempos de tránsito del agua en los diferentes sectores. Los resultados de la investigación ponen de manifiesto la complejidad y variabilidad del funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos diferenciados en los dos sectores del área de estudio: sector suroriental (Sierra de Ubrique, Sierras Alta y del Dornajo y Endrinal – Peñón Grande) y sector noroccidental Sierras del

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Pinar – Monteprieto, Zafalgar-Labradillo, Sierra de Albarracín y Sierra de la Silla). En el sector suroriental –dominio Subbético Interno - se han registrado las respuestas (hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas) más rápidas a los eventos de recarga, con aguas subterráneas de baja mineralización y facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada-cálcica. Los manantiales relacionados con el drenaje de los acuíferos de este sector muestran variaciones muy rápidas y significativas de su caudal de descarga como respuesta a las precipitaciones (de 0 hasta 10 m^3/s en cuestión de horas). Estas variaciones van acompañadas de ascensos en los contenidos de los trazadores naturales del suelo (COT y NO_3^-) y de cambios en la señal isotópica ($\delta^{18}O$, δ^2H y $\delta^{13}C_{TDIC}$) que ponen de manifiesto la rápida llegada del agua de reciente infiltración a los puntos de descarga. La interpretación de las respuestas naturales indica que los acuíferos del sector suroriental presentan un funcionamiento típicamente kárstico, en el que el drenaje se produce a través de redes de drenaje jerarquizadas, con un gran desarrollo de la karstificación funcional. Por otra parte, el análisis conjunto de los resultados de los ensayos de trazadores artificiales y del balance hídrico ha permitido definir las divisorias hidrogeológicas en este sector, así como deducir la transferencia subterránea existente entre el acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande y el de la sierra de Líbar.

En cambio, en el sector noroccidental -dominio Subbético Medio- se ha reconocido una notable variedad en cuanto al tipo y velocidad de las respuestas naturales de los acuíferos, así como en la composición química de sus aguas. En términos generales, los acuíferos de este sector muestran un comportamiento más inercial frente a los procesos de recarga y sus aguas presentan una mineralización más elevada, con facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada a sulfatada cálcica. De ello se deduce que el desarrollo de la karstificación funcional es más moderado, motivado en parte por la mayor presencia de dolomías y de litologías como calizas con sílex y margocalizas, menos susceptibles de sufrir procesos de karstificación y disolución.

La investigación de los acuíferos kársticos debe ser enfocada desde una perspectiva multi-metodológica, que abarque el análisis conjunto de diversas respuestas naturales y de otro tipo, como los ensayos de trazadores artificiales, que contribuyen a mejorar la interpretación de los resultados. Ello reduce las incertidumbres derivas del empleo de las diferentes técnicas por separado y permite el desarrollo de modelos conceptuales de funcionamiento. La disponibilidad de un modelo conceptual robusto sobre el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos kársticos es la base para el desarrollo de cualquier modelo numérico y constituye el punto de partida para una correcta planificación y gestión de los recursos hídricos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

ÍNDICE

1. **INTRODUCCIÓN** 1
1.1. ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN 1
1.2. CONTEXTO GEOGRÁFICO 6
1.3. OBJETIVOS 8
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO 9
1.4.1. Trabajos de campo 9
1.4.1.1. Reconocimiento geológico-geomorfológico y elaboración de la cartografía de la zona de estudio 9
1.4.1.2. Red de control hidrogeológico 9
1.4.1.3. Toma de muestras y medidas *in situ* 9
1.4.1.4. Medidas de datos hidrometeorológicos 10
1.4.1.5. Control de caudales 10
1.4.1.6. Registro del nivel piezométrico 11
1.4.1.7. Medidas de parámetros físico-químicos 11
1.4.1.8. Toma de muestras de agua 12
1.4.1.9. Ensayos de trazadores artificiales 14
1.4.2. Trabajos de laboratorio 15
1.4.2.1. Análisis químicos 15
1.4.2.2. Fluorescencia natural y artificial 16
1.4.2.3. Análisis de la composición isotópica de la molécula de agua 17
1.4.2.4. Análisis del isótopo del carbono $\delta^{13}C_{TDIC}$ 17
1.4.3. Trabajos de gabinete 18
1.4.3.1. Revisión bibliográfica 18
1.4.3.2. Recopilación de datos meteorológicos e hidrogeológicos 19
1.4.3.3. Análisis y tratamiento de los datos 19
1.4.3.3.1. Información climatológica 19
1.4.3.3.2. Datos hidrodinámicos 20
1.4.3.3.3. Parámetros hidroquímicos 22
1.4.3.3.4. Isótopos estables 23
1.4.3.3.5. Elaboración de tablas, cartografía y gráficos 24
1.4.3.3.6. Redacción de la memoria de la tesis doctoral 24
2. **CONTEXTO GEOLÓGICO** 27
2.1. INTRODUCCIÓN 27
2.1.1. Contexto geológico regional 27
2.1.2. Antecedentes 31

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.2. ESTRATIGRAFÍA 32
2.2.1. Subbético Interno Occidental (Penibético) 32
2.2.1.1. Grupo Hidalga 32
2.2.1.2. Grupo Líbar 32
2.2.1.3. Grupo Espartina 35
2.2.2. Subbético Medio 36
2.2.2.1. Unidades de la sierra del Pinar y de la Silla 36
2.2.2.2. Unidades de la sierra de Albarracín y Zafalgar-Labradillo 38
2.2.1. Complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar 38
2.2.2. Complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar 40
2.3. ESTRUCTURA GEOLÓGICA 40
2.3.1. La estructura geológica del sector suroriental 40
2.3.2. Estructura geológica del sector septentrional 44
2.4. FRACTURACIÓN 45
2.5. GEOMORFOLOGÍA 48
2.5.1. Antecedentes 48
2.5.2. Análisis del medio físico 49
2.5.2.1. Relieve 49
2.5.2.2. Características de la red de drenaje 52
2.5.2.3. Modelado kárstico 56
2.5.2.3.1. Formas exokársticas 58
2.5.2.3.2. Formas endokársticas 61
2.5.2.4. Suelos 62
2.5.2.4.1. Tipos de suelo 62
2.5.2.4.2. Usos del suelo 66
3. **CLIMATOLOGÍA** 69
3.1. CONSIDERACIONES SOBRE LA CLIMATOLOGÍA A ESCALA REGIONAL 69
3.2. ANÁLISIS DE LOS REGISTROS DE PRECIPITACIÓN DURANTE EL PERIODO 1984/85 – 2017/18……. 73
3.2.1. Análisis y tratamiento de los datos pluviométricos 73
3.2.2. Precipitación media anual. Determinación de los años tipo 79
3.2.3. Gradiente pluviométrico 80
3.2.4. Distribución espacial de las precipitaciones 81
3.2.4.1. Mapas de isoyetas 82
3.2.4.2. Distribución de las precipitaciones en función del gradiente altitudinal 86
3.2.5. Evolución temporal de las precipitaciones 87

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.2.6. Tendencias en la evolución temporal de las precipitaciones 90

3.3. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE DURANTE EL PERIODO 1984/15-2017/18 91

3.3.1. Características generales y registro disponible 91

3.3.2. Temperatura media anual 95

3.3.3. Gradiente térmico 96

3.3.4. Evolución temporal de la temperatura 97

3.3.5. Tendencias en la evolución temporal de la temperatura del aire 99

3.4. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES EN EL ÁREA DE ESTUDIO DURANTE EL PERIODO DE INVESTIGACIÓN 2012/13-2017/18 100

3.4.1. Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas 100

3.4.2. Gradiente pluviométrico 108

3.4.3. Distribución espacial de las precipitaciones según el gradiente altitudinal 109

3.4.4. Precipitación media anual 110

3.4.5. Evolución temporal de las precipitaciones 110

3.4.6. Composición química del agua de lluvia 114

3.4.6.1. Red de control y tratamiento de datos 114

3.4.6.2. Composición química del agua de precipitación 116

3.4.6.3. Contenidos de Cl^- 119

3.4.7. Composición isotópica del agua de lluvia 119

3.4.7.1. Consideraciones previas 119

3.4.7.2. La señal isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso en deuterio) de las aguas de precipitación 121

3.4.7.3. Gradiente isotópico 124

3.4.7.4. Distribución espacial de $\delta^{18}O$ del agua de precipitación en función del gradiente isotópico 125

3.5. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE DURANTE EL PERIODO DE INVESTIGACIÓN 2012/13 – 2017/18 127

4. **ENSAYOS CON TRAZADORES ARTIFICIALES** 131

4.1. PLANTEAMIENTO DE LOS ENSAYOS 131

4.2. CARACTERÍSTICAS DE LOS TRAZADORES ARTIFICIALES 133

4.3. PLAN DE TRABAJO 136

4.4. CONTEXTO HIDRODINÁMICO DE LOS ENSAYOS DE TRAZADOR 136

4.4.1. Ensayo nº 1 (15/02/2015) 137

4.4.2. Ensayo nº 2 (07/03/2018) 141

4.4.3. Ensayo nº 3 (12/04/2018) 147

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4.5. ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LAS CURVAS DE CONCENTRACIÓN OBTENIDAS EN LOS ENSAYOS CON TRAZADORES Y PARÁMETROS HIDRODISPERSIVOS 152
4.5.1. Estimación de parámetros de transporte 157
4.5.2. Simulación del transporte 159
4.5.3. Caracterización de los flujos subterráneos a partir de las simulaciones de transporte realizadas 160
4.6. SÍNTESIS DE LOS ENSAYOS DE TRAZADORES ARTIFICIALES 163
5. **CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SIERRA DE GRAZALEMA** 167
5.1. ANTECEDENTES 167
5.2. LÍMITES Y GEOMETRÍA 170
5.3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA 173
5.3.1. Manantiales 173
5.3.2. Sondeos 177
5.4. HIDRODINÁMICA 181
5.5. HIDROTERMIA 190
5.6. HIDROQUÍMICA 196
5.6.1. Conductividad eléctrica 196
5.6.1.1. Evolución temporal de la conductividad eléctrica 198
5.6.1.2. Curvas de distribución de frecuencia (CDF) de los valores de conductividad eléctrica del agua de los manantiales 202
5.6.2. Caracterización espacial de la composición química de las aguas subterráneas 205
5.7. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS 214
5.7.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) 214
5.7.1.1. Relación $\delta^{18}O$ – altitud: superficies de recarga 218
5.7.1.2. Evolución temporal de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ 219
5.7.2. Composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$) 223
5.7.3. Carbono orgánico total (COT) y fluorescencia natural de las aguas subterráneas 227
5.7.3.1. Evolución temporal del COT y la fluorescencia natural 229
5.7.3.2. Relación entre la intensidad de fluorescencia y el carbono orgánico total (COT) 232
5.8. DEFINICIÓN DE LOS ACUÍFEROS EN EL ÁREA DE ESTUDIO 234
5.8.1. El sector suroriental 234
5.8.2. El sector noroccidental 236
6. **BALANCE HIDROGEOLÓGICO** 239
6.1. SALIDAS 239
6.2. ENTRADAS 247
6.2.1. Precipitaciones 247
6.2.2. Cálculo de la recarga por el método de balance de agua en el suelo 248

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

6.2.2.1. Análisis comparativo de las ecuaciones para el cálculo de la ETP 250

6.2.2.2. Cálculo de la evapotranspiración real (ETR) y de la lluvia útil (PU) mediante el método de Thornthwaite (1948) en las estaciones meteorológicas 253

6.2.2.3. Cálculo de la evapotranspiración real y de la lluvia útil mediante el método de Thornthwaite (1948) en los afloramientos de elevada permeabilidad de los acuíferos del área de estudio 257

6.2.2.4. Estimación de la infiltración sobre los afloramientos de permeabilidad moderada 262

6.2.3. Cálculo de la recarga mediante el método APLIS modificado 265

6.2.4. Estimación de la recarga por infiltración de la escorrentía generada en las áreas endorreicas ocupadas por materiales de baja permeabilidad 271

6.2.5. Estimación de la tasa de recarga mediante el balance de cloruros 273

6.2.6. Análisis comparativo de los resultados obtenidos mediante los diferentes métodos de estimación de la recarga 275

6.3. BALANCE HIDROGEOLÓGICO DE LOS ACUÍFEROS DE LA SIERRA DE GRAZALEMA CORRESPONDIENTE AL PERIODO DE INVESTIGACIÓN (2012/13 – 2017/18) 277

6.4. RECURSOS HÍDRICOS MEDIOS ANUALES CORRESPONDIENTES AL PERIODO HISTÓRICO (1984/85 – 2017/18) 281

7. **HIDROGEOLOGÍA DEL SECTOR SURORIENTAL** 285

7.1. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE UBRIQUE 285

7.1.1. Límites y geometría 285

7.1.2. Puntos de agua 286

7.1.3. Hidrodinámica 289

7.1.3.1. Datos de caudal 289

7.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) 291

7.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) mediante el método de Mangin (1970,1975) 296

7.1.3.4. Análisis correlatorio de las series de datos de caudal de los manantiales 301

7.1.3.5. Análisis de caudales clasificados en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) 304

7.1.3.6. Análisis del tiempo de respuesta de los manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique 310

7.1.4. Hidroquímica e hidrotermia 317

7.1.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas 317

7.1.4.2. Evolución temporal de la composición química y temperatura del agua 321

7.1.5. Composición isotópica de las aguas subterráneas 328

7.1.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) 328

7.1.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$) 332

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.1.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique 334
7.2. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS ALTA Y DEL DORNAJO 337
7.2.1. Consideraciones previas 337
7.2.2. Límites y geometría.....339
7.2.3. Puntos de agua.....339
7.2.4. Hidrodinámica.....342
7.2.4.1. Datos de caudales 342
7.2.4.2. Descripción de los hidrogramas de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) 344
7.2.4.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10) mediante el método de Mangin (1970,1975) 347
7.2.4.2. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de los manantiales 350
7.2.4.3. Análisis de caudales clasificados de los manantiales.....354
7.2.5. Hidroquímica e hidrotermia.....357
7.2.5.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas 357
7.2.5.2. Evolución temporal de la composición química y de la temperatura del agua.....360
7.2.6. Composición isotópica de las aguas subterráneas 366
7.2.6.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) 366
7.2.6.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$) 369
7.2.7. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo 371
7.3. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL ENDRINAL Y PEÑÓN GRANDE 375
7.3.1. Límites y geometría.....375
7.3.2. Puntos de agua.....376
7.3.3. Características físico-químicas y composición isotópica del agua drenada por el *inversac* de la Olla (I-1).....376
7.3.4. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero constituido por las sierras del Endrinal y Peñón Grande 378
8. **HIDROGEOLOGÍA DEL SECTOR NOROCCIDENTAL** 385
8.1. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL PINAR Y MONTEPRIETO 385
8.1.1. Límites y geometría.....385
8.1.2. Puntos de agua.....386
8.1.3. Hidrodinámica.....389
8.1.3.1. Datos de caudales 389
8.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de Benamahoma + TP Cachones (M-12 + M13) y Arroyomolinos (M-14) 391
8.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión de los manantiales mediante el método de Mangin (1970,1975).....395
8.1.3.4. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de los manantiales 400

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.1.3.5. Análisis de caudales clasificados de los manantiales 403

8.1.4. Hidroquímica e hidrotermia 407

8.1.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas 407

8.1.4.2. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua de las surgencias Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14)..... 410

8.1.4.3. Relaciones hidrogeoquímicas de las aguas drenadas por los manantiales..... 418

8.1.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14)..... 422

8.1.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) 422

8.1.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)..... 425

8.1.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto……. 427

8.2. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DE ZAFALGAR y LABRADILLO..... 431

8.2.1. Límites y geometría 431

8.2.2. Puntos de agua 432

8.2.3. Hidrodinámica 435

8.2.3.1. Datos de caudales..... 435

8.2.3.2. Descripción de los hidrogramas de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17)..... 437

8.2.3.3. Análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15) mediante el método de Mangin (1970,1975)..... 441

8.2.3.4. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de las surgencias de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16)..... 443

8.2.3.5. Análisis de caudales clasificados de las surgencias de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16)……. 446

8.2.4. Hidroquímica e hidrotermia 449

8.2.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas 449

8.2.4.2. Evolución temporal de la composición química y de la temperatura del agua drenada por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17)..... 453

8.2.4.3. Relaciones hidrogeoquímicas de las aguas drenadas por los manantiales..... 460

8.2.5. Composición isotópica del agua drenada por los manantiales..... 462

8.2.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) 462

8.2.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)..... 466

8.2.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo……..467

8.3. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN 471

8.3.1. Límites y geometría 471

8.3.2. Puntos de agua 473

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.3.3. Hidrodinámica....475
8.3.3.1. Datos de caudales....475
8.3.3.2. Descripción de los hidrogramas de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9)....476
8.3.4. Hidroquímica e hidrotermia....479
8.3.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas....479
8.3.4.2. Relaciones molares de componentes químicos del agua de los manantiales....483
8.3.4.3. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua drenada por los manantiales....485
8.3.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9)....494
8.3.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)....494
8.3.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)....496
8.3.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín....498
8.4. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE LA SILLA....501
8.4.1. Límites y geometría....501
8.4.2. Puntos de agua....502
8.4.3. Hidrodinámica....503
8.4.3.1. Datos de caudales....503
8.4.3.2. Descripción del hidrograma de los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5)....505
8.4.4. Hidroquímica e hidrotermia....506
8.4.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas....506
8.4.4.2. Relaciones molares entre los componentes químicos del agua drenada por los manantiales....511
8.4.4.3. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua drenada por los manantiales....514
8.4.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5)....518
8.4.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)....518
8.4.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)....520
8.4.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla....522
9. **CONCLUSIONES**....525
9.1. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LOS ACUÍFEROS DEL ÁREA DE ESTUDIO....525
9.2. CONCLUSIONES REFERENTES A LA ADECUACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DE ESTUDIO APLICADAS....536
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS....541

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

ÍNDICE DE FIGURAS 555
ÍNDICE DE TABLAS 575
ANEXO 1 583
ANEXO 2 599

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN

De forma aproximada, el 10-15% de la superficie emergida y libre de hielo de la Tierra está ocupada por materiales de naturaleza carbonática (Ford y Williams, 2007; Goldscheider, 2020), que son potencialmente karstificables y susceptibles de constituir acuíferos, lo cual representa una significativa fuente de recursos hídricos. En Europa, aproximadamente el 30 % de la superficie está ocupada por afloramientos carbonáticos (Chen *et al*., 2017), aunque su distribución es muy irregular (Fig. 1.1). Actualmente el abastecimiento hídrico urbano del 10 % de la población mundial tiene su origen en acuíferos de naturaleza carbonática (Stevanović, 2018), aunque el 20-25 % aprovecha dichos recursos para usos diversos (European Commission, 1995; Ford y Williams, 2007). En torno al 20 % de la población europea se abastece directa o indirectamente del agua procedente de este tipo de acuíferos, si bien el porcentaje es variable en los distintos territorios (European Commission, 1995).

En España, la superficie ocupada por afloramientos de rocas carbonáticas es de aproximadamente 110000 km^2 (Durán y López Martínez, 1989), lo que representa un 22,3 % de la superficie total del país (Fig. 1.1), y constituyen acuíferos que surten del agua necesaria para el abastecimiento del 12,5 % de la población española (UE, 1995). En la comunidad autónoma de Andalucía se localizan aproximadamente 7000 km^2 de este tipo de afloramientos, que almacenan unos recursos medios de 2000 hm^3/año (Benavente *et*

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

al., 1986). En la provincia de Cádiz, los afloramientos carbonáticos suponen unos 320 km^2, de los cuales 157 km^2 se localizan en la Sierra de Grazalema, objeto de la presente investigación.

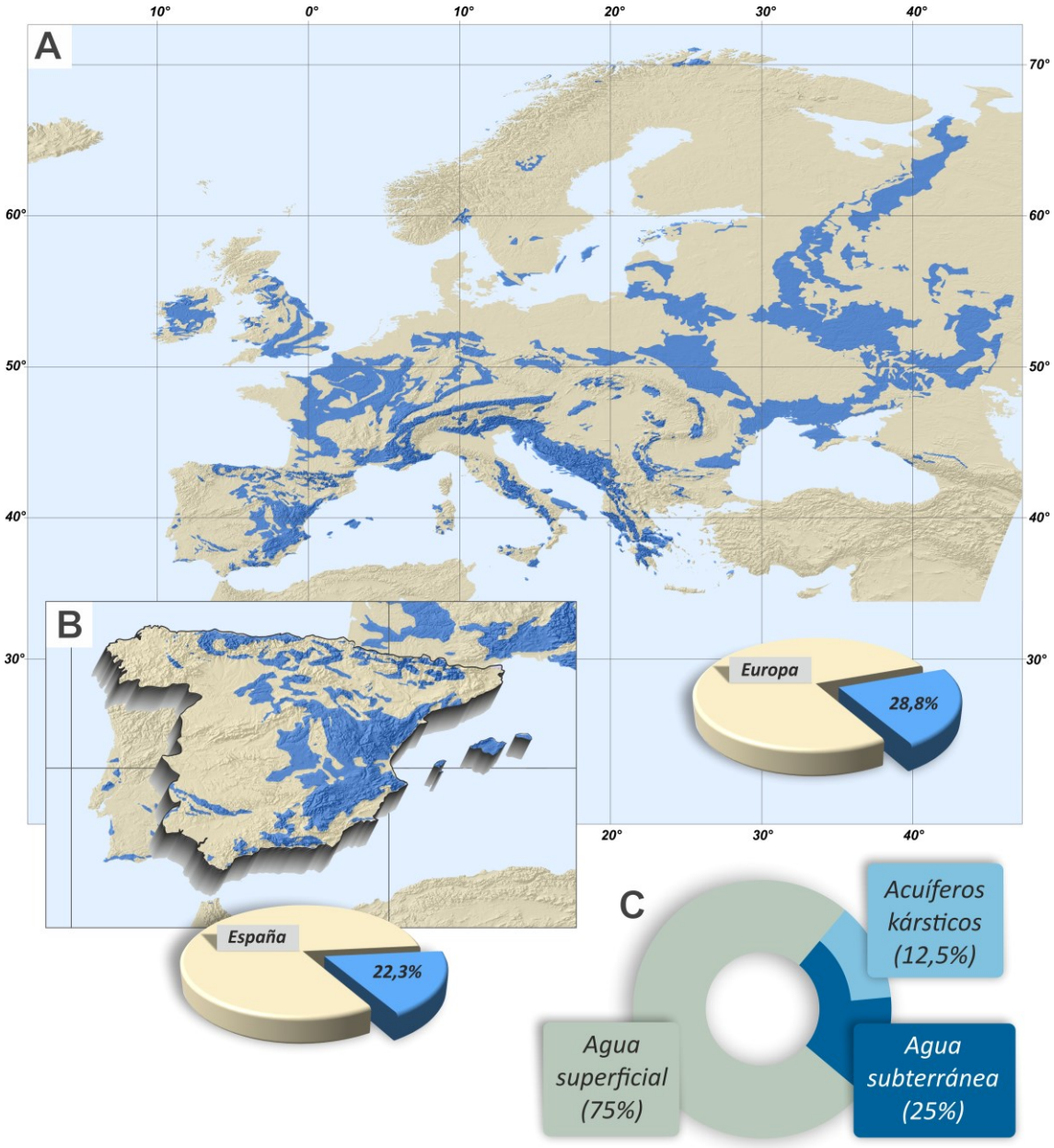


Figura 1.1. (A) Distribución espacial y porcentaje de superficie ocupada por afloramientos carbonáticos (color azul) en el conjunto del continente europeo y en España (B). (C) Origen del agua destinada al abastecimiento urbano en España (EU, 1995)

Las rocas de naturaleza carbonática (calizas y dolomías) pueden constituir acuíferos mediante procesos de karstificación (formación de conductos y cavidades en la roca debido a la disolución de ésta), lo que les dota de una estructura notablemente diferente respecto

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

a las de otro tipo de acuíferos (medios detríticos). Las principales características distintivas, son las siguientes (Fig. 1.2):

- La karstificación es un proceso dinámico que provoca una evolución tanto en superficie, con el desarrollo de morfologías exokársticas (dolinas, uvalas, poljes, colapsos, sumideros), como en el interior de los macizos, donde se originan formas endokársticas (cavidades, simas y redes de drenaje subterráneas) (Ford y Williams, 1989; Worthington, 1999; Ford y Williams, 2007)
- Desde el punto de vista hidráulico existen varios tipos de porosidad: primaria (porosidad intergranular de la roca) y secundaria, (debida a las redes de fracturas y fisuras producidas por esfuerzos tectónicos y desarrollada mediante disolución y karstificación).

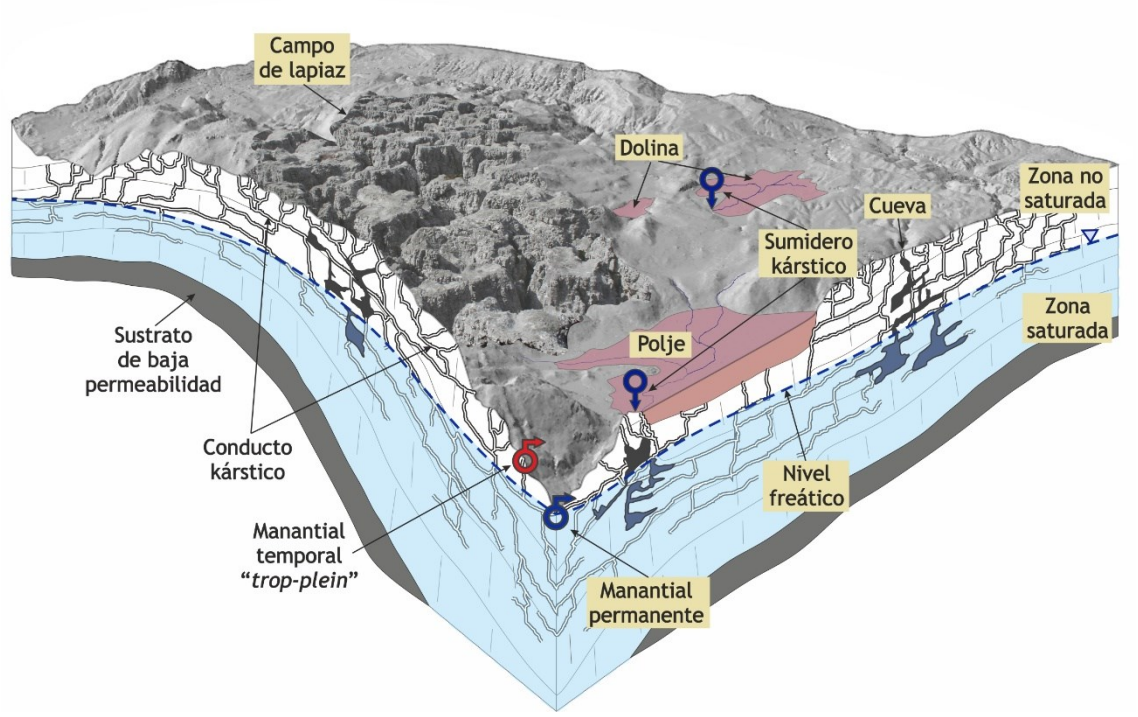


Figura 1.2. Bloque-diagrama en el que se representan los rasgos principales de los macizos kársticos y su influencia en el funcionamiento hidrogeológico de estos sistemas

- La permeablidad del medio depende de la escala de observación que se considere. En una escala centimétrica-decimétrica, la conductividad hidráulica es muy baja y está determinada fundamentalmente por la porosidad intergranular y microfracturas presentes en la matriz rocosa. A escalas mayores la permeabilidad puede ser mucho más elevada, debido a la presencia de sistemas de conductos de gran tamaño. Estos permiten la rápida transferencia de volúmenes de agua considerables y se encuentran

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

relacionados con redes de drenaje subterráneo jerarquizadas, cuya estructuración determina en gran parte el funcionamiento hidráulico del acuífero (Fig. 1.2).

- Los mecanismos de recarga de los acuíferos kársticos pueden ser de tipo difuso (recarga producida por el agua de lluvia que cae sobre las superficies de los afloramientos rocosos) o concentrado (infiltración a través de puntos de infiltración preferente, generalmente sumideros kársticos).
- La vulnerabilidad a la contaminación de este tipo de acuíferos es muy elevada debido a la rapidez con la que se transfiere el agua desde las superficies de recarga hasta la zona saturada y puntos de descarga, por lo que es necesaria una adecuada gestión orientada a la protección de sus recursos hídricos.

El estudio de los acuíferos kársticos puede ser abordado principalmente desde 3 puntos de vista (Bakalowicz, 2005): metodológico, estructural y funcional. El primero se basa en las medidas y observaciones directas, que se llevan a cabo mediante la exploración y caracterización de las cavidades kársticas, e indirectas, consistentes en la adquisición de datos piezométricos y medida de las propiedades hidrogeológicas (conductividad hidráulica, permeabilidad y coeficientes de almacenamiento) a partir de ensayos de bombeo. Estas técnicas tienen su origen en los estudios tradicionales realizados en hidrogeología, y, aunque proporcionan una gran cantidad de información sobre las características hidráulicas de puntos concretos, no es fácilmente extrapolable al conjunto del sistema, debido a la gran anisotropía que los sistemas kársticos presentan en sus propiedades (Ford y Williams, 1989; Worthington, 1999). El enfoque estructural consiste en el estudio de las fracturas de la superficie de los afloramientos carbonáticos y parte del postulado de que la red de conductos se desarrolla siguiendo de forma preferente las directrices marcadas por la red de fracturación (Razack, 1980; López-Chicano, 1992). La principal limitación de este planteamiento reside en el cambio de la densidad de fracturación en profundidad y en la imposibilidad de inferir la interconexión de la red de fracturas en el seno del acuífero.

El punto de vista funcional se basa en el flujo de agua que circula a través de la red drenaje y parte del análisis de las respuestas naturales de los puntos de descarga (representativas del conjunto del sistema acuífero) ante los procesos de recarga (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1986; Mudarra, 2012; Barberá, 2014). La respuesta hidrodinámica aporta información sobre los recursos medios renovables del sistema, la jerarquización de la red de drenaje o la distribución de los niveles piezométricos (Mangin, 1975; Jeannin, 1996; Bonacci, 2001; Kovács *et al*., 2005; De la Torre, 2020). La realización de análisis químicos sistemáticos en las aguas subterráneas constituye una

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

valiosa fuente de información referente a la calidad química de éstas y permite inferir aspectos característicos del funcionamiento de los acuíferos (Bakalowicz, 1979; Lastennet y Mudry, 1997; Barberá y Andreo, 2011; Mudarra y Andreo, 2011; De la Torre *et al*., 2020). El control de la temperatura del agua aporta información sobre los procesos de infiltración (Anderson, 2005; Liñán *et al*., 2009; Lhumann *et al*., 2010; Mudarra y Andreo, 2011) y de mezcla entre el agua de infiltración y la subterránea (De Walle, 2009; Mudarra y Andreo, 2011; Mingming, 2017). La determinación de la composición isotópica, tanto del agua subterránea como del agua implicada en los procesos de recarga, puede ser utilizada para caracterizar el funcionamiento de los sistemas acuíferos (Andreo *et al*., 2004; Aquilina *et al*., 2005; Criss *et al*., 2007) y estimar las altitudes de recarga (Sánchez *et al*., 2017). La utilización de trazadores artificiales en hidrogeología (Käss, 1998) permite establecer las conexiones existentes entre puntos de observación de un acuífero, la velocidad del flujo circulante (Atkinson *et al*., 1973) y las áreas de recarga (Goldscheider, 2005; Ravbar *et al*., 2012; Sánchez *et al*., 2017). El análisis detallado de las curvas de concentración permite hacer consideraciones sobre los procesos de transporte y mecanismos de flujo implicados en la circulación de las aguas subterráneas en este tipo de acuíferos (Morales *et al*., 2007; Mudarra *et al*., 2014; De la Torre, 2020). La aplicación de técnicas de análisis óptico (espectrofluorometría, turbidez) aportan información sobre los procesos de transporte de solutos y su relación con los procesos de infiltración rápida de agua en los acuíferos (Baker y Spencer, 2004; Cruz-Sanjulián, *et al*., 2005; Pronk *et al*., (2006 2009); Mudarra *et al*., 2011). La investigación hidrogeológica en acuíferos kársticos requiere comúnmente la aplicación de varias de las técnicas aquí descritas, con el fin de contrastar los resultados individuales obtenidos mediante cada una de ellas.

En el ámbito mediterráneo, la marcada estacionalidad y variabilidad climatológica unida al aumento de la población y la demanda de agua para diversos fines, provoca continuos escenarios de déficit de recursos hídricos (sequías) que ponen en grave riesgo el abastecimiento urbano de la población y determinadas actividades económicas. Esta situación se ve agravada por el actual escenario de cambio climático, bajo la que se prevé una disminución paulatina de la pluviometría paralela al incremento de la temperatura, que intensifica la frecuencia y magnitud de las sequías y contribuiría a mermar los recursos hídricos disponibles. De forma paralela, en estas regiones existen importantes acuíferos de naturaleza carbonática cuyos recursos no son aprovechados adecuadamente debido a las dificultades de su explotación y al escaso conocimiento sobre su funcionamiento hidrogeológico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

1.2. CONTEXTO GEOGRÁFICO

El área de estudio está ubicada al NE de la provincia de Cádiz, íntegramente dentro de la comarca de la Sierra de Cádiz y del Parque Natural de la Sierra de Grazalema. Situada a unos 110 km de la capital y muy cerca del límite con la provincia de Málaga (Fig. 1.3), ocupa una superficie de 333 km^2, de los cuales 112,36 km^2 corresponden a afloramientos de rocas carbonáticas. La zona está caracterizada por la existencia de una serie de elevaciones montañosas de notoria entidad, estructuradas en dos grandes sectores que presentan características particulares. El sector suroriental, formada por las sierras del Ubrique, Caíllo, Alta, Dornajo, Endrinal y Peñón Grande, constituye un conjunto de macizos carbonáticos, muy karstificados, que generan elevaciones montañosas con laderas muy abruptas coronadas por superficies de escasa pendiente (altiplanicies). Dichos relieves se encuentran alineados con una orientación preferencial NE-SO y muestran las elevaciones más altas en el borde NE (pico del Reloj, Fig. 1.4).

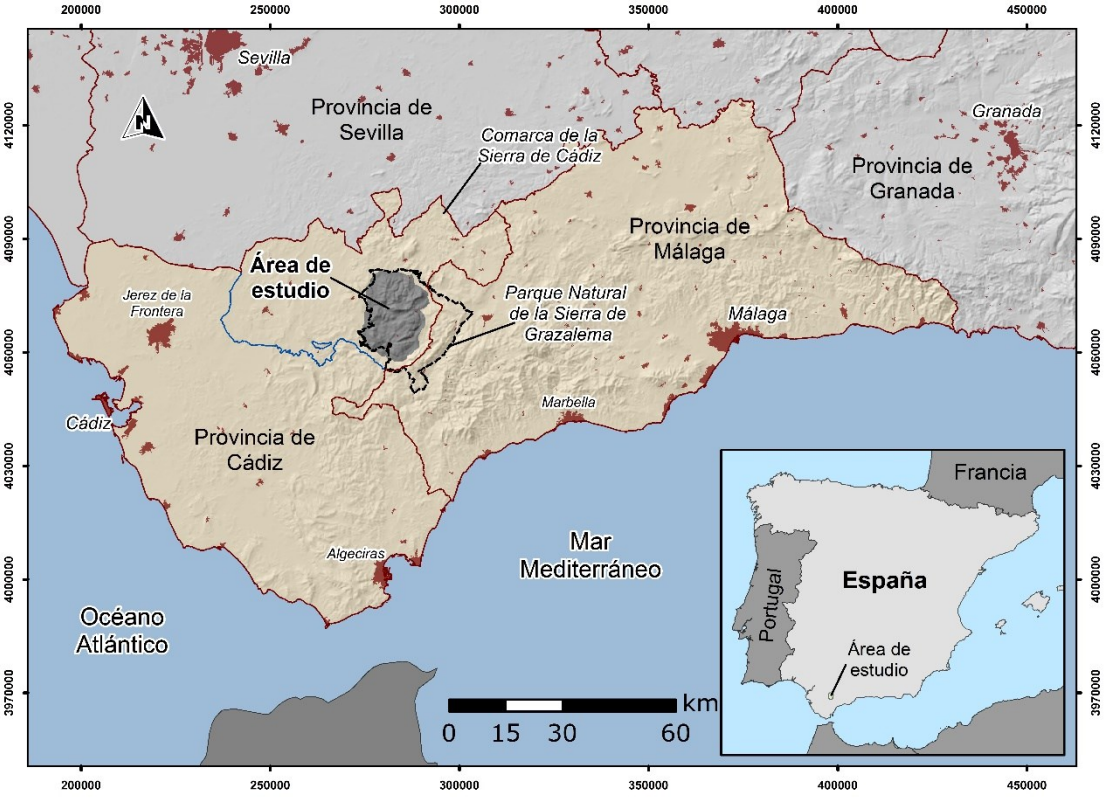


Figura 1.3. Mapa de situación geográfica del área de estudio

El sector noroccidental lo componen las sierras de del Pinar, Albarracín, Zafalgar, Labradillo y Silla, formadas por una mayor variedad de litologías que suponen un cambio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

notable en la geomorfología, con relieves más escarpados y las cimas más elevadas del área de estudio (pico del Torreón, 1648 m s.n.m.) (Fig. 1.4).

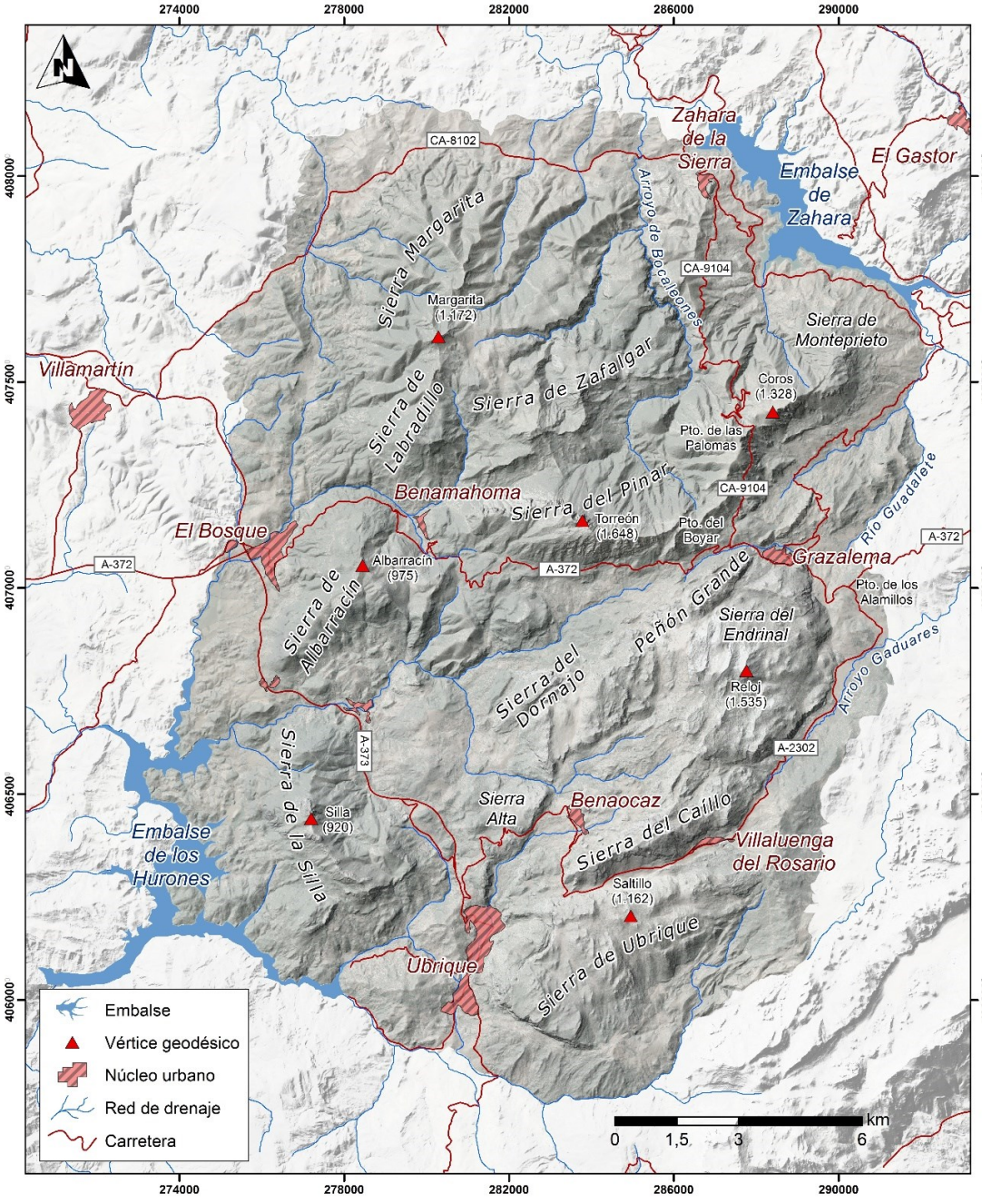


Figura 1.4 Topografía, núcleos urbanos y vías de acceso al área de estudio

Debido a lo accidentado del territorio y al limitado desarrollo del suelo, especialmente en el sector suroriental, la actividad agrícola es escasa y se ciñe a las zonas perimetrales de las elevaciones montañosas. Dentro del área de estudio se localizan los núcleos urbanos de Benaocaz, El Bosque, Grazalema, Ubrique, Villaluenga del Rosario y Zahara de la Sierra. El censo de población del conjunto de los municipios, referido al año 2020, asciende a 23262

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

habitantes. La población se localiza fundamentalmente en los núcleos urbanos y sus respectivas pedanías, con poca presencia de diseminados. La densidad de población es baja, en torno a 15-20 hab /km^2 en las zonas interiores de la sierra. Los sectores económicos más importantes son los de servicios y ganadería extensiva. Solamente en la localidad de Ubrique se desarrolla cierta actividad manufacturera centrada en el trabajo del cuero (peletería y guarnicionería).

Las vías de comunicación más importantes son las carreteras. Así, la carretera CA-9104 comunica las localidades de Zahara de la sierra y Grazalema a través del Puerto de las Palomas. La A-372, entre las localidades de El Bosque y Grazalema, enlaza en su recorrido a la localidad de Benamahoma (pedanía de Grazalema) y atraviesa el Puerto del Boyar cerca de su conexión con la carretera CA-9104. La A-2302 une las localidades de Ubrique, Benaocaz y Villaluenga del Rosario para enlazar finalmente con la carretera A-372 en el Puerto de los Alamillos (Fig. 1.4).

1.3. OBJETIVOS

Los objetivos planteados en la presente tesis doctoral son los siguientes:

- Establecer los límites y la geometría de los diferentes acuíferos ubicados en el área de estudio, junto con las divisorias hidrogeológicas existentes entre ellos.
- Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico, la composición química, isotópica y de fluorescencia natural de las aguas de lluvia y subterráneas, así como las características y el desarrollo de la karstificación de los diferentes acuíferos y proponer modelos conceptuales de su funcionamiento.
- Establecer un balance hidrogeológico que permita cuantificar el volumen de recursos hídricos del conjunto del área de estudio y de cada uno de los sistemas acuíferos diferenciados.
- Evaluar la aplicabilidad de las diferentes metodologías de investigación empleadas en este estudio.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Trabajos de campo

1.4.1.1. Reconocimiento geológico-geomorfológico y elaboración de la cartografía de la zona de estudio

Se ha realizado un reconocimiento general en el campo, con el fin de elaborar una cartografía geológica precisa, especialmente en aquellas zonas en las que los rasgos geológicos son determinantes por sus implicaciones hidrogeológicas. Esta información se ha utilizado para la elaboración de la cartografía hidrogeológica del área de estudio y de numerosos cortes hidrogeológicos que ilustran la disposición y geometría de los acuíferos del área de estudio y se incluyen como documentos adjuntos de la presente memoria.

Por otra parte, se ha llevado a cabo una cartografía de los principales y más significativos rasgos geomorfológicos del paisaje kárstico (dolinas uvalas y poljes, campos de lapiaz, sumideros, cañones fluviokársticos, relieves ruiniformes, etc.) y de diversos elementos geomorfológicos comunes (depósitos gravitacionales, desarrollo de suelos, etc).

1.4.1.2. Red de control hidrogeológico

Para el establecimiento de la red de control, se ha partido de inventarios de puntos de agua previos (IGME, 1984; DGOHCA, 1998), sobre los que se han efectuado varias actualizaciones, como la inclusión de manantiales temporales (*trop-plein*) y otros puntos de descarga (*inversac*) que solamente se muestran activos durante los periodos de precipitación más intensos. A partir de dicha base de datos se han seleccionado los puntos más significativos y aquellos que por su ubicación particular pueden aportar información relevante sobre el funcionamiento de los acuíferos.

1.4.1.3. Toma de muestras y medidas *in situ*

En la red de puntos de muestreo establecida se han realizado medidas periódicas de parámetros fisicoquímicos del agua (conductividad eléctrica -CE-, temperatura, pH, oxígeno disuelto, turbidez, caudal, niveles piezométricos y limnigráficos) y se han tomado muestras de agua, tanto subterránea como superficial y de lluvia, para la realización de análisis químicos (componentes iónicos mayoritarios, carbono orgánico total -COT- y fluorescencia natural) e isotópicos ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$). La periodicidad del muestreo ha sido variable: desde horaria durante los ensayos de trazadores y situaciones de crecida hasta quincenal-mensual en los periodos de estiaje, cuando los cambios en el quimismo y demás parámetros de medida son mínimos. Se han controlado de forma periódica un total de 17 surgencias

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(manantiales), 5 sondeos y 12 pluviocaptores de agua de lluvia. No obstante, en diversos puntos singulares como manantiales temporales (*trop plein*), se han recogido muestras durante sus lapsos de actividad.

1.4.1.4. Medidas de datos hidrometeorológicos

Dentro del área de estudio existen estaciones termométricas y pluviométricas con cierto recorrido histórico en su registro, mayoritariamente pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA). No obstante, no todas las estaciones son susceptibles de ser utilizadas para la caracterización del régimen termopluviométrico de la zona. El registro histórico en muchos casos no es lo suficientemente continuo ni extenso para poder considerar la información aportada como representativa. La mayoría de las estaciones se localizan fuera del perímetro del área de estudio y a cotas relativamente bajas. En las zonas elevadas de los macizos (donde la precipitación es mayor) no se dispone de puntos de observación meteorológica debido a la orografía e inaccesibilidad del terreno. La distribución de las estaciones es muy heterogénea (cerca de la localidad de Grazalema existen 4 estaciones meteorológicas en un área aproximada de 2,5 km^2); sin embargo, otros sectores prácticamente carecen de registro del régimen pluviométrico. Con el objetivo de mejorar la cobertura informativa sobre precipitación y temperatura se instaló una estación meteorológica (WATCHDOG® mod. *2900 ET*) en la sierra de Ubrique (1021 m s.n.m.) y tres estaciones termométricas situadas en las sierras del Endrinal (1341 m s.n.m.), Puerto de las Palomas (1261 m s.n.m.) y sierra de Zafalgar (951 m s.n.m.). Todos los registros de precipitación y temperatura utilizados en la caracterización termopluviométrica y evaluación de recursos hídricos de la presente memoria han sido diarios, con la excepción del registro de las estaciones de la DHCMA que cuentan con periodicidad de registro horaria.

1.4.1.5. Control de caudales

Durante el periodo de estudio (que abarca los años hidrológicos 2012/13 a 2017/18 se han realizado aforos en los principales manantiales y otros puntos de descarga de la red de control. En total se han efectuado 1074 medidas de caudal, para las que se ha utilizado un micromolinete OTT® mod. *C2,* cuando los caudales eran inferiores a 100 – 200 l/s y el régimen de flujo predominantemente laminar. Para caudales superiores y regímenes de flujo turbulento se ha hecho uso de un salinómetro ETRELEC® mod. *Salinomadd,* cuyo funcionamiento está basado en la adicción de una determinada cantidad de cloruro sódico (NaCl) al flujo circulante y en la posterior medida de la curva de paso de dicha sal aguas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

abajo. La periodicidad de los aforos ha sido variable, con el objetivo de cubrir el máximo rango posible de caudales. En los puntos de descarga más significativos se han instalado sensores de registro de la altura de la lámina de agua ODYSSEY® (*capacitance water level logger*) con una periodicidad de registro horaria. En total, se instalaron 9 sensores cuya ubicación y características pueden consultarse en el apartado 5.4 de esta memoria. Con los datos puntuales de caudal y los registros de altura de agua se han generado las correspondientes curvas de gastos que han permitido obtener series continuas de caudales para los puntos de descarga equipados.

1.4.1.6. Registro del nivel piezométrico

En los sondeos que no presentan obstrucciones o no están sellados, se han llevado a cabo medidas de profundidad del nivel piezométrico, aunque el número de sondeos y perforaciones existentes en la Sierra de Grazalema es muy escaso (véase el apartado 5.3.2 de la presente memoria). Las medidas fueron realizadas con una sonda piezométrica de la marca OTT® mod. *010*. La periodicidad ha sido quincenal, aunque en condiciones de aguas altas se han llegado a realizar medidas semanales e incluso diarias. El sondeo El Moro 1 (S-5), perforado en las estribaciones de la sierra de Labradillo (su ubicación puede consultarse en el mapa hidrogeológico adjunto), fue equipado con un *data-logger* de nivel de agua ODYSSEY® (*capacitance water level logger*), para disponer de un registro horario de la piezometría.

1.4.1.7. Medidas de parámetros físico-químicos

Las medidas realizadas *in situ* (conductividad eléctrica -CE-, temperatura, pH, turbidez y oxígeno disuelto) en las aguas de las principales surgencias, se han realizado con una periodicidad horaria-diaria durante los eventos de crecida y quincenal-mensual en los periodos de estiaje. Los equipos de medida portátiles han sido un conductivímetro-termómetro WTW®, mod. *3310* (± 1 μS/cm y ± 0,1 ºC), un pH-metro HACH® mod. *HQ40D* (± 0,01 unidades de pH), equipado con sonda de medida de oxígeno disuelto (± 0,01 mg/l), y un turbidímetro portátil HACH® mod. *2100Q is* (± 0,01 unidades nefelométricas de turbidez -UNT-). Todos los aparatos fueron calibrados de forma periódica con el fin de asegurar la representatividad de los datos obtenidos. La calibración del conductivímetro-termómetro fue efectuada mediante las soluciones estándar de cloruro potásico suministradas por el fabricante (2.376 μS/cm), a una temperatura de referencia de 20 ºC. La calibración del pH-metro fue llevada a cabo antes de cada campaña de medidas mediante soluciones tamponadas de referencia, con un valor de pH de 4,01, 7,00 y 9,21.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Para la conservación del electrodo se utilizó una disolución de KCl + AgCl 1M. La calibración del turbidímetro portátil se realizó a demanda del propio equipo, con el uso de disoluciones estabilizadas de *formazina* (hexametilentetramina + sulfato de hidrazina) equivalentes a 10, 20, 100 y 800 unidades nefelométricas (UNT), suministradas por el fabricante.

En alguno de los puntos de control se instalaron sensores de registro continuo de la CE, temperatura y turbidez. En el manantial de Cornicabra (M-1), el registro continuo de la CE y temperatura se llevó a cabo mediante conductivímetros (WTW® mod. *3310*, WTW® mod. *340* y WTW® mod. *315i*) y un espectrofluorímetro portátil (equipado con este tipo de sensores) ALBILIA SARL® mod. *G-Gun FL 30*. En los manantiales de Algarrobal (M-2), Hondón (M-10), Benamahoma (M-12) y Arroyomolinos (M-14), se instalaron *data loggers* ONSET HOBO® mod. *U20-001*. El correcto funcionamiento de los equipos de registro continuo se verificó comparando las series de datos obtenidas con las medidas puntuales de conductividad eléctrica y temperatura del agua. La duración del periodo de control horario ha sido diferente según el manantial considerado. Los manantiales de Hondón y Arroyomolinos cuentan con el registro más extenso (2014 – 2018), mientras que en el resto de los puntos se instalaron con posterioridad al inicio de la investigación o de forma discontinua debido a fallos en el funcionamiento de los diferentes equipos (Mudarra *et al*., 2015). Las fechas y registro continuo disponible en cada uno de los puntos puede consultarse en los apartados 5.5 (temperatura) y 5.6.1 (conductividad eléctrica) de esta memoria. El registro continuo de la turbidez se efectuó en el manantial de Cornicabra, durante algunos eventos de recarga, mediante un espectrofluorímetro portátil ALBILIA SARL® mod. *G-Gun FL 30*, cuyas medidas fueron calibradas con los datos puntuales determinados *in situ*.

1.4.1.8. Toma de muestras de agua

Todas las muestras de agua se han recogido en frascos de vidrio coloreado, previamente sometidos a una limpieza con ácido nítrico (concentración 1:10) y posterior desecación en el horno durante 12 h a 100 ºC, lo que garantiza la esterilidad y ausencia de sustancias contaminantes en los recipientes. El volumen ha sido el suficiente para realizar los análisis de los componentes químicos mayoritarios, el carbono orgánico total (COT), la fluorescencia natural y las determinaciones isotópicas. En todos los casos la toma de muestras se efectuó con la precaución de evitar las burbujas de aire dentro de los recipientes (lo que propiciaría procesos de fraccionamiento isotópico y precipitación de solutos) y de mantener las muestras refrigeradas hasta el momento de su análisis, con el objetivo de mitigar la degradación o cambio en la composición química de éstas. En total se tomaron

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3656 muestras de agua, de las cuales 328 corresponden a agua de lluvia y el resto a aguas subterráneas.

El muestreo de agua de lluvia mediante pluviocaptores se realizó con la instalación de estos dispositivos, a los que se añadió una capa de parafina líquida para evitar la evaporación de la muestra y el fraccionamiento isotópico del agua. Los pluviocaptores se protegieron de la luz solar para evitar el calentamiento y minimizar la degradación de la composición de las muestras (Fig. 1.5). Las botellas y recipientes utilizados para la recolección del agua de lluvia fueron de un solo uso y previamente lavadas con disolución de ácido nítrico (HNO_3 al 15 %) y agua desionizada.



Figura 1.5. Pluviocaptor instalado en la zona del Pinsapar a 1134 m s.n.m. (sierra del Pinar). Véase su ubicación en el apartado 3.4.6.1

De las 328 muestras de agua de lluvia recogidas se han seleccionado 280 para la realización de análisis químicos (elementos mayoritarios) y 282 para la determinación de su composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta\ ^{2}H$). La periodicidad de la recogida de estas muestras ha estado condicionada por la distribución de los episodios de lluvia. Durante los meses húmedos la cantidad de muestras ha sido mayor y se ha procurado aumentar la frecuencia de recogida, mientras que, en los periodos de estiaje han estado limitadas a la ocurrencia de eventos pluviométricos aislados de tipo tormentoso.

Desde el inicio del año hidrológico 2012/13 hasta la finalización del periodo de investigación (2017/18) se han cogido 2206 muestras de agua subterránea, procedentes

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de las principales surgencias de la red de control. De ellas se seleccionaron 1148 para realizar determinaciones isotópicas de $\delta^{18}O$ y $\delta\ ^{2}H$, 1416 para realizar análisis del contenido en $\delta^{13}C$ y 1905 para la realización de análisis de elementos mayoritarios, COT y fluorescencia natural. La frecuencia de los muestreos de agua subterránea ha sido muy variable, desde horaria durante las crecidas más intensas hasta quincenal-mensual durante los meses de verano, en los que apenas suceden cambios en la composición química e isotópica del agua.

1.4.1.9. Ensayos de trazadores artificiales

Se han realizado tres ensayos de trazadores artificiales fluorescentes en el transcurso de la presente investigación, todos ellos llevados a cabo en el sector suroriental del área de estudio (sierras del Endrinal, Caíllo y Ubrique). El primero tuvo lugar durante el mes de febrero de 2015, en el que se inyectaron tres marcadores fluorescentes (naftionato sódico -NaNAPHT-, Eosina -EOS- y Piranina -PYR-) en otros tantos sumideros kársticos de las sierras del Caíllo y Ubrique. El segundo se realizó durante el mes de marzo de 2018 y consistió en la inyección de cuatro sustancias trazadoras (amido-rodamina G -AMG-, Sulfo-rodamina B -SRB-, Eosina o bromofluoresceína -EOS- y Uranina o fluoresceína -URA-) a través de diversos sumideros kársticos situados en las sierras de Ubrique, Caíllo y Endrinal. El tercer ensayo se efectuó en abril de 2018 con la inyección de dos trazadores fluorescentes (amidorodamina G -AMG- y Piranina -PYR-), en sendos sumideros ubicados en la sierra del Caíllo. Estos ensayos se desarrollaron durante periodos de elevada pluviosidad para garantizar la correcta infiltración e incorporación al flujo subterráneo de las sustancias trazadoras. Con ellos se pretendía establecer las conexiones existentes entre los puntos de infiltración preferente (simas y sumideros) y los manantiales, así como determinar parámetros del flujo subterráneo (velocidad media, dispersión, etc) y establecer los límites de los diferentes acuíferos. Se estableció una red de control en todos aquellos puntos que se consideraron susceptibles de mostrar un resultado positivo (manantiales y cauces ganadores). Para la recogida de las muestras se utilizaron frascos de vidrio coloreado y se almacenaron convenientemente refrigeradas y aisladas de la luz, para mitigar todo lo posible la degradación de las sustancias fluorescentes de las muestras antes de su análisis. La determinación de los trazadores y su concentración se realizó con la ayuda de un espectrofluorímetro PERKIN-ELMER®, mod. *LS-55* (análisis de laboratorio) y diversos espectrofluorímetros portátiles ALBILIA SARL® mod. *G-Gun FL 30* instalados en campo. En total se analizaron 1945 muestras de agua, de las cuales tuvieron una detección positiva

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

202. El procedimiento analítico completo y el procesado de las muestras, junto con la interpretación de los resultados, se detalla en el capítulo 4 de esta memoria.

1.4.2. Trabajos de laboratorio

El trabajo desarrollado en el laboratorio ha consistido en los análisis químicos (elementos mayoritarios y materia orgánica), isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$) y de fluorescencia natural y artificial. Todos los análisis han sido realizados en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (Fig.1.6).



Figura 1.6. Equipos de análisis en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). (A) módulo de análisis isotópico ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$) (B) sección de análisis químicos (componentes mayoritarios)

1.4.2.1. Análisis químicos

La determinación de las concentraciones de los iones mayoritarios del agua (Na^+, Mg^{2+}, K^+, Ca^{2+}, Cl^-, NO_3^- y SO_4^{2-}) y otras especies que pueden estar presentes (F^-, Br^-, NO_2^-, PO_4^{3-}y NH_4^+) se han llevado a cabo mediante dos cromatógrafos iónicos de alta presión METROHM® mod. *930 Compact IC Flex* -para el análisis de cationes- y *881 Compact IC Pro* -para las especies aniónicas-, con sendos *autosamplers* acoplados, METROHM® mod. *858 (Fig. 1.6 A).* La precisión de dichos equipos es de aproximadamente el 2% y el límite de detección (aunque varía para los diferentes iones) se sitúa en torno a 0,2 mg/l. Todas las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

muestras son sometidas a un proceso de filtrado antes de su análisis mediante membranas estándar de 50 μm.

La determinación de cationes se llevó a cabo con una columna METROSEP® mod. *C3-250/4.0*, a una temperatura constante de 40 °C y un flujo del eluyente de 0,9 ml/min. El tiempo de adquisición de los cromatogramas catiónicos fue de 30 minutos. En el caso de los aniones, la columna utilizada fue una METROSEP® mod. *A SSUP7-250/4.0*, a una temperatura de 45 °C y un flujo del eluyente de 0,7 ml/min. El tiempo de adquisición fue de 36 minutos.

El análisis de la alcalinidad total (HCO_3^- + CO_3^{2-}) fue realizado manualmente hasta octubre de 2015 mediante valoración volumétrica con H_2SO_4 0,02 N (pH del punto de equivalencia: 4,45 - 4,50), para lo cual se utilizó un volumen estandarizado de muestra de 50 ml, una bureta automática DOSINO® mod. *SRF-025* y un pH-metro HACH® *CDR-09.* A partir de octubre de 2015, la alcalinidad total de las muestras fue determinada mediante un equipo METROHM® mod. *888 Titrando* acoplado a un automuestreador METROHM® mod. *815 Robotic USB Processor XL*.

La concentración de materia orgánica presente en el agua o carbono orgánico total (COT) fue medida con un analizador de carbono SHIMADZU® *V-TOC*. El procedimiento de medida consiste en la acidificación de las muestras con HCl, que reacciona con los compuestos inorgánicos de carbono (comúnmente carbonatos y bicarbonatos) y libera CO_2, el cual se mide con un detector de infrarrojos. Tras este proceso se purga la muestra mediante aire exento de carbono (aire sintético 5.0) para eliminar todo el dióxido de carbono remanente. Una vez completada esta operación la muestra es sometida a un proceso de pirólisis catalizada mediante malla de platino, a una temperatura aproximada de 900 ºC. De esta forma todo el carbono orgánico presente en la muestra se oxida a CO_2, el cual se mide nuevamente mediante un detector de infrarrojos y se expresa como NPOC (*non purgeable organic carbon*). Este valor, representa todo el carbono que no es susceptible de reaccionar con los ácidos y por ello debe corresponder a la fracción orgánica (compuestos del carbono distintos a carbonatos y bicarbonatos) presente en el agua.

1.4.2.2. Fluorescencia natural y artificial

La medida de la intensidad de la fluorescencia natural y artificial (trazadores fluorescentes) de las aguas fue llevada a cabo mediante la utilización de un espectrofluorímetro PERKIN-ELMER®, mod. *LS-55* con cubeta de cuarzo de rango espectral 170 – 2700 nm. Este análisis se basa en la excitación de los compuestos fluorescentes

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

presentes en el agua (dentro de un rango de longitudes de onda entre 200 y 350 nm, correspondientes al espectro ultravioleta) y en la detección de la radiación emitida por dichos compuestos tras la excitación (comprendida entre 250 y 550 nm). Se ha configurado una abertura del detector de 5 nm, a intervalos de 5 nm y una velocidad de lectura de 500 nm/min. El escaneo simultáneo de dichas longitudes de onda permite obtener las matrices de excitación-emisión (MEE), en las que pueden identificarse ciertos picos de intensidad de compuestos orgánicos concretos, proporcionales a su concentración.

1.4.2.3. Análisis de la composición isotópica de la molécula de agua

Las relaciones isotópicas $^{18}O/^{16}O$ y $^{2}H/^{1}H$ del agua han sido determinadas mediante un analizador PICARRO mod. *CRDS L1102-i* con un sistema robótico de selección de muestras LEAP mod. *PAL LSI* (Figs. 1.6A y 1.7A). La técnica utilizada (espectrometría láser CRDS -*Cavity Ring Down Spectroscopy*-) se basa en la proyección de pulsos de luz láser sobre una cámara reflectante (cavidad) en la que se encuentra un medio que interfiere (vapor de agua) con los haces de luz. La longitud de onda de la fuente de radiación se modula hasta entrar en resonancia con el medio y medir el decaimiento de su intensidad tras su interrupción. Este descenso es proporcional a la concentración presente en el medio de la sustancia que interfiere con el haz de luz y permite determinar la fracción de ^{18}O y ^{2}H existente en las moléculas de agua. Se realizan seis medidas para cada muestra: las tres primeras se descartan debido a la potencial influencia que pueda ejercer la muestra inmediatamente anterior y con el resultado de las tres últimas medidas se hace una media que reflejará el valor isotópico final. El procedimiento de análisis se controla con la inclusión de una serie de patrones de composición isotópica conocida, proporcionados por la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA), cada seis muestras analizadas. Ello permite detectar derivas instrumentales y errores en la medición. Los patrones utilizados han sido los siguientes: [-10,80 ‰ / -77,40 ‰], [-5,11 ‰ / -41,70 ‰] y [-0,50 ‰ / +0,50 ‰] para $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$, respectivamente. La precisión de las determinaciones ha sido de ±0,1 ‰ para $\delta^{18}O$ y ±1 ‰ para $\delta^{2}H$. El procesado de los datos obtenidos se realizó con la ayuda del *software* CHEMCORRECT, desarrollado por PICARRO Inc.

1.4.2.4. Análisis del isótopo del carbono $\delta^{13}C_{TDIC}$

La determinación del $\delta^{13}C$ se ha realizado con un equipo PICARRO, mod. *G1111-i*, unido a un analizador AURORA *1030* de oxidación del COT y a un automuestreador AUTOSAMPLER mod. *1088* (Fig. 1.7B). El método de análisis de $\delta^{13}C$ se basa en la acidificación de las muestras con ácido ortofosfórico (H_3PO_4), lo cual provoca la liberación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de CO_2, que es medido por el equipo mediante espectrometría láser, para determinar la relación $^{13}C/^{12}C$ en la molécula de CO_2.

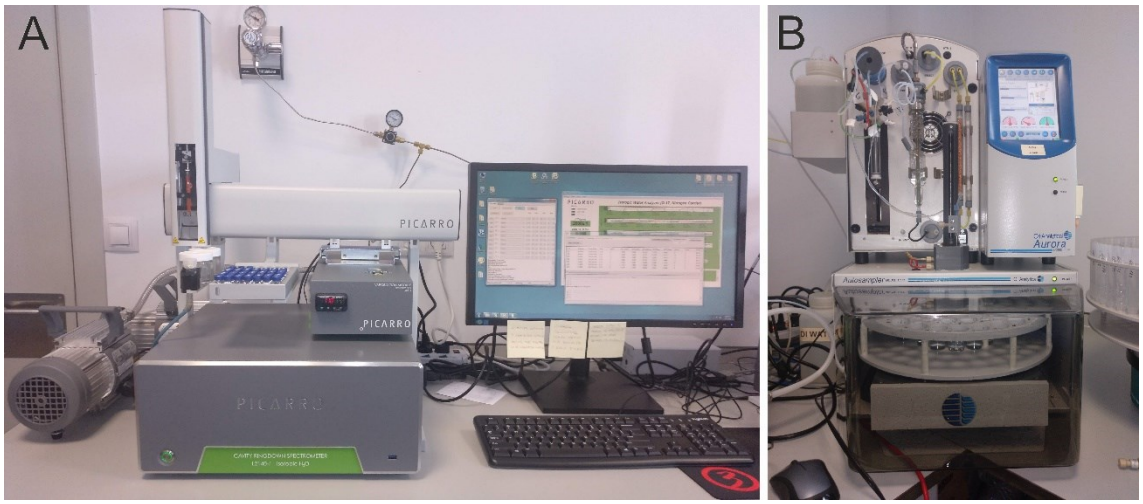


Figura 1.7. Sistemas de análisis isotópico. (A) analizador PICARRO mod. CRDS L1102-i. (B) Equipo PICARRO, mod. G1111-i y analizador AURORA 1030

Al igual que los valores isotópicos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$, la proporción de $\delta^{13}C$ se expresa en ‰, en relación con la composición isotópica de referencia obtenida a partir de un fósil (*Belemnitella Americana*) procedente de la formación *Pee Dee* (PDB), a la cual se le asigna el valor de 0‰. El control de la precisión e identificación de errores en la medida se hace mediante patrones de composición conocida (bicarbonato de sodio, $HNaCO_3$, bicarbonato de potasio, $HKCO_3$ y sacarosa ($C_{12}H_{22}O_{11}$). Para el procesado de los datos se hizo uso de una hoja de cálculo que permite la conversión de la información bruta obtenida del analizador en valores de concentración de $\delta^{13}C$ (medidos en ‰).

1.4.3. Trabajos de gabinete

1.4.3.1. Revisión bibliográfica

Durante el transcurso de la investigación se ha realizado una exhaustiva recopilación bibliográfica (artículos de revistas científicas indexadas, capítulos de libro, informes técnicos, publicaciones de divulgación científica y tesis doctorales) relacionada con el funcionamiento de los acuíferos kársticos en general y con las metodologías empleadas en el presente estudio (hidroquímica, isótopos, análisis instrumental, evaluación de recursos hídricos, trazadores artificiales, análisis de series temporales, etc). También se ha hecho uso extenso de los recursos en línea, para la adquisición de datos meteorológicos e hidrométricos (Agencia Estatal de Meteorología -AEMET-, Sistema de Información Hidrológica -SAIH- de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas -DHCMA- y del Instituto

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Geológico y Minero de España -IGME-) y geográficos (Instituto Geográfico Nacional -IGN-, Red de Información Ambiental de Andalucía – REDIAM-).

Se han examinado publicaciones y documentos específicamente relacionados con el área de estudio, en relación con la geología general, estratigrafía, geología estructural, geomorfología y estudios hidrogeológicos previos. Dicha información ha sido obtenida de tesis doctorales, informes y publicaciones elaboradas por diversos organismos públicos como el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la Universidad de Málaga (UMA), o la Asociación Andaluza de Exploraciones Subterráneas (AAES).

1.4.3.2. Recopilación de datos meteorológicos e hidrogeológicos

Para la realización del estudio climático se ha recopilado la información procedente de 32 estaciones pluviométricas y 12 termométricas, pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y a la Demarcación de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DCMA), debido a que ambos organismos gestionan estaciones en el área de estudio. De forma complementaria, se ha obtenido información de varias estaciones instaladas por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) en el marco de la presente investigación. Los datos climatológicos necesarios para calcular la evapotranspiración potencial de referencia (temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación solar) han sido proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

1.4.3.3. Análisis y tratamiento de los datos

1.4.3.3.1. Información climatológica

La corrección de las series pluviométricas y termométricas se ha desarrollado en varias fases, según la continuidad del registro de cada estación. El primer paso ha consistido en identificar los vacíos de datos en el registro original y proceder al completado de series por correlación lineal, entre los pares de estaciones con el coeficiente de correlación (R^2) más elevado y valor similar en la pendiente de regresión. A las series pluviométricas se les ha realizado el análisis para identificar errores sistemáticos o puntuales, mediante el método de dobles masas. Para establecer la distribución espacial de las precipitaciones se han realizado mapas de isoyetas que han contemplado las diferentes condiciones hidrometeorológicas y la influencia del gradiente altitudinal de la zona. De forma complementaria, se ha realizado el análisis temporal de las series de precipitación y temperatura a partir del registro disponible.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

1.4.3.3.2. Datos hidrodinámicos

A partir de los datos de caudal obtenidos mediante aforos directos y del registro continuo de la altura del agua proporcionado por *data loggers* se han elaborado las correspondientes curvas de gastos y se han generado los hidrogramas de los manantiales. Una vez obtenidas las series continuas del caudal de descarga de las principales surgencias, se han calculado los descriptores estadísticos que las caracterizan. Esto ha posibilitado realizar diversos análisis sobre la morfología de los hidrogramas, calcular los tiempos de respuesta ante la precipitación y llevar a cabo análisis de caudales clasificados. La integración de los hidrogramas ha permitido calcular con precisión el volumen drenado por las surgencias. Además, se ha hecho un tratamiento cuantitativo según la metodología propuesta por Mangin (1970; 1975), basada en el análisis de la curva de recesión (Fig. 1.8A), para el estudio de los manantiales kársticos. Dicha curva se puede descomponer en dos tramos: el primero, que correspondería a la decrecida, y el segundo, que refleja el periodo de agotamiento. El análisis de cada una de estas curvas permite cuantificar ciertos parámetros relativos a la decrecida o el coeficiente de agotamiento. La información obtenida del tratamiento de los datos de ambos tramos permite calcular los parámetros *i* y *k* (Mangin, 1970; 1975).

El parámetro (*i*) es indicativo de la morfología de la decrecida, de manera que si está comprendido entre 0,5 y 1 se trataría de un sistema complejo y de grandes dimensiones; si se encuentra entre 0,25 y 0,5, el sistema presenta cierto desfase temporal en los aportes; y si es menor de 0,25, se corresponde con un sistema cuya red de drenaje kárstico está bien desarrollada. El parámetro *k* está relacionado con el papel de la zona saturada y la capacidad de atenuación respecto a la señal de entrada (recarga) que tiene el acuífero. Un valor alto del parámetro *k* indica un sistema de gran poder regulador y por tanto una considerable importancia de la zona saturada en la modulación de las crecidas. Si el valor de *k* está comprendido entre 0,5 y 1, el sistema es similar a un medio poroso (medio inercial), mientras que si es inferior a 0,5 se trata de un sistema kárstico, con un bajo poder regulador. En función de los pares de valores *i* y *k*, Mangin (1970, 1975) estableció una propuesta de clasificación de los acuíferos en la que se diferencian 5 dominios (Fig. 1.8B):

-Dominio **I** ($k < 0,1$; $i < 0,25$): corresponde a acuíferos con una marcada karstificación, sobre todo en la zona saturada, y una red de drenaje bien desarrollada.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

-Dominio **II** (0,1 < k < 0,5; i < 0,25): es característico de sistemas con un desarrollo de la karstificación similar a los del dominio I, pero con una influencia más importante de la zona saturada, lo que origina un mayor poder de regulación.

-Dominio **III** (k < 0,5; 0,25 < i < 0,5): la red kárstica está desarrollada más intensamente en la zona no saturada, aunque existe un retardo en la transmisión de la señal de entrada debido a varios factores, como la presencia de materiales no karstificables.

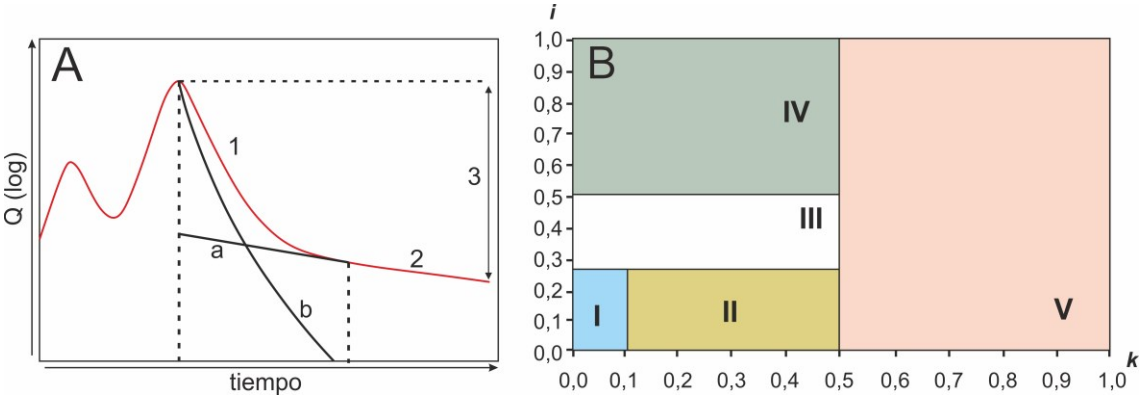


Figura 1.8. (A) Descomposición de la curva de recesión según el método de Mangin (1970, 1975).1, tramo de decrecida; 2, agotamiento; 3, curva de recesión. (B) Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos

-Dominio **IV** (k < 0,5; i > 0,5): corresponde a acuíferos de funcionamiento complejo y de grandes dimensiones.

-Dominio **V** (k > 0,5): sistemas con una red de drenaje poco o nada karstificada (sistemas inerciales), similar a los medios porosos.

Por otra parte, en esta investigación, se ha realizado el análisis de caudales clasificados a partir de las series de registro continuo de descarga de los manantiales. La curva que resulta de este tratamiento representa el porcentaje de días en los que el caudal es igual o inferior a un valor dado, de manera que indica la frecuencia de aparición de un caudal determinado (Custodio y Llamas, 1983). Esta frecuencia, en relación con el número de lapsos de tiempo considerados (días) muestra la probabilidad de que se produzca un cierto caudal. Las diferencias de pendiente en la curva que relaciona la probabilidad y el caudal expresan cambios en la velocidad de variación de los caudales y se pueden relacionar con los diferentes elementos que participan en el drenaje del agua subterránea (Mangin, 1970; 1975). Así, una mayor pendiente representa un incremento del porcentaje de los caudales para un cierto número de clases; es decir, una variación más lenta de los caudales.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Por otra parte, una menor pendiente representa variaciones más rápidas de los caudales para las clases correspondientes.

Finalmente, con las series horarias de caudal de descarga disponibles, se ha realizado el análisis correlatorio y espectral (simple y cruzado). El análisis correlatorio (Mangin, 1981a; 1984) se puede utilizar para el estudio del comportamiento hidrogeológico de acuíferos kársticos y de su capacidad de modular la respuesta a la señal de entrada (precipitación). Este tratamiento se ha llevado a cabo mediante una versión de prueba del paquete estadístico de MICROSOFT EXCEL XLSTAT v.7.5.2. y con el programa TRASERO v 2.5.

1.4.3.3.3. Parámetros hidroquímicos

Se han calculado los descriptores estadísticos básicos que muestran la distribución y variación de los diferentes parámetros (temperatura, pH, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica -CE- y componentes principales) de las aguas muestreadas en el marco del presente estudio. A todos los análisis químicos efectuados se les ha realizado el correspondiente balance iónico para corroborar que los errores analíticos no superan el 5%. Las medidas que superaron este valor fueron sometidas a un nuevo análisis.

El coeficiente de variación (cv) de parámetros como la conductividad eléctrica, la dureza total o la temperatura se utiliza como criterio para clasificar el funcionamiento de los acuíferos kársticos (Shuster y White, 1971). Valores de cv inferiores al 5 % indicarían la existencia de una red de drenaje poco desarrollada, capaz de atenuar las variaciones de la mayoría de los parámetros (sistemas de flujo difuso), mientras que un cv superior al 10% sería característico de redes de drenaje subterráneo de gran desarrollo, típicamente de flujo a través de conductos.

Sin embargo, según Bakalowicz (1977), la utilización del coeficiente de variación no es totalmente apropiada para el estudio de los acuíferos kársticos por lo que se han realizado curvas de distribución de frecuencias (CDF) de los valores de CE. La morfología de las curvas obtenidas ilustra sobre la existencia de diversos procesos relacionados con el flujo subterráneo a través de la red de drenaje kárstico. Distribuciones unimodales son características de sistemas inerciales con gran capacidad de homogenización hidroquímica (sistemas de flujo difuso). Curvas plurimodales indican una baja capacidad de atenuación de las variaciones en la CE, como corresponde a las redes de drenaje en las que existe un buen desarrollo de la karstificacíon funcional.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Se han representado las evoluciones temporales de los parámetros hidroquímicos y la temperatura, así como de los componentes mayoritarios de las aguas de los manantiales controlados, frente al hidrograma y a las precipitaciones registradas en la zona de estudio. Así, se aporta una visión de conjunto de las respuestas naturales que muestran las surgencias ante los eventos de recarga, lo que permite deducir el grado de karstificación de la red drenaje, la jerarquización de ésta y la capacidad de regulación natural que presentan los acuíferos.

Para mejorar la visualización e interpretación de las variaciones de los parámetros medidos en las muestras de agua, se han realizado análisis de componentes principales (ACP), de forma general y clasificados en función del estado hidrodinámico del sistema. Esta metodología ha sido ampliamente aplicada en investigaciones hidrogeológicas en medios kársticos (Bakalowicz, 1979; Mudry y Blavoux, 1986, Hunkeler y Mudry, 2007; Mudarra y Andreo, 2011) y aporta información sobre las interrelaciones existentes entre los diferentes componentes del sistema. Con el fin de ilustrar los procesos hidrogeoquímicos (disolución de carbonatos, dedolomitización o disolución de evaporitas) que tienen lugar en los acuíferos se han representado las relaciones molares más significativas entre los componentes químicos de las aguas. El *software* utilizado para la realización de los ACP ha sido la versión de prueba del paquete estadístico de MICROSOFT EXCEL XLSTAT v.7.5.2 (ADDINSOFT).

La presión parcial de CO_2 en las muestras analizadas ($\log PCO_2$) y los índices de saturación (IS) de las especies minerales como la calcita ($CaCO_3$) y dolomita ($Ca,MgCO_3$). se ha realizado mediante la simulación directa con el *software* PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2013).

1.4.3.3.4. Isótopos estables

Los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas han sido representadas mediante diagramas bidimensionales, junto con las líneas meteóricas siguientes: Línea Meteórica Local (LMLo), determinada a partir de la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de estudio, Mundial (LMM), del Mediterráneo Occidental (LMMOc) y del Mediterráneo Oriental (LMMOr). Según la situación de las muestras y la dispersión de la nube de puntos en estos diagramas, se puede realizar una interpretación de los orígenes de los frentes nubosos, así como detectar posibles procesos de fraccionamiento isotópico debido a evaporación o interacción con el medio. El cálculo del exceso en deuterio se ha utilizado para precisar la procedencia de los frentes nubosos y, por tanto, de las precipitaciones (Dansgaard, 1964). Al igual que los componentes químicos presentes en las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

aguas, la evolución temporal de la composición isotópica aporta información sobre la influencia del agua de reciente infiltración y la almacenada en el acuífero, en los procesos de recarga.

1.4.3.3.5. Elaboración de tablas, cartografía y gráficos

Se ha hecho uso de diversos paquetes informáticos para el tratamiento y gestión de la información derivada de la presente investigación. El almacenamiento de los datos se ha llevado a cabo con la creación de bases de datos, mediante MICROSOFT ACCES, complementado con las hojas de cálculo MICROSOFT EXCEL. Los gráficos han sido realizados principalmente con el programa ORIGIN LAB PRO-8, aunque para la generación de gráficos concretos se ha hecho uso de aplicaciones diversas como DIAGRAMMES, SURFER o GRAPHER. Para el diseño de figuras (cortes geológicos, modelos conceptuales, etc.) se ha utilizado el software CorelDRAW 2018 (COREL CORPORATION) y los mapas se han efectuado mediante ArcGIS 10.3 (para el tratamiento general de datos cartográficos georreferenciados) y ArcSCENE 10.3 (para el manejo información tridimensional asociada a los modelos digitales de elevaciones).

1.4.3.3.6. Redacción de la memoria de la tesis doctoral

La presente memoria está estructurada en cuatro bloques principales, el primero de los cuales, consta de tres capítulos: introducción, contexto geológico y climatología. En dicho bloque se definen los objetivos y la metodología seguida en la investigación y se describen el medio físico y el marco geológico del área de estudio, así como sus características climatológicas principales.

El segundo bloque está constituido por tres capítulos y en ellos se aglutina la mayor parte de la información hidrogeológica. Consta de una descripción detallada de los ensayos de trazadores artificiales llevados a cabo en el marco de esta investigación y de una caracterización hidrogeológica general del área de estudio, que ha permitido diferenciar los acuíferos existentes en ella. En el capítulo de balance hidrogeológico se expone el resultado de la evaluación de recursos hídricos y de los balances de entradas y salidas calculados en los acuíferos que constituyen el área de estudio.

En el tercer bloque se realiza una descripción detallada de cada uno de los acuíferos diferenciados y se proponen modelos conceptuales de funcionamiento para cada uno de ellos. Consta de dos capítulos: el correspondiente a los acuíferos englobados en el sector suroriental del área de estudio (acuíferos de las sierras de Ubrique, Alta y del Dornajo y

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Endrinal-Peñón Grande) y en el sector noroccidental (acuíferos de las sierras de Pinar y Monteprieto, Zafalgar-Labradillo, Albarracín y la Silla).

En el tercer bloque se resumen las conclusiones derivadas de esta investigación. Por una parte, se diferencian las conclusiones relacionadas con los resultados de la caracterización y funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos estudiados y, por otra, las relativas a la representatividad de los métodos utilizados.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

2.1.1. Contexto geológico regional

El área de estudio de la presente tesis doctoral se localiza en el sector occidental de la Cordillera Bética, que se extiende desde el golfo de Cádiz hasta el litoral de Alicante y las Islas Baleares (Fig. 2.1), formada en el transcurso de la orogenia Alpina, durante la era Cenozoica. Comprende una serie de relieves y accidentes tectónicos alineados en dirección dominante NE-SO y con vergencia general de las estructuras hacia el NO, aunque en las inmediaciones del Estrecho de Gibraltar se produce un arqueamiento de todo el conjunto que se prolonga hasta el norte de África (Cordillera del Rif), donde la vergencia general es hacia el sur (Fig. 2.1).

Dentro de la Cordillera Bética pueden distinguirse dos unidades paleogeográficas de rango mayor, correspondientes a dos placas tectónicas diferentes afectadas por la orogenia Alpina (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Vera, 2004;). La Zona Externa Bética se localiza en la parte septentrional de la cordillera (Fallot, 1948) y está constituida por rocas depositadas en el margen continental meridional de la placa Ibérica (paleomargen sudibérico), que fueron deformadas por el empuje de la placa Mesomediterránea, la cual se desplazó hacia el noroeste hasta colisionar con el paleomargen sudibérico. Las formaciones

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

rocosas de la parte septentrional de esta placa constituyen en la actualidad la Zona Interna de la Cordillera Bética (Vera, 2004).

Sobre un fragmento de corteza oceánica situado entre las placas Ibérica y Mesomediterránea se produjeron depósitos de turbiditas, rocas de naturaleza siliciclástica que fueron desplazadas y deformadas durante los movimientos tectónicos. Dichos depósitos constituyen el complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar, situado entre las zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética (Fig. 2.2).

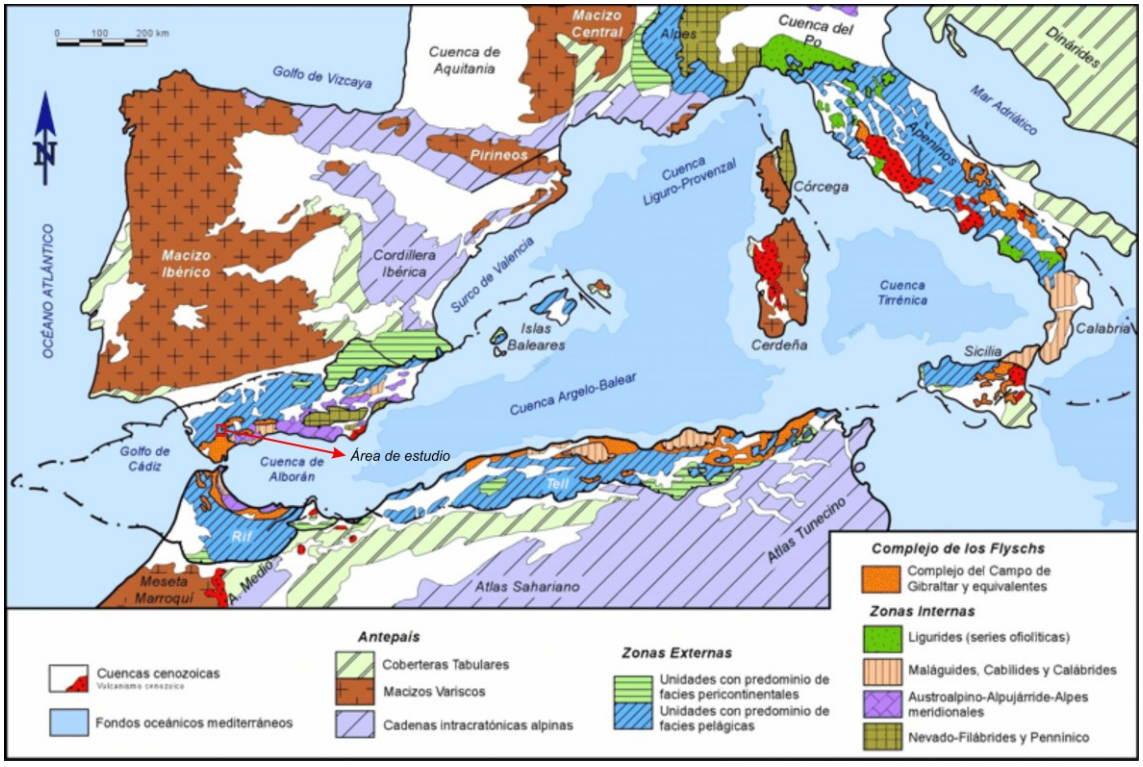


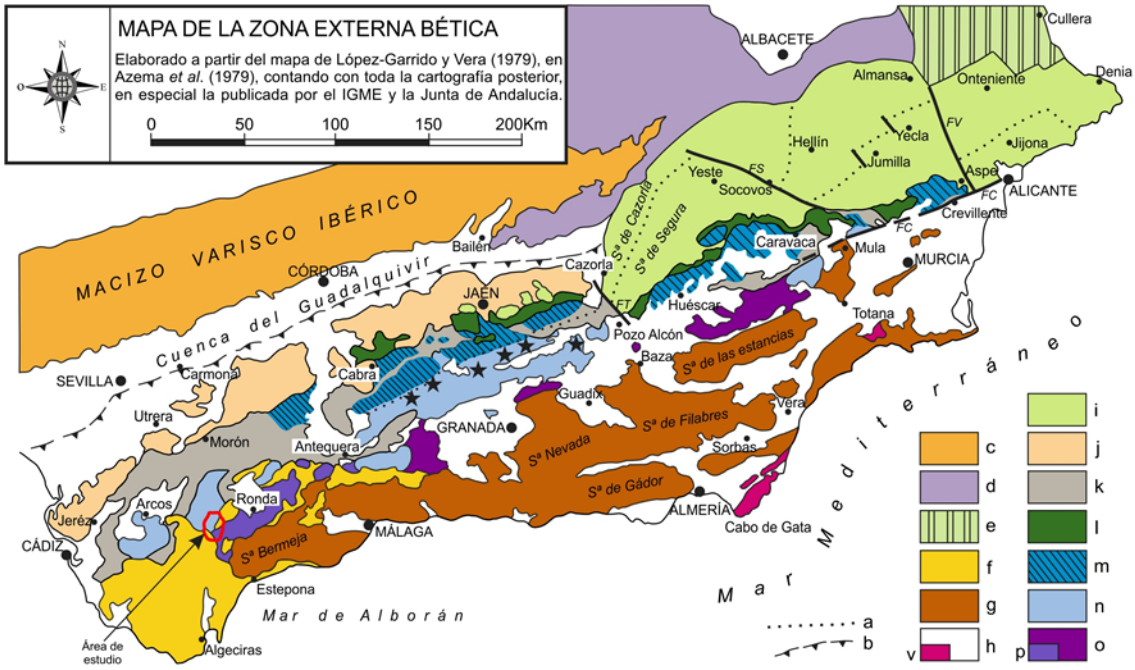
Figura 2.1. Mapa geológico del Mediterráneo occidental. Modificado de Vera (2004)

La Zona Externa está constituida por rocas sedimentarias con edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno Inferior-Medio. Desde el punto de vista estructural, la Cordillera Bética está constituida por un apilamiento tectónico de diferentes unidades denominadas complejos, que poseen notables diferencias en su composición litológica y grado de metamorfismo (Sanz de Galdeano, 1997). Está despegada de su basamento varisco y afectada por pliegues y cabalgamientos vergentes al NNO, aunque en la parte suroccidental se identifican estructuras con vergencias opuestas debidas a retrocabalgamientos, que pueden alcanzar una notable extensión (Cruz-Sanjulián, 1974; Martín-Algarra, 1987). En el sector meridional de la cordillera se encuentra la Zona Interna Bética, formada por un

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

conjunto heterogéneo de rocas, frecuentemente afectadas por metamorfismo, cuyas edades abarcan desde el Paleozoico hasta el Triásico.

El área de investigación de la presente tesis doctoral se localiza en la Zona Externa Bética, en la que se diferencian dos dominios paleogeográficos principales: Subbético, ubicado en el sector suroccidental de la Zona Externa y Prebético, localizado en la parte nororiental. El dominio Subbético está constituido por rocas sedimentarias de ambiente deposicional marino predominantemente pelágico (Vera, 2004).



Leyenda: a.- Límites entre las unidades morfoestructurales delimitadas en el Prebético y límite entre dominios paleogeográficos del Subbético, cuando no coincidan con un límite tectónico. **b.-** Frente norte del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir detectado en el subsuelo. **c.-** Macizo Ibérico. **d.-** Cobertera Tabular. **e.-** Cordillera Ibérica. **f.-** Complejo del Campo de Gibraltar. **g.-** Zonas Internas Béticas. **h.-** Cuencas Neógenas postorogénicas (**v.-** rocas volcánicas neógenas). **i-p**: ***Zonas Externas Béticas***. **i.-** Prebético. **j.-** Afloramientos del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. **k.-** Complejos Caóticos Subbéticos (Subbético con estructura interna caótica). **l.-** Dominio Intermedio. **m.-** Subbético Externo. **n.-** Subbético Medio. (*asteriscos*: principales afloramientos de rocas volcánicas jurásicas). **o.-** Subbético Interno (**p.-** Penibético). Abreviaturas de estructuras geológicas: ***FC.-*** Falla de Crevillente. ***FS.-*** Falla de Socovos. ***FT.-*** Falla de Tíscar. ***FV.-*** Falla de Vinalopó.

Figura 2.2. Mapa geológico de la Zona Externa Bética (modificado de Vera, 2004)

Dentro del Subbético se distinguen cuatro dominios paleogeográficos que corresponden a ambientes o medios deposicionales diferenciados a partir del Jurásico Inferior (Anzemá *et al*., 1979; García-Hernández *et al*., 1980). Estos dominios, ordenados de más externo a más interno, son los siguientes: Unidades Intermedias entre el Prebético y Subbético, Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno. Este último, en su parte suroccidental (Martín-Algarra, 1987) se denomina Subbético Interno Occidental o Penibético (Fig. 2.3).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El área en la que se centra esta investigación incluye relieves pertenecientes al Subbético Medio (sierras de Zafalgar-Labradillo, Pinar-Monteprieto, Albarracín y la Silla), en el sector septentrional, y al Subbético Interno Occidental o Penibético (sierras del Endrinal-Peñón Grande, Alta-Dornajo, Caíllo y Ubrique), en el sector meridional (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria). Entre los macizos pertenecientes a dichos dominios se encuentra una zona topográficamente deprimida, conocida como Corredor del Boyar, en la que aflora una sucesión de escamas estrechas y lateralmente discontinuas, cuyas series estratigráficas son afines al Subbético Medio (Martín-Algarra, 1987).

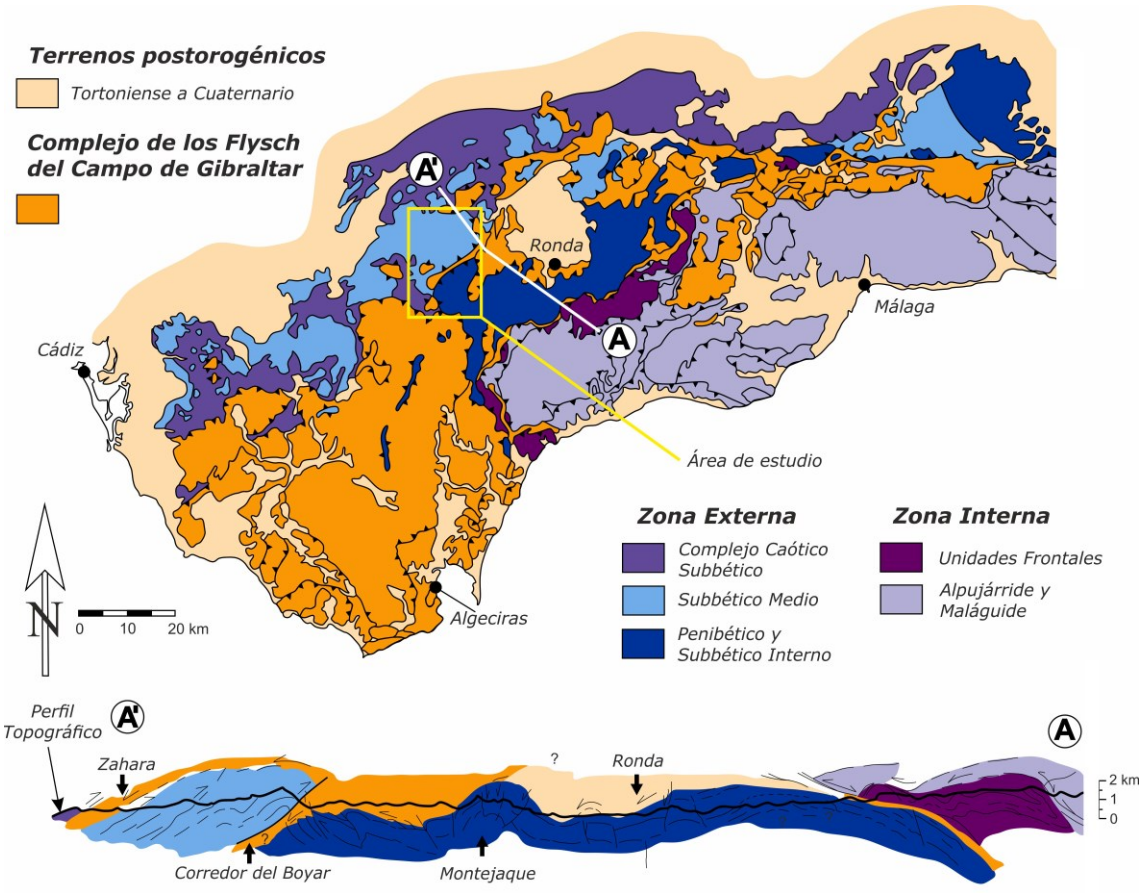


Figura 2.3. Distribución espacial de los dominios presentes en el sector occidental de la Cordillera Bética y relaciones estructurales entre las unidades presentes en el área de estudio (simplificado de Vera, 2004)

Los materiales pertenecientes al complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar cabalgan sobre los afloramientos pertenecientes a los dominios anteriormente mencionados, y aparecen imbricados en el complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar (Fig. 2.3).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.1.2. Antecedentes

Son numerosos los autores que contribuyeron a la definición, delimitación y estudio de la estratigrafía y estructura geológica de la parte occidental de la Cordillera Bética y en particular del área que ocupan la Sierra de Grazalema y los relieves adyacentes. Destacan las contribuciones de Blumenthal (1927, 1928, 1931), en lo referente a la definición, estratigrafía y aspectos tectónicos de los afloramientos pertenecientes al, denominado por él, Penibético y a las unidades subbéticas. En estos primeros trabajos, Blumenthal acuñó el término Penibético y lo consideró como un gran manto de corrimiento subdividido en varias zonas, aunque en trabajos posteriores (Blumenthal, 1933; Fallot, 1948) precisó la delimitación de los afloramientos del Penibético y restringió su definición a ciertos sectores.

La controversia motivada por el uso del término Penibético y el cambio en su concepción con el transcurso de los estudios posteriores, llevaron a designar como Penibético al conjunto de afloramientos mesozoicos y terciarios que durante el Jurásico y Cretácico constituyeron una elevación submarina en el margen Sudibérico occidental (Chauve, 1968; Peyre, 1969; Burgois *et al*., 1970).

Otros autores como Peyre (1960-1962), Dürr (1963), Bourgois (1973, 1978) y Cruz-Sanjulián (1974, 1976 a y 1976 b) contribuyeron a precisar las unidades tectónicas pertenecientes a los diferentes dominios paleogeográficos que forman parte del sector occidental de la Cordillera Bética.

Los trabajos llevados a cabo para elaboración del mapa geológico nacional de España (MAGNA) a escala 1:50.000, de las hojas de Olvera (1036), Ubrique (1050) y Cortes de la Frontera (1064), en las que se encuentra el área de estudio, fueron realizados por Cano *et al*. (1981), Moreno *et al*. (1980) y Del Olmo *et al*. (1980), respectivamente. Dicha cartografía fue editada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Martín-Algarra (1987) realizó un exhaustivo estudio de las unidades geológicas implicadas en el contacto entre las zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética, en el que llevó a cabo la caracterización estratigráfica y la reconstrucción paleogeográfica de cada uno de los dominios relacionados (Penibético, Subbético, complejo del Campo de Gibraltar y los dominios Alpujárride y Maláguide, en la Zona Interna). Asimismo, aportó nueva información sobre la estratigrafía y procedencia paleogeográfica de los materiales triásicos del complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar (Martín-Algarra, 1997). En un trabajo posterior, Martín-Algarra (2013) realizó una completa caracterización estratigráfica y

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

estructural del conjunto de afloramientos subbéticos y penibéticos que constituyen las sierras de Grazalema y Líbar.

2.2. ESTRATIGRAFÍA

2.2.1. Subbético Interno Occidental (Penibético)

Los materiales pertenecientes a este dominio afloran de forma mayoritaria en las provincias de Málaga y Cádiz y constituyen aproximadamente la mitad meridional del área de estudio. Estratigráficamente es un dominio bastante homogéneo, aunque se reconocen diferencias laterales en la potencia y facies sedimentarias de las formaciones geológicas. La serie estratigráfica está formada por tres grandes conjuntos litoestratigráficos (Martín-Algarra, 1987) que se describen a continuación (Fig. 2.4 y mapa geológico adjunto a esta memoria).

2.2.1.1. Grupo Hidalga

Este grupo incluye los materiales del Triásico Medio – Superior (Dürr, 1967), que son, de muro a techo, un conjunto de calizas, margas y dolomías del Triásico Medio (Formación Dolomías de Lirio), en ocasiones con textura carniolar, seguido de una sucesión de arcillas, areniscas, yesos y niveles carbonáticos del Triásico Superior, de facies germano-andaluza (Formación Capas de Lifa). La potencia del conjunto no es conocida con precisión, aunque debe sobrepasar los 200 m (Martín-Algarra, 1987). En el área de estudio solamente afloran los términos superiores del grupo Hidalga (Formación. Capas de Lifa), frecuentemente a favor de accidentes tectónicos como cabalgamientos y fallas inversas, en las zonas elevadas de las sierras del Caíllo y del Endrinal (véanse el mapa y los cortes geológicos adjuntos a esta memoria).

2.2.1.2. Grupo Líbar

Está formado fundamentalmente por sucesiones de dolomías y calizas oolíticas y nodulosas de edad jurásica (Martín-Algarra, 1987). Los materiales de este grupo constituyen los relieves más prominentes del Penibético y adquieren su nombre de la sierra de Líbar, ubicada al SE del área de estudio. El límite superior del conjunto está caracterizado por la presencia de una discontinuidad estratigráfica (paleokarst), producto de la emersión de estos materiales durante el Valanginiense – Hauteriviense y que supuso la interrupción sedimentaria y la karstificación de los materiales carbonáticos expuestos (Martín-Algarra, 1987; Martín-Algarra y Vera, 1996).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

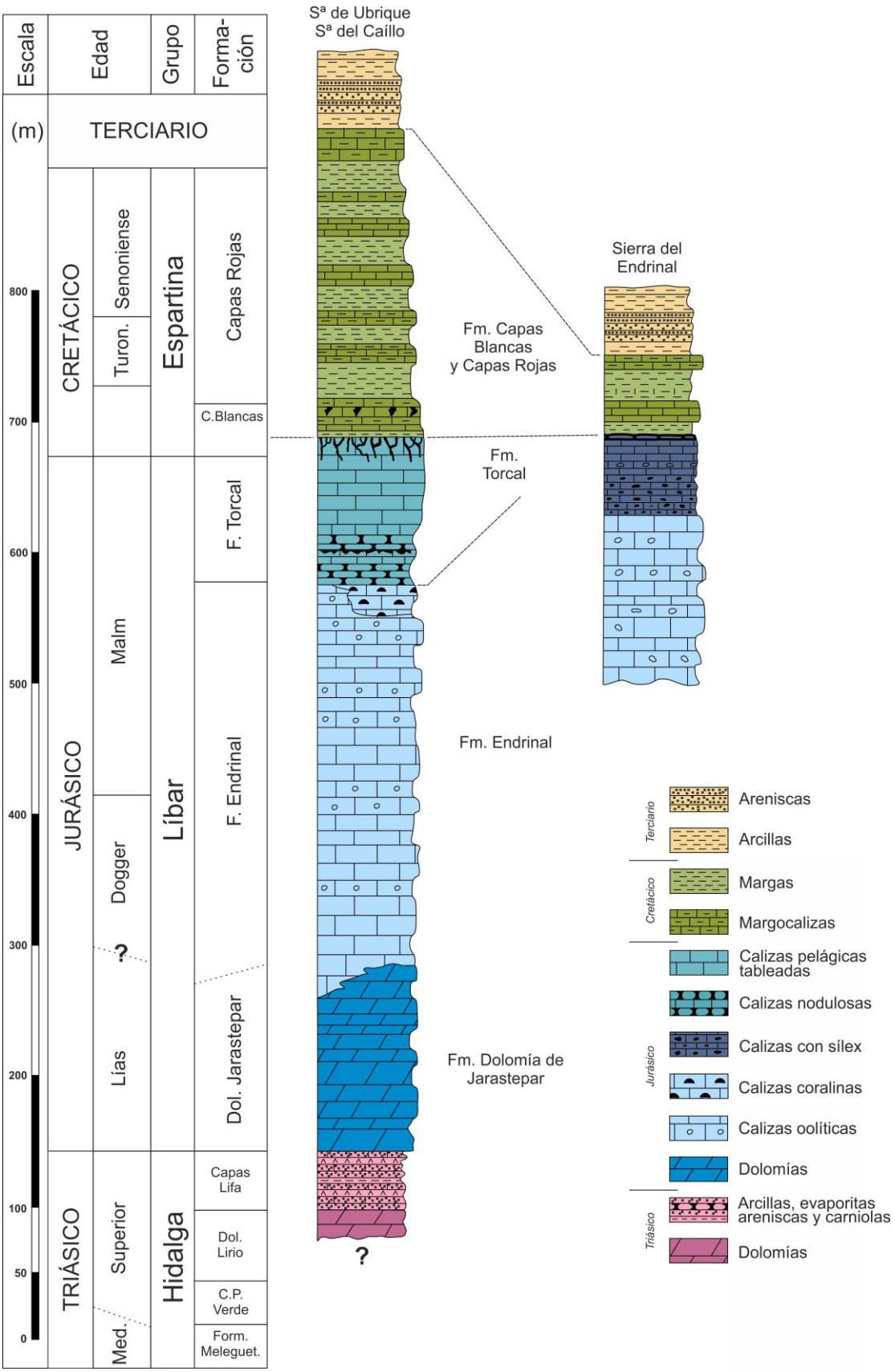


Figura 2.4. Columnas estratigráficas representativas del dominio Subbético Interno Occidental o Penibético en el área de estudio (modificadas del IGME, 1980)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Un rasgo característico de esta discontinuidad (paleokarst) es la de presentar formas kársticas en la roca caliza, rellenas por diques neptúnicos (Fig. 2.5C) en los que se identifica abundante fauna del Cretácico Inferior (foraminíferos y otros fósiles planctónicos). El Grupo Líbar comprende una secuencia dolomítico-caliza de aproximadamente 500 m de espesor, dentro de la cual se distinguen varias formaciones litoestratigráficas, que se describen a continuación.

Formación Dolomía de Jarastepar

El muro de esta formación está marcado por el contacto estratigráfico con los materiales triásicos del Grupo Hidalga y está constituida por bancos de dolomías liásicas, bien estratificadas hacia la base y masivas hacia el techo de la formación (Dürr, 1967), con una potencia variable entre 150 y 400 m de espesor (Martín-Algarra, 1987). En el área de estudio, las dolomías de esta formación afloran de manera discontinua, principalmente al N y NE de las localidades de Benaocaz y Ubrique. El contacto con las formaciones suprayacentes es irregular y discontinuo (Fig. 2.4), pues el origen de estas dolomías es secundario; son la consecuencia de procesos diagenéticos en los que se ha producido la dolomitización de las rocas calizas preexistentes debido al ascenso de fluidos ricos en magnesio procedentes de los materiales triásicos infrayacentes, desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior (Dürr, 1967).

Formación Endrinal

Está constituida por calizas de color claro (calizas oolíticas y bioclásticas, micríticas masivas y arrecifales) del Jurásico Inferior-Medio (Fig. 2.5A y B), características de ambientes deposicionales de plataforma marina somera. En algunos sectores aparecen niveles de calizas coralinas que coronan la secuencia (Fig. 2.4). Es la formación con mayor potencia del Grupo Líbar (hasta 300 m), aunque su espesor desciende hacia el sureste.

Formación Torcal

Está formada por calizas pelágicas, nodulosas y oolíticas, bien estratificadas, del Jurásico Superior, típicas de ambientes sedimentarios pelágicos someros. Se diferencian dos miembros principales: el inferior, constituido por calizas nodulosas y con sílex, y el superior, formado por calizas pelágicas tableadas. Su potencia es variable y puede llegar a alcanzar 150 m. Al contrario de lo que sucede con la Formación Endrinal, su espesor disminuye hacia el noroeste. Dentro del área de estudio, su representación está limitada a los afloramientos de la sierra de Ubrique (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.2.1.3. Grupo Espartina

Este grupo engloba las litologías con edades comprendidas entre el Cretácico Medio y el Paleógeno, depositadas sobre la discontinuidad estratigráfica de la base del Cretácico (paleokarst). Lo forman sucesiones de margas y margocalizas del Cretácico Medio (Formación Capas Blancas), del Cretácico Superior (Formación Capas Rojas, Fig. 2.5D) y del Oligoceno-Mioceno Inferior (Formación Fuente del Chisquero). Dentro del área de estudio solamente se reconocen las dos primeras, aunque los afloramientos de la Formación Capas Blancas son muy escasos y no tienen entidad cartográfica a la escala de trabajo. En la cartografía geológica y los cortes adjuntos a esta memoria, ambas formaciones aparecen representadas de forma conjunta.

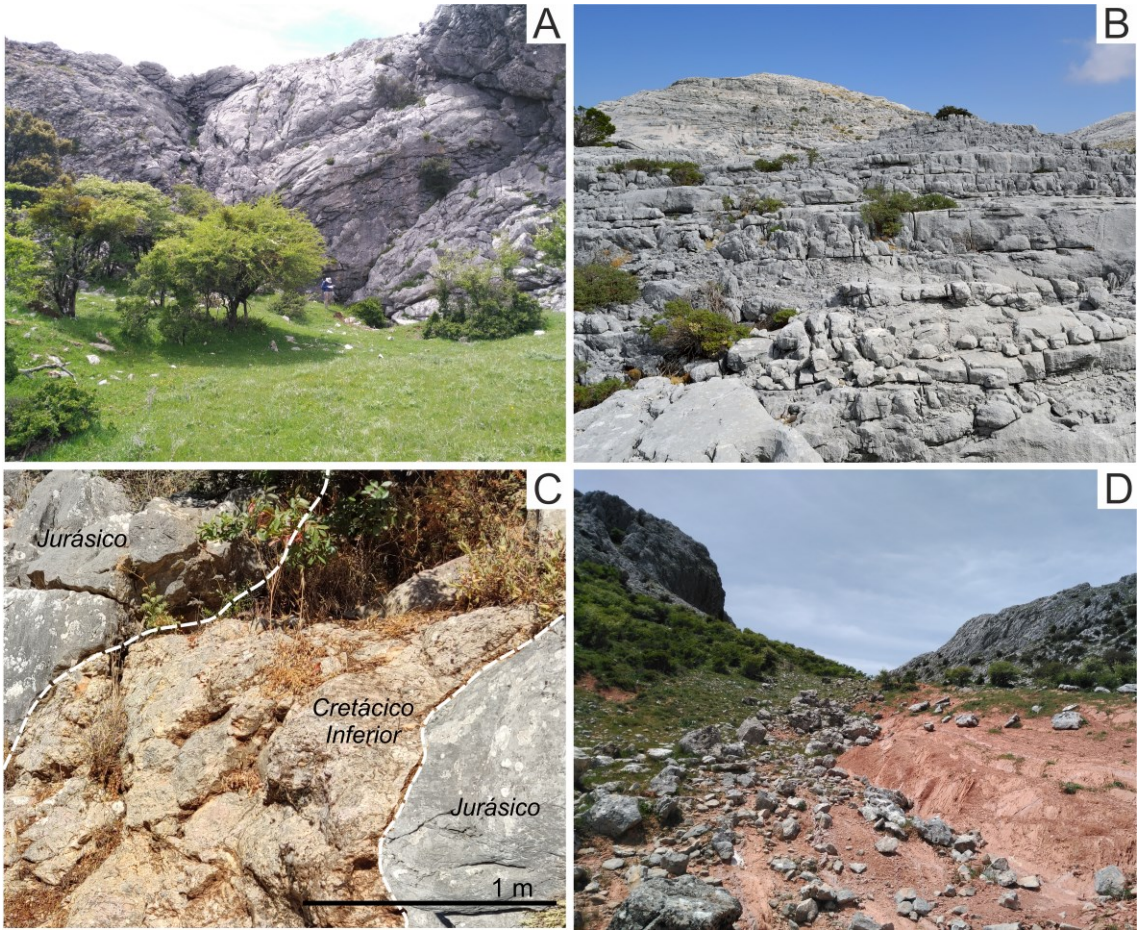


Figura 2.5. (A y B) Afloramientos de calizas oolíticas pertenecientes a la Formación Endrinal, en la sierra del Caíllo (A) y sierra del Endrinal (B). (C) Detalle de los diques neptúnicos con fósiles de organismos plantónicos que rellenan el paelokarst de la discontinuidad Jurásico-Cretácico. (D) Afloramiento de margas cretácicas, intensamente tectonizadas (Formación. Capas Rojas) en la sierra del Caíllo.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Formación Capas Blancas

La *Formación Capas Blancas* está constituida por una sucesión de margas y margocalizas del Albiense – Turoniense suprayacentes a las formaciones del Grupo Líbar, de colores blanquecinos, que reposan sobre la superficie de interrupción sedimentaria (paleokarst). Su espesor varía entre 20 y 80 m y localmente puede contener niveles con acumulación de materia orgánica (bitumen) o nódulos de sílex.

Formación Capas Rojas

La *Formación Capas Rojas* es una alternancia de margas y margocalizas de tonos rojizos, del Cretácico Superior (Fig. 2.5D). Su espesor es variable y puede llegar a superar los 200 m en algunos sectores (Martín-Algarra, 1987; Vera *et al*., 1999). Los principales afloramientos se encuentran en los núcleos de pliegues sinclinales (Loma de la Barrida y Manga de Villaluenga), cubiertos localmente por materiales más modernos del complejo de los Flyschs (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria).

2.2.2. Subbético Medio

Los materiales pertenecientes al Subbético Medio afloran en la mitad noroccidental del área de estudio, en las sierras de la Silla, Albarracín, Zafalgar-Labradillo y Pinar-Monteprieto. Muestran notables variaciones laterales de facies y en la potencia de las formaciones (Bourgois, 1978), por lo que se pueden diferenciar varias unidades geológicas. Desde el punto de vista estratigráfico, los afloramientos subbéticos se caracterizan por presentar una secuencia de dolomías y calizas que ocupa la mayor parte del Jurásico Inferior. El Jurásico Medio está constituido por alternancias de margas y margocalizas coronadas por calizas nodulosas en el Jurásico Superior (series de las sierras de Zafalgar-Margarita y Albarracín), o bien por calizas con sílex que hacia el techo presentan niveles margosos y radiolaríticos (serie de las sierras de la Silla y Pinar-Monteprieto). En el mapa geológico que acompaña esta memoria se muestra la representación cartográfica de los afloramientos correspondientes al Subbético Medio.

2.2.2.1. Unidades de la sierra del Pinar y de la Silla

Su serie estratigráfica comprende desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Inferior y, dadas sus particularidades estratigráficas, algunos autores (Bourgois, 1970 y 1978; Cruz-Sanjulián, 1974) han definido estas unidades como *ultrapenibéticas,* por considerar que ocuparon una posición más interna en la cuenca sedimentaria que el resto de las unidades subbéticas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El Triásico de estas unidades, es de facies germano-andaluza, muy similar al resto de afloramientos, con areniscas en los términos basales y sucesiones de arcillas y evaporitas hacia el techo. El Jurásico está caracterizado por una potente sucesión de dolomías cristalinas y masivas del Lías inferior, que puede alcanzar 500 m de espesor en la sierra del Pinar (Figs. 2.6A y 2.7). Al igual que las dolomías de los términos inferiores del dominio Penibético, tienen un origen secundario (dolomitización de rocas calizas debido a la circulación de fluidos ricos en magnesio) con un límite superior muy irregular y presencia de relictos calizos de grandes dimensiones. El Lías medio y superior está constituido hacia la base por un paquete de calizas con abundantes nódulos de sílex (Fig. 2.6B), de aproximadamente 200 m de espesor, seguido por una alternancia de margas y margocalizas, que alcanza una potencia aproximada de 200 m en la sierra del Pinar (Fig. 2.6C).

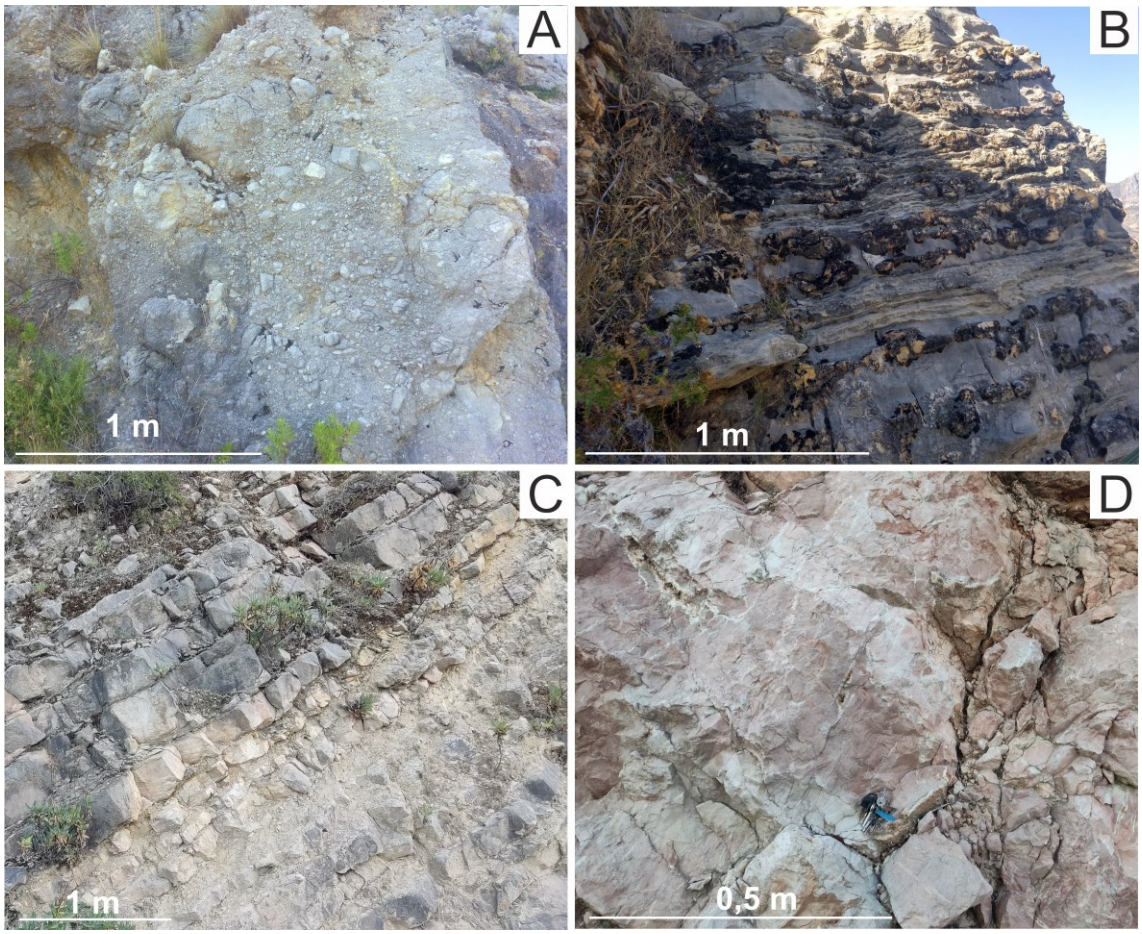


Figura 2.6. (A) Afloramiento de dolomías jurásicas intensamente brechificadas en la sierra del Pinar. (B) Alternancia de margas y margocalizas del Jurásico Medio en la sierra de Zafalgar. (C) Afloramiento de calizas con sílex del Jurásico Medio en la sierra de Monteprieto. (D) Calizas nodulosas de los términos superiores del Jurásico en la sierra de Albarracín

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El resto de la serie, que comprende desde el Jurásico Medio hasta los términos intermedios del Cretácico, muestra una mayor heterogeneidad litológica y en general un carácter más margoso que el de las formaciones infrayacentes. Está constituido por un conjunto de aproximadamente 300 m de espesor, constituido por alternancias de margas y margocalizas, niveles de radiolaritas y areniscas e intercalaciones de brechas y microbrechas calcáreas (Fig. 2.7).

2.2.2.2. Unidades de la sierra de Albarracín y Zafalgar-Labradillo

La serie estratigráfica de estas unidades abarca desde el Triásico Superior hasta el Cretácico Superior y guarda notables diferencias estratigráficas con las unidades de la sierra del Pinar. No obstante, el Triásico de estas unidades es de facies germano-andaluza, rasgo que comparten la mayoría de las unidades subbéticas, y está constituido por materiales de naturaleza arcilloso-evaporítica con areniscas hacia la base. Sin embargo, el conjunto calizo-dolomítico del Lías inferior posee una potencia más reducida que en el caso de la serie de la sierra del Pinar (~ 250 m) y suele estar coronado por un paquete de espesor variable de calcarenitas con abundante sílex (Fig. 2.7). Los términos suprayacentes, que constituyen el resto del Jurásico, están formados por una alternancia de más de 500 m de margas y margocalizas que hacia techo presentan tramos de calizas nodulosas de poca potencia (~10-20 m), que constituyen un excelente nivel guía entre el Jurásico Superior y el Cretácico inferior (Fig. 2.6D).

En los términos inferiores del Cretácico aflora una secuencia de potencia variable (200 m) de margas y margocalizas, seguidas de una laguna estratigráfica que abarca casi la totalidad de los pisos intermedios del Cretácico, sobre la que reposa una sucesión de margocalizas pertenecientes al Cretácico Superior.

2.2.1. Complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar

La zona de contacto entre la vertiente suroriental de las sierras del Pinar y Monteprieto (Subbético Medio) y las sierras del Endrinal y Dornajo (Penibético) está ocupada por una sucesión muy adelgazada y lateralmente discontinua de materiales afines al Subbético Medio. Esta zona, conocida como Corredor del Boyar, está constituida, en la parte septentrional, por una banda de materiales del Cretácico pertenecientes al complejo d ellos Flyschs denominada Unidad del Flysch del Corredor del Boyar y, al sur, se encuentra un conjunto de escamas tectónicas de escasa extensión y lateralmente discontinuas conocidas como escamas del Corredor del Boyar. Las series estratigráficas de estas unidades abarcan desde el Triásico Medio al Eoceno Superior y son similares a las del resto de unidades

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

subbéticas, con materiales del Triásico de facies germano-andaluza, seguidos de dolomías y calizas de los términos basales del Jurásico y calizas nodulosas en los niveles superiores. El Cretácico aparece muy adelgazado y constituido por una secuencia de margas, margocalizas y radiolaritas, con algunos niveles de microconglomerados. Los términos superiores están formados por calizas de Microcodium, coronadas de nuevo por niveles de microconglomerados del Eoceno.

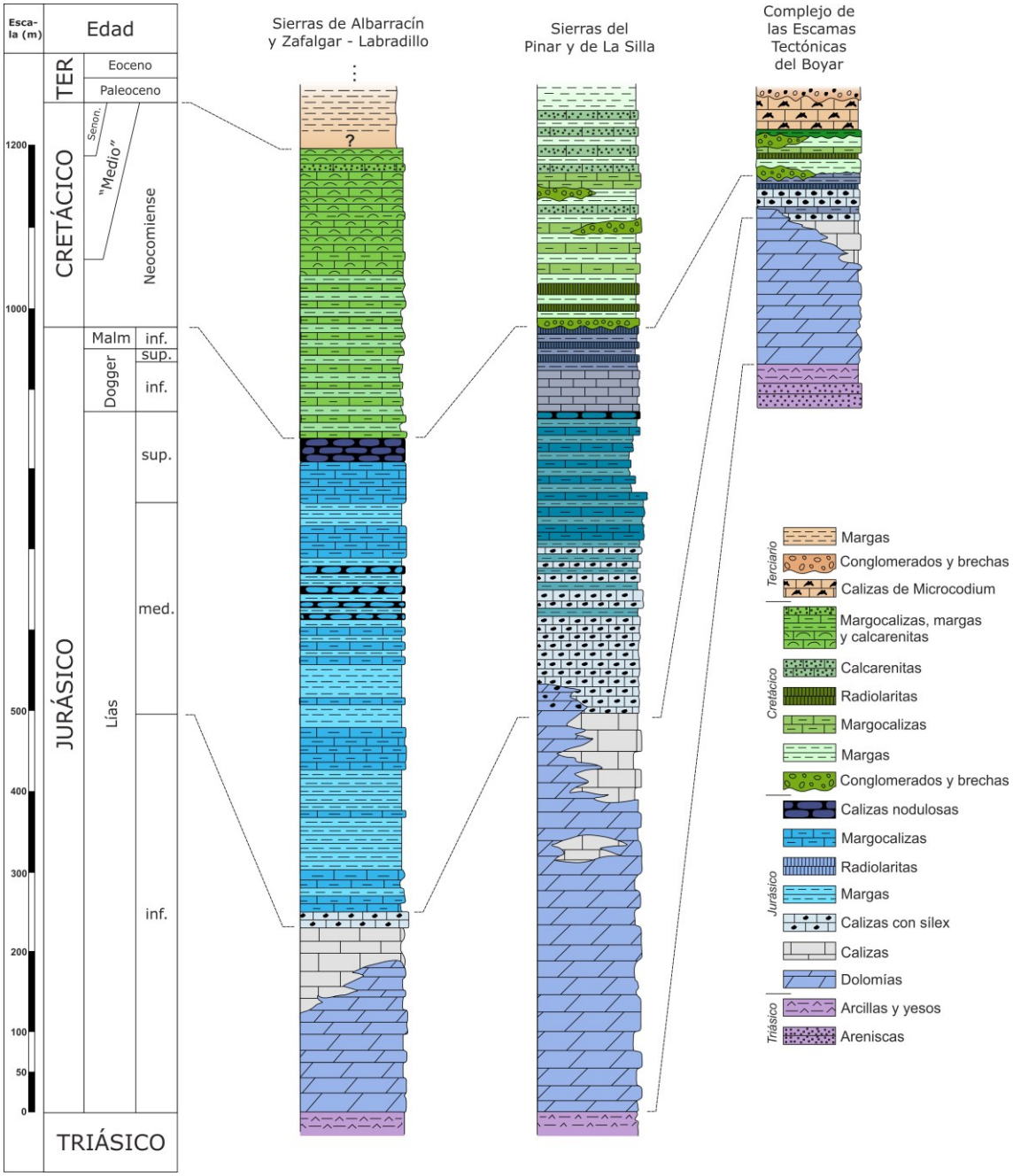


Figura 2.7. Columnas estratigráficas representativas de las diferentes unidades del Dominio Subbético Medio, en el área de estudio (Modificadas de Martín-Algarra, 1987)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.2.2. Complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar

Está formado por materiales de naturaleza arcillosa y areniscosa (Flysch), con edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno Inferior, cuya potencia puede alcanzar el centenar de metros (Martín-Algarra, 1987). De forma general, estos materiales son discordantes sobre el resto de las unidades, pero en algunos sectores del área de estudio están imbricados e integrados en la estructura por motivos tectónicos (Corredor del Boyar). Se pueden distinguir tres unidades diferentes, aunque cabe la posibilidad de que, en origen, todas ellas formaran parte de una única secuencia estratigráfica que habría sido fragmentada por mecanismos tectónicos (Martín-Algarra, 1987). Dos de estas unidades (Unidad del Flysch del Corredor del Boyar y Unidad del Flysch de Ubrique) están constituidas por materiales de edad Cretácica y son de naturaleza predominantemente margoso-arcillosa. En el mapa geológico adjunto a esta memoria ambas unidades se consideran de forma conjunta como margas cretácicas correspondientes al complejo de los Flyschs del campo de Gibraltar. En la Unidad del Aljibe, formada por materiales del Paleógeno al Mioceno Inferior, se distinguen dos formaciones principales: la primera formada mayoritariamente por arcillas y calcarenitas (*Formación Arcillas con Bloques*) y la Formación Areniscas del Aljibe, constituida mayoritariamente por areniscas.

2.3. ESTRUCTURA GEOLÓGICA

La estructura geológica del área de estudio está ligada a su posición en la zona de contacto entre los dominios Penibético y Subbético Medio, que se extiende en dirección NE-SO y constituye un accidente tectónico de orden mayor entre macizos montañosos conocida como Corredor del Boyar. Al NO y al SE de este corredor afloran los materiales del Subbético Medio (zona septentrional) y del Penibético (zona meridional), respectivamente. Como consecuencia de los esfuerzos compresivos que tuvieron lugar durante el Mioceno (orogenia Alpina), las formaciones carbonáticas de los dominios Penibético y Subbético Medio (constituidas por calizas y dolomías, más competentes) actuaron como un cuerpo rígido y sufrieron deformaciones menores. Sin embargo, las unidades del complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar se comportaron de manera dúctil dando lugar a estructuras de imbricación a lo largo de la zona de contacto (Expósito *et al*., 2012).

2.3.1. La estructura geológica del sector suroriental

La estructura geológica del sector suroriental (materiales penibéticos) está definida por una serie de pliegues anticlinales y sinclinales con dirección general NE-SO. Los sinclinales dan lugar a zonas deprimidas ocupadas por materiales margosos cretácicos,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mientras que, las charnelas de los anticlinales constituyen los principales relieves (Martín-Algarra, 1987; 2008). Dichos relieves conforman dos grandes alineaciones morfoestructurales de sierras, separadas entre sí por una depresión de origen estructural: las sierras de Ubrique y del Caíllo, al sureste, y las sierras del Endrinal y Dornajo al noroeste. Están definidos por pliegues anticlinales con charnelas aplanadas, de gran extensión, limitadas por flancos de buzamiento pronunciado en algunas zonas e intensamente fracturados. En las charnelas de dichos pliegues afloran calizas de las formaciones Torcal y Endrinal, situadas a techo de los materiales triásicos que se localizan en el núcleo de la estructura, mientras que los núcleos de los sinclinales (como el de la Manga de Villaluenga) están ocupados por margas y margocalizas cretácicas (véase el corte geológico A-A´ adjunto a esta memoria).

La sierra de Ubrique está formada por un anticlinal de charnela plana, más ancha en la zona suroccidental, que se estrecha de forma progresiva hacia el NE. El flanco suroriental del pliegue buza hacia el SE entre 20 y 30º y contacta con los materiales margosos cretácicos de la Loma de la Barrida, mientras que el flanco noroccidental buza hacia el NO, entre 40 y 60º y se encuentra limitado por las margocalizas cretácicas de la Manga de Villaluenga. Es destacable la existencia de una zona de fractura en la vertiente suroccidental de la sierra, que afecta a todo el edificio tectónico en los alrededores de la localidad de Ubrique (Fig. 2.8A). En esta sierra, constituida mayoritariamente por materiales de la Formación Endrinal, se observa cómo la Formación Torcal pierde potencia de forma progresiva hacia el NO, hasta desaparecer por completo en las inmediaciones del núcleo urbano de Villaluenga del Rosario (cortes geológicos 12-12´, 15-15´, 16-16´, 17-17´y 18-18´).

La sierra del Caíllo está constituida por una serie de afloramientos de calizas jurásicas con su base triásica, dispuestos de forma imbricada. En su conjunto, forman una secuencia cabalgante, con vergencia al NO, sobre los afloramientos de las inmediaciones de la localidad de Benaocaz (cortes geológicos 12-12´, 13-13´, 14-14´ y 18-18´). En esta zona, los materiales de los Grupos Hidalga (arcillas y yesos triásicos) y Líbar (dolomías y calizas jurásicas) reposan localmente sobre los afloramientos margosos del Grupo Espartina (Figs. 2.9A y 2.9B). El flanco sur de estas estructuras da paso al sinclinal de la Manga de Villaluenga, de dirección ENE-OSO.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

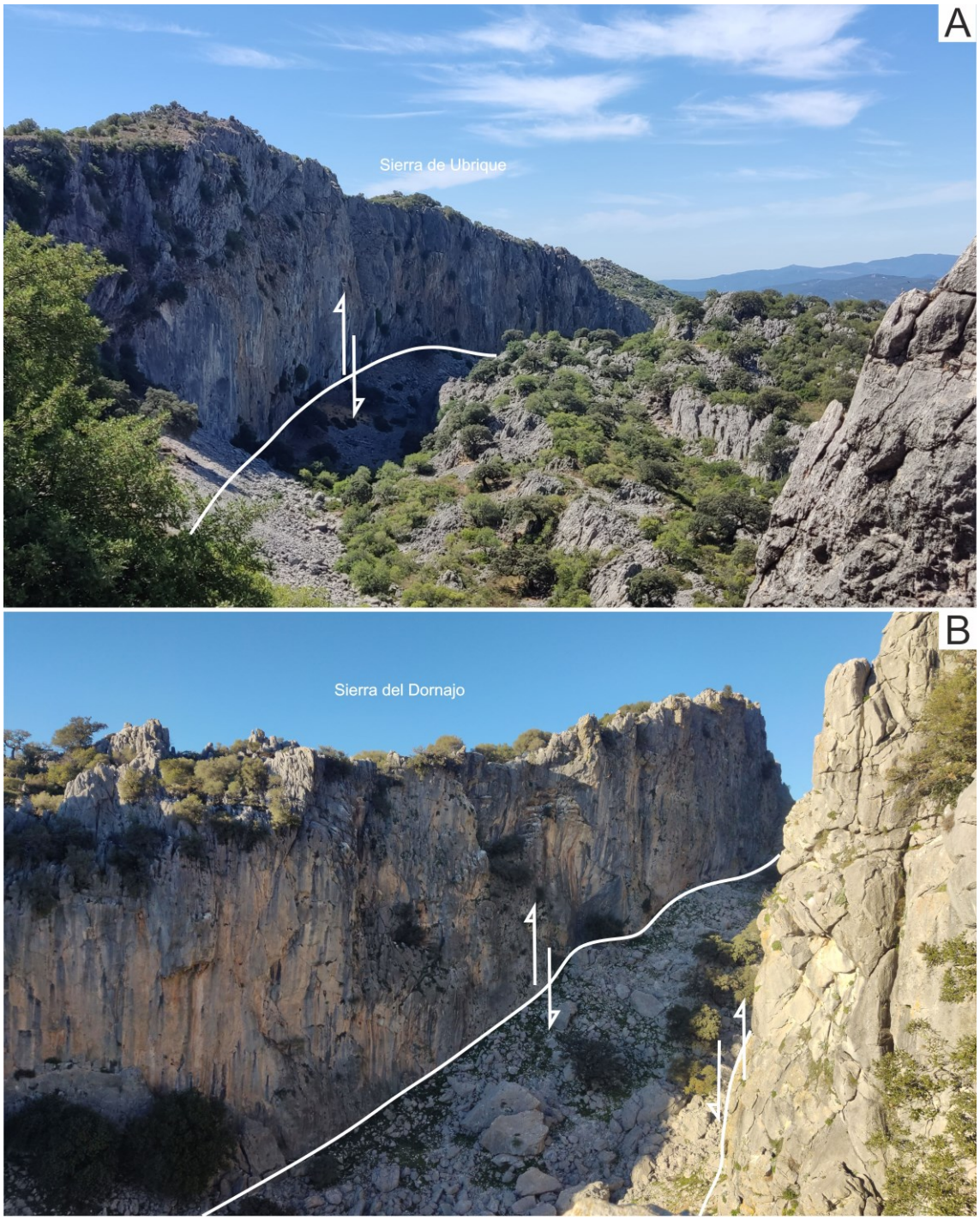


Figura 2.8. (A) Falla normal del borde suroccidental de la sierra de Ubrique. (B) Fallas normales subparalelas en la sierra del Dornajo (Salto del Cabrero)

En las sierras Alta y del Dornajo la estructura está formada por un pliegue anticlinal de dirección NE-SO, algo vergente al NO, cuya charnela aparece afectada por numerosas fallas con direcciones dominantes NE-SO y NO-SE (Fig. 2.8B). Su límite occidental queda definido por el contacto mecánico entre las formaciones carbonáticas y los materiales triásicos y del complejo de los Flyschs, mientras que el borde suroriental está marcado por

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

el contacto entre las calizas y dolomías jurásicas con las formaciones triásicas y las arcillas y areniscas del Flysch, que afloran en las inmediaciones de la localidad de Benaocaz (véanse el mapa adjunto a esta memoria y los cortes geológicos 11-11´, 12-12´y 18-18´).



Figura 2.9. (A) Depresión tectónica a favor de una estructura de cabalgamiento en el Navazo Hondo. (B) Zona de contacto entre los diferentes grupos litoestratigráficos del Penibético en la sierra del Caíllo. (C) Vista aérea del borde noroccidental de la sierra de Peñón Grande. (D) Pico del Simancón (sierra del Endrinal)

Desde el punto de vista estructural, la sierra del Endrinal corresponde a la zona de charnela aplanada de un pliegue anticlinal de grandes dimensiones, mientras que, en la parte de la sierra de Peñón Grande, las formaciones carbonáticas jurásicas aparecen dispuestas de forma subvertical y contactan lateralmente con las escamas del Corredor del Boyar (Fig. 2.9C y cortes geológicos A-A´y 10-10´). Entre ambos relieves aparecen imbricados localmente materiales margosos del Jurásico Medio-Superior, que constituyen el núcleo de un pliegue sinclinal deformado y afectado por fallas inversas y cabalgamientos (cortes geológicos 10-10´ y 11-11´). En la vertiente oriental de la sierra del Endrinal, el flanco del pliegue que conforma el macizo muestra un buzamiento pronunciado y pasa

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

lateralmente a una estructura sinclinal, cubierta por los materiales terciarios del complejo de los Flysch de la cuenca del río Gaduares y la Loma de los Álamos (cortes geológicos 10-10´y 11-11´).

2.3.2. Estructura geológica del sector septentrional

La sierra del Pinar constituye el relieve más prominente del área de estudio y se extiende desde la pedanía de Benamahoma hasta el río Guadalete, en la cola del embalse de Zahara (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria). Está limitada al SE por las escamas tectónicas del Corredor del Boyar, al NO por la unidad de Zafalgar-Margarita y al OSO por la sierra de Albarracín (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria). La parte nororiental de la unidad de la sierra del Pinar-Monteprieto se dispone desde el punto de vista geométrico como una lámina de dirección NE-SO y buzamiento al NO, afectada por pliegues, fallas normales y cabalgamientos con vergencia general al SE (cortes geológicos 2-2´ y 4-4´).

Hacia la parte suroccidental del macizo, esta estructura evoluciona hasta formar un pliegue sinclinal tumbado de grandes dimensiones, en cuyo extremo occidental se llega a invertir la polaridad estratigráfica (cortes geológicos 5-5´, 6-6´, 7-7´y 8-8´). El núcleo de este sinclinal está ocupado por las formaciones del Jurásico Medio y Superior (calizas con sílex y alternancias de margas y margocalizas), aunque aparecen cubiertas por los depósitos de ladera que, en esta zona, alcanzan un gran espesor. El sentido de vergencia de las estructuras (SE) es contraria a la general observada en el área de estudio (NO), pues es producto de los mecanismos de retrocabalgamiento ocasionados por la colisión oblicua del resto de la Zona Externa de la cordillera hacia el NO (Martín-Algarra, 1987).

Los macizos de las sierras de Zafalgar-Labradillo se sitúan inmediatamente al NO de los relieves de las sierras de Pinar y Monteprieto, sobre las que se disponen retrocabalgantes con vergencia hacia el SE, a favor del sustrato triásico. Desde el punto de vista geométrico la parte oriental se puede considerar como una secuencia aproximadamente homoclinal, con buzamiento hacia el NO y dirección general NE-SO (cortes geológicos 1-1´y 2-2´). La vertiente occidental de la unidad (entorno de la sierra de Labradillo) muestra una estructura más compleja y fragmentada, afectada por fallas que ponen en contacto materiales jurásicos y triásicos con la secuencia de margas y margocalizas del Jurásico Medio. En este sector de la unidad, la magnitud del retrocabalgamiento se acentúa y llega a emplazar las dolomías jurásicas sobre el resto de los materiales del Jurásico Superior y Cretácico (corte geológico 4-4´). El límite noroccidental de la unidad se caracteriza por la presencia de una orla de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

calizas nodulosas de poco espesor, pero gran continuidad lateral, del Jurásico Superior, que afloran entre el conjunto de margas y margocalizas del Jurásico Medio y la serie margosa cretácica (véase el mapa geológico adjunto a esta memoria).

La sierra de Albarracín comprende una serie de relieves presentes entre la localidad de El Bosque y la pedanía de Benamahoma. Está limitada al norte por las margocalizas y margas del Jurásico Superior-Cretácico, que afloran en el valle del río Majaceite. La estructura del macizo se caracteriza por la presencia de varios pliegues aproximadamente perpendiculares entre sí (NE-SO y SE-NO), cuya orientación axial es diferente de las directrices tectónicas regionales, y afectados por fallas normales y de salto en dirección (cortes 3-3´ y 9-9´). Los núcleos de los pliegues sinclinales están ocupados por margocalizas y margas del Jurásico Superior y Cretácico. En la vertiente suroriental de la sierra las dolomías y calizas jurásicas se emplazan sobre los términos margosos superiores a favor de cabalgamientos. Todo el macizo descansa sobre las formaciones de arcillas y evaporitas triásicas que afloran en los límites meridional y suroccidental de la sierra.

La sierra de la Silla está situada al NO de la localidad de Ubrique y constituye un elemento geológico particular, con una orientación aproximadamente perpendicular al resto de relieves presentes en el área de estudio (el macizo está orientado en dirección NO-SE), y está emplazada sobre materiales triásicos intensamente brechificados. Su serie estratigráfica es afín a la de las sierras del Pinar y Monteprieto, aunque tectónicamente es independiente de éstas. La estructura de la sierra de la Silla es la de un pliegue sinclinal en cuyos flancos afloran materiales dolomíticos jurásicos. El núcleo de dicho pliegue aparece ocupado por las formaciones de margocalizas y calizas con sílex del Jurásico Medio-Superior. El flanco suroriental del pliegue está afectado por fallas inversas que emplazan localmente las dolomías jurásicas sobre las formaciones de calizas con sílex y margosas, las cuales pueden llegar a aparecer subverticales en incluso invertidas (cortes geológicos 19-19´, 20-20´y 21-21´).

2.4. FRACTURACIÓN

Uno de los factores que afectan a los procesos de karstogénesis en los macizos carbonáticos es la fracturación (Grillot y Guerin, 1975; Díaz y Fernández, 1978). Su estudio, junto con el del resto de discontinuidades (planos de estratificación) que constituyen superficies de flujo preferente del agua subterránea, puede contribuir a definir los principales ejes de desarrollo de las morfologías endokársticas. La distribución y orientación de dichas discontinuidades condicionan el funcionamiento de la red de drenaje subterráneo en los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

macizos carbonáticos (López-Chicano, 1992; Andreo, 1997; Kaufmann *et al*., 1999; Bauer *et al*., 2005; Aliouache *et al*., 2019).

La distribución de las fracturas en los afloramientos rocosos es el resultado de las propiedades mecánicas y de los procesos tectónicos a los que han sido sometidos durante su evolución geológica. La identificación de estas estructuras depende de las condiciones de exposición del afloramiento (grado de desarrollo edáfico, actuaciones antrópicas, densidad de la cobertera vegetal, etc.). En el área de estudio se ha realizado un análisis estadístico de las discontinuidades de los macizos rocosos, a partir de la cartografía geológica de la serie MAGNA 1:50000, concretamente las hojas 1036 (Olvera), 1050 (Ubrique) y 1064 (Cortes de la Frontera), editadas por el Instituto Geológico y Minero de España. De forma complementaria, se ha realizado un análisis de identificación de discontinuidades mediante fotografías aéreas y modelos digitales de elevaciones LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*). Las fotografías aéreas y modelos digitales de elevaciones LIDAR utilizados son los del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), editados por el Instituto Geográfico Nacional a escala 1:50000, con tamaño de píxel de 0,25 m para las fotografías aéreas y densidad de 0,5 puntos/m^2 en el caso del MDE.

En la figura 2.10 se han representado los datos de orientación de 2341 fracturas y superficies de estratificación, obtenidas a partir de las diferentes fuentes de información (Cartografía geológica, fotografía aérea y LIDAR), clasificadas en intervalos de 10º, para el área de estudio en su conjunto y para cada uno de los sectores diferenciados dentro de esta. El círculo externo de cada diagrama representa un 10 % de las observaciones.

El gráfico de orientación obtenido para todo el conjunto de datos muestra una dirección preferente de las discontinuidades NE-SO con máximos en los rumbos N30, 60 y 90E. Los diagramas de orientación muestran una gran variabilidad en las direcciones preferentes y en el porcentaje de fracturas. Esta heterogeneidad es el resultado de los mecanismos de deformación que afectaron a las unidades geológicas. Los relieves pertenecientes al dominio Penibético muestran una orientación preferente general NE-SO. En las sierras del Endrinal, Alta, Dornajo y Peñón Grande, las direcciones preferentes son N 60º y N 70º E, respectivamente, mientras que en las sierras de Ubrique y el Caíllo la orientación mayoritaria de las fracturas es N 30º E (fig. 2.10).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

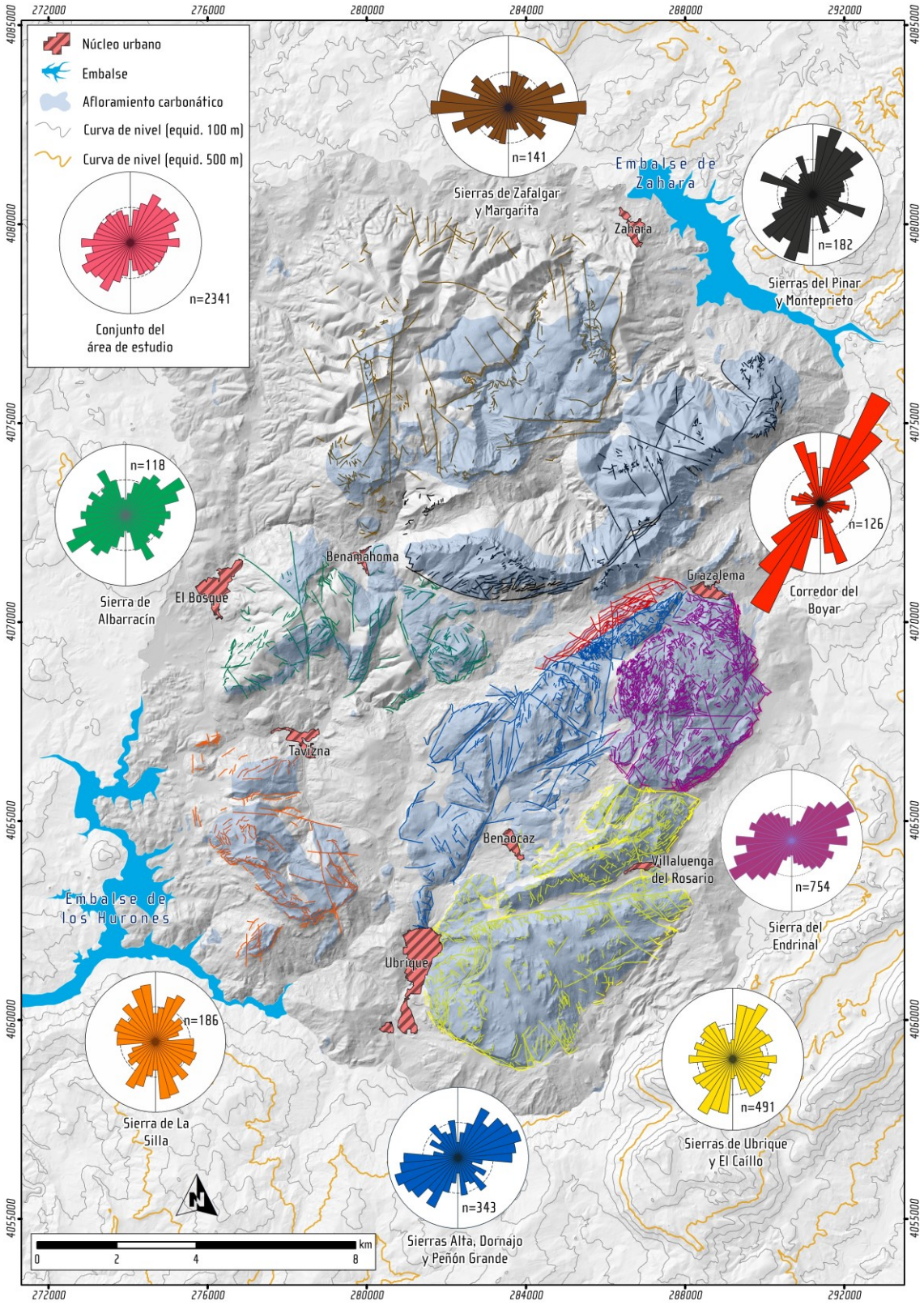


Figura 2.10. Mapa de fracturación del área de estudio. Los diagramas de rosas indican la orientación azimutal (en intervalos de 10º) y número de discontinuidades consideradas. El círculo externo de los diagramas representa un 10% de las observaciones

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el sector septentrional las orientaciones predominantes muestran una mayor heterogeneidad (desde N 170º E en la sierra de la Silla hasta E-O en los macizos rocosos de las sierras de Zafalgar-Margarita) e incluso distribuciones claramente bimodales (N 30º y N 160º E en el caso del Corredor del Boyar, N 60º y N 150º E en los afloramientos de la sierra de Albarracín o N 20º y N 120º E en las sierras de Pinar-Monteprieto).

Aunque es difícil establecer la cronología de las fases de fracturación, la dirección dominante (NE-SO) correspondería a las fracturas relacionadas con los esfuerzos transpresivos dextrosos que tuvieron lugar durante la etapa más importante de traslación de las zonas externas hacia el oeste (Mioceno Superior). La dirección de los esfuerzos compresivos σ_1 y σ_3 (aproximadamente horizontales) sería NNW-SSE a N-S. Las fracturas resultantes mostrarían una dirección E-O a NE-SO, orientación dominante en todos los macizos estudiados (Fig. 2.10). La presencia de un número menor de fracturas con orientación prácticamente perpendicular a la anterior (NO-SE), estaría relacionada con una etapa tectónica posterior, de tipo distensivo (fallas normales). La dirección de σ_2 y σ_3 (horizontales) variaría entre NE-SO y E-O, lo que estaría relacionado con las fracturas de dirección NO-SE detectadas en menor número en todos los relieves analizados (Fig. 2.10). Este planteamiento es coherente con las observaciones realizadas en áreas próximas (López-Chicano, 1992; Andreo, 1997; Liñán, 2003; Mudarra, 2012).

2.5. GEOMORFOLOGÍA

2.5.1. Antecedentes

Los trabajos previos realizados sobre la geomorfología de la Sierra de Grazalema se centran sobre todo en el estudio del modelado kárstico de los relieves constituidos por calizas y dolomías. Lhénaff (1977), describió los principales rasgos geomorfológicos de la zona occidental de la Cordillera Bética y Delannoy (1984, 1987, 1999) llevó a cabo un completo reconocimiento geomorfológico de los relieves penibéticos de las sierras de Grazalema y Líbar y también de la sierra de las Nieves. En estos trabajos se elaboró una detallada cartografía geomorfológica y se estableció un modelo de evolución de la karstificación y su relación con los periodos glaciares cuaternarios.

Rodríguez-Vidal *et al*. (1999) realizó un exhaustivo trabajo sobre morfogénesis y fases de la karstificación, a partir de observaciones de campo y dataciones U/Th en espeleotemas presentes en las simas de la sierra del Endrinal. Este estudio reveló que los procesos de karstificación en la sierra de Endrinal tuvieron un periodo álgido durante el Pleistoceno Superior, vinculado a medios con cubierta forestal (exokarst cubierto). Por otra parte, se

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

identificó que la fase principal de formación de dolinas y colapsos, así como la del desarrollo de ciertos depósitos regolíticos-gravitacionales que afloran en el sector nororiental de la sierra, tendrían un origen fundamentalmente Holoceno y periglaciar.

Ruiz-Mateos (2004) hizo una revisión de los principales rasgos geomorfológicos de la zona situada entre las sierras del Caíllo y Dornajo y Castillo-López (2016) caracterizó el funcionamiento de la red de drenaje superficial de la cuenca fluvial del río Guadiaro y su relación con los aspectos geomorfológicos de la cabecera de dichas cuencas. Finalmente, Suma (2012) efectuó una completa revisión sobre geomorfología y geodiversidad en los relieves más significativos de la sierra.

2.5.2. Análisis del medio físico

2.5.2.1. Relieve

La Sierra de Grazalema engloba una serie de relieves (alineaciones montañosas y zonas topográficamente deprimidas) orientados en dirección NE-SO, cuya altitud máxima (pico del Torreón, 1609 m s.n.m., figura 2.11) se localiza en la sierra del Pinar. La cota media del conjunto del área de estudio está en torno a 670 m s.n.m. El histograma de frecuencias realizado con los valores de altitud muestra una distribución bimodal, con dos frecuencias máximas en los intervalos de 300-500 y 800-900 m s.n.m., que representan el 40 % de la superficie total (Fig. 2.11). Dichas frecuencias representan a los terrenos que bordean el área de estudio (frecuencia 300-500 m s.n.m.), situados a menor cota, y a las laderas que bordean los principales macizos montañosos (frecuencia 800-900 m s.n.m.). El 50 % de la superficie está ocupada por superficies cuya altitud está comprendida entre algo menos de 300 y 600 m s.n.m. Las altitudes superiores a 1000 m s.n.m. constituyen menos del 10 % del área total considerada. En términos generales las cotas más elevadas se localizan en los relieves de la parte oriental del área de estudio, y disminuyen notablemente hacia las zonas perimetrales de ésta (Fig. 2.11).

La distribución de las pendientes es marcadamente unimodal, con una frecuencia máxima en el intervalo de pendientes del 15 al 30%, que representan algo más del 40 % de la superficie total considerada (Fig. 2.12). Las zonas con pendientes más elevadas se localizan en los bordes de los principales relieves y, en general, en el sector noroccidental. En la sierra de Zafalgar, las zonas con la pendiente más elevada (valores entre 30 y 60 %) se hallan en las márgenes de los cauces principales, notablemente encajados, y en el borde sur de esta. En su parte noroccidental (sierra Margarita) las laderas muestran una pendiente moderada, con valores entre 15 y 20 % (Fig. 2.12).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

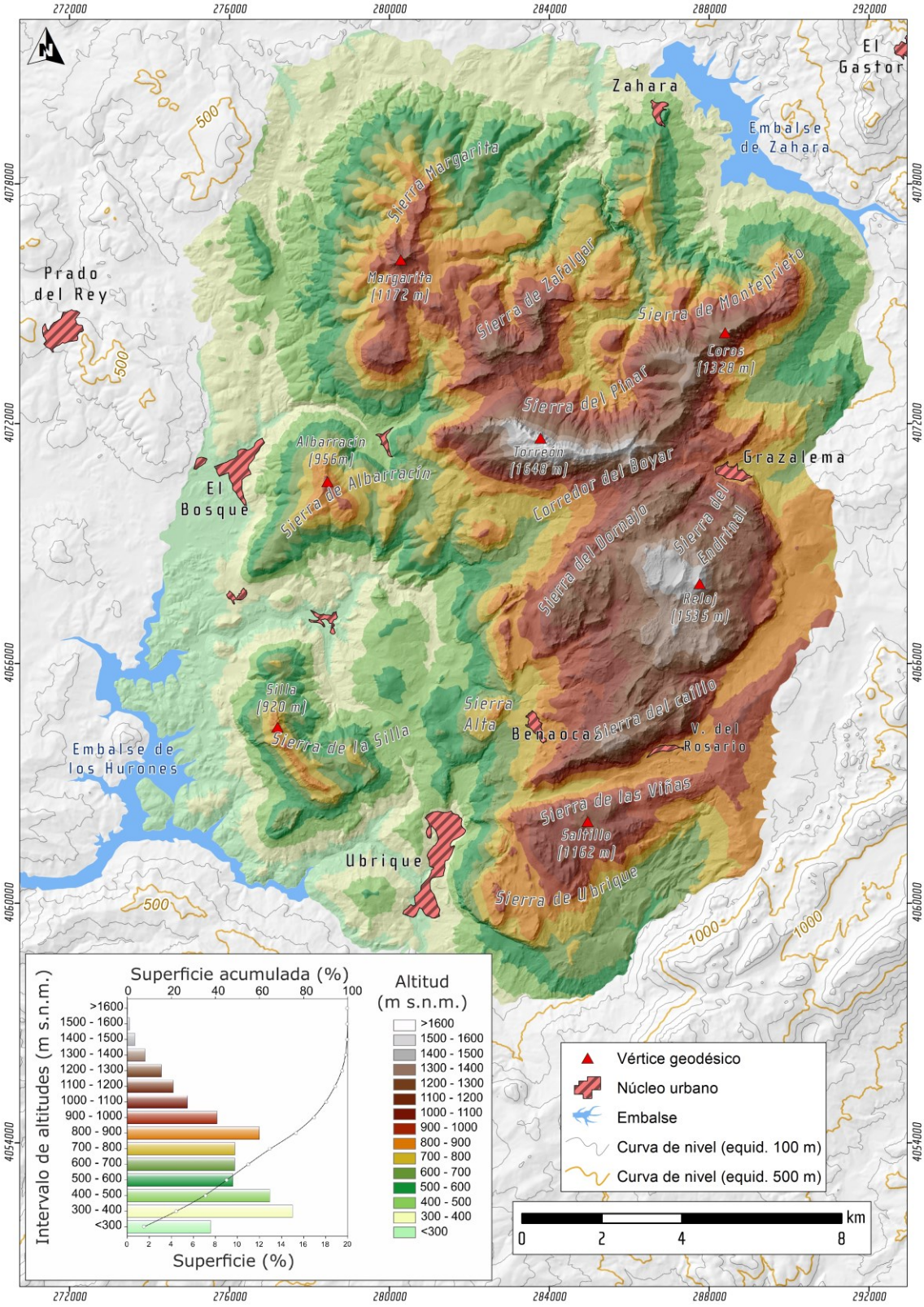


Figura 2.11. Distribución de la altitud en el área de estudio. El recuadro inferior muestra el histograma de frecuencias de las cotas topográficas y la curva hipsométrica

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

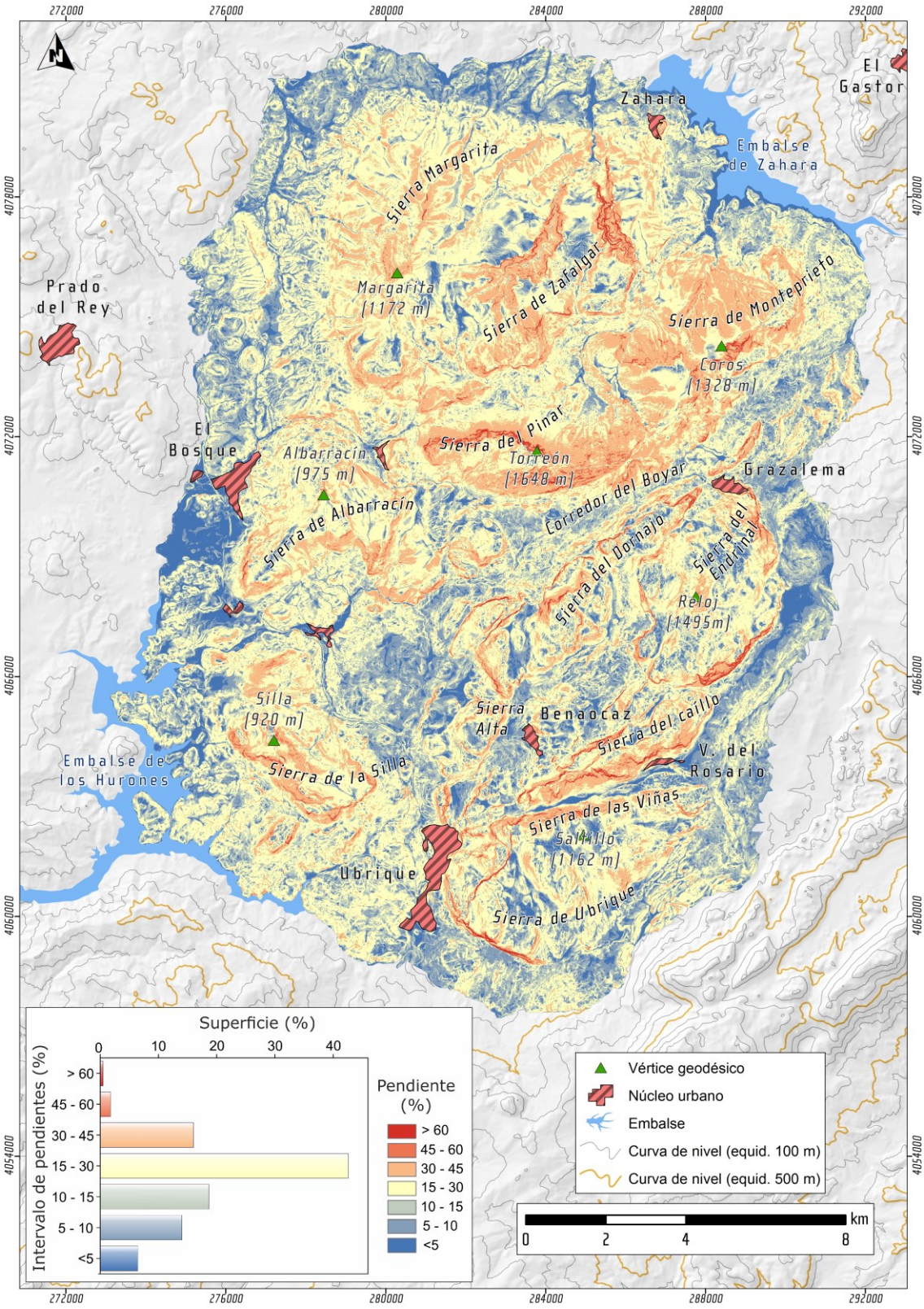


Figura 2.12. Distribución de la pendiente en el área de estudio. El recuadro inferior muestra el histograma de frecuencias de los intervalos de pendiente

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las sierras de Albarracín y la Silla las pendientes son menores y las zonas escarpadas (> 30 %) quedan en las vertientes meridionales de dichos macizos (Fig. 2.12).

En los bordes de las sierras del Endrinal, Dornajo y Ubrique, las pendientes más elevadas (45-60%) están asociadas a los planos de falla que bordean dichos macizos, mientras que en la sierra del Caíllo están relacionadas con los escarpes asociados a los cabalgamientos y a la disposición subvertical de las estructuras. Las partes altas de estas sierras muestran pendientes bajas y moderadas (0-20 %).

Las zonas con topografía más suave, con valores de pendiente entre el 5 y el 10 %, se localizan en las zonas perimetrales del área de estudio (inmediaciones de las localidades del Bosque y Ubrique) y en la zona que circunda la sierra de la Silla (Fig. 2.12).

En el sector suroriental, los macizos rocosos penibéticos muestran pendientes más suaves en las zonas altas de los relieves, debido en parte a la estructura geológica, dado que los pliegues con charnelas planas coinciden con las zonas elevadas de las sierras y los flancos, de buzamiento más pronunciado, con las laderas de éstas. Por otra parte, el gran desarrollo de la karstificación que caracteriza a los afloramientos carbonáticos de dichos relieves favorece la infiltración del agua de lluvia en detrimento de la formación de morfologías de erosión hídrica. Las altitudes y pendientes elevadas que muestran los macizos y la relación que guardan los principales escarpes con las fallas y planos de cabalgamiento sugieren un fuerte control tectónico de la geomorfología. En este sentido, conviene precisar que las fallas que afectan y bordean la mayoría de los relieves han podido actuar con componente normal y favorecer el levantamiento tectónico de los macizos carbonáticos.

2.5.2.2. Características de la red de drenaje

El área de estudio está atravesada por la divisoria entre las demarcaciones hidrográficas de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA) y del Guadalete-Barbate (DHGB). El sector oriental de la sierra del Endrinal forma parte de la cabecera del río Gaduares, cuyas aguas fluyen hasta la sima del Hundidero y discurren de forma subterránea a través del complejo Hundidero-Gato (sierra de Líbar), que desemboca en el río Guadiaro (DHCMA). El drenaje superficial del resto del área de estudio está dividido en varias subcuencas (cuencas del arroyo de Bocaleones y Chorreadero), pertenecientes a la cabecera del río Guadalete (Fig. 2.13).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

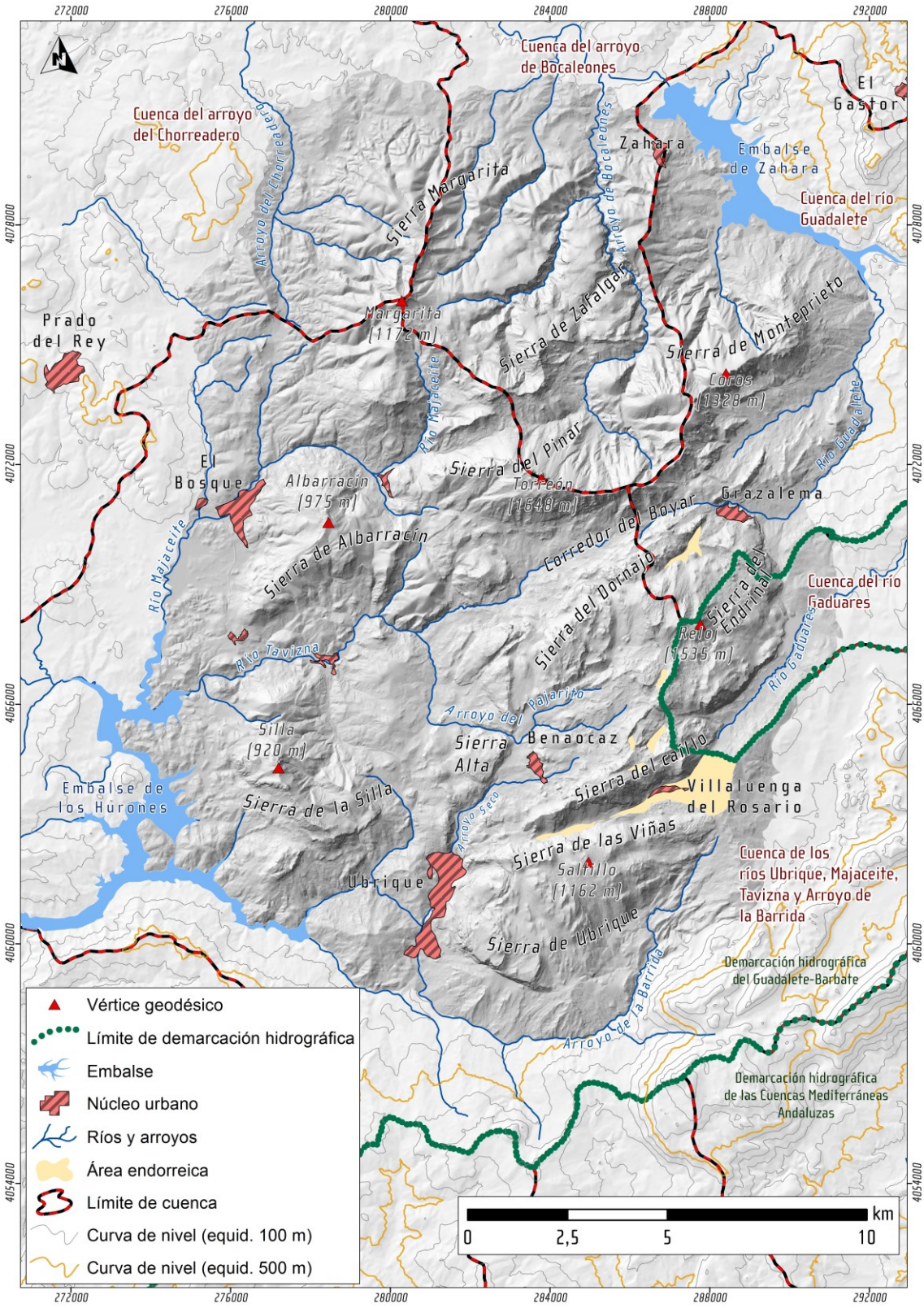


Figura 2.13. Red de drenaje obtenida a partir del modelo digital de elevaciones y principales cuencas hidrográficas del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El embalse de Zahara regula los cursos fluviales de la cabecera del río Guadalete, mientras que las aguas procedentes de los ríos Ubrique, Majaceite, Tavizna y Arroyo de la Barrida desembocan en el embalse de Los Hurones (Fig. 2.13). Con una capacidad de 222,7 y 135,3 hm^3, constituyen las principales infraestructuras de regulación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos procedentes del área de estudio.

La mayoría de los ríos y arroyos que discurren por el área de estudio están alimentados por agua subterránea. El río Bocaleones (Fig. 2.14A), que en condiciones de aguas bajas tiene su principal aporte en el manantial homónimo, ubicado en el cauce del arroyo, dirige sus aguas hasta el río Guadalete, al igual que el arroyo del Chorrreadero, alimentado por diversos manantiales de la vertiente occidental de sierra Margarita. El Arroyo Seco (Fig. 2.14B) reúne la descarga de varios manantiales existentes en las inmediaciones de las localidades de Ubrique y Benaocaz y sus aguas se incorporan al embalse de Los Hurones. El río Majaceite (Fig. 2.14C) recoge el agua de las surgencias cercanas al núcleo urbano de Benamahoma. El río Tavizna y arroyo del Pajarito (Fig. 2.14D) recogen la descarga de varias surgencias localizadas a lo largo de su cauce (sierras de Albarracín y del Dornajo) y vierten sus aguas al embalse de Los Hurones.

La red de drenaje es de tipo dendrítico y muestra un desarrollo preferencial sobre los materiales de baja permeabilidad y fácilmente erosionables. El patrón de distribución espacial de los cauces difiere significativamente según el sector del área de estudio considerado. En el sector noroccidental se observa una distribución radial centrífuga respecto de las principales elevaciones montañosas (Fig. 2.13), sierras de Monteprieto, Margarita, Albarracín y la Silla. La densidad de drenaje para el conjunto del área de estudio es de 3,1 km/km^2, mayor en los bordes de los macizos, frecuentemente ocupados por materiales poco permeables y fácilmente erosionables.

El desarrollo de la red de drenaje sobre los macizos carbonáticos del Subbético Interno Occidental es escaso y en ocasiones inexistente, debido a la elevada permeabilidad de los materiales y a la baja pendiente de éstos en su parte alta (particularmente en las sierras de Ubrique, Dornajo y Endrinal). Estos factores propician la infiltración del agua de lluvia y disminuyen la escorrentía superficial.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

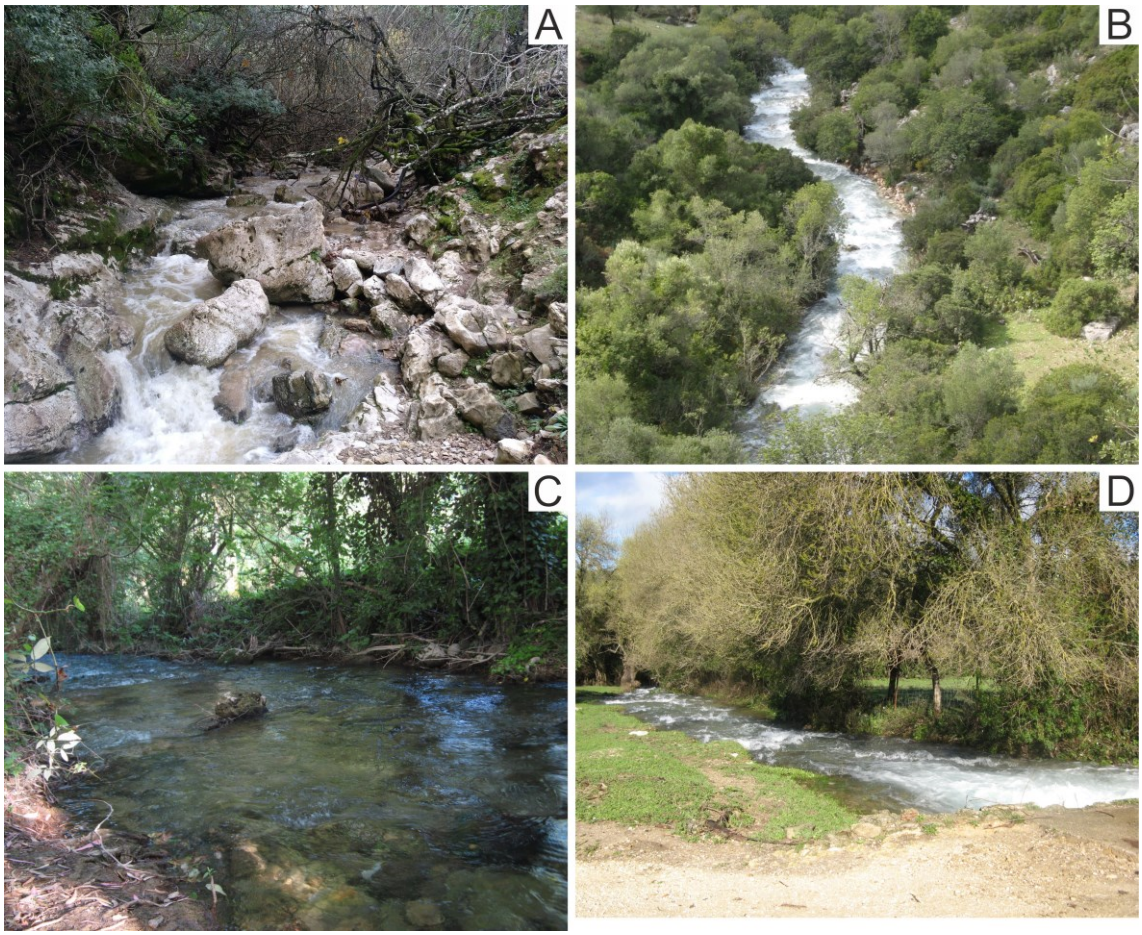


Figura 2.14. (A) Cauce del río Bocaleones a la altura del manantial del mismo nombre (febrero de 2018). (B) Cauce del Arroyo Seco, aguas arriba de la localidad de Ubrique, tras un periodo de lluvia abundante (febrero de 2016). (C) Río Majaceite a su paso por la localidad de Benamahoma (mayo de 2017). (D) Arroyo del Pajarito aguas arriba de su coalescencia con el río Tavizna

El drenaje endorreico en el área de estudio está limitado a las pequeñas cuencas cercanas a los municipios de Villaluenga del Rosario y Grazalema (Fig. 2.13 y 2.15). En dichas cuencas, la escorrentía superficial que se genera durante los eventos de precipitación discurre por la superficie del terreno (afloramientos de arcillas de baja permeabilidad) y se infiltra a través de sumideros. La más extensa de estas áreas endorreicas es la que se encuentra contigua al núcleo urbano de Villaluenga del Rosario (2,03 km^2 de materiales de baja permeabilidad y una cota media de 892 m s.n.m.) vinculada al sumidero kárstico de la Sima de Villaluenga (Figs. 2.15A y B). El resto de las áreas endorreicas, aunque de menor extensión, están situadas a mayor altitud y poseen sistemas de drenaje bien desarrollados a través de sumideros kársticos (véase el apartado 2.5.2.3.1 de la presente memoria).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

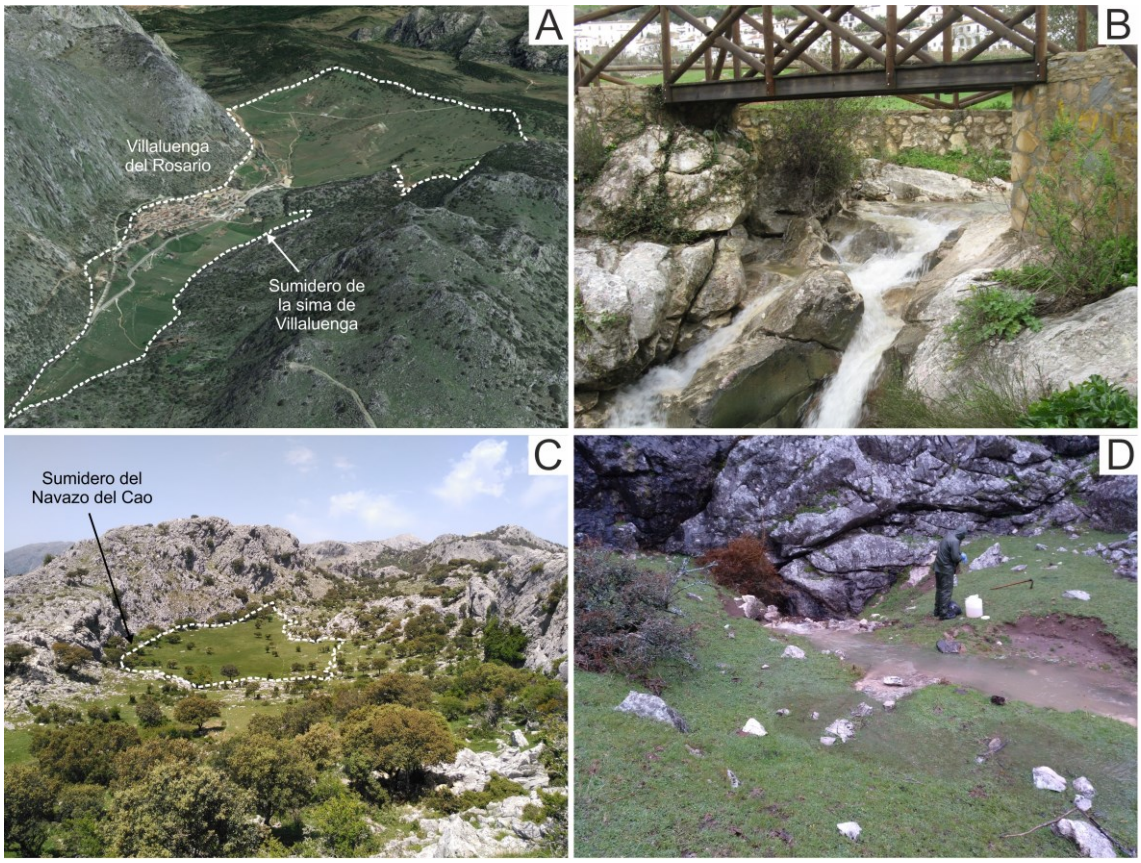


Figura 2.15. (A) Área endorreica vertiente al sumidero de la Sima de Villaluenga. (B) Vista del agua de escorrentía generada en dicha cuenca a la entrada de la sima (febrero de 2017). (C) Área endorreica del Navazo del Cao (sierra del Caíllo). (D) Detalle del sumidero del Navazo del Cao tras las intensas lluvias de abril de 2018

2.5.2.3. Modelado kárstico

En la Sierra de Grazalema existe una considerable variedad de formas de modelado kárstico que se desarrollan sobre los materiales carbonáticos jurásicos (morfologías exokársticas) cuyas dimensiones son muy variables. De igual forma se reconoce un notable desarrollo de morfologías endokársticas, como demuestra el gran número de cavidades inventariadas (Figs. 2.16 y 2.18).

El modelado kárstico en el área de estudio es mucho más abundante y diverso en los afloramientos de calizas y dolomías del dominio Penibético (Formaciones Torcal y Endrinal). La estructura geológica de estos materiales (pliegues con charnelas planas en las zonas elevadas de los macizos) y su naturaleza litológica (principalmente calizas con escasa fracción arcillosa) favorecen los procesos de karstificación. La baja pendiente que caracteriza a los afloramientos carbonáticos de las zonas altas de los macizos (altiplanos) contribuye a

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

la génesis de áreas endorreicas y disminuye, en consecuencia, la generación de escorrentía superficial.

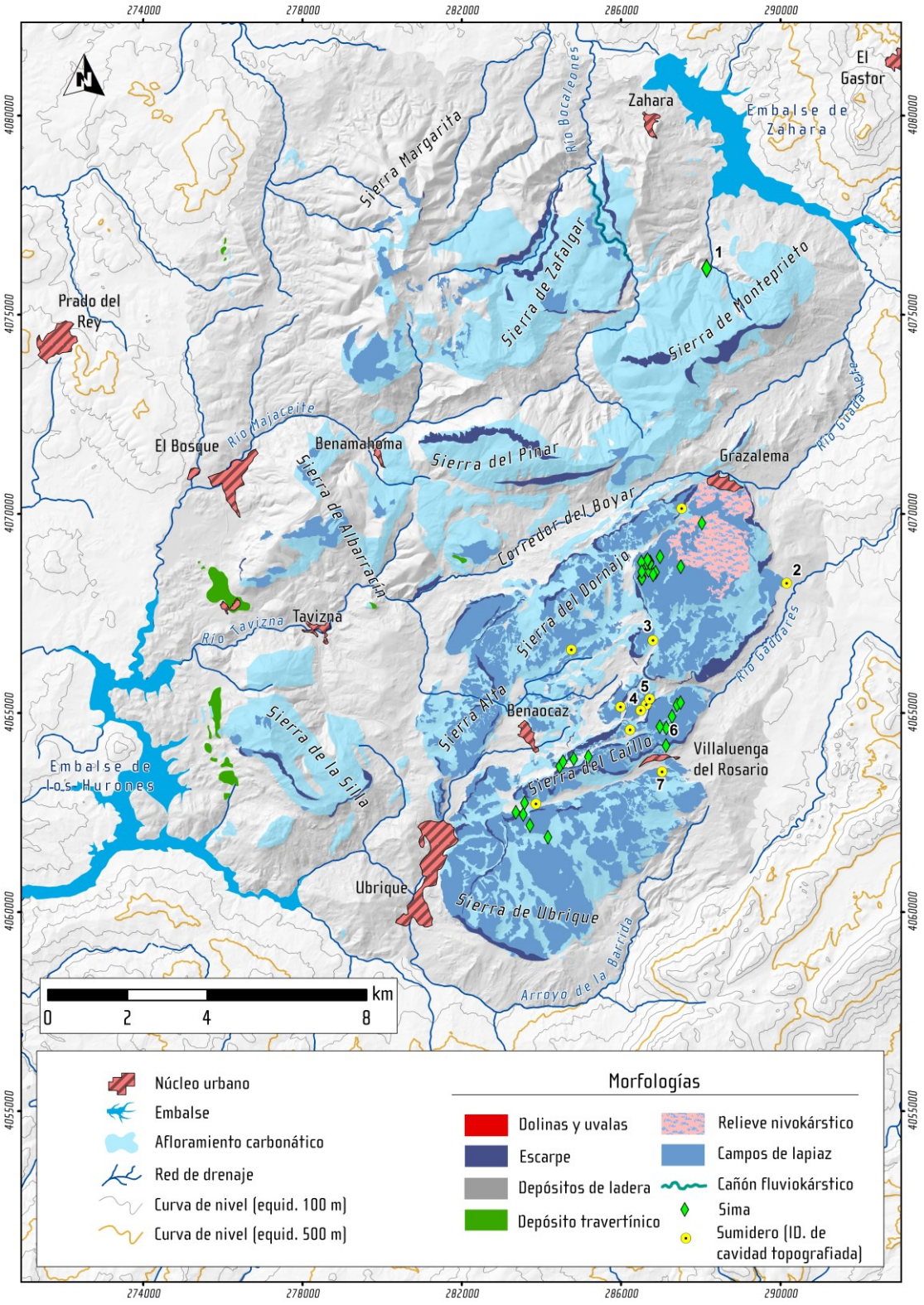


Figura 2.16. Mapa geomorfológico de la Sierra de Grazalema elaborado a partir de las observaciones de campo, donde se muestran los elementos morfológicos más representativos del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.5.2.3.1. Formas exokársticas

Las morfologías exokársticas están estrechamente relacionadas con los procesos de infiltración preferencial del agua de lluvia en los macizos carbonáticos. El mayor desarrollo de éstas favorece la infiltración y posterior incorporación al flujo subterráneo del agua de lluvia, por lo que constituyen un elemento fundamental en la dinámica hidrogeológica de los acuíferos carbonáticos. Las formas más representativas del área de estudio se describen a continuación:

Campos de lapiaz (karrenfield)

Los lapiaces son las morfologías kársticas más abundantes en los macizos estudiados (Fig. 2.17) y ocupan la mayor parte de los afloramientos carbonáticos, especialmente en el sector suroriental (Fig. 2.16).

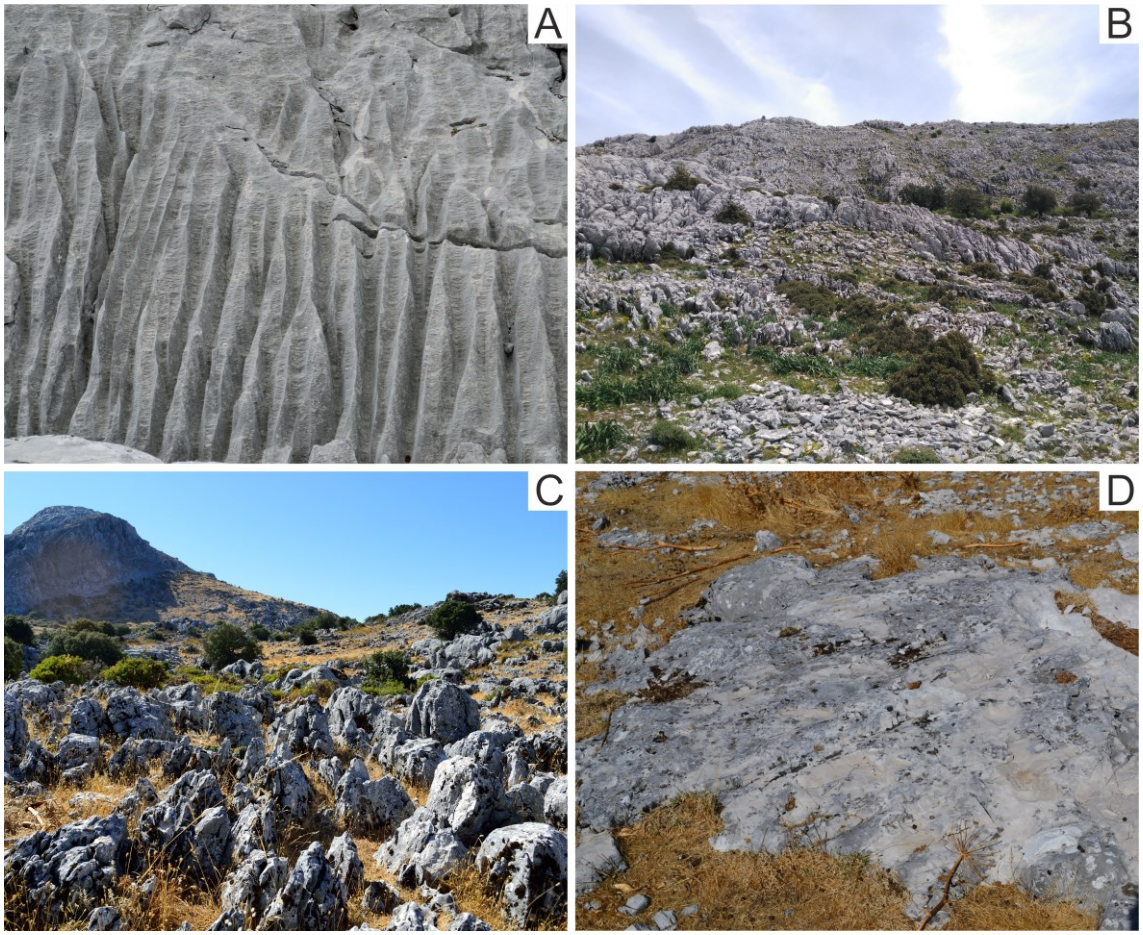


Figura 2.17. (A) Acanaladuras o rillenkarren formadas por el agua de lluvia en la superficie de la roca (sierra del Endrinal). (B) Lapiaz en aristas de dimensiones métricas, localizado en la sierra de Ubrique. (C) Lapiaz con aristas redondeadas cubierto por una capa de suelo de pequeño espesor en la sierra de Peñón Grande. (D) Detalle de un pavimento kárstico en la sierra del Endrinal.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las superficies rocosas se desarrollan acanaladuras conocidas como *rillenkarren*, originadas por la acción de la lluvia que disuelve la roca caliza al discurrir por las superficies expuestas de esta (Fig. 2.17A). Los más comunes son los lapiaces con terminaciones en aristas, comúnmente desnudos o con escasa cobertura edáfica asociada (Fig. 2.17B y C). También se han identificado morfologías de disolución cerradas de tamaños variables conocidas como *kamenitzas* (Fig. 2.18A), que son oquedades cóncavas en la superficie de las rocas donde se acumula el agua de lluvia, lo que contribuye a su disolución y karstificación. Las morfologías de pavimento kárstico son comunes en los entornos donde la estratificación de las calizas es horizontal, como ocurre en la mayoría de las partes altas de los macizos carbonáticos (Figs. 2.17D y 2.18B).

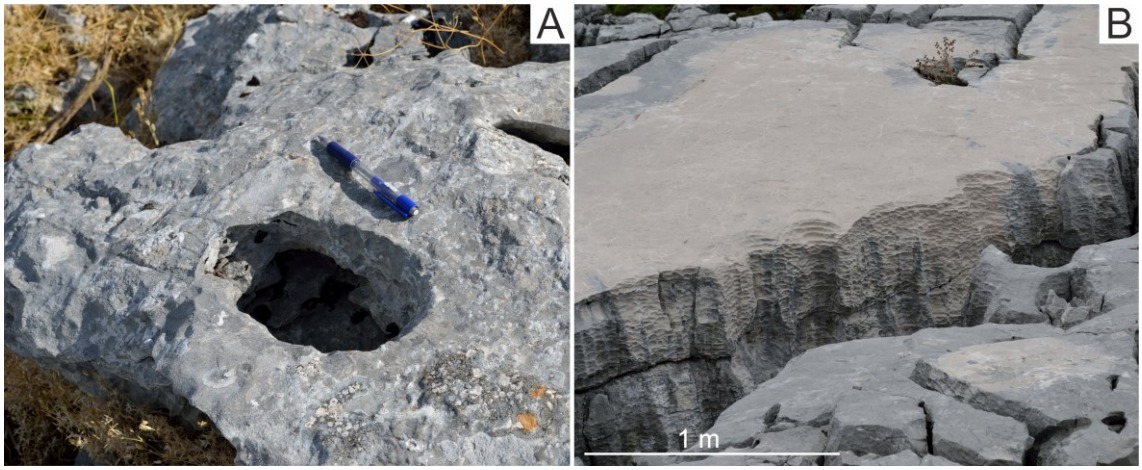


Figura 2.18. (A) Kamenitza en la sierra del Dornajo. (B) Detalle de un pavimento kárstico afectado por procesos de disolución en la sierra del Endrinal.

Dolinas, uvalas, simas y sumideros kársticos

Este tipo de elementos geomorfológicos están presentes en la mayor parte de los afloramientos carbonáticos del área de estudio, aunque en los macizos del sector Penibético muestran un desarrollo mayor (Fig. 2.19A). Presentan una gran variedad de geometrías y tamaños (desde 1-2 metros de diámetro hasta centenares de ellos) y constituyen zonas de infiltración preferencial, en algunos casos, mediante recarga concentrada a través de sumideros kársticos. La coalescencia de dolinas origina morfologías de mayor tamaño denominadas uvalas (Fig. 2.19B) que pueden llegar a tener centenares de metros de longitud. La génesis de estas estructuras puede deberse a la disolución de la roca infrayacente (dolinas de disolución) o a mecanismos tectónicos (dolinas de colapso). El fondo de dichas dolinas suele estar tapizado por materiales de baja permeabilidad (arcillas residuales de la disolución de rocas carbonáticas), lo que propicia el desarrollo de escorrentía

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

superficial durante los eventos de lluvia, que termina infiltrándose en los bordes de estas estructuras y frecuentemente, a través de sumideros kársticos.

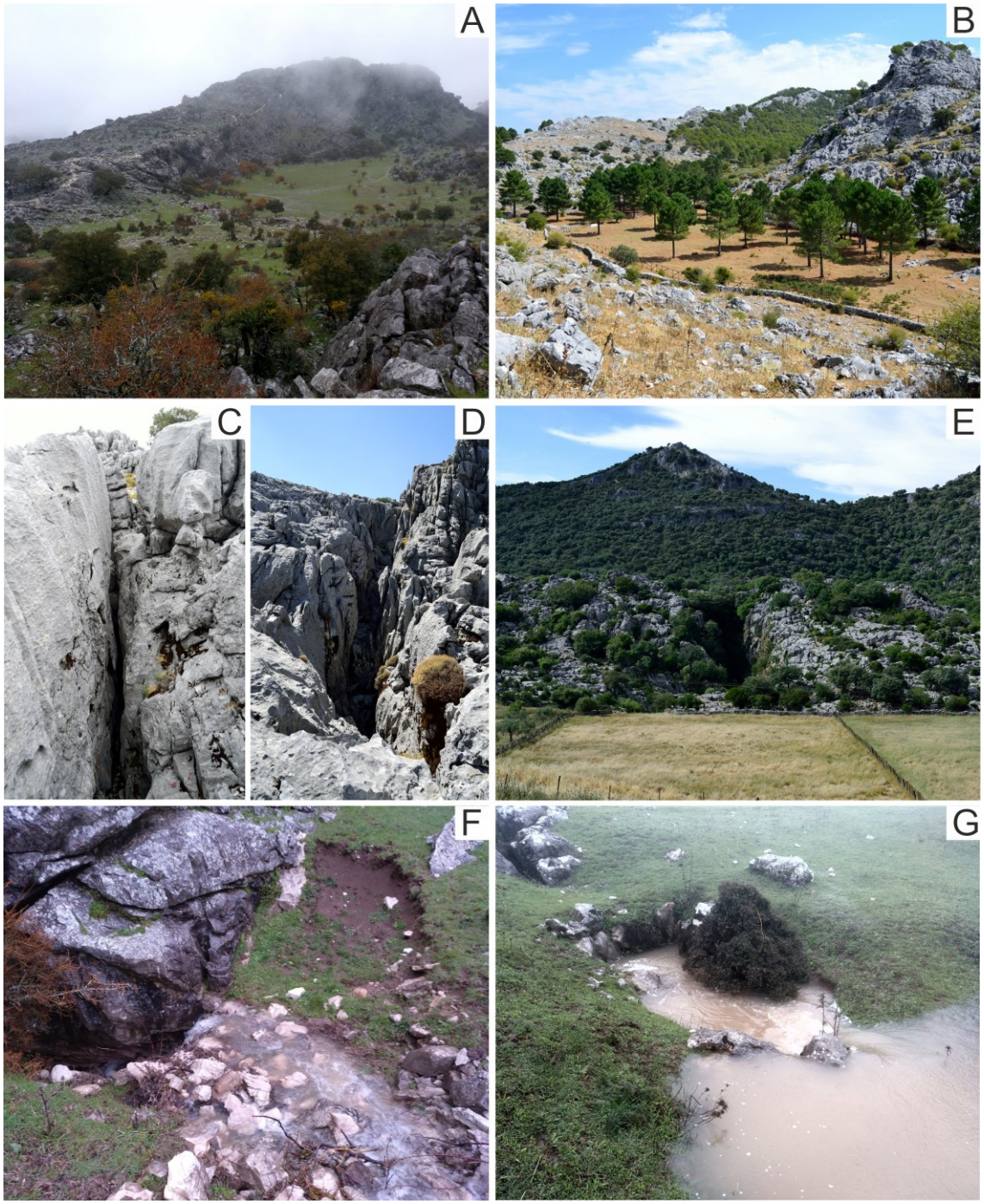


Figura 2.19. (A) Dolina en la sierra del Caíllo. (B) Uvala en la sierra del Endrinal. (C y D) Ejemplos de simas verticales desarrolladas a favor de fracturas en la sierra del endrinal. (E) Sima de Villaluenga. Ejemplo de fractura ensanchada por disolución y que actualmente funciona como sumidero kárstico. (F y G) Sumideros kársticos en la sierra del Caíllo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las simas, especialmente abundantes en las zonas de charnela de los pliegues que afectan a los afloramientos carbonáticos, se forman por la disolución de la roca caliza debido a la acción del agua de lluvia, a favor de las discontinuidades (diaclasas y fallas) presentes en la matriz rocosa. Son cavidades de desarrollo vertical (Figs. 2.19C y D) que llegan a tener decenas de metros de profundidad. En ocasiones dichas formas se encuentran en el fondo de dolinas, uvalas o pequeños arroyos y actúan como puntos de infiltración preferente (sumideros kársticos) lo que permite que las aguas superficiales se incorporen al medio subterráneo (Figs. 2.19E, F y G).

2.5.2.3.2. Formas endokársticas

El desarrollo de estas morfologías tiene lugar en el interior de los macizos carbonáticos, donde el agua que se infiltra disuelve y amplía el tamaño de las discontinuidades de la matriz rocosa (fracturas y planos de estratificación) y origina oquedades, galerías y conductos. La evolución de dichas formas del modelado produce su interconexión y formación de redes de drenaje subterráneas en el interior de los macizos.

En la figura 2.20 se muestran los alzados topográficos de las principales simas inventariadas en el sector suroriental del área de estudio (AAES, 2003). Pueden llegar a tener centenares de metros de desarrollo vertical y constituyen puntos de infiltración preferencial. En ocasiones, las fracturas ensanchadas por disolución pueden actuar como sumideros si se desarrollan en los bordes de las zonas topográficamente deprimidas ocupadas por materiales de baja permeabilidad, donde se genera escorrentía superficial durante los periodos de lluvias. Aunque el número de topografías disponibles es limitado, en general, el desarrollo en planta de las simas y cavidades se orienta en dirección aproximada E-O, coincidente a grandes rasgos con una de las directrices dominantes de la fracturación en el sector suroriental del área de estudio (véase el apartado 2.4 de esta memoria). En las cavidades exploradas, la profundidad varía entre 50 m (cueva del Susto) y más de 300 m en el *inversac* de la Olla (Fig. 2.20).

La mayoría de las cavidades corresponden a sumideros kársticos localizados en los bordes de dolinas o depresiones y actúan como puntos de infiltración preferente durante los periodos lluviosos. En algunas de ellos, se han reconocido niveles de agua que han impedido el avance de las exploraciones, cuya cota (generalmente elevada) hace pensar que pueda tratarse de niveles colgados que ocluyen parcialmente los conductos (sifones kársticos). En cualquier caso, la abundancia de este tipo de formas en los macizos carbonáticos es un

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

indicativo de la existencia de redes de drenaje kárstico con buen desarrollo, que favorecen el tránsito del agua de recarga a través de las formaciones rocosas.

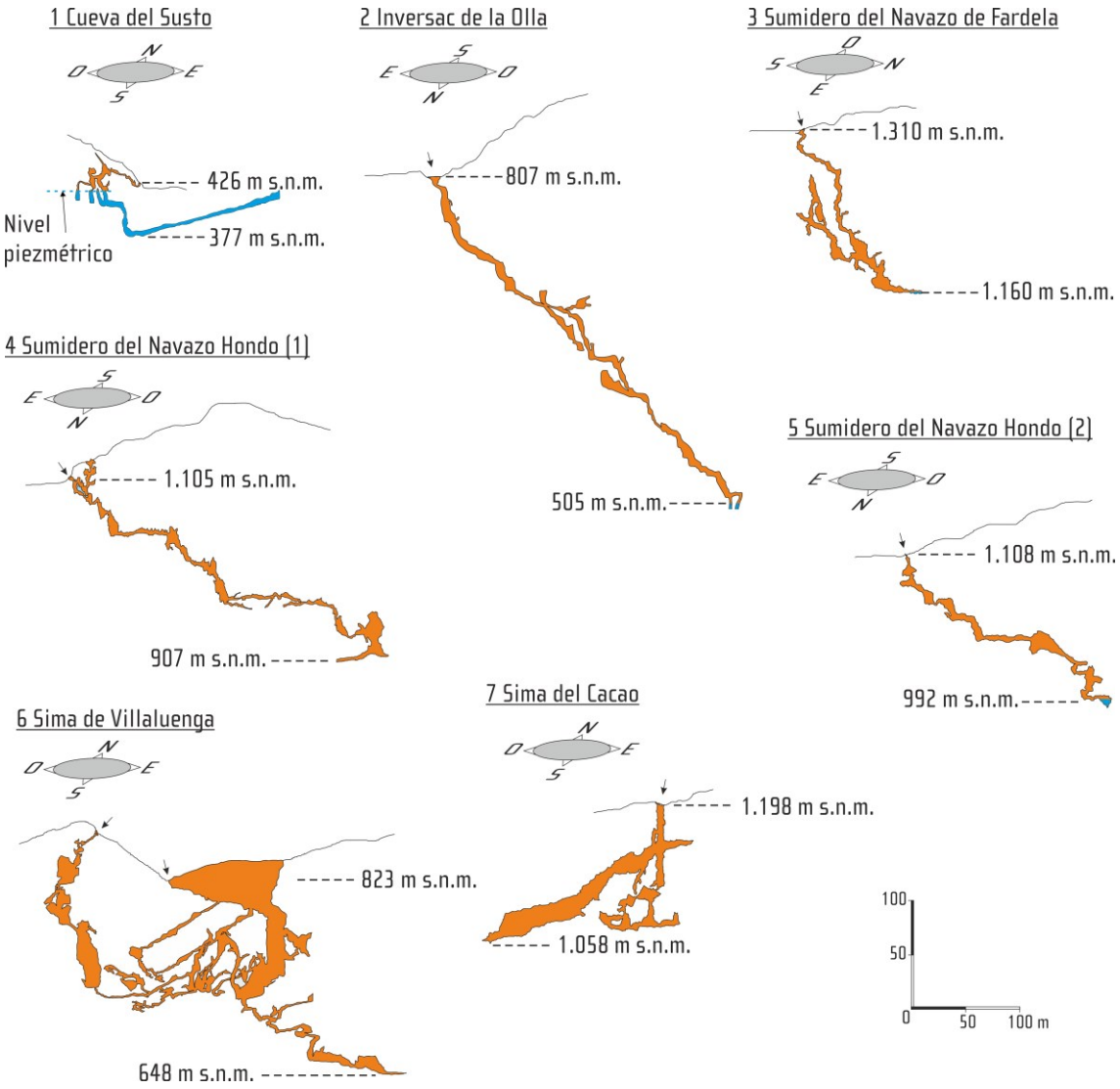


Figura 2.20. Topografías de los principales sumideros y simas inventariadas en el área de estudio. Su localización, junto con la del resto de cavidades identificadas se muestra en la figura 2.16. (Datos tomados de AAES, 2003)

2.5.2.4. Suelos

2.5.2.4.1. Tipos de suelo

El desarrollo del suelo dentro del área de estudio es escaso y en algunos puntos prácticamente inexistente, debido a la escarpada orografía y a la presencia de rocas carbonáticas, factores que impiden o limitan la formación de suelos evolucionados. No obstante, en los afloramientos con una significativa fracción arcillosa y/o con baja pendiente se pueden localizar suelos con cierto desarrollo.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

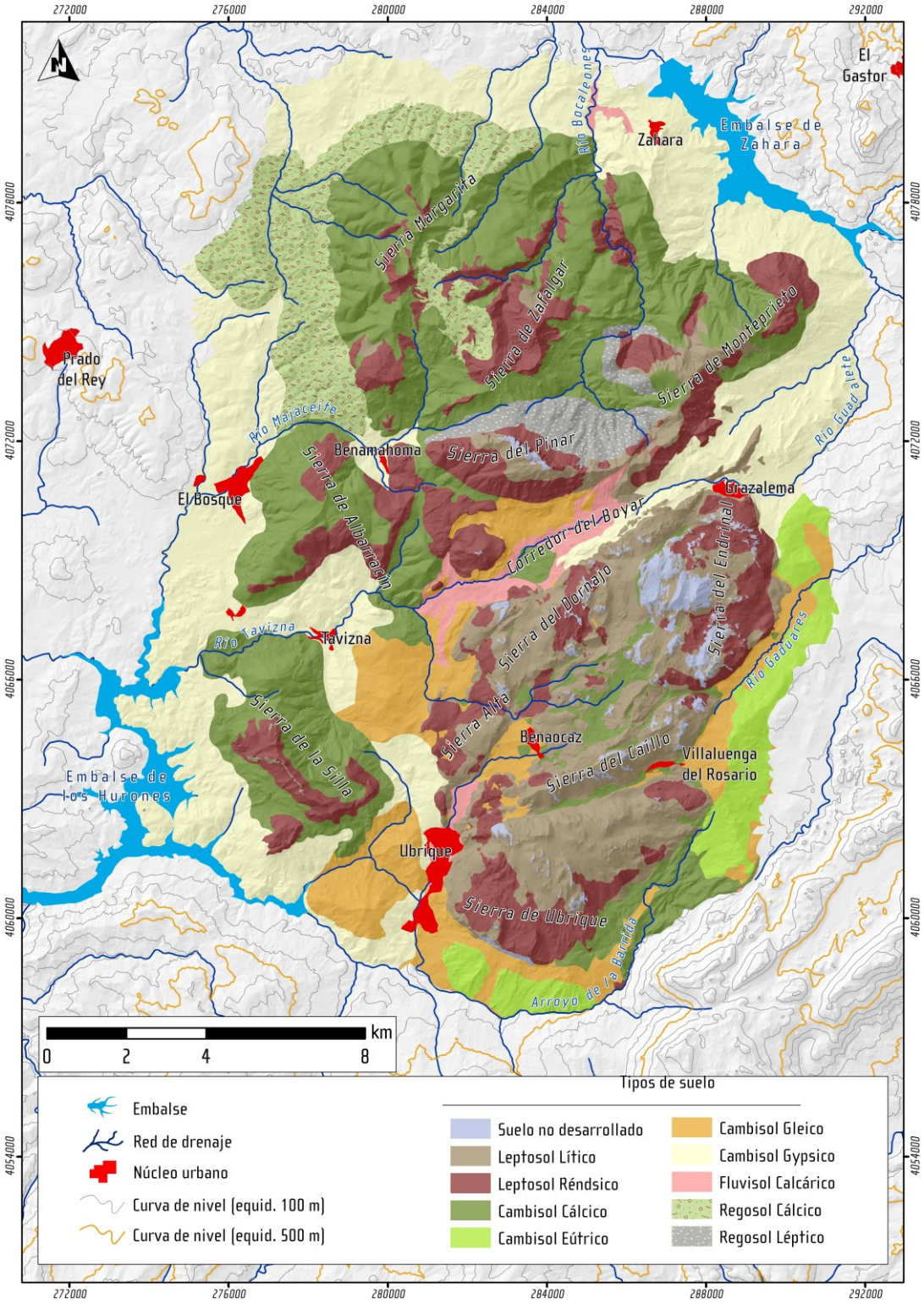


Figura 2.21. Mapa de tipos de suelo localizados en el área de estudio elaborado a partir de la información suministrada por el proyecto LUCDEME (1995; 1996a; 1996b)

La distribución del suelo está limitada a las depresiones topográficas como dolinas y uvalas, tapizadas por arcillas de decalcificación (*terra rossa*) o a los afloramientos de materiales de baja permeabilidad que rodean los macizos carbonáticos del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(Fig. 2.21).La cartografía edafológica está basada en los trabajos realizados en el marco del proyecto de Lucha Contra la Desertificación en el Mediterráneo (LUCDEME, 1995; 1996a; 1996b) editados a escala 1:100.000 por el Ministerio de Medio Ambiente, los cuales aportan abundante información sobre el espesor de los suelos, aspectos texturales y contenido en materia orgánica, así como punto de marchitez y reserva útil del suelo. Esta cartografía ha sido completada con observaciones de campo en los sectores con menor resolución (Fig. 2.21).

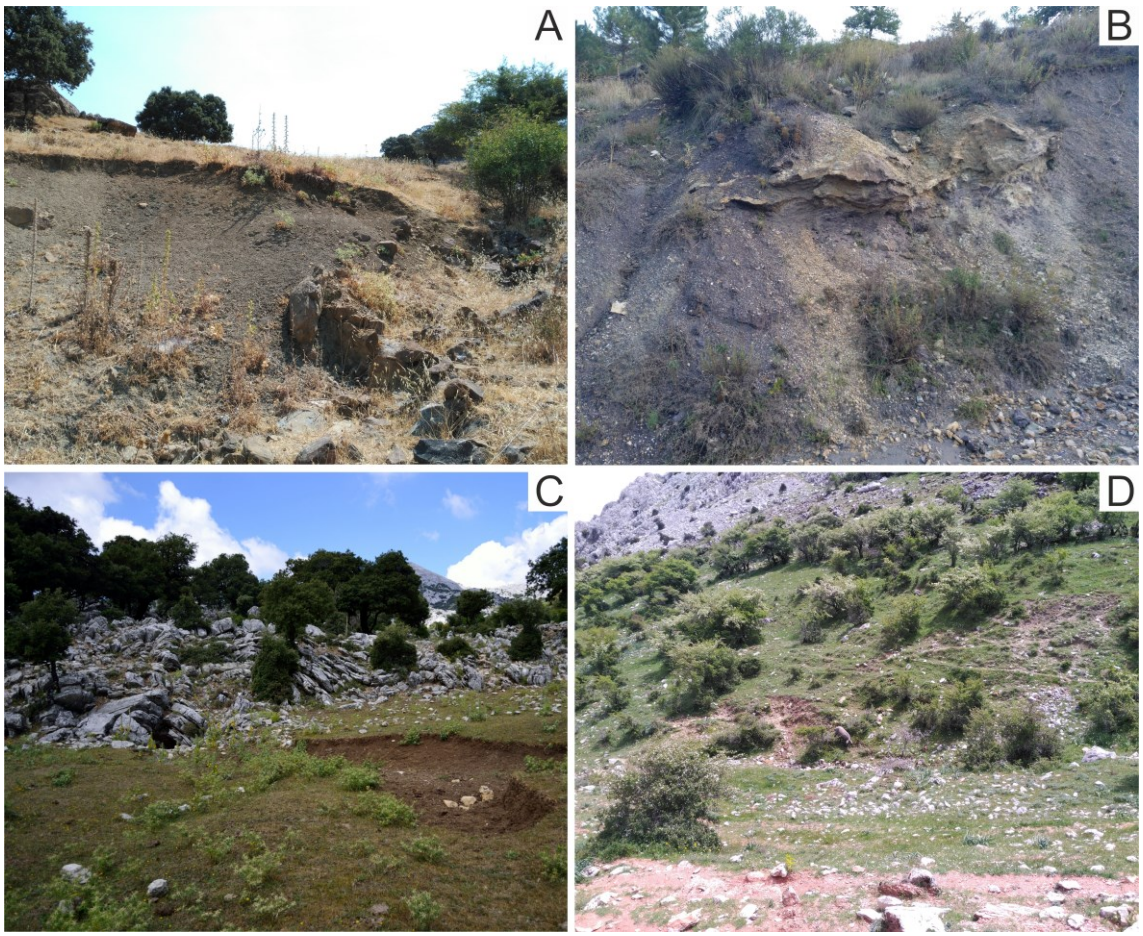


Figura 2.22. (A) Ejemplo de cambisol gleico formado sobre los afloramientos de arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs. (B) Suelo desarrollado sobre materiales arcilloso-evaporíticos (cambisol gypsico), en el que se observa una costra calcárea a escasa profundidad. (C) Suelo formado por arcillas de descalcificación (terra rossa) en una dolina de la sierra del Endrinal. (D) Regosol léptico sobre depósitos de ladera en la sierra del Caíllo

Los cambisoles son los suelos con mayor representación en el sector noroccidental (Subbético) del área de estudio. Está desarrollados sobre margas y margocalizas (cambisoles cálcicos), en materiales arcillosos con contenido evaporítico (cambisoles gypsicos) o sobre

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

afloramientos de arcillas y areniscas (cambisoles gleicos y eútricos) y ocupan áreas con pendientes suaves o moderadas (Figs. 2.22A y B).

El espesor de los suelos varía entre 50 cm y varios metros, aunque localmente puede ser inferior debido a procesos de erosión o a la presencia de costras calcáreas situadas a baja profundidad, producidas por la precipitación de carbonato cálcico lixiviado en los horizontes suprayacentes.

Los leptosoles (también denominados litosoles) son propios de los relieves montañosos calizos del Penibético, donde la presencia de suelos es escasa y quedan limitados a una franja que no supera los 30 cm de espesor. Son los suelos dominantes en las áreas de recarga de los acuíferos (afloramientos carbonáticos) y su tipología y grado de desarrollo tienen un gran impacto en los procesos de infiltración del agua de lluvia.

En la Figura 2.21 se muestra la distribución de leptosoles líticos (aquellos en los que la capa edáfica es inferior a 10 cm, discontinua y con poco contenido orgánico) y réndsicos (suelos ligeramente más desarrollados que los anteriores, en los que la capa edáfica puede alcanzar los 30 cm de espesor y tiene un mayor contenido en materia orgánica). Las zonas más elevadas del área de estudio suelen presentar afloramientos continuos de roca expuesta, sin ningún tipo de cobertera edáfica asociada. Estos afloramientos son especialmente extensos en la sierra del Endrinal y se han diferenciado del resto por constituir áreas de infiltración preferente del agua de lluvia.

Los regosoles se desarrollan fundamentalmente sobre margas y margocalizas (regosoles cálcicos) o asociados a depósitos de vertientes no consolidados con pendientes elevadas (regosoles lépticos, fig. 2.22D). Su espesor puede variar entre 75 cm y 1,5 m y su contenido en materia orgánica es significativo, lo que permite su uso en labores agrícolas cuando la pendiente es moderada.

Asociados a los depósitos aluviales y coluviales de los principales ríos se desarrollan los fluvisoles que son los suelos más evolucionados de los presentes en el área de estudio. Cuando la naturaleza de la fracción mineral es mayoritariamente carbonática se denominan calcáricos. Suelen presentar espesores superiores a 1 metro, gran contenido de materia orgánica y una estructura de horizontes bien definida.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2.5.2.4.2. Usos del suelo

La base cartográfica del Sistema de Información del Suelo en España (SIOSE), a escala 1:25.000 recoge los usos del suelo, ocupación y cobertura vegetal en los relieves de la Sierra de Grazalema. A partir de la información vectorial suministrada, se ha realizado una simplificación en la que se muestra la diversidad de usos del suelo (Fig. 2.23).

En la Sierra de Grazalema las labores agrícolas son escasas, debido al relieve accidentado, las fuertes pendientes y el escaso desarrollo de los suelos. Están restringidas al cultivo de especies leñosas como el olivar, en zonas de montaña susceptibles de ser roturadas (laderas con poca pendiente) y cultivos herbáceos de secano (cereales y oleaginosas) en las llanuras colindantes a los principales relieves. Dentro del área de estudio, las mayores extensiones dedicadas al olivar se localizan en el extremo septentrional y en las inmediaciones de las localidades de El Bosque y Ubrique (Fig. 2.23).

La mayor parte del área está ocupada por terrenos de matorral y monte bajo, frecuentemente destinados a la ganadería extensiva (pastoreo) cuando el relieve no es excesivamente escarpado. Las masas forestales (coníferas) más significativas están situadas en la zona central (sierras de Albarracín, Pinar y Endrinal), aunque existen importantes zonas boscosas (especies perennifolias) en las faldas de las sierras de La Silla, Zafalgar-Margarita y en los alrededores de la localidad de Villaluenga del Rosario (Fig. 2.23).

Las áreas urbanizadas se ciñen a los núcleos urbanos de los municipios, con poca presencia de diseminados, exceptuando los asentamientos dispersos localizados entre los núcleos urbanos de Ubrique y El Bosque (Tavizna).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

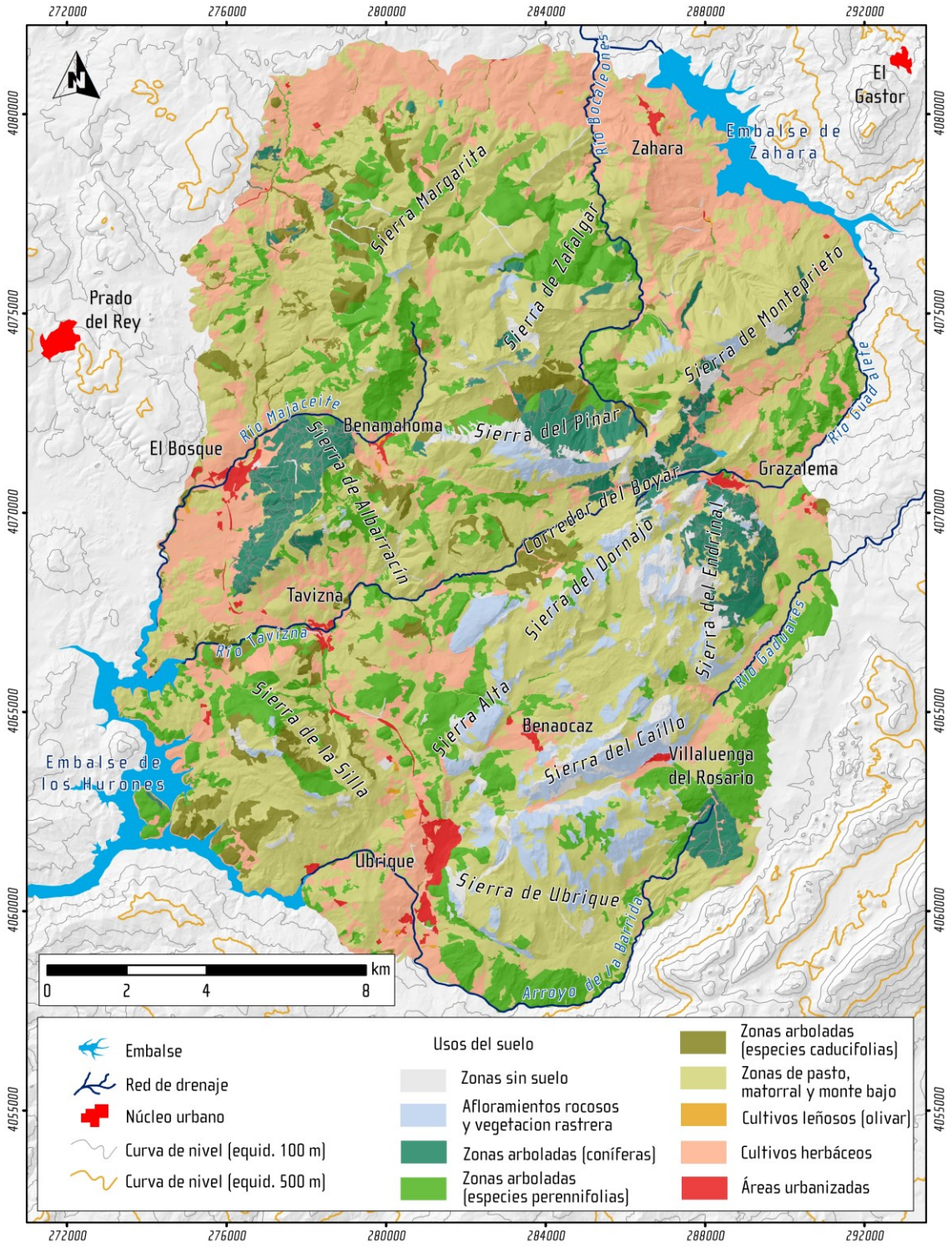


Figura 2.23. Mapa de usos del suelo y cobertura vegetal en la Sierra de Grazalema elaborado a partir de la cartografía del Sistema de Información de ocupación del Suelo en España (SIOSE)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3. CLIMATOLOGÍA

3.1. CONSIDERACIONES SOBRE LA CLIMATOLOGÍA A ESCALA REGIONAL

La distribución de las precipitaciones en el sur de España está condicionada por dos factores fundamentales (ITGE – Junta de Andalucía, 1998). El primero está relacionado con la dinámica global de la circulación atmosférica en la Península Ibérica y el segundo con la orografía.

En la comunidad autónoma andaluza, el régimen pluviométrico está afectado por la proximidad e influencia del océano Atlántico y del mar Mediterráneo, lo cual ocasiona una marcada estacionalidad en las precipitaciones (prácticamente inexistentes durante los meses estivales y máximas durante el invierno y primavera) y un aumento de éstas de este a oeste. Así, en la zona occidental de Andalucía, dominada por los frentes nubosos de origen atlántico, se registran los valores de precipitación anual más elevados de la comunidad autónoma, en contraste con las de la parte oriental, mucho más escasas. Por ejemplo, en la provincia de Cádiz (zona húmeda), concretamente la localidad de Grazalema, se registra una precipitación media anual superior a los 2000 mm, mientras que en el sector del Campo de Tabernas, en la provincia de Almería (zona subdesértica), la lluvia media anual es ligeramente superior a los 200 mm.

La orografía es el segundo factor que condiciona la circulación de las masas de aire, pues impone condiciones de barrera (efecto *Foëhn* o de precipitación orográfica). La

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

presencia de relieves elevados origina gradientes pluviométricos pronunciados en las vertientes montañosas situadas a barlovento de los frentes dominantes, mientras que en las laderas orientadas a sotavento la precipitación es más escasa (Castillo, 1988; Martín-Vide, 1991).

De acuerdo con la distribución espacial de las precipitaciones, en la provincia de Cádiz pueden distinguirse tres sectores con características pluviométricas diferentes (Fig. 3.1):

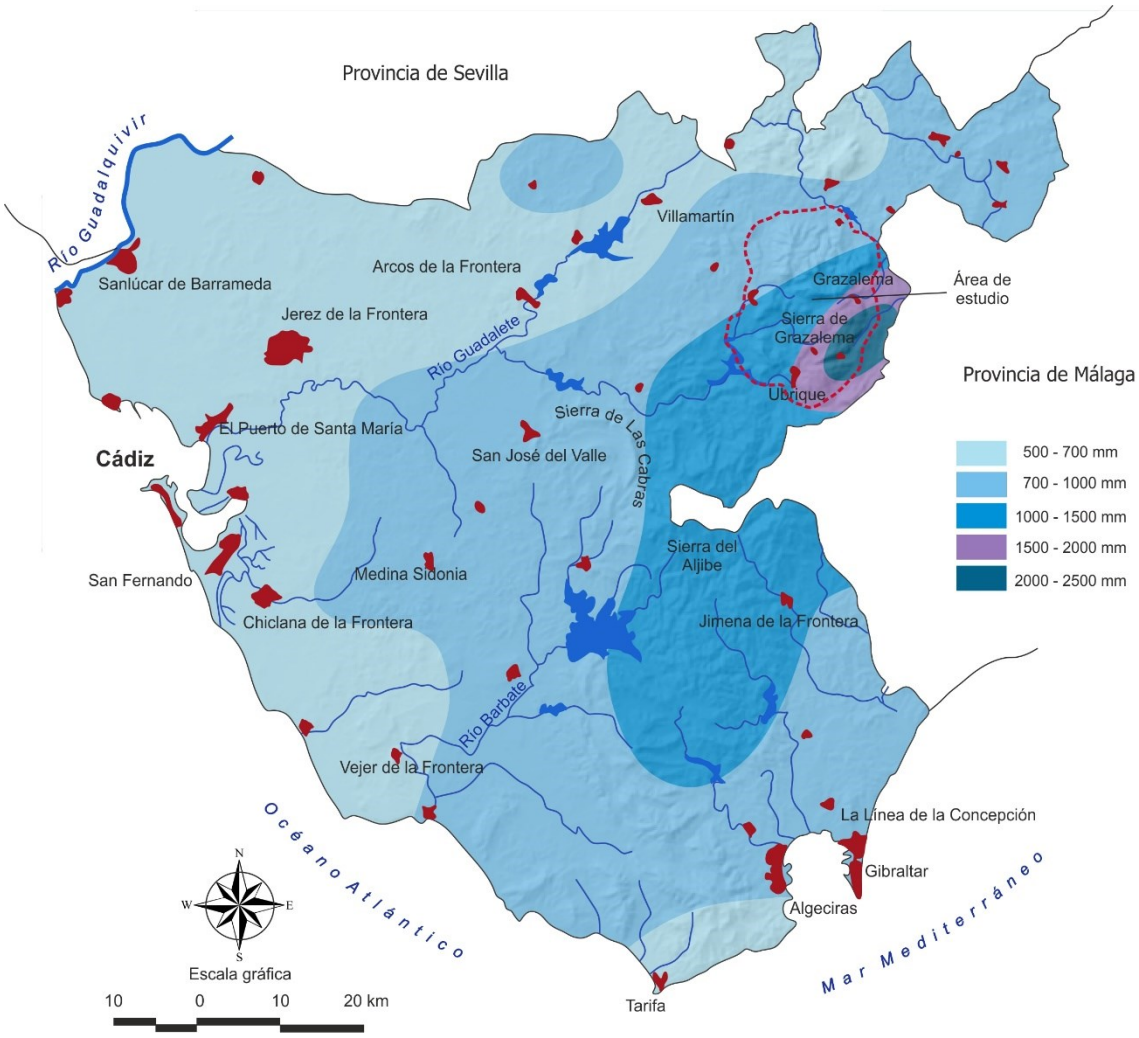


Figura 3.1. Mapa pluviométrico de la provincia de Cádiz (modificado de IGME-DPC, 2005), en el que se indica la ubicación del área de estudio

El sector oriental, que engloba los sistemas montañosos del noreste de la provincia (sierras de Grazalema y El Aljibe), donde está ubicada el área de estudio y se registran las precipitaciones medias anuales más elevadas (Pm ~ 1000 – 2500 mm).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El sector central, el cual se extiende desde la sierra de Las Cabras hasta el valle bajo del río Barbate, posee un relieve más suave que la zona nororiental y una pluviosidad inferior (Pm ~ 700 – 1000 mm).

El sector noroccidental, que comprende las llanuras de las desembocaduras de los ríos Guadalete y Guadalquivir, donde la precipitación media anual es la más baja de la provincia (Pm ~ 500 – 700 mm).

La Sierra de Grazalema abarca una parte considerable del espectro pluviométrico, desde las zonas elevadas próximas a la localidad de Grazalema (923 m s.n.m.), donde la precipitación anual puede superar los 3000 mm en los años húmedos, hasta las zonas bajas situadas cerca del municipio de Zahara (393 m s.n.m.), donde se registran los valores más bajos del área de estudio (Pm ~ 700-800 mm).

La distribución de las temperaturas en la provincia de Cádiz es consecuencia de tres factores fundamentales: la latitud, la distancia al mar y las características del relieve. Cádiz es la provincia más meridional de España, por lo que cuenta con un gran número de horas de sol al año y unas temperaturas moderadas (Fig. 3.2).

La influencia del mar Mediterráneo y del océano Atlántico es patente en casi toda la provincia, ya que las brisas marinas húmedas suavizan las temperaturas a lo largo del año. Esta atenuación desciende al adentrarse en las zonas del interior, donde es casi inexistente. Los relieves elevados, representados en la provincia por los sistemas montañosos del sector nororiental, modifican la circulación atmosférica y crean barreras físicas que limitan la regulación de las temperaturas asociadas a las grandes masas de agua marina.

El área de estudio está situada a una distancia mínima de 33,5 km respecto a la línea de costa, cuenta con una elevación media de 678 m s.n.m. y se caracteriza por poseer un clima de tipo mediterráneo semi-continental de inviernos fríos (IGME-DPC, 2005). La distancia al mar y la altitud provocan que se registre una mayor amplitud térmica y unas temperaturas medias más bajas que en el resto del territorio. Así, durante los meses de invierno, es frecuente la ocurrencia de nevadas y heladas en los puntos de mayor altitud (Fig. 3.3).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los valores de temperatura media anual varían desde los 14-16 ºC en las zonas de mayor altitud hasta los 16-18 ºC en las zonas perimetrales (y de menor cota) del área de estudio. Por ejemplo, en la localidad de Villaluenga del Rosario, situada en la parte central del área de estudio y a una cota de 980 m s.n.m., la temperatura media anual registrada es de 14,8 ºC, mientras que, en la localidad de Zahara, ubicada en el extremo septentrional y a menor cota (393 m s.n.m.), asciende a 18,1 ºC.

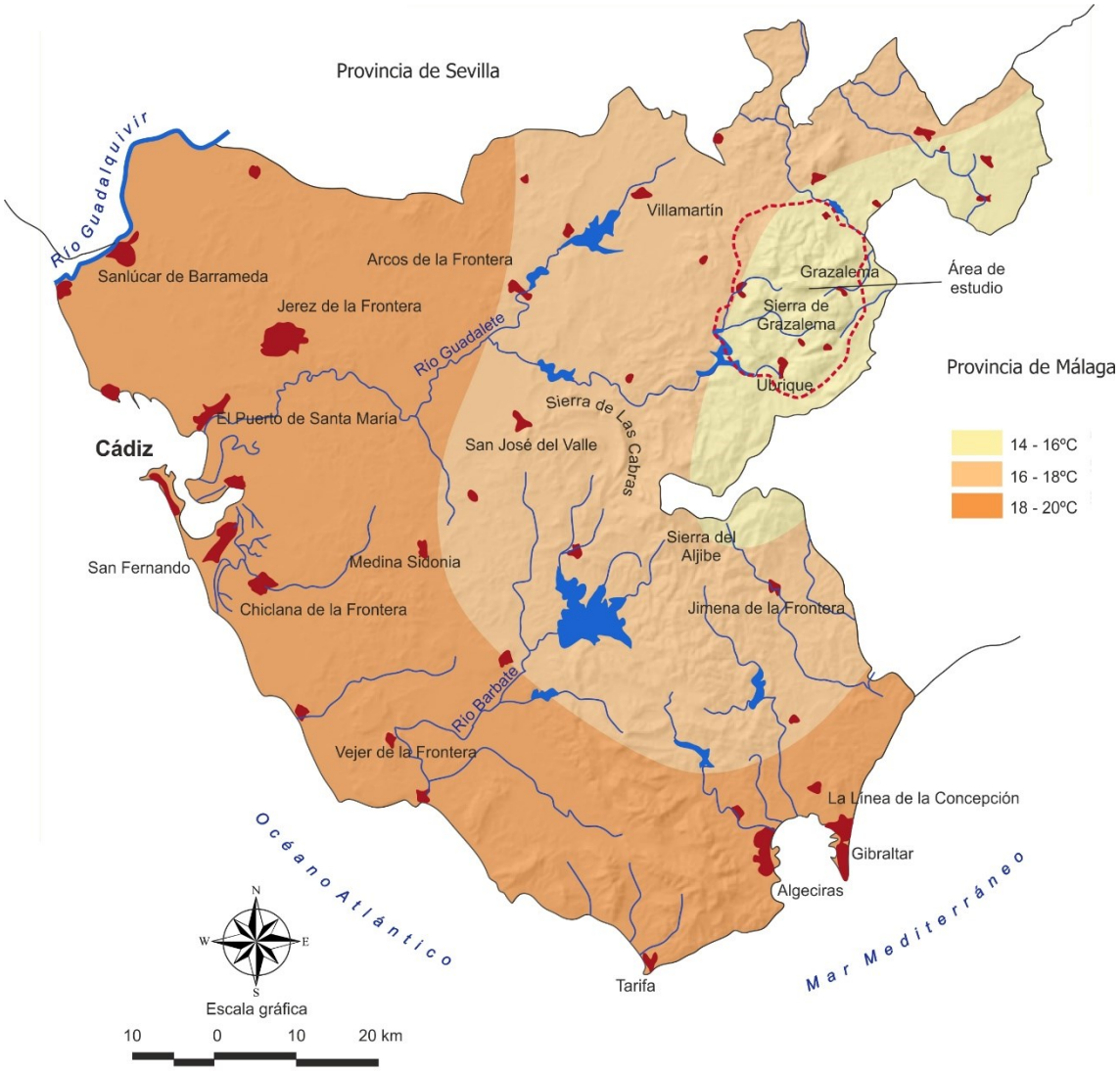


Figura 3.2. Mapa termométrico de la provincia de Cádiz (modificado de IGME-DPC, 2005), en el que se indica la ubicación del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

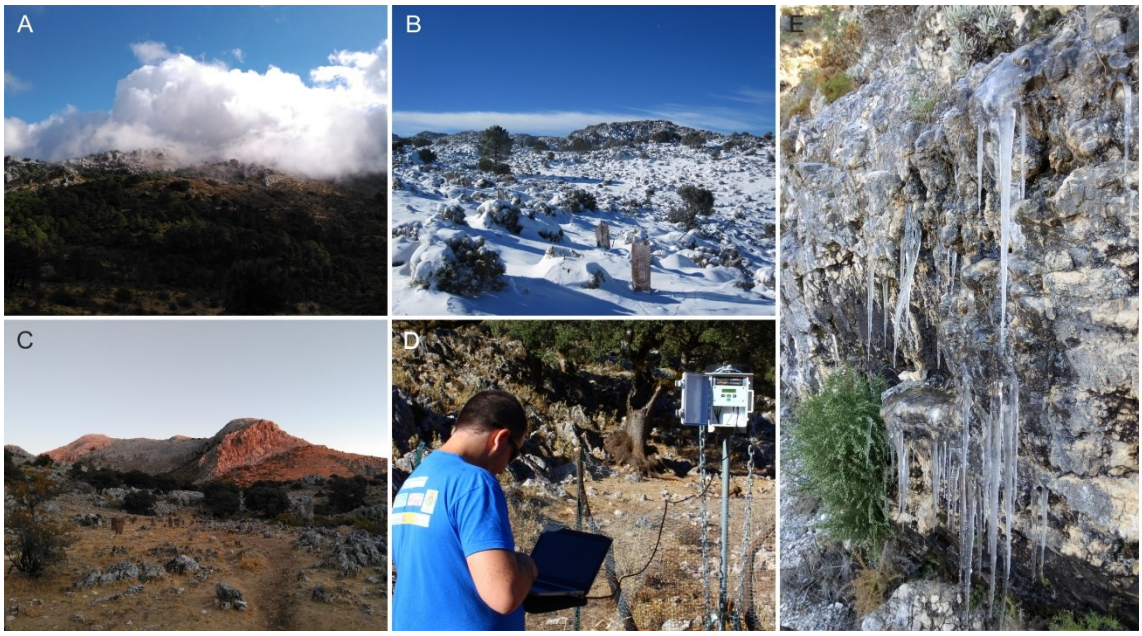


Figura 3.3. (A) Masas nubosas sobre la sierra del Endrinal en septiembre de 2016. (B) Nevada sobre el Puerto de las Presillas (sierra del Endrinal) en enero de 2017. (C) Aspecto de la sierra del Endrinal tras un periodo de estiaje prolongado (octubre de 2017). (D) Descarga de información meteorológica en la estación meteorológica de Ubrique Sierra (CE-UB). (E) Helada en la sierra de Monteprieto, en febrero de 2016

3.2. ANÁLISIS DE LOS REGISTROS DE PRECIPITACIÓN DURANTE EL PERIODO 1984/85 – 2017/18

3.2.1. Análisis y tratamiento de los datos pluviométricos

El estudio pluviométrico llevado a cabo en el área de investigación se ha desarrollado partiendo de las series de datos de 32 estaciones meteorológicas (Tab. 3.1) que representan una rango de altitudes comprendidas entre los 173 (Los Hurones SAIH) y 1021 m s.n.m. (Ubrique Sierra) y pertenecen a diversos organismos: 25 estaciones son gestionadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 3 pertenecen a la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas del Guadalete y Barbate (SAIH), 2 a la Demarcación de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (CMA), 1 al Servicio Municipal de Aguas de Ubrique (AQUALIA) y 1 ha sido instalada por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) con motivo de la presente investigación. Todas las estaciones cuentan con un registro diario, a excepción de las Pertenecientes al SAIH y CEHIUMA, en las que la periodicidad es horaria. La ubicación de las estaciones consideradas en esta investigación y su altitud están representadas en la figura 3.4.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La distribución espacial y el periodo de registro de las estaciones disponibles son muy variables, así como la calidad y continuidad de los datos pluviométricos. En general existe una mayor densidad de estaciones en zonas perimetrales del área de estudio y en cotas relativamente bajas. Solamente las estaciones Grazalema, Villaluenga del Rosario (ICONA) y Benaocaz están ubicadas en las partes altas de los macizos carbonaticos (zonas de recarga). Dentro del área de estudio, la distribución espacial es muy heterogénea. Así, cerca de la localidad de Grazalema existen 4 estaciones meteorológicas en un área aproximada de 3 km^2 y dentro del núcleo urbano de Ubrique se contabilizan 5. Sin embargo, otras áreas carecen prácticamente de cobertura informativa sobre pluviometría, como el sector de las sierras de Zafalgar y Margarita o la Sierra del Pinar (Fig. 3.4).

La longitud temporal de las series de datos varía desde 3 años hidrológicos en la estación de Ubrique Sierra (CE-UB) hasta 106 años en la estación de Grazalema (5911). El valor promedio de años de registro de las series de pluviometría consideradas es de 31, aunque solamente 13 estaciones superan los 30 años (Tab. 3.1).

Denominación	Organismo	Código	Coordenadas UTM (m) X	Y	Altitud (m s. n. m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	P. media años completos (mm)
Grazalema	AEMET	5911	288720	4070446	923	1912/13 2017/18	106	3	2086
Grazalema (EMA)	AEMET	5911A	288078	4070939	909	2000/01 2017/18	18	18	---
Grazalema (AMA)	AEMET	5911B	287831	4070976	951	1985/86 2017/18	33	10	1894
Grazalema (SAIH)	SAIH	203	288534	4071100	828	1999/00 2017/18	19	0	1645
Zahara	AEMET	5912	286498	4080276	401	1936/37 2010/11	82	57	770
Zahara (Presa)	AEMET	5912C	286523	4081186	393	1992/93 2017/18	26	5	700
Zahara (SAIH)	SAIH	269	287149	4081758	340	1999/00 2017/18	19	0	661
P. Acebuche	AEMET	5911E	286743	4075435	812	1991/92 1991/92	1	1	---
Algodonales	AEMET	5913	285591	4084510	382	1934/35 1987/88	54	51	829
P. de la Nava	AEMET	5914	281873	4084450	240	1945/46 1965/66	21	21	---
El Gastor	AEMET	5921	292696	4081249	624	1953/54 2006/07	54	35	718
La Ventolera	AEMET	5926E	271644	4079999	318	1983/84 1999/00	17	10	697
Tierras Nuevas	AEMET	5925	272365	4080998	309	1968/69 1992/93	25	15	778
Prado del Rey	AEMET	5928	271688	4074230	427	1985/86 2010/11	26	12	752
Benamahoma	AEMET	5939	279932	4071639	473	1983/84 2017/18	35	1	1158
El Bosque	AEMET	5940	276318	4071023	284	1985/86 2010/11	26	19	844
La Zarza	AEMET	5941D	275662	4067802	297	1985/86 2017/18	33	28	866
San José	AEMET	5941X	275662	4067802	297	2007/08 2017/18	11	10	707
Tavizna	AEMET	5941	277693	4066669	348	1985/86 2008/09	24	14	949
Benaocaz	AEMET	5944	283594	4064359	776	1985/86 2009/10	42	8	1358
Esparragosilla	AEMET	5942	275536	4064875	283	1991/92 1994/95	4	4	---
V. del Rosario	CMA	C234	286926	4064002	907	1952/53 2015/16	64	15	1638
V. del Rosario (ICONA)	AEMET	5943B	286936	4063971	890	1984/85 2017/18	34	20	1483
Ubrique (CDA)	AEMET	5945	281542	4061790	317	1985/86 2010/11	26	21	1170
Ubrique (CSE)	CMA	C242	281783	4061972	358	1962/63 1998/99	37	2	1029
Ubrique (Sevillana)	AEMET	5945A	281324	4060703	357	1985/86 1997/98	13	10	953
Ubrique (Instituto)	AEMET	5945B	281061	4062419	417	1983/84 2005/06	23	9	986
Ubrique (Cornicabra)	AQUALIA	AQ-COR	281697	4062204	341	2011/12 2017/18	7	0	1057
La Alcaria	AEMET	5946	272610	4057550	321	1962/63 2014/15	53	22	898
Los Hurones	AEMET	5947	270563	4060041	226	1964/65 2010/11	47	27	864
Los Hurones (SAIH)	SAIH	272	271075	4060318	173	1999/00 2017/18	19	0	831
Ubrique (Sierra)	CEHIUMA	CE-UB	285764	4062038	1021	2015/16 2017/18	3	0	1406

Tabla 3.1. Principales características de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Organismo	AEMET	AEMET	AEMET	SAIH	AEMET	AEMET	SAIH	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	CMA	AEMET	AEMET	AQUALIA	AEMET	AEMET	SAIH	CEHIDRA
Código	5911	5911A	5911B	203	5912	5912C	26/9	5911E	5913	5922	5921	5926E	5925	5928	5939	5940	5941D	5941X	5941	5944	5942	234	5943B	5945	242	5945A	5945B	AQ-CDR	5946	5947	272	CE-UB
Nombre	Granalema	Granalema *(EMA)*	Granalema *(AMA)*	Granalema *(SAIH)*	Zahara	Zahara *(Presa)*	Zahara *(SAIH)*	P. Acebuche	Algodonales	P. de la Nora	El Gastor	La Yunquilera	Tierras Nuevas	Prado del Rey	Benamahoma	El Bosque	La Zarza	San José	Tavirna	Benaocaz	Esparragosilla	V. del Rosario	V. del Rosario *(ACOMA)*	Ubrique *(CDA)*	Ubrique *(CSE)*	Ubrique *(Sevillana)*	Ubrique *(Instituto)*	Ubrique *(Cerrucabra)*	La Alcaria	Los Barrosos	Los Harones *(SAIH)*	Ubrique *(Tierra)*
1912/13	1385																															
1913/14	1926																															
1914/15	3444																															
1915/16	2271																															
1916/17	2751																															
1917/18	1321																															
1918/19	1881																															
1919/20	2129																															
1920/21	1823																															
1921/22	1576																															
1922/23	2410																															
1923/24	3032																															
1924/25	1845																															
1925/26	2644																															
1926/27	2213																															
1927/28	3311																															
1928/29	1952																															
1929/30	3333																															
1930/31	1572																															
1931/32	2165																															
1932/33	1841																															
1933/34	2317																															
1934/35	1846								62																							
1935/36	4251								714																							
1936/37	3047				440				851																							
1937/38	1919				336				700																							
1938/39	1794								582																							
1939/40	2661								884																							
1940/41	4154								228																							
1941/42	1991								593																							
1942/43	1965								747																							
1943/44	1963								727																							
1944/45	880								337																							
1945/46	2473								991	555																						
1946/47	3474				1315																											
1947/48	2696				970																											
1948/49	1118				391																											
1949/50	1138				397				428	389																						
1950/51	2651				645				767	765																						
1951/52	2158				907				718	1026																						
1952/53	1107				396					655	27											1106										
1953/54	1341									604	769																					
1954/55	2254				52					943	422																					
1955/56	2739				1013				655	1131	457											2100										
1956/57	1510				363				328	505	609											1164										
1957/58	1624				744				500	293	827											863										
1958/59	2465				383				720		1083																					
1959/60	3163				1340				1081	500	805											465										
1960/61	2290				815				903	1160	1042											1653										
1961/62	2660				1166				986	1892	1318											2814			2287				341		
1962/63	3890				1658				1492	1364	986											1831			1630				792		
1963/64	2720				786				1107	1174	749											2078			929				513	285	
1964/65	1968				1219				771	300	827											2355			1499					1197	
1965/66	2568				1167				1035		656											1540			900				369	715	
1966/67	1700				831				693		654											1544			1043				941	993	
1967/68	1668				834				663		1228		204									2365			1540				1382	1426	
1968/69	2942				1332				990		1411		1122									2061			1413				1224	335	
1969/70	2618				1244				864		1115		175									1694			1163				1097		
1970/71	2277				1045				788		920											1517			867				923		
1971/72	1816				829				733		678											1826			852				723		
1972/73	1597				825				646		501											1239			743				647		
1973/74	1531				816				651		640											1028			613				657		
1974/75	1187				619				506		765											1175			746				757		
1975/76	1578				902				541		759											2281			1328				1114		
1976/77	3120				1151				820		816											1980			1174				1079		
1977/78	2530				1113				861		626											1921			1200				836		
1978/79	2810				1265				865		409											1449			919				503		
1979/80	1831				841				641		698											1083			722				651		
1980/81	1150				620				419		562											1331			867				779		
1981/82	1711				1008				729		782											1477			695				647		
1982/83	1516				757				606		683											547			1048				1014		
1983/84	2135				870				749		783											2123	1807		1062			408	953		
1984/85	2984				789				838		717	249	461									1569	1092	598	1097	556		1178	973	497	
1985/86	2836		1526		828				888		712	766	783	764	1278	673	160					1650	1241	786	823	823		1063	824	911	
1986/87	1690		1627		720				709		571	502	852	753	1323	750	417					1119	748	756	1001			817	943	973	
1987/88	1676		1830		706				248		919	485	846	836	1294	851	29					1389	1493	347	715	640		928	580	707	
1988/89	1144		1406		592						680	379	702	383	1033	291	914	593				1188	1431	1043	1021	1021		663	924	961	
1989/90	1401		1634								503	858	482	683	1231		747	882				1162	1089	754	1052	648		878	852	798	
1990/91	1370		1760		689						442	754	646	778	1157	55	521	138	45			1009	980	639	695	483		1028	512	655	
1991/92	926		1202		561			134			541	427	611	561	1054	500	531		684			980	1134	610	617	585		672	522	569	
1992/93	978		1299		500	273					370	438	668	560	759	549	659		646			1316	852	531	734	497		662	701	752	
1993/94	1191		1485		567	486					1168	522	791	627	750	554	305		742			873	2666	1571	514	514		749	357	381	
1994/95	798		1024		364	310					574	337	767	395	878	257	1221		438			2613	1920	1189	923	1522		458	850	1510	
1995/96	3031		3423		1182	1097					712	1015	690	1246	585	1080	1151		1417			2046	2407	1486	1165	1158		1456	1183	1145	
1996/97	1885		2471		1180	1000					571	1244	710	1170	1738	1171	1105		1364			2509	1723	466	1337	1125		1202	1217	1040	
1997/98	2308		2843		1075	914					919	1147	858	1100	1564	1146	378		1211			697	1470	873	141			1564	470	467	
1998/99	715		853		379	284					680	400	779	341	1625	380	713		329			1503	2550	1540				475	747	725	745
1999/00	1457		1726	1369	669	614	561				503	419	342	693	1155	769	1178		821			2610	1168	722				838	602	1299	1193
2000/01	2533	1359	3018	2708	1095	979	921				442			1019	1977	1277	568		1245			1275	1749	1114				1493	820	669	625
2001/02	1268	1293	1393	1163	645	541	471				541			524	958	630	912		654			1919	809	1163				732	433	1032	904
2002/03	1941	1742	2024	1822	876	759	665				370			860	1482	804	958		959			1612	550	443				1125	410	1010	874
2003/04	1814	1864	1892	1346	823	706	654				1168			776	1371	879	403		1034			581	1111	747				563	669	382	388
2004/05	762	819	734	580	329	287	230				507			320	617	366	657		358			1306	1407	880				209	699	671	528
2005/06	1424	787	1361	1145	560	560	435				823			636	992	686	532		679			1303	1220	725				664	661	544	638
2006/07	1490	1362	1446	1128	641	567	557				274			732	1009	612	684		732			1206	2115	409					862	433	915
2007/08	1426	1398	893	1150	727	638	605				695			605	906	637	966	57	675			2116	2884	1602					1560	749	1521
2008/09	2205	2150	2145	1737	863	765	649				1071			370	1415	245	1131	519	510			2885	1687	968					991	712	909
2009/10	3018	2957	3190	2612	1508	1285	1333				288			1396	2122	1336	1024	764				1855	809						571		547
2010/11	1710	1547	1933	1728	948	791	811				549			637	1204	957	613	582				965	1914						1368		1368
2011/12	998	982	948	1023	546	489	495				585				809		1157	1092				2956	678						730		844
2012/13	3165	2572	3062	3132	1199	1085	1093				31				1740		464	952				2075	1346						495		528
2013/14	2195	1984	1976	2090	740	665	667				231				1023		672	793				1446	1473								601
2014/15	1444	1436	1298	1341	675	570	554				202				971		681	707				1160	1033								1113
2015/16	1869	1767	1568	1748	571	474	453								1048		475	553					1948								
2016/17	1252	1221	1083	1076	560	458	407								730		1106	1083													
2017/18	2776	2407	2191	2357	1209	1033	997								1516																

100 %
90 - 99,5 %
75 - 90 %
50 - 75%
0 - 50 %

Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones ubicadas en el área de estudio. El fondo de color indica el porcentaje de datos diarios existentes para ese año hidrológico, desde el 100%, en color verde oscuro (año hidrológico completo), hasta un porcentaje inferior al 50% en color rojo. Los periodos donde no existen datos se muestran como vacíos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En la mayoría de las estaciones existen años sim datos de precipitación, cuya extensión dentro de la serie temporal está representada en la tabla 3.2. Con la excepción de la estación de Grazalema (5911), que cuenta con más de un siglo de registro y solamente 3 años con datos faltantes, las estaciones con mayor número de años son también las que presentan un mayor porcentaje de estos incompletos. Así, en las estaciones de Zahara (5912), Villaluenga del Rosario (C234), El Gastor (5921), La Alcaria (5946) y Benaocaz (5944) hay 82, 64, 54 , 53 y 42 años de registro respectivamente, aunque el número de años incompletos de las series también es alto: 57, 15, 35, 22 y 8 años, respectivamente. La estación de Benamahoma (5939) tiene un periodo de registro de 35 años hidrológicos de los cuales solamente 1 está incompleto. Las estaciones pertenecientes al SAIH (203, 269 y 272) y la estación instalada por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CE-UB) cuentan con las series de datos más completas (ningún año incompleto) aunque su duración es más corta que las anteriores, 19 años de registro en las estaciones del SAIH y 3 años en la estación de Ubrique (CE-UB) (Tab. 3.1).

El primer paso en el tratamiento de los datos pluviométricos ha consistido en la identificación de las lagunas en el registro original, a paso de tiempo diario. En la tabla 3.2 están recogidos los valores de lluvia anual de cada una de las estaciones consideradas, además de la evaluación del grado de completitud de las series.

En esta investigación se han considerado como años incompletos aquellos que tienen lagunas iguales o superiores a un dato diario. El completado de series se ha realizado mediante regresión lineal (a paso de tiempo diario), entre los pares de estaciones con mayor coeficiente de correlación (R^2) y pendiente similar. Con ello se ha conseguido que las series sean comparables entre sí y que dicha información pueda utilizarse para estimar la recarga a los acuíferos, mediante metodologías de cálculo que normalmente se realizan con datos diarios.

Tras el completado de las series, se ha seleccionado la información de 8 estaciones pluviométricas procedentes de la red de control como representativas de la pluviometría del área de estudio, atendiendo a la longitud de la serie, integridad de esta (número de datos faltantes) y a la distribución espacial de las mismas. Las estaciones pluviométricas seleccionadas son: Grazalema (5911), Benamahoma (5939), Benaocaz (5944), Villaluenga del Rosario (ICONA) (5943B), Zahara (5912), El Bosque (5940), Tavizna (5941) y Ubrique (Instituto) (5945B). El periodo histórico considerado (1984/85 – 2017/18) consta de 34

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

años hidrológicos y aglutina el mayor número de datos posible de precipitación de las citadas estaciones.

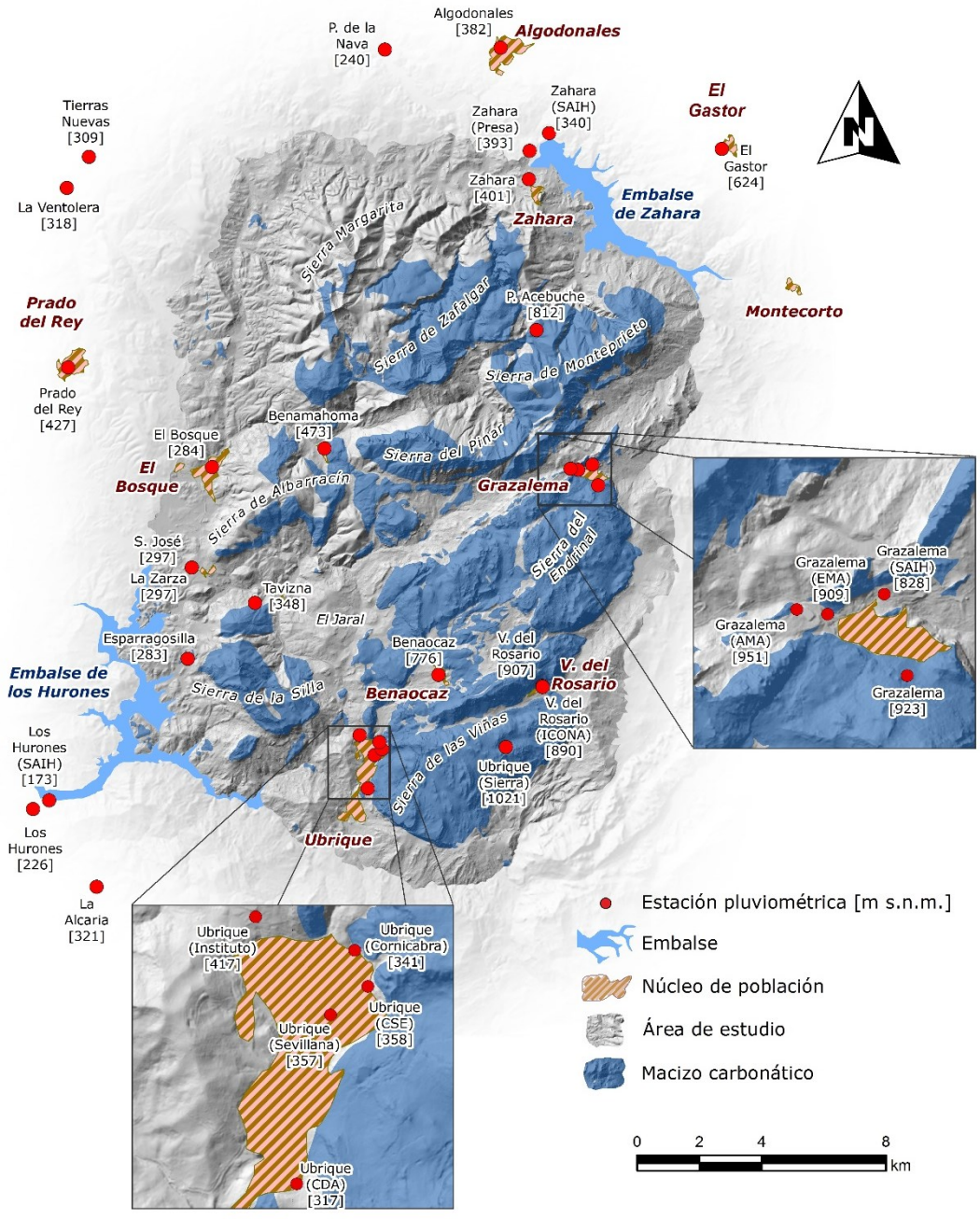


Figura 3.4. Ubicación de las estaciones pluviométricas en el área de estudio

Finalmente se ha llevado a cabo el tratamiento mediante el método de dobles masas a las series completadas, para detectar y corregir errores sistemáticos y accidentales en las mismas. En las 8 estaciones seleccionadas no se han detectado errores de este tipo.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.2.2. Precipitación media anual. Determinación de los años tipo

El cálculo de la precipitación media anual se ha llevado a cabo partiendo de la información suministrada por las 8 estaciones seleccionadas por su distribución espacial, continuidad y longitud de la serie de datos (Tab. 3.3). La precipitación media anual (aritmética) en la zona de estudio asciende a 1152 mm. El uso de la media aritmética de la precipitación puede utilizarse en áreas donde el efecto del relieve no sea significativo. En el caso de la Sierra de Grazalema, la orografía supone un condicionante mayor en la distribución de la pluviometría, por lo que también se ha calculado la precipitación media mediante planimetría de isoyetas y distribución por gradiente altitudinal. Los valores de precipitación media anual así obtenidos han sido superiores a la media aritmética de las estaciones.

Los años hidrológicos del periodo histórico se han caracterizado a partir de la precipitación media aritmética de cada una de las 8 estaciones pluviométricas recogidas en la tabla 3.3. Los años considerados húmedos son aquellos en los que la precipitación media anual supera en un 15% a la media aritmética calculada para dicha estación durante el periodo estudiado. Los años en los que la precipitación anual no supera el 85% de la media, se consideran de tipo seco y los años de tipo medio son aquellos en los que el valor de lluvia anual está comprendido entre los dos umbrales anteriores. La tabla 3.3 sintetiza la información anterior para cada estación y para cada año hidrológico del periodo 1984/85 – 2017/18. En azul se han representado los años de tipo húmedo, en amarillo los años considerados secos y en blanco los años de tipo medio.

El conjunto de datos muestra cómo durante el periodo comprendido entre los años hidrológicos 1986/87 y 1994/95 se concatenaron 9 años de carácter medio y seco, que fueron precedidos y sucedidos por años de tipo húmedo. A partir del año hidrológico 1998/99 la sucesión de años húmedos y medios/secos se hace más irregular. En el conjunto del periodo considerado se han detectado 10 años de tipo húmedo, 12 años secos y 12 considerados medios. El año hidrológico más húmedo fue el 2009/10, con una precipitación media de 2049 mm. El año más seco identificado fue el 2004/05, con una precipitación media de 497mm, bastante baja considerando el umbral de precipitación que define a los años secos (979 mm).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Año hidrológico	Grazalema	El Bosque	Zahara	Benaocaz	V. Rosario (ICONA)	Ubrique (Instituto)	Benamahoma	Tavizna	P. media anual (mm)
1984/85	2984	**894**	**789**	1658	**1807**	1178	1323	**914**	1443
1985/86	2836	**938**	**838**	1768	**1899**	1063	1294	**863**	1437
1986/87	1690	**801**	720	1238	**1387**	817	1033	882	1071
1987/88	**1821**	**862**	**706**	1442	**1430**	928	1231	991	1176
1988/89	1144	**579**	**600**	989	**1043**	663	804	**574**	800
1989/90	1401	**782**	**718**	1362	**1493**	**951**	1157	**800**	1083
1990/91	1370	**712**	**813**	1410	1431	1028	1054	**718**	1067
1991/92	926	**632**	561	946	1089	**672**	759	**689**	784
1992/93	978	549	500	927	**995**	**662**	750	**648**	751
1993/94	1191	**668**	567	1087	1134	749	878	**747**	878
1994/95	798	**355**	364	826	852	458	585	438	585
1995/96	3031	**1253**	1182	2155	**2673**	1456	1738	1417	1863
1996/97	1885	1171	1180	1571	1920	1202	1564	1364	1482
1997/98	2308	1146	1075	2016	2407	1564	1625	1211	1669
1998/99	714	**408**	379	614	723	475	548	**400**	533
1999/00	1457	769	669	**1305**	1470	**862**	1155	821	1064
2000/01	2533	1277	1095	2142	2550	1493	1977	**1245**	1789
2001/02	1268	630	645	757	1168	732	958	654	852
2002/03	1941	**895**	**876**	**1294**	**1800**	**1144**	1482	**959**	1299
2003/04	1814	**879**	**828**	**1225**	**1608**	**1016**	1371	1034	1222
2004/05	**762**	366	329	**511**	550	**470**	617	**368**	497
2005/06	1424	**707**	560	1072	1111	**828**	992	**712**	926
2006/07	1490	**654**	641	1238	**1407**	**729**	1009	**752**	990
2007/08	1426	**685**	727	1007	**1220**	**651**	906	675	912
2008/09	2205	**914**	863	1583	**2115**	**1009**	1415	**1128**	1404
2009/10	3018	**1455**	1508	2316	2884	**1495**	2122	**1591**	2049
2010/11	**1862**	**1060**	948	1573	**1795**	**858**	1204	**1126**	1303
2011/12	998	**548**	546	743	**907**	**577**	809	**763**	736
2012/13	3165	**1178**	1199	2333	**2690**	**1243**	1739	**1468**	1877
2013/14	2195	**695**	740	1490	**1711**	**739**	1023	**1249**	1230
2014/15	1444	**659**	675	1137	**1346**	**701**	971	**1039**	997
2015/16	1869	**712**	571	1270	1473	**759**	1047	**925**	1078
2016/17	1251	**497**	560	**714**	**1034**	**529**	730	**724**	755
2017/18	2776	**1026**	1209	**1353**	**2207**	**1081**	1516	**1436**	1576
Máximo	3165	1455	1508	2333	2884	1564	2122	1591	2049
Media	1764	805	770	1326	1569	905	1158	921	1152
Mínimo	714	355	329	511	550	458	548	368	497
Media * 1,15	2029	925	886	1524	1804	1041	1332	1060	1325
Media * 0,85	1499	684	655	1127	1333	770	985	783	979
Años húmedos	10	9	8	10	10	10	10	10	10
Años medios	7	13	13	12	12	9	12	10	12
Años secos	17	12	13	12	12	15	12	14	12

Tabla 3.3. Precipitación anual (mm) durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Los valores indicados en negrita corresponden a los años en los que al menos un dato diario ha sido completado mediante regresión lineal (en la tabla 3.2 está recogido el porcentaje de completitud de las series consideradas incompletas). Años tipo: azul (húmedo), amarillo (seco) y blanco (año de tipo medio)

3.2.3. Gradiente pluviométrico

La relación que existe entre la cota de las estaciones pluviométricas (expresada en m s.n.m.) y su precipitación media (en mm) durante el periodo 1984/85 – 2017/18 está representada en la figura 3.5. En el área de estudio, la distribución de las precipitaciones está fuertemente condicionada por la altitud debido al efecto barrera que crean los relieves elevados de la Sierra de Grazalema, los cuales interceptan los frentes nubosos procedentes del océano Atlántico y obligan a las masas de aire húmedo a ascender altitudinalmente. Este aumento de altitud conlleva una disminución de la presión y de la temperatura, lo que origina

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

la condensación del vapor de agua y la ocurrencia de las precipitaciones en cotas elevadas (efecto Foëhn o de precipitación orográfica).

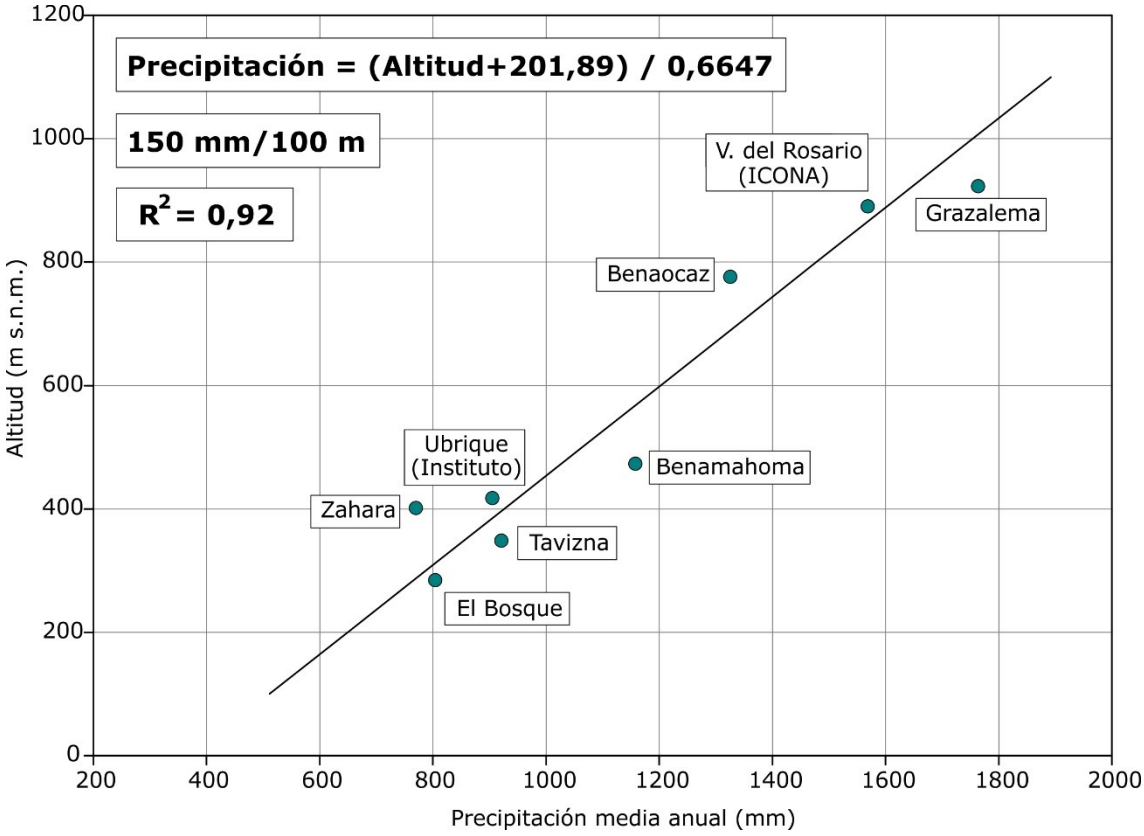


Figura 3.5. Relación entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media registrada en cada una de ellas, durante el periodo 1984/85 – 2017/18. También se muestra el gradiente pluviométrico calculado para dicho periodo

El gradiente pluviométrico calculado asciende a 150 mm/100 m de altitud, valor notablemente superior al identificado en otros relieves cercanos al área de estudio, como los calculados por Barberá (2014) en la Serranía de Ronda (66 mm/100 m), o Liñán (2003) en la sierra de Las Nieves (65 mm/100 m), ambos en la provincia de Málaga.

3.2.4. Distribución espacial de las precipitaciones

Para ilustrar la distribución espacial de las precipitaciones en el área de estudio, se han realizado mapas de isoyetas (Figs. 3.6, 3.7 y 3.8) característicos de las diferentes condiciones pluviométricas consideradas (años de tipo húmedo, medio y seco). Estos mapas se han realizado a partir de los valores de precipitación anual de las estaciones meteorológicas contempladas en la tabla 3.3.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.2.4.1. Mapas de isoyetas

Como representativos de las distintas condiciones hidrológicas se han escogido los años hidrológicos 2009/10 (húmedo) y 2004/05 (seco). La representación del año de tipo medio se ha realizado con los valores medios aritméticos de las estaciones seleccionadas. Los mapas se han confeccionado partiendo de la información correspondiente a las estaciones pluviométricas, aunque se ha tenido en cuenta la influencia de la topografía en la distribución de las isoyetas, especialmente en las zonas con una menor cobertura meteorológica.

El mapa correspondiente al año húmedo (Fig. 3.6) se ha representado con una equidistancia entre isoyetas de 200 mm, debido a la gran diferencia entre los valores de precipitación de las estaciones. Sin embargo, en los mapas referentes a los años de tipo medio y seco (Figs. 3.7 y 3.8) la equidistancia utilizada ha sido de 100 mm. En términos generales se observa una distribución similar en el trazado de las isoyetas en las tres condiciones hidrológicas. La precipitación es considerablemente mayor en borde oriental del área de estudio (los valores más elevados de precipitación se registran en las estaciones de Grazalema y Villaluenga del Rosario (ICONA), ubicadas a mayor altitud que el resto. Las estaciones de Zahara (al norte), El Bosque (al oeste) y Ubrique Instituto (al sur), situadas a 297, 284 y 417 m s.n.m., respectivamente, muestran los valores más bajos de precipitación.

Los mapas correspondientes a los años de tipo húmedo y medio (Figs. 3.7 y 3.8, respectivamente) muestran un trazado de las isoyetas muy similar, con gradientes pronunciados en el sector noreste (sierras de Zafalgar y Monteprieto) y sureste (sierra de Ubrique), hecho que se debe a la influencia de los relieves localizados en dichas áreas, más elevados y con un mayor régimen pluviométrico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

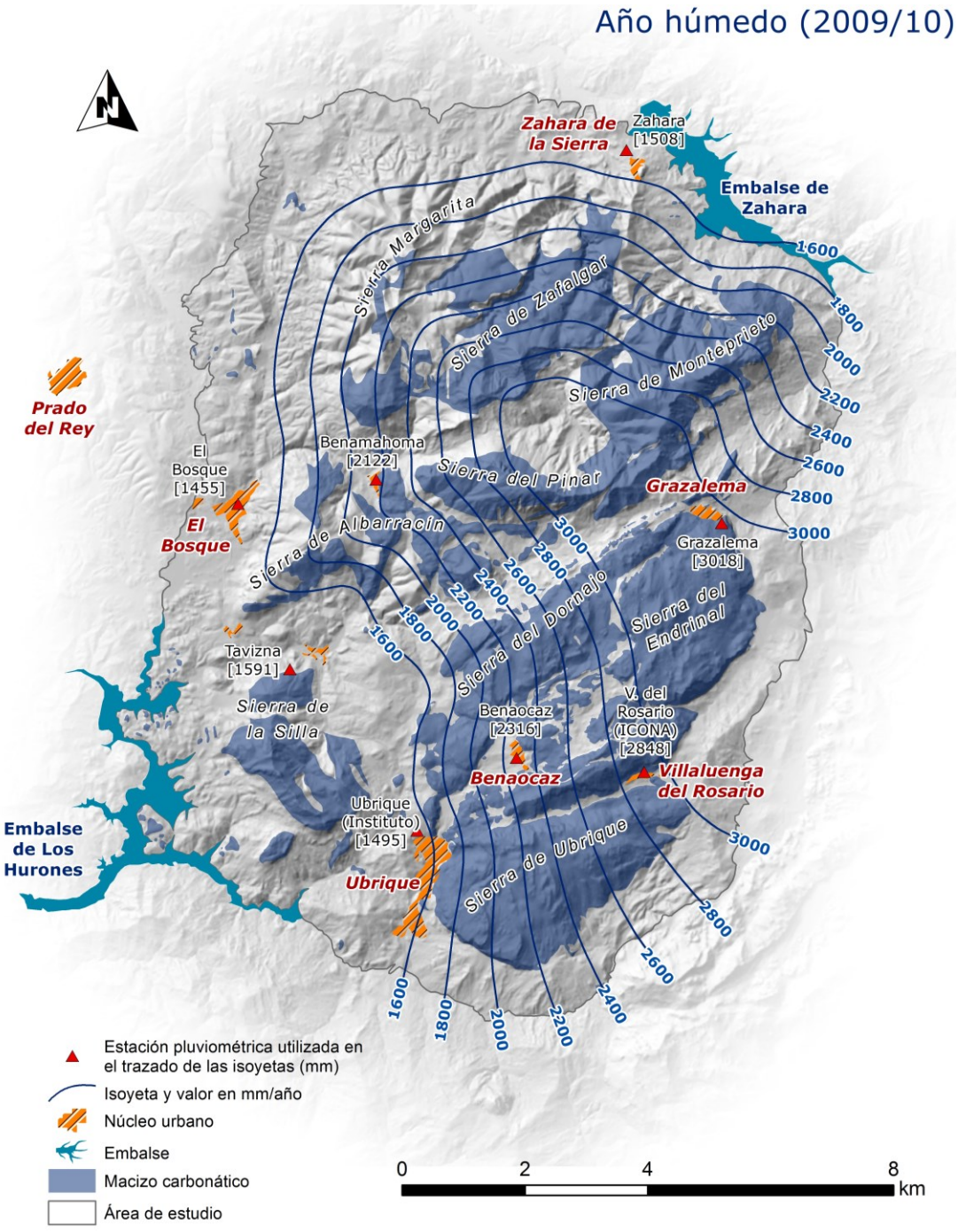


Figura 3.6. Mapa de isoyetas correspondiente al año más húmedo del periodo histórico (2009/10), con una precipitación media aritmética de 2049 mm y un valor de 2130 mm calculado mediante planimetría de isoyetas

En el borde norte y oeste del área de estudio, representado por las estaciones pluviométricas de Zahara y El Bosque, se reconocen los valores más bajos de precipitación que aproximadamente suponen un 50% de la precipitación acumulada en la estación de Grazalema (5911), pluviómetro en el que se registra la mayor cantidad de lluvia del área de estudio.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

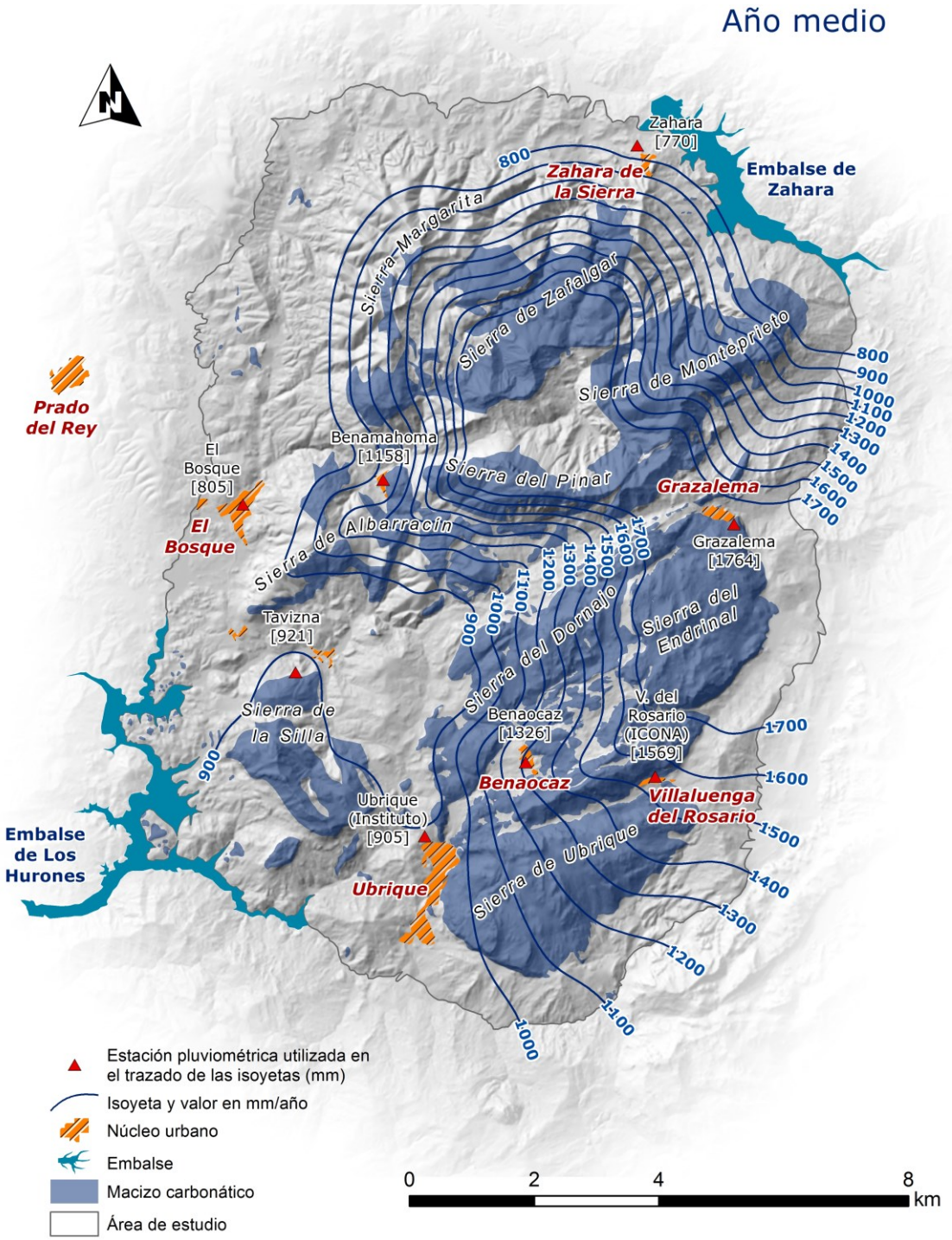


Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del periodo 1984/85 – 2017/18. Con un valor medio (aritmético) de 1152 mm. El valor medio calculado mediante planimetría de isoyetas asciende a 1216 mm, mientras que el mismo valor, calculado estimado a partir del gradiente altitudinal para el periodo histórico es de 1315 mm

El trazado de las isoyetas durante los años secos (ejemplificados por el año 2004/05, el más seco del periodo histórico) muestra una morfología similar a la del resto de condiciones hidroclimáticas, con valores máximos en torno a las estaciones del sector

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

oriental y una disminución de la precipitación hacia los bordes septentrional y occidental del área de estudio.

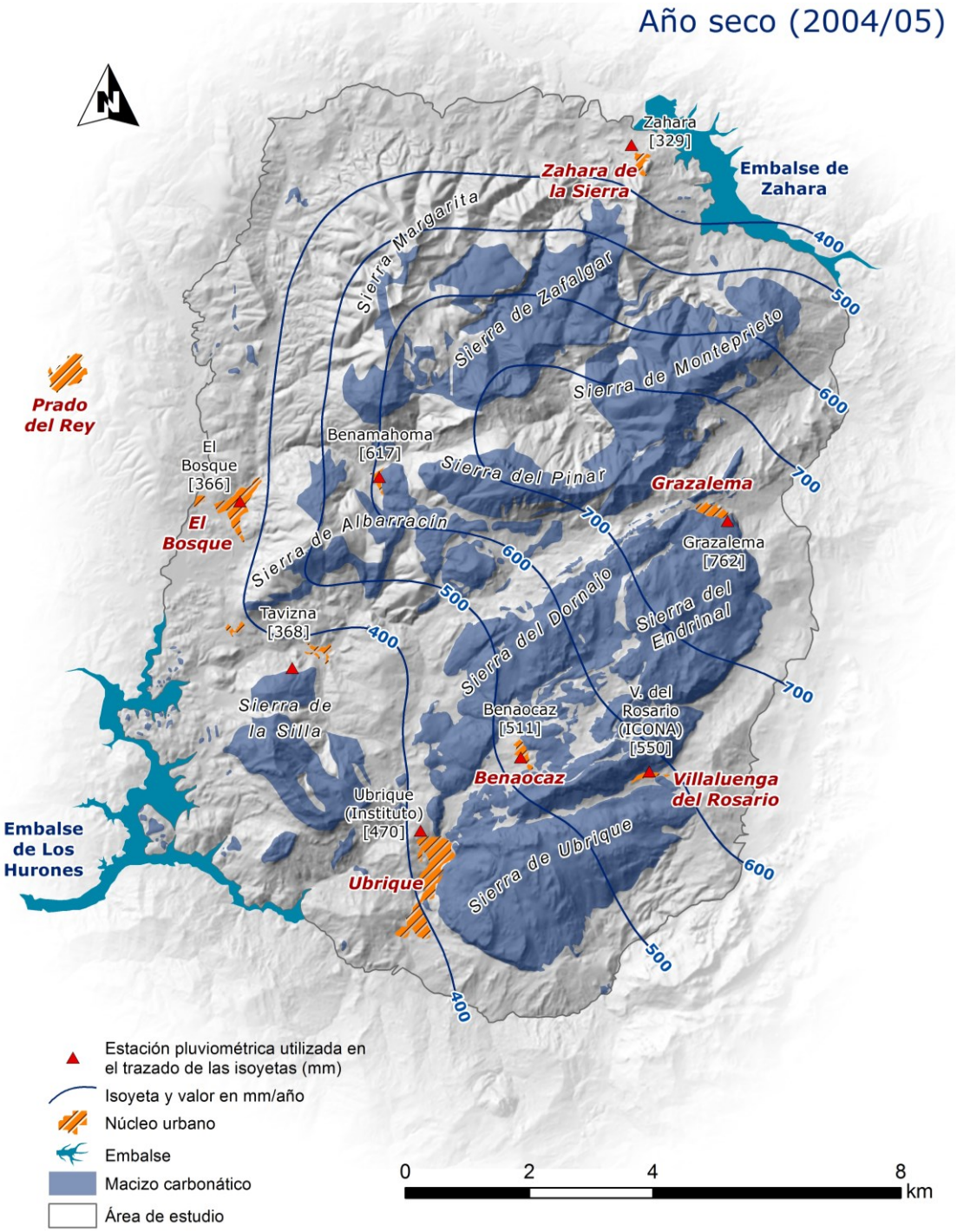


Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2004/05, el más seco del periodo histórico. La precipitación media (aritmética) registrada es de 497 mm, mientras que la calculada mediante planimetría de isoyetas es de 524 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.2.4.2. Distribución de las precipitaciones en función del gradiente altitudinal

El análisis de la distribución espacial de la precipitación mediante el uso de la relación directa existente entre la cantidad de lluvia y la altitud de cada estación pluviométrica (gradiente altitudinal) ha sido utilizada por diversos autores (Apaydin *et al*., 2004; Bendix *et al*., 2008) para la caracterización de la pluviometría en distintas regiones. Esta metodología es susceptible de ser aplicada en aquellas zonas donde existe una fuerte dependencia entre la lluvia y la altitud, y permite estimar la precipitación media sobre un área con escasa información pluviométrica.

En la Sierra de Grazalema, el análisis de la distribución de la lluvia en función de la altitud permite precisar la precipitación media en las zonas situadas a cotas superiores a las cubiertas por la red de control pluviométrico y en los sectores con menor densidad espacial de estaciones. El rango altitudinal abarcado por las estaciones pluviométricas está limitado por la ubicada a cota más baja (El Bosque, 284 m s.n.m.) y la situada a mayor altitud (Grazalema, 923 m s.n.m.). Este modelo de distribución aporta información pluviométrica para una parte significativa de las áreas de recarga debido a que existe una notable extensión de afloramientos permeables más elevados que la estación situada a mayor cota (71,4 km^2 de superficie con una altitud superior a 923 m s.n.m.).

La metodología utilizada, descrita por Fries *et al*. (2012), contempla la variación espacial en el gradiente altitudinal, lo que redunda en una mayor representatividad de la distribución pluviométrica obtenida. La base topográfica utilizada para el proceso de cálculo ha sido el modelo digital de elevaciones suministrado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), con un tamaño de celda de 5 x 5 m, y el gradiente es el calculado para el periodo 1984/85 – 2017/18, expuesto en el apartado 3.2.3 y figura 3.5.

La figura 3.9 muestra el mapa de distribución de la precipitación considerando dicho gradiente. Se observa la concentración de las precipitaciones en las zonas más elevadas (sierras del Endrinal y del Pinar), con valores máximos superiores a 2700 mm en los relieves situados a mayor altitud. En los sectores perimetrales del área de estudio (a excepción del borde oriental) y topográficamente deprimidos (zonas de Tavizna y El Jaral), los valores de precipitación son los más bajos (600 – 1200 mm). La precipitación media calculada mediante este método es de 1315 mm, superior al resto de estimaciones calculadas para el año medio (1152 y 1216 mm obtenidos a partir de la media aritmética y la planimetría de isoyetas, respectivamente).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

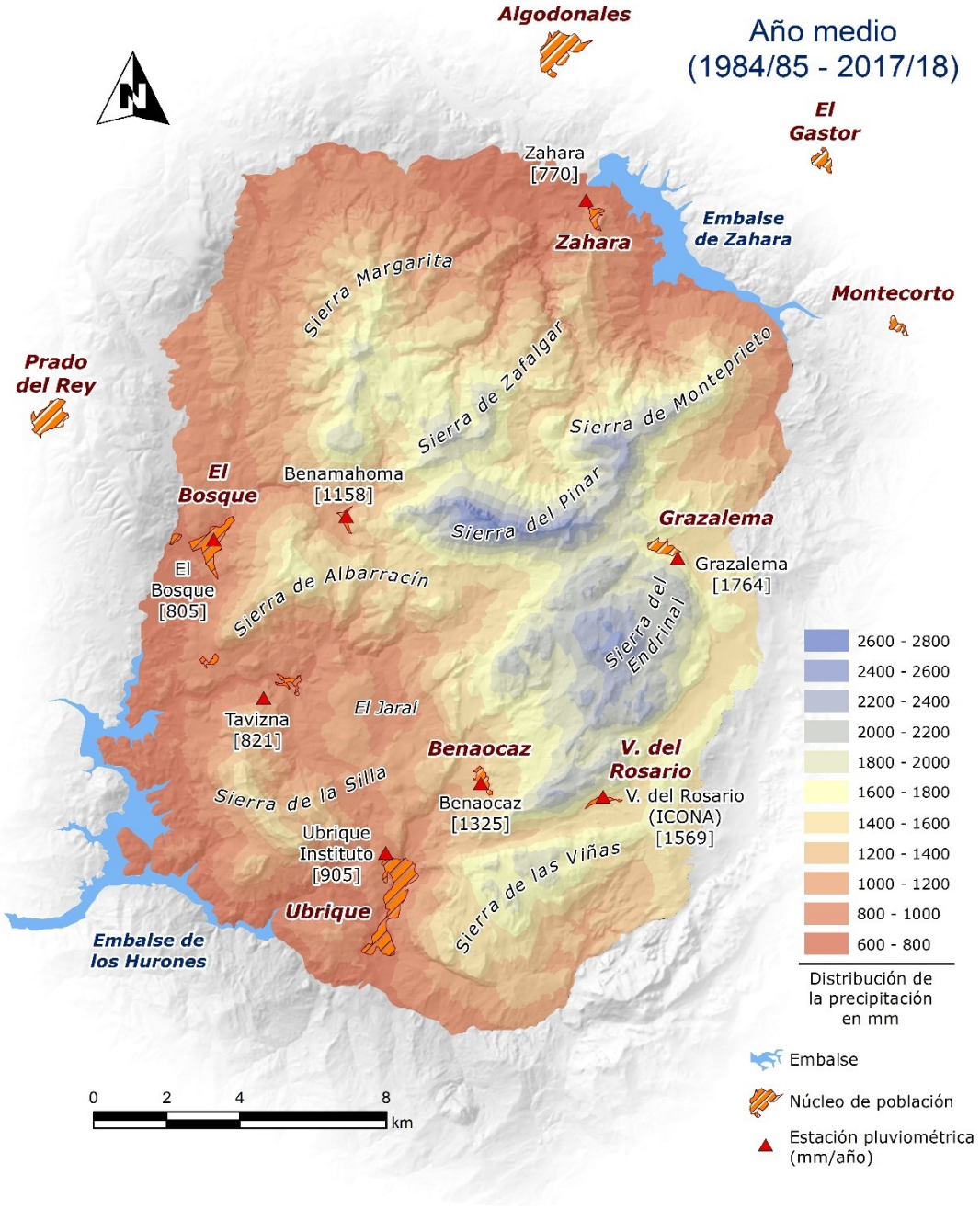


Figura 3.9. Mapa de distribución de la precipitación elaborado partiendo del gradiente pluviométrico calculado para el periodo 1984/85 – 2017/18

3.2.5. Evolución temporal de las precipitaciones

La evolución temporal de las precipitaciones medias anuales durante los años hidrológicos 1984/85 – 2017/18 presenta una sucesión de años secos y medios, interrumpida por años de tipo húmedo (Fig. 3.10). Durante el periodo histórico el número de años de tipo medio (12) y seco (12) ha sido superior al de años considerados como

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

húmedos (10). Los periodos húmedos más importantes han sido los identificados entre los años 1984/85 – 1985/86, 1995/96 – 1997/98 y 2008/09 – 2009/10.

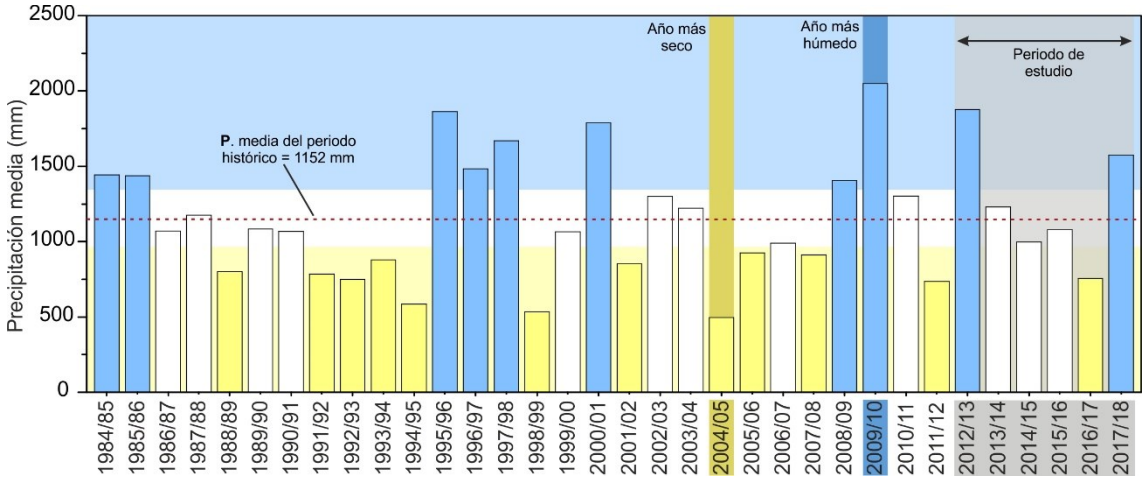


Figura 3.10. Distribución temporal de la precipitación media anual durante el periodo 1984/85 – 2017/18. En azul, años de tipo húmedo, en blanco los de tipo medio y en amarillo los de tipo seco

Los periodos húmedos están precedidos y sucedidos por otros de tipo medio y seco, cuya duración es en general superior. Por ejemplo, entre los años 1986/87 – 1994/95 y 2001/02 – 2007/08 tuvieron lugar dos periodos en los que se sucedieron de forma consecutiva 9 y 7 años de tipo medio y seco, respectivamente. El primero de estos periodos acumula el mayor número de años con precipitaciones por debajo de la media, mientras que el año más seco registrado (2004/05) tuvo lugar durante el segundo. Los años húmedos 2000/01, 2012/13 y 2017/18 aparecen aislados dentro de periodos dominados por años de tipo medio y seco (Fig. 3.10).

La desviación acumulada de la precipitación media anual respecto a la media de la serie 1984/85 – 2017/18 (Fig. 3.11) muestra la alternancia de periodos húmedos y secos durante los 34 años del registro pluviométrico. Se han identificado 6 periodos en los que la desviación acumulada ha sido superior a la media (con una duración conjunta de 14 años hidrológicos), frente a otros 6 cuya desviación acumulada ha sido inferior a la media, con una duración de 20 años hidrológicos.

Los datos mensuales de precipitación correspondientes al periodo 1984/85 – 2017/18 están recogidos en la tabla 3.4 y en la figura 3.12. Los meses más lluviosos del año abarcan desde octubre hasta abril y acumulan más del 93 % de la precipitación anual. El mes más húmedo es diciembre, con una precipitación media mensual de 189 mm, lo que supone el 16 % de la precipitación media anual. Durante los meses de verano (junio,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

julio y agosto) las precipitaciones son muy escasas, con un valor conjunto de 27 mm, lo que supone el 2 % de la precipitación media anual. El mes más seco es julio, con un valor medio mensual de 2 mm, similar en todas las estaciones de la zona de estudio (Tab. 3.4).

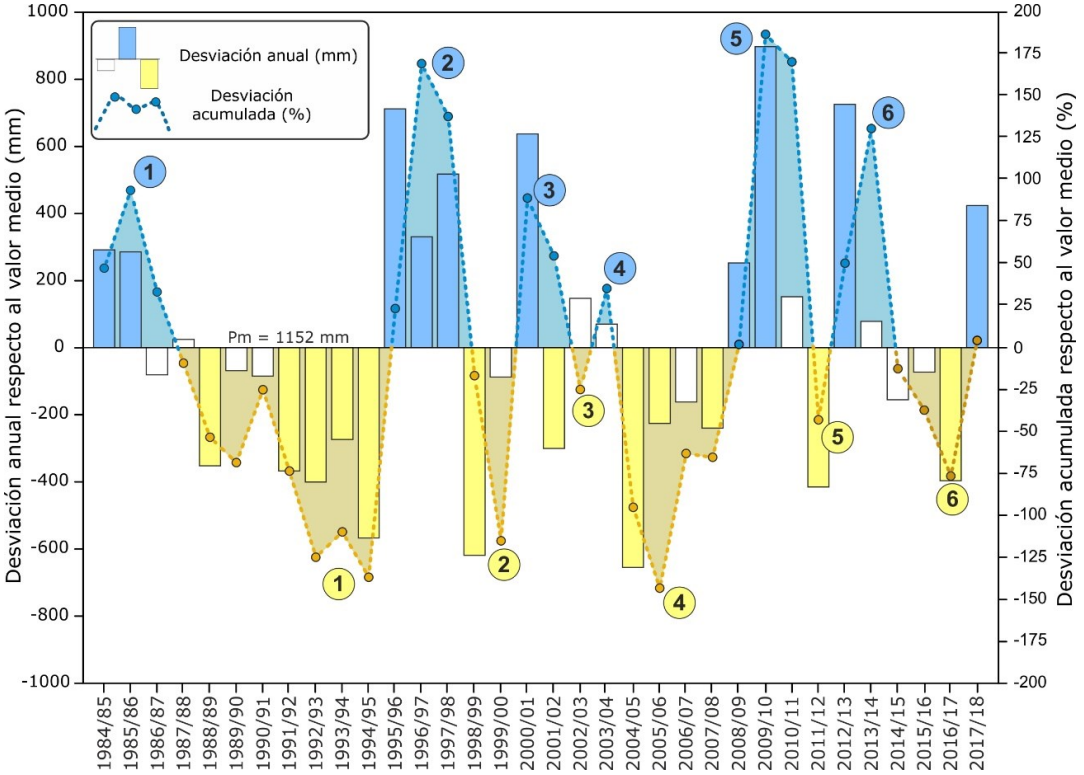


Figura 3.11. Desviación anual y acumulada de los valores de precipitación respecto a la media, durante el periodo 1984/85 – 2017/18, expresadas en mm y %, respectivamente. En azul están representados los años húmedos y los periodos con una desviación acumulada superior a la media. En amarillo los años secos y los periodos con una desviación acumulada inferior a la media. En blanco, los años medios

Mes	Grazalema	El Bosque	Zahara	Benaocaz	V. del Rosario (ICONA)	Ubrique (Instituto)	Benamahoma	Tavizna	Media
Octubre	174	100	92	153	163	107	143	119	131
Noviembre	250	112	114	195	230	126	164	129	165
Diciembre	286	131	126	215	265	149	187	155	189
Enero	277	108	101	193	236	121	159	124	165
Febrero	252	92	89	166	198	110	132	105	143
Marzo	186	82	82	136	167	92	119	92	119
Abril	166	73	76	114	141	84	105	81	105
Mayo	83	50	45	68	80	48	72	55	63
Junio	21	13	11	17	20	16	18	13	16
Julio	3	1	1	2	2	2	2	1	2
Agosto	10	6	7	12	7	10	8	9	9
Septiembre	57	35	28	55	58	39	50	40	45
Máximo	286	131	126	215	265	149	187	155	189
Medio	147	67	64	110	131	75	97	77	**96**
Mínimo	3	1	1	2	2	2	2	1	2

Tabla 3.4. Precipitación media mensual en las estaciones seleccionadas durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Todos los valores están indicados en mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El mes de septiembre marca la transición desde el estiaje hasta los meses húmedos, con una precipitación media de 45 mm. El dato medio mensual en el área de estudio es de 96 mm, notablemente superior a los determinados en zonas cercanas por Barberá (2014) en la Serranía de Ronda (51 mm) o Liñán (2003) en la sierra de las Nieves (65 mm).

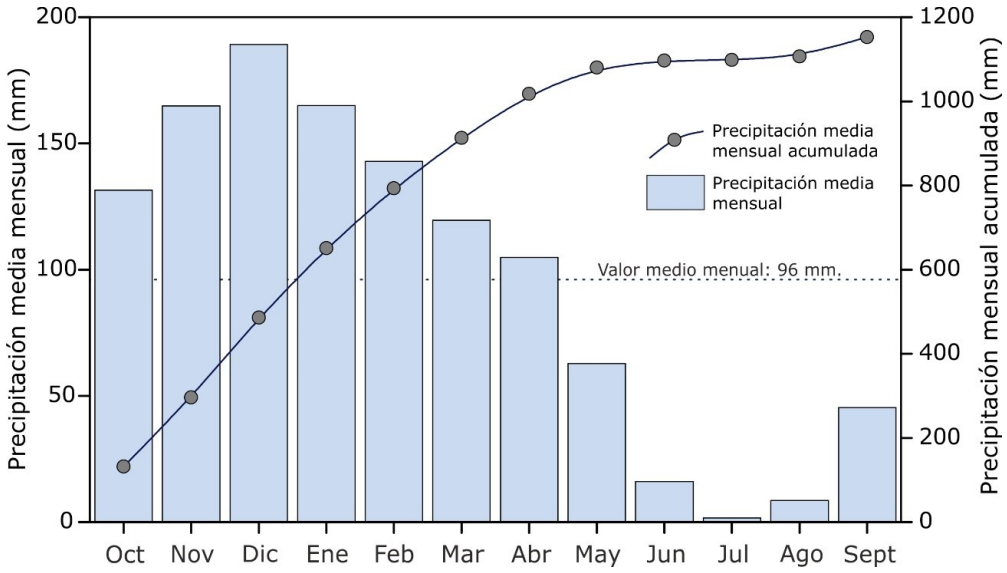


Figura 3.12. Precipitación media mensual y acumulada para el conjunto de estaciones pluviométricas durante el periodo 1984/85 – 2017/18

3.2.6. Tendencias en la evolución temporal de las precipitaciones

El análisis de la evolución temporal de la precipitación diaria en la estación de Grazalema, durante el periodo 1912/13 – 2017/18 (106 años hidrológicos) ha permitido identificar tendencias en la precipitación anual y en las características de los 3595 eventos de lluvia identificados, como su intensidad, duración y volumen de precipitación (Fig. 3.13). Se ha utilizado el test de tendencia no paramétrico de Mann – Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), que permite la obtención de tendencias con significancia estadística. Este análisis se ha completado con la estimación de Sen (Sen, 1968), para la pendiente de la tendencia, que complementa al test de Mann – Kendall.

La evolución temporal de la precipitación anual (Fig. 3.13 A) muestra una tendencia decreciente, cuantificada en 6,59 mm/año, lo que supone una disminución en la precipitación anual de 699 mm durante el periodo 1912/13 – 2017/18. El análisis de las características de los eventos de lluvia (Fig. 3.13 B, C y D) muestra tendencias decrecientes en la precipitación e intensidad de los episodios pluviométricos y una tendencia positiva en la duración de estos, lo que se traduce en una disminución de la torrencialidad de las precipitaciones durante el periodo considerado.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

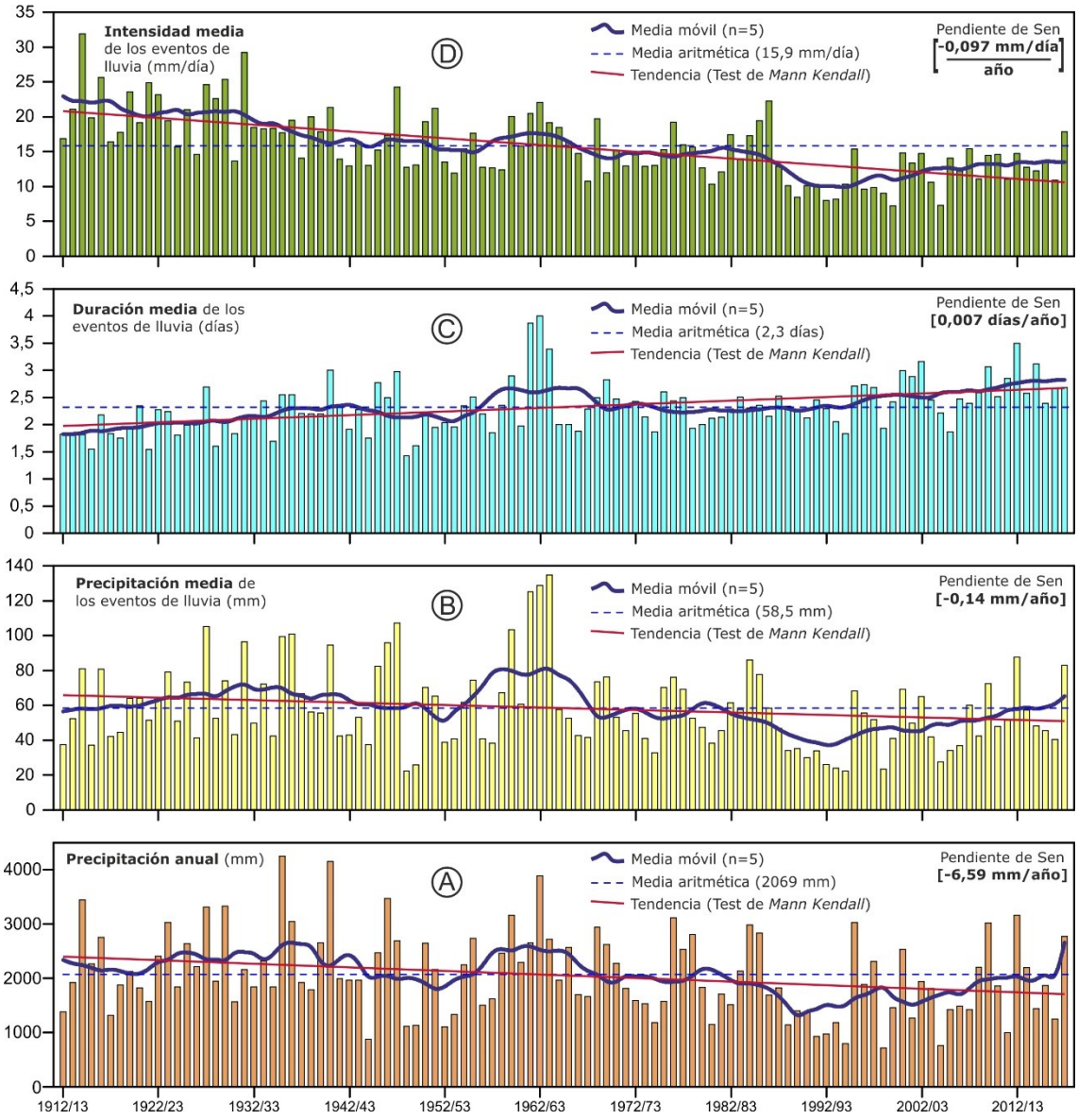


Figura 3.13. Tendencias detectadas en la evolución temporal de la precipitación acumulada anual y en la intensidad, duración y precipitación total de los eventos pluviométricos en la estación de Grazalema (5911) durante el periodo 1912/13 – 2017/18. (A) Precipitación anual. (B, C y D) Precipitación, duración e intensidad de los eventos de lluvia (media anual)

3.3. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE DURANTE EL PERIODO 1984/15-2017/18

3.3.1. Características generales y registro disponible

En la zona de estudio se dispone de 12 estaciones de medida de la temperatura del aire, cuyas principales características se recogen en la tabla 3.5, y su ubicación se muestra en la figura 3.14.De las estaciones termométricas disponibles 8 pertenecen a la Agencia

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Estatal de Meteorología (AEMET) y 4 han sido instaladas por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) en el marco de la presente investigación.

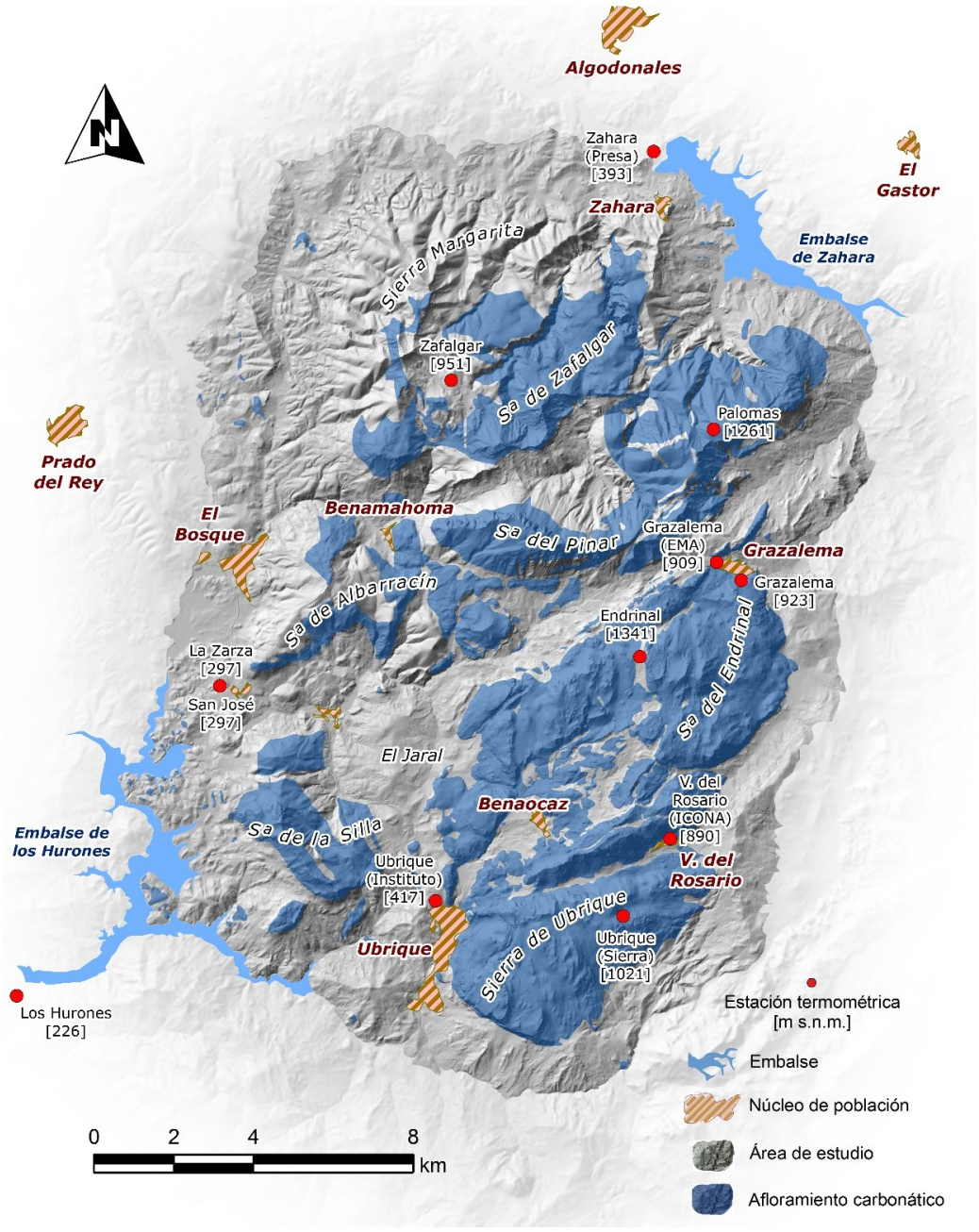


Figura 3.14. Situación de las estaciones termométricas disponibles en el área de estudio

La duración del registro de temperaturas en las diferentes estaciones varía desde los 55 años en la estación de Grazalema (5911) hasta 3 años en la estación más recientemente instalada (Ubrique Sierra). Las estaciones con el mayor periodo de registro también tienen la mayor cantidad de años con datos incompletos. La media de años incompletos de las estaciones pertenecientes a la AEMET es de 14 años, lo que representa una parte considerable del periodo medio de registro (30 años).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La mayoría de las estaciones termométricas se sitúan cerca de los núcleos urbanos (Ubrique Instituto, Grazalema, Villaluenga del Rosario ICONA, etc.) o asociadas a las infraestructuras hidráulicas, como los embalses de Zahara o Los Hurones (Fig. 3.14), normalmente a altitudes bajas. Las estaciones situadas a mayor cota son las de Villaluenga del Rosario ICONA y Grazalema, a 890 y 923 m s.n.m., respectivamente. Las estaciones termométricas instaladas en el marco de la presente investigación se encuentran a una altitud superior al resto (desde 951 a 1341 m s.n.m.), con el objetivo de caracterizar el contexto termométrico de las áreas de recarga de los acuíferos.

Denominación	Organismo	Código	Coordenadas UTM (m)		Altitud	Periodo de registro		Nº de años	Nº de años	T. media años
			X	Y	(m s. n. m.)			de registro	incompletos	completos (ºC)
Grazalema	AEMET	5911	288720	4070446	923	1963/64	2017/18	55	14	15,5
Grazalema (EMA)	AEMET	5911A	288078	4070939	909	1999/00	2017/18	19	19	---
Zahara (Presa)	AEMET	5912C	286523	4081186	393	1992/93	2017/18	26	5	18,4
La Zarza	AEMET	5941D	275662	4067802	297	1985/86	2017/18	24	17	17,5
San José	AEMET	5941X	275662	4067802	297	2007/08	2017/18	11	9	17,2
V. del Rosario (ICONA)	AEMET	5943B	286936	4063971	890	1985/86	2017/18	31	16	14,4
Ubrique (Instituto)	AEMET	5945B	281061	4062419	417	1983/84	2005/06	23	14	18,6
Los Hurones	AEMET	5947	270563	4060041	226	1962/63	2007/08	46	14	17,3
Las palomas	CEHIUMA	CE-PA	288022	4074236	1261	2013/14	2017/18	5	0	12,9
Endrinal	CEHIUMA	CE-EN	286180	4068534	1341	2013/14	2017/18	5	0	12,5
Zafalgar	CEHIUMA	CE-ZA	281453	4075463	951	2013/14	2017/18	5	0	14,7
Ubrique (Sierra)	CEHIUMA	CE-UB	285764	4062038	1021	2015/16	2017/18	3	0	14,9

Tabla 3.5. Características principales de las estaciones termométricas en el área de estudio

Las estaciones gestionadas por la AEMET cuentan con una periodicidad de medida diaria (temperatura máxima, mínima y media), mientras que en las estaciones de reciente instalación se dispone de registros horarios. El tratamiento de los datos termométricos se ha realizado de forma similar al de los datos de pluviometría, descrito en el apartado 3.2.1. El primer paso ha consistido en identificar los datos faltantes en el registro original, a paso de tiempo diario, para las series de temperatura máxima, mínima y media de cada estación. En la tabla 3.6 se exponen los datos originales de temperatura media, así como el porcentaje de completitud de los distintos años hidrológicos. En este estudio se consideran como años incompletos aquellos que tienen lagunas iguales o superiores a un dato diario.

Con el objetivo de homogeneizar las series de datos y hacerlas comparables entre sí, se ha realizado el completado de estas mediante correlación lineal con datos diarios, entre pares de estaciones con el coeficiente de correlación (R^2) más elevado. Este procedimiento se ha llevado a cabo tanto para la temperatura máxima como para la mínima, de modo que se disponga de series completas de temperatura máxima, mínima y media (esta última obtenida a partir de las anteriores) diarias, necesarias para realizar cálculos a partir de las series temporales.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Organismo	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	AEMET	CEHIUMA	CEHIUMA	CEHIUMA	CEHIUMA
Código	5947	5911	5911A	5912C	5941D	5941X	5943B	5945B	CE-PA	CE-EN	CE-ZA	CE-UB
Nombre	Los Hurones	Grazalema	Grazalema *(EMA)*	Zahara *(Presa)*	La Zarza	San José	V. del Rosario *(ICONA)*	Ubrique *(Instituto)*	Las Palomas	Endrinal	Zafalgar	Ubrique *(Sierra)*
1962/63	18,7											
1963/64	17,6	17,8										
1964/65	17,2	17,3										
1965/66	16,1	17,5										
1966/67	16,7	17,2										
1967/68	16,7	16,5										
1968/69	16,9	16,2										
1969/70	16,7	16,4										
1970/71	16,1	14,7										
1971/72	16,0	14,1										
1972/73	16,4	14,0										
1973/74	16,4	17,1										
1974/75	16,1	13,8										
1975/76	16,2	14,6										
1976/77	15,7	14,1										
1977/78	16,4	14,7										
1978/79	17,0	15,2										
1979/80	16,9	15,2										
1980/81		14,5										
1981/82		15,9										
1982/83		14,6										
1983/84		14,7						14,9				
1984/85		15,2						19,1				
1985/86	17,6	15,4			16,7		13,7	20,2				
1986/87	17,8	15,4			12,7		14,3	18,0				
1987/88	17,4	12,9					13,9	18,4				
1988/89	18,1	15,3			20,8		14,4	19,9				
1989/90	19,8	16,3			16,8		15,9	20,6				
1990/91	18,3	14,5			15,5		13,7	18,7				
1991/92	18,2	15,0			16,2		13,5	19,3				
1992/93	17,8	14,3		22,4	15,5		13,1	14,5				
1993/94	18,4	15,3		17,2	15,7		14,1	18,1				
1994/95	19,5	15,9		17,7	16,7		14,5	18,1				
1995/96	19,0	15,3		17,9	17,0		13,9	17,9				
1996/97	18,3	15,6		18,0	16,9		14,0	17,2				
1997/98	19,4	15,8		18,7	17,2		14,6	16,9				
1998/99	19,1	15,3		18,3	17,4		10,5	15,9				
1999/00	21,3	15,3	11,2	17,7	17,3		15,5	18,3				
2000/01	18,8	15,6	15,0	17,8	17,4		15,1	18,1				
2001/02	19,0	15,9	13,7	18,2	17,4		15,1	17,6				
2002/03	18,1	16,0	14,7	18,6	18,0		11,6	14,1				
2003/04	17,2	15,5	13,5	17,9	17,6		17,6	13,2				
2004/05	17,4	15,9	14,1	18,4	16,9		15,7	18,9				
2005/06	16,9	15,7	14,4	18,5	17,0		15,6	12,5				
2006/07	17,2	15,4	13,5	18,6	16,0		16,1					
2007/08	16,5	15,7	13,5	19,2	15,6	22,2	14,3					
2008/09		16,1	12,8	18,4	14,0	16,9						
2009/10		16,4	13,9	19,4		18,4	18,0					
2010/11		16,6	14,2	19,2		17,9	11,4					
2011/12		16,3	14,3	18,5		17,6	18,3					
2012/13		15,5	14,0	17,6		17,1						
2013/14		15,6	13,4	18,0		17,2	14,2		12,3	11,8	14,0	
2014/15		16,3	14,0	18,2		17,8	15,9		13,1	12,7	14,9	
2015/16		16,4	13,9	18,8		18,2	17,1		13,2	12,9	15,2	14,2
2016/17		18,7	15,1	20,8		18,4	18,1		13,5	13,2	15,4	14,9
2017/18		15,4	14,1	17,9		17,1	12,9		12,5	12,1	14,2	14,6

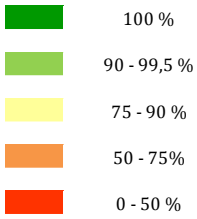


Tabla 3.6. Valores originales de temperatura media anual (en ºC) de las estaciones disponibles en el área de estudio. El color indica el porcentaje de datos diarios que existen para cada año hidrológico, que varía desde el verde oscuro (serie completa) hasta el color rojo (años hidrológicos con menos del 50% de los datos diarios)

Una vez realizado el completado de las series, se han seleccionado 7 estaciones termométricas como representativas de la distribución de la temperatura del aire en el área de estudio, durante el periodo 1984/85 – 2017/18, teniendo en cuenta criterios como la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

duración del registro, el número de datos faltantes de la serie y la distribución espacial de las estaciones.

3.3.2. Temperatura media anual

El análisis de los datos históricos de temperatura del aire se ha realizado partiendo de la información suministrada por 7 de las 12 estaciones consideradas anteriormente. Las estaciones seleccionadas han sido Los Hurones, Grazalema, Zahara Presa, La Zarza, V. del Rosario ICONA y Ubrique Instituto, para el periodo 1984/85 – 2017/18 (Tab. 3.7). Se ha seleccionado este periodo por aglutinar el mayor número de datos termométricos de las diferentes estaciones y por coincidir con el periodo histórico considerado para la caracterización pluviométrica del área de estudio (Tab. 3.7).

Año Hidrológico	Los Hurones	Grazalema	Zahara (Presa)	La Zarza	V. del Rosario (ICONA)	Ubrique (Instituto)	Temperatura media (ºC)
1984/85	**17,7**	15,2	**17,7**	**16,6**	**14,4**	**17,6**	16,5
1985/86	**17,0**	15,4	**17,9**	**16,2**	**14,0**	**20,0**	16,8
1986/87	17,8	15,4	**17,9**	**16,7**	14,3	18,0	16,7
1987/88	17,4	**13,3**	**16,2**	**16,3**	13,9	18,4	15,9
1988/89	18,1	15,3	**17,9**	**16,5**	14,4	19,9	17,0
1989/90	19,8	16,3	**18,8**	**16,6**	**15,0**	20,6	17,9
1990/91	18,3	**14,8**	**17,4**	**16,4**	13,7	**19,4**	16,7
1991/92	18,2	15,0	**17,6**	**16,7**	13,5	19,3	16,7
1992/93	**17,7**	14,3	**16,9**	**16,1**	13,1	**15,7**	15,6
1993/94	18,4	15,3	**17,0**	**16,5**	14,1	**18,0**	16,5
1994/95	**18,8**	15,9	**17,7**	**17,3**	14,5	18,1	17,0
1995/96	19,0	15,3	**17,9**	**17,4**	13,9	**17,5**	16,8
1996/97	**18,7**	15,6	18,6	**17,4**	14,0	17,2	16,9
1997/98	**19,1**	15,8	**18,7**	**17,6**	14,6	**17,8**	17,3
1998/99	**18,3**	15,3	18,3	17,4	**14,2**	**17,8**	16,9
1999/00	**18,9**	15,3	17,7	17,3	**15,0**	**17,7**	17,0
2000/01	18,8	**15,6**	17,8	17,4	15,1	18,1	17,1
2001/02	19,0	15,6	18,2	17,4	15,1	17,6	17,1
2002/03	18,1	16,0	18,6	18,0	**15,4**	**17,7**	17,3
2003/04	**17,3**	15,5	17,9	17,6	**15,1**	**17,5**	16,8
2004/05	**17,4**	**15,9**	18,4	**17,6**	15,7	**17,8**	17,1
2005/06	**17,5**	15,7	18,5	**17,6**	15,6	**17,9**	17,1
2006/07	17,2	15,4	18,6	**17,1**	**16,0**	**18,2**	17,1
2007/08	**18,5**	**15,9**	19,2	**17,6**	**15,5**	**18,8**	17,6
2008/09	**18,2**	**15,3**	18,4	**16,9**	**14,5**	**18,0**	16,9
2009/10	**19,4**	16,4	19,4	**17,9**	**15,5**	**19,0**	17,9
2010/11	**19,2**	**15,9**	19,2	**17,7**	**15,1**	**18,7**	17,6
2011/12	**18,6**	16,3	18,5	**17,9**	**15,6**	**18,1**	17,5
2012/13	**17,9**	15,5	17,6	**17,1**	**14,7**	**17,3**	16,7
2013/14	**18,2**	**15,6**	18,0	**17,4**	**15,1**	**17,7**	17,0
2014/15	**18,3**	16,3	18,2	**18,0**	**15,9**	**17,8**	17,4
2015/16	**18,8**	16,4	18,8	**18,2**	**15,7**	**18,3**	17,7
2016/17	**19,4**	**17,1**	**19,3**	**18,7**	**16,3**	**19,1**	18,3
2017/18	**18,1**	**15,4**	**17,9**	**17,4**	**15,0**	**17,5**	16,9
Máxima	19,8	17,1	19,4	18,7	16,3	20,6	18,3
Media	18,3	15,6	18,1	17,2	14,8	18,2	17,0
Mínima	17,0	13,3	16,2	16,1	13,1	15,7	15,6

Tabla 3.7. Valores medios anuales de temperatura del aire, expresados en ºC, en las estaciones seleccionadas como representativas de la zona de estudio, durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Los datos en negrita corresponden a los años en los que existen uno o más datos completados mediante regresión lineal

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En la tabla 3.7 se recogen los datos de temperatura media anual una vez completadas las series (en negrita) mediante regresión lineal. Los valores medios varían desde los 18,3 ºC en la estación de Los Hurones hasta 14,8 ºC en la estación de Villaluenga del Rosario ICONA. El año hidrológico más cálido en la mayoría de las estaciones fue 2016/17 (18,3 ºC) mientras que el más frío fue 1992/93 (15,6 ºC). La temperatura media calculada para el área de estudio durante el periodo 1984/85 – 2017/18 ha sido de 17,0 ºC.

La temperatura media anual más elevada se ha registrado en la estación de Ubrique Instituto (20,6ºC), en el año 1989/90, mientras que el valor mínimo ha sido medido en la estación de Villaluenga del Rosario ICONA (13,1 ºC), en el año 1992/93. La mayor amplitud térmica durante el periodo 1984/85 – 2017/18, se ha registrado en la estación de Ubrique Instituto (4,9 ºC), mientras que en La Zarza se ha medido el mínimo rango de variación entre las temperaturas medias anuales máxima y mínima (2,6 ºC).

3.3.3. Gradiente térmico

La relación existente entre la temperatura media del aire (expresada en ºC) en las estaciones seleccionadas y su cota (en m s.n.m.) se muestra en la figura 3.15. El gradiente calculado ha sido de -0,41 ºC / 100 m de altitud, inferior al calculado por Cruz-Sanjulián (1976) para el conjunto de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (-0,5 ºC /100 m) o por Barberá (2014) para la Serranía Oriental de Ronda (-0,6 ºC /100 m). El coeficiente de correlación obtenido entre ambas variables es significativo (R^2=0,84), lo que permite asumir un fuerte condicionante de la altitud en la distribución de la temperatura del aire.

La disminución de la temperatura del aire con la altitud tiene implicaciones en los procesos de recarga de los acuíferos, ya que las áreas de recarga de los acuíferos están situadas en las partes altas de los macizos, donde la pluviometría también es más elevada (véase el aparatado 3.2.4.2). Una temperatura más baja conlleva menor evapotranspiración del agua de lluvia, lo que condiciona que el porcentaje de agua de lluvia que se infiltra y recarga los acuíferos sea mayor a cotas altas, en comparación con los sectores situados a menor altitud. No obstante, la distribución de la espacial temperatura también depende de otros factores, como la continentalidad o la ubicación de la zona respecto de las masas de agua marina que ejercen una acción reguladora del régimen termométrico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

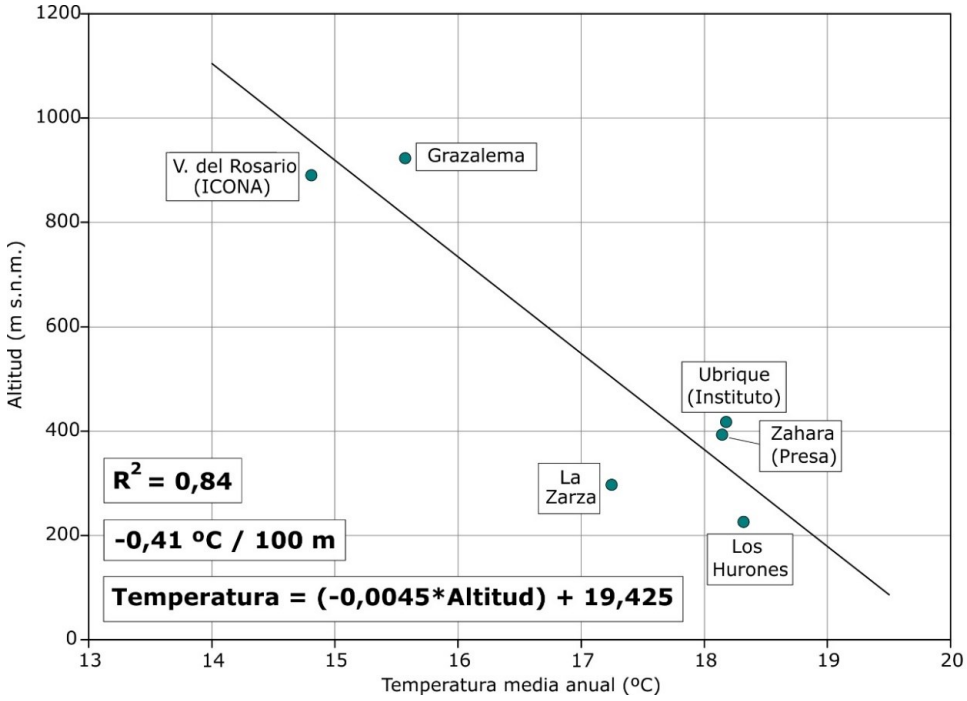


Figura 3.15. Gradiente térmico obtenido para el conjunto de estaciones termométricas consideradas en el análisis del periodo 1984/85 – 2017/18

3.3.4. Evolución temporal de la temperatura

En la figura 3.16 se muestran la evolución temporal de los valores de temperatura media anual durante los 34 años del periodo histórico (1984/85 – 2017/18), para las estaciones termométricas seleccionadas y para la temperatura media del aire del conjunto del área de estudio. En general, se observa una tendencia creciente de la temperatura de todas las estaciones, aunque este ascenso es más acusado en las estaciones de Grazalema, Villaluenga del Rosario ICONA y La Zarza. Los termómetros de Ubrique Instituto, Los Hurones y Zahara Presa, aunque muestran una evolución creciente en sus valores de temperatura media, pero lo hacen de forma menos acusada que en el primer grupo de estaciones. La temperatura media del aire calculada para el conjunto de la zona de estudio también muestra una tendencia ascendente, con un incremento promedio anual de 1,24 ºC durante los 34 años del periodo considerado (1984/85 – 2017/18).

El análisis de la temperatura media mensual, resumido en la tabla 3.8 y en la figura 3.17, muestra que los valores más bajos de temperatura se registran durante el mes de enero y en general durante los meses de invierno, que son también los más húmedos del año (véase el apartado 3.2.5). Las temperaturas más elevadas se alcanzan durante los meses de julio y agosto. Los valores medios de temperatura presentan variaciones significativas entre las estaciones situadas a diferentes altitudes (Figs. 3.16 y 3.17). Las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

estaciones situadas a mayor altitud (Grazalema y Villaluenga del Rosario ICONA), muestran temperaturas inferiores (algo más de 3 ºC) respecto a las estaciones de Ubrique Instituto y Los Hurones, ubicadas a cotas más bajas.

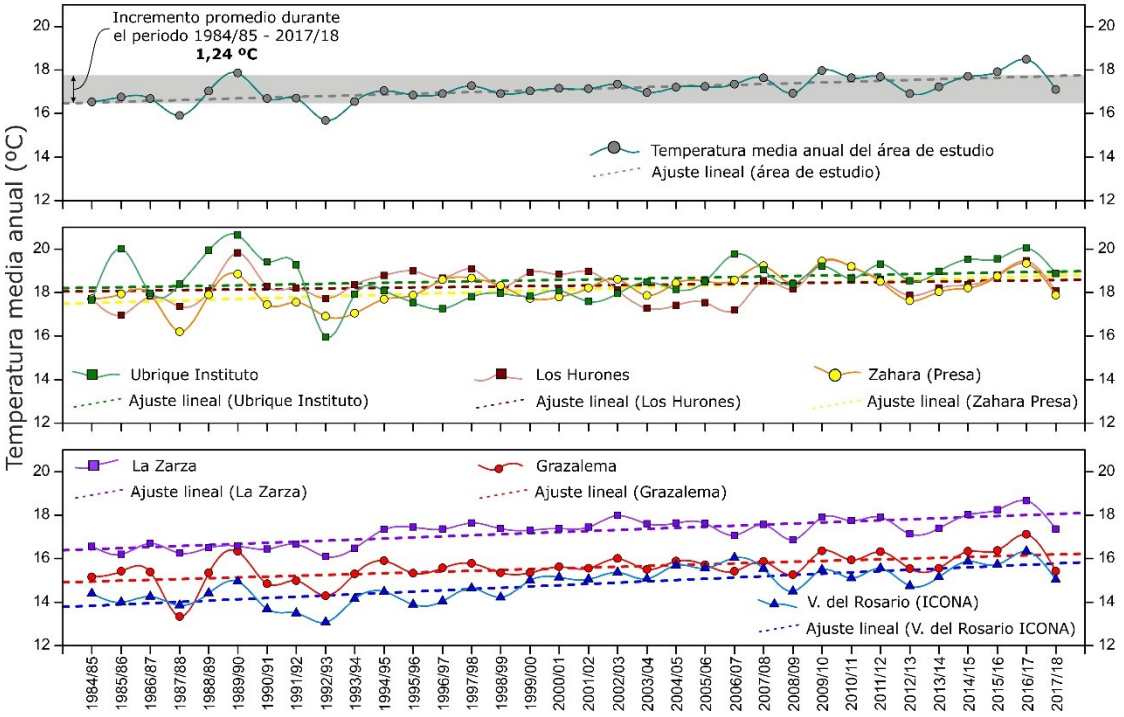


Figura 3.16. Evolución temporal de la temperatura media del aire en las estaciones termométricas consideradas y de la temperatura media para toda la zona de estudio, durante el periodo 1984/85 – 2017/18

Mes	Los Hurones	Grazalema	Zahara (Presa)	La Zarza	V. del rosario (ICONA)	Ubrique Instituto
Octubre	19,5	16,5	19,1	18,4	15,8	19,7
Noviembre	14,9	11,3	13,8	13,6	11,0	14,9
Diciembre	12,6	8,7	11,4	11,2	8,5	12,6
Enero	11,4	7,6	10,2	10,0	7,5	11,4
Febrero	12,3	8,6	11,2	10,8	8,4	12,2
Marzo	14,5	11,3	13,9	13,4	10,5	14,6
Abril	16,0	12,9	15,6	15,0	11,9	15,9
Mayo	19,1	16,6	19,3	18,2	15,3	19,2
Junio	23,0	21,4	24,0	22,3	20,0	23,4
Julio	26,2	25,3	27,6	25,6	23,9	27,2
Agosto	26,5	25,3	27,6	25,8	24,1	27,5
Septiembre	23,3	20,9	23,6	22,3	20,2	24,1
Máxima	26,5	25,3	27,6	25,8	24,1	27,5
Media	18,3	15,5	18,1	17,2	14,8	18,6
Mínima	11,4	7,6	10,2	10,0	7,5	11,4
Amplitud	15,1	17,7	17,4	15,8	16,6	16,2

Tabla 3.8. Valores medios mensuales de la temperatura del aire en el área de estudio durante el periodo 1984/85 – 2017/18

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

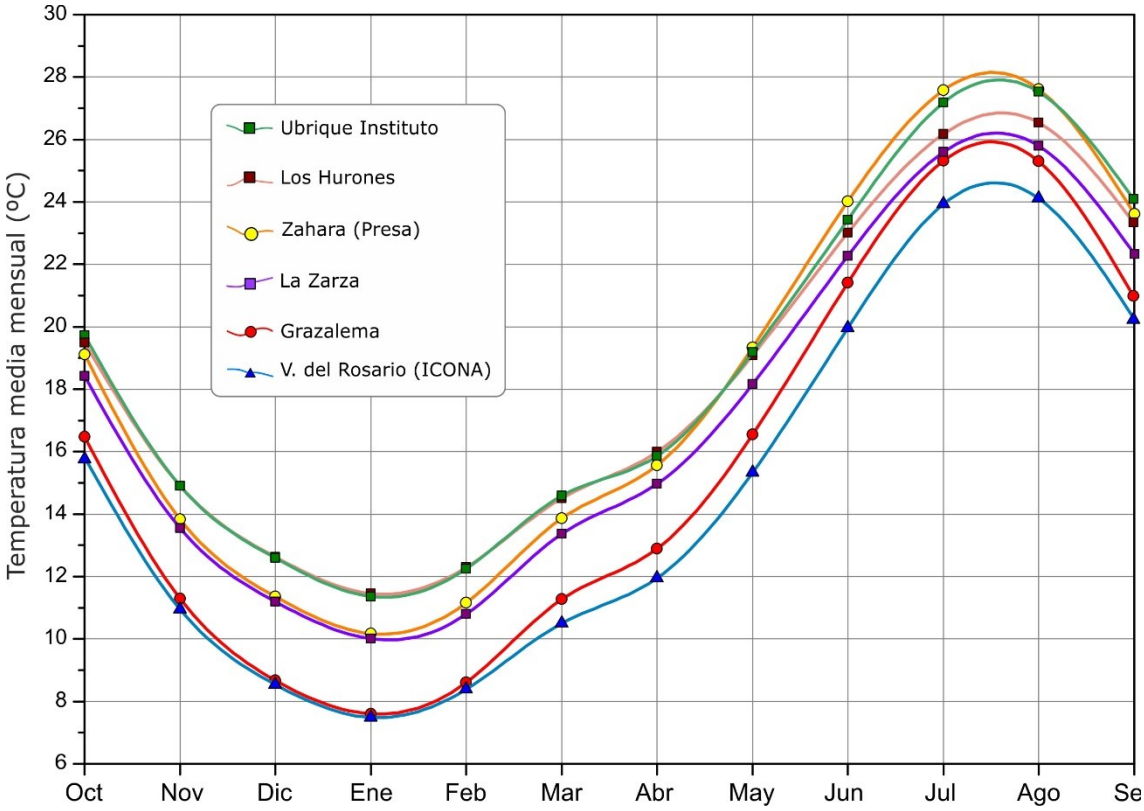


Figura 3.17. Valores de la temperatura mensual del aire en varias estaciones termométricas durante el periodo 1984/85 – 2017/18

3.3.5. Tendencias en la evolución temporal de la temperatura del aire

La evolución temporal de la temperatura media anual (máxima, media y mínima) en la estación de Grazalema (5911), obtenida a partir de datos diarios, durante el periodo para el que existe registro 1963/64 – 2017/18, muestra tendencias crecientes (Fig. 3.18). La metodología utilizada ha sido la misma que en el análisis de tendencias de los datos pluviométricos, descrita en el apartado 3.2.6.

La evolución temporal de la amplitud térmica media anual (que representa la diferencia entre la temperatura máxima y mínima) manifiesta una tendencia creciente, con una pendiente calculada de 0,055 ºC /año, lo cual supone un incremento en dicha amplitud de 3,0 ºC durante los 55 años hidrológicos del periodo 1963/64 – 2017/18.

El análisis de las series de temperatura mínima, media y máxima pone de manifiesto la tendencia positiva en la evolución temporal de las temperaturas, aunque no todos los parámetros analizados presentan la misma evolución. La pendiente más acusada ha sido calculada para la serie de temperaturas máximas, con un valor de 0,044 ºC /año. En la evolución temporal de la serie de temperaturas mínimas puede identificarse una tendencia

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

creciente, aunque con una pendiente menor (0,005 ºC /año) que la calculada para la serie de temperaturas máximas y medias. La evolución de temperaturas medias anuales muestra un incremento de 0,024 ºC/año, que a lo largo del periodo de registro de la estación de Grazalema (1963/64 – 2017/18) representa un aumento en la temperatura media anual de 1,3 ºC (Fig. 3.18).

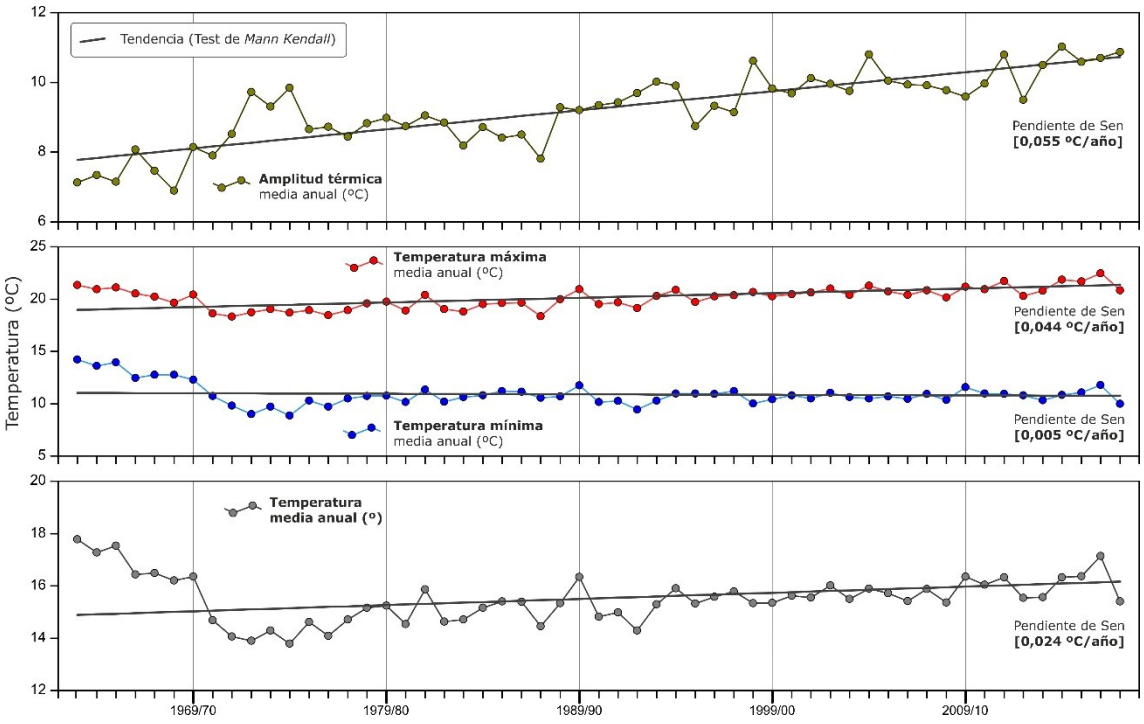


Figura 3.18. Tendencias detectadas en la evolución temporal de las temperaturas mínimas, medias y máximas anuales, así como de la amplitud térmica anual en la estación pluviométrica de Grazalema (5911), durante el periodo 1963/64 – 2017/18

3.4. ANÁLISIS DE LAS PRECIPITACIONES EN EL ÁREA DE ESTUDIO DURANTE EL PERIODO DE INVESTIGACIÓN 2012/13-2017/18

3.4.1. Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

El análisis espacial de las precipitaciones durante el periodo de investigación se ha realizado a partir del registro de las estaciones de la red de control, a las que se ha sumado la estación de Ubrique Sierra durante los años hidrológicos 2015/16, 2016/17 y 2017/18 (Tab. 3.9).

La precipitación media aritmética caída sobre el área de investigación durante los años 2012/13 a 2017/18 ha sido cifrada en 1269 mm, lo que caracterizaría al periodo de estudio como de tipo medio. Los mapas de isoyetas de los años hidrológicos 2012/13, 2013/14,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2015/16 y 2017/18 (los más húmedos) se han representado con una equidistancia de 200 mm, debido a la gran diferencia en los valores de precipitación entre las estaciones (Figs. 3.19, 3.20, 3.22 y 3.24). En los años hidrológicos 2014/15 y 2016/17 el intervalo escogido ha sido de 100 mm, dado que la precipitación ha sido inferior (Figs. 3.21 y 3.23). En los pies de figura de cada uno de los mapas se indica la precipitación media obtenida por planimetría de isoyetas.

Año hidrológico	Grazalema	El Bosque	Zahara	Benaocaz	V. Rosario (ICONA)	Ubrique (Instituto)	Benamahoma	Tavizna	Ubrique (Sierra)	P. media anual (mm)
2012/13	3165	1178	1199	2333	2690	1243	1739	1468	---	1877
2013/14	2195	695	740	1490	1711	739	1023	1249	---	1230
2014/15	1444	659	675	1137	1346	701	971	1039	---	997
2015/16	1869	712	571	1270	1473	759	1047	925	1388	1113
2016/17	1251	497	560	714	1034	529	730	724	892	770
2017/18	2776	1026	1209	1353	2207	1081	1516	1436	1937	1616
Máximo	3165	1178	1209	2333	2690	1243	1739	1468	1937	1885
Media	2117	795	826	1383	1744	842	1171	1140	1406	1269
Mínimo	1251	497	560	714	1034	529	730	724	892	770

Tabla 3.9. Valores de precipitación anual (mm) de las estaciones de control durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

La distribución espacial de las lluvias durante los años correspondientes al periodo de investigación es similar a la del periodo histórico, según la cual, las precipitaciones muestran los valores máximos en el borde oriental (zonas de mayor altitud) y disminuyen hacia los límites septentrional, occidental y meridional del área de estudio. La pluviosidad más elevada se registra en las estaciones de Grazalema (923 m s.n.m.) y Villaluenga del Rosario ICONA (890 m s.n.m.), situadas a mayor altitud que el resto, en cualquiera de los años hidrológicos considerados. Esto vuelve a poner de manifiesto el importante condicionante del relieve en la distribución de la precipitación.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

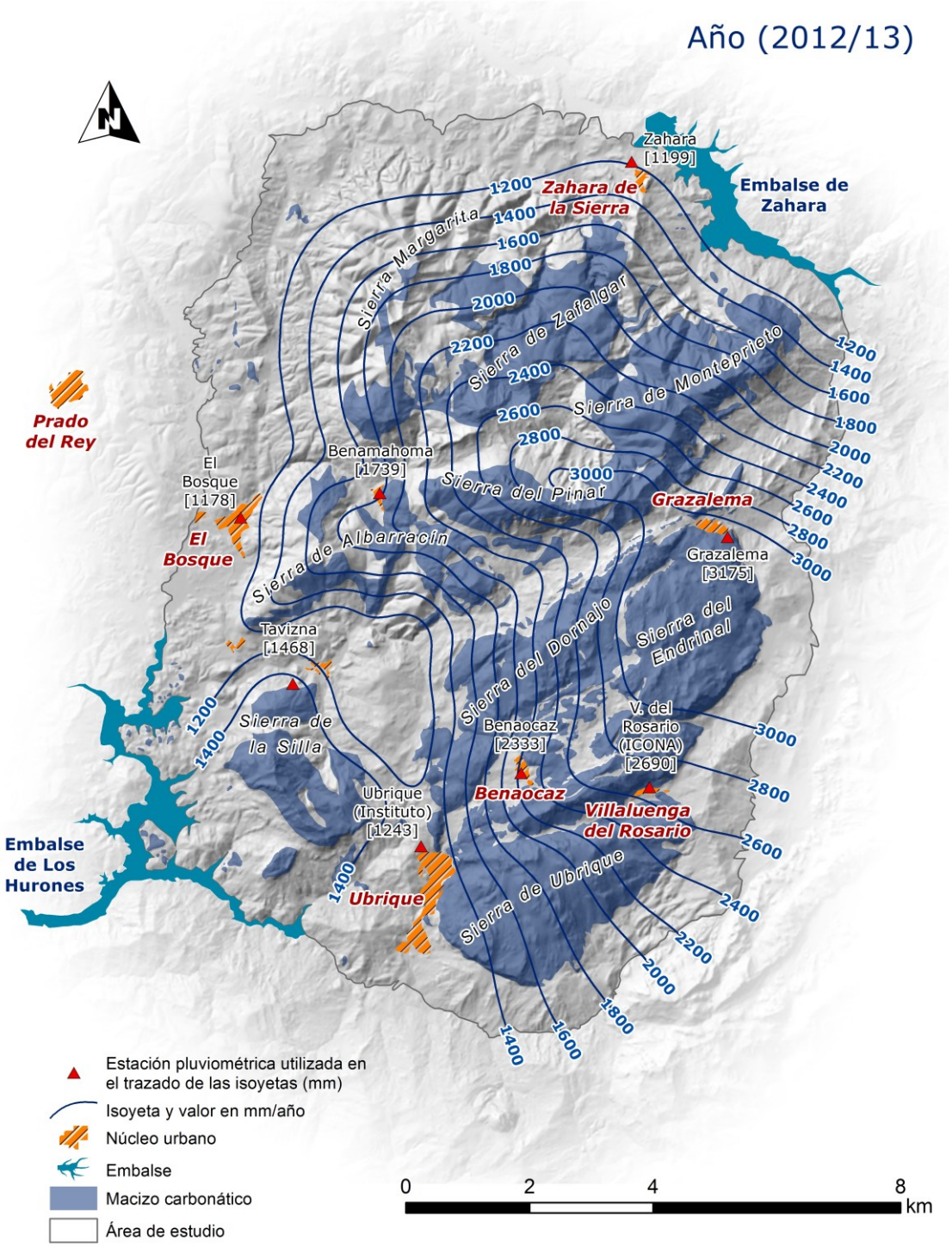


Figura 3.19. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2012/13. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1877 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1960 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

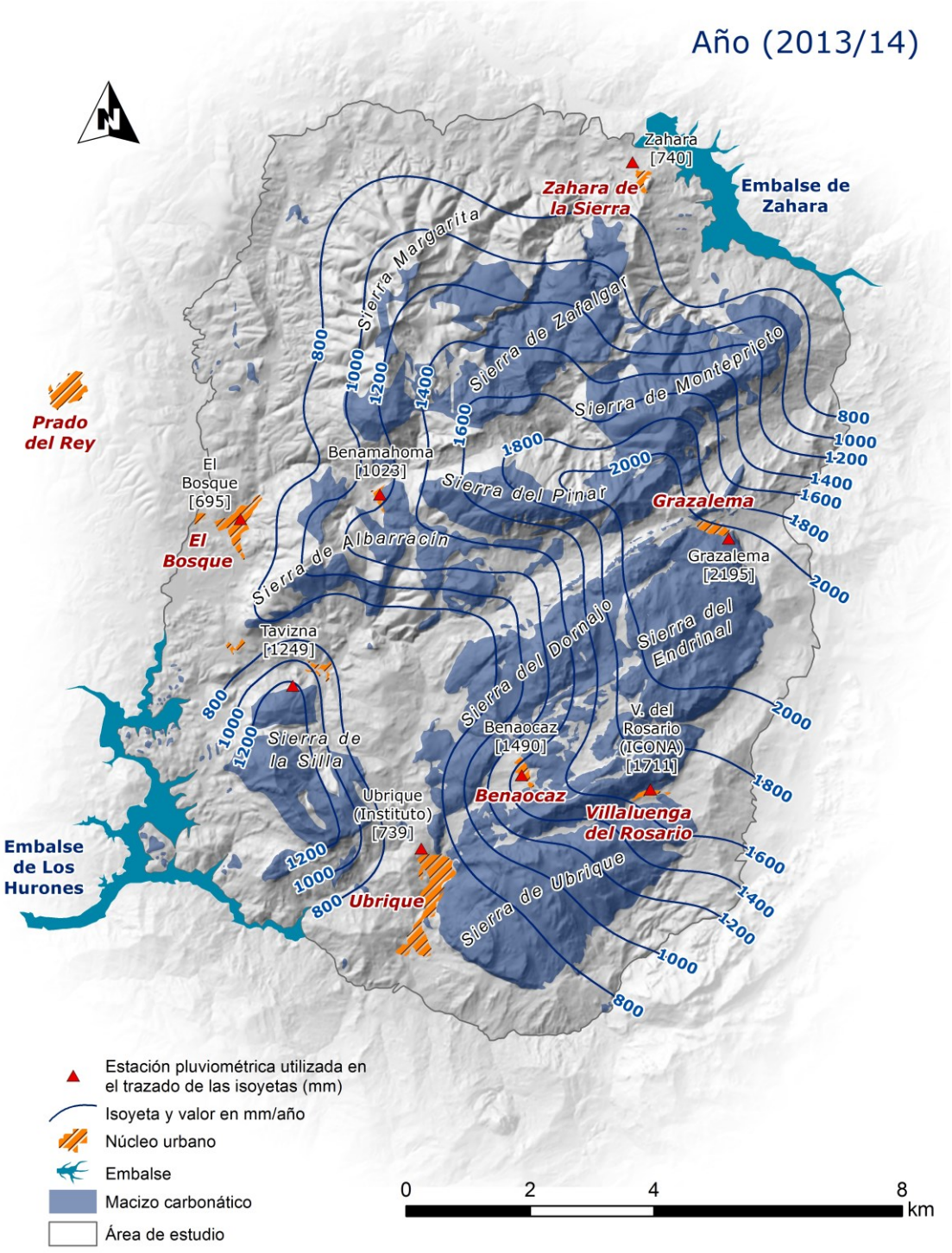


Figura 3.20. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1230 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas ha sido cifrada en 1275 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

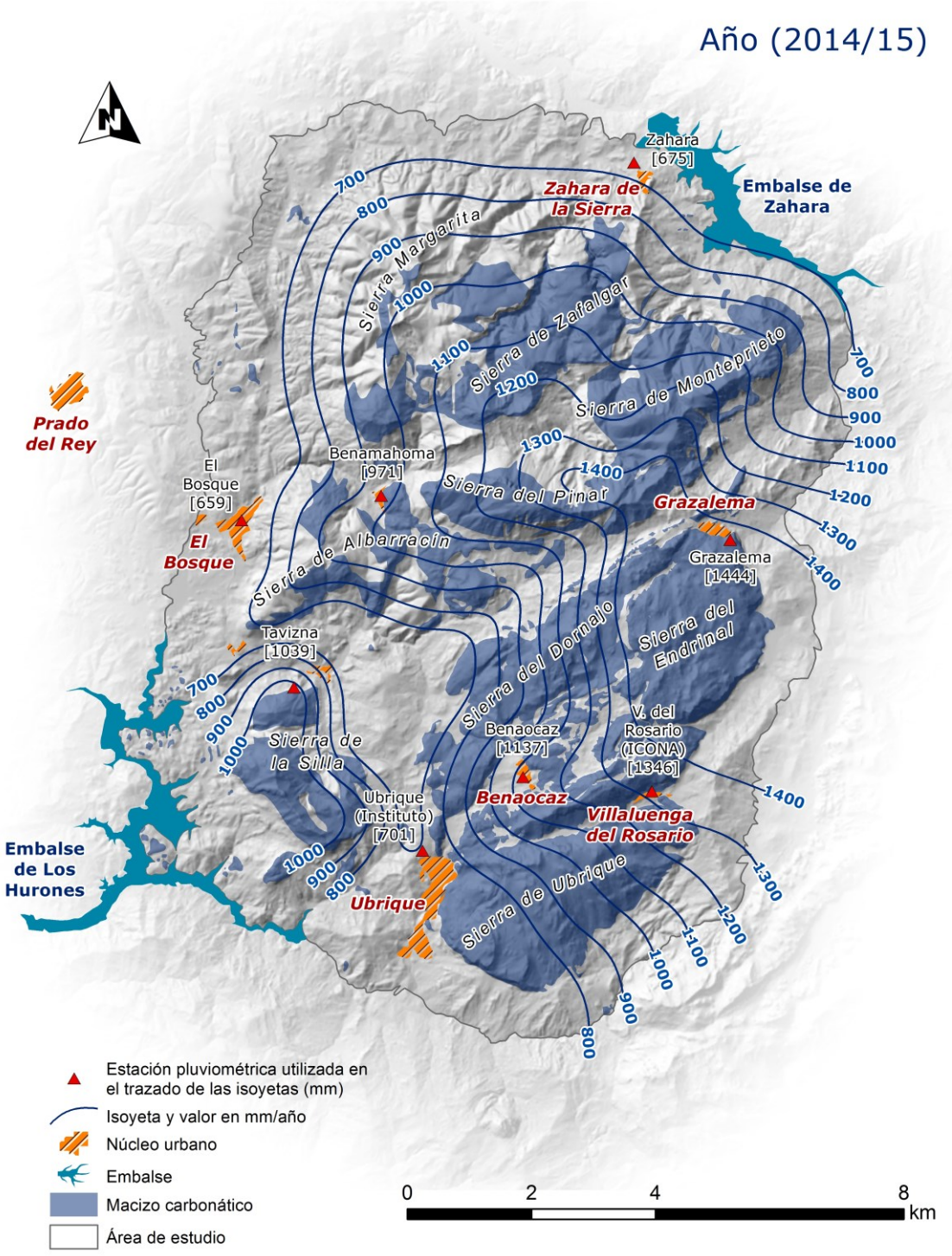


Figura 3.21. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15. La equidistancia entre isoyetas es de 100 mm. La precipitación media aritmética es de 997 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas ha sido cuantificada en 999 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

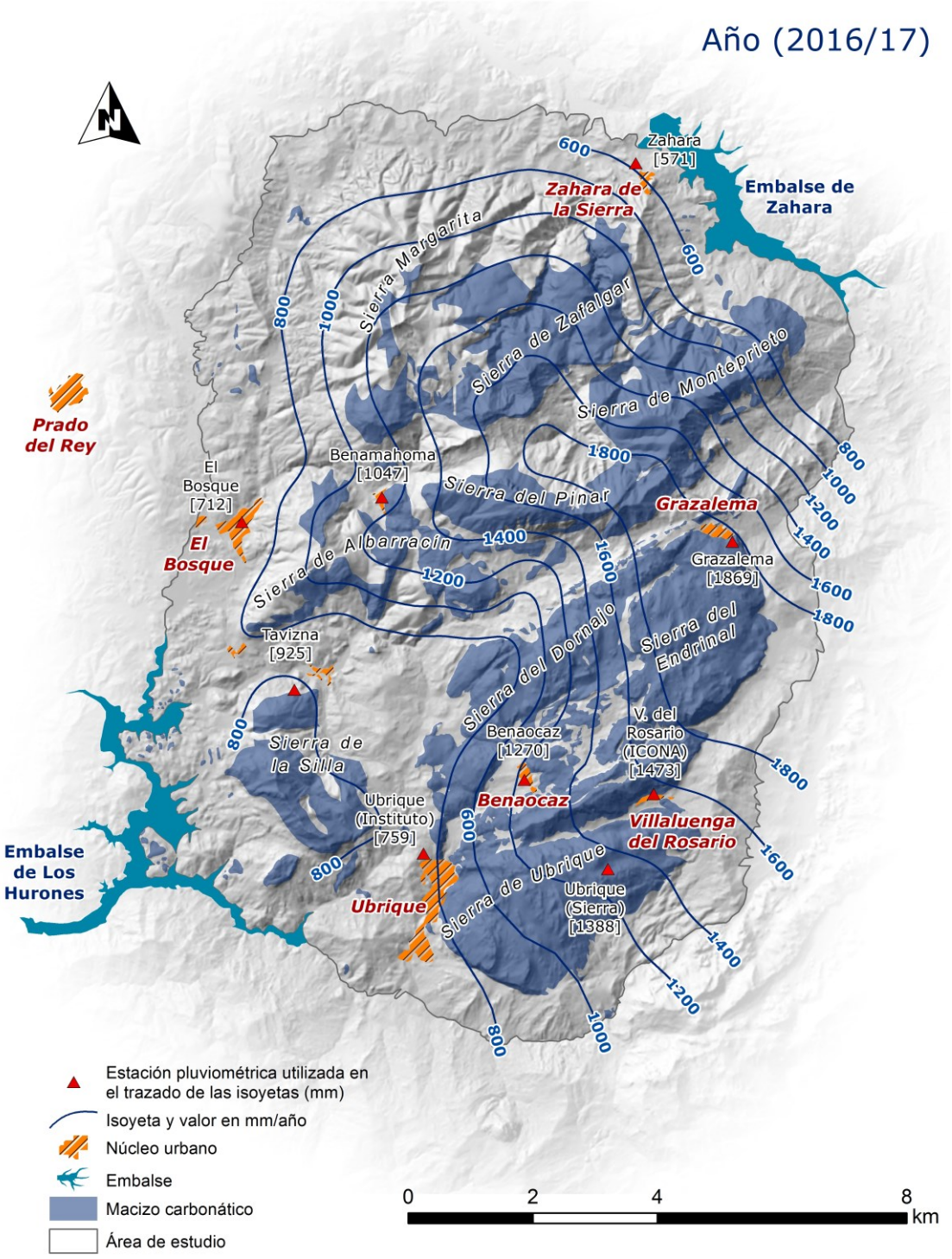


Figura 3.22. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1113 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1117 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

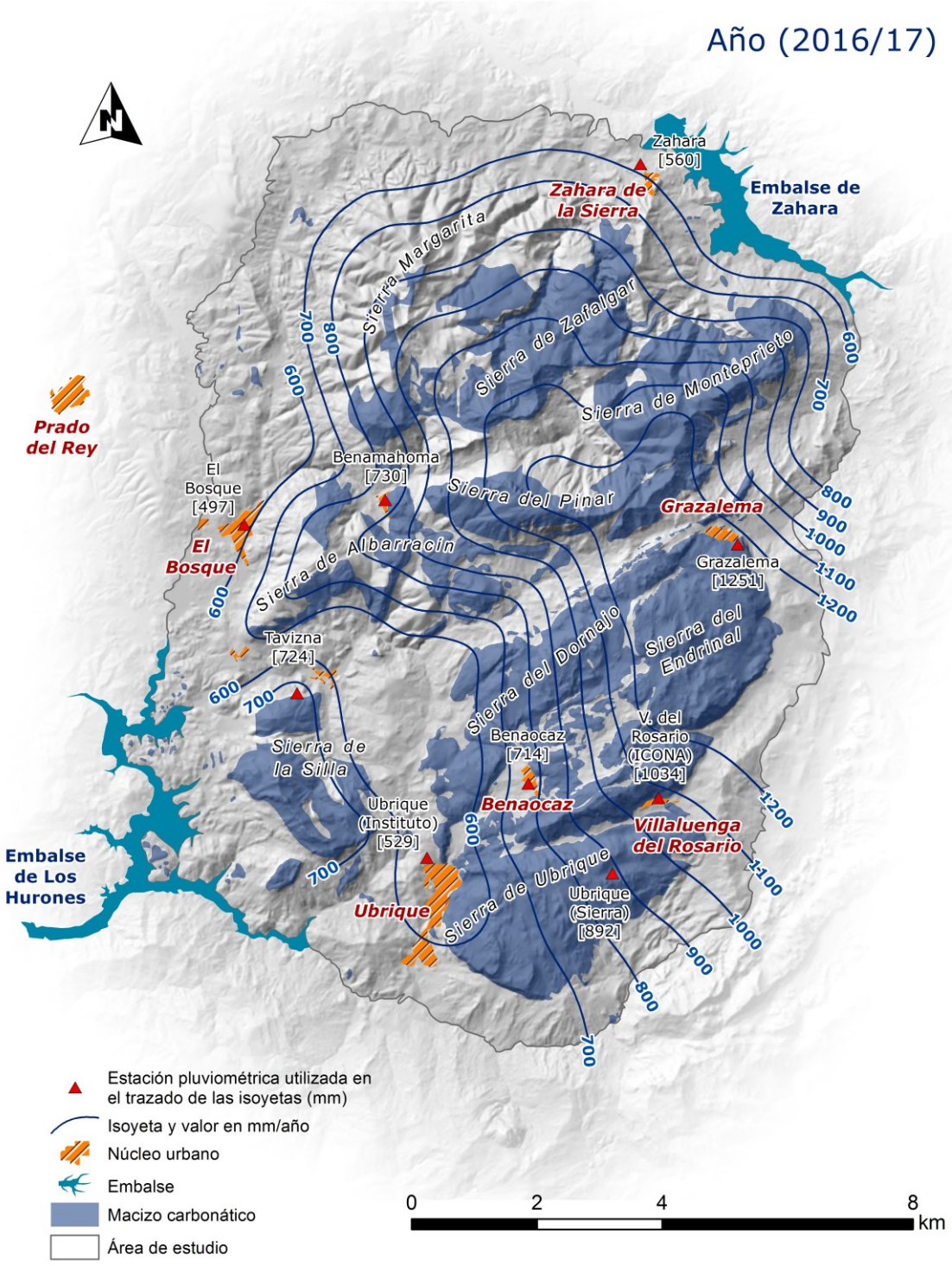


Figura 3.23. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17. La equidistancia entre isoyetas es de 100 mm. La precipitación media aritmética es de 770 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 769 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

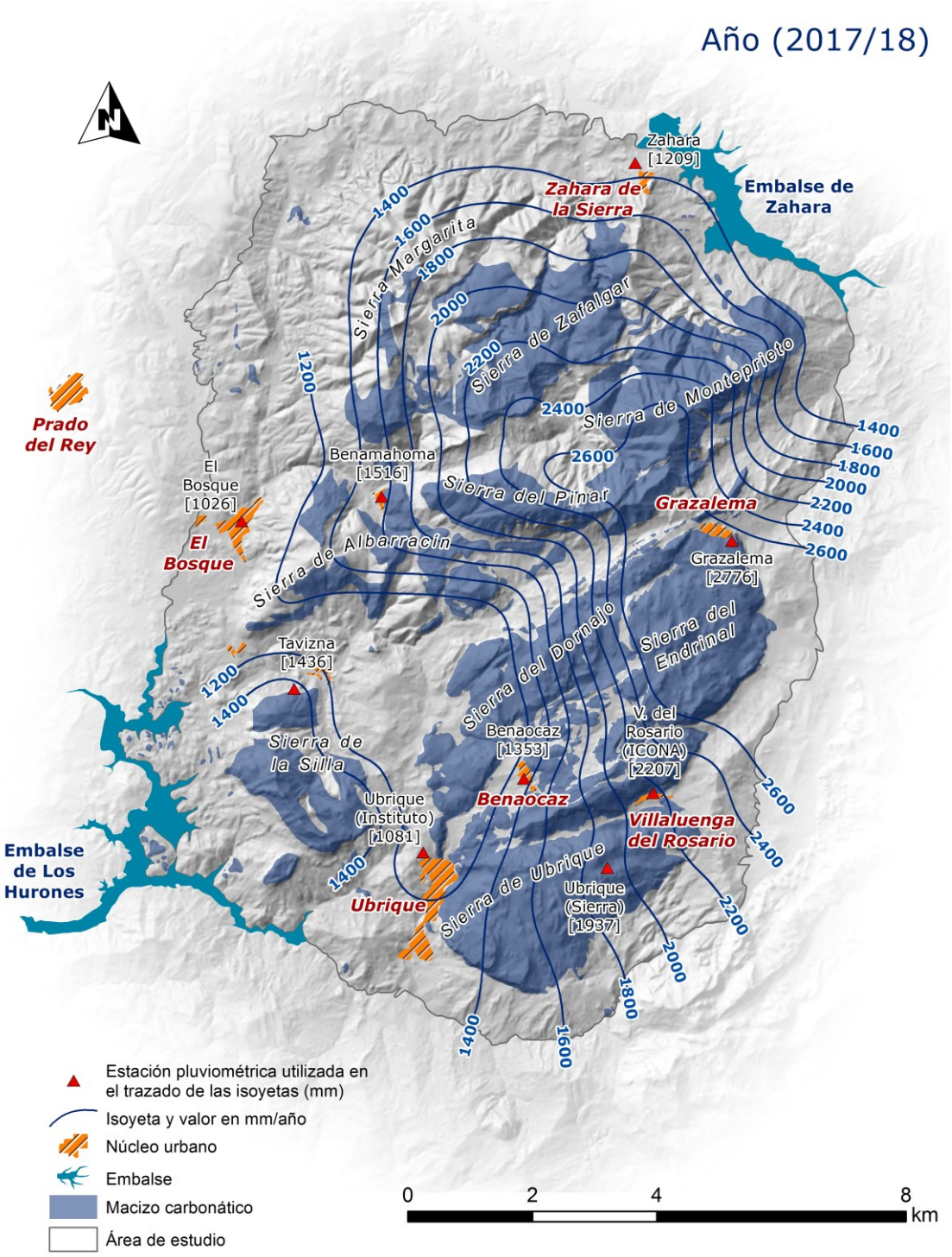


Figura 3.24. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2017/18. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1616 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1600 mm

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.4.2. Gradiente pluviométrico

Dado el fuerte condicionamiento que ejerce el relieve sobre la distribución de la precipitación se ha evaluado la relación existente entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media registrada en ellas (Fig. 3.25) durante el periodo de investigación.

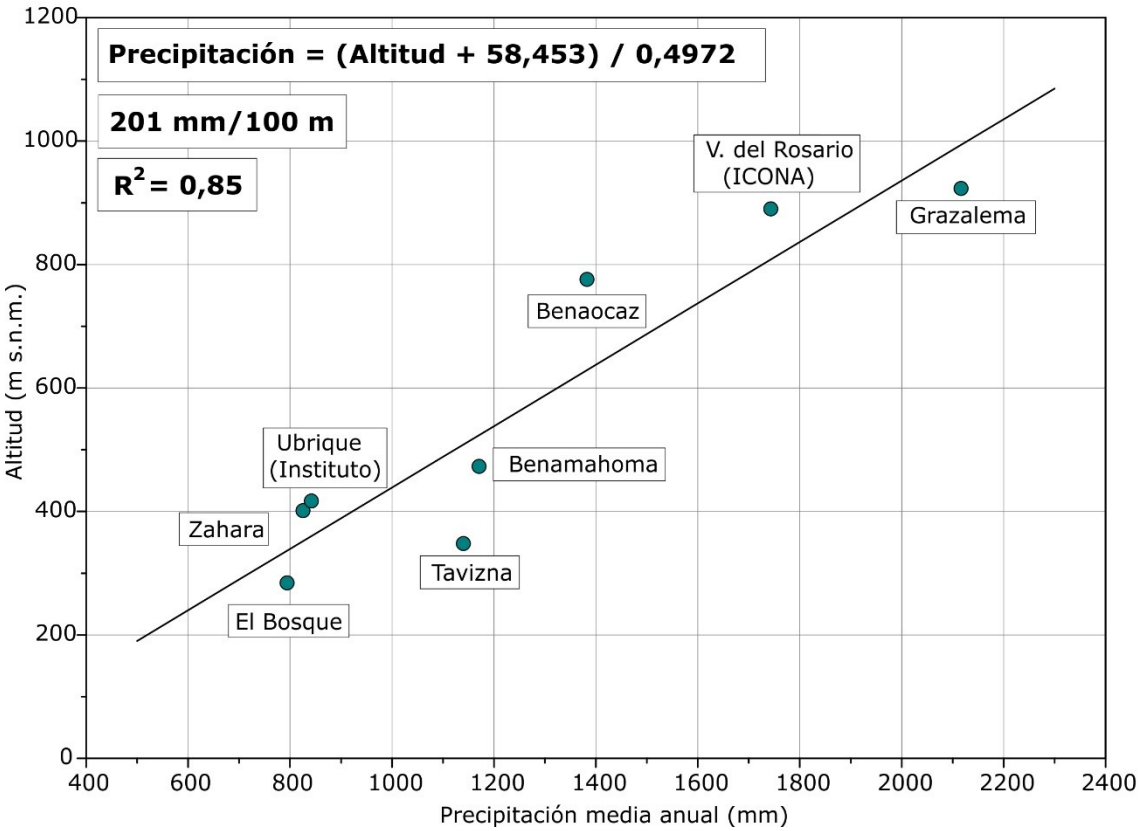


Figura 3.25. Relación entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media registrada en cada una de ellas, durante el periodo 2012/13 – 2017/18. También se muestra el gradiente pluviométrico calculado para dicho periodo (201 mm / 100 m)

El gradiente pluviométrico calculado para los años 2012/13 a 2017/18 (Fig. 3.25) es de 201 mm por cada 100 m de altitud, valor notablemente superior al obtenido para el periodo histórico (150 mm / 100 m), aunque el coeficiente de correlación es sensiblemente inferior (el valor R^2 del periodo de investigación es de 0,85 frente al 0,92 obtenido para el periodo histórico). La precipitación media del periodo 1984/85 – 2017/18 (1152 mm) ha sido más baja que la del periodo de investigación (1269 mm), lo que condiciona el mayor gradiente pluviométrico durante este último.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.4.3. Distribución espacial de las precipitaciones según el gradiente altitudinal

La distribución espacial de las precipitaciones en función del gradiente pluviométrico calculado durante el periodo de investigación se ha llevado a cabo siguiendo la misma metodología utilizada en el tratamiento de los datos del periodo histórico (véase el apartado 3.2.4.2) y su resultado se muestra en la figura 3.26. La precipitación se concentra sobre las partes más elevadas de la zona de estudio (sierras del Pinar, Monteprieto y del Endrinal), con valores máximos que superan los 3000 mm en los relieves de mayor altitud.

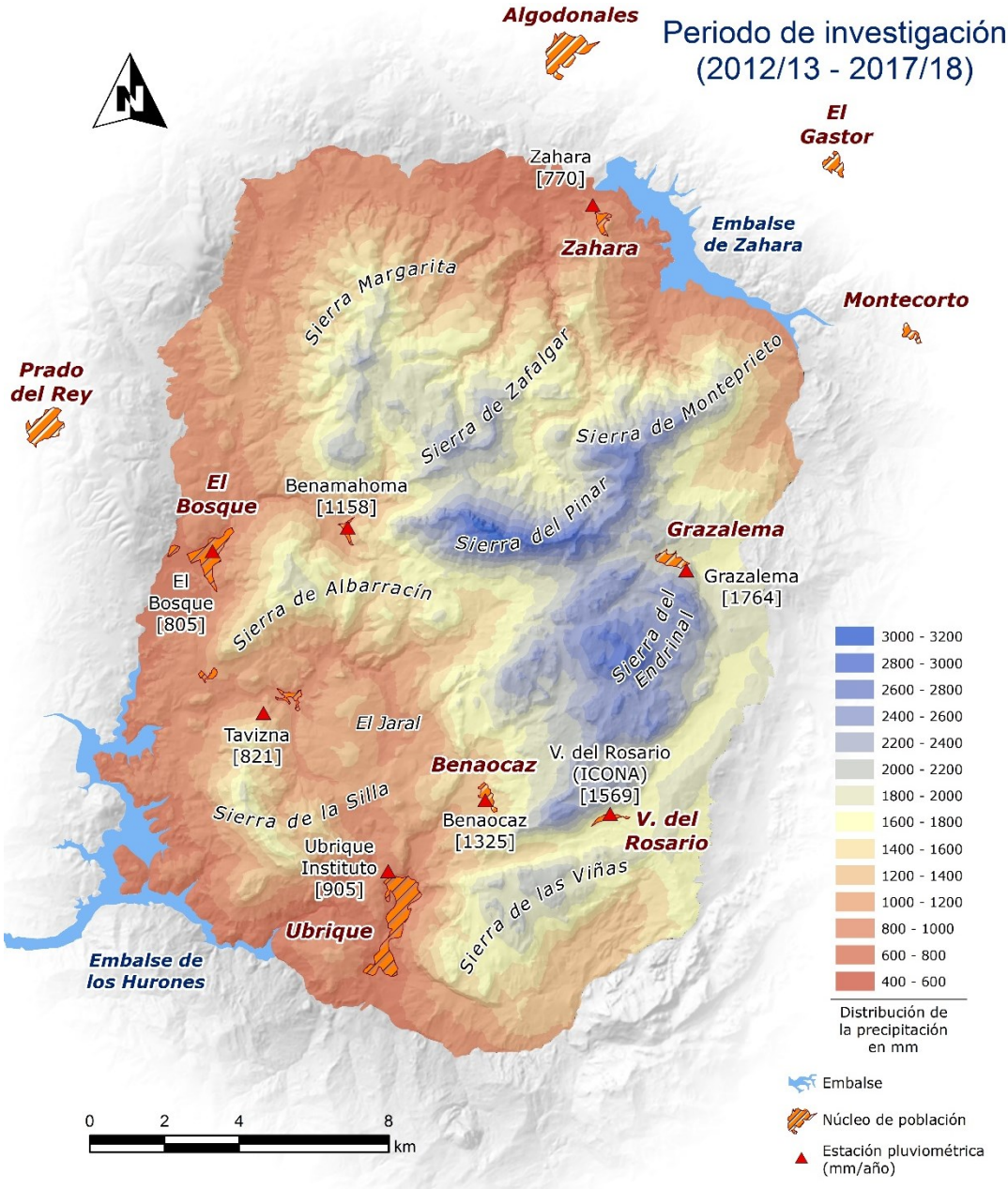


Figura 3.26. Mapa de distribución de la precipitación elaborado a partir del gradiente pluviométrico calculado para el periodo 2012/13 – 2017/18

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las zonas cercanas a los límites del área de estudio, a excepción del borde oriental, así como en las zonas topográficamente deprimidas se registra la menor pluviosidad, estimada en torno 400 – 800 mm de precipitación media anual. La precipitación media calculada mediante el método ha sido de 1454 mm, superior a la obtenida si se considera la media aritmética del periodo de investigación (1269 mm).

3.4.4. Precipitación media anual

El periodo de investigación en su conjunto ha sido ligeramente más húmedo que el promedio histórico. Se han identificado dos años húmedos (2012/13 y 2017/18), tres años de tipo medio (2013/14, 2014/15 y 2015/16) y solamente uno considerado como seco (2016/17) (Fig. 3.27).

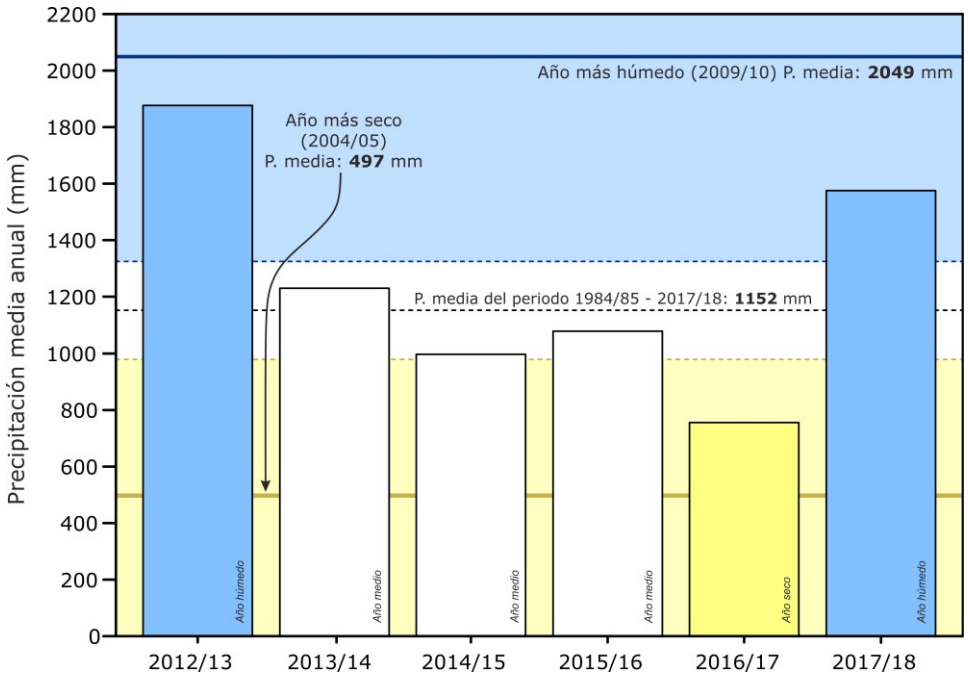


Figura 3.27. Valores de precipitación media anual durante el periodo 2012/13 – 2017/18. En la figura están indicados los valores de precipitación del año más seco y más húmedo del periodo histórico, así como su precipitación media aritmética. En azul están representados los años húmedos, en amarillo los considerados secos y en blanco los de tipo medio

3.4.5. Evolución temporal de las precipitaciones

Durante el periodo 2012/13 – 2017/18, las precipitaciones medias mensuales muestran una distribución temporal irregular (Fig. 3.28). Las lluvias se registran durante los meses de otoño, invierno y primavera, aunque existen diferencias notables entre los episodios lluviosos ocurridos el mismo mes de diferentes años hidrológicos. Por ejemplo, en noviembre de 2013 se registró una precipitación media mensual de 13 mm, mientras que

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

el mismo mes de 2014, la lluvia acumulada fue de 356 mm. En marzo de 2017 se registraron 111 mm, valor muy inferior al registrado el mismo mes del año 2018 (787 mm). Durante los periodos de estiaje (que agrupan los meses de junio, julio y agosto) se registran las precipitaciones más bajas, entre 0 y 38 mm (Fig. 3.28).

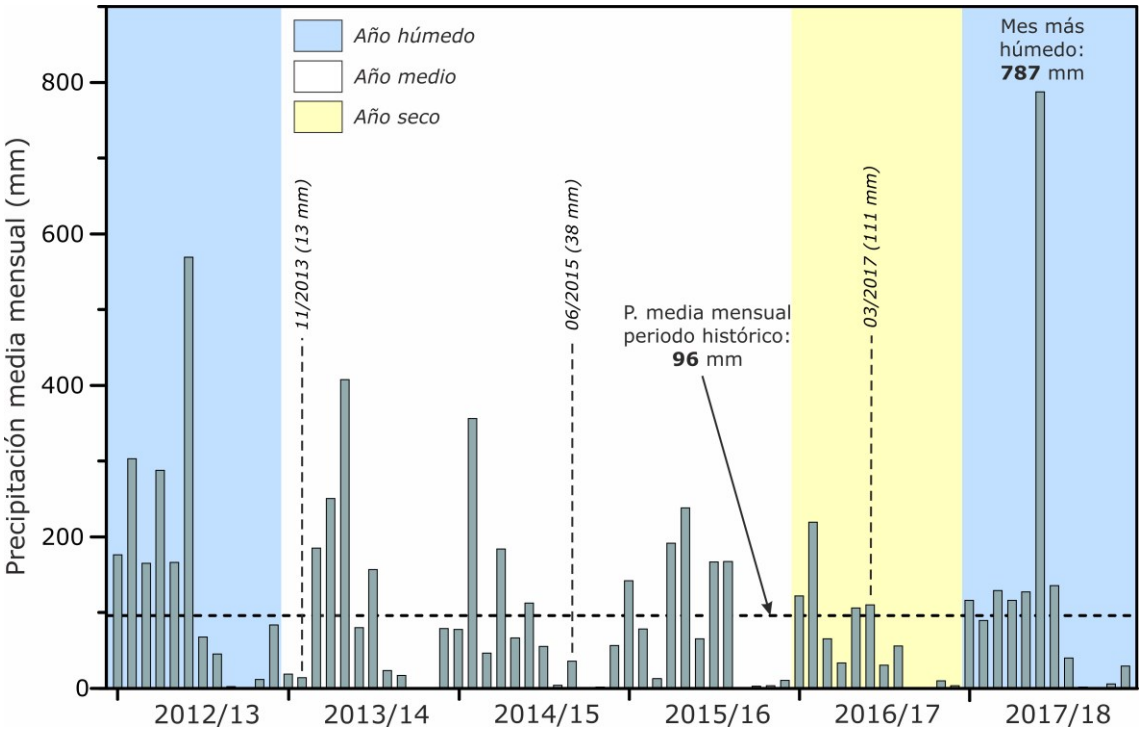


Figura 3.28. Evolución temporal de las precipitaciones medias mensuales durante el periodo 2012/13 – 2017/18. Las bandas coloreadas indican el año tipo en el cual se enmarcan (azul = año húmedo, blanco = año medio y amarillo = año seco)

La evolución temporal de las precipitaciones diarias durante el periodo 2012/13 – 2017/18 permite diferenciar varios patrones de distribución, según el tipo de año que se considere (húmedo, medio o seco). En la figura 3.29 se representa la evolución temporal de la precipitación diaria en la estación de Grazalema (5911), durante el periodo de investigación, en el que los episodios lluviosos se han agrupado en dos periodos principales:

- (**1**) Lluvias de inicio del año hidrológico, que tienen lugar durante los meses de septiembre y octubre. Suelen ser episodios pluviométricos intensos, con frecuencia asociados a frentes cálidos de origen mediterráneo, y de carácter tormentoso. La precipitación media de estos eventos durante los años húmedos del periodo de investigación ha sido de 137 mm. En los años secos, estos eventos han comenzado a lo largo del mes de octubre mientras que en los de tipo medio y húmedo, han tenido lugar un poco antes, en el mes de septiembre.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

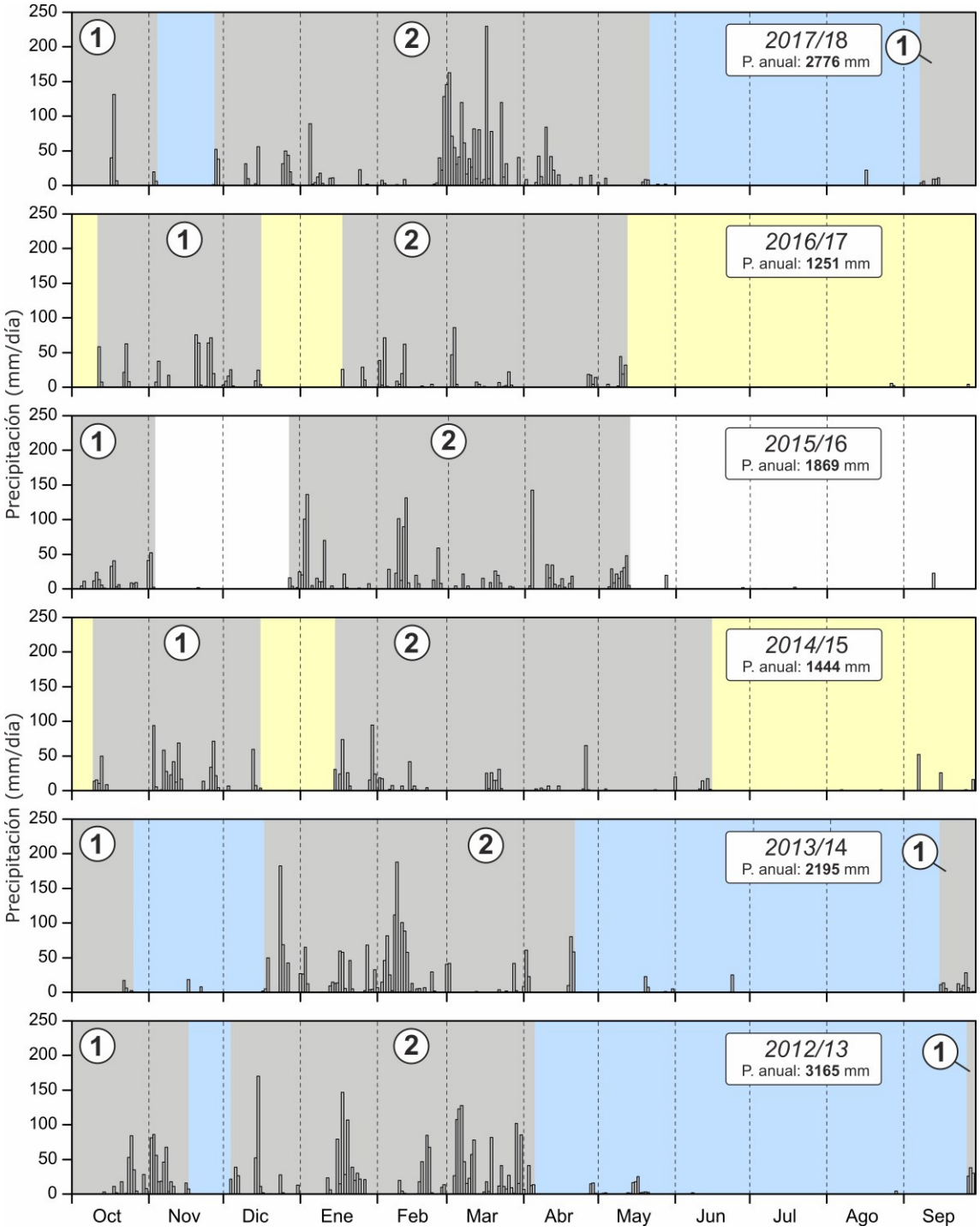


Figura 3.29. Registro de la precipitación diaria en la estación de Grazalema (5911) en los años hidrológicos 2012/13 a 2017/18. Los principales periodos de lluvia descritos en el texto aparecen marcados en gris. El fondo de color indica el tipo de año hidrológico (en azul = año húmedo, en blanco = año medio y en amarillo = año seco)

- (**2**) Tras las precipitaciones de inicio del año hidrológico, tiene lugar un periodo más largo y con precipitaciones más continuadas, que ocupan los meses de invierno hasta primavera y constituyen el principal periodo de recarga. Estas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

lluvias (la media de este periodo es de 1414 mm) suponen el 90 % de las registradas a lo largo del año hidrológico.

Durante los meses de junio, julio y agosto, prácticamente no se producen precipitaciones (desde el 13 de junio hasta el 16 de octubre de 2017 solamente se registraron 14 mm), aunque el estiaje puede prolongarse entre 5 y 6 meses (Fig. 3.29).

El análisis de las precipitaciones mensuales durante el periodo 2012/13 – 2017/18 (Fig. 3.30) indica que las lluvias se producen principalmente desde octubre a abril, cuando la precipitación mensual es similar o superior a la media mensual del periodo de investigación (104 mm). Después, la precipitación acumulada alcanza más del 90 % de la precipitación media anual.

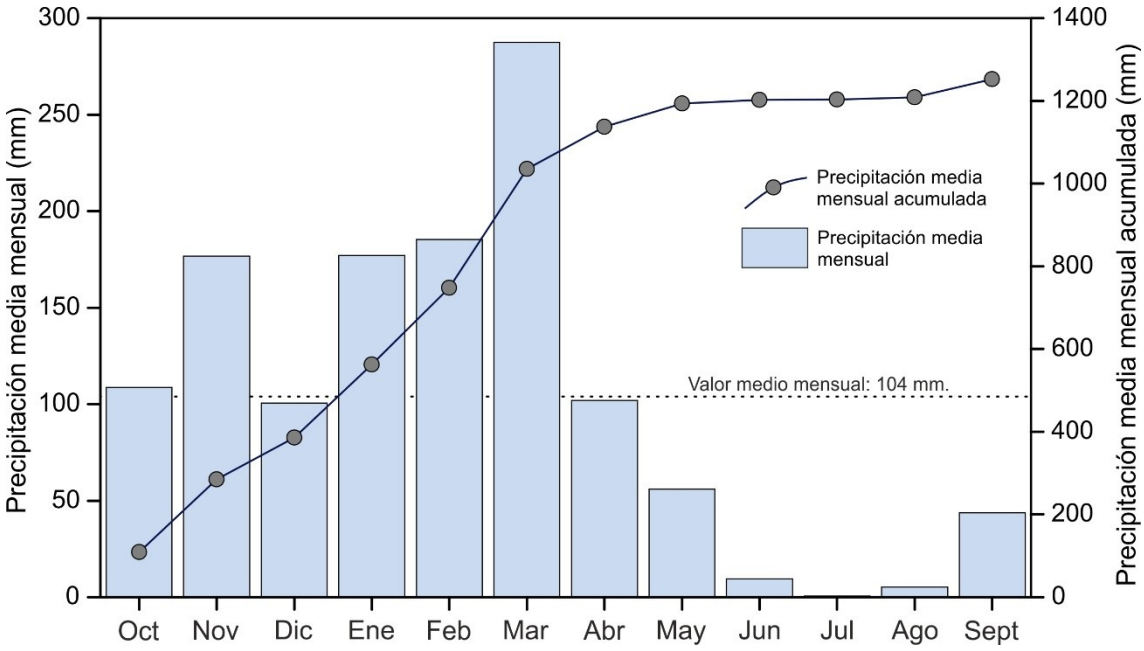


Figura 3.30. Valores de precipitación media mensual y acumulada en el conjunto de estaciones utilizadas para el análisis pluviométrico del periodo de investigación

A diferencia del análisis de la lluvia mensual realizado para el periodo histórico (véase el apartado 3.2.5, figura 3.12), en el que diciembre acumulaba la mayor precipitación media, durante el periodo de investigación los valores de lluvia más elevados se registraron en marzo. Esto es debido a los intensos episodios pluviométricos ocurridos durante la primavera de los años 2012/13 y 2017/18. En los meses de estiaje apenas se registran precipitaciones (la precipitación media durante los meses de junio, julio y agosto es de 15 mm, lo que representa el 1 % de la lluvia media anual del periodo de investigación) y se sitúa muy por debajo del valor medio mensual para el periodo de investigación (104 mm).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los meses de mayo y septiembre representan los periodos de transición entre las distintas condiciones hidrológicas y su precipitación media no excede de 50 mm (Fig. 3.30).

3.4.6. Composición química del agua de lluvia

3.4.6.1. Red de control y tratamiento de datos

En la tabla 3.10 y la figura 3.31 se resumen las características, ubicación y registro de los diferentes pluviocaptores instalados en el área de estudio, con el objetivo de muestrear el agua de lluvia para realizar análisis químicos e isotópicos durante el periodo de investigación. El emplazamiento de los puntos de muestreo se ha llevado a cabo con el propósito de que tuviesen la mayor representatividad espacial posible y que cubriesen un amplio rango de altitudes.

Punto de muestreo	Periodo de registro Inicio	Fin	Altitud (m s.n.m.)	Coord. X UTM (m)	Coord. Y UTM (m)	Est. pluviométrica asociada
Puntos de muestreo con información hidroquímica e isotópica						
Pto. Alamillos	03/04/2013	01/02/2018	815	290492	4069648	Grazalema (5911)
Bocaleones	03/04/2013	01/02/2018	341	285211	4078648	Zahara (5912)
Las Cuevas	02/12/2013	01/02/2018	627	278845	4075001	Benamahoma (5939)
El Gorito	12/12/2013	01/02/2018	488	281722	4068280	Benamahoma (5939)
Pto. Palomas	19/09/2013	01/02/2018	1230	288174	4073985	Grazalema (5911)
Sª de Ubrique	21/01/2016	01/02/2018	947	286170	4062621	V. del Rosario (5943B)
Pto. del Boyar	03/04/2013	26/11/2014	1064	286513	4070776	Grazalema (5911)
Sª de Zafalgar	22/04/2015	01/02/2018	954	281445	4075481	Benamahoma (5939)
Puntos de muestreo con información isotópica						
Endrinal	01/10/2016	30/11/2017	1343	286189	4068530	Grazalema (5911)
Ubrique	01/10/2016	30/11/2017	342	281521	4062315	Ubrique Inst. (5945B)
Pinsapar	01/10/2016	30/11/2017	1134	282346	4073218	Benamahoma (5939)
Albarracín	01/10/2016	30/11/2017	719	277722	4069891	El Bosque (5940)
Nieve (N1)	20/01/2017		741	289381	4070290	
Nieve (N2)	20/01/2017		984	287284	4070999	
Nieve (N3)	20/01/2017		1108	286217	4070461	Grazalema (5911)
Nieve (N4)	20/01/2017		1253	286219	4069663	
Nieve (N5)	20/01/2017		1343	286192	4068535	

Tabla 3.10. Principales características de los diferentes pluviocaptores y puntos de muestreo de agua de lluvia y nieve. La ubicación de dichos puntos se muestra en el mapa de la figura 3.31

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

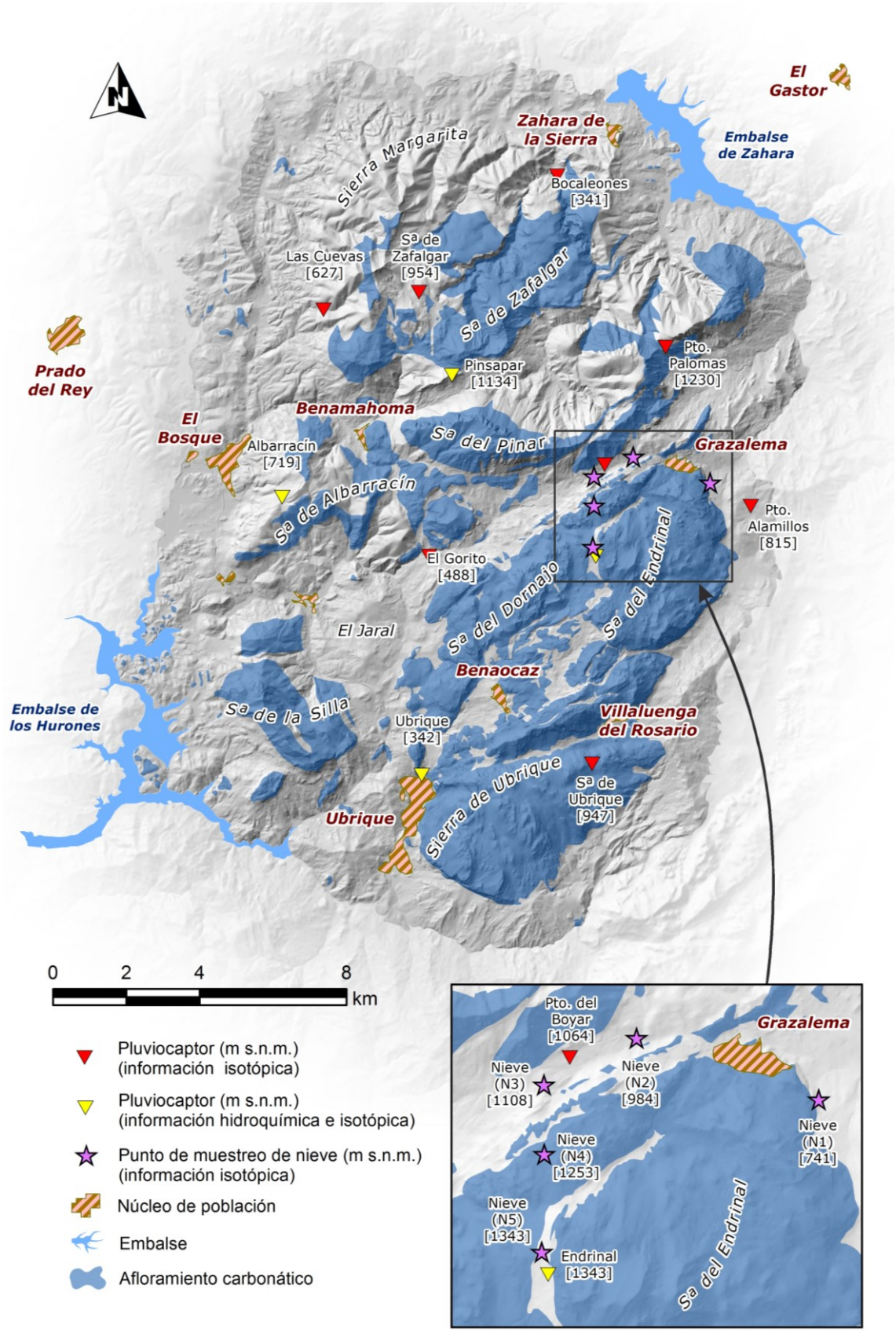


Figura 3.31. Mapa de la ubicación de los pluviocaptores y puntos de muestreo de agua de lluvia y nieve utilizados durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El primer grupo de pluviocaptores (puntos de muestreo con información hidroquímica e isotópica) posee un periodo de registro más largo que el resto (a excepción del pluviocaptor Pto. del Boyar) y han sido utilizados para la caracterización hidroquímica e isotópica del agua de precipitación durante el periodo de estudio. Los pluviocaptores pertenecientes al segundo grupo (puntos de muestreo con información isotópica) abarcan un periodo mucho más corto o corresponden a muestras puntuales de nieve (Tab. 3.10). El rango altitudinal cubierto por los pluviocaptores (o puntos de muestreo) con información isotópica e hidroquímica (primer grupo) abarca desde los 341 m s.n.m. (Bocaleones) hasta los 1230 m s.n.m. (Pto. Palomas).

En total, se han recogido 280 muestras de agua de precipitación, a las que se les han realizado análisis de componentes mayoritarios (aniones, cationes) y alcalinidad total, así como determinaciones de la composición isotópica en $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$. Algunas de las muestras de agua de lluvia recogidas eran insuficientes para poder realizar todos los análisis químicos, o bien los resultados dieron errores y no pudieron ser replicados. Debido a este hecho, hay muestras que carecen de alguno de los resultados, por lo que el número de análisis realizados de cada uno de los parámetros considerados está reflejado en la tabla 3.11. Para cuantificar el volumen de precipitación de cada evento pluviométrico, a cada pluviocaptor se le ha asignado el registro de la estación pluviométrica más cercana de las consideradas en la red de control (Tab. 3.10).

3.4.6.2. Composición química del agua de precipitación

En términos generales, el agua de lluvia presenta un contenido bajo en las diferentes especies químicas analizadas y las concentraciones de dichos analitos son muy similares en todos los puntos de muestreo (Tab. 3.11 y fig. 3.32). Las muestras recogidas en el pluviocaptor de El Gorito (488 m s.n.m.) presenta el valor medio más elevado en alcalinidad total (Alc) y Ca^{2+}, mientras que los mayores contenidos en Cl^{-} y Na^{+} han sido determinados en las muestras recogidas en este punto y en Pto. del Boyar. Las concentraciones más altas de Mg^{2+} se han identificado en las muestras procedentes del Puerto de las Palomas (1230 m s.n.m.). Los mayores contenidos en NO_3^{-} corresponden al agua recogida en los pluviocaptores de Bocaleones (341 m s.n.m.) y Sª de Zafalgar (954 m s.n.m.), mientras que las concentraciones más altas de K^{+} han sido determinadas en el Puerto del Boyar (1064 m s.n.m.).

Las concentraciones de los diferentes componentes del agua de lluvia no presentan grandes diferencias entre los diversos puntos. En general predominan las facies

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

bicarbonatadas cálcicas y en menor medida cloruradas y sulfatadas cálcicas (Figs. 3.32 y 3.33). Las muestras de agua de lluvia procedentes del Puerto de las palomas muestran un porcentaje de Mg^{2+} notablemente superior al resto, mientras que en la sierra de Ubrique han sido detectadas las concentraciones más elevadas de Ca^{2+}.

Pluviocaptor		Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	F^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
		[mg/l]								
Pto. Alamillos	***n***	37	59	59	57	58	53	53	53	53
	max.	84,3	31,1	11,2	3,2	0,1	37,2	2,0	7,2	12,6
	med.	17,8	2,4	5,1	1,1	0,0	3,7	0,1	1,8	0,4
	min.	2,4	1,1	4,6	0,5	0,0	1,7	0,0	0,3	0,0
	CV. (%)	117	184	24	48	26	167	280	74	514
Bocaleones	***n***	39	52	52	52	52	50	50	51	50
	max.	60,6	26,2	42,8	6,1	0,4	40,4	2,7	9,4	2,6
	med.	15,0	3,5	7,0	1,2	0,1	4,6	0,2	1,8	0,5
	min.	2,3	1,4	2,6	0,6	0,0	2,0	0,0	0,3	0,0
	CV. (%)	82	108	112	78	96	151	246	89	134
Las Cuevas	***n***	32	37	37	32	32	38	38	38	38
	max.	67,5	15,4	32,4	3,5	0,7	20,4	0,9	3,7	30,4
	med.	15,1	3,5	7,6	1,1	0,1	4,0	0,1	1,6	1,4
	min.	2,8	1,2	4,7	0,6	0,0	1,6	0,0	0,1	0,1
	CV. (%)	94	93	91	61	176	104	168	56	408
El Gorito	***n***	28	36	36	36	36	39	39	39	39
	max.	95,6	74,6	41,5	4,6	0,7	31,2	2,6	28,5	7,3
	med.	17,9	5,6	7,4	1,1	0,1	5,3	0,3	2,8	0,7
	min.	3,8	0,4	1,4	0,4	0,0	2,0	0,0	0,3	0,1
	CV. (%)	140	227	128	87	146	133	184	164	227
Pto. Palomas	***n***	41	41	41	30	18	38	38	41	40
	max.	76,7	20,9	10,7	3,5	0,4	14,7	12,7	10,1	6,6
	med.	17,0	2,4	4,1	1,1	0,0	2,6	1,6	1,6	0,4
	min.	4,1	0,4	1,5	0,4	0,0	1,4	0,0	0,2	0,1
	CV. (%)	99	147	46	59	168	87	206	151	391
Sª de Ubrique	***n***	26	27	30	31	31	31	31	31	30
	max.	49,7	9,4	7,2	2,6	0,1	34,1	2,5	12,2	11,8
	med.	6,2	2,6	3,4	1,1	0,1	4,9	0,2	1,4	0,4
	min.	3,2	0,4	1,4	0,6	0,0	2,1	0,0	0,1	0,0
	CV. (%)	145	75	49	43	30	146	311	208	606
Pto. del Boyar	***n***	0	10	10	10	10	5	5	5	5
	max.	-	8,5	7,2	1,7	0,1	5,1	0,6	4,5	7,1
	med.	-	5,6	6,0	0,9	0,0	3,8	0,3	2,8	3,1
	min.	-	1,5	4,8	0,6	0,0	2,3	0,1	1,5	0,2
	CV. (%)	-	52	15	34	17	32	74	49	104
Sª de Zafalgar	***n***	9	10	10	10	10	10	10	10	10
	max.	59,4	44,4	11,6	1,9	0,2	41,8	2,4	8,4	7,5
	med.	14,1	3,1	5,6	1,2	0,1	4,7	0,2	1,4	0,2
	min.	5,1	1,4	4,8	0,7	0,0	2,9	0,0	0,5	0,0
	CV. (%)	131	426	37	36	82	250	479	164	924
	med.	**14,7**	**3,3**	**5,8**	**1,1**	**0,1**	**4,2**	**0,4**	**1,8**	**0,6**

Tabla 3.11. Número de muestras (n), valor máximo (max), medio (med), mínimo (min) y coeficiente de variación expresado en % (CV) de los contenidos en componentes químicos mayoritarios del agua de lluvia muestreada en el área de estudio durante el periodo de investigación. Todas las concentraciones están expresadas en mg/l

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

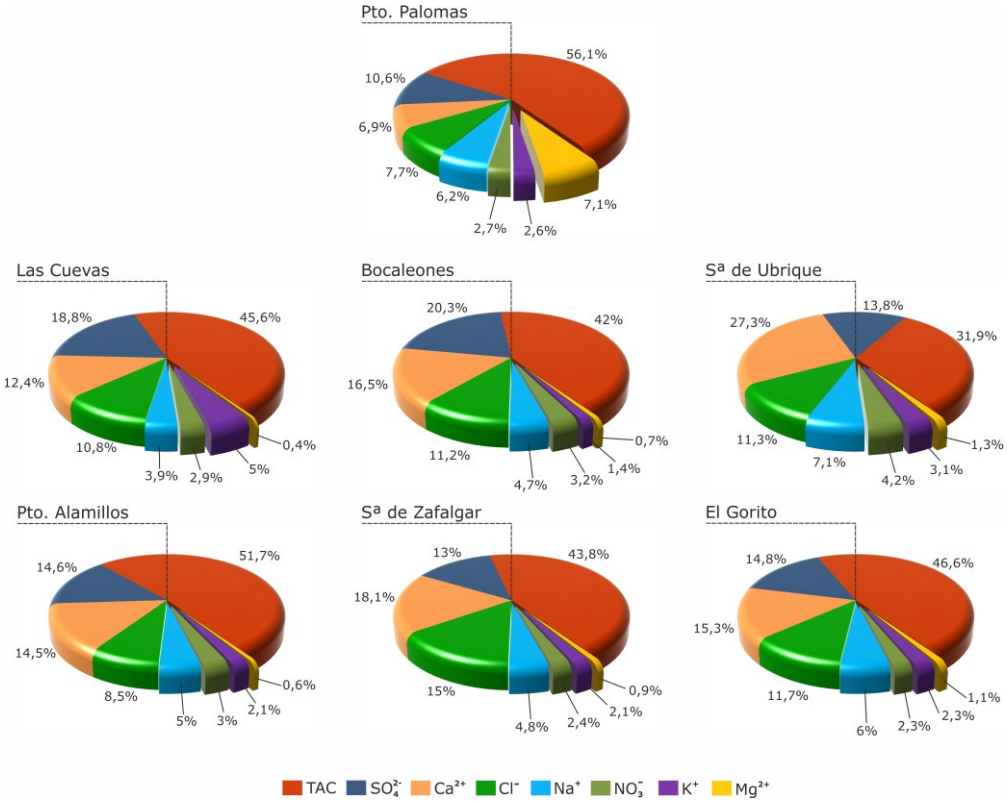


Figura 3.32. Diagramas de sectores de los componentes mayoritarios presentes en las muestras de agua de lluvia recogidas en la zona de estudio durante el periodo de investigación

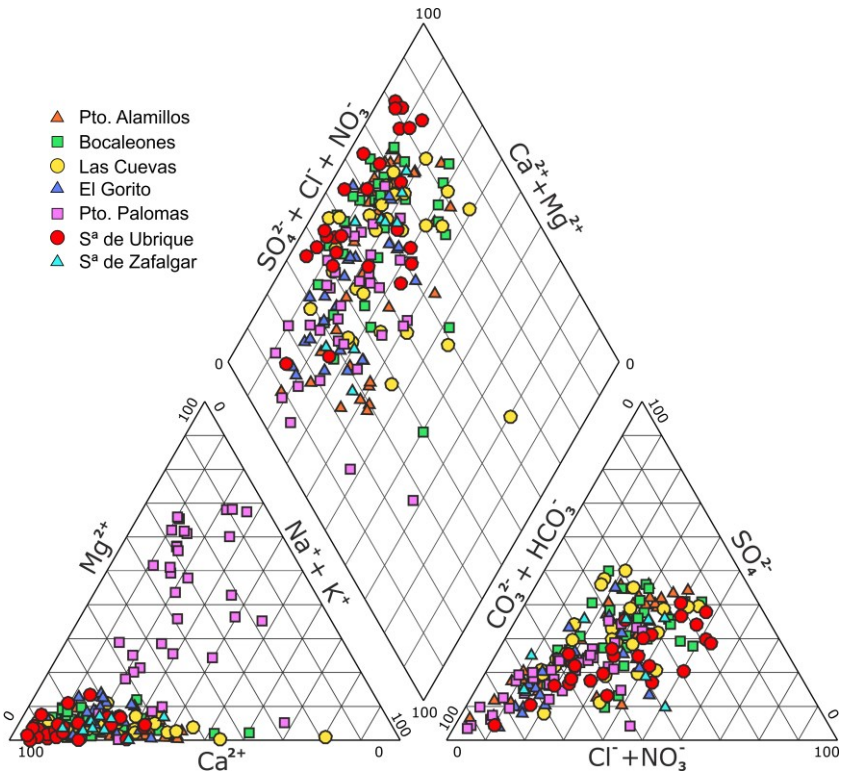


Figura 3.33. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas de lluvia recogidas durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.4.6.3. Contenidos de Cl^-

El análisis de los contenidos de Cl^- presentes en el agua de lluvia es de utilidad en la evaluación de los procesos de infiltración (cuantificación del porcentaje de recarga), debido al carácter conservativo de este ión, siempre que no existan cantidades significativas en el medio (rocas evaporíticas) o procesos de contaminación antrópica (Custodio y Llamas, 1983). Los contenidos en Cl^- presentes en el agua de lluvia proceden principalmente del aerosol marino y su concentración decrece con la distancia a la costa, además de estar condicionados por la precipitación (origen de los frentes nubosos y cantidad de lluvia del episodio) y por la altitud (Mudry, 1987; Alcalá, 2005).

En la tabla 3.12 se muestran los valores medios (ponderados por la cantidad de lluvia) de la concentración de Cl^- de las aguas meteóricas recogidas en el área de estudio durante el periodo de investigación. Los contenidos medios varían entre 3,5 mg/l en Bocaleones y Las Cuevas y 2,4 mg/l (Puerto de los Alamillos y Puerto de las Palomas). El valor medio representativo de toda el área es de 2,9 mg/l.

Año hidrológico	Pto. Alamillos	Pluv. Bocaleones	Pluv. Las Cuevas	Pluv. Gorito	Pto. Palomas	Sª de Ubrique	Sª de Zafalgar	Total área de estudio
2013/14	2,8	3,4	2,2	2,5	4,5	---	---	3,1
2014/15	2,0	3,5	3,6	3,6	2,7	---	3,0	3,1
2015/16	2,3	4,2	3,7	3,3	2,2	3,9	2,4	3,1
2016/17	2,7	3,3	4,8	1,7	1,5	1,8	---	2,6
2017/18	2,0	2,9	2,4	1,9	1,7	1,9	2,2	2,1
Media pond.	**2,4**	**3,5**	**3,5**	**2,6**	**2,4**	**2,6**	**3,1**	**2,9**

Tabla 3.12. Valores medios ponderados por la cantidad de precipitación de la concentración de Cl^- durante el periodo de investigación. Todas las cantidades están expresadas en mg/l

3.4.7. Composición isotópica del agua de lluvia

3.4.7.1. Consideraciones previas

El análisis de las relaciones isotópicas de la molécula de agua constituye una herramienta de gran utilidad para los estudios hidrogeológicos. La investigación con métodos isotópicos tiene su origen en la década de 1950, gracias al desarrollo de técnicas instrumentales de medida y a la expansión de la industria nuclear (Friedman, 1953; Urey *et al*., 1951; Epstein y Mayeda, 1953).

La determinación y estudio de la composición isotópica de la molécula de agua, en particular de los isótopos estables ^{18}O y ^{2}H, puede aportar información sobre diversos aspectos hidrológicos (IAEA, 1981A; Cruz Sanjulián, 1992; Criss *et al.,* 2007; Barberá,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2014), entre los que destacan el establecimiento de las áreas de recarga de los acuíferos, la evaluación de los procesos de infiltración y el trazado del movimiento de las aguas subterráneas y superficiales durante el ciclo hidrológico.

La abundancia y proporción de estos isótopos en la atmósfera y el origen mayoritariamente meteórico de las aguas condicionan la variabilidad espaciotemporal de la composición isotópica, que está condicionada por diferentes factores, como los patrones de circulación de masas nubosas generadoras de precipitaciones (Dansgaard, 1964), la cantidad de precipitación (Craig, 1961; Clark y Fritz, 1997 y Andreo *et al*., 2004) y los cambios de temperatura (Clark y Fritz, 1997).

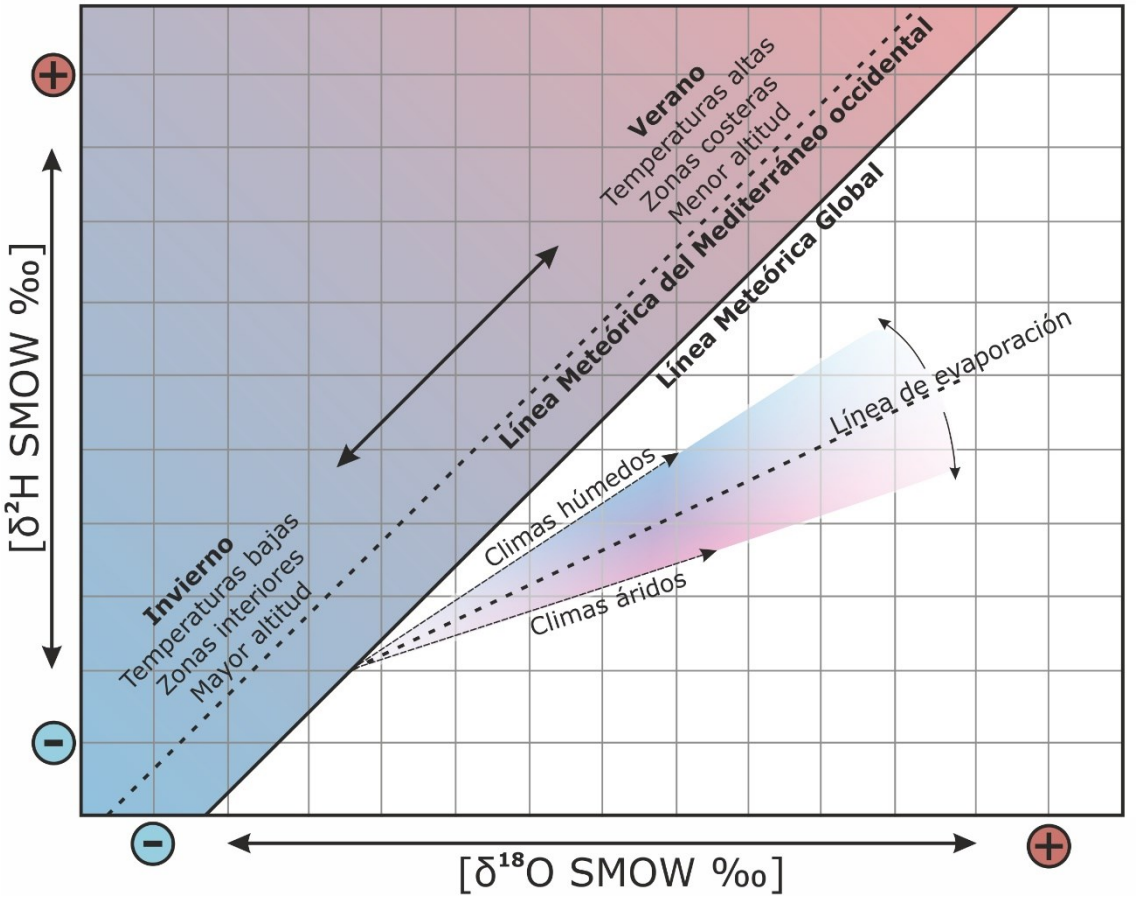


Figura 3.34. Representación de los condicionantes ambientales en la relación isotópica entre ^{18}O y ^{2}H, en el agua de precipitación

La distribución geográfica de la señal isotópica del agua atmosférica está condicionada por los patrones de circulación global de las masas de aire húmedo que producen precipitaciones y por la temperatura ambiental. Así, en las regiones tropicales y costeras, la señal isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) muestra valores menos negativos que en las regiones polares, y en las situadas lejos de la costa o ubicadas a gran altitud (Fig. 3.34).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las regiones que cuentan con una marcada estacionalidad térmica, los valores más negativos se registran durante las precipitaciones invernales (aguas isotópicamente empobrecidas), debido a que las temperaturas son más bajas (en el hemisferio norte). Durante los periodos cálidos, la señal isotópica es menos negativa (aguas menos empobrecidas) debido al aumento de la fracción de agua que puede estar en equilibrio en forma de vapor, empobrecida en el isótopo pesado (Clark y Fritz, 1997). La cantidad de precipitación también influye sobre la composición isotópica, de forma que el valor de la señal de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ se hace más negativo cuanto mayor es la lluvia acumulada.

3.4.7.2. La señal isotópica ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso en deuterio) de las aguas de precipitación

La caracterización de la composición isotópica del agua de lluvia se ha llevado a cabo a partir de las muestras recogidas en los diversos puntos de la red de control (Tab. 3.10 y Fig. 3.31). Se han determinado los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y se ha calculado el exceso en deuterio (d) de 280 muestras de agua de lluvia y nieve. El resultado de dichos análisis se resume en la tabla 3.13.

Los valores de $\delta^{18}O$ en las muestras de agua recogidas, varían entre -0,60 ‰ en el pluviocaptor del Puerto de los Alamillos y -17,17 ‰ en las muestras de nieve. El valor medio aritmético del conjunto de muestras recogidas ha sido de -6,71 ‰, mientras que el ponderado por la cantidad de lluvia ha sido -6,51 ‰. En cuanto a los valores de $\delta^{2}H$, el valor máximo determinado (2,63 ‰), corresponde a las muestras de agua procedentes del pluviocaptor Sierra de Ubrique y el mínimo (-117,29 ‰) se ha determinado en los puntos de muestreo de nieve (Tab.3.13). La media aritmética de $\delta^{2}H$ se ha cifrado en -38,27‰ y el valor ponderado en -36,61‰.

La representación de los datos de $\delta^{18}O$ frente a los de $\delta^{2}H$ (Fig. 3.35) muestra la dispersión de las observaciones respecto a la Línea Meteórica Mundial (LMM), definida por Craig (1961), y la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMO), lo que indica el doble origen de las precipitaciones registradas en el área de estudio. Las aguas de precipitación provienen tanto del océano Atlántico como de la parte más occidental del mar Mediterráneo, no obstante, la mayor cercanía de las muestras a la LMM, sugieren una preponderancia de los frentes nubosos de origen atlántico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Punto de muestreo		$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	Exceso en deuterio d (‰)
Pto. Alamillos	*n*	48	48	48
	máx.	-0,60	-3,79	24,11
	med (pond.)	-6,03	-36,34	11,87
	med (arit.)	-6,38	-38,51	12,52
	mín.	-13,49	-86,21	1,03
	cv (%)	44	54	36
Bocaleones	*n*	41	41	41
	máx.	-0,67	1,22	31,71
	med (pond.)	-5,19	-30,70	10,83
	med (arit.)	-5,32	-31,46	11,07
	mín.	-14,76	-99,61	2,03
	cv (%)	51	67	50
Las Cuevas	*n*	32	32	32
	máx.	-2,30	-4,90	29,06
	med (pond.)	-5,57	-29,54	15,04
	med (arit.)	-5,93	-32,64	14,78
	mín.	-15,85	-106,06	-0,38
	cv (%)	50	69	34
El Gorito	*n*	32	32	32
	máx.	-1,57	-2,45	39,38
	med (pond.)	-5,33	-26,49	16,13
	med (arit.)	-5,82	-30,76	15,80
	mín.	-14,53	-99,30	-1,61
	cv (%)	47	70	53
Pto. Palomas	*n*	36	36	36
	máx.	-3,44	-10,63	34,52
	med (pond.)	-7,39	-42,54	16,57
	med (arit.)	-7,17	-41,28	16,08
	mín.	-13,59	-94,01	2,01
	cv (%)	30	41	37
Sª de Ubrique	*n*	30	30	30
	máx.	-2,72	2,63	35,50
	med (pond.)	-6,20	-31,96	17,62
	med (arit.)	-6,35	-32,76	18,03
	mín.	-12,84	-83,18	-0,40
	cv (%)	38	57	45
Pto. Boyar	*n*	4	4	4
	máx.	-3,90	-19,79	20,62
	med (pond.)	-4,83	-22,88	15,80
	med (arit.)	-4,73	-22,04	15,76
	mín.	-5,32	-23,57	8,67
	cv (%)	13	7	34
Sª de Zafalgar	*n*	11	11	11
	máx.	-2,96	-12,34	20,84
	med (pond.)	-5,31	-28,09	14,43
	med (arit.)	-5,30	-29,45	12,95
	mín.	-9,55	-60,51	2,86
	cv (%)	39	49	35
Endrinal	*n*	11	11	11
	máx.	-3,69	-12,90	55,93
	med (pond.)	-6,77	-33,93	20,20
	med (arit.)	-6,68	-34,67	18,78
	mín.	-9,30	-56,68	5,76
	cv (%)	28	37	69
Ubrique	*n*	10	10	10
	máx.	-2,54	-7,51	18,28
	med (pond.)	-5,09	-28,36	12,36
	med (arit.)	-5,29	-29,90	12,42
	mín.	-7,54	-45,42	5,99
	cv (%)	28	37	27
Pinsapar	*n*	11	11	11
	máx.	-3,93	-15,24	22,83
	med (pond.)	-6,24	-34,89	15,01
	med (arit.)	-6,40	-36,69	14,48
	mín.	-9,26	-57,76	3,50
	cv (%)	25	30	32
Albarracín	*n*	11	11	11
	máx.	-3,2	-9,6	19,6
	med (pond.)	-4,8	-26,5	11,7
	med (arit.)	-5,9	-33,6	13,9
	mín.	-9,4	-55,8	3,5
	cv (%)	30	37	29
Nieve (N1-N5)	*n*	5	5	5
	máx.	-15,11	-97,56	25,05
	med (pond.)	-15,91	-103,77	23,47
	med (arit.)	-15,91	-103,77	23,47
	mín.	-17,17	-117,29	20,04
	cv (%)	6	8	10
Media (aritmética)		-6,71	-38,27	15,39

Tabla 3.13. Parámetros estadísticos de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y exceso en deuterio d) de las muestras de agua de lluvia y nieve recogidas en el área de estudio durante el periodo de investigación. Leyenda: número de muestras (n) media (med) aritmética (arit) y ponderada (pond), máximo (máx), mínimo (mín) y coeficiente de variación (cv)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La Línea Meteórica Local (LML) está definida por el ajuste lineal de los puntos experimentales representados en la figura 3.35, para la cual se ha calculado una pendiente de 7,23, valor inferior al del resto de líneas representadas (la pendiente de la LMM y la LMMO es igual a 8). Las pendientes cuyos valores están comprendidos entre 3,9 y 8 son producto del fraccionamiento isotópico por evaporación (Gonfiantini, 1978; Plata, 1994). Este proceso puede tener lugar durante la trayectoria de las gotas de agua desde la condensación hasta que llegan a la superficie del terreno o bien durante la evolución del frente nuboso en su recorrido hacia zonas continentales.

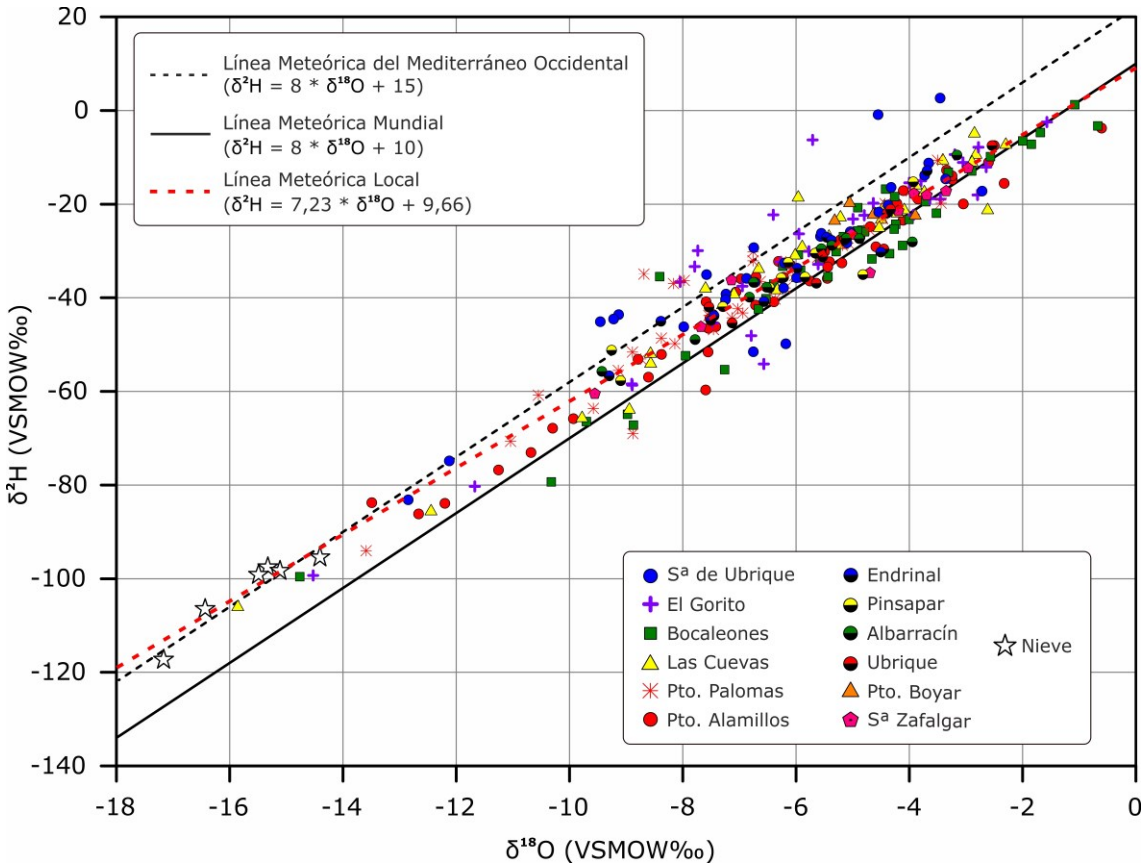


Figura 3.35. Representación de los valores de $\delta^{18}O$ frente a los de $\delta^{2}H$ de las muestras de agua de lluvia y nieve recogidas en los diferentes puntos del área de estudio durante el periodo de investigación. Están incluidas las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Mundial, Local y del Mediterráneo Occidental)

El parámetro de exceso en deuterio (d), definido por la intersección de la LMM con el eje de ordenadas, viene expresado por la ecuación $D_e = \delta 2H - (8 * \delta^{18}O)$, y no cambia de forma significativa durante la evolución de los frentes, por lo que puede utilizarse para determinar el origen (área fuente) del vapor de agua de las masas nubosas que producen las precipitaciones (Rindsberger *et al*., 1983).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Así, los datos de exceso en deuterio cercanos al 10 ‰ son típicos de las precipitaciones procedentes del océano Atlántico, mientras que valores en torno al 22 ‰ son característicos de las lluvias originarias de la parte oriental del mar Mediterráneo (Gat y Carmi, 1987; Jiménez-Martínez y Custodio, 2008). Los valores intermedios entre los anteriores, en torno a 15 ‰ son representativos de las lluvias procedentes de la parte occidental del mar Mediterráneo o bien resultado de la mezcla de frentes nubosos atlánticos y mediterráneos (Barberá, 2014). El valor medio aritmético y ponderado de exceso en deuterio del conjunto de muestras recogidas en el área de estudio durante el periodo de investigación ha sido de 15,39 y 15,47 ‰, respectivamente, lo que indica un origen de las precipitaciones en la parte occidental del Mediterráneo o bien una procedencia mixta atlántica y mediterránea.

3.4.7.3. Gradiente isotópico

La figura 3.36 muestra la relación existente entre la altitud (expresada en m s.n.m.) de los puntos de muestreo de agua de lluvia y el valor medio de $\delta^{18}O$ ponderado. Para el cálculo de este gradiente isotópico, se ha considerado la información procedente de las muestras de los pluviocaptores Pto. Palomas, Sª de Ubrique, Pto. Alamillos, Las Cuevas, El Gorito y Bocaleones. Se han seleccionado estos puntos como representativos de la señal isotópica del agua de lluvia por abarcar el periodo de muestreo más extenso (Tab. 3.10) y por disponer del mayor número de muestras (Tab. 3.13).

La distribución de la señal isotópica de ^{18}O está fuertemente condicionada por el relieve (R^2 = 0,94), debido al descenso general de las temperaturas con la altitud y al incremento de la precipitación en cotas elevadas (efecto cantidad). La señal isotópica se empobrece durante la evolución de los frentes nubosos dominantes, que se adentran en tierra desde el océano Atlántico desde el oeste. El gradiente isotópico ($\delta^{18}O$) calculado durante el periodo de investigación ha sido de -0,24 $\delta^{18}O$ ‰ por cada 100 m de ascenso altitudinal. Este valor es similar a los calculados por Cruz-Sanjulián *et al*. (1992), quienes determinaron gradientes entre -0,58 y -0,27 ‰ /100 m en diversos relieves de la Comunidad Autónoma Andaluza. Andreo *et al*. (1997) calculó un gradiente altitudinal de -0,11 $\delta^{18}O$ ‰ /100 m en las sierras meridionales de la provincia de Málaga, mientras que Yanes *et al*. (2022) cuantificaron un gradiente altitudinal medio en diversos acuíferos de Andalucía de -0,29 $\delta^{18}O$ ‰ /100 m.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

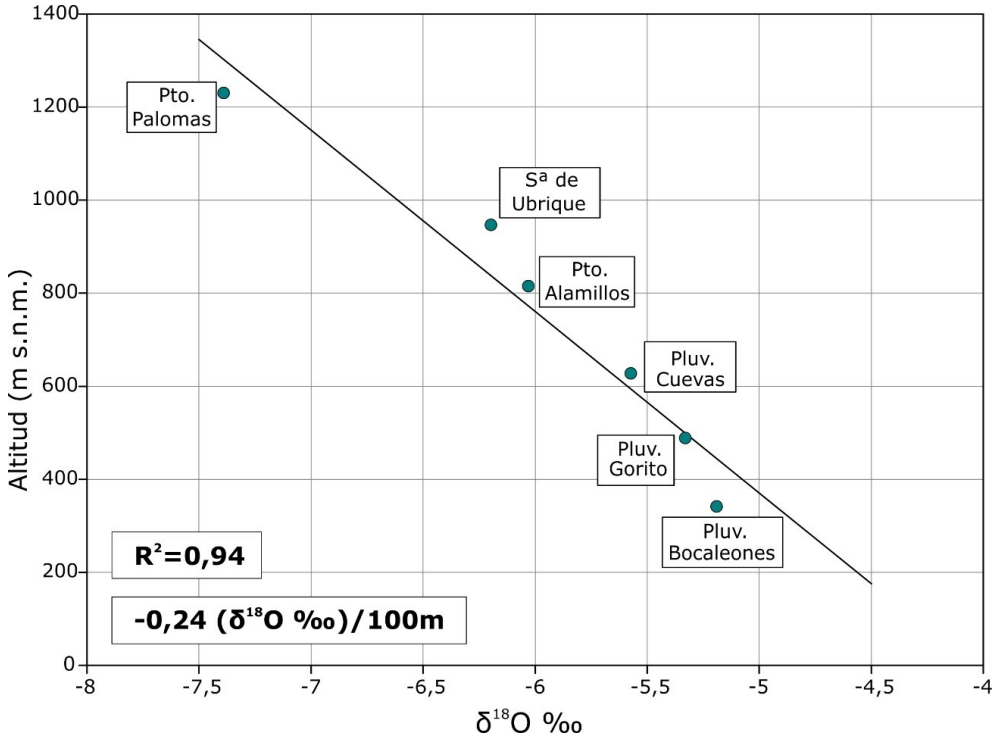


Figura 3.36. Relación entre la altitud de los pluviocaptores y el valor medio ponderado de $\delta^{18}O$ ‰ registrado en cada uno de ellos, durante el periodo de investigación. También se indica el gradiente isotópico calculado para dicho periodo

3.4.7.4. Distribución espacial de $\delta^{18}O$ del agua de precipitación en función del gradiente isotópico

El análisis de la distribución espacial de la señal isotópica del agua de lluvia en el área de estudio puede aportar información valiosa para la definición de las áreas de recarga de los manantiales. La caracterización de la composición media en $\delta^{18}O$ de las precipitaciones que ocurren sobre un área concreta y su comparación con la señal isotópica del agua drenada por los puntos descarga puede ayudar a establecer la altitud media y el área de recarga de los acuíferos.

Para el análisis de la distribución espacial del valor de $\delta^{18}O$ en las aguas de precipitación, en función del gradiente isotópico calculado durante el periodo de investigación, se ha utilizado la misma metodología aplicada en el caso del gradiente pluviométrico (véanse los apartados 3.2.3 y 3.4.2 de esta memoria) . La señal más negativa de $\delta^{18}O$ se registra en las zonas más elevadas del área de estudio (sierras del Pinar, Endrinal y Monteprieto), situadas en la parte oriental, con valores entre -8,5 y -7 ‰ (Fig. 3.37). En las zonas más bajas la señal isotópica de $\delta^{18}O$ es menos empobrecida y se sitúa entre -5 y -4 ‰ (Fig.3.37). El valor medio en $\delta^{18}O$, determinado mediante planimetría de la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

distribución espacial obtenida es de -5,80 ‰, muy próximo al valor medio ponderado por la cantidad de lluvia de los pluviocaptores considerados (-5,95 ‰). En cualquier caso, la distribución espacial de la señal isotópica del agua de lluvia está condicionada por el relieve (valores más empobrecidos en cotas elevadas) y por la cantidad de lluvia, relacionada con un mayor empobrecimiento de la composición isotópica en las áreas más lluviosas (efecto cantidad).

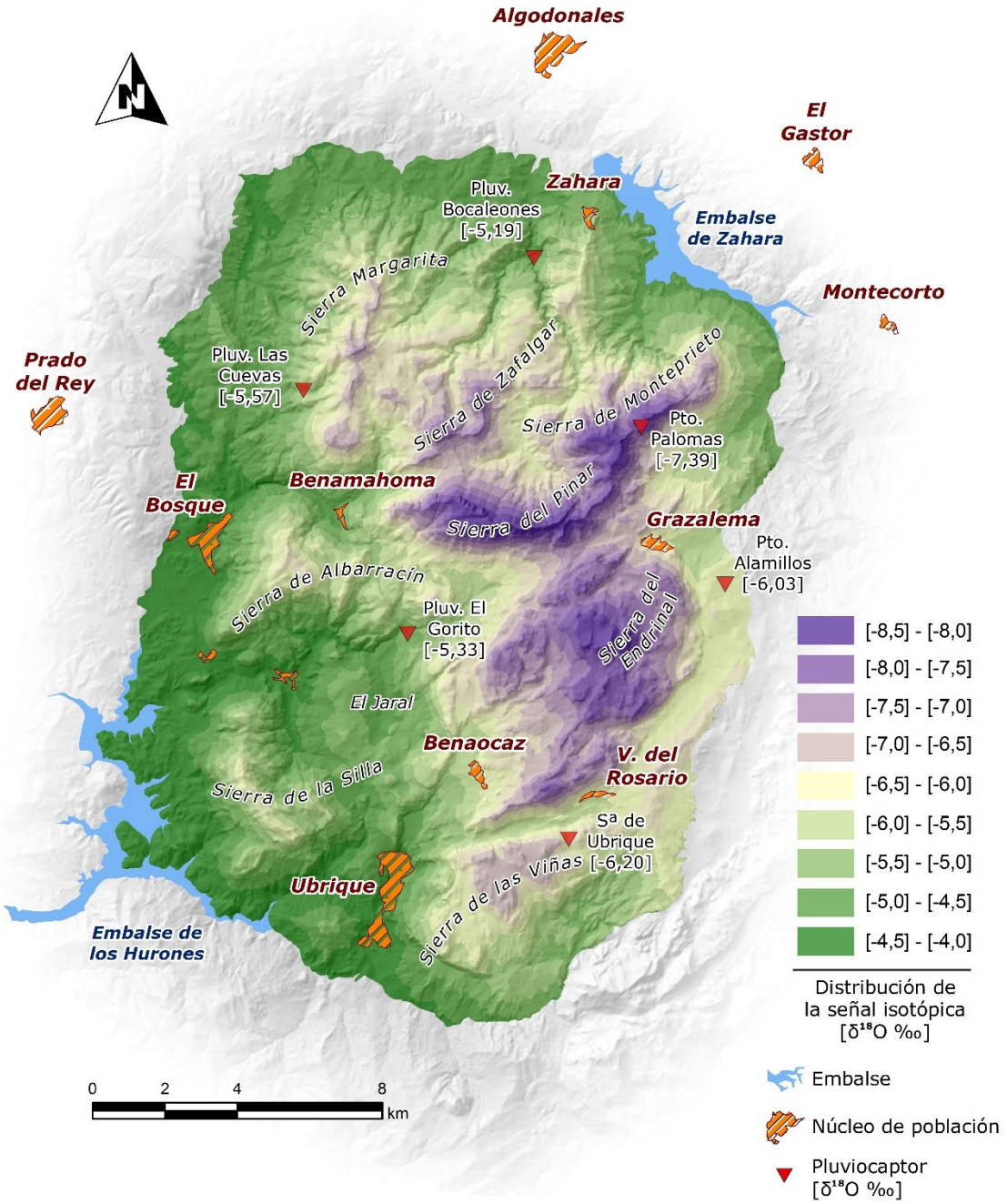


Figura 3.37. Mapa de distribución espacial del valor en $\delta^{18}O$ del agua de lluvia realizado mediante el gradiente isotópico calculado para el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

3.5. ANÁLISIS DE LOS DATOS DE TEMPERATURA DEL AIRE DURANTE EL PERIODO DE INVESTIGACIÓN 2012/13 – 2017/18

Para la caracterización de la temperatura del aire en el área de estudio durante los seis años hidrológicos que constituyen el periodo de investigación se han considerado las estaciones termométricas recogidas en la tabla 3.14. A las estaciones utilizadas para la caracterización del periodo histórico (Los Hurones, Grazalema, Zahara Presa, La Zarza, Villaluenga del Rosario ICONA y Ubrique Instituto) se han sumado las estaciones termométricas de Palomas, Endrinal y Zafalgar. Estas últimas estaciones se instalaron en el marco de la presente investigación, por lo que su registro abarca solamente el periodo comprendido entre los años hidrológicos 2013/14 y 2017/18 (véase el apartado 3.3.1 de esta memoria). Las características principales y la ubicación de dichas estaciones están recogidas en la tabla 3.5 y en la figura 3.14.

En la tabla 3.14 se recogen los valores de temperatura media del aire de las estaciones termométricas para el periodo de investigación. Los valores en negrita indican los años en los que existe más de un dato diario completado mediante regresión lineal (el porcentaje de datos faltantes está indicado en la tabla 3.6, apartado 3.3.1).

Año Hidrológico	Los Hurones	Grazalema	Zahara (Presa)	La Zarza	V. Rosario (ICONA)	Ubrique (Instituto)	Pto. Palomas	Endrinal	Zafalgar	Media
2012/13	**17,9**	15,5	17,6	**17,1**	**14,7**	**18,5**	**12,4**	**12,0**	**14,2**	15,5
2013/14	**18,2**	**15,6**	18,0	**17,4**	**15,1**	**19,0**	12,3	11,8	14,0	15,7
2014/15	**18,3**	16,3	18,2	**18,0**	**15,9**	**19,5**	13,1	12,7	14,9	16,3
2015/16	**18,8**	16,4	18,8	**18,2**	**15,7**	**19,5**	13,2	12,9	15,2	16,5
2016/17	**19,4**	**17,1**	**19,3**	**18,7**	**16,3**	**20,0**	13,5	13,2	15,4	17,0
2017/18	**18,1**	**15,4**	**17,9**	**17,4**	**15,0**	**18,9**	12,5	12,1	14,2	15,7
Máximo	19,4	17,1	19,3	18,7	16,3	20,0	13,5	13,2	15,4	17,0
Media	18,5	16,1	18,3	17,8	15,5	19,2	12,8	12,4	14,6	16,1
Mínimo	17,9	15,4	17,6	17,1	14,7	18,5	12,3	11,8	14,0	15,5

Tabla 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el periodo de investigación

La temperatura media del aire está comprendida entre 12,4 ºC (estación de Endrinal) y 19,2 ºC (Ubrique (Instituto), con un promedio para el conjunto del área de estudio de 16,1 ºC. Este valor es inferior al calculado para el periodo histórico (17,0 ºC), debido a la inclusión de las estaciones de Endrinal y Palomas en la caracterización termométrica durante el periodo de investigación, las cuales están ubicadas a una altitud notablemente superior al resto (ver tabla 3.5) y consecuentemente registran una temperatura media más baja. En la figura 3.38 se muestra la evolución temporal de la temperatura media mensual de las estaciones consideradas para el periodo de investigación. Al igual que ocurre durante el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

periodo histórico, las temperaturas más bajas se alcanzan durante los meses de enero y febrero, mientras que las máximas suelen registrase en los meses de julio y agosto. Las estaciones localizadas a mayor altitud (Pto. Palomas, Endrinal, Villaluenga del Rosario ICONA y Grazalema) registran valores más bajos de temperatura que el resto de las estaciones, situadas a cotas más bajas.

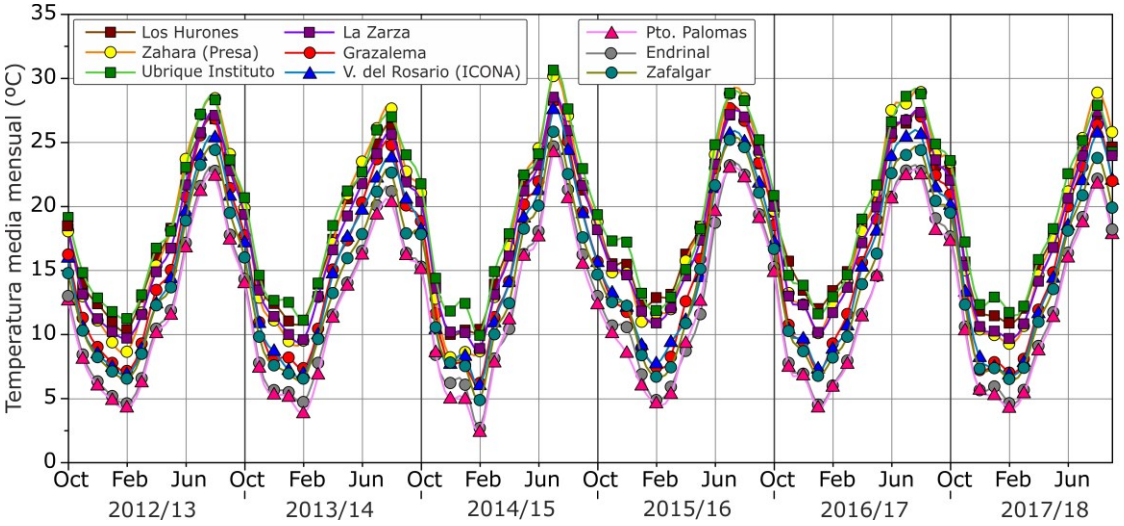


Figura 3.38. Evolución temporal de la temperatura media mensual en las estaciones consideradas para la caracterización termométrica durante el periodo de investigación

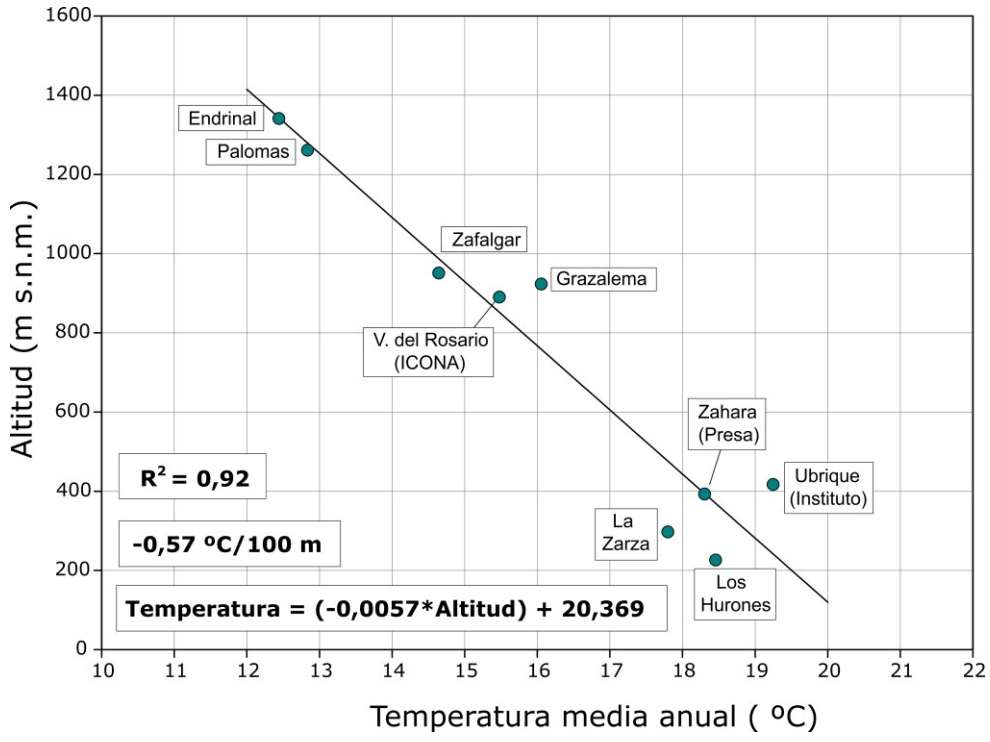


Figura 3.39. Relación entre la temperatura media del aire y la altitud de las estaciones termométricas durante el periodo 2012/13 – 2017/18

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La relación entre la cota de las estaciones termométricas y su temperatura media anual (gradiente térmico), calculada para el periodo de investigación está representada en la figura 3.39. El gradiente termométrico para el periodo de investigación es de -0,57 ºC/100 m de altitud, cuyo valor absoluto es mayor que el obtenido para el periodo histórico (-0,41 ºC/100 m de altitud). El coeficiente de correlación (R^2) es altamente significativo (0,92), lo que pone de manifiesto el fuerte condicionante que ejerce el relieve en la distribución de la temperatura del aire.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4. ENSAYOS CON TRAZADORES ARTIFICIALES

4.1. PLANTEAMIENTO DE LOS ENSAYOS

Los ensayos con trazadores artificiales constituyen una herramienta muy útil para el estudio del flujo subterráneo, pues permiten caracterizar el movimiento del agua (sentido preferente, velocidades de flujo, tasas de dispersión, etc.) en el interior de los acuíferos (Antigüedad *et al*., 1990; Käss, 1998; Andreo *et al*., 2004; Morales *et al*., 2010). En medios kársticos los trazadores artificiales han sido ampliamente aplicados (Goldscheider y Drew, 2007; Ravbar *et al*., 2012; Benischke, 2021) para establecer las conexiones hidráulicas entre los lugares en los que son inyectados (áreas de recarga) y las principales surgencias (puntos de descarga). No obstante, su aplicación debe de estar precedida de la realización de otro tipo de estudios (geología de campo, hidrodinámicos, hidroquímicos e isotópicos), con el fin de caracterizar la respuesta natural del acuífero ante los eventos de recarga. El uso conjunto de los ensayos de trazadores artificiales y los estudios hidroquímicos (Mudarra *et al*., 2014; Marín *et al*., 2021), hidrodinámicos (Martín-Rodríguez *et al*., 2023) e isotópicos (Dogančić *et al*., 2020) permite obtener conclusiones más fiables respecto a los procesos de recarga y al funcionamiento hidrogeológico de los sistemas.

Las técnicas de trazado mediante colorantes fluorescentes pueden utilizarse para verificar las conexiones hidrogeológicas entre las zonas de recarga y puntos de descarga, aunque actualmente su aplicación se orienta también hacia la evaluación cuantitativa del flujo subterráneo. Esto requiere la disponibilidad de información hidrodinámica en los puntos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de detección y de un registro continuado de las concentraciones del trazador durante el periodo del ensayo, lo que, a su vez, conlleva un minucioso trabajo de campo, de laboratorio y de gabinete (Maloszewski *et al*., 1992; Hauns *et al*., 2001; Morales *et al*., 2010; Barberá *et al*., 2018; Benischke, 2021).

La disponibilidad de un registro adecuado (caudal y concentración del trazador) posibilita la modelización de las curvas de paso o BTCs (*breakthrough curves*) para la estimación de los parámetros de transporte. En la presente investigación se han analizado, de forma cualitativa y cuantitativa, 7 curvas de concentración de 2 ensayos con trazadores artificiales realizados en el sector suroriental del área de estudio.

El análisis morfológico de las curvas de paso ha permitido estimar diversos parámetros tales como el *tiempo de residencia* (RTD), que se define como el periodo temporal que una masa de agua que contiene trazador pasa en el sistema (Molinari; 1976) o la *velocidad media o efectiva de tránsito*, que representa la velocidad de desplazamiento del centro de gravedad de la nube de trazador (Castany y Margat, 1977) a lo largo de la trayectoria de flujo.

La modelización de las curvas de concentración se ha realizado mediante el código CXTFIT (Toride *et al*., 1995; Van Genutchen *et al*., 2012), con la aplicación de un modelo de transporte en equilibrio (modelo de advección-dispersión, AD) y otro en condiciones de no equilibrio (modelo de transporte de dos regiones de no equilibrio, 2RNE). El modelo de transporte advección-dispersión (AD) asume la homogeneidad de los parámetros hidrodispersivos a lo largo de las vías de drenaje subterráneo, donde la dispersividad viene definida por el cociente entre la dispersión longitudinal (D) y la velocidad de flujo efectiva (*v*). El modelo de transporte de dos regiones de no equilibrio (2RNE) considera que durante el tránsito se produce una separación en la sección transversal al flujo (Toride *et al*., 1995; Field y Pinsky, 2000) que origina la segregación de fases móviles e inmóviles. Este modelo añade los coeficientes de partición (β) y de transferencia de masa (ω) que permiten cuantificar la magnitud de la divergencia entre las fases y explicar analíticamente los efectos de cola o morfologías irregulares de la parte final de las curvas de concentración (BTCs). El ajuste entre los datos de concentración observados y los simulados mediante los modelos AD y 2RNE ha sido evaluado mediante el cálculo de eficiencia de NSE (Nash y Sutcliffe, 1970).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los objetivos generales de la realización de los ensayos de trazador en la Sierra de Grazalema han sido los siguientes:

- Determinar las conexiones hidrogeológicas entre los puntos de infiltración preferente situados sobre los afloramientos permeables (calizas y dolomías) y los puntos de descarga de agua subterránea (manantiales).
- Caracterizar las direcciones generales de flujo subterráneo y su relación con la estructura geológica de los macizos.
- Evaluar las transferencias de agua subterránea entre sistemas.
- Determinar el orden de magnitud de las velocidades de flujo subterráneo y obtener información acerca del desarrollo de la karstificación funcional existente en los acuíferos.

Parte de los resultados han sido expuestos y discutidos en algunos artículos científicos (Marín *et al*., 2021; Martín-Rodríguez *et al*., 2022; 2023), en los que se evalúa el uso conjunto de ensayos de trazadores y técnicas hidroquímicas e hidrodinámicas para caracterizar el funcionamiento de los acuíferos. En los siguientes apartados se presentan las características de las pruebas realizadas, los registros obtenidos en los puntos de muestreo, las conexiones hidráulicas probadas y los límites hidrogeológicos deducidos.

4.2. CARACTERÍSTICAS DE LOS TRAZADORES ARTIFICIALES

Los trazadores fluorescentes son un grupo de sustancias que comparten la capacidad de emitir luz a una frecuencia concreta cuando son excitadas con una fuente de radiación de una longitud de onda determinada. Su utilización en investigaciones hidrogeológicas (especialmente en medios kársticos) y en otros ámbitos relacionados (espeleología, hidrología superficial o hidráulica) está muy extendida, debido a que son sustancias muy solubles en agua y la determinación de su concentración puede realizarse de forma sencilla (Laibundgut *et al*., 2009 Benischke, 2021). En la presente investigación se han utilizado varios trazadores fluorescentes cuyas principales características se recogen en la tabla 4.1. En ella aparecen el nombre químico de las sustancias, el código empleado para su referencia en esta memoria, así como el número CAS (*Chemical Abstracts Service*), que permite identificarlas de forma inequívoca. Los datos acerca de los límites de detección, toxicidad e interferencias analíticas han sido tomados de Käss (1998).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Trazador	Código	nº CAS	Límite de detección (µg/l)	Toxicidad	Interferencia analítica	Interferencia con el medio
Uranina	URA	518-47-8	10^{-3}	Nula	PYR, SRB	Elevada sorción a pH bajo
Eosina	EOS	17372-87-1	10^{-2}	Nula	URA, AMG	Fotosensible
Sulfo-rodamina B	SRB	3520-42-1	10^{-2}	Ecotóxico	AMG, PYR	Adsorción por arcillas
Amido-rodamina G	AMG	5873-16-5	10^{-2}	Nula	EOS, SRB	---
Piranina	PYR	63358-69-6	10^{-2}	Nula	URA, EOS	Intensidad condicionada por el pH
Naftionato sódico	Na-NAPHT	130-13-2	10^{-1}	Nula	Materia orgánica	Adsorción por arcillas

Tabla 4.1.Características de los trazadores fluorescentes utilizados en esta investigación

La degradación de los trazadores depende principalmente del medio en el que se encuentren (superficial o subterráneo) y de la presencia de sustancias reactivas en las aguas. En términos generales, la acción de la luz solar y la presencia de compuestos oxidantes en el agua aceleran la degradación química de las sustancias fluorescentes. Asimismo, la intensidad de la fluorescencia puede estar condicionada por la salinidad de las aguas (Gil-Márquez *et al*., 2017), el pH del medio (Käss, 1998) o el contenido en materia orgánica (Alexander, 2005). La adsorción de los trazadores por parte de las arcillas (Magal *et al*., 2008) puede ocasionar que una parte significativa de la masa inicialmente inyectada quede retenida en el medio y, por tanto, la obtención de tasas de recuperación bajas. A continuación, se describen las propiedades de los trazadores fluorescentes utilizados en los ensayos llevados a cabo en el marco de esta investigación.

La *uranina o fluoresceína sódica* (URA) es el trazador más empleado en investigación hidrogeológica debido a su elevada solubilidad (~600 g/l) y su detección a concentraciones muy bajas (10^{-3} µg/l). Muestra una elevada intensidad de fluorescencia a una longitud de onda de 516 nm (color verde azulado), previa excitación con una fuente de 490 nm y, aunque puede sufrir adsorción por las arcillas y sustancias orgánicas, en medios kársticos presenta una escasa retención. En presencia de hipoclorito sódico (NaClO) es degradada (oxidada) de forma completa al cabo de pocas horas, por lo que es ampliamente utilizada en entornos relacionados con el abastecimiento de agua potable que utilizan este compuesto para la potabilización del agua destinada para el consumo humano.

La *eosina o bromofluoresceína* (EOS) presenta una alta solubilidad en agua (aproximadamente 300 g/l) y muestra la máxima intensidad de fluorescencia a 540 nm (color verde-amarillento) cuando es excitada con una fuente de radiación de 515 nm. Debido

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

a su fotosensibilidad (bajo la luz solar se produce su completa degradación en 2-3 días) no suele ser utilizada en hidrología superficial (Käss, 1998). Su bajo límite de detección (10^{-2} μg/l) y su escasa retención la hace adecuada para el estudio de los flujos subterráneos.

La *sulfo-rodamina B* (SRB) tiene una escasa solubilidad en agua (~10 g/l) y una elevada retención en presencia de arcillas (Smart y Laidlaw, 1977; Gil-Márquez *et al*., 2017) aunque es poco sensible a la luz o a algunas propiedades hidroquímicas del agua (pH, potencial redox o salinidad). Su límite de detección es similar al de la eosina (10^{-2} μg/l) y muestra su fluorescencia máxima a 583 nm (amarillo anaranjado). La sulfo-rodamina B puede diferenciarse fácilmente de la uranina, piranina o eosina debido a la gran diferencia entre sus longitudes de onda de emisión, lo que minimiza las incertidumbres debidas a la interferencia analítica entre las sustancias fluorescentes en los ensayos de trazador múltiple.

La *amido-rodamina G* (AMG) posee una solubilidad muy baja (~ 3 g/l) y un límite de detección similar al de la EOS y SRB (10^{-2} μg/l). Muestra una elevada intensidad de fluorescencia a una longitud de onda de 555 nm, que permite diferenciarla del resto de trazadores fluorescentes comúnmente utilizados. A altas concentraciones presenta un color rosado-anaranjado, poco intenso, lo que limita el impacto visual en medios superficiales.

La *piranina* (PYR) presenta un límite de detección similar al de la EOS, SRB o AMG y una elevada solubilidad en agua (178 g/l). Su máxima intensidad de fluorescencia se produce a 510 nm, muy parecida a la uranina (515 nm), por lo que debe de evitarse su uso conjunto en ensayos multitrazador para reducir la interferencia analítica. Su intensidad de fluorescencia es dependiente del pH del medio (Käss, 1998) lo que puede provocar bajas tasas de recuperación en ensayos ejecutados con este trazador (Goldscheider *et al*., 2011;2003).

El naftionato sódico (NaNAPHT) tiene una elevada solubilidad en agua (~240 g/l) y la máxima intensidad de fluorescencia a 420 nm (la longitud de onda más baja del conjunto de trazadores utilizados), por lo cual puede emplearse en los ensayos junto con el resto de las sustancias sin que exista una interferencia analítica significativa. Sin embargo, su límite de detección (10^{-1} μg/l) es más elevado que el resto de las sustancias fluorescentes, lo que implica la necesidad de inyectar una masa mayor que en el caso de los trazadores anteriores. Esto incrementa el coste económico de los ensayos y hace más difícil la estimación de la masa óptima de inyección.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4.3. PLAN DE TRABAJO

La viabilidad de los puntos seleccionados de cara a realizar las inyecciones se verificó con reconocimientos de campo previos a los ensayos, en los que se comprobó la potencial disponibilidad de agua durante los eventos de precipitación. Asimismo, las inyecciones se hicieron coincidir con eventos de lluvia de magnitud significativa (aguas altas), para garantizar la existencia de gradientes hidráulicos que facilitaran el transporte de los trazadores.

La periodicidad y duración de la recogida de muestras se adaptaron a las condiciones hidrodinámicas de cada uno de los ensayos. Se tomaron muestras de agua en los puntos de control antes de la inyección de los trazadores, para descartar la presencia de sustancias fluoróforas no relacionadas y caracterizar de manera inequívoca la llegada del trazador. Las muestras se analizaron durante las 24-48 horas posteriores a su recogida y fueron almacenadas a baja temperatura y en frascos de vidrio coloreado, para minimizar la fotodegradación de las sustancias fluorescentes durante su transporte.

El control automatizado de la concentración de trazadores en el agua de los manantiales se llevó a cabo mediante medidas directas de la intensidad de fluorescencia con espectrofluorímetros de campo GGUN-FL30 y con el emplazamiento de automuestreadores robotizados HACH SIGMA 900. Ambos dispositivos fueron instalados para disponer de registro en zonas de difícil acceso.

La intensidad de fluorescencia de todas las muestras de agua recogidas durante los ensayos fue medida en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) mediante un espectrofluorímetro PERKIN-ELMER LS-55. Para determinar la concentración de trazador en cada una de las muestras se realizaron curvas de calibración (concentración-intensidad) de cada uno de los marcadores fluorescentes, que se utilizaron como patrones de control iniciales y finales en las secuencias analíticas de cara a corregir la posible deriva instrumental.

4.4. CONTEXTO HIDRODINÁMICO DE LOS ENSAYOS DE TRAZADOR

En el marco de la presente investigación se realizaron tres ensayos multitrazador, el primero durante el mes de febrero de 2015 y dos realizados durante los meses de marzo y abril de 2018. Las pruebas se hicieron coincidir con eventos de lluvia intensos para garantizar la existencia de condiciones hidrodinámicas que favorecieran la incorporación del

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

trazador al flujo subterráneo y su transporte desde los puntos de inyección hasta los manantiales. Las principales características de los ensayos realizados (localización de los puntos de inyección, trazadores utilizados, masa inyectada, puntos de control, número de muestras, etc.) se recogen en la tabla 4.2.

En todos los ensayos fueron controladas de forma rutinaria las surgencias permanentes del sector suroriental de la Sierra de Grazalema (Cornicabra -M-1-, Algarrobal -M-2-, Hondón -M-10- y Nueve Caños -M-11-) y de la sierra de Líbar (manantiales de Jimera, Benaoján, Cueva del Gato y Buitreras), así como los manantiales temporales (TP Garciago -M-3- y TP Cornicabra 4 -M-21-) e *inversac* de la Olla (I-1), cuando este último punto actuaba como una surgencia. La situación de los puntos puede consultarse en la figura 4.1 y en el mapa hidrogeológico que acompaña a esta memoria.

El objetivo de incluir los manantiales de Cueva del Gato, Benaoján, Jimera y Buitreras en la red de control, durante la realización de los ensayos, fue el de constatar la posible transferencia subterránea desde la sierra del Endrinal y sectores adyacentes hacia la sierra de Líbar, inferida en estudios anteriores a partir del desajuste en los balances de entradas y salidas (IGME, 1984; DGOHCA, 1998, IGME-CEHIUMA, 2020). De forma complementaria se muestrearon los cursos de agua superficial cercanos a los puntos de control con el fin de detectar la posible presencia de sustancias fluorescentes procedentes de surgencias no controladas (manantiales temporales o de escaso caudal).

4.4.1. Ensayo nº 1 (15/02/2015)

En este ensayo se inyectaron cuatro trazadores de forma casi simultánea en tres sumideros y en un campo de lapiaz del área de estudio (Tab. 4.2 y Fig. 4.1). El punto de inyección SH-1 (880 m s.n.m.) es un sumidero kárstico de grandes dimensiones (sima de Villaluenga) en el que se infiltra el agua de escorrentía procedente de su cuenca vertiente (2,03 km^2), ocupada por materiales de baja permeabilidad. Durante la inyección se estimó un caudal de infiltración entre 200 y 300 l/s. El trazador inyectado (NaNAPHT, 4kg) se escogió debido a su nula toxicidad y a que la coloración que aporta al agua es muy débil, factores relevantes de cara a su potencial detección en manantiales aprovechados para el abastecimiento urbano. Los puntos SH-5 (EOS, 3 kg) y SH-7 (PYR, 3 kg) corresponden a dos sumideros kársticos situados a 1319 y 1123 m s.n.m. que drenan el agua procedente de pequeñas cuencas ocupadas por materiales de baja permeabilidad (arcillas de descalcificación y evaporitas triásicas). En este caso, el caudal de infiltración estimado durante la ejecución de las inyecciones fue de 4-5 l/s.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Ensayo nº 1 (15/02/2015)

Punto de inyección	SH - 1	SH-7	SH-5	L-1
Tipo de punto	Sumidero	Sumidero	Sumidero	Lapiaz
UTM X	287110	286801	286939	287092
UTM Y	4063802	4065453	4067039	4068769
Altitud (m s.n.m.)	830	1123	1319	1420
Trazador (masa)	Na-NAPHT (4kg)	PYR (3kg)	EOS (3kg)	URA (5kg)
Fecha y hora de inyección	15/02/2015 (06:00)	15/02/2015 (04:30)	15/02/2015 (10:30)	15/02/2015 (06:00)
Caudal de infiltración estimado (l/s)	200-300	4-5	4-5	<1

Puntos de control (aguas subterráneas)		**Muestreo**			
Denominación	**Referencia**	**Inicio**	**Fin**	**nº de muestras manuales**	**nº de muestras automáticas**
Cornicabra	**M-1**	15-feb	23-mar	140	15 / *1422**
Algarrobal	**M-2**	15-feb	21-abr	157	---
TP Garciago	**M-3**	15-feb	21-abr	36	---
Hondón	**M-10**	15-feb	21-abr	179	*1240**
Nueve Caños	**M-11**	15-feb	21-abr	157	---
Manantial de las Buitreras	---	15-feb	21-abr	39	116 / *865 **
Manantial de Benaoján	---	16-feb	15-mar	9	---
Manantial de Jimera	---	16-feb	15-mar	3	---
Cueva del Gato	---	16-feb	15-mar	5	---
Puntos de control (aguas superficiales)		**Muestreo**			
Arroyo Seco	**AS-1**	15-feb	23-mar	87	---
Río Ubrique	**AS-2**	15-feb	21-abr	157	---
Arroyo del Pajarruco	**AS-3**	15-feb	23-mar	11	---
Arroyo de la Garganta del Boyar	**AS-4**	18-feb	28-mar	8	---

Ensayo nº 2 (07/03/2018)

Punto de inyección	SH - 1	SH-7	SH-5	I-1
Tipo de punto	Sumidero	Sumidero	Sumidero	*Inversac*
UTM X	287110	286801	286939	290157
UTM Y	4063802	4065453	4067039	4068273
Altitud (m s.n.m.)	830	1123	1319	804
Trazador (masa)	AMG (3kg)	SRB (5kg)	EOS (5kg)	URA (4 kg)
Fecha y hora de inyección	07/03/2018 (22:00)	07/03/2018 (19:00)	07/03/2018 (17:00)	07/03/2018 (09:30)
Caudal de infiltración estimado (l/s)	300	5-10	<1	3-5

Puntos de control (aguas subterráneas)		**Muestreo**			
Denominación	**Referencia**	**Inicio**	**Fin**	**nº de muestras manuales**	**nº de muestras automáticas**
Cornicabra	**M-1**	07-mar	28-mar	76	---
Algarrobal	**M-2**	07-mar	28-mar	82	---
TP Garciago	**M-3**	07-mar	28-mar	59	---
Hondón	**M-10**	07-mar	28-mar	24	*1166**
Nueve Caños	**M-11**	07-mar	28-mar	6	---
TP Cornicabra Alto	**M-21**	07-mar	28-mar	9	---
Inversac de la Olla	**I-1**	07-mar	09-mar	12	---
Manantial de las Buitreras	---	07-mar	28-mar	---	84 / *1325**
Manantial de Benaoján	---	07-mar	28-mar	39	---
Manantial de Jimera	---	07-mar	28-mar	36	---
Cueva del Gato	---	07-mar	28-mar	42	---
Puntos de control (aguas superficiales)		**Muestreo**			
Arroyo Seco	**AS-1**	07-mar	21-mar	62	---
Río Ubrique	**AS-2**	07-mar	28-mar	112	---
Arroyo del Pajarruco	**AS-3**	07-mar	18-mar	9	---
Arroyo de la Garganta del Boyar	**AS-4**	07-mar	16-mar	7	---

Ensayo nº 3 (12/04/2018)

Punto de inyección	SH - 2	SH-3
Tipo de punto	Sumidero	Sumidero
UTM X	287110	286801
UTM Y	4063802	4065453
Altitud (m s.n.m.)	1220	1183
Trazador (masa)	AMG (3kg)	PYR (2kg)
Fecha y hora de inyección	12/04/2018 (17:30)	12/04/2018 (18:25)
Caudal de infiltración estimado (l/s)	20-30	20-30

Puntos de control (aguas subterráneas)		**Muestreo**			
Denominación	**Referencia**	**Inicio**	**Fin**	**nº de muestras manuales**	**nº de muestras automáticas**
Cornicabra	**M-1**	12-abr	21-abr	76	*960**
Algarrobal	**M-2**	12-abr	21-abr	22	---
TP Garciago	**M-3**	12-abr	21-abr	19	---
Hondón	**M-10**	12-abr	21-abr	31	---
Nueve Caños	**M-11**	12-abr	21-abr	26	---
TP Cornicabra Alto	**M-21**	12-abr	21-abr	46	---
Inversac de la Olla	**I-1**	12-abr	14-abr	6	---
Manantial de las Buitreras	---	13-abr	26-abr	2	56 / *1208**
Manantial de Benaoján	---	12-abr	21-abr	5	---
Manantial de Jimera	---	12-abr	21-abr	4	---
Cueva del Gato	---	12-abr	21-abr	6	---
Puntos de control (aguas superficiales)					
Arroyo Seco	**AS-1**	12-abr	21-abr	36	---
Río Ubrique	**AS-2**	12-abr	21-abr	99	---
Arroyo del Pajarruco	**AS-3**	12-abr	21-abr	11	---
Arroyo de la Garganta del Boyar	**AS-4**	12-abr	21-abr	4	---

*Tabla 4.2.Características generales de los ensayos de trazadores llevados a cabo en el área de estudio. * Medidas de concentración realizadas con espectrofluorímetro portátil GGUN*

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El punto L-1 está situado en un campo de lapiaz desarrollado sobre calizas jurásicas (1420 m s.n.m.) hacia el que se dirigía un pequeño caudal de agua de escorrentía procedente de los afloramientos de baja permeabilidad adyacentes. La inyección de los trazadores se llevó a cabo tras un periodo húmedo (posterior a las crecidas de los manantiales), como se puede observar en los hidrogramas de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) y en el hietograma de la figura 4.2.

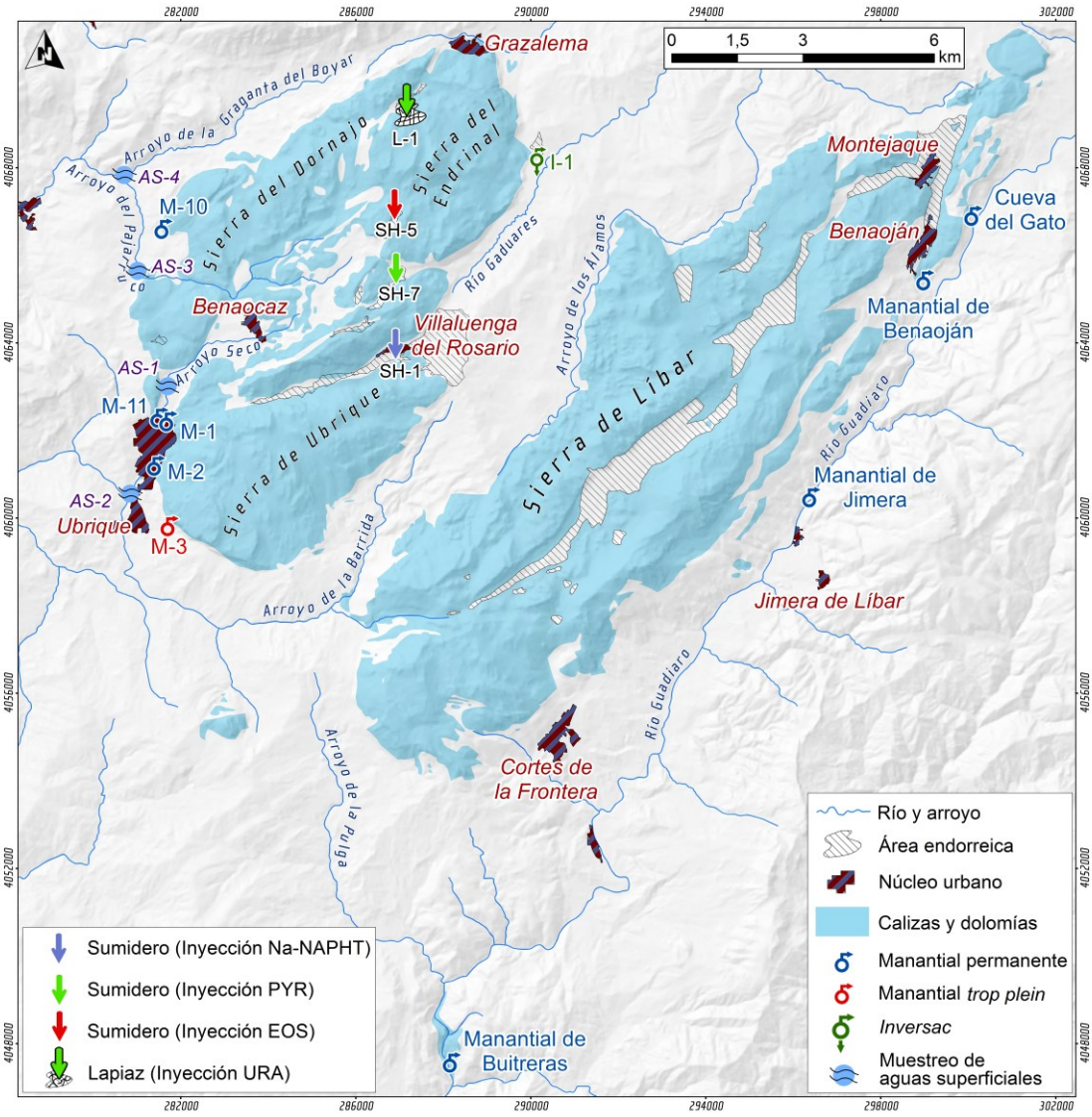


Figura 4.1. Ubicación de los puntos de inyección, muestreo y trazadores utilizados (L-1, URA; SH-5, EOS; SH-7, PYR; SH-1, NaNAPTH) en el ensayo nº 1 (15/02/2015)

La recogida de muestras de este primer ensayo comenzó el 15 de febrero de 2015 a las 00:00 en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Nueve Caños (M-11) y Buitreras. Asimismo, se tomaron muestras en los cauces de Arroyo Seco (AS-1), aguas debajo de la localidad de Ubrique (AS-2), Arroyo del

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Pajarruco (AS-3) y en el Arroyo de la Garganta del Boyar (AS-4). La ubicación de todos los puntos se presenta en la figura 4.1. El día 16 de febrero de 2015 comenzó la recogida de muestras en los manantiales de la sierra de Líbar (Cueva del Gato, Benaoján y Jimera). Las surgencias de Cornicabra (M-1) y Buitreras fueron equipadas con muestreadores automáticos, además de espectrofluorímetros de campo (GGUN FL-30). La periodicidad del muestreo fue horaria durante los tres primeros días después de las inyecciones. Posteriormente, la periodicidad se amplió de forma progresiva hasta el fin del muestreo (21 de abril de 2015).

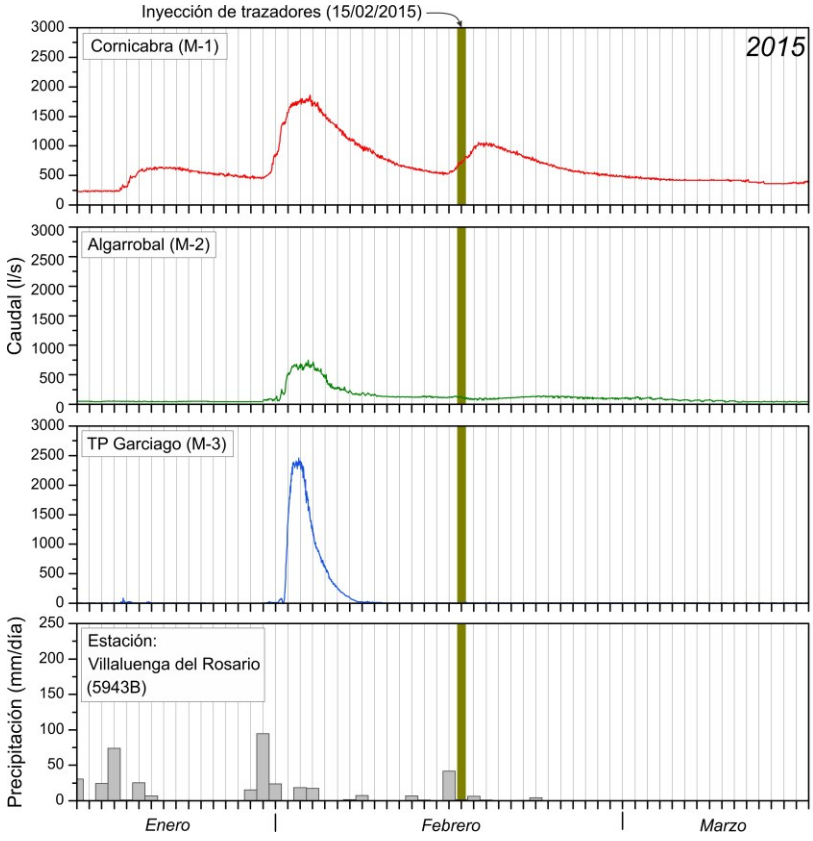


Figura 4.2. Hidrogramas de los manantiales de Ubrique en el contexto de las inyecciones llevadas a cabo en el ensayo nº 1 (15/02/2015). El registro pluviométrico procede de la estación de Grazalema (5911)

En este ensayo ninguno de los trazadores inyectados fue detectado en las muestras de agua recogidas ni mediante los espectrofluorímetros portátiles, lo que pudo estar causado por diversos motivos. Por una parte, las condiciones hidrometeorológicas en las que se ejecutó el ensayo (Fig. 4.2), al final de un periodo de lluvias y cuando ya se habían registrado los picos máximos de los hidrogramas d ellos manantiales, pudieron no ser favorables para la incorporación de los trazadores al flujo subterráneo y su posterior detección en los puntos de control.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las respuestas hidrodinámicas de los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) fueron de escasa relevancia. Ello sugiere que el impulso (evento de lluvia en el que se hizo la inyección) no tuvo entidad suficiente como para provocar cambios significativos en el caudal de descarga de estas surgencias y, por consiguiente, en el gradiente hidráulico del acuífero. En estas condiciones, parte del trazador inyectado pudo permanecer retenido en el acuífero, lo que conduciría a una pobre o nula detección del trazador en los puntos de descarga.

Por otra parte, la masa inyectada de algunos trazadores pudo no ser suficiente para que su concentración fuese detectable en los puntos de surgencia. Este motivo es especialmente relevante en el caso del Na-NAPHT, cuyo límite de detección es mucho más elevado que el resto de trazadores fluorescentes utilizados.

4.4.2. Ensayo nº 2 (07/03/2018)

La realización de esta prueba se llevó a cabo durante las lluvias intensas que tuvieron lugar en la primavera de 2018. La precipitación total registrada en el evento correspondiente al ensayo de trazador fue de 157 mm. En la Sima de Villaluenga (SH-1) se inyectaron 3 kg de AMG, el 07 de marzo de 2018, a las 22:00, con un caudal de infiltración estimado de 300 l/s. En los sumideros SH-5 y SH-7 se inyectaron 5 kg de SRB y 5 kg de EOS, respectivamente (Figs. 4.4A, B y C), con un caudal de infiltración estimado de 5-10 l/s en el sumidero SH-7 e inferior a 1 l/s en SH-5 (Tab. 4.2). En el *inversac* de la Olla (I-1) fueron inyectados 4 kg de uranina el 07/03/2018 a las 09:30, cuando dicho punto actuaba como sumidero, con un caudal de infiltración aproximado de 3-5 l/s (Fig.4.4D).

La recogida de muestras se inició el 07 de marzo a las 23:00 en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Nueve Caños (M-11), TP Cornicabra 4 (M-21), Buitreras y en los manantiales de la sierra de Líbar (Benaoján, Jimera y Cueva del Gato). En el *inversac* de la Olla (I-1), la toma de muestras se inició el 08 de marzo a las 05:00, cuando comenzó su actividad surgente. Las aguas superficiales de Arroyo Seco, Río Ubrique, Barranco del Pajarruco y Arroyo de la Garganta del Boyar también fueron analizadas para detectar la posible presencia de trazador (Fig. 4.3). En el manantial de Buitreras (surgencia más meridional muestreada) fue instalado un conjunto de sensores sumergidos (espectrofluorímetro de campo, sensor de nivel, sensor de conductividad eléctrica y temperatura) y una bomba sumergible sincronizada con un automuestreador automático (Martín-Rodríguez *et al*., 2018), con el fin de poder obtener muestras del agua del manantial y un registro continuo de la presencia de sustancias

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

fluorescentes durante los periodos de crecida, en los que el caudal del río Guadiaro impide el acceso y la recogida de muestras en el manantial.

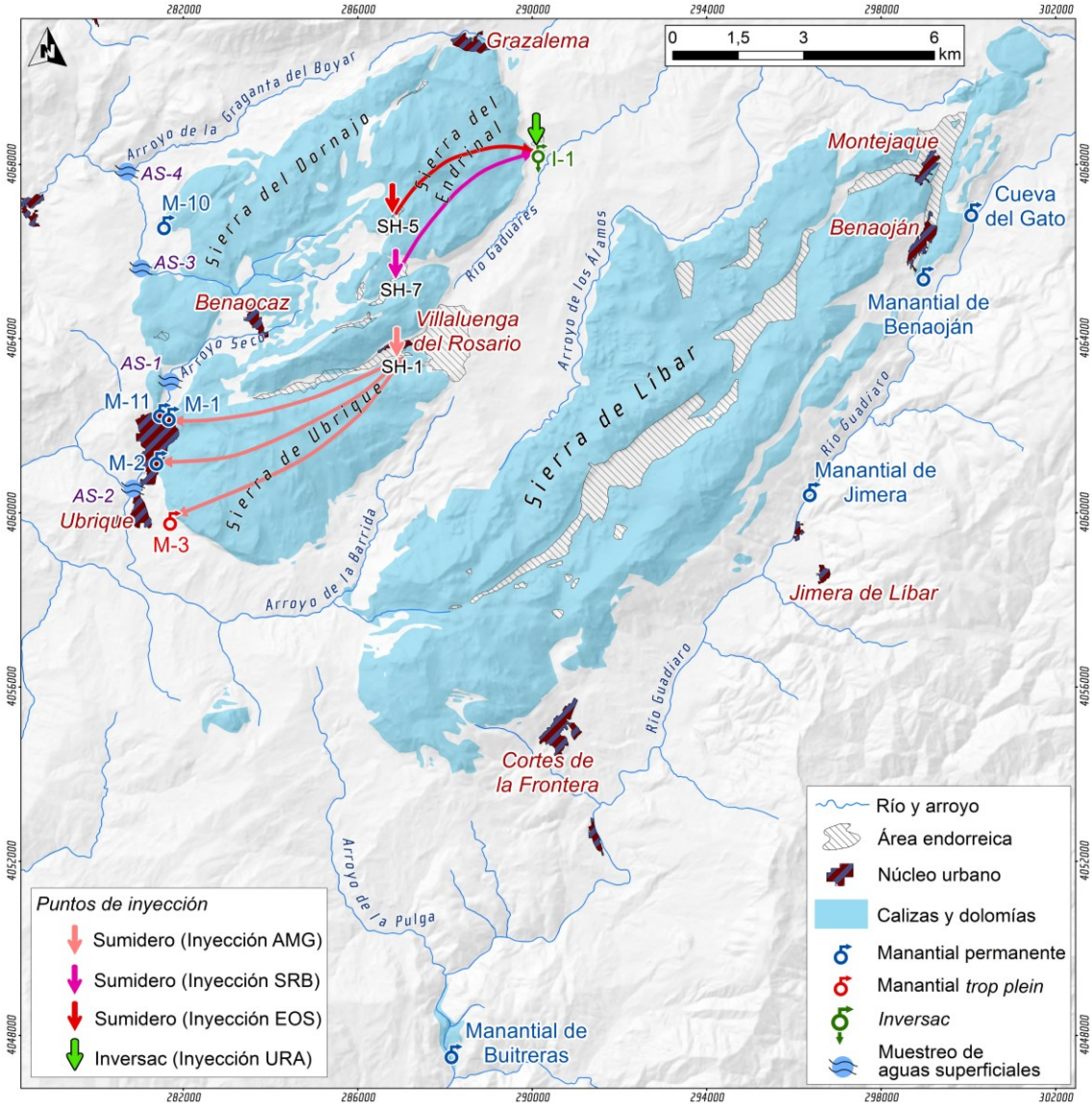


Figura 4.3. Ubicación de los puntos de inyección, muestreo y trazadores utilizados (SH-1, AMG; SH-5, SRB; SH-7, EOS; I-1, URA) en el ensayo nº 2 (07/03/2018). Se indican también las conexiones hidráulicas probadas en el ensayo

Durante los tres primeros días desde la inyección, el muestreo se desarrolló con periodicidad horaria en la mayoría de los puntos, que fue ampliada de forma progresiva hasta el fin del ensayo (28 de marzo de 2018). En total fueron recogidas y analizadas 647 muestras de agua, 457 de aguas subterráneas y 190 de superficiales.

Durante los 10 días transcurridos desde el 25/02/2018 (inicio del periodo de lluvias de la primavera de 2018) hasta el 06/03/2018 (día previo a la inyección) se acumuló una

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

precipitación de 700 mm (estación de Grazalema, 5911). El día de la inyección (07/03/2018) se registraron 120 mm y 810 mm en los días posteriores hasta el fin del periodo de muestreo (28/03/2018). Ello propició que el ensayo fuera llevado a cabo en un contexto hidrodinámico general de aguas muy altas, como se observa en los hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) durante el periodo de ejecución del ensayo (Fig. 4.5).



Figura 4.4. (A) Inyección de eosina (EOS) en el sumidero SH-5. (B) Agua de infiltración en el sumidero SH-7. (C) Inyección de sulforodamina B (SRB) en el sumidero SH-7. (D) Inyección de uranina (URA) en el inversac de la Olla (I-1) durante su actividad como sumidero. (E) Vista del inversac de la Olla (I-1) durante su actividad surgente (09/03/2018)

El trazador inyectado en el sumidero SH-1 (amido-rodamina G) fue detectado en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), mientras que la eosina y sulfo-rodamina B (inyectadas en los sumideros SH-5 y SH-7, respectivamente) se detectaron en el *inversac* de la Olla (I-1). Los valores de los parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo se muestran en la tabla 4.3 y en las figuras 4.6 y 4.7. Dichos resultados han sido previamente descritos y comentados en diversos artículos científicos (Marín *et al*., 2021; Martín-Rodríguez *et al*., 2022: Martín-Rodríguez *et al*., 2023).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La primera detección (31 h tras la inyección) fue verificada en el manantial de Cornicabra (M-1), mientras que en los manantiales TP Garciago (M-3) y Algarrobal (M-2) las primeras muestras con detección positiva se recogieron 45 y 47 h después de la inyección, respectivamente. Las velocidades de flujo más rápidas (velocidad de primera detección), deducidas de estos resultados, variaron entre 178 m/h (Cornicabra, M-1), 130 m/h (Algarrobal, M-2) y 144 m/h (TP Garciago, M-3).En el manantial de Cornicabra (M-1), el valor máximo de concentración (0,20 µg/l) fue alcanzado 39 horas después de la inyección, mientras que en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) los contenidos máximos de trazador (0,89 y 1,46 µg/l, respectivamente) fueron determinados 64 y 55 h tras la inyección. De estos resultados se han deducido unas velocidades modales (velocidad de flujo correspondiente a la concentración máxima) de 141 m/h (Cornicabra, M-1), 95 m/h (Algarrobal, M-2) y 118 m/h (TP Garciago, M-3).

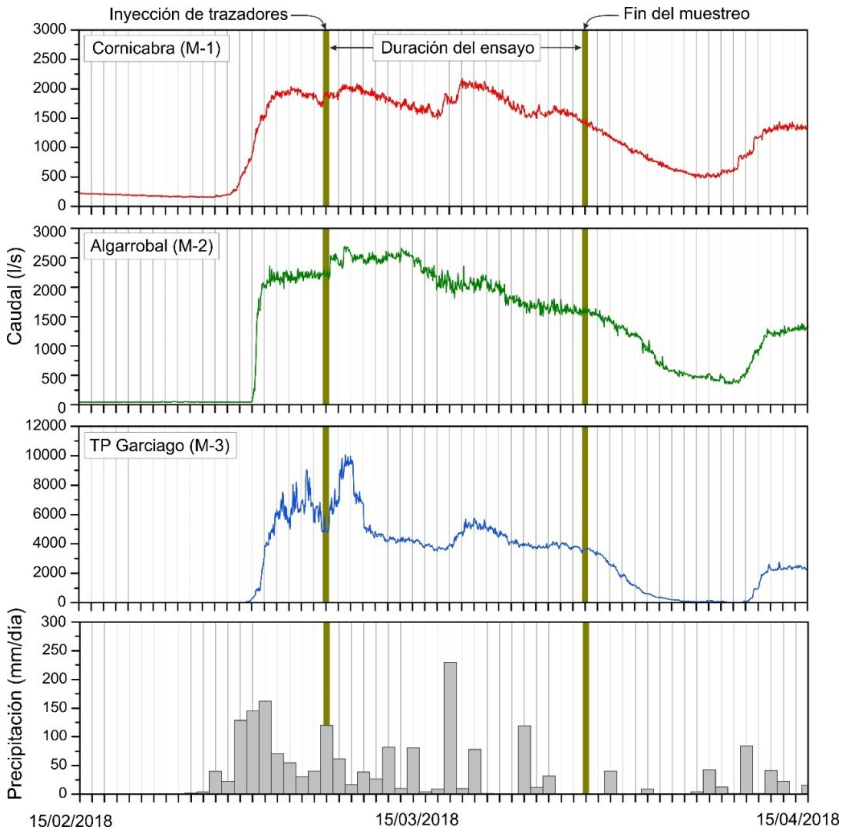


Figura 4.5. Hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1, Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) e hietograma de la estación de Grazalema durante el periodo comprendido entre el 15/02/2018 y el 15/04/2018

Las tasas de recuperación del trazador en los diferentes puntos fueron calculadas mediante la integración de la curva de concentración (BTC) y el hidrograma de descarga del manantial correspondiente. El producto de ambas variables constituye el flujo másico de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

trazador. El porcentaje total de recuperación de la masa de trazador (AMG) inicialmente inyectada (3 kg) fue elevada (92,38 %), aunque varió de forma significativa en las diferentes surgencias: 2,03 % en Cornicabra (M-1), 21,94 % en Algarrobal (M-2) y 68,41 % en TP Garciago (M-3) (Tab. 4.3 y Fig. 4.6).

Las curvas de concentración de amido-rodamina G en las aguas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) muestran, en general, morfologías características de acuíferos con un drenaje kárstico bien desarrollado, con ascensos pronunciados de la curva de respuesta, lo que indica un tránsito rápido del flujo proveniente de los puntos de inyección (áreas de recarga). Tras el pico de máxima concentración, las tres BTC muestran un descenso más lento y progresivo de los contenidos en trazador.

		Ensayo nº 2				
		Puntos de control				
		Cornicabra (M-1)	Algarrobal (M-2)	TP Garciago (M-3)	*Inversac* de la Olla (I-1)	
Trazador detectado		AMG	AMG	AMG	EOS	SRB
Nº de BTC		BTC 1	BTC 2	BTC 3	---	---
	Unidad					
Distancia entre el punto de inyección y detección	*m*	5505	6104	6492	3617	4457
Gradiente altitudinal		0,086	0,083	0,062	0,142	0,072
Tiempo de primera detección	*h*	31	47	45	24	26
Tiempo de máxima concentración	*h*	39	64	55	26	38
Concentración máxima	*(µg/l)*	0,20	0,89	1,46	2,94	2,72
Velocidad máxima	*m/h*	178	130	144	171	171
Velocidad modal	*m/h*	141	95	118	171	117
Caudal medio*	m^3/s	1,87	2,41	5,09	---	---
Tasa de restitución	*(%)*	2,03	21,94	68,41	---	---

*Tabla 4.3.Caracterísitcas y parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo de trazadores nº 2. * Caudal medio drenado por el punto correspondiente, calculado a partir de su curva de gastos, durante el periodo con detección del trazador*

La gran cantidad de precipitación acumulada entre el inicio de las lluvias y la madrugada del 07 al 08 de marzo (700 mm en la estación de Grazalema) originó que se invirtiera el régimen de funcionamiento hidrodinámico del *inversac* de la Olla (I-1), que empezó a mostrar actividad surgente el día 08 de marzo a las 05:00 horas. Esto causó que parte del trazador (uranina), previamente inyectado en este punto cuando actuaba como

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

sumidero (Fig. 4.4E), emergiera de nuevo a la superficie con una concentración elevada en el caudal de surgencia desde las 05:00 hasta las 19:00 del día 08 de marzo de 2018 (Fig. 4.7). En las muestras recogidas durante este periodo no pudo determinarse la concentración de trazadores debido al alto contenido de uranina en el agua. Una vez que descendió por debajo del límite de saturación de los equipos de medida pudieron detectarse los trazadores EOS y SRB en el agua drenada por el *inversac.* La toma de muestras se prolongó hasta que este cesó en su actividad surgente, el 09 de marzo a las 20:00 horas.

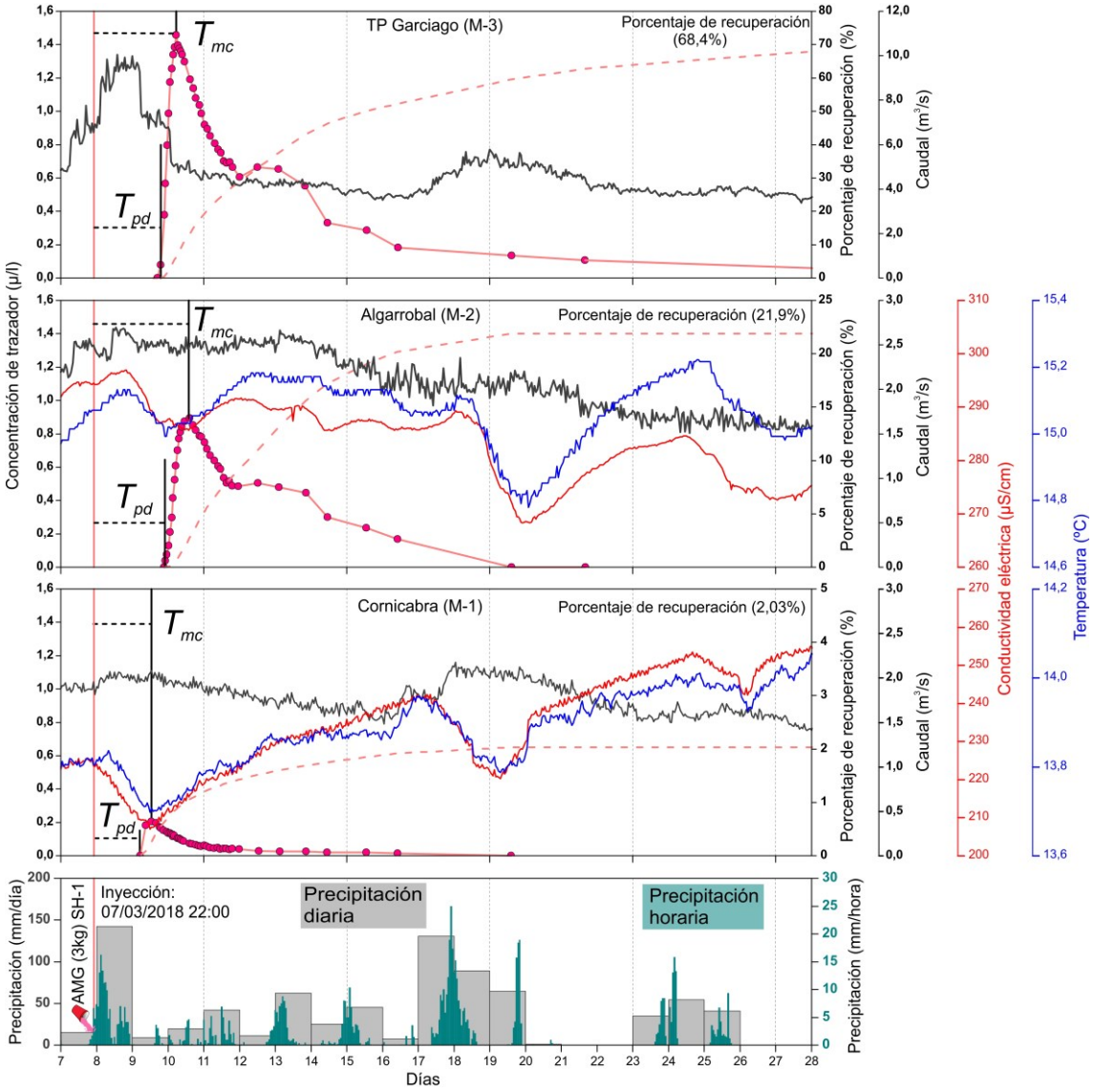


Figura 4.6. Hidrogramas de descarga y curvas de concentración (BTC) de amido-rodamina G (AMG) en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) y porcentaje de recuperación del trazador. El registro pluviométrico referido corresponde a la estación de Grazalema (5911)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La primera detección inequívoca de la presencia de eosina (EOS) y sulfo-rodamina B (SRB) en el agua drenada por el *inversac* fue determinada 26 h (eosina) y 24 h (sulfo-rodamina B) después de la inyección. Las muestras correspondientes también mostraron las concentraciones más elevadas de cada uno de los trazadores (2,94 µg/l de EOS y 2,72 µg/l de SRB). En el resto de las muestras recogidas se determinaron concentraciones de ambos trazadores cada vez más bajas, hasta el 09/03/2018 a las 20:00, cuando el *inversac* cesó en su actividad surgente (Fig. 4.7).

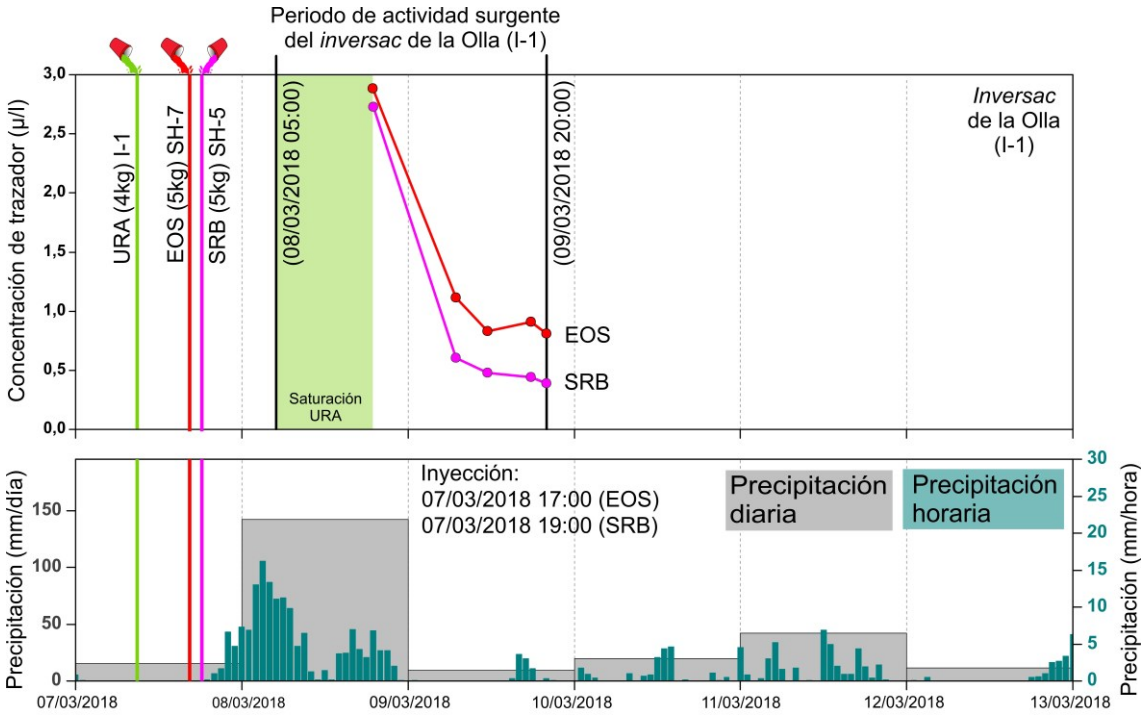


Figura 4.7. Valores de concentración de eosina (EOS) y sulfo-rodamina B (SRB) analizados en el agua drenada por el inversac de la Olla (I-1) y periodo de actividad surgente durante el ensayo nº 2. El registro pluviométrico referido corresponde a la estación de Grazalema (5911)

4.4.3. Ensayo nº 3 (12/04/2018)

Este ensayo se llevó a cabo durante las lluvias intensas que se registraron a lo largo de la primera semana de abril de 2018. La precipitación total registrada durante los 6 días previos a la inyección de los trazadores fue de 147 mm, lo que propició la existencia de un estado hidrodinámico favorable para la realización del ensayo. El día 12 de abril entre las 17:30 y 18:25 horas se inyectaron de forma prácticamente simultánea 3 kg de amido-rodamina G (AMG) en el sumidero SH-2 y 2 kg de piranina (PYR) en el sumidero SH-3 (La ubicación de dichos puntos puede consultarse en la figura 4.8).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las inyecciones se hicieron coincidir con un evento de precipitación durante el que se acumularon 80 mm y que se extendió hasta el 15 de abril (Fig. 4.9). La recogida de muestras comenzó el 12 de abril a las 20:00 en las surgencias de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Nueve Caños (M-11), TP Cornicabra 4 (M-21) y en los manantiales de la sierra de Líbar (Benaoján, Jimera, Cueva del Gato y manantial de Buitreras). En respuesta a las lluvias registradas en este evento, el *inversac* de la Olla (I-1) mostró actividad surgente desde el 15/04/2018 a las 23:00 hasta el 17/04/2018 a las 04:00 (29 horas).

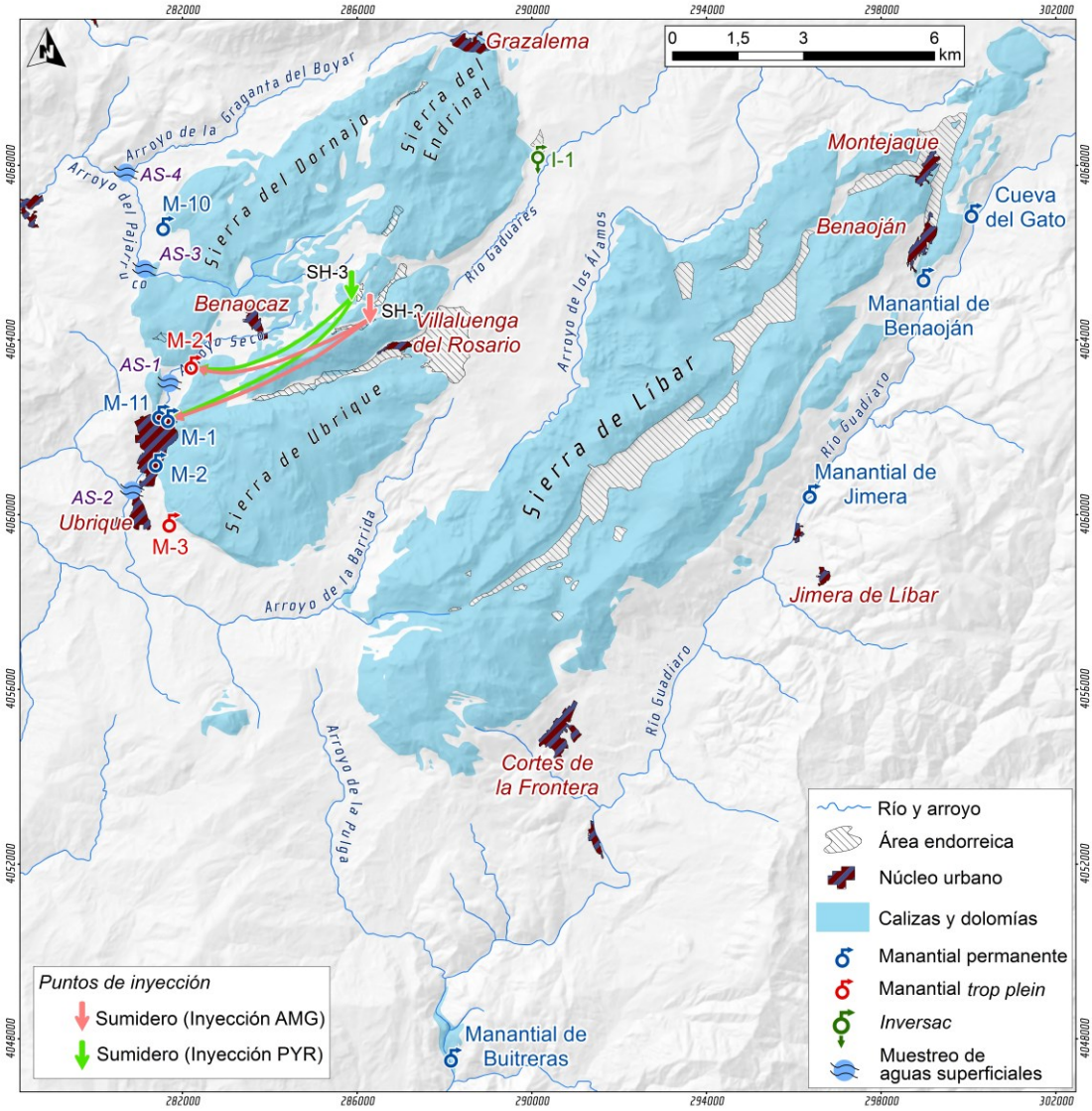


Figura 4.8. Ubicación de los puntos de inyección y trazadores utilizados (SH-2, AMG; SH-3, PYR) en el ensayo nº 3 (12/04/2018)

Durante el periodo de control se tomaron 6 muestras de agua para comprobar la presencia de sustancias fluorescentes. El muestreo se prolongó hasta el 21 de abril salvo en

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

el manantial de Buitreras, donde se recogieron muestras hasta el 26 de abril de 2018. Al igual que en los ensayos nº 1 y 2, se tomaron muestras de aguas superficiales en diversos puntos para determinar la posible presencia de trazador (Tab. 4.2 y Fig. 4.8). En los manantiales de Cornicabra (M-1) y Hondón (M-10) fue instalado un espectrofluorímetro portátil (GGUN FL-30), con una periodicidad de lectura de 15 minutos. La toma de muestras en el manantial de Buitreras fue automatizada mediante de la instalación de un automuestreador acoplado a una bomba sumergible y un espectrofluorímetro de campo.

En total se recogieron 449 muestras de agua (Tab. 4.2), que fueron analizadas en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). Durante los dos primeros días transcurridos tras la inyección, la recogida de muestras se realizó con una periodicidad horaria y después se dilató progresivamente a lo largo de los días posteriores, hasta la finalización del ensayo (21 de abril de 2018 en la mayoría de los puntos).

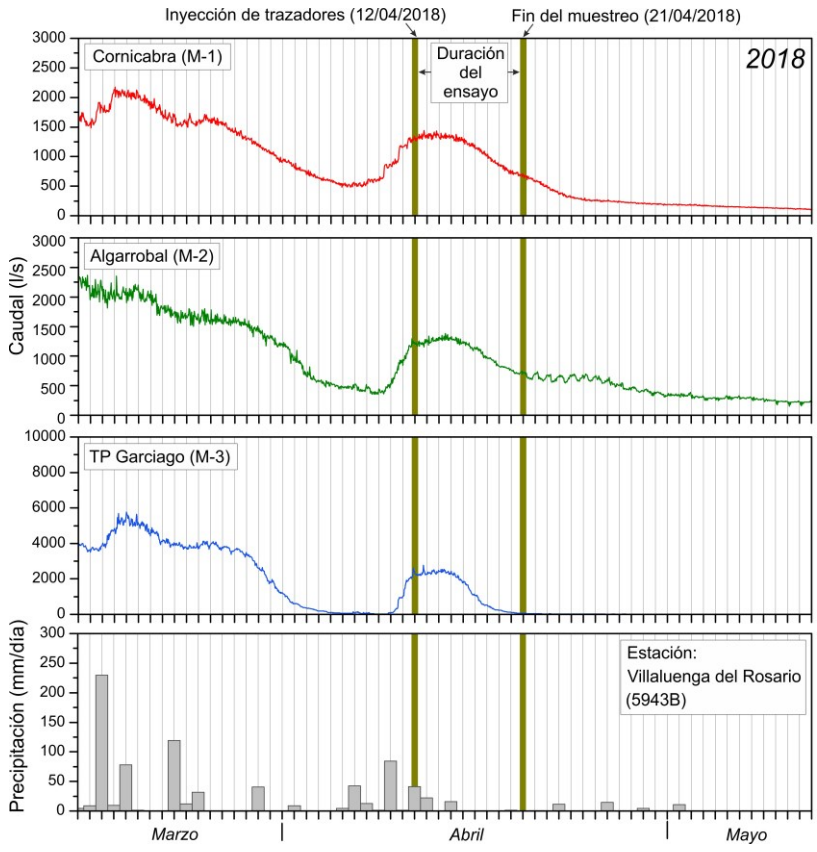


Figura 4.9. Hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1, Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) e hietograma de la estación de Grazalema (5911) durante el periodo comprendido entre el 15/03/2018 y el 15/05/2018

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los trazadores inyectados en los sumideros SH-2 (AMG, Fig. 4.10A) y SH-3 (PYR, Fig. 4.10B) fueron detectados en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21). Los parámetros hidráulicos resultantes de ambos ensayos (tiempos de primera llegada y máxima concentración, velocidad máxima y modal y tasa de restitución) están recogidos en la tabla 4.4.

Las primeras muestras en las que se verificó la presencia de amido-rodamina G (AMG) fueron recogidas, 34 y 37 horas después de la inyección del trazador, en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21), respectivamente. Las velocidades máximas de flujo, calculadas a partir de los resultados anteriores y para las condiciones hidrodinámicas de este ensayo fueron de 150 m/h, determinada en la surgencia de Cornicabra (M-1), y 111 m/h, en el manantial TP Cornicabra 4 (M-21).



Figura 4.10. (A) Inyección de amido-rodamina G (AMG) en el sumidero SH-2. (B) Inyección de piranina (PYR) en el sumidero SH-3.

La concentración máxima de AMG (12,95 µg/l en Cornicabra (M-1) y 10,62 µg/l en TP Cornicabra 4 (M-21) se produjo 44 y 42 horas tras la inyección del trazador, lo que representa una velocidad modal de flujo de 116 y 98 m/h en los citados manantiales, respectivamente. La tasa de recuperación solamente pudo ser calculada en la surgencia de Cornicabra (M-1) y ascendió al 38,9 % de la masa inicialmente inyectada (Tab. 4.4).

La piranina (PYR) fue detectada 46 horas después de la inyección en la surgencia de Cornicabra (M-1), mientras que en el manantial TP Cornicabra 4 (M-21) la primera muestra con presencia de PYR fue recogida 48 h tras la inyección del trazador. En este caso, la velocidad calculada con los resultados del ensayo fue de 112 m/h en la surgencia de Cornicabra (M-1) y 84 m/h en TP Cornicabra 4 (M-21). La concentración máxima alcanzada fue similar en ambos manantiales (3,2 y 3,68 µg/l), respectivamente. La tasa de restitución

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de la piranina, calculada en el manantial de Cornicabra (M-1) fue del 11,2 % de la masa total inyectada (Tab. 4.4).

		Ensayo nº 3			
		Puntos de control			
		Cornicabra (M-1)		TP Cornicabra 4 (M-21)	
Trazador detectado		AMG	PYR	AMG	PYR
Nº de BTC		BTC 4	BTC 5	BTC 6	BTC 7
	Unidad				
Distancia entre el punto de inyección y	*m*	5110	5128	4121	4037
Gradiente altitudinal		0,170	0,163	0,170	0,164
Tiempo de primera detección	*h*	34	46	37	48
Tiempo de máxima concentración	*h*	44	57	42	56
Concentración máxima	*(µg/l)*	12,95	3,2	10,62	3,68
Velocidad máxima	*m/h*	150	112	111	84
Velocidad modal	*m/h*	116	90	98	72
Caudal medio*	m^3/s	1277	1277	---	---
Tasa de restitución	*(%)*	38,90	11,20	---	---

*Tabla 4.4.Características y parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo de trazadores nº 3. * Caudal medio drenado por el punto correspondiente, calculado a partir de su curva de gastos, durante el periodo con detección de trazador*

Las curvas de concentración de amido-rodamina G y piranina en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21) muestran ascensos muy rápidos y pronunciados, seguidos de una fase de descenso también rápida (fig. 4.11). Tras el pico de concentración se produce un descenso pronunciado en el contenido de trazador en agua, que rápidamente alcanza la concentración previa al ensayo (0 µg/l), lo que es indicativo de la limitada influencia que tienen los procesos de dispersión en el flujo subterráneo. Esta morfología de la curva de paso del trazador es típica de medios en los que existe un gran desarrollo de la red de drenaje kárstica, que permite la rápida transferencia de solutos desde las zonas de infiltración preferencial hasta los puntos de descarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

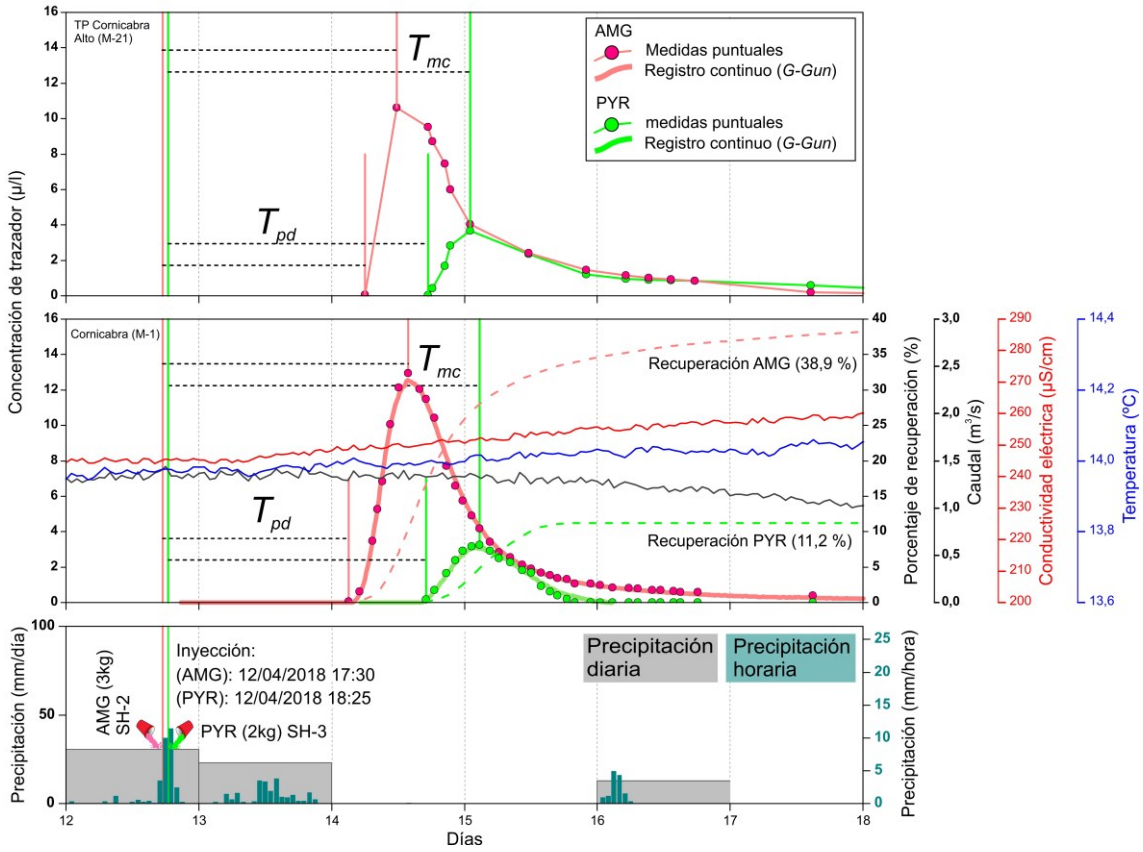


Figura 4.11. Curvas de concentración (BTC) de amido-rodamina G (AMG) y piranina (PYR) en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21). Se muestra el registro del caudal de descarga, conductividad eléctrica y temperatura del agua en el manantial de Cornicabra (M-1). El registro pluviométrico corresponde a la estación de Grazalema (5911)

4.5. ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LAS CURVAS DE CONCENTRACIÓN OBTENIDAS EN LOS ENSAYOS CON TRAZADORES Y PARÁMETROS HIDRODISPERSIVOS

Las curvas de concentración de trazador obtenidas durante los ensayos llevados a cabo en esta investigación (Fig. 4.12) presentan morfologías diferentes, producto de las condiciones hidrodinámicas en las que se realizaron las pruebas, del grado de desarrollo de la karstificación funcional en la red de drenaje y de los procesos hidrodispersivos implicados en el flujo subterráneo.

La mayor parte de las curvas de concentración muestran una marcada asimetría, en las que el ascenso de las concentraciones de trazador se produce más rápido que la fase de descenso (cola). La morfología observada en las curvas BTC1 BTC2 y BTC3 (ensayo nº 2), con colas largas en las que el contenido de trazador es significativo, es producto de una geometría compleja en la distribución de la red de conductos kársticos, que favorece la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

dispersión de los trazadores, debido a la existencia de zonas de estancamiento o de flujo lento. Sin embargo, las curvas BTC4, BTC5, BTC6 BTC7 presentan colas más cortas y valores de concentración final bajos (Fig. 4.12A), próximos a los niveles previos al ensayo (0 μg/l). Esto sugiere la existencia de una red de drenaje jerarquizada que permite la rápida circulación del agua desde los puntos de inyección hasta los manantiales y, por tanto, origina una menor dispersión de los trazadores a lo largo del flujo.

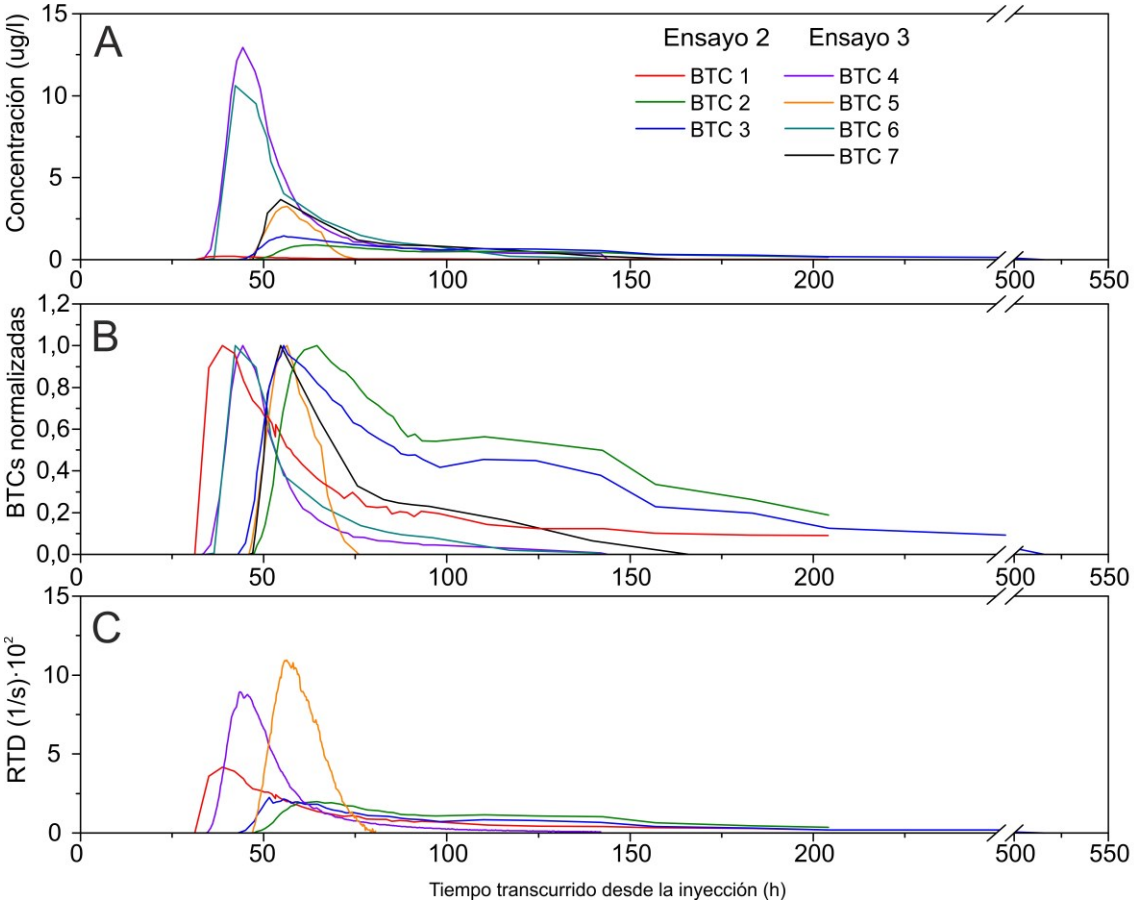


Figura 4.12. (A) Curvas de concentración de trazadores (BTCs) en función del tiempo transcurrido desde la inyección. (B) Curvas de concentración normalizadas. (C) Curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD) frente al tiempo transcurrido desde las inyecciones en los diferentes ensayos de trazado

En el ensayo nº 2, las BTC2 y BTC3 muestran un segundo pico de concentración (Fig. 4.12B), muy atenuado, durante la fase de cola, que podría estar motivado por la distribución de las precipitaciones, ya que los eventos de lluvia que se registraron tras el pico de concentración del trazador (véase la figura 4.6) pudieron provocar su rápida movilización en el sistema, lo que se reflejaría en un segundo aumento de la concentración en el agua drenada por las surgencias. Por otra parte, esta distorsión de la cola de las BTCs puede estar

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

relacionada con la circulación del agua por sectores con un menor desarrollo de la karstificación, en los que el mayor tiempo de tránsito provocaría un aumento en la concentración detectada en las surgencias con un cierto retardo respecto al pico de concentración principal (Morales *et al*, 2010; Mudarra, 2012).

La curva de distribución del tiempo de residencia (*Residence Time Distribution,* RTD), figura 4.12C, expresa la probabilidad de que una masa de agua con cierto contenido de trazador resida en el sistema durante un periodo de tiempo determinado. Constituye la respuesta del sector del acuífero involucrado en el ensayo (bajo unas condiciones hidrodinámicas concretas) y permite caracterizar y comparar la respuesta del sistema con otros o con el mismo en distintas condiciones hidrodinámicas. Su cálculo requiere datos instantáneos de la concentración de trazador y del caudal de descarga, por lo que no ha podido llevarse a cabo para la BTC6 y BTC7, ya que no se dispone de registro hidrodinámico en la surgencia TP Cornicabra 4 (M-21).

En la figura 4.12A puede diferenciarse un conjunto formado por BTC1, BTC4 y BTC5, caracterizado por curvas con picos agudos, tiempos de tránsito cortos (100-150h) y valores de RTD entre 430 y 1100 s^{-1}. Estas curvas han sido obtenidas en el manantial de Cornicabra (M-1), en los dos ensayos realizados. Las curvas BTCs 2 y 3 muestran bases más anchas, tiempos de tránsito mayores (200-500 h) y valores de RTD comparativamente más bajos, no superiores a 250 s^{-1}. Estas BTCs fueron registradas en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) durante el segundo ensayo (marzo de 2018).

La morfología de las curvas de concentración de trazador, además de estar condicionada por las características intrínsecas de la red de drenaje kárstico y por la naturaleza de los eventos de precipitación (intensidad y distribución durante los ensayos), debe estar influenciada por otros factores, como el estado de saturación del suelo-epikarst o el gradiente altitudinal (G_{AL}) entre los puntos de inyección y detección. El análisis de las curvas permite cuantificar los parámetros relacionados con el transporte y flujo del agua en el acuífero, para las condiciones hidrodinámicas en las que se desarrollaron los ensayos (Jobson, 1997; Morales *et al*., 2007; Barberá *et al*., 2018). La tabla 4.5 recoge la descripción de los principales parámetros y los valores calculados para cada uno de ellos en las BTCs analizadas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

			Ensayo nº 2			Ensayo nº 3			
		unidad	BTC1	BTC2	BTC3	BTC4	BTC5	BTC6	BTC7
G_{AL}	Gradiente altitudinal entre los puntos de inyección y detección del trazador		0,086	0,083	0,062	0,17	0,163	0,17	0,164
$T_{1ª\ dt}$	Tiempo de primera detección	*h*	31	47	45	34	46	37	48
T_{mc}	Tiempo de máxima concentración	*h*	39	64	55	44	57	42	56
ΔT	Diferencia de tiempo entre la primera detección y la máxima concentración	*h*	8	17	10	10	11	5	8
T_{BTC}	Duración del muestreo de la BTC	*h*	99	156	449	108	34	109	120
$V_{1ª\ Dt}$	Velocidad considerando el tiempo de primera detección	$m \cdot h^{-1}$	177,6	129,9	144,3	150,3	111,5	111,4	84,1
$V_{Max\ C}$	Velocidad considerando el tiempo de máxima concentración (velocidad modal)	$m \cdot h^{-1}$	141,2	95,4	118,0	116,1	90,0	98,1	72,1
Q_{INF}	Caudal de infiltración en los puntos de inyección	$l \cdot s^{-1}$	400	400	400	65	105	65	105
Q_{50}	Caudal de descarga una vez alcanzado el 50 % de la masa de trazador de la BTC	$l \cdot s^{-1}$	1881	2506	4186	1320	1344	---	---
Q_{ENS}	Caudal medio durante la detección del trazador	$l \cdot s^{-1}$	1869	2405	5088	1194	1310	---	---
M_{TRZ}	Masa de trazador inyectada	*Kg*	3	3	3	3	2	3	2
T_{REC}	Tasa de recuperación del trazador	*(%)*	2,03	21,49	68,41	38,9	11,2	---	---
C_{MAX}	Concentración máxima (pico) de la BTC	$\mu g \cdot l^{-1}$	0,20	0,89	1,46	12,54	3,08	10,62	3,68
MRT	Tiempo medio de residencia del trazador	*h*	82,5	117,0	149,0	54,5	59,7	---	---
C_{UP}	Concentración pico unitaria calculada a partir del RTD	$l \cdot s^{-1}$	0,0042	0,0002	0,0002	0,0009	0,0011	---	---
V_{RTD}	Velocidad media deducida de la curva de distribución del tiempo de residencia (RTD)	$m \cdot h^{-1}$	89,3	61,2	63,9	151,2	86,8	---	---
σ_{RTD}	Varianza calculada a partir de la RTD	$(10^6 \cdot min)^2$	9,03	7,73	38,83	1,06	0,14	---	---
S_C	Coeficiente de asimetría de la BTC		1,16	0,49	1,43	2,25	0,50	1,28	0,68
K_C	Coeficiente de curtosis de la BTC		3,18	2,10	4,59	8,76	2,79	4,38	1,62

Tabla 4.5. Valores de los principales parámetros hidrodispersivos obtenidos a partir del análisis morfológico de las BTCs y de las curvas de distribución del tiempo de residencia

Las curvas de concentración BTC6 y BTC7 corresponden a la surgencia TP Cornicabra 4 (M-21), que carece de registro de su caudal de descarga, por lo que muchos de los parámetros relacionados con el régimen hidrodinámico de la surgencia no han podido ser calculados (Tab. 4.5).

La figura 4.13 muestra las relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes calculados a partir de las curvas de concentración. Generalmente, el tiempo medio de residencia (MRT) disminuye de forma gradual a medida que aumenta el gradiente altitudinal entre los puntos de inyección y detección (Fig. 4.13A). Las velocidades de primera detección y de máxima concentración (Fig. 4.13B) presentan una relación de proporcionalidad directa, cuyo correlación es la más elevada de las determinadas en este análisis (R^2 = 0,94; *p*-valor < 0,0001*).* Asimismo, la velocidad media deducida a partir del tiempo medio de residencia es menor en las BTCs obtenidas en ensayos donde el gradiente altitudinal (G_{AL}) es más reducido (Fig. 4.13C).

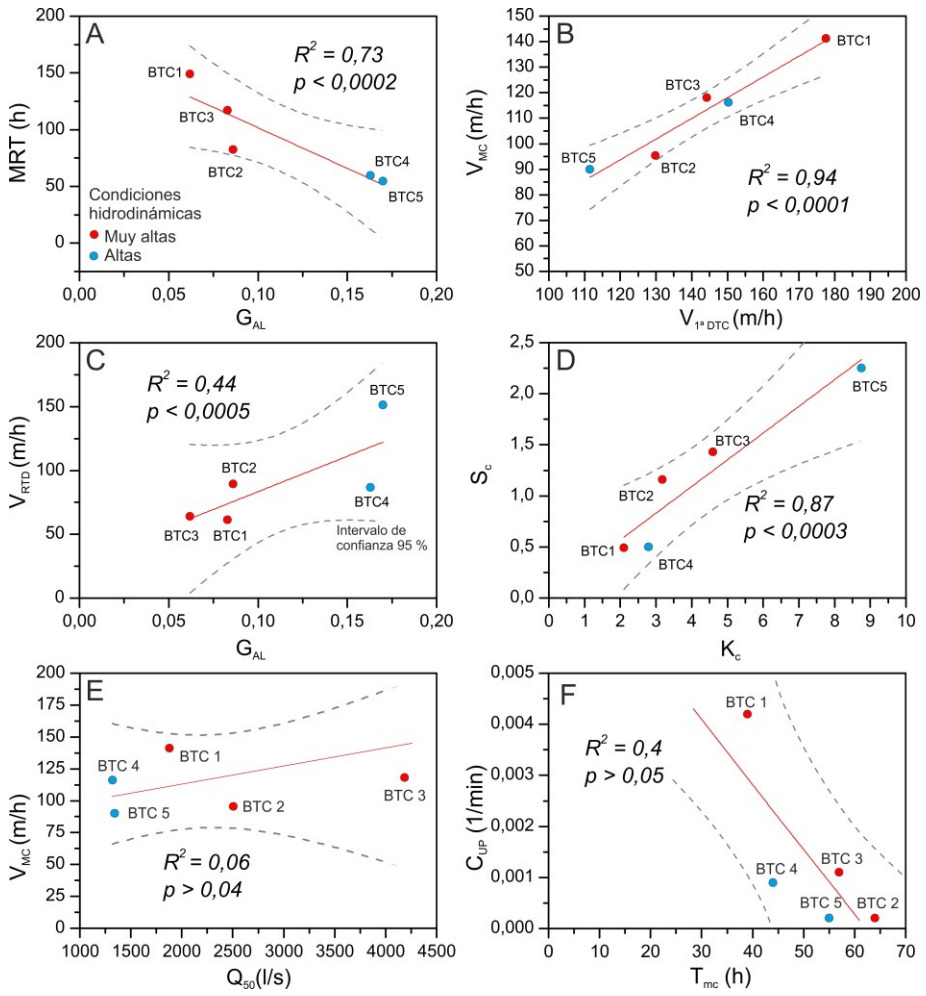


Figura 4.13. Relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes relacionados con la morfología de las BTCs. Véase la tabla 4.5 para la identificación de los parámetros

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Respecto a los coeficientes de curtosis (K_c) y asimetría (S_c) de las curvas, los datos muestran una correlación significativa (R^2 = 0,87; *p*-valor =< 0,0003) entre ambos parámetros. Tanto los valores de S_c como de K_c son superiores a 0, lo que indica que todas las BTCs analizadas muestran una distribución leptocúrtica y asimétrica desplazada hacia el origen de coordenadas (Fig. 4.13D). Los valores más elevados de ambos parámetros son característicos de curvas de concentración con picos muy pronunciados y con una fase de ascenso rápida (redes de drenaje con buen desarrollo de la karstificación funcional).

La velocidad efectiva en relación con el pico de máxima concentración (V_{MC}, Fig. 4.13D) no muestra una correlación significativa (R^2 = 0,06; *p*-valor > 0,04) con el caudal registrado en el centro de gravedad de la nube de paso del trazador (Q_{50}, punto en el que se acumula el 50% de la masa total de trazador de la BTC). Sin embargo, la concentración pico unitaria (C_{UP}) disminuye a medida que aumenta el tiempo transcurrido desde la inyección hasta el punto de máxima concentración (Fig. 4.13F).

4.5.1. Estimación de parámetros de transporte

En este apartado se presentan y discuten los resultados obtenidos tras la aplicación de dos modelos de transporte: uno basado en la ecuación de advección -dispersión (AD) (Parker y Van Genuchten, 1984) y otro fundamentado en la ecuación de dos regiones en condiciones de no equilibrio -2RNE- (Toride *et al*., 1995; Field y Pinsky, 2000). La tabla 4.6 resume los valores obtenidos de la velocidad media efectiva, dispersión, dispersividad y, en el caso del modelo 2RNE, coeficientes de partición (β) y de transferencia de masa (ω) para las 5 curvas analizadas.

Las simulaciones realizadas con el modelo AD muestran estimaciones de la dispersión (D) comprendidas entre 2730 m^2/h (BTC5) y 26500 m^2/h (BTC1) y, generalmente superiores a los obtenidas mediante el modelo 2RNE, cuyos valores varían entre 1250 m^2/h (BTC5) y 19600 m^2/h (BTC3). La estimación de la dispersividad (d) está directamente relacionada con la magnitud de la dispersión y de velocidad efectiva (d = D/v). Por ello, los valores más altos han sido obtenidos con la aplicación del modelo AD (Tab. 4.6).

La relación estadística entre la dispersión longitudinal (D) y la velocidad media de flujo (v) estimadas mediante los modelos 2RNE y AD es positiva (R^2 = 0,26 y 0,30, respectivamente) (Fig. 4.14A). Asimismo, las BTCs correspondientes a las trayectorias de flujo más largas muestran los valores de dispersión longitudinal más elevados (Fig. 4.14B).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

		Modelo AD					Modelo 2RNE						
	L	v	D	d	E_j=1	R^2	v	D	d	β	ω	E_j=1	R^2
	m	m/h	m^2/h	m			m/h	m^2/h	m				
BTC 1	5505	141	26500	188	0,56	0,57	145	15400	106	0,005	0,15	0,61	0,59
BTC 2	6104	95	18000	189	0,38	0,41	96	12000	125	0,020	0,25	0,42	0,48
BTC 3	6492	124	18100	146	0,40	0,52	124	19600	158	0,005	0,11	0,66	0,52
BTC 4	5110	115	5430	47	0,81	0,80	115	6000	52	0,600	0,25	0,78	0,84
BTC 5	5128	89	2730	31	0,97	0,96	90	1250	14	0,300	0,38	0,98	0,98

Tabla 4.6. Resumen de los parámetros estimados a partir de la aplicación de los modelos AD y 2RNE. L, longitud de la trayectoria de flujo; v, velocidad media efectiva del trazador; D, dispersión longitudinal; d, dispersividad; β, coeficiente de partición; ω, coeficiente de transferencia de masa; E_j, eficiencia de ajuste de Nash-Sutcliffe; R^2, coeficiente de correlación

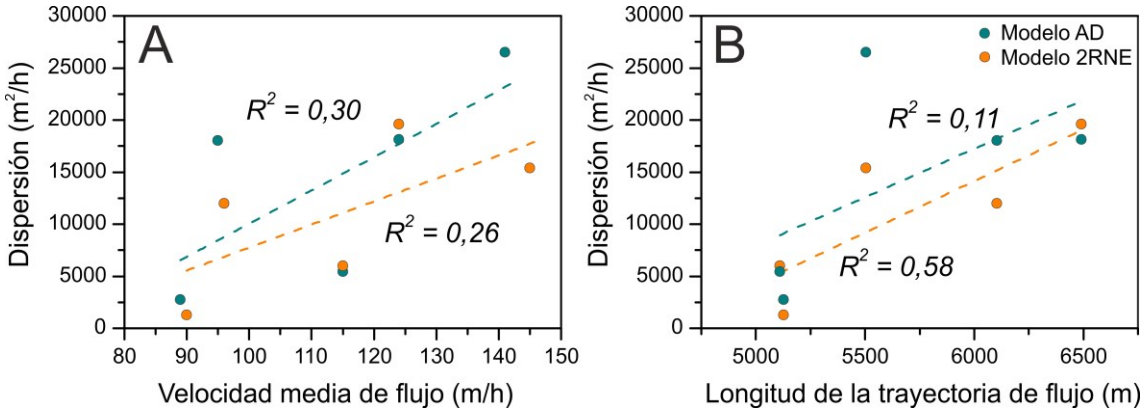


Figura 4.14. (A) Relación entre los valores de dispersión y la velocidad media de flujo. (B) Relación entre la dispersión y la longitud de la trayectoria de flujo

Los resultados de las simulaciones para el coeficiente de partición (*β*) varían en función del ensayo considerado. Las curvas BTC1, BTC2 y BTC3 (ensayo nº 2, condiciones de aguas muy altas) muestran los valores más bajos (0,005 – 0,020), mientras que en BTC4 y BTC5, (ensayo nº 3, condiciones de aguas altas), han sido superiores (0,600 y 0,300, respectivamente). El coeficiente de transferencia de masa (ω), que expresa la tasa de intercambio de trazador entre las zonas móviles del acuífero (flujo por conductos) y las inmóviles (flujo más lento debido a la circulación del agua por zonas de estancamiento o flujo a través de la matriz), muestra los valores más elevados en las BTCs correspondientes al ensayo nº 3 (0,25 y 0,38 para BTC4 y BTC5, respectivamente). La distribución de los valores de ambos coeficientes indica la existencia de procesos de mezcla más marcados en las rutas de drenaje definidas por las curvas BTC4 y BT5 (ensayo nº 3), respecto a las resultantes del ensayo nº 2.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4.5.2. Simulación del transporte

Los resultados de las simulaciones de las BTCs realizadas con los modelos AD y 2RNE y sus concentraciones residuales se muestran en la figura 4.15. Los picos de concentración de todas las curvas han sido satisfactoriamente ajustados por ambos modelos, aunque en términos generales los resultados aportados por el modelo 2RNE tienden a sobreestimar las concentraciones pico de las BTCs, respecto a los valores pico simulados con el modelo AD, tal y como se observa en los residuos de concentración positivos relacionados con los picos (Fig. 4.15).

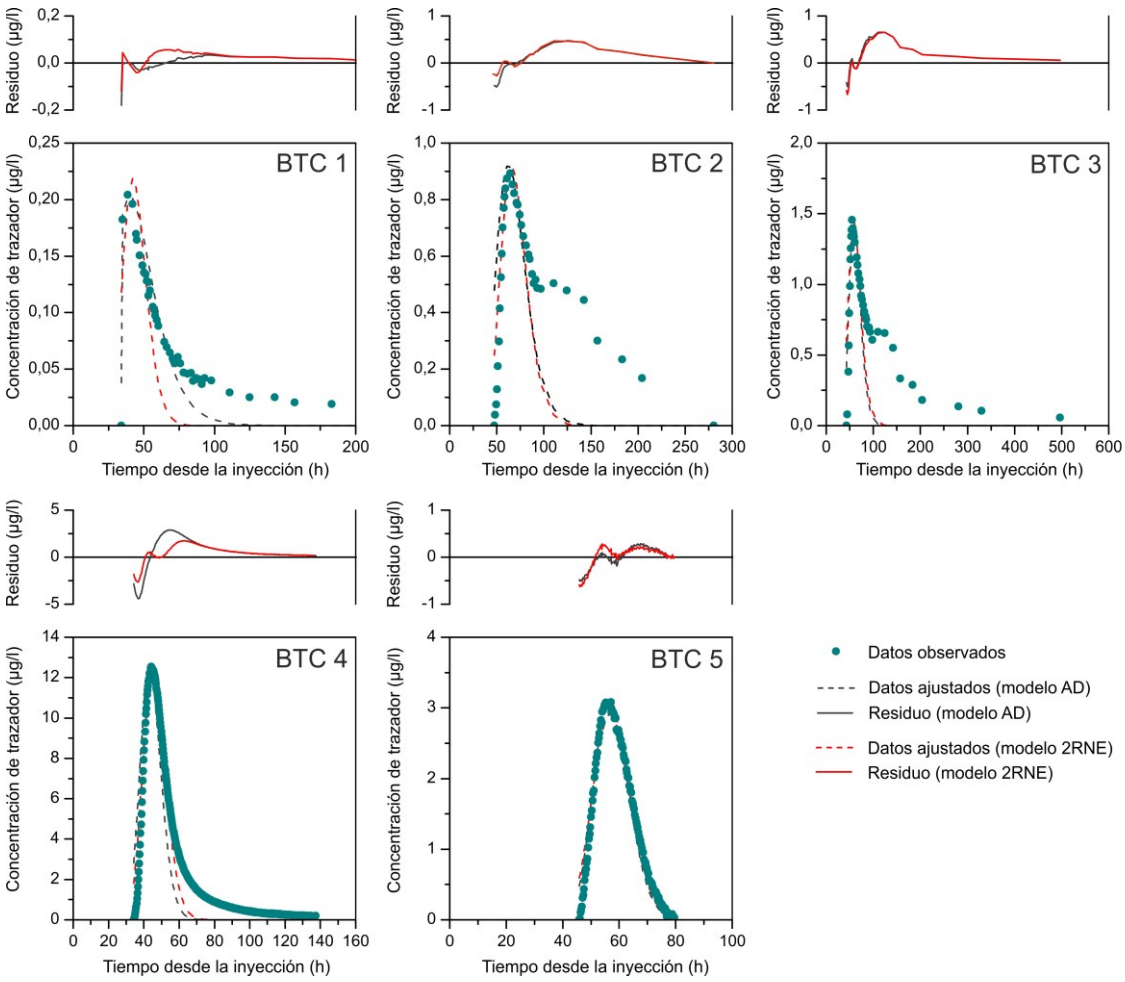


Figura 4.15. Resultados de las simulaciones (AD y 2RNE) llevadas a cabo a partir de las curvas de concentración de los trazadores efectuados durante la investigación

La simulación de las fases de descenso de la concentración de las curvas (colas) no ha producido resultados satisfactorios con los modelos utilizados (Fig. 4.15). En la cola de las curvas se producen las mayores diferencias entre los datos observados y modelizados, como indican los residuos de concentración derivados de los dos modelos considerados. Las mayores diferencias se observan en las colas de BTC1, BTC2 y BTC3, obtenidas durante el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

segundo ensayo de trazadores (estado hidrodinámico de aguas muy altas). Trabajos anteriores (Sudicky y Frind, 1982; Maloszewski y Zuber, 1993; Field y Pinsky, 2000; Hauns *et al*., 2001; Field y Leij, 2012; Barberá *et al*., 2018) han puesto de manifiesto la dificultad para lograr un ajuste satisfactorio de las colas de las curvas de trazador, debido probablemente a la coexistencia de diversos mecanismos de drenaje (flujos más lentos, zonas de estancamiento, etc, con mayor componente dispersiva) que distorsionan el descenso de concentración.

Las medidas de ajuste de los resultados aportados por las simulaciones han sido cuantificadas mediante los coeficientes de eficiencia de Nash-Stutcliffe (E_j) y de determinación (R^2), que se muestran en la tabla 4.6. En términos generales las simulaciones más precisas fueron obtenidas mediante el modelo 2RNE (coeficientes de eficiencia y de correlación más elevados), aunque ambos modelos presentaron las mismas deficiencias en la simulación de las fases de disminución de la concentración.

4.5.3. Caracterización de los flujos subterráneos a partir de las simulaciones de transporte realizadas

Las conexiones hidrogeológicas descritas en esta memoria consisten en redes de drenaje kársticas con trayectorias de varios kilómetros de longitud (5 y 6,5 km) en las que existe un fuerte condicionante altitudinal en el régimen de flujo. El gradiente altitudinal existente entre los puntos de inyección y los manantiales, en el caso del ensayo nº 2 (BTC1, BTC2 y BTC3), estuvo comprendido entre 0,062 y 0,086 (Tab. 4.5), mientras que las conexiones determinadas en el tercer ensayo (BTC4 y BTC5) pusieron de manifiesto la existencia de flujos entre los puntos de inyección y las surgencias con un gradiente altitudinal superior, entre 0,163 y 0,170. Las BTCs correspondientes a las rutas de drenaje con mayor gradiente altitudinal han estado relacionadas con valores reducidos de dispersión (en las simulaciones) En estas condiciones la componente vertical de flujo puede limitar el alcance de los procesos dispersivos (Morales *et al*., 2010).

Las velocidades modales de flujo obtenidas a partir de los puntos de máxima concentración de los trazadores, que en algunos casos ha alcanzado los 170 m/h (Tab. 4.5), sugieren la presencia de redes de drenaje con un elevado desarrollo de la karstificación, a lo largo de considerables distancias, tanto longitudinales como verticales. La detección del trazador en los manantiales *trop plein* TP Garciago (M-3) y TP Cornicabra 4 (M-21) con velocidades modales elevadas (BTC3, BTC6 y BTC7) indica un considerable desarrollo de la karstificación funcional en la zona no saturada de los sectores acuíferos respectivos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La relación entre los valores de concentración pico unitaria (C_{UP}) y el tiempo de máxima concentración de las BTCs permite caracterizar los procesos que afectan al transporte de solutos. Entre ambos parámetros se puede establecer una relación de tipo multiplicativo cuyo exponente (θ) adopta una serie de valores en función de lo factores de transporte dominantes. Los flujos regidos principalmente por mecanismos de dispersión longitudinal muestran valores absolutos para el parámetro ~ 0,5 mientras que la presencia de procesos de mezcla adicionales, motivados por una mayor complejidad de la red drenaje (coalescencia de diferentes rutas de drenaje o redes más complejas con sectores con diferentes regímenes de flujo) se reflejan en valores de θ superiores a 1,5 (Fisher, 1967; Jobson, 1997; De la Torre, 2020).

La relación entre los datos de C_{UP} y T_{mc} del conjunto de curvas de trazador (Fig. 4.16) muestra un valor de θ = -5,151, con un R^2 = 0,66, lo que indica que el transporte en los sectores del acuífero trazados se caracteriza por procesos de mezcla a lo largo de la trayectoria de flujo, provocados por la existencia de sectores con flujo lento, zonas de estancamiento y flujos verticales que se generan en las situaciones de elevada recarga.

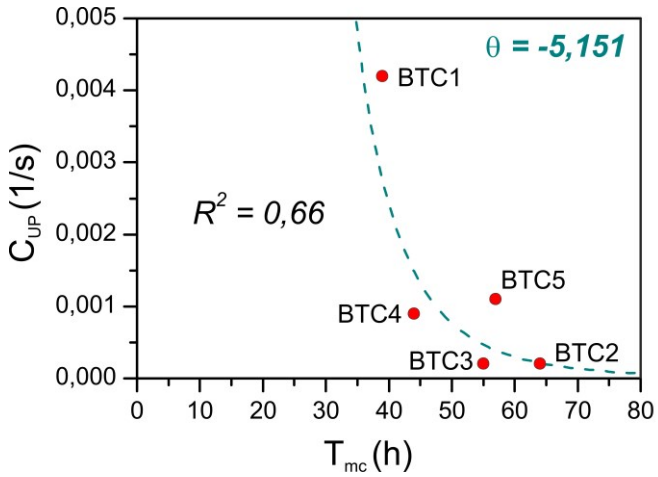


Figura 4.16. Relación entre la concentración pico unitaria (C_{UP}) y el tiempo de máxima concentración (Tmc) de las BTCs

Las relaciones estadísticas más relevantes de los parámetros de partición (β) y transferencia de masa (ω) se muestran en la figura 4.17. Ambos coeficientes (β y ω) expresan la magnitud de la interacción que se produce entre los distintos tipos de flujo y son dependientes tanto de las características intrínsecas del acuífero (grado de desarrollo de la red de drenaje kárstica o participación de los flujos verticales en el transporte de solutos) como de la distribución de la precipitaciones e intensidad de los procesos de recarga (Field y Pinsky, 2000; Morales *et al*., 2010). Los valores más bajos de ambos coeficientes han

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

sido obtenidos en las simulaciones de las BTCs correspondientes al ensayo nº 2 (condiciones de aguas muy altas), lo que sugiere que el alcance de los procesos de mezcla es más limitado en estas condiciones (flujos rápidos a través de conductos con una menor interacción con la matriz rocosa).

En términos generales, la existencia de gradientes altitudinales elevados se relaciona con una mayor extensión de los procesos de transferencia de masa entre las distintas componentes del flujo (Figs. 4.17A y 4.17B). Por otra parte, las BTCs con mayores velocidades medias de flujo y valores de dispersión más elevados muestran los coeficientes de partición y transferencia de masa más bajos. En estas condiciones (flujos rápidos dominados por dispersión longitudinal) la interacción del flujo que discurre a través de la red de conductos con la matriz y las zonas menos transmisivas del acuífero es más limitada (Fig. 4.17C y 4.17D).

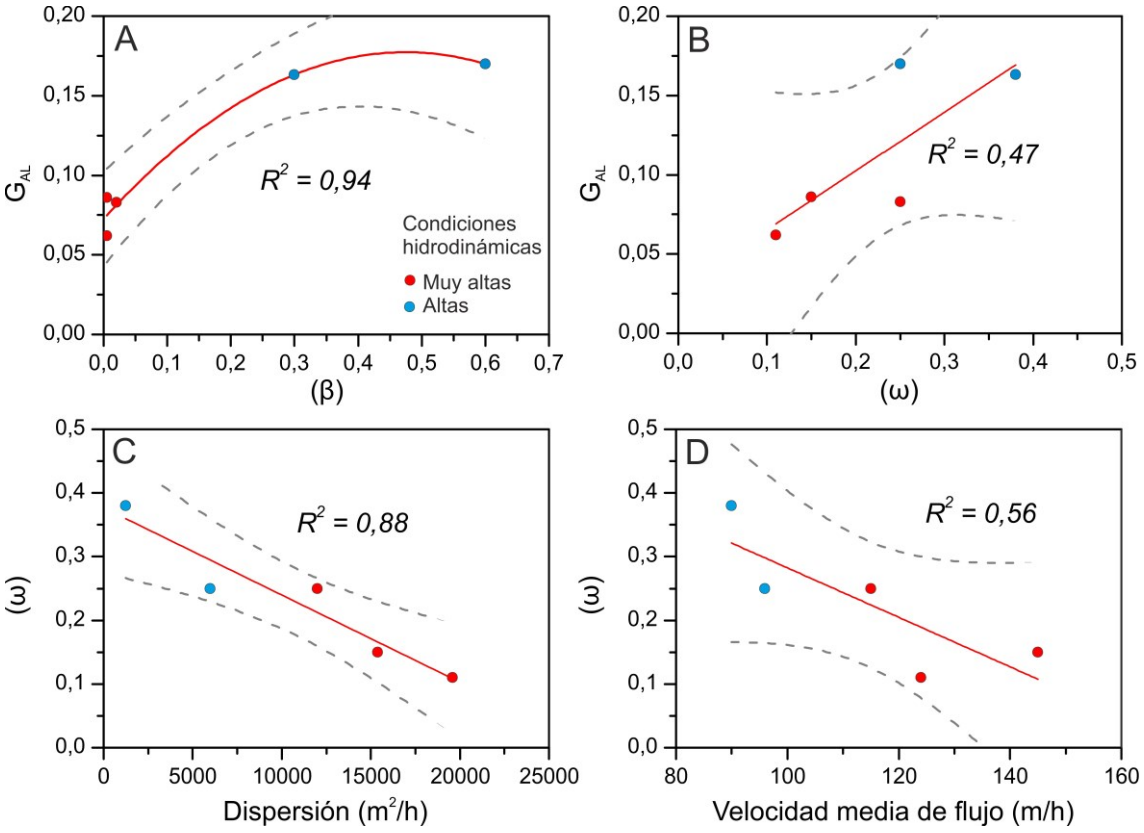


Figura 4.17. Relación entre los coeficientes de partición (β) y de transferencia de masa (ω) con los valores de dispersión longitudinal, gradiente altitudinal (G_{AL}) y velocidad media de flujo en las BTCs analizadas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4.6. SÍNTESIS DE LOS ENSAYOS DE TRAZADORES ARTIFICIALES

Los ensayos con trazadores artificiales que se han llevado a cabo en las sierras de Ubrique, Caíllo y Endrinal han contribuido a precisar los límites de las áreas de recarga de ambos acuíferos. La zona donde se han realizado la mayoría de las inyecciones (sumideros SH-2, SH-3, SH-5 y SH-7) se caracteriza por presentar una estructura geológica muy compleja, en la que las formaciones carbonáticas se disponen a modo de escamas tectónicas imbricadas, limitadas por materiales de baja permeabilidad (arcillas y evaporitas triásicas). El sentido general de flujo subterráneo en la sierra de Ubrique, deducido a partir de los ensayos, es hacia el SO, en coincidencia con la dirección general de la estructura geológica (véase el capítulo 2 de esta memoria).

La prueba realizada durante el mes de marzo de 2018 (ensayo nº 2) ha permitido corroborar y precisar la divisoria o límite hidrogeológico existente entre la sierra del Endrinal y la sierra del Caíllo (Fig. 4.18).

La inyección de trazador realizada en SH-1 (Sima de Villaluenga) corroboró la conexión entre dicho sumidero y las principales surgencias de Ubrique, situadas en el borde occidental de la sierra. En el estudio del IGME (1984) se describe la detección del trazador (750 g de uranina inyectados en el sumidero de la Sima de Villaluenga, SH-1) en las aguas de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y Nueve Caños (M-11), por medio de fluocaptores de carbón activo. Sin embargo, durante los periodos en los que se tomaron muestras del agua en la surgencia de Nueve caños (M-11), en relación con los ensayos realizados en la presente investigación, no se detectó la presencia de trazador en el agua drenada por este punto.

Las velocidades y parámetros hidrodispersivos calculados a partir de las curvas de concentración del trazador derivadas del ensayo de marzo de 2018 han permitido caracterizar las rutas de drenaje preferenciales existentes entre los puntos de inyección y los manantiales, bajo las condiciones hidrometeorológicas en las que se desarrolló la prueba (aguas muy altas). Asimismo, las tasas de recuperación (68 % en TP Garciago -M-3-, 22 % en Algarrobal -M-2- y solamente 2 % en Cornicabra -M-1-) indican una jerarquización muy marcada de la red de drenaje kárstica, hacia el sector más meridional del macizo. El hecho de que el porcentaje de recuperación más elevado haya sido constatado en un manantial temporal o *trop plein* (TP Garciago -M-3-) es indicativo del gran desarrollo de la red de drenaje kárstico en la zona no saturada del acuífero, que en situaciones hidrodinámicas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

favorables (aguas muy altas) constituye la ruta de drenaje preferente del agua infiltrada a través del sumidero de la Sima de Villaluenga (SH-1).

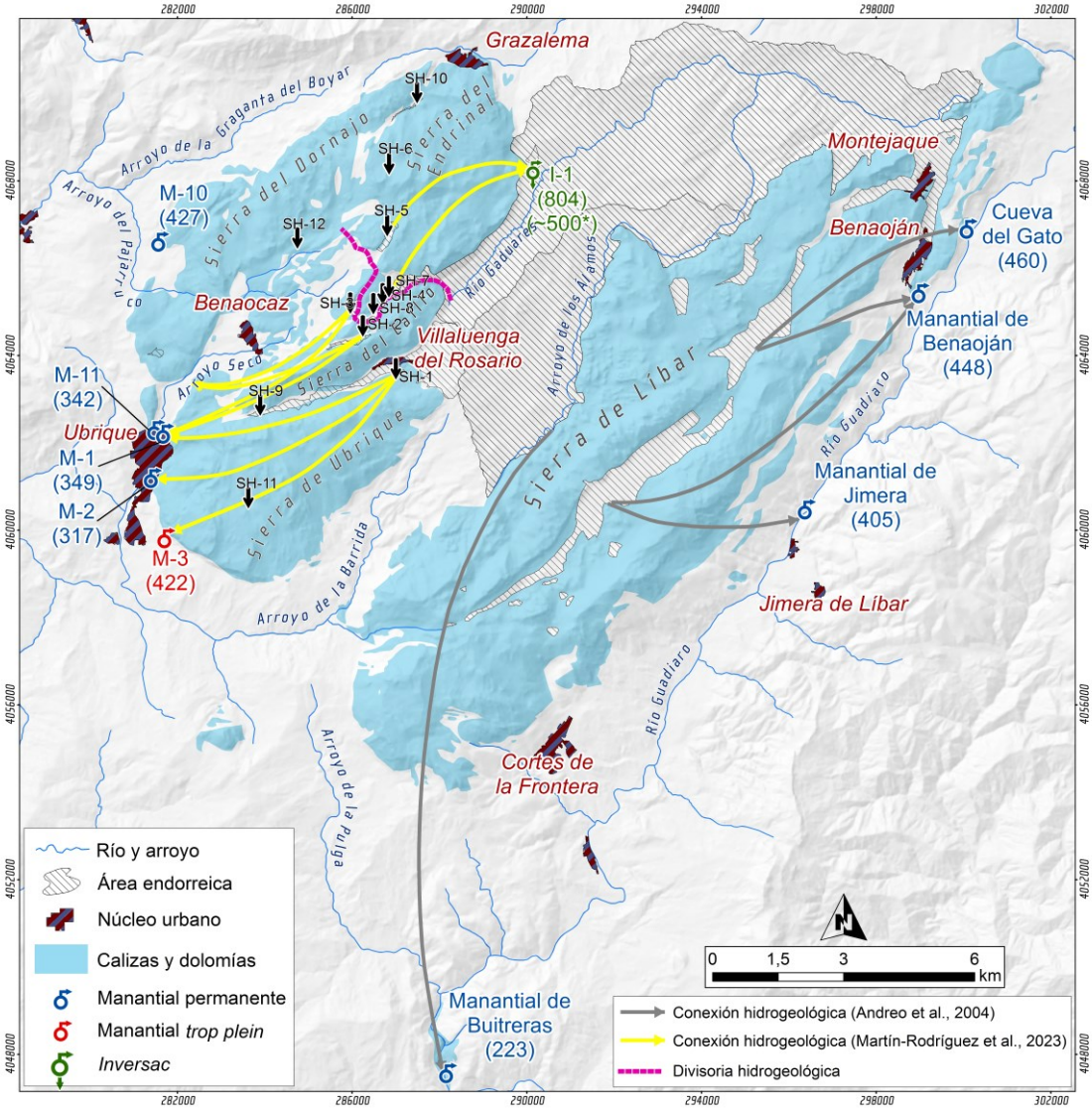


Figura 4.18. Mapa sintético de las conexiones hidrogeológicas verificadas por medio de los ensayos realizados durante esta investigación. Se muestran también las conexiones probadas en estudios anteriores en el macizo carbonático de la sierra de Líbar (Andreo et al., 2004). Los valores de cota del inversac (I-1) hacen referencia a su altitud (804 m s.n.m.) y al nivel del agua en los periodos de estiaje, situado aproximadamente a 500 m s.n.m. (AAES, 2009)

La conexión entre los sumideros SH-2 y SH-3 y los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21) quedó corroborada con la realización del tercer ensayo (abril de 2018). Este sector se caracteriza la existencia de una red de drenaje influenciada por flujos de componente vertical, dada la gran diferencia de altitud entre los puntos de recarga preferente (sumideros kársticos) y las surgencias relacionadas. Las velocidades de flujo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

determinadas y sus parámetros hidrodispersivos demuestran la existencia de una red kárstica de gran desarrollo, que transmite rápidamente el agua desde los puntos de infiltración preferente hasta los manantiales y, por consiguiente, presenta una escasa capacidad de regulación natural y de modulación de los procesos de infiltración rápida.

Las inyecciones realizadas en los sumideros SH-5 y SH-7, ubicados en la parte SO de la sierra del Endrinal, revelaron su conexión hidrogeológica con el *inversac* de la Olla (I-1), ubicado a 804 m s.n.m. que únicamente muestra actividad surgente en contextos hidrodinámicos de aguas muy altas y es el punto de descarga más relevante relacionado con el drenaje de esta sierra (Fig. 4.18). Una vez que cesa la descarga por este punto, la cota piezométrica en el *inversac* desciende hasta situarse en torno a 500 m s.n.m. (AAES, 2009). Esto provocaría que, en ausencia de descarga por el *inversac*, la recarga que se produce en los sumideros y superficies permeables de la sierra del Endrinal se incorpore al flujo subterráneo y fluya posiblemente en sentido sureste. La continuidad de las formaciones carbonáticas en profundidad sería compatible con la circulación de los flujos subterráneos hacia los acuíferos adyacentes de la sierra de Líbar (véanse el mapa y los cortes geológicos A-A´, 10-10´ y 11-11´ adjuntos a esta memoria).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

5. CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS GENERALES DE LA SIERRA DE GRAZALEMA

5.1. ANTECEDENTES

En el marco de la presente tesis doctoral se ha utilizado genéricamente el término Sierra de Grazalema (véase el capítulo 1) para designar al conjunto del área de estudio, que comprende diversos relieves de naturaleza carbonática, situados en la cabecera de la Demarcación Hidrográfica de la Cuenca del Guadalete-Barbate (DHCGB). Se trata de las sierras de Ubrique y Caíllo, Alta y Dornajo, Endrinal y Peñón Grande, la Silla, Albarracín, Pinar y Monteprieto y Zafalgar y Labradillo (véase el apartado 1.2 de esta memoria).

En el transcurso de esta investigación se ha revisado el mapa geológico del área de estudio a partir de la cartografía del Plan MAGNA editada por el IGME y se han realizado cortes geológicos para mostrar la estructura y, en definitiva, la geometría de las formaciones carbonáticas. Ambos documentos se adjuntan a la presente tesis doctoral. Además, se ha actualizado el inventario de puntos de agua y las cotas de surgencia de manantiales, así como las cotas piezométricas en sondeos, para conocer la posición de la superficie piezométrica. El análisis del régimen hidrodinámico de los principales puntos de descarga y la información hidroquímica, hidrotérmica, isotópica y de la fluorescencia natural de las aguas drenadas por ellos ha permitido precisar aspectos relativos a su funcionamiento hidrogeológico y a la altitud de las áreas de recarga de los acuíferos. También se han

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

efectuado ensayos de trazador que han contribuido a definir las áreas de recarga de diversos manantiales y los límites hidrogeológicos entre acuíferos.

El primer estudio exhaustivo de carácter hidrogeológico llevado a cabo en el área de estudio fue efectuado por el IGME (1980), motivado por las deficiencias en el suministro de agua que afectaba a los municipios de Grazalema, Villaluenga del Rosario y Benaocaz durante los meses de verano. En él se realizó un reconocimiento geológico (anterior a la cartografía del plan MAGNA) en el que se definieron varias unidades hidrogeológicas (Fig. 5.1A). La confección de un inventario de puntos de agua y la realización de análisis químicos en los principales manantiales ofreció una primera referencia sobre las características hidroquímicas del agua subterránea. La evaluación de recursos hídricos basada en información hidrometeorológica permitió establecer unos recursos subterráneos medios renovables comprendidos entre 70 y 100 hm^3/año, con tasas de recarga entre el 54 y el 78% de la precipitación. No obstante, dichos cálculos quedaron circunscritos a las unidades hidrogeológicas consideradas y no fueron cotejados con las salidas del sistema.

El IGME (1984), en colaboración con la empresa INGEMISA (Investigaciones Geológicas y Mineras, S.A.), elaboró el informe titulado "Estudios de investigación hidrogeológica para la regulación de los recursos hídricos subterráneos de la divisoria Guadalete-Guadiaro", con el objetivo de estimar los recursos hídricos de los acuíferos de las sierras de Grazalema y de Líbar. Los trabajos realizados, concebidos para la integración de dichos recursos subterráneos en los sistemas de regulación de los embalses proyectados (Guadalcacín, Zahara-El Gastor y Guadiaro), incluyeron el encuadre geológico del área de estudio (basado en la cartografía MAGNA) y la evaluación de recursos hídricos y balance de entradas-salidas para el año hidrológico 1983/84. Asimismo, se elaboró un inventario de más de 100 puntos de agua y se definieron 7 unidades hidrogeológicas (acuíferos) en el área de estudio (Fig. 5.1B).

El último de los trabajos llevados a cabo por el IGME (1992) tuvo como objetivos profundizar en el conocimiento de los acuíferos de la Sierra de Grazalema y aplicar metodologías para el cálculo de los recursos hídricos, extrapolables a otras áreas. Se seleccionó el acuífero de la sierra de la Silla como sistema piloto para la aplicación de modelos matemáticos de simulación de caudales. Esta investigación sirvió de base para trabajos posteriores (Gálvez, 2007 y Martos-Rosillo *et al*., 2010) en los que se aplicaron varios métodos (balance de agua en el suelo, balance de cloruros y método APLIS) para la estimación de los recursos medios del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

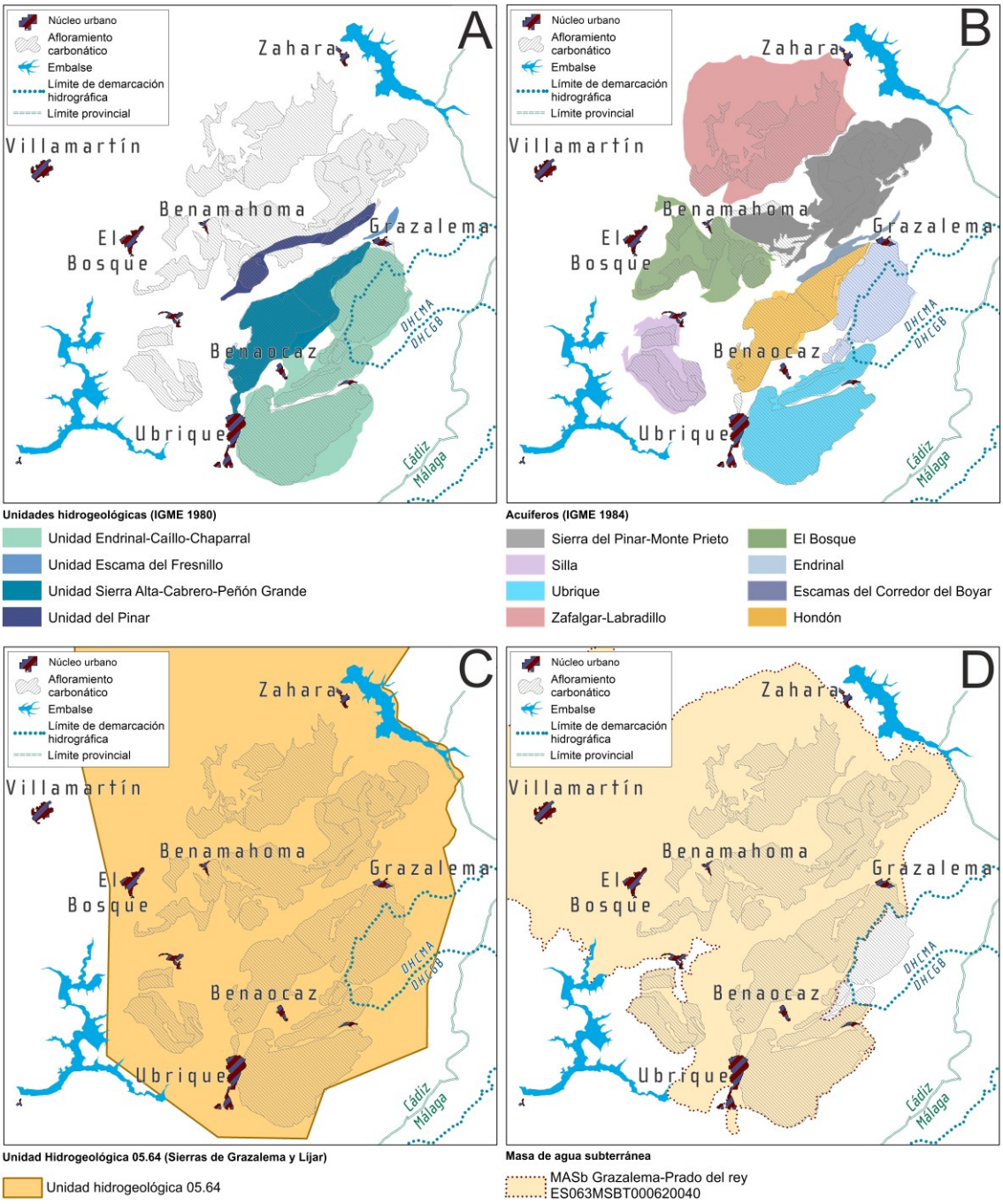


Figura 5.1. (A) Unidades hidrogeológicas definidas por el IGME (1980). (B) Unidades hidrogeológicas (acuíferos) definidos por el IGME (1984). (C) Unidad hidrogeológica definida por el IGME, 2001). (D) Masa de agua subterránea de primer y segundo ciclo de planificación

El Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Cádiz (IGME-DPC, 2005) resume el estado del conocimiento de la Sierra de Grazalema hasta la citada fecha, incluyendo su subdivisión en unidades hidrogeológicas y una estimación del balance hídrico en cada una de ellas (Fig. 5.1C). Posteriormente, la elaboración de los Planes Hidrológicos de Cuenca de primer (2009-2015) y segundo ciclo (2015-2021) incluyeron a los acuíferos de la Sierra de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Grazalema dentro de la masa de agua subterránea denominada Sierra de Grazalema-Prado del Rey (ES063MSBT000620040), aunque excluye el sector suroriental de la sierra del Endrinal y septentrional de la sierra del Caíllo (Fig. 5.1D).

En 2014, el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) y la Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente de la Junta de Andalucía llevaron a cabo el estudio "Caracterización hidrogeológica y evaluación de recursos hídricos de la Sierra de Grazalema (Cádiz) para su posterior implementación como reserva estratégica de cabecera de la demarcación hidrográfica del Guadalete-Barbate", en el que se realizó una exhaustiva investigación hidrogeológica que cuenta con una revisión y reconocimiento geológico actualizada con los trabajos posteriores a la edición de la cartografía MAGNA (Martín-Algarra, 1987) y la elaboración de numerosos cortes geológicos. Asimismo, la instalación de sensores de altura de la lámina de agua en los principales manantiales, realización de aforos sistemáticos y curvas de gastos para la monitorización de los caudales de descarga y control hidroquímico e isotópico, tanto de las aguas de lluvia como subterráneas, permitió avanzar en la definición de las áreas de recarga de los acuíferos y establecer aspectos relativos a su funcionamiento hidrogeológico.

5.2. LÍMITES Y GEOMETRÍA

La Sierra de Grazalema está constituida por un conjunto de relieves alineados según la dirección general NE – SO, que cubren una superficie aproximada de 333 km^2, de la que 111,7 km^2 corresponden a afloramientos carbonáticos, constituidos por calizas y dolomías jurásicas, que constituyen acuíferos por fracturación y karstificación.

La presencia de un accidente tectónico mayor (zona de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar), con dirección NE-SO, donde afloran arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs del Campo de Gibraltar, permite diferenciar un sector noroccidental, constituido por materiales pertenecientes al dominio geológico del Subbético Medio, y otro suroriental, donde aflora el Subbético Interno Occidental (véase el corte geológico A-A´). En cualquier caso, la mayoría de las formaciones acuíferas jurásicas están delimitadas por contactos estratigráficos con materiales de baja permeabilidad, infra y/o suprayacentes, o por contactos mecánicos tales como planos de falla o superficies de cabalgamiento (véanse el mapa y los cortes geológicos adjuntos).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Sector suroriental

Los macizos carbonáticos de las sierras de Ubrique y del Caíllo están limitados, al N, por las arcillas y evaporitas triásicas que constituyen la base de las formaciones acuíferas y afloran a favor de cabalgamientos y fallas inversas en la zona de los navazos Alto y del Cao (véanse el mapa y los cortes geológicos 12-12´, 13-13´ y 14-14´). En el límite E, los afloramientos carbonáticos están en contacto tectónico con los materiales de baja permeabilidad del complejo de los Flyschs. En el borde SE, existe un contacto estratigráfico entre las calizas jurásicas y las margas y margocalizas cretácicas sobre las que cabalgan las arcillas y areniscas de los Flyschs, que ocupan el flanco noroccidental del sinclinal de la Loma de la Barrida. El borde S de la sierra de Ubrique está jalonado por fallas que ponen en contacto las formaciones carbonáticas jurásicas con los materiales de baja permeabilidad del complejo de los Flyschs. En el límite occidental, las calizas jurásicas limitan con arcillas y evaporitas triásicas, aunque este contacto aparece cubierto por los depósitos cuaternarios sobre los que se emplaza el casco urbano de Ubrique (véanse el mapa geológico y los cortes adjuntos 15-15´ y 16-16´).

Las sierras Alta y del Dornajo comprenden una serie de relieves carbonáticos, alineados en dirección NE-SO, que en su borde O están en contacto con las arcillas y evaporitas triásicas y materiales del complejo de los Flyschs, mientras que, hacia el NO, las calizas jurásicas limitan con los afloramientos de baja permeabilidad que constituyen el Corredor del Boyar. Hacia el SE, las formaciones carbonáticas jurásicas se hunden y quedan bajo las arcillas y evaporitas triásicas y los materiales del complejo de los Flyschs que se localizan en el entorno de la localidad de Benaocaz (cortes geológicos 12-12´ y 18-18´). En la sierra del Dornajo, la presencia de fallas normales de dirección N-S a NO-SE generan estructuras de tipo pilar tectónico o *horst* que elevan el muro del acuífero (mapa y corte geológico 11-11´).

Los macizos que constituyen las sierras del Endrinal y Peñón Grande quedan limitados al S por arcillas y evaporitas triásicas, aunque la naturaleza de los contactos difiere en gran medida. Al O, hay una falla inversa a favor de la cual aparecen imbricados afloramientos de calizas con sílex (Jurásico Superior) y margas y margocalizas cretácicas. En el borde N, las calizas jurásicas contactan con los materiales de baja permeabilidad del Corredor del Boyar. El borde E de la sierra está caracterizado por fallas normales que ponen en contacto las calizas jurásicas con las margocalizas cretácicas y las arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs (mapa y cortes geológicos 10-10´ y 11-11´). No obstante, las rocas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

carbonáticas jurásicas deben continuar en profundidad hasta aflorar de nuevo en la sierra de Líbar, al SE.

Sector noroccidental

El macizo carbonático de la sierra de la Silla se encuentra limitado en su totalidad por arcillas y evaporitas triásicas, que también constituyen el muro de las formaciones acuíferas jurásicas (véanse el mapa geológico adjunto y los cortes 19-19´, 20-20´ y 21-21´).

La sierra de Albarracín presenta una estructura compleja, que origina la compartimentación hidrogeológica y dificulta el establecimiento de sus límites. En sus bordes S y SO los afloramientos de calizas y dolomías jurásicas están en contacto con arcillas y evaporitas triásicas. El límite NO está definido por el contacto entre las formaciones acuíferas y las margas cretácicas que afloran al E de la localidad de El Bosque (cortes geológicos 3-3´ y 9-9´). El límite NE coincidiría con el sinclinal de la sierra de Albarracín, en cuyo núcleo afloran margas y margocalizas cretácicas.

Al E de la sierra de Albarracín se sitúa el Cerro de las Cuevas (véase el mapa geológico adjunto). Se trata de un afloramiento carbonático jurásico de pequeñas dimensiones (~1,5 km^2), emplazado sobre materiales de baja permeabilidad del jurásico superior (margocalizas, calizas nodulosas y radiolaritas), a favor de estructuras de cabalgamiento (corte geológico 8-8´).

Las sierras del Pinar y Monteprieto comprenden un conjunto de macizos carbonáticos alineados en dirección NE-SO y limitados al SE por los afloramientos de baja permeabilidad del Corredor del Boyar. El borde NO separa las sierras del Pinar y Monteprieto de los macizos de Zafalgar-Labradillo mediante una superficie de cabalgamiento, de dirección aproximada NE-SO, situada en la base de las arcillas y evaporitas triásicas que, a su vez, aparecen cubiertas por depósitos cuaternarios al SO. El límite SO está definido por el flanco nororiental del sinclinal de la sierra de Albarracín y por las superficies de cabalgamiento de la base del Cerro de las Cuevas al S (véanse el mapa geológico y los cortes 3-3´, 4-4´y 8-8´).

Los macizos carbonáticos que constituyen las sierras de Zafalgar y Labradillo están limitados al SE por las arcillas y evaporitas triásicas de su base, que cabalgan sobre las rocas carbonáticas jurásicas de las sierras del Pinar y Monteprieto, (mapa geológico y corte 1-1´). En su borde sur (sierra del Labradillo) las dolomías jurásicas se emplazan localmente sobre las margas cretácicas a favor de una superficie de cabalgamiento (mapa geológico y corte 4-4´). Sobre las dolomías y calizas del Jurásico Inferior afloran las alternancias de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

margas y margocalizas del Jurásico Medio-Superior. En los límites O, N y NE los afloramientos carbonáticos jurásicos se encuentran rodeados por margas y margocalizas cretácicas que contactan con materiales terciarios y otros dominios geológicos.

En definitiva, la estratigrafía y la estructura geológica del área de estudio es uno de los factores fundamentales que deben considerarse para la investigación hidrogeológica en estos acuíferos. Es destacable el papel que desempeñan los afloramientos de rocas de baja permeabilidad emplazados a favor de estructuras de cabalgamiento y fallas inversas, que condicionan la compartimentación de los diferentes sectores acuíferos.

5.3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

Desde noviembre de 2012 hasta octubre de 2018, en el marco de la presente investigación, se completó el inventario de puntos de agua existente, a partir de los trabajos de campo. La información relativa a los manantiales inventariados (localización y cota de surgencia) y a los sondeos (localización, tipología y cota piezométrica) ha sido representada en el mapa hidrogeológico adjunto. La información espacial ha sido procesada mediante el uso del *software* ARCGIS 10.3. Se ha tomado como referencia para la proyección cartográfica el elipsoide WGS 84 (*World Geodetic System 1984*) y el sistema UTM (*Universal Transverse Mercator*), con huso 30 N. El *datum* geodésico utilizado ha sido el ETRS 1989 (*European Terrestrial Reference System 1989*), adoptado por la Comisión Europea en 1999. La cota de cada punto ha sido calculada a partir del Modelo Digital del Terreno (MDT) proporcionado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), con un paso de malla 5 m.

Para referenciar los diferentes puntos de agua se ha aplicado una nomenclatura consistente en una letra, que hace referencia al tipo de punto (M = manantial, I = *inversac*, S = Sondeo y P = piezómetro), seguida de un número que permite diferenciarlos. El total de puntos de agua recogidos en la presente memoria asciende a 118. Cabe destacar la inclusión de manantiales temporales o *trop plein* (TP), como los manantiales M-18 a M-23 (grupo de surgencias temporales relacionadas con los episodios de aguas altas en el manantial de Cornicabra, M-1), el manantial TP Tajos de Grazalema (M-34) o el *inversac* de La Olla (I-1), que no habían sido convenientemente identificados en estudios anteriores.

5.3.1. Manantiales

El inventario de manantiales dentro del área de estudio consta de 85 puntos (Tab. 5.1 y mapa hidrogeológico adjunto). Los manantiales marcados en negrita en la tabla 5.1

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(M-1 a M-17) corresponden a las surgencias con mayor caudal medio del área de estudio y han formado parte de la red de control.

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
Cornicabra	**M-1**	281703	4062212	349	Ubrique
Algarrobal	**M-2**	281421	4061198	317	Ubrique
TP Garciago	**M-3**	281778	4059782	422	Ubrique
Esparragosilla	**M-4**	275653	4064875	291	Benaocaz
Aguafría	**M-5**	275982	4064365	282	Ubrique
Gorito	**M-6**	281803	4068416	494	Benaocaz
Quejigo	**M-7**	276520	4069442	313	El Bosque
Vihuelo	**M-8**	276201	4068864	295	El Bosque
Máquina	**M-9**	279536	4068550	344	Benaocaz
Hondón	**M-10**	281568	4066608	427	Benaocaz
Nueve Caños	**M-11**	281500	4062300	342	Ubrique
Benamahoma	**M-12**	280155	4071920	453	Grazalema
TP Cachones	**M-13**	280803	4072272	495	Grazalema
Arroyomolinos	**M-14**	288289	4076445	384	El Gastor
Bocaleones	**M-15**	285205	4078559	329	Zahara
El Moro	**M-16**	278996	4074494	637	Grazalema
Las Cuevas	**M-17**	278836	4074996	626	Grazalema
TP Cornicabra 1	M-18	281691	4062275	350	Ubrique
TP Cornicabra 2	M-19	281919	4062687	430	Ubrique
TP Cornicabra 3	M-20	282021	4062908	458	Ubrique
TP Cornicabra 4	M-21	282236	4063296	496	Benaocaz
TP Cornicabra Alto	M-22	282297	4063483	513	Benaocaz
TP Ubrique Alto	M-23	282087	4061943	455	Ubrique
Fuente de San Francisco	M-24	281114	4060363	334	Ubrique
Fuente de los 20 Pilares	M-25	281306	4059897	338	Ubrique
Chorro de Guadix	M-26	277776	4062215	581	Ubrique
Fuente Fátima	M-27	276666	4061458	329	Ubrique
Higuerón	M-28	277498	4066931	273	Benaocaz
Los Barandales	M-29	278593	4064713	393	Benaocaz
Fuente Hedionda	M-30	278554	4066555	267	Benaocaz
El Pilar	M-31	278286	4065313	389	Benaocaz
Las Pitas	M-32	277986	4065268	450	Benaocaz
Fuente de las Nueve Pilas	M-33	285931	4066389	1133	Benaocaz
TP Tajos de Grazalema	M-34	289250	4070505	741	Grazalema
Fuente del Dornajo	M-35	285992	4067187	1156	Benaocaz
TP Lágrimas	M-36	281513	4062363	356	Ubrique
Repillos	M-37	281485	4066918	455	Benaocaz
El Arca o Albarracín	M-38	277270	4070820	503	El Bosque
El Olivillo	M-39	281759	4068488	503	Benaocaz
Fuente Santa	M-40	276572	4069622	306	El Bosque
Nacimiento Diego Varea	M-41	288886	4072087	803	Grazalema
Casa Nacimiento	M-42	288652	4073508	835	Grazalema
La Calderona	M-43	288899	4073099	769	Grazalema
Fuente de la Adelfilla	M-44	288849	4074221	1016	Grazalema
Fuente de Cinco Puentes	M-45	287782	4073601	1213	Grazalema
Fuente del Chorrito	M-46	286551	4072018	1100	Grazalema
El Tejar	M-47	286694	4071055	1117	Grazalema
Los Charcones	M-48	287186	4071150	1036	Grazalema

Tabla 5.1. Denominación, referencia, coordenadas y cota de surgencia de los manantiales inventariados en el área de estudio. En negrita se destacan los manantiales que han constituido la red de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La mayoría de los manantiales inventariados son surgencias permanentes, en régimen no influenciado por bombeos, condicionadas por el contacto entre las formaciones acuíferas carbonáticas y los materiales de baja permeabilidad de los bordes. Dentro del área de estudio han sido identificados 10 manantiales temporales de tipo *trop plein* (referenciados con el prefijo TP en la tabla 5.1) que solamente son surgentes en condiciones de recarga elevada.

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
Fuente de Peñarroya	M-49	285752	4070531	1047	Grazalema
Nacimieento de la Torrecilla	M-50	285810	4070187	1002	Grazalema
La Torrecilla	M-51	290615	4074500	585	Grazalema
La Toscana	M-52	290541	4076632	527	Grazalema
Fuente de las Mesas	M-53	289281	4077008	508	El Gastor
Fuente de la Pililla	M-54	281964	4070898	858	Grazalema
El Tesorillo	M-55	281628	4070829	738	Grazalema
Fuente del Pinar	M-56	282678	4072963	957	Grazalema
El Cañuelo	M-57	283836	4073324	959	Grazalema
El Ravel	M-58	284656	4073282	758	Grazalema
Manantial El Huertecillo	M-59	283463	4070179	788	Grazalema
Manantial de Los Santos	M-60	283914	4070011	780	Grazalema
Cueva del Susto	M-61	288156	4076271	429	El Gastor
Descansadero	M-62	280504	4070765	601	Grazalema
Fuente de Gaidovar	M-63	289404	4072370	721	Grazalema
Fuente de la Pava	M-64	277812	4073389	481	El Bosque
Fuente del Buitre	M-65	281904	4074418	948	Grazalema
Fuente de Garganta Seca	M-66	285049	4078703	329	Zahara
Fuente La Higuera	M-67	286027	4079626	457	Zahara
Fuente El Pilar	M-68	286504	4080236	407	Zahara
Fuente La Calera	M-69	287221	4079328	448	Zahara
Fuente de Altabacar	M-70	286948	4079017	549	Zahara
Parralejo	M-71	283202	4078898	425	Zahara
Fuente de los Toros	M-72	281879	4077707	629	Zahara
La Molineta	M-73	278479	4077099	515	Zahara
El Duende	M-74	279921	4078041	644	Zahara
Fuente de Comares	M-75	278549	4079437	361	Zahara
El Chorreadero	M-76	277152	4078480	328	Zahara
Aguas Nuevas	M-77	283236	4063070	717	Benaocaz
Fuente Santa (Benaocaz)	M-78	283512	4063642	759	Benaocaz
El Castril	M-79	283346	4064955	713	Benaocaz
Fuente de las Piletas	M-80	283084	4064583	708	Benaocaz
Fuente del Chiquero	M-81	285220	4064949	1018	Benaocaz
Fuente Matadero	M-82	283638	4063947	775	Benaocaz
Cancho de la Campana	M-83	283993	4064062	835	Benaocaz
Fuente de Allá	M-84	283742	4064138	792	Benaocaz
Inversac de la Olla	I-1	290155	4068265	804	Grazalema

Continuación de la tabla 5.1

La zona de descarga más significativa del área de estudio es el grupo de manantiales (permanentes y de tipo *trop plein*) ubicados en el núcleo urbano de Ubrique, cuyo caudal conjunto puede alcanzar 15 m^3/s durante los periodos de aguas altas. La altitud de los puntos de descarga permanente está comprendida entre 317 (Algarrobal, M-2) y 349 m

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

s.n.m. (Cornicabra, M-1). El agua drenada por ambas surgencias se destina -en parte- a cubrir la demanda de abastecimiento urbano de la localidad de Ubrique. Durante los periodos de recarga elevada, entran en funcionamiento numerosos manantiales temporales (surgencias de tipo *trop plein*) ubicadas entre 350 (TP Cornicabra 1, M-18) y 513 m s.n.m. (TP Cornicabra Alto, M-22). El manantial TP Garciago (M-3), a cota 422 m s.n.m., constituye la surgencia temporal con mayor caudal medio, por lo que ha sido incluido en la red de control hidrogeológico.

La descarga en las sierras Alta y del Dornajo se produce fundamentalmente por los manantiales permanentes de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) cuyas cotas de surgencia son de 427 y 342 m s.n.m., respectivamente. El emplazamiento de ambos puntos está condicionado por el contraste de permeabilidad entre las calizas y dolomías jurásicas y materiales de baja permeabilidad del borde (véase mapa hidrogeológico adjunto).

En las sierras del Endrinal y Peñón Grande no han sido identificados puntos de descarga permanente significativos, solamente surgencias temporales, entre las que cabe destacar el *inversac* de La Olla (I-1, 804 m s.n.m.). Se trata de una cavidad kárstica que puede actuar como un punto de infiltración (sumidero) o de descarga (manantial), según la magnitud de las precipitaciones y de la recarga en el conjunto del acuífero; por eso se considera un *inversac* en el sentido de Gezè (1987). Este punto y el manantial TP Tajos de Grazalema (M-34, 741 m s.n.m.), ambos puntos son los únicos en los que se observa descarga de agua subterránea relacionada con las sierras del Endrinal y Peñón Grande.

El drenaje de la sierra de la Silla se produce principalmente por los manantiales de Esparragosilla (M-4, 291 m s.n.m.) y Aguafría (M-5, 282 m s.n.m.), aunque existen numerosas surgencias -de escaso caudal- permanentes y temporales, localizadas en la vertiente NE de dicha sierra (manantiales M-28 a M-32) con cotas de descarga comprendidas entre los 267 y 450 m s.n.m. (véase el mapa hidrogeológico adjunto).

La sierra de Albarracín y el Cerro de las Cuevas se drenan por los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) con cotas de surgencia comprendidas entre 494 y 295 m s.n.m. El abastecimiento urbano de la localidad de El Bosque se cubre -en parte- con el agua drenada por el manantial del Quejigo.

Las sierras del Pinar y Monteprieto cuentan con un elevado número de surgencias inventariadas, aunque la mayoría de ellas son de escaso caudal y de carácter estacional (niveles colgados). La descarga por el borde OSO de la sierra del Pinar se realiza

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

principalmente a través del manantial de Benamahoma (M-12, 453 m s.n.m.) y por una surgencia de tipo *trop plein* relacionada, TP Cachones (M-13, 495 m s.n.m.). El manantial de Arroyomolinos (M-14, 384 m s.n.m.) constituye el punto de descarga más relevante del borde NE de la sierra de Monteprieto (véase el mapa hidrogeológico adjunto).

En los macizos de Zafalgar y Labradillo han sido identificados numerosos manantiales, la mayoría de ellos, surgencias estacionales y/o de escaso caudal, que no revisten el interés suficiente para su inclusión en la red de control. El drenaje del agua subterránea tiene lugar en dos zonas principales. La primera está definida por los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), relacionados con la descarga de la sierra de Labradillo, a cotas 637 y 626 m s.n.m., respectivamente. El agua drenada por ambas surgencias se destina al suministro urbano de la localidad de Prado del Rey (véase el mapa hidrogeológico adjunto). En la zona nororiental, el manantial de Bocaleones (M-15) constituye el principal punto de descarga de agua subterránea, con una altitud de 329 m s.n.m.

5.3.2. Sondeos

Dentro del área de estudio han sido inventariadas 33 perforaciones (Tab. 5.2 y mapa hidrogeológico adjunto): 1 piezómetro (El Descansadero, P-1) y 32 sondeos. En el presente inventario han sido incluidas tanto las perforaciones realizadas sobre rocas carbonáticas (que revisten el mayor interés hidrogeológico), como aquellas perforadas en otro tipo de materiales, como margas y margocalizas o arcillas y evaporitas (Fig. 5.2).

Sin embargo, la mayoría de estos sondeos están sellados, equipados con sistemas de bombeo o son inaccesibles, por lo que solamente ha sido posible realizar medidas del nivel piezométrico en los sondeos del Moro 1, 2 y 3 (S-5, S-6 y S-7), Bocaleones 1 (S-8) y Descansadero (P-1). La evolución temporal de sus respectivas cotas piezométricas está representada en la figura 5.3.

Al norte del manantial de Nueve Caños (M-11) se perforaron los sondeos Rano 1 (S-3) y Rano 2 (S-4) emplazados en dolomías jurásicas (135 m de profundidad, Rano 2), para aumentar el suministro de agua a la ciudad de Ubrique durante los meses de estiaje. En estos puntos tampoco es posible realizar medidas del nivel piezométrico.

El sondeo de Los Cañitos 2 (S-2) está situado cerca del punto de surgencia del manantial de Quejigo (M-7), con el objetivo de regular la descarga de este manantial y complementar el suministro de agua a la localidad de El Bosque. La perforación, que tiene 130 m, atraviesa margocalizas del Jurásico Medio (Fig. 5.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Prof. (m)	Cota piezométrica media (m s.n.m.)	Término municipal	Uso
Algarrobal	S-1	281576	4061142	411	37	395	Ubrique	Abto. Ubrique
Los Cañitos 2	S-2	276676	4069524	416	130	375	El Bosque	Abto. El Bosque
Rano 1	S-3	281747	4063255	437	---	---	Ubrique	Abto. Ubrique
Rano 2	S-4	281810	4063341	441	135	---	Ubrique	Abto. Ubrique
El Moro 1	S-5	278992	4074563	639	126	632	Grazalema	Sin instalar
El Moro 2	S-6	279018	4074576	645	125	637	Grazalema	Sin instalar
El Moro 3	S-7	279155	4074648	689	128	680	Grazalema	Sin instalar
Bocaleones 1	S-8	285491	4079052	315	---	313	Zahara	Sin instalar
Bocaleones 2	S-9	285492	4078980	320	---	---	Zahara	Sin instalar
Garganta del Boyar	S-10	283412	4069435	655	---	---	Grazalema	Particular
Pasada Ancha	S-11	287929	4071223	960	150	902	Grazalema	Abto. Grazalema
Los Cañitos 1	S-12	276682	4069532	418	---	---	El Bosque	Abto. El Bosque
Llano de la Huerta	S-13	283189	4064778	713	---	---	Benaocaz	Abto. Benaocaz
Cerro Prieto	S-14	282922	4079484	472	300	252	Zahara	Abto. Puerto Serrano
Villaluenga del Rosario 1	S-15	284143	4062874	782	---	737	Benaocaz	Sin instalar
Embotelladora	S-16	280709	4070535	644	---	---	Grazalema	Sin uso
Breña del Agua	S-17	282104	4074891	937	---	---	Grazalema	Sin instalar
Breña del Agua 2	S-18	281742	4075547	895	---	---	Grazalema	Obstruido
Villaluenga del Rosario 2	S-19	285087	4063186	799	500	754	Villaluenga del Rosario	Sin instalar
Garciago	S-20	282045	4059667	453	158	366	Ubrique	Sin instalar
Benaocaz 1	S-21	283346	4063269	757	30	735	Benaocaz	Sin instalar
Aguas Nuevas	S-22	284029	4063813	870	35	850	Benaocaz	Sin instalar
Villaluenga del Rosario 3	S-23	286317	4063305	848	7	845	Villaluenga del Rosario	Sin instalar
Benaocaz 2	S-24	284383	4064711	939	60	934	Benaocaz	Sin instalar
Las Covezuelas	S-25	288095	4065546	917	3	915	Villaluenga del Rosario	Sin instalar
Arroyomolinos	S-26	288266	4076475	391	150	385	El Gastor	Sin instalar
La Esparragosilla	S-27	276421	4065449	425	---	409	Benaocaz	Sin instalar
El Hondón	S-28	281590	4066773	450	300	422	Benaocaz	Sin instalar
Alamillos 1	S-29	290277	4070085	823	24	815	Grazalema	Sin instalar
Alamillos 2	S-30	290233	4070106	824	24	821	Grazalema	Sin instalar
Santa Lucía	S-31	281437	4063522	521	300	416	Benaocaz	Sin instalar
La Barrida	S-32	285003	4058734	646	158	---	Ubrique	Sin instalar
El Descansadero	P-1	280771	4070759	633	60	610	Grazalema	Red de control

Tabla 5.2. Principales características de las perforaciones inventariadas (piezómetro: P; Sondeo: S) en el área de estudio

Los sondeos de Pasada Ancha (S-11) y Cerro Prieto (S-14) tienen una profundidad de 150 y 300 m, respectivamente, y contribuyen al suministro de agua a Grazalema y Puerto Serrano (localidad situada al norte del área de estudio), respectivamente.

El resto de las perforaciones inventariadas corresponden a sondeos negativos desde el punto de vista de la extracción de agua subterránea, como los sondeos de Villaluenga del Rosario 2 (S-19), Garciago (S-20) y La Barrida (S-32), que están sellados u obstruidos, o bien fueron perforados sobre materiales de baja permeabilidad, como los sondeos de El Hondón (S-28) y Santa Lucía (S-31).

El sondeo Algarrobal (S-1) se perforó a escasos metros del manantial homónimo, con el objetivo de acceder a los recursos situados bajo la cota de surgencia del manantial y garantizar el suministro de agua para la población de Ubrique, durante los periodos de sequía. La perforación tiene una profundidad total de 37 m y fue realizada íntegramente en calizas jurásicas con un elevado grado de karstificación (Fig. 5.2). El sondeo de El Rano 1 (S-2), emplazado en dolomías jurásicas (135 m de columna), fue perforado cerca del

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

manantial de Nueve Caños (M-11), para aumentar suministro de agua a la ciudad de Ubrique durante los meses de estiaje. Ambos sondeos se encuentran equipados con sistemas de bombeo, por lo que no se han podido realizar medidas del nivel piezométrico.

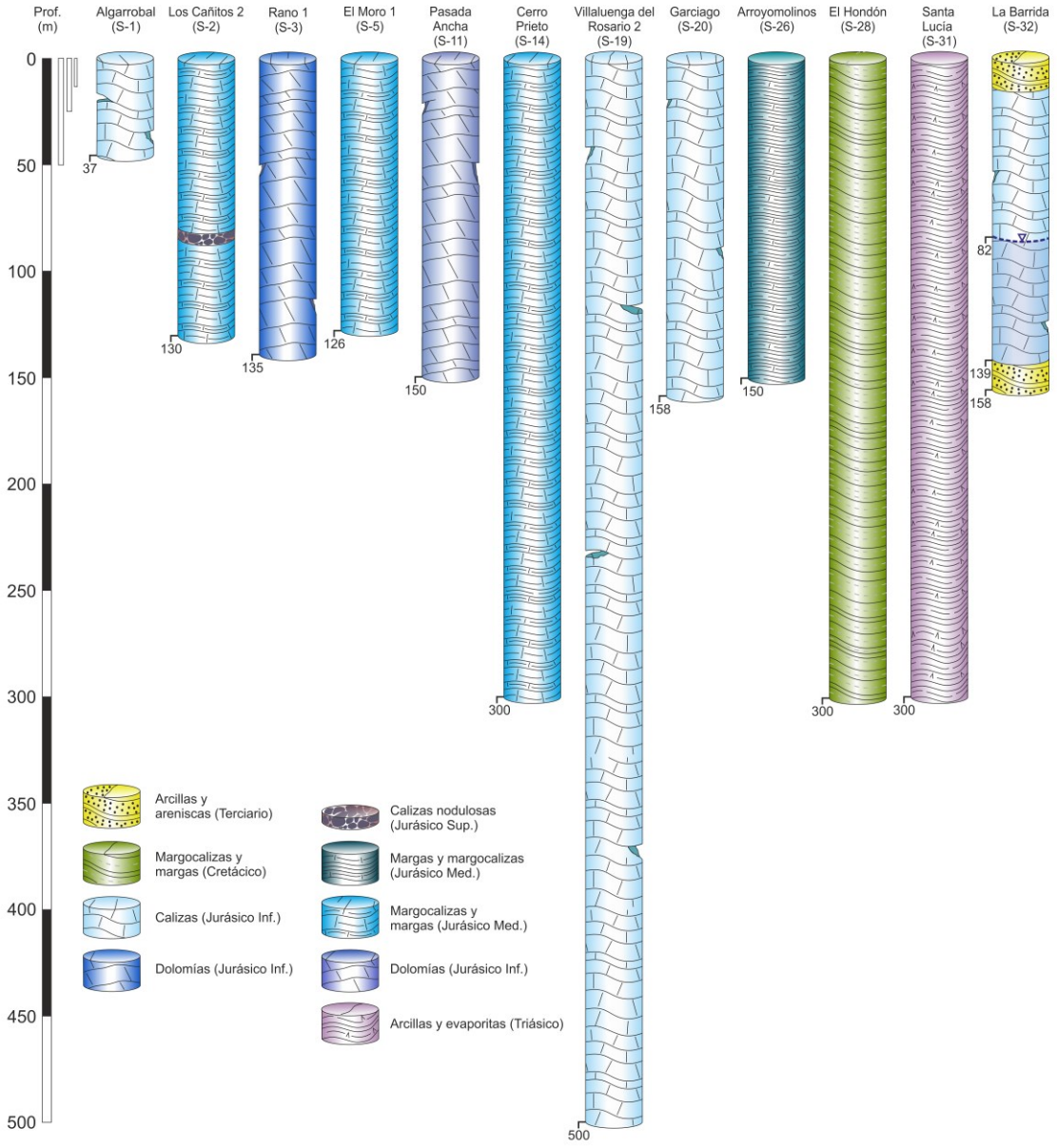


Figura 5.2. Columnas litológicas de algunos sondeos del área de estudio (datos tomados del IGME)

La evolución temporal de la cota piezométrica en los puntos controlados se muestra en la figura 5.3. Se constata un ascenso del nivel de agua subterránea en respuesta a las precipitaciones. No obstante, la magnitud y el tiempo de respuesta de las variaciones muestra diferencias según el punto considerado. Así, en el sondeo Bocaleones 1 (S-8), el nivel piezométrico responde rápidamente ante las precipitaciones y llega a presentar actividad surgente. Durante la mayor parte del año hidrológico 2012/13 (el más húmedo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del periodo de investigación) el nivel piezométrico superó la cota del brocal del sondeo, ya que dicho nivel se sitúa a muy poca profundidad. Tras el cese de las precipitaciones, el descenso del nivel se produce de forma progresiva y tiende a estabilizarse en torno a 312 m s.n.m. Este comportamiento sugiere la existencia de un medio moderadamente karstificado, con capacidad para transmitir los impulsos de recarga procedentes de la lluvia.

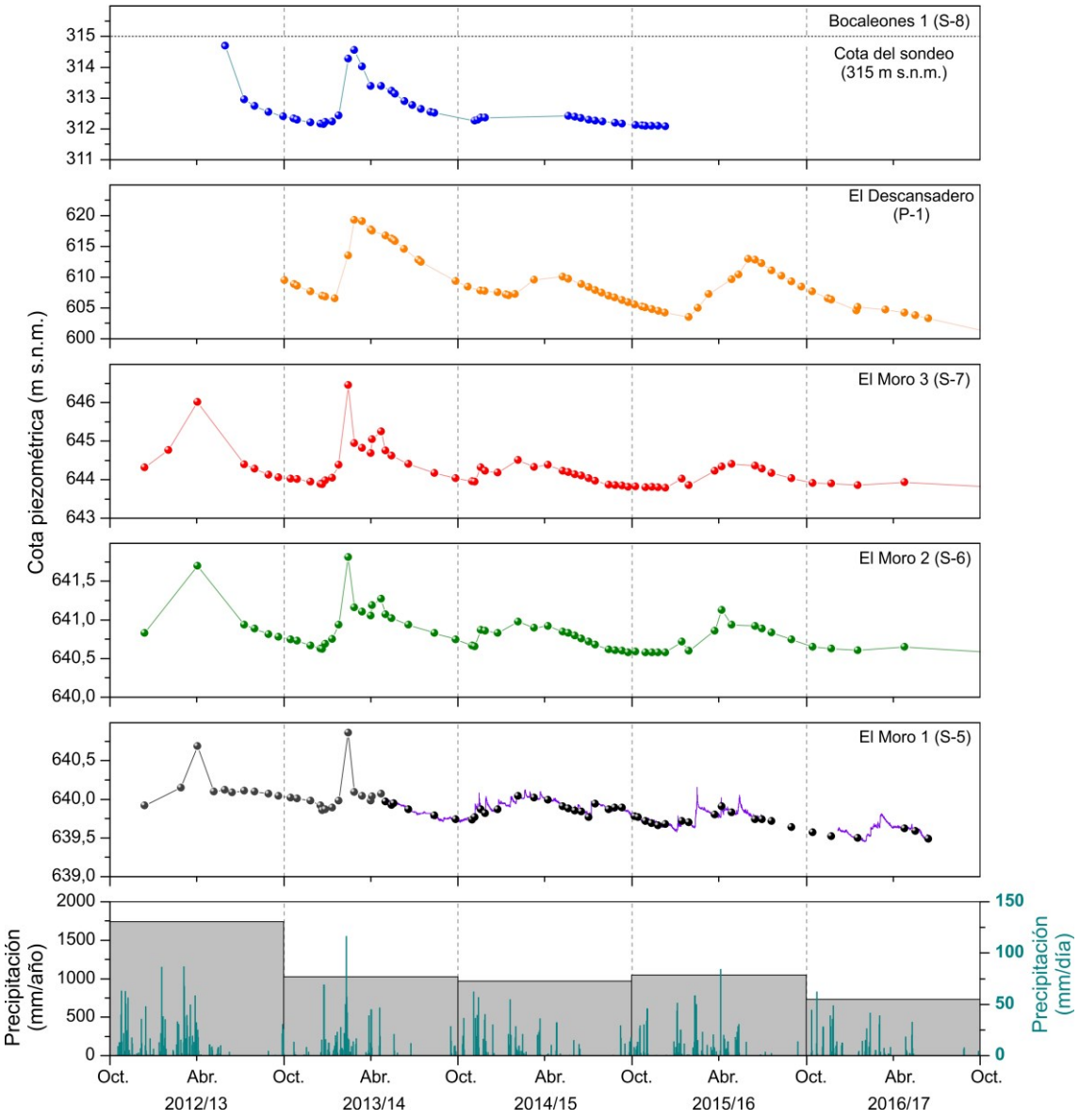


Figura 5.3. Evolución piezométrica en algunos de los sondeos controlados en las sierras de Zafalgar (Bocaleones 1, S-8), sierra del Pinar (El Descansadero, P-1) y sierra del Labradillo (El Moro 1, 2 y 3, S-5, S-6 y S-7)

La evolución piezométrica en el sondeo de El Descansadero (P-1) presenta un episodio de ascenso de nivel piezométrico (de hasta 15 m) cada año hidrológico, cuya magnitud es proporcional a la precipitación registrada (Fig. 5.3). Los ascensos en el nivel piezométrico

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

presentan cierto desfase con respecto a las lluvias y se producen de forma progresiva, varios meses después del inicio de las precipitaciones. Tras el cese de éstas se produce un descenso del nivel de forma amortiguada (Fig. 5.3). Dicho comportamiento sugeriría que el sector del acuífero sobre el que se emplaza esta perforación es un medio karstificado, aunque con cierta capacidad para amortiguar y homogeneizar la recarga procedente de la lluvia.

Los sondeos de El Moro 1, 2 y 3 (S-5, S-6 y S-7) se perforaron en las inmediaciones del manantial de El Moro (M-16) con el propósito de aumentar la capacidad de suministro de agua a la localidad de Prado del Rey, cuyo abastecimiento depende de la descarga natural de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). La columna de los sondeos está formada por margas y margocalizas del Jurásico Medio, situadas bajo la superficie de cabalgamiento de la base de la sierra del Labradillo (véanse los mapas geológico e hidrogeológico adjuntos, así como el corte geológico 4-4´). Las variaciones en los niveles piezométricos frente a las precipitaciones son rápidas (Fig. 5.3) aunque de pequeña magnitud (< 2 m) y muy parecidas a la evolución del caudal de descarga del manantial de El Moro (M-16).

5.4. HIDRODINÁMICA

La descarga de agua subterránea en los macizos carbonáticos del área de estudio tiene lugar fundamentalmente en régimen natural. La extracción de agua por bombeos es poco significativa y está limitada a cubrir las demandas de abastecimiento urbano durante los periodos en los que la descarga producida por los manantiales es insuficiente para tal fin. El control del régimen de descarga de los manantiales se ha realizado mediante aforos de caudal (con periodicidad quincenal-mensual), junto con la instalación de sensores de registro continuo (con periodicidad horaria) en los puntos de descarga de mayor caudal medio (Tab. 5.3).

Los manantiales de Esparragosilla y Aguafría (M-4 y M-5) han sido aforados de forma conjunta en la confluencia de ambas surgencias, debido a que las condiciones de accesibilidad impiden el aforo de forma individual. Del mismo modo, el caudal de descarga de los manantiales de Benamahoma y TP Cachones (M-12 y M-13) ha sido determinado conjuntamente, dada su proximidad.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q mín.	Q máx/	
Denominación	**Referencia**	**Puntual**	*Automático*	**punt. /** *autom.*		**(l/s)**		**Q mín.**	**cv (%)**
Cornicabra	M-1	**05/12/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**58** / *43824*	2623	299	22	119	139
Algarrobal	M-2	**05/12/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**62** / *43824*	2694	131	28	96	241
TP Garciago	M-3	**17/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**34** / *43824*	10039	220	0	---	493
Esparragosilla + Aguafría	M-4 + M-5	**14/12/2012-19/12/2017**	---	**73**	447	53	7,3	61	126
Gorito	M-6	**05/12/2012-28/09/2017**	---	**88**	147	28	9,6	15	73
Quejigo	M-7	**27/11/2012-16/09/2017**	---	**105**	105	16	0	---	120
Vihuelo	M-8	**27/11/2012-26/09/2017**	---	**99**	212	19	11	19	107
Máquina	M-9	**27/11/2012-26/09/2017**	---	**95**	192	11	0,1	1920	179
Hondón	M-10	**27/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**75** / *43824*	2910	168	3,7	786	155
Nueve Caños	M-11	**07/11/2012-30/09/2018**	*02/04/2014-30/09/2018*	**61** / *39416*	415	67	0	---	132
Benamahoma + TP Cachones	M-12 + M-13	**27/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**75** / *43824*	7428	597	83	89	166
Arroyomolinos	M-14	**13/12/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**63** / *43824*	1780	106	47	38	107
Bocaleones	M-15	**28/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**71** / *43824*	3943	415	245	16	94
El Moro	M-16	**28/11/2012-30/09/2018**	*02/05/2014-30/09/2018*	**52** / *38695*	222	58	6,3	35	95
Las Cuevas	M-17	**28/11/2012-30/09/2018**	---	**63**	99	4	0	---	136

Tabla 5.3. Caudales aforados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de investigación

El periodo de control foronómico comprende desde noviembre-diciembre de 2012 hasta septiembre de 2018 en la mayoría de los puntos, aunque en los manantiales de Esparragosilla y Aguafría (M-4 + M-5), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) el control finalizó en septiembre de 2017 (Tab. 5.3). El periodo de registro continuo abarca desde octubre de 2013 hasta septiembre de 2018, salvo en los manantiales de Nueve Caños (M-11) y El Moro (M-16), en los que se inició en febrero y mayo de 2014, respectivamente.

Las secciones de aforo correspondientes a los manantiales de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15) están situadas en cauces en los que se produce escorrentía superficial tras los eventos de lluvias abundantes. Los hidrogramas registrados han sido convenientemente analizados para separar la componente de descarga subterránea de la de circulación superficial (véase el apartado 6.1 de esta memoria).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

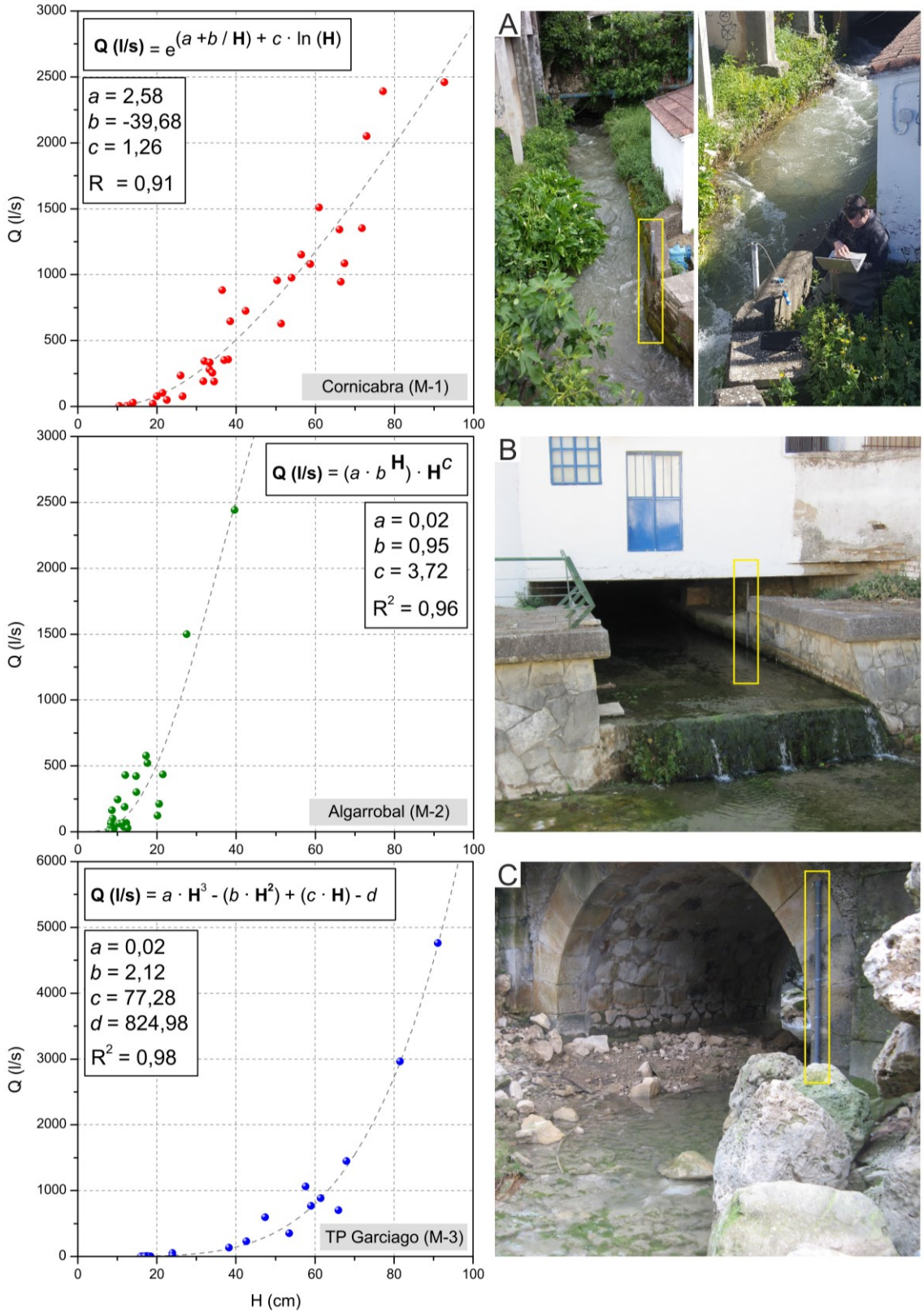


Figura 5.4. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Cornicabra (M-1). (B) Manantial de Algarrobal (M-2). (C) Manantial TP Garciago (M-3)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

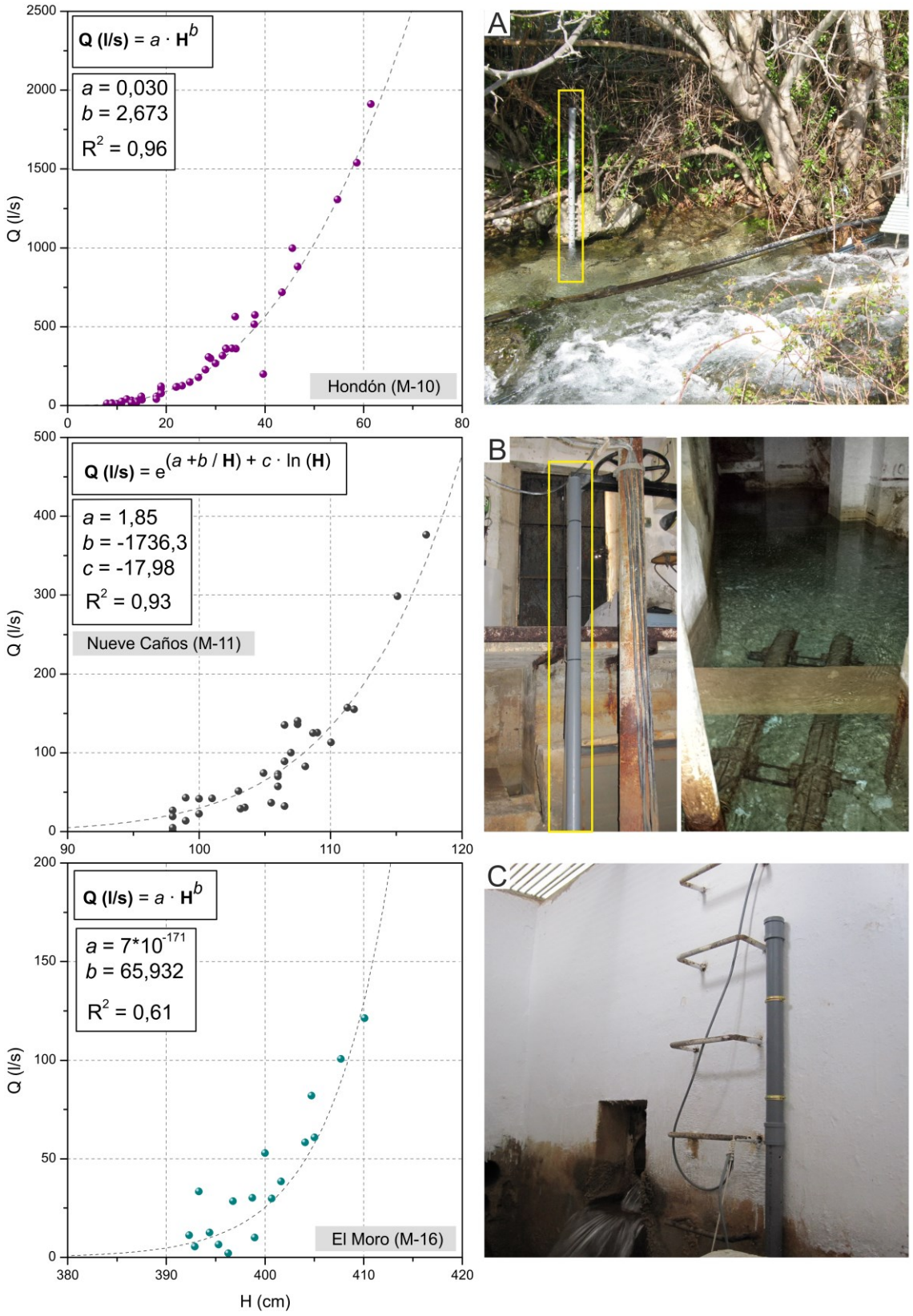


Figura 5.5. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Hondón (M-10). (B) Manantial de Nueve Caños (M-11). (C) Manantial de El Moro (M-16)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

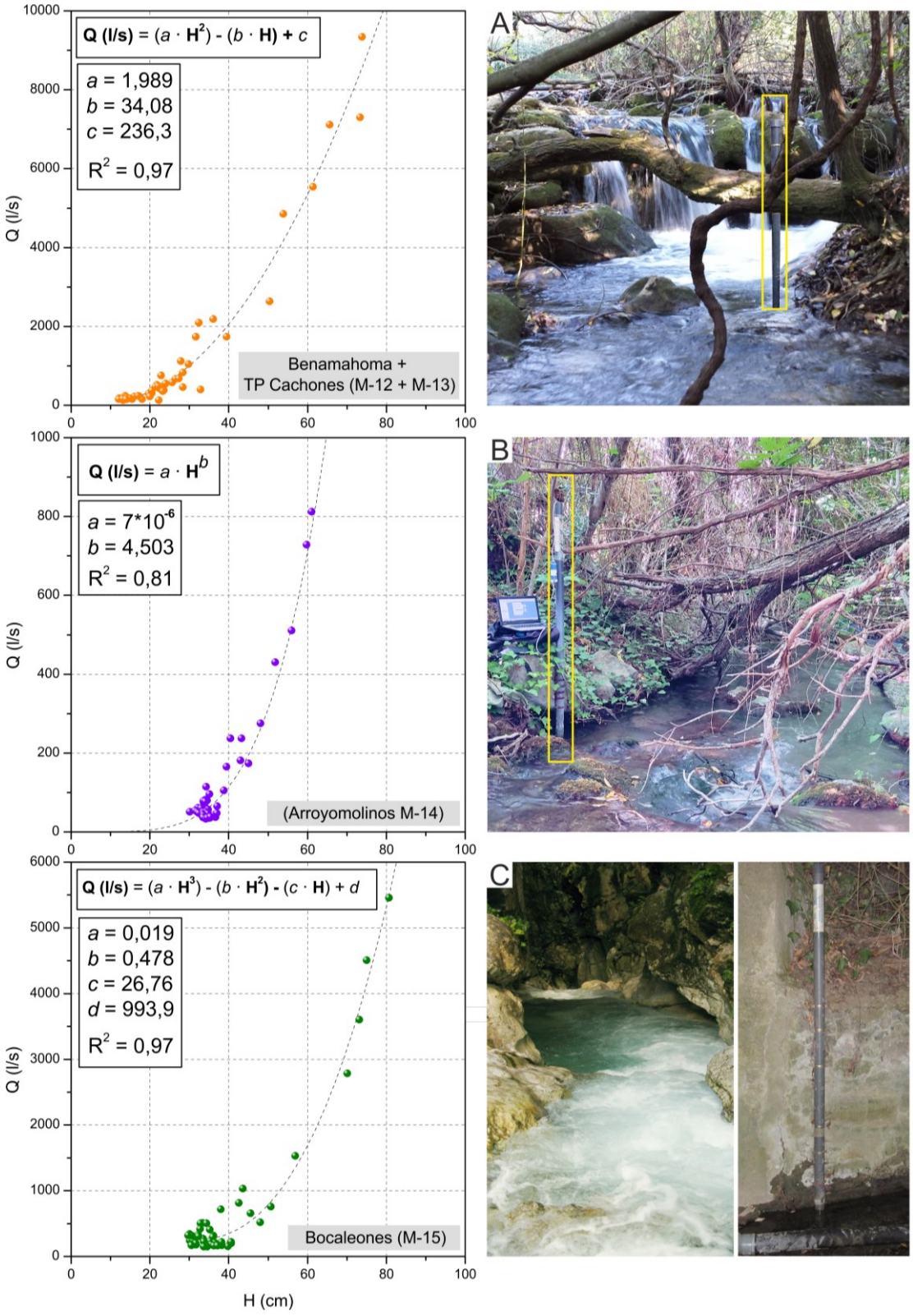


Figura 5.6. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13). (B) Manantial de Arroyomolinos (M-14). (C) Manantial de Bocaleones (M-15).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El control continuo (horario) del caudal de descarga se ha obtenido mediante la instalación de sensores de altura de la lámina de agua y su posterior calibración con los datos procedentes de aforos directos, para obtener la ecuación (curva de gastos) que relaciona la altura de la lámina de agua (calado) con el caudal circulante en una sección determinada. Las figuras 5.4, 5.5 y 5.6 muestran las ecuaciones obtenidas y sus parámetros más relevantes en los manantiales que han sido equipados con sensores de registro continuo.

Las ecuaciones calculadas en cada una de las secciones de aforo han sido aplicadas al registro limnimétrico para obtener los hidrogramas de descarga de los manantiales. La morfología de la curva de gastos de cada surgencia está relacionada con las características geométricas de la sección en la que ha sido calculada. En términos generales todas las ecuaciones muestran un aumento de caudal en mayor proporción de lo que lo hace la altura de la lámina de agua (Figs. 5.4, 5.5 y 5.6). Los hidrogramas de los manantiales que constituyen la red de control se representan en las figuras 5.7, 5.8 y 5.9. Todas las surgencias controladas responden a los eventos de lluvia con aumentos rápidos de caudal de distinta magnitud (desde decenas de l/s en el manantial de Las Cuevas (M-17) hasta decenas de miles de l/s en el manantial TP Garciago (M-3).

Los hidrogramas de los manantiales relacionados con el drenaje de las sierras de la Silla y Albarracín muestran crecidas puntiagudas, relacionadas con los eventos de precipitación más intensos, seguidas de decrecidas progresivas. Estos manantiales llegan a tener caudales máximos del orden de centenares de l/s en situaciones de aguas altas y solamente muestran una crecida principal por año hidrológico, cuya magnitud está relacionada con la cantidad de precipitación acumulada previamente.

Los mayores caudales de descarga han sido registrados durante el año hidrológico 2012/13 (el más húmedo del periodo de control), mientras que en los años sucesivos (más secos) los caudales máximos de las crecidas han sido inferiores (Fig. 5.7).

Los manantiales relacionados con el drenaje de las sierras de Ubrique y el Dornajo-Sierra Alta aumentan rápidamente su caudal en respuesta a la lluvia y presentan decrecidas también rápidas (Fig. 5.8), con grandes diferencias entre los caudales máximos y mínimos (Tab. 5.3). El manantial de Nueve Caños (M-11) llega a tener caudales máximos del orden de centenares de l/s, mientras que la descarga en TP Garciago (M-3) puede alcanzar un caudal de descarga superior a 10000 l/s en respuesta a los eventos de lluvia más intensos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los hidrogramas muestran que cada evento de lluvia significativo provoca una respuesta brusca en el caudal de los manantiales.

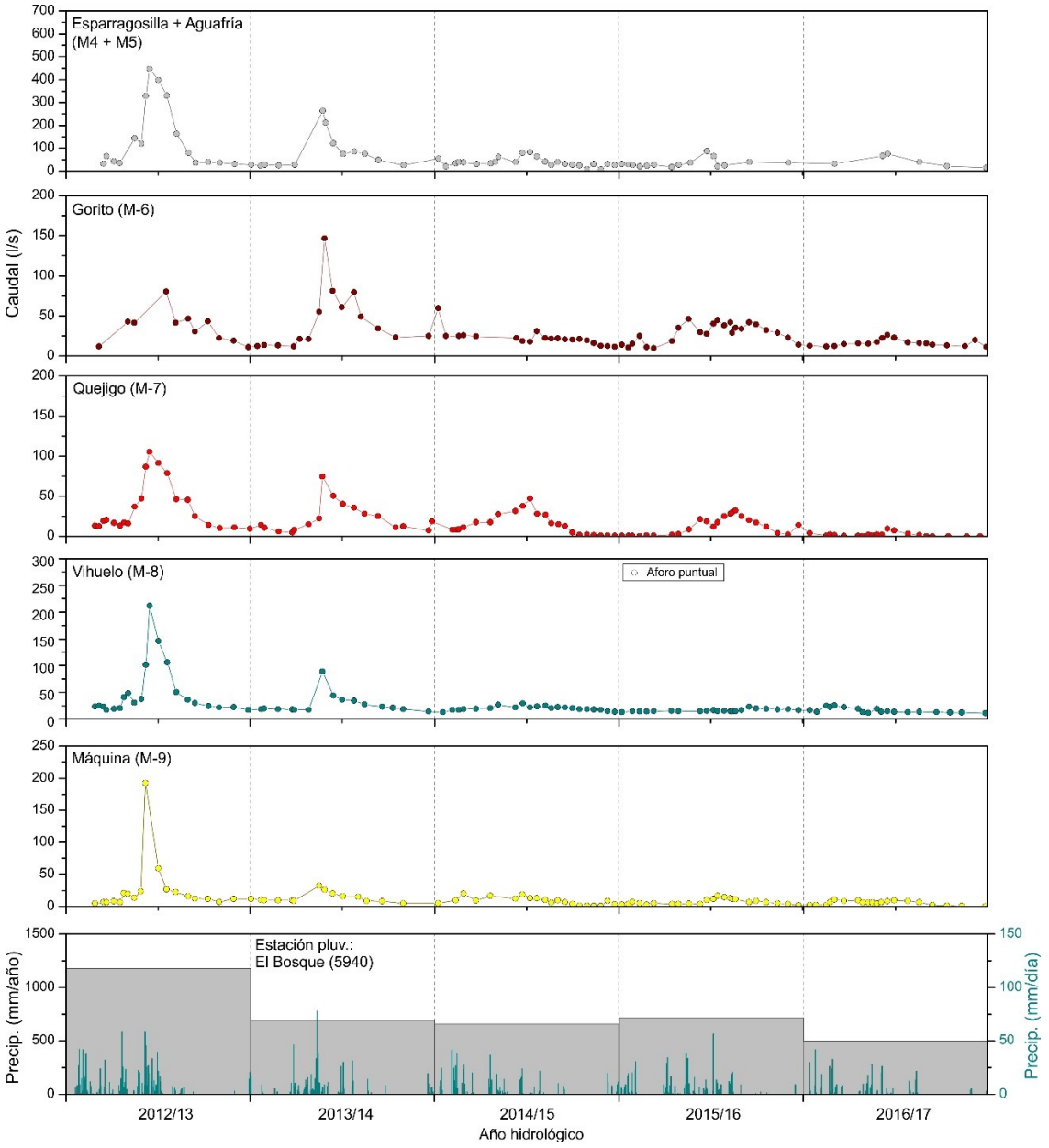


Figura 5.7. Hidrogramas de los manantiales relacionados con la descarga de agua subterránea en las sierras de la Silla y Albarracín durante el periodo (2012/13 – 2016/17). El registro pluviométrico corresponde a la estación pluviométrica de El Bosque (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)

Los hidrogramas de los manantiales relacionados con la descarga de las sierras de Pinar-Monteprieto y Zafalgar-Labradillo están recogidos en la figura 5.9. La magnitud de las crecidas de los manantiales es muy variable, desde caudales máximos del orden de decenas de l/s medidos en el manantial de Las Cuevas (M-17), hasta varios miles de l/s registrados

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

en los manantiales de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13). En los manantiales de El Moro y Las Cuevas, el caudal de descarga se midió de forma conjunta durante los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14 y de forma individual para el resto del periodo de control (Fig. 5.9). Los hidrogramas muestran picos de crecida puntiagudos en respuesta a los eventos de lluvia más intensos, seguidos de decrecidas amortiguadas tras el término de las precipitaciones. Los caudales máximos, mínimos y medios alcanzados por estas surgencias están recogidos en la tabla 5.3.

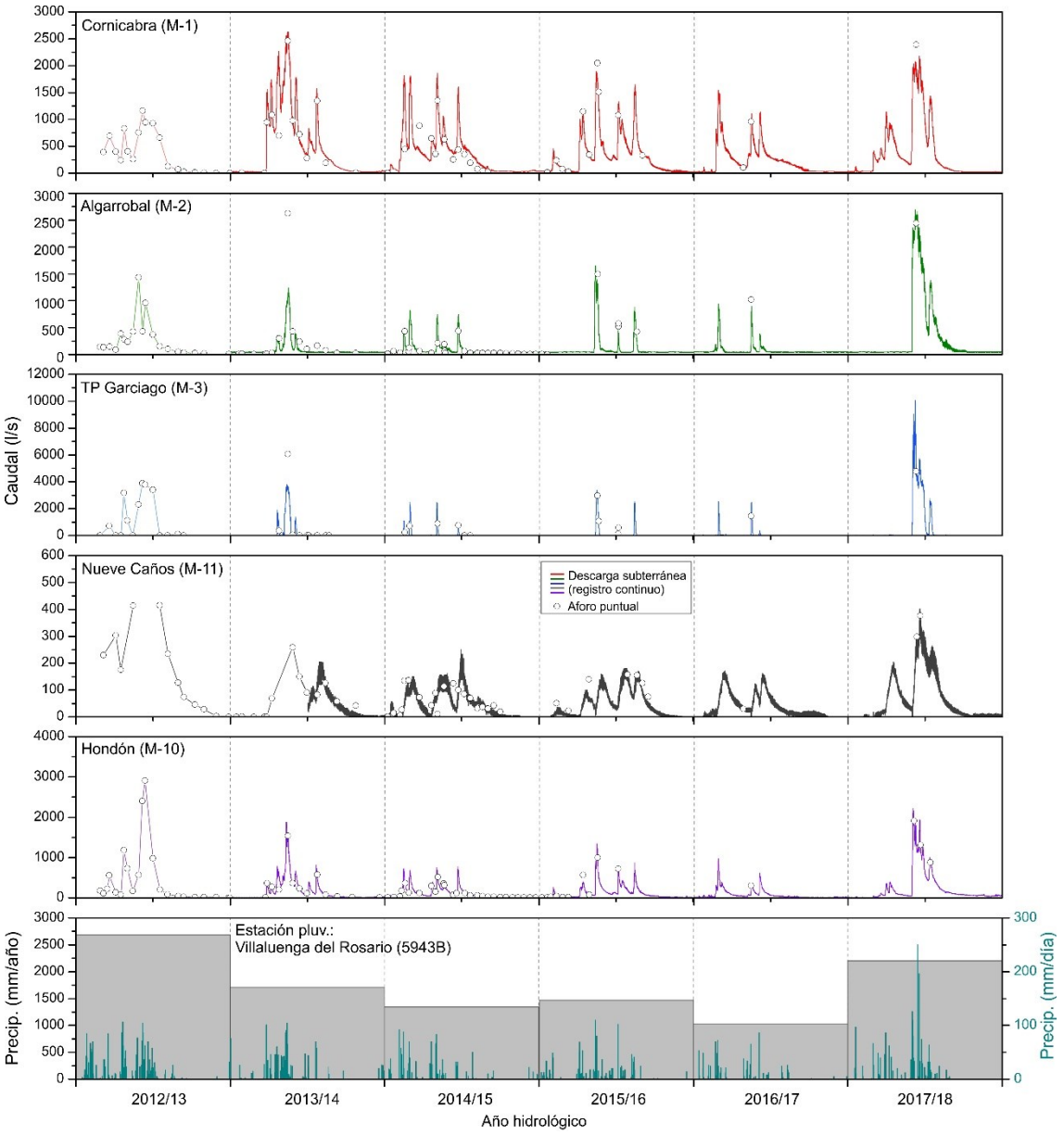


Figura 5.8. Hidrogramas de los manantiales relacionados con el drenaje de agua subterránea en las sierras de Ubrique y Dornajo-Sierra Alta, durante el periodo (2012/13 – 2017/18). El registro pluviométrico corresponde a la estación de Villaluenga del Rosario (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

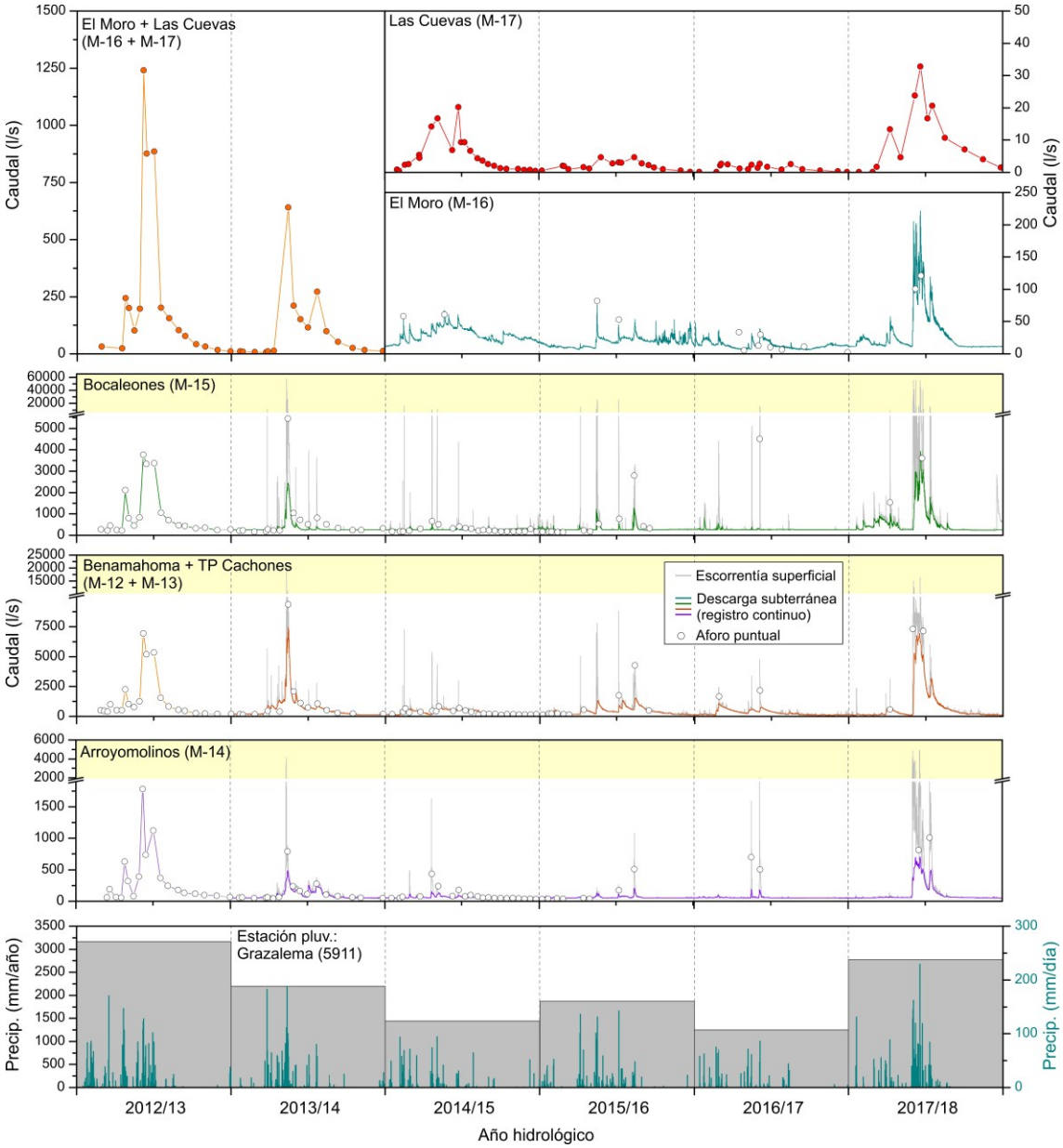


Figura 5.9. Hidrogramas de los manantiales relacionados con el drenaje de agua subterránea en las sierras de Zafalgar-Labradillo y Pinar-Monteprieto, durante el periodo (2012/13 – 2017/18). El registro pluviométrico corresponde a la estación pluviométrica de Grazalema (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)

A partir de la morfología de los hidrogramas de los manantiales de la red de control se pueden establecer diferencias en el desarrollo de la red de drenaje kárstica de los macizos estudiados. Así, el comportamiento hidrodinámico de los manantiales de las sierras de Ubrique y Dornajo-Sierra Alta (Subbético Interno) es indicativo de una red de drenaje subterráneo de gran desarrollo, que transmite rápidamente el agua procedente de las lluvias hasta los manantiales y posee una escasa capacidad de regulación natural.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los hidrogramas de las sierras de Pinar-Monteprieto y Zafalgar Labradillo (Subbético Medio) evidencian la existencia de una red de drenaje bien desarrollada, en la que el agua de las precipitaciones es rápidamente transmitida a los puntos de descarga, aunque con cierta capacidad de atenuación. En los manantiales que drenan las sierras de la Silla y Albarracín, las respuestas hidrodinámicas de escasa magnitud y más atenuadas, posiblemente debido a la circulación del agua por medios carbonáticos de menor permeabilidad, indican un desarrollo moderado de la red de drenaje kárstica.

5.5. HIDROTERMIA

La temperatura del agua drenada por los manantiales proporciona una valiosa información acerca del funcionamiento de los mecanismos de transferencia de calor que se producen en los acuíferos (Malard y Chapuis, 1995; Martin y Dean, 1999), por lo que dicho parámetro se puede utilizar como marcador de los procesos hidrogeológicos en los acuíferos kársticos (Brick *et al*, 2004, Liñán, 2009; Covington *et al*., 2011; Barberá, 2014; De la Torre, 2020).

La temperatura del agua de los manantiales de la red de control (Tab. 5.4) presenta unos valores medios comprendidos entre 13,1 ºC (TP Cachones, M-13) y 17,3 ºC (Máquina, M-9). Los valores máximos de amplitud térmica y coeficiente de variación (4,5 ºC y 5,7%, respectivamente) han sido registrados en TP Garciago (M-3) y los valores mínimos (0,4 ºC y 0,5 %) en el manantial de Máquina (M-9). En los manantiales en los que se dispone de registro continuo de la temperatura del agua, los valores de amplitud térmica y coeficiente de variación de la temperatura son inferiores a los obtenidos si solamente se consideran las mediciones puntuales (Tab. 5.4). Esto puede estar motivado por la diferente duración del registro de los equipos automáticos respecto al periodo durante el que se realizaron las medidas puntuales.

Las aguas de las surgencias de las sierras de la Silla y Albarracín, así como las drenadas por los manantiales de Cornicabra (M-1), Hondón (M-10), Nueve Caños (M-11), Bocaleones (M-15) y Las Cuevas (M-17) muestran la menor variabilidad térmica del conjunto de manantiales considerados en esta investigación, con valores de amplitud térmica inferiores a 0,9 ºC y coeficientes de variación por debajo del 1% (Tab. 5.4).

En las aguas drenadas por los manantiales de TP Garciago (M-3), Algarrobal (M-2), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y El Moro (M-16) han sido determinados los valores más elevados de amplitud térmica (desde 1 hasta 4,5 ºC) y coeficiente de variación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de la temperatura, desde el 1,7 % en las aguas del manantial de Benamahoma (M-12) hasta el 5,7 % en las aguas drenadas por TP Garciago (M-3).

Denominación	Referencia Tesis	Altitud (m s.n.m.)	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	T máx. (ºC)	T med. (ºC)	T mín. (ºC)	Amplitud (ºC)	cv (%)
Sierra de Ubrique										
Cornicabra	**M-1**	345	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	180	14,6	14,4	14,1	0,5	0,6
			continuo	*Dic. 2013 - Sep. 2018*	*57988*	*14,7*	*14,4*	*13,9*	*0,8*	*0,5*
Algarrobal	**M-2**	317	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	134	15,7	14,9	14,2	1,5	2,1
			continuo	*Sep. 2017 - Sep. 2018*	*4885*	*15,4*	*14,8*	*14,4*	*1,0*	*1,1*
TP Garciago	**M-3**	422	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	45	16,7	14,6	12,2	*4,5*	5,7
TP Cornicabra 4	M-21	496	puntual	Feb. 2016 - Mar. 2016	9	14,2	13,7	12,9	*1,3*	4,1
Aguas Nuevas	M-77	717	puntual	May. 2016 - Oct. 2016	7	15,6	15,1	14,5	*1,1*	2,6
Sierra del Endrinal										
Inversac de la Olla	I-1	804	puntual	Mar. 2018	6	14,3	13,5	11,9	*2,4*	7,2
Sierra de La Silla										
Esparragosilla	**M-4**	291	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	94	18,1	17,5	17,2	*0,9*	0,8
Aguafría	**M-5**	282	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	87	15,9	15,5	15,1	*0,8*	1,0
Sierra de Albarracín										
Gorito	**M-6**	494	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	106	14,3	14,1	13,8	*0,5*	0,7
Quejigo	**M-7**	313	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	109	17,6	17,1	16,5	*1,1*	1,0
Vihuelo	**M-8**	295	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	109	17,7	17,5	17,1	*0,6*	0,7
Máquina	**M-9**	344	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	94	17,7	17,6	17,3	*0,4*	0,5
Sierras Alta y del Dornajo										
Hondón	**M-10**	427	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	141	14,9	14,4	14,0	0,9	1,0
			continuo	*Feb. 2014 - Sep. 2018*	*31155*	*14,8*	*14,4*	*14,2*	*0,6*	*0,6*
Nueve Caños	**M-11**	342	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	138	15,1	14,9	14,6	0,5	0,6
Sierras del Pinar y Monteprieto										
Benamahoma	**M-12**	453	puntual	Nov. 2012 - Mar. 2018	133	14,1	13,7	13,1	1,0	1,7
			continuo	*Ene. 2014 - Mar. 2017*	*31155*	*14*	*13,7*	*13,2*	*0,8*	*1,6*
TP Cachones	**M-13**	495	puntual	Nov. 2012 - Mar. 2017	60	13,8	13,1	11,9	1,9	3,2
Arroyomolinos	**M-14**	384	puntual	Dic. 2012 - Mar. 2018	110	15,0	14,6	13,9	1,1	1,6
			continuo	*Nov. 2014 - Sep. 2018*	*29727*	*15,2*	*14,8*	*14,2*	*1,0*	*1,0*
Sierras de Zafalgar y Labradillo										
Bocaleones	**M-15**	329	puntual	Nov. 2012 - Feb. 2018	111	14,9	14,7	14,4	0,5	0,7
El Moro	**M-16**	637	puntual	Nov. 2012 - Feb. 2018	97	15,1	14,0	13,4	1,7	2,3
Las Cuevas	**M-17**	626	puntual	Nov. 2012 - Dic. 2017	94	14,9	14,6	14,3	0,6	0,9

Tabla 5.4. Valores de temperatura y parámetros estadísticos del agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. En negrita aparecen los manantiales que forman parte de la red de control

En términos generales existe una correlación inversamente proporcional entre la temperatura media del agua drenada por los manantiales y su altitud de surgencia, de modo que los manantiales situados a menor cota drenan agua con mayor temperatura media (Fig. 5.10). Si se consideran todas las surgencias, el gradiente termométrico es de -1,60 ºC/100 m, aunque la correlación obtenida es baja (R^2 = 0,31), que corresponde aproximadamente

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

a un tercio del gradiente de la temperatura del aire (-0,57 ºC/100 m) durante el periodo de investigación (véase el apartado 3.5 de la presente memoria). No obstante, el valor obtenido (-1,60 ºC/100 m) es similar a los gradientes térmicos del agua subterránea calculados en zonas cercanas al área de estudio: -1,5 ºC/100 m, según Liñán, 2003 en la parte occidental de la sierra de las Nieves y -1,2 ºC/100 m, según Barberá, 2014 en la Serranía de Ronda.

Si se excluyen, por una parte, los datos del *Inversac* de la Olla (I-1) y el manantial de Aguas Nuevas (M-77), cuyos valores de temperatura media pueden no ser representativos debido al escaso número de medidas (véase la tabla 5.4) y, por otra, los que presentan mayor dispersión en la figura 5.10, concretamente los manantiales de Quejigo, Vihuelo y Máquina (sierra de Albarracín), Esparragosilla (sierra de la Silla) y los manantiales del Moro y Las Cuevas (sierra del Labradillo), se obtiene un gradiente térmico de -0,97 ºC/100 m con un coeficiente de correlación bastante significativo (R^2 = 0,78). Este gradiente representa aproximadamente la mitad del gradiente de la temperatura del aire en el área de estudio y es similar al calculado por De la Torre (2020) en la cercana sierra de Jarastepar (-0,7 ºC/100 m).

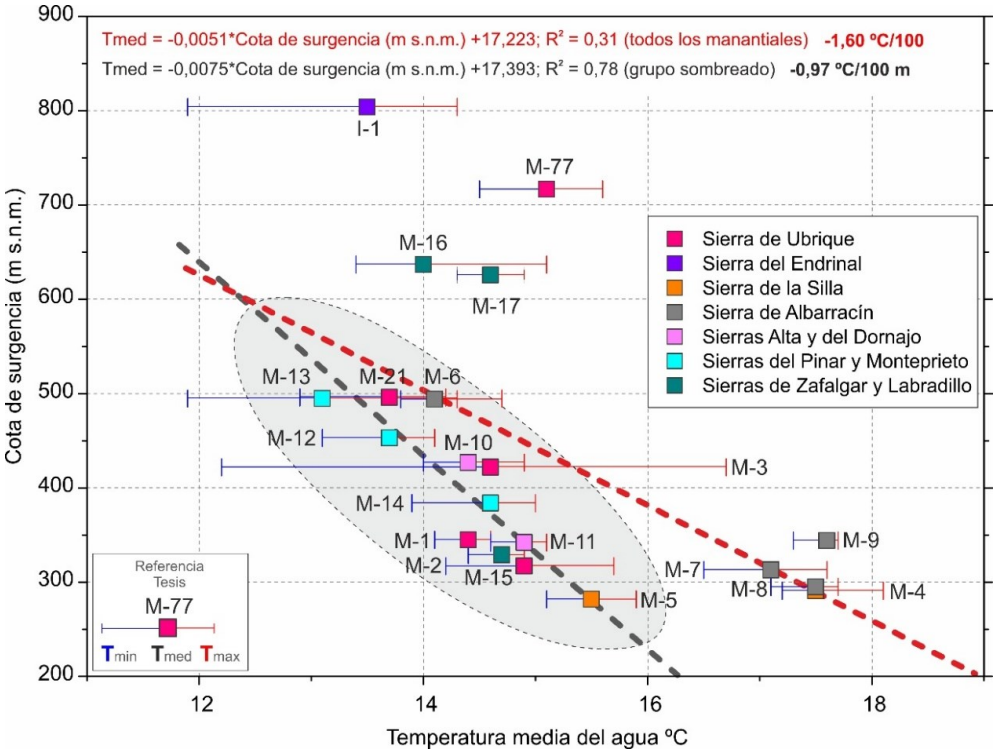


Figura 5.10. Relación entre la temperatura media del agua (ºC) y la cota de surgencia (m s.n.m.) en los manantiales del área de estudio

Las evoluciones de la temperatura del agua en los manantiales de la red de control (Fig. 5.11) muestran una gran diversidad. En las surgencias de la sierra de Ubrique

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(Cornicabra, Algarrobal y TP Garciago) las mayores variaciones de temperatura se producen en respuesta a los eventos de precipitación. En el manantial de Cornicabra se observan descensos bruscos en la temperatura del agua (en respuesta a las precipitaciones), mientras que en los manantiales de Algarrobal y TP Garciago se registran aumentos súbitos probablemente debidos a la movilización del agua almacenada en el acuífero, como respuesta a las episodios pluviométricos de mayor magnitud (Fig. 5.11).

En los puntos de descarga de las sierras de la Silla y Albarracín la evolución de la temperatura del agua denota una cierta estacionalidad en sus valores, semejante a la sinusoide definida por la temperatura del aire (Fig. 5.11). Las temperaturas más bajas se registran desde el final del otoño hasta el principio de la primavera y coinciden con los periodos en los que se producen la mayoría de las precipitaciones. Durante los meses de verano y hasta el inicio del otoño se miden los valores más elevados de la temperatura del agua Fig. 5.11). Las variaciones más notables se han medido en las surgencias de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7), que muestran descensos de hasta 1 ºC en la temperatura de sus aguas en relación con los eventos de lluvia más intensos.

Las aguas drenadas por los manantiales de las sierras Alta y del Dornajo (Hondón y Nueve Caños) muestran valores de amplitud térmica de 0,9 y 0,5 ºC, con coeficientes de variación de 1,0 y 0,6 %, respectivamente. Hondón (M-10) presenta un patrón estacional con valores más elevados durante los meses de verano y más bajos durante los periodos de lluvias. Este patrón se ve interrumpido por aumentos súbitos de temperatura del agua en respuesta a los eventos de precipitación más intensos, precedidos y seguidos por disminuciones también rápidas. Durante los meses de verano, se produce un aumento progresivo en la temperatura del agua drenada por la surgencia. En el manantial de Nueve caños las variaciones son de escasa magnitud y presenta una suave evolución sinusoidal anual en la que no se aprecian interferencias significativas como consecuencia de las precipitaciones (Fig. 5.11).

Los manantiales de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15) se caracterizan por valores de temperatura del agua más bajos durante los periodos en los que tienen lugar las precipitaciones (desde finales del otoño hasta el inicio de la primavera). Los descensos de temperatura se acentúan en relación con los eventos de lluvia más intensos, probablemente motivados por la llegada de agua de reciente infiltración (con una temperatura más baja) a los puntos de descarga (Fig. 5.11).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

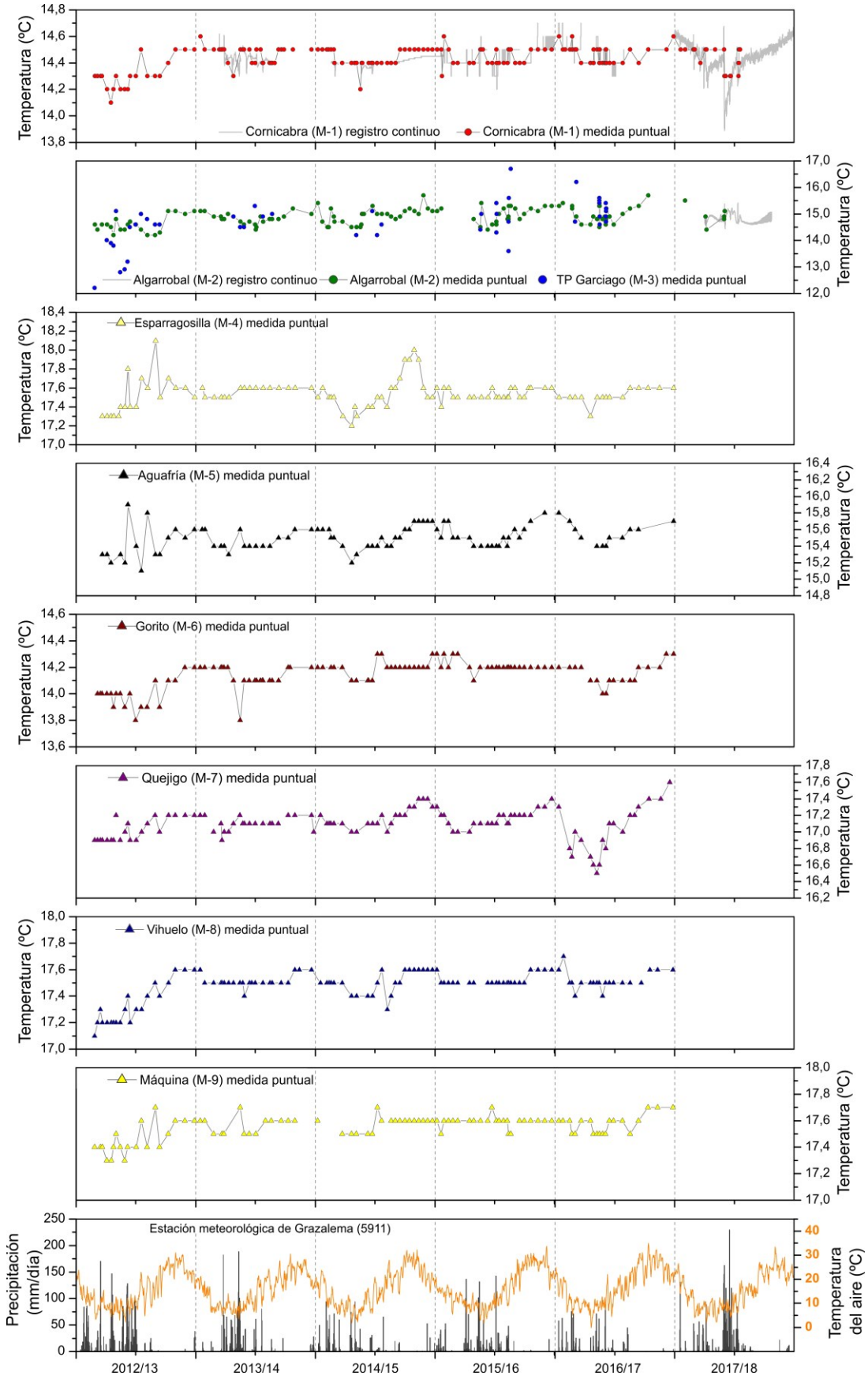
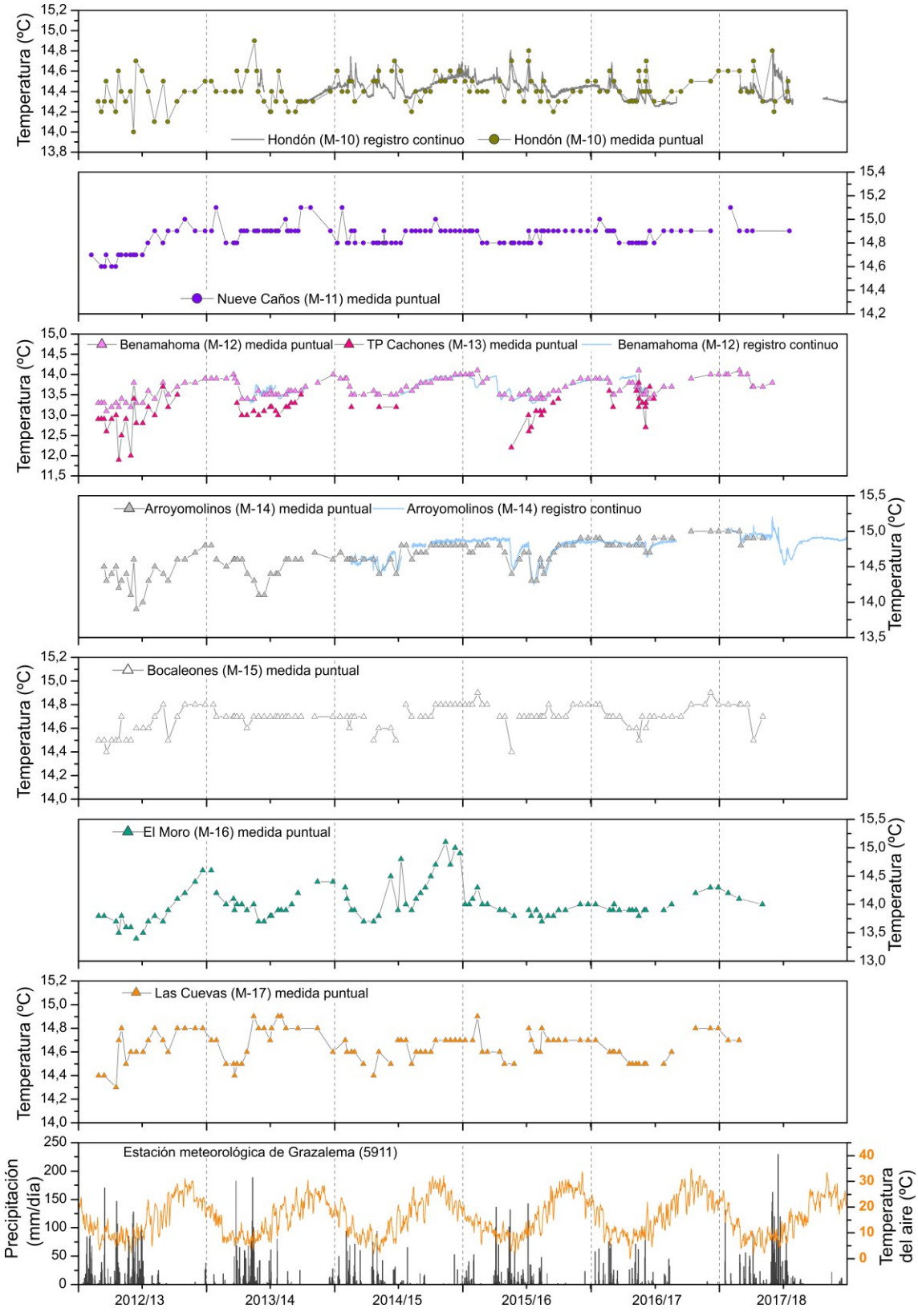


Figura 5.11. Evolución temporal de la temperatura del agua drenada por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



Continuación de la figura 5.11

Las aguas de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) muestran un patrón estacional, con un aumento progresivo en sus valores de temperatura durante el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

periodo de aguas bajas (meses de verano e inicio del otoño) que se ve interrumpido con el inicio de las lluvias, cuando se alcanzan los valores de temperatura más bajos (Fig. 5.11).

5.6. HIDROQUÍMICA

El estudio de la composición química del agua drenada por los manantiales tiene como objetivo caracterizar el flujo subterráneo y el funcionamiento del acuífero a partir de las relaciones existentes entre la composición química, los procesos de recarga, la geología y mineralogía del acuífero y los tiempos de tránsito y residencia (Bakalowicz, 1977, 1979; Mudry, 1987; Morales, 1991; Hunkeler y Mudry, 2007).

En la investigación hidrogeológica en medios kársticos, los métodos hidroquímicos, junto con los hidrodinámicos, constituyen las técnicas de investigación fundamentales para establecer y caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de este tipo de acuíferos. No obstante, ambas metodologías han de ser complementadas con otros métodos de estudio, como los isotópicos e hidrotérmicos, puesto que las interpretaciones realizadas a partir de un solo criterio pueden no ser concluyentes y tienen ciertas limitaciones en su aplicabilidad (Hunkeler y Mudry, 2007; De la Torre, 2020).

La variabilidad que presentan los acuíferos kársticos en su funcionamiento, tanto en su dimensión espacial como temporal, motiva la aplicación de estrategias de muestreo adaptadas a los cambios que tienen lugar en la composición química de las aguas como respuesta a los procesos de recarga y a los cambios en el régimen hidrodinámico (Bakalowicz, 1977; Blavoux y Mudry, 1989). En este sentido, durante el periodo de investigación de la presente tesis doctoral, se ha llevado a cabo un control hidroquímico con periodicidad media quincenal, que se ha reducido a diaria (e incluso horaria) durante las crecidas y se ha dilatado a mensual durante los periodos de estiaje, en los principales manantiales del área de estudio.

5.6.1. Conductividad eléctrica

La tabla 5.5 recoge los valores máximos, medios y mínimos de la conductividad eléctrica (CE) medidos en el agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. Este parámetro informa sobre el grado de mineralización del agua y su variabilidad temporal permite caracterizar el tipo de flujo (Bakalowicz, 1977; Mudry; 1987; Liñán, 2009; Mudarra; 2012). En general, una mayor variabilidad en los valores de CE del agua suele ser característica de un elevado desarrollo de la karstificación, mientras que las variaciones de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

escasa magnitud indican la existencia de flujos por medios donde la karstificación está poco desarrollada o bien tienen lugar procesos de homogenización de los flujos subterráneos.

Denominación	Referencia Tesis	Altitud (m s.n.m.)	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	CE máx. (µS/cm)	CE med. (µS/cm)	CE mín. (µS/cm)	cv (%)
Sierra de Ubrique									
Cornicabra	**M-1**	345	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	233	289	264	216	5,0
			continuo	*Dic. 2013 - Sep. 2018*	*57988*	*319*	*270*	*196*	*4,1*
Algarrobal	**M-2**	317	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	288	371	303	225	7,7
			continuo	*Sep. 2017 - Sep. 2018*	*4885*	*416*	*287*	*253*	*5,7*
TP Garciago	**M-3**	422	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	56	401	330	276	8,4
TP Cornicabra 4	M-21	496	puntual	Feb. 2016 - Mar. 2016	9	280	263	225	7,4
Aguas Nuevas	M-77	717	puntual	May. 2016 - Oct. 2016	7	216	211	209	1,2
Sierra del Endrinal									
Inversac de la Olla	I-1	804	puntual	Mar. 2018	6	243	221	170	11,9
Sierra de La Silla									
Esparragosilla	**M-4**	291	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	97	2550	2211	2005	5,5
Aguafría	**M-5**	282	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	87	450	402	308	2,5
Sierra de Albarracín									
Gorito	**M-6**	494	puntual	Dic. 2012 - Sep. 2017	107	521	440	324	8,8
Quejigo	**M-7**	313	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	109	764	678	531	6,7
Vihuelo	**M-8**	295	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	108	582	572	560	0,7
Máquina	**M-9**	344	puntual	Nov. 2012 - Sep. 2017	88	611	601	578	1,3
Sierras Alta y del Dornajo									
Hondón	**M-10**	427	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	140	321	294	258	4,4
			continuo	*Feb. 2014 - Sep. 2018*	*36054*	*327*	*295*	*253*	*2,6*
Nueve Caños	**M-11**	342	puntual	Nov. 2012 - Abr. 2018	136	324	313	274	2,5
Sierras del Pinar y Monteprieto									
Benamahoma	**M-12**	453	puntual	Nov. 2012 - Mar. 2018	133	432	394	291	7,4
			continuo	*Ene. 2014 - Mar. 2017*	*54631*	*435*	*407*	*310*	*6,0*
TP Cachones	**M-13**	495	puntual	Nov. 2012 - Mar. 2017	60	414	363	273	7,8
Arroyomolinos	**M-14**	384	puntual	Dic. 2012 - Mar. 2018	110	536	471	379	5,2
			continuo	*Nov. 2014 - Sep. 2018*	*29748*	*650*	*484*	*445*	*2,6*
Sierras de Zafalgar y Labradillo									
Bocaleones	**M-15**	329	puntual	Nov. 2012 - Feb. 2018	113	404	377	325	3,8
El Moro	**M-16**	637	puntual	Nov. 2012 - Feb. 2018	98	475	447	385	2,9
Las Cuevas	**M-17**	626	puntual	Nov. 2012 - Dic. 2017	94	586	505	461	5,6

Tabla 5.5. Valores de conductividad eléctrica y parámetros estadísticos del agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. En negrita aparecen los manantiales que forman parte de la red de control

La mineralización general de las aguas subterráneas de la red de control es relativamente débil (Tab. 5.5). Del conjunto total de medidas realizadas, el 75,3 % presentan valores de conductividad eléctrica iguales o inferiores a 500 µS/cm, el 19,4 % están comprendidos entre 500 y 100 µS/cm y solamente en el 5,2% de las muestras se

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

han medido valores de CE superiores a 1000 μS/cm, estas últimas procedentes del manantial de Esparragosilla (M-4).

Los valores medios de conductividad eléctrica en los manantiales de la red de control varían entre 263 μS/cm (manantial TP Cornicabra 4, M-21) y 2211 μS/cm en las aguas drenadas por el manantial de Esparragosilla (M-4). Los coeficientes de variación (*cv*) más elevados han sido determinados en los manantiales de Gorito (M-6), TP Garciago (M-3), TP Cachones (M-13), Benamahoma (M-12) y Algarrobal (M-2), con valores entre el 7,4 y el 8,8 % (Tab. 5.5), mientras que los manantiales de Aguafría (M-5), Vihuelo (M-8), Máquina (M-9) y Nueve caños (M-11) presentan los valores más bajos (inferiores al 2,5 %). El resto de las surgencias muestran coeficientes de variación intermedios, entre 2,5 y 7,4 %.

Los valores del coeficiente de variación calculados para las series de datos proporcionadas por las medidas puntuales son superiores a los obtenidos a partir de los equipos de registro continuo (Tab. 5.5). La mayor cantidad de medidas puntuales durante los periodos de aguas altas (cuando se producen las variaciones más significativas en la mineralización) puede condicionar la obtención de valores más elevados de este parámetro, respecto a los equipos de registro continuo. Atendiendo al criterio de Shuster y White (1971), los valores del coeficiente de variación $cv > 10$ % son característicos de sistemas de flujo por conductos y $cv < 5$ % son propios de sistemas de flujo difuso. Sin embargo, de acuerdo con Bakalowicz (1977) para una adecuada caracterización del funcionamiento de los sistemas es necesario analizar la evolución temporal de los datos y realizar curvas de frecuencia.

5.6.1.1. Evolución temporal de la conductividad eléctrica

Las variaciones temporales en la conductividad eléctrica (CE) del agua drenada por los manantiales aporta información acerca del funcionamiento hidrogeológico y grado de karstificación funcional de los sistemas acuíferos carbonáticos (Bakalowicz, 1977; Mudry; 1987; Ryan y Meiman, 1996). El análisis de las variaciones a diferentes escalas temporales (estacionales, diarias e incluso horarias) permite hacer estimaciones del tiempo de tránsito del agua desde su infiltración en las superficies de recarga hasta que es detectada en los puntos de drenaje.

La figura 5.12 muestra las evoluciones temporales de la CE del agua de los manantiales de la red de control. El periodo temporal disponible (5 – 6 años hidrológicos) permite comparar las respuestas en diferentes condiciones hidrodinámicas (periodos de estiaje y de crecida).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

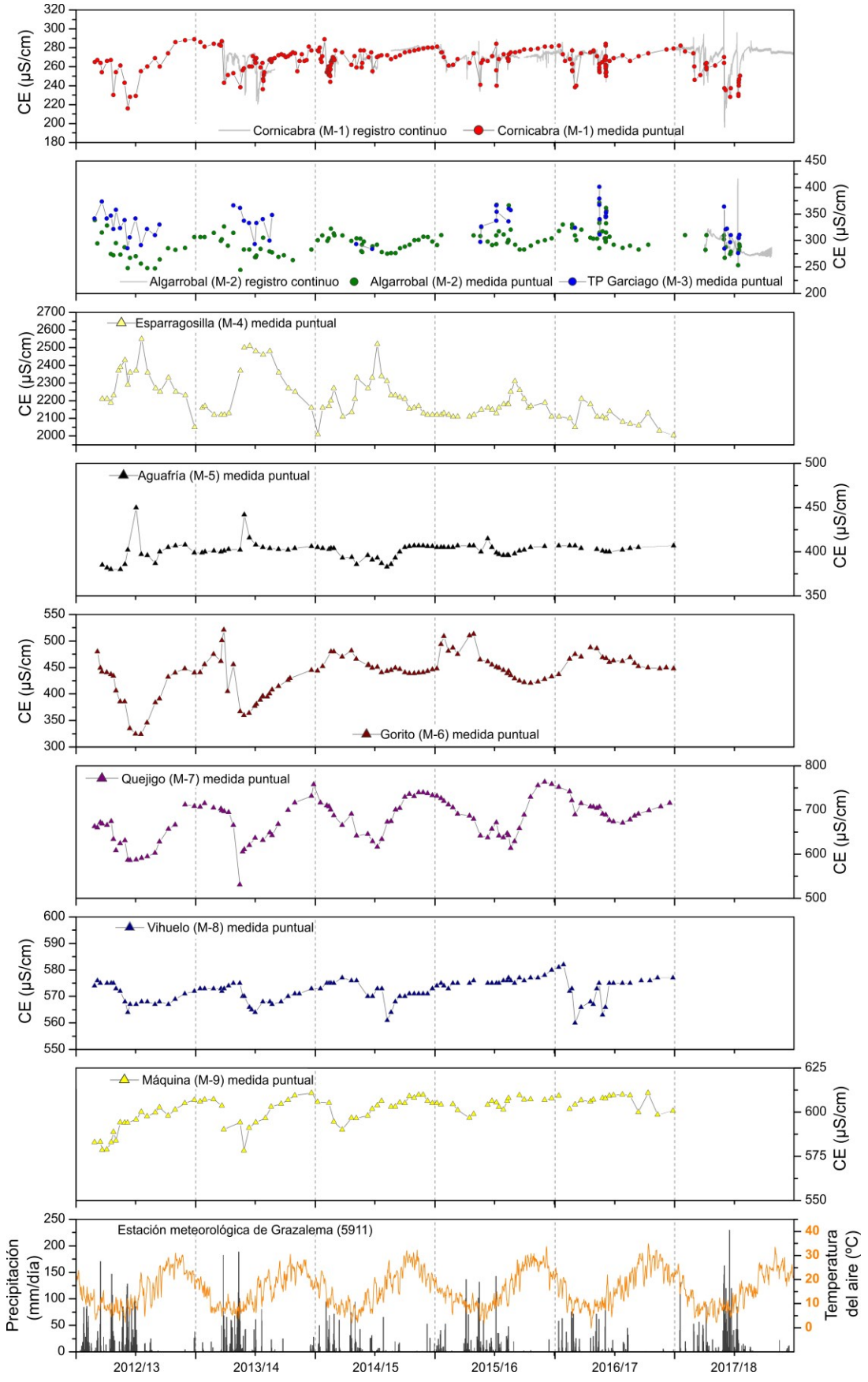
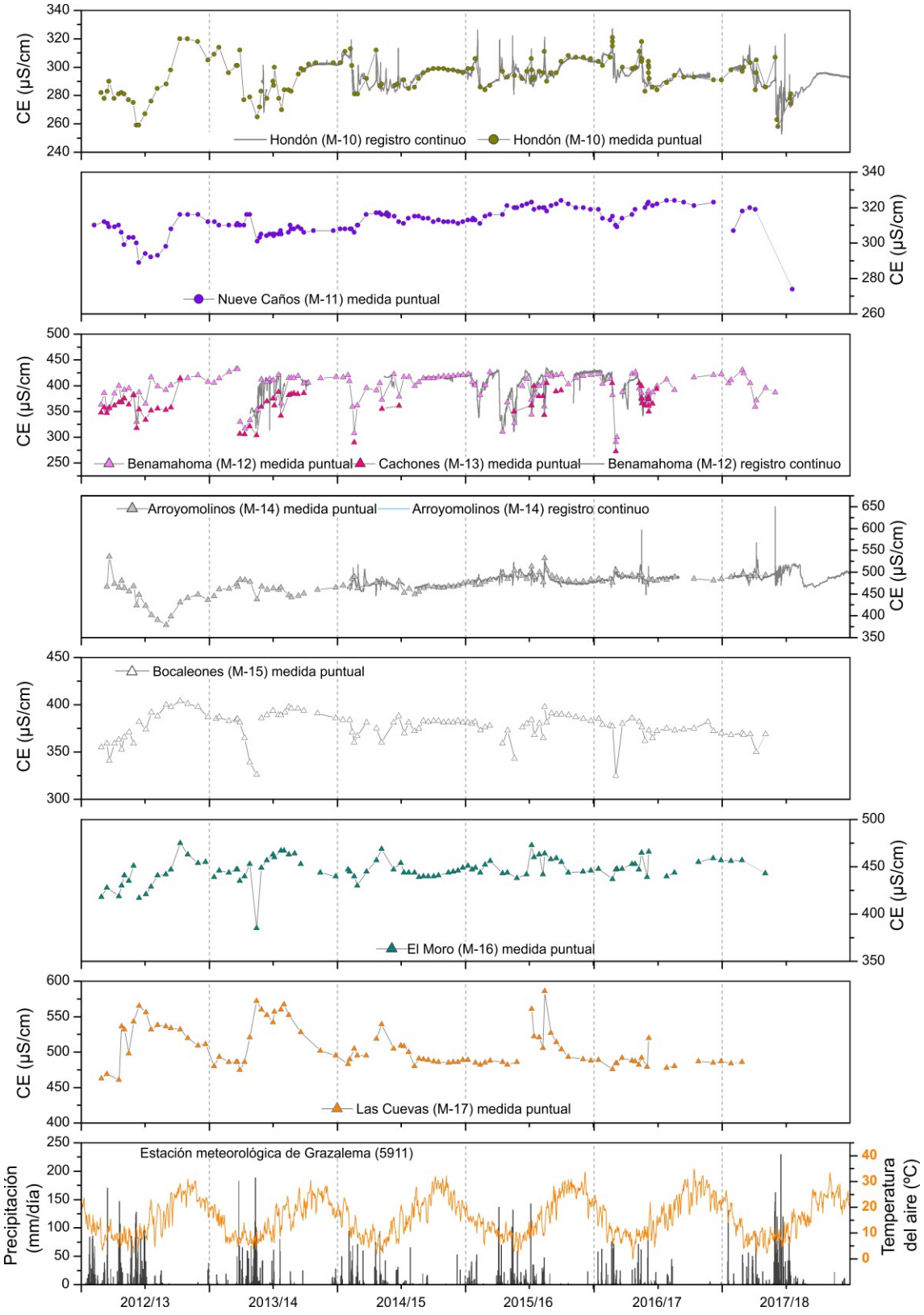


Figura 5.12. Evolución temporal de los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua drenada por las surgencias de la red de control durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



Continuación de la figura 5.12

La evolución temporal de la CE en el manantial de Cornicabra (M-1) muestra un patrón estacional según el cual los valores más bajos son registrados durante los periodos en los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

que se producen las precipitaciones y, tras el cese de éstas, aumenta la mineralización de forma progresiva durante el estiaje. Dicho patrón se ve interrumpido por descensos bruscos y de magnitud significativa (entre 120 y 40 μS/cm) en respuesta a los eventos de lluvia abundante.

Los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) responden con aumentos bruscos de la CE del agua frente a las lluvias más intensas. La evolución temporal de la CE en ambas surgencias es similar (Fig. 5.12), pero la magnitud de los incrementos en la mineralización del agua es superior en TP Garciago (aumentos de hasta 100 μS/cm). No obstante, el registro continuo de la CE en el manantial de Algarrobal durante el año hidrológico 2017/18 ha permitido constatar la ocurrencia de aumentos en la CE de más de 100 μS/cm, de pocas horas de duración (Fig. 5.12), como consecuencia de las precipitaciones más intensas.

En el manantial de Esparragosilla (M-4) las variaciones en la CE del agua siguen un patrón estacional en el que los valores más elevados se producen durante los periodos de aguas altas, con un cierto desfase temporal respecto a los eventos de precipitación que los ocasionan.

La surgencia de Aguafría (M-5) muestra unas variaciones en la CE poco significativas si se comparan con el resto de las surgencias de la red de control (Fig. 5.12). Sin embargo, durante los periodos de lluvias de los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14 se han registrado aumentos acusados en la CE, de hasta 50 μS/cm, en respuesta a episodios de precipitación de gran intensidad.

La evolución temporal de la conductividad eléctrica en el agua drenada por los manantiales de la sierra de Albarracín (Gorito -M-6-, Quejigo -M-7-, Vihuelo -M-8- y Máquina -M-9-) muestra un patrón estacional similar en todas las surgencias. Los valores más bajos de mineralización se alcanzan durante los periodos de lluvias, aunque con cierto desfase temporal (Fig. 5.12), y son seguidos de un aumento en la CE progresivo durante los meses de estiaje. La magnitud de estos cambios difiere según los manantiales, como se desprende de los valores de sus coeficientes de variación (Tab. 5.5).

Las surgencias de Hondón (M-10), Arroyomolinos (M-14), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) responden con aumentos de la CE frente a los eventos de lluvia (Fig. 5.12): los dos primeros muestran incrementos rápidos y bruscos en la mineralización mientras que en los dos últimos los aumentos en la mineralización son más lentos y progresivos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La evolución en la CE de las aguas de los manantiales de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Bocaleones (M-15) evidencia rápidas disminuciones de la mineralización en relación con la llegada de agua de reciente infiltración a los manantiales. Los valores máximos de la CE se registran en los meses de verano mientras que durante los periodos en los que se producen las precipitaciones se producen los descensos más acusados. Estos descensos son muy rápidos y de hasta 100 μS/cm en los manantiales de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), aunque en el manantial de Bocaleones (M-15) la magnitud de dichas diluciones es comparativamente menor (Fig. 5.12).

Las variaciones registradas en la CE del agua del manantial de Nueve Caños (M-11) son de escasa magnitud, aunque durante los años hidrológicos 2012/13 y 2017/18 (los más húmedos del periodo de investigación) se han constatado disminuciones de hasta 50 μS/cm (Fig. 5.12).

De las evoluciones temporales de la CE del agua anteriormente descritas se pueden deducir diferencias en el desarrollo de la karstificación funcional de los sectores acuíferos drenados por los manantiales de la red de control. Las variaciones rápidas de la mineralización como respuesta a los eventos de lluvia en las aguas drenadas por los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15) son indicativas de la existencia de una red de drenaje con un mayor desarrollo de la karstificación, que permite la evacuación rápida del agua desde las zonas de recarga hasta los manantiales. En cambio, las variaciones en la mineralización registradas en los manantiales de Esparragosilla (M-4), Aguafría (M-5), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8), Máquina (M-9) y Nueve Caños (M-11), más atenuadas y progresivas, son propias de un menor desarrollo de la red de drenaje kárstica y de cierta capacidad de homogenización del agua de infiltración.

5.6.1.2. Curvas de distribución de frecuencia (CDF) de los valores de conductividad eléctrica del agua de los manantiales

Las curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica del agua, realizadas a partir de los datos de CE medidos en las surgencias de la red de control, permite clasificar el grado de desarrollo de la karstificación en los sistemas acuíferos (Bakalowicz, 1977; 1979). Las CDF plurimodales, que presentan un mayor rango de variación en sus valores de mineralización, revelan un elevado desarrollo de la karstificación del acuífero

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

considerado, mientras que las curvas con morfología unimodal son indicativas de sistemas de flujo difuso o con una menor jerarquización del drenaje kárstico.

En la figura 5.13 están representadas las CDF obtenidas a partir de los datos CE del agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. El intervalo de clases escogido ha sido de 5 µS/cm, superior a la precisión de medida de los equipos utilizados (± 1 µS/cm para rangos superiores a 100 µS/cm).

Las curvas CDF de los manantiales de Cornicabra (M-1), Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) muestran un rango de variación de los valores de CE relativamente bajo (216-313 µS/cm), con una moda principal que presenta una frecuencia similar (15-18 %) hacia los valores mineralización más elevados (275-310 µS/cm), representativa de las aguas que se drenan durante buena parte del periodo de control (meses de estiaje). Las modas secundarias, con una frecuencia mucho más reducida (Fig. 5.13), representan los descensos en la mineralización del agua que se producen en relación con los eventos de recarga.

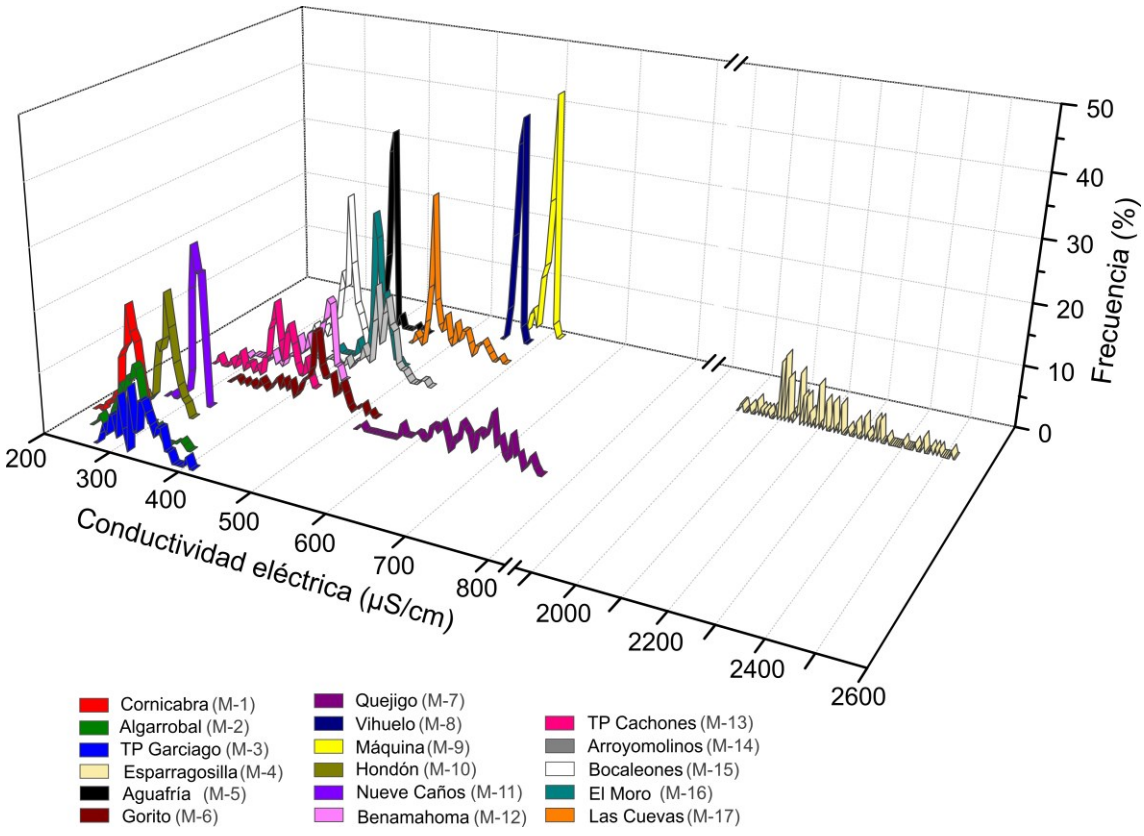


Figura 5.13. Curvas de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica del agua drenada por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las curvas de distribución de frecuencias de los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) abarcan un rango de valores de CE entre 225 y 401 μS/cm y presentan una distribución plurimodal, con frecuencias no superiores al 10 %. En Algarrobal (M-2), la moda de máxima frecuencia representa el drenaje del manantial durante los periodos de aguas bajas, en el que se concentran buena parte de las medidas de CE. Las modas secundarias, con valores de CE inferiores y superiores a la moda principal representan respectivamente, los procesos de dilución y mineralización rápida relacionados con los eventos de recarga. En el manantial de TP Garciago (M-3) la distribución de frecuencias (múltiples modas con porcentajes de frecuencias reducidos) es indicativa de los cambios en la mineralización que tienen lugar durante los periodos en los que el manantial muestra actividad surgente.

La curva de frecuencias correspondiente a las aguas drenadas por los manantiales de Aguafría (M-5), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) presenta una morfología claramente unimodal con frecuencias máximas en torno al 40 % y un escaso rango de variación en sus valores de CE (Fig. 5.13).

Los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), presentan curvas de distribución de frecuencias en las que se distingue una moda principal, con un porcentaje de frecuencia del 24 % (Fig. 5.13), relacionada con el drenaje del agua durante los periodos de aguas bajas en los respectivos manantiales. Las modas secundarias, con una frecuencia menor y situadas hacia los valores de mayor mineralización, están relacionadas con los incrementos observados en la CE en respuesta a los eventos de recarga.

En los manantiales de Gorito (M-6), Benamahoma (M-12) y Bocaleones (M-15) la curva de distribución muestra una moda principal con frecuencias del 16 % en el caso de Benamahoma (M-12) y Gorito (M-6) y del 23 % en Bocaleones (M-15), las cuales corresponden al drenaje que se produce durante los periodos de aguas bajas. Las modas secundarias, con frecuencias más bajas (inferiores al 7 %), situadas hacia los valores de menor mineralización, se relacionan con los descensos en la CE (diluciones) que tienen lugar como consecuencia de los eventos de recarga. En el manantial TP Cachones (M-13), que solamente muestra actividad surgente durante los periodos de aguas altas, la curva de distribución de frecuencias es plurimodal, con las modas de frecuencia más elevada en torno a los valores de CE de 350-370 μS/cm alcanzados durante las crecidas (Fig. 5.13).

La morfología de la curva de distribución de frecuencias del manantial de Quejigo (M-7) es de tipo plurimodal, con múltiples modas de frecuencias máximas generalmente bajas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(5-8 %) y un amplio rango de variación en sus valores de CE (531-764 μS/cm). La mayoría de las modas se concentran en torno a los valores más elevados de mineralización, representativas del drenaje durante los periodos de aguas bajas.

El manantial de Arroyomolinos (M-14) presenta valores de conductividad eléctrica de sus aguas comprendidas entre 379 y 536 μS/cm (Tab. 5.5) y muestra una distribución bimodal, con frecuencias máximas entre 10 y 13 % (Fig. 5.13) que corresponden a los incrementos en la mineralización del agua drenada durante los eventos de recarga. Las modas secundarias, situadas hacia los menores valores de CE están relacionadas con los descensos en la mineralización del agua constatados durante los periodos de lluvias más intensos (año hidrológico 2012/13, Fig. 5.12).

Por último, el manantial de Esparragosilla (M-4) muestra una distribución con múltiples modas de baja frecuencia (inferior al 9 %) y el mayor rango de valores de conductividad eléctrica (2550-2005 μS/cm) del conjunto de puntos de la red de control. Las modas con las frecuencias más elevadas se concentran hacia los valores de menor mineralización y corresponden a los periodos de aguas bajas, durante los que se registran los datos de mineralización menor. Las modas de baja frecuencia, con valores de CE más elevados, corresponden a los incrementos en la mineralización del agua que se registran como consecuencia de los procesos de recarga.

De acuerdo con el criterio establecido por Bakalowicz (1977, 1979), un mayor número de modas en la curva de distribución de frecuencias representa una variabilidad más elevada en los valores de CE del agua drenada por los manantiales, que, a su vez, es indicativa de un elevado desarrollo de la karstificación en el acuífero considerado. Por el contrario, curvas de distribución de frecuencias unimodales evidencian la escasa variabilidad en los valores de mineralización del agua, lo que puede relacionarse con un menor desarrollo de karstificación.

5.6.2. Caracterización espacial de la composición química de las aguas subterráneas

La mineralización de las aguas drenadas por los manantiales de los macizos carbonáticos del área de estudio se debe fundamentalmente a la disolución de calizas y dolomías, por lo que presentan facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada cálcica y bicarbonatada cálcico-magnésica (Tab. 5.6 y Fig. 5.14). Sin embargo, la presencia de minerales evaporíticos diseminados en los materiales triásicos que constituyen el basamento de la mayoría de los acuíferos del área de estudio amplía la variedad en la composición

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

química de las aguas subterráneas (Fig. 5.14). Así, la disolución de yeso y anhidrita da lugar a facies de tipo bicarbonatada-sulfatada cálcica en las aguas drenadas por el manantial de Esparragosilla (M-4) y provoca el aumento de la diversidad hidroquímica de la mayoría de los manantiales de la red de control (Fig. 5.14).

Las concentraciones de los diferentes componentes químicos en las aguas subterráneas son producto de la disponibilidad de la especie mineral en el medio (rocas que constituyen el acuífero y adyacentes a éste), del tiempo de residencia del agua subterránea en el acuífero y de la temperatura del sistema (Plummer, 1977; Cardenal *et al*., 1994; Moral *et al*, 2008; De la Torre, 2020).

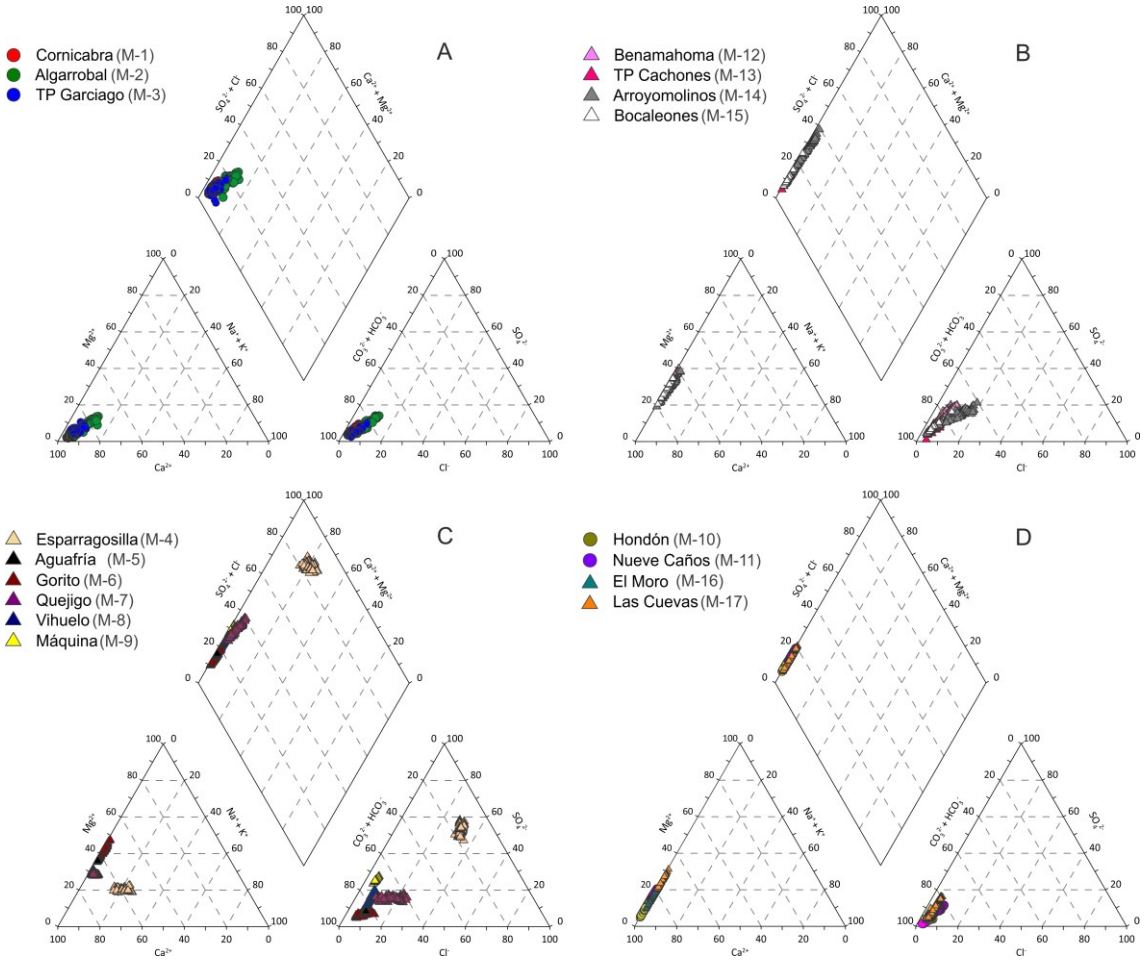


Figura 5.14. Diagramas de Piper en los que se representan las composiciones químicas de las aguas drenadas por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación

Los valores medios más elevados (> 300 mg/l) en alcalinidad total (Alc) han sido determinados en el agua de los manantiales de Máquina -M-9- (311,3 mg/l), Vihuelo -M-8- (320,4 mg/l), Las Cuevas -M-17- (332,3 mg/l) y Quejigo -M-7- (333,4 mg/l). En estas mismas surgencias se han determinado contenidos en Ca^{2+} superiores a 90 mg/l: Máquina

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

-M-9- (93,6 mg/l), Vihuelo -M-8- (94,3 mg/l), Quejigo -M-7- (98,2 mg/l) y Las Cuevas -M-17- (102,5 mg/l). En el manantial de Esparragosilla (M-4) se ha verificado el contenido medio más elevado de Ca^{2+} de la red de control, con 306,9 mg/l (Tab. 5.6).

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	*ºC*						*mg/l*							
Cornicabra (M-1)	*n*	171	170	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171
	máx	289	14,6	8,6	200,7	7,0	15,4	7,6	76,0	3,3	3,9	1,2	1,7	1,1	0,9	-2,0
	med	264	14,4	7,7	180,2	4,4	8,9	2,8	64,8	2,4	3,0	0,5	0,8	0,3	-0,7	-2,4
	min	216	14,1	7,3	146,6	2,6	4,9	0,4	52,9	1,3	2,2	0,3	0,4	-0,2	-1,6	-3,3
	cv (%)	5,3	0,6	3,3	5,2	20,0	27,2	38,5	4,9	14,2	10,4	25,3	37,4	88,8	65,2	11,1
Agarrobal (M-2)	*n*	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	101	106	106	106
	máx	371	15,7	8,5	253,9	15,6	25,1	17,0	86,4	6,9	11,2	2,6	1,4	1,1	0,9	-1,8
	med	297	14,9	7,7	185,2	9,5	13,5	5,7	64,4	3,5	6,5	0,9	0,3	0,2	-0,6	-2,4
	min	244	14,2	7,1	155,2	3,8	6,8	1,4	50,3	1,3	3,4	0,4	0,1	-0,3	-1,8	-3,3
	cv (%)	7,8	2,2	3,1	11,2	27,7	35,4	56,4	9,6	39,9	28,4	40,6	66,5	91,5	76,9	10,7
TP Garciago (M-3)	*n*	38	38	41	41	41	41	41	41	41	41	41	40	41	41	41
	máx	401	16,7	8,9	453,4	15,1	23,0	7,9	127,9	5,4	10,8	2,5	5,1	1,6	2,0	-1,5
	med	337	14,6	7,9	242,1	8,5	11,0	2,9	77,6	3,3	5,5	0,9	0,8	0,6	0,1	-2,5
	min	285	12,2	6,9	178,6	3,4	6,3	0,8	58,3	1,5	2,5	0,4	0,3	-0,5	-1,9	-3,6
	cv (%)	7,6	6,2	7,8	24,0	29,8	30,5	54,3	15,9	30,8	31,7	41,7	111,2	92,9	986,7	25,4
Esparragosilla (M-4)	*n*	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	82	84	84	84
	máx	2550	18,1	7,9	310,1	425,5	1039,9	7,0	371,7	83,4	266,8	4,5	0,9	1,1	1,7	-1,4
	med	2217	17,5	7,2	292,2	337,6	787,1	5,7	306,9	65,4	204,7	3,4	0,4	0,3	0,3	-1,7
	min	2010	17,2	6,8	244,7	250,0	586,1	4,7	228,7	53,3	160,8	2,5	0,2	0,0	-0,5	-2,4
	cv (%)	5,4	0,8	2,7	4,3	7,8	12,5	7,8	10,0	10,2	9,0	11,1	38,7	55,8	145,9	10,8
Aguafría (M-5)	*n*	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74
	máx	416	15,9	8,3	256,3	14,6	22,5	5,0	68,6	23,8	8,3	1,2	0,6	0,9	1,6	-1,9
	med	401	15,5	7,8	243,8	13,8	20,7	3,7	64,8	23,5	8,1	0,8	0,4	0,4	0,6	-2,4
	min	380	15,1	7,3	227,8	12,5	18,7	2,8	60,7	23,0	7,9	0,5	0,3	0,0	-0,2	-2,9
	cv (%)	1,9	1,0	2,6	2,3	3,4	3,5	10,3	2,8	0,8	1,1	21,9	20,5	46,6	62,5	8,8
Gorito (M-6)	*n*	95	94	95	95	95	95	95	95	95	95	95	91	95	95	95
	máx	521	14,3	8,2	317,3	30,7	25,3	1,8	73,0	33,2	14,8	1,0	0,8	0,8	1,5	-1,5
	med	439	14,1	7,6	293,2	14,2	18,5	1,4	62,7	29,8	8,3	0,5	0,3	0,3	0,6	-2,2
	min	324	13,8	7,0	217,2	8,2	10,8	1,1	45,3	24,5	5,5	0,2	0,2	-0,3	-0,6	-2,7
	cv (%)	9,1	0,8	2,6	6,8	34,2	16,8	8,6	8,3	6,1	28,9	37,5	34,5	59,4	72,1	9,7
Quejigo (M-7)	*n*	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	88	94	94	94
	máx	764	17,6	8,4	354,2	79,9	72,4	1,7	103,7	27,6	49,4	1,8	0,6	1,3	2,4	-1,7
	med	677	17,1	7,7	333,4	50,2	63,1	1,4	98,2	25,8	34,6	1,1	0,3	0,7	1,0	-2,2
	min	531	16,5	7,2	281,7	23,3	50,8	1,1	93,7	23,8	16,5	0,8	0,2	0,2	0,0	-2,9
	cv (%)	6,9	1,1	3,2	4,4	30,7	8,1	9,6	2,4	3,5	27,5	18,6	22,9	37,7	50,7	11,4
Vihuelo (M-8)	*n*	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	92	94	94	94
	máx	581	17,6	8,1	341,8	18,0	75,3	2,0	99,3	28,8	11,3	1,6	0,6	1,0	1,7	-1,4
	med	572	17,5	7,4	320,4	16,6	53,1	1,6	94,3	26,5	10,6	0,9	0,3	0,3	0,4	-1,9
	min	561	17,1	7,0	299,0	14,5	29,0	1,1	89,6	24,5	9,7	0,6	0,1	-0,1	-0,5	-2,6
	cv (%)	0,7	0,6	2,5	3,0	4,1	18,6	9,6	2,3	3,5	3,3	26,9	30,1	52,6	94,3	9,8
Máquina (M-9)	*n*	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	78	79	79	79
	máx	611	17,7	7,8	317,1	12,8	98,6	2,3	96,9	37,6	7,9	2,4	0,8	0,8	1,4	-1,5
	med	601	17,6	7,4	311,3	11,7	90,9	1,9	93,6	36,3	7,8	1,0	0,3	0,3	0,5	-1,9
	min	578	17,3	7,0	291,3	10,5	83,5	1,6	88,1	34,2	7,6	0,6	0,1	-0,1	-0,3	-2,3
	cv (%)	1,4	0,5	2,4	1,8	4,1	3,2	9,3	1,8	1,9	0,9	30,4	44,1	55,4	75,0	9,3

Tabla 5.6. Valores estadísticos (n, número de medidas realizadas; mín., valor mínimo del parámetro: med., valor medio; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación) de la conductividad eléctrica, temperatura del agua, concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, índices de saturación en calcita y dolomita (Iscal e IS_{DOL}) y presión parcial de CO_2 (log PCO_2) registrados en las principales surgencias del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC						mg/l							
Hondón (M-10)	*n*	122	122	122	122	122	122	122	122	122	122	122	119	122	122	122
	máx	321	14,9	8,2	218,0	7,3	14,4	8,4	72,5	9,2	5,0	1,1	1,1	0,8	0,8	-1,9
	med	295	14,4	7,6	197,2	5,1	9,6	5,3	64,2	5,8	3,5	0,6	0,4	0,2	-0,4	-2,3
	min	259	14,0	7,2	174,7	3,1	5,0	2,1	55,9	2,1	2,7	0,3	0,1	-0,2	-1,5	-2,9
	cv (%)	4,2	1,0	2,6	4,4	13,5	24,7	25,9	4,7	32,8	14,3	27,8	41,1	87,0	102,5	8,6
Nueve Caños (M-11)	*n*	115	115	115	115	115	115	115	115	115	115	115	107	115	115	115
	máx	324	15,1	8,2	210,3	10,7	21,1	5,7	69,8	10,3	6,2	1,4	0,8	0,8	0,9	-2,1
	med	313	14,9	7,7	197,2	8,2	16,4	3,9	62,2	9,0	5,3	0,9	0,3	0,3	-0,1	-2,4
	min	289	14,6	7,4	176,9	6,3	13,0	1,4	56,6	6,4	4,1	0,6	0,2	0,0	-0,7	-2,9
	cv (%)	2,4	0,6	2,3	3,7	8,8	9,4	17,6	3,9	6,6	6,4	17,2	36,5	64,1	460,4	7,4
Benamahoma (M-12)	*n*	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	110	119	119	119
	máx	432	14,1	8,3	271,5	17,3	53,6	3,6	79,7	24,2	11,2	1,0	0,8	0,8	1,5	-1,7
	med	394	13,7	7,6	235,1	10,7	34,6	2,1	64,6	20,5	7,0	0,6	0,3	0,2	0,1	-2,2
	min	291	13,1	7,1	192,2	4,2	11,6	1,2	38,2	14,9	3,0	0,3	0,1	-0,3	-0,9	-2,9
	cv (%)	7,7	1,6	2,9	6,5	30,4	30,8	20,1	9,7	11,0	30,2	28,2	44,4	112,7	624,8	10,2
TP Cachones (M-13)	*n*	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	40	56	56	56
	máx	414	14,7	8,6	297,2	11,6	31,7	4,2	78,8	20,6	8,8	1,0	0,9	1,2	2,0	-1,6
	med	363	13,1	7,7	240,6	7,6	19,0	1,9	63,0	17,6	5,2	0,6	0,4	0,3	0,2	-2,3
	min	273	11,9	7,0	199,5	3,6	3,2	0,4	43,3	13,0	2,7	0,2	0,1	-0,3	-0,9	-3,3
	cv (%)	8,0	3,3	4,8	7,0	28,6	35,7	31,7	10,5	10,9	28,4	33,8	47,6	120,2	300,7	16,1
Arroyomolinos (M-14)	*n*	98	98	98	98	98	98	98	98	98	98	98	93	98	98	98
	máx	536	15,0	8,2	320,3	41,0	55,2	4,1	93,4	22,8	24,1	1,5	1,2	0,9	1,4	-1,6
	med	472	14,6	7,5	247,2	26,7	42,7	2,3	73,0	20,3	16,7	0,9	0,4	0,2	0,0	-2,1
	min	379	13,9	7,0	186,8	6,9	17,5	1,1	51,7	12,5	5,5	0,5	0,1	-0,3	-1,0	-2,8
	cv (%)	5,5	1,6	3,1	10,5	27,8	17,1	25,2	10,0	9,5	25,0	17,6	57,9	142,1	120,4	10,8
Bocaleones (M-15)	*n*	99	97	99	99	99	99	99	99	99	99	99	95	99	99	99
	máx	404	14,9	8,0	291,4	6,3	20,3	3,7	77,6	22,3	3,5	1,1	1,0	0,7	1,2	-1,6
	med	377	14,7	7,5	257,4	5,4	15,8	2,9	69,1	19,3	3,0	0,5	0,4	0,2	0,1	-2,1
	min	325	14,4	7,0	89,1	3,9	9,0	1,6	57,7	11,1	2,6	0,2	0,1	-0,5	-1,6	-2,6
	cv (%)	3,9	0,7	2,5	10,4	8,3	16,1	15,3	5,1	12,6	7,4	41,4	48,4	88,9	369,1	-9,3
El Moro (M-16)	*n*	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	82	83	83	83
	máx	475	15,1	8,5	325,7	8,8	48,2	1,9	95,7	25,3	4,7	1,2	0,8	1,1	2,0	-1,7
	med	447	14,0	7,7	283,9	7,3	36,5	1,6	79,0	21,8	3,7	0,7	0,4	0,5	0,5	-2,2
	min	385	13,4	7,1	242,8	3,7	13,5	0,9	44,6	15,6	3,1	0,4	0,2	-0,1	-0,6	-3,0
	cv (%)	3,0	2,2	2,9	4,8	10,1	21,9	12,9	9,8	9,2	8,0	27,5	39,9	45,9	78,8	10,5
Las Cuevas (M-17)	*n*	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	81	83	83	83
	máx	586	14,9	8,2	434,8	12,1	42,3	1,8	129,2	21,2	5,6	1,4	1,1	1,2	1,7	-1,2
	med	506	14,6	7,3	332,3	8,4	30,9	1,4	102,5	18,0	4,3	0,8	0,4	0,2	-0,1	-1,7
	min	461	14,3	6,8	283,0	6,8	11,8	0,9	90,7	7,6	3,6	0,4	0,2	-0,2	-1,1	-2,6
	cv (%)	5,7	0,8	2,7	9,8	13,0	23,2	14,4	9,0	17,1	9,5	28,3	47,4	87,7	406,6	12,1
TP Cornicabra 4 (M-21)	*n*	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
	máx	280	14,2	8,2	197,7	4,8	7,2	2,4	65,8	2,9	2,9	0,5	0,7	0,8	0,1	-2,5
	med	263	13,7	8,0	188,3	3,7	6,5	2,1	61,0	1,3	2,5	0,4	0,5	0,6	-0,4	-2,8
	min	225	12,9	7,8	167,1	2,9	6,0	1,7	55,8	0,7	2,1	0,3	0,4	0,3	-1,0	-3,0
	cv (%)	7,4	4,1	1,9	5,1	13,6	6,2	10,1	5,3	51,0	10,4	23,6	26,5	24,9	100,9	5,8
Aguas Nuevas (M-77)	*n*	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	máx	216	15,6	8,2	139,4	4,4	5,0	4,9	44,9	0,8	3,5	0,5	1,0	0,5	-0,5	-2,3
	med	211	15,1	8,0	135,7	4,0	3,8	3,8	44,0	0,6	3,4	0,5	0,7	0,3	-1,0	-2,9
	min	209	14,5	7,8	131,3	3,1	2,0	3,0	42,4	0,2	3,2	0,4	0,2	0,1	-1,4	-3,1
	cv (%)	1,2	2,6	2,1	2,4	11,6	31,0	19,1	2,2	32,8	4,0	10,9	10,6	48,2	33,1	5,8
Inversac de la Olla (I-1)	*n*	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	máx	243	14,3	8,0	155,8	2,8	2,0	1,8	54,8	1,2	3,5	0,7	1,4	0,3	-0,8	-2,5
	med	221	13,5	7,7	144,3	2,5	1,8	1,4	48,4	0,7	2,2	0,3	0,5	0,1	-1,5	-2,6
	min	170	11,9	7,6	117,9	2,2	1,7	1,0	32,4	0,2	1,8	0,1	0,3	-0,3	-2,6	-2,7
	cv (%)	12,0	7,2	1,4	9,4	8,0	6,8	20,8	18,7	46,2	31,3	53,1	81,6	204,8	39,7	3,3

Continuación de la tabla 5.6

Las mayores concentraciones medias en Mg^{2+} y SO_4^{2-} (65,4 y 787,1 mg/l, respectivamente) se han medido en las aguas drenadas por el manantial de Esparragosilla

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(M-4), al igual que los contenidos medios más elevados en K^+, Na^+ y Cl^- (3,4, 204,7 y 337,6 mg/l, respectivamente). La mayor concentración media en NO_3^- se ha registrado en los manantiales de Algarrobal (M-2) y Esparragosilla (M-4), con 5,7 mg/l (Tab. 5.6).

La disolución en diferentes proporciones de calcita y dolomita (minerales constituyentes de las rocas carbonáticas) produce contenidos variables de alcalinidad total, Ca^{2+} y Mg^{2+} en las aguas subterráneas. No obstante, los minerales de naturaleza evaporítica, como el yeso, la anhidrita o la halita, pueden aportar Ca^{2+} y SO_4^{2-} al agua. Aunque la secuencia estratigráfica de las formaciones acuíferas del área de estudio está constituida fundamentalmente por calizas y dolomías, debajo de ellas existen formaciones arcilloso-evaporíticas del Triásico Superior, que constituyen el basamento de los acuíferos y afloran en diversos sectores del área de estudio, con frecuencia a favor de accidentes tectónicos (véanse el mapa y los cortes geológicos adjuntos a esta memoria).

Los contenidos de Cl^- y Na^+ suelen ser producto de los procesos de concentración por evaporación durante los procesos de recarga en las zonas superficiales del acuífero, suelo y epikarst (Schoeller, 1962; Lastennet y Mudry, 1995; Andreo, 1995; Aquilina *et al*, 2006), ya que ambos iones están presentes en el agua de lluvia. Sin embargo, también pueden proceder de las evaporitas, dado que las formaciones triásicas contienen cantidades variables de halita, cuya disolución aporta Cl^- y Na^+ a las aguas subterráneas, como ya han demostrado otros autores en acuíferos constituidos por carbonatos jurásicos (López Chicano *et al*., 2001; Barberá *et al.,* 2014; Sánchez *et al.*, 2018).

Los valores medios en carbono orgánico total (COT), cuyo principal origen está en la cubierta edáfica desarrollada sobre los macizos rocosos, son generalmente bajos en el agua del área de estudio. La mayoría de los manantiales investigados muestran valores medios en COT inferiores a 0,5 mg/l en sus aguas. Los contenidos medios más elevados (0,8 mg/l) han sido determinados en las aguas drenadas por las surgencias de Cornicabra (M-1) y TP Garciago (M-3). Por lo general, las aguas de los manantiales situados en el sector suroriental (sierras de Ubrique y sierras Alta y del Dornajo) tienen concentraciones medias de TOC más elevadas, así como los mayores coeficientes de variación de este parámetro (Tab. 5.6). Las concentraciones son similares a las determinadas en acuíferos kársticos cercanos al área de estudio (Barberá, 2014; De la Torre *et al*., 2020). En regiones más húmedas, donde la producción de carbono orgánico es mayor y no se ve interrumpida durante los meses de estiaje, los contenidos en COT son más elevados (Emblanch *et al*, 1998; Batiot *et al*., 2003; Pronk *et al*., 2006; Cholet, 2017).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las diferencias existentes entre los contenidos en COT de los diferentes sectores del área de estudio están condicionadas, en gran medida, por la interacción entre las aguas superficiales (más ricas en COT) y subterráneas. En el sector suroriental del área de estudio, la presencia de numerosos sumideros kársticos asociados a pequeñas cuencas endorreicas en las áreas de recarga puede contribuir al aumento de la carga orgánica procedente del suelo en las aguas subterráneas. Por otra parte, la mineralización de la materia orgánica en los acuíferos carbonáticos (que suelen ser ambientes oxidantes) está condicionada por el tiempo de residencia del agua en el acuífero (Batiot, 2002; De la Torre, 2020), lo que puede ocasionar que las concentraciones de COT en las aguas de los manantiales que drenan acuíferos con mayor tiempo de residencia sean más bajos.

Las concentraciones medias en NO_3^- de las aguas subterráneas son muy bajas en las aguas de la mayoría de los manantiales investigados. Los valores medios más elevados (5,7 mg/l) han sido determinados en el agua drenada por los manantiales de Algarrobal (M-2) y Esparragosilla (M-4). El manantial de Algarrobal (M-2) muestra el mayor coeficiente de variación de este parámetro (56,4 %) y la mayor concentración máxima de NO_3^- del conjunto de surgencias del área de estudio (17,0 mg/l al final de los periodos de estiaje). Este valor es un indicio de la existencia de contaminación, probablemente relacionada con el emplazamiento del manantial dentro del casco urbano de la localidad de Ubrique y por el impacto de la infiltración rápida en el acuífero del agua de escorrentía a través de la Sima de Villaluenga (véase el mapa hidrogeológico adjunto). Ambos aspectos serán discutidos con más detalle en los capítulos sucesivos de esta memoria.

La presión parcial de CO_2 en el agua de las principales surgencias del área de estudio ($logPCO_2$, Tab. 5.6) presenta una amplia variación en sus valores medios, entre -1,7 y -2,9, y está relacionado con el pH del agua y las condiciones de saturación en calcita y dolomita (White, 2002). En cualquier caso, las concentraciones medias de este gas en las aguas de los manantiales son superiores al valor medio de este gas en la atmósfera. Durante el periodo de investigación 2012/13 – 2017/18 el valor medio de la presión parcial de CO_2 ($logPCO_2$) ha sido de -4,06 (Dunn *et al.*, 2020).

Los índices de saturación en calcita (IS_{cal}) y dolomita (IS_{dol}) denotan el estado de saturación (superiores a 0) o subsaturación (inferiores a 0) y, por tanto, la tendencia del agua a disolver o precipitar el mineral correspondiente. Los valores medios del IScal muestran que las aguas drenadas por los principales manantiales están saturadas en calcita, puesto que varían entre 0,1 y 0,7 (Tab. 5.6). En cuanto al índice de saturación en dolomita,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

las aguas de los manantiales ubicados en el sector suroriental (sierras de Ubrique y Alta y del Dornajo) se encuentran mayoritariamente subsaturadas ($IS_{dol} < 0$), en contraste con lo que ocurre en el resto de los manantiales de la red de control, que generalmente están sobresaturas (Tab. 5.6).

La distribución espacial de la composición química de las aguas subterráneas se ha caracterizado mediante diversos análisis estadísticos multivariantes (análisis de componentes principales, ACP), a partir de las series de datos recogidas en la tabla 5.6. Se han realizado dos ACP para los que se han tenido en cuenta 13 variables hidroquímicas (CE, Alc, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, COT, IS_{cal}, IS_{dol}, $logPCo_2$) y la temperatura del agua.

En el ACP efectuado con todas las muestras de agua subterránea, los dos factores principales explican el 70,2 % de la varianza (Fig. 5.15). En la matriz de correlación de la tabla 5.7 se observa una correspondencia elevada de la CE con las variables Cl^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ y K^+ y, en menor medida, con la temperatura y $logPCo_2$. Todas estas variables están vinculadas al factor 1 y representan la mineralización del agua y, en consecuencia, su tiempo de residencia en el acuífero (Fig. 5.15A). Dicha mineralización está provocada principalmente por la disolución de minerales evaporíticos (yeso, anhidrita y halita). El factor 2 (17,9 %) está representado por las variables IS_{cal}, IS_{dol} y Alc en la parte positiva del eje, indicadores de los procesos de disolución de los minerales de naturaleza carbonática (calcita y dolomita). El COT no tiene una correlación significativa con el resto de las variables y está representado por el factor 3, que no está incluido en la figura 5.15.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
CE	**1**													
T	0,589	**1**												
Alc	0,415	0,520	**1**											
Cl^-	0,976	0,496	0,242	**1**										
SO_4^{-2}	0,978	0,507	0,249	0,986	**1**									
NO_3^-	0,198	0,042	-0,476	0,310	0,295	**1**								
Ca^{2+}	0,981	0,566	0,374	0,962	0,972	0,220	**1**							
Mg^{2+}	0,860	0,599	0,643	0,768	0,792	-0,060	0,793	**1**						
Na^+	0,975	0,504	0,244	0,998	0,984	0,307	0,960	0,767	**1**					
K^+	0,903	0,562	0,263	0,908	0,898	0,321	0,897	0,703	0,909	**1**				
COT	-0,143	-0,184	-0,276	-0,090	-0,092	-0,091	-0,089	-0,300	-0,090	-0,109	**1**			
IScal	0,088	0,174	0,252	0,062	0,035	-0,151	0,079	0,096	0,067	0,019	0,055	**1**		
ISdol	0,227	0,303	0,577	0,132	0,120	-0,279	0,152	0,469	0,136	0,102	-0,233	0,816	**1**	
$logPCO_2$	0,448	0,400	0,558	0,345	0,376	-0,133	0,443	0,534	0,342	0,393	-0,246	-0,618	-0,250	**1**

Tabla 5.7. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado con la información hidroquímica de todas las muestras de agua subterránea analizadas durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las unidades estadísticas mostradas en la figura 5.15B evidencian las notables diferencias entre las muestras de agua correspondientes al manantial de Esparragosilla (M-4), en relación con resto de puntos del área de estudio. Las aguas drenadas por este manantial presentan los valores de CE, contenidos en Cl^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ y temperatura del agua más elevados del conjunto. El resto de las muestras constituiría el segundo grupo representado en la figura 5.15B y estaría formado por las aguas con una mineralización menor.

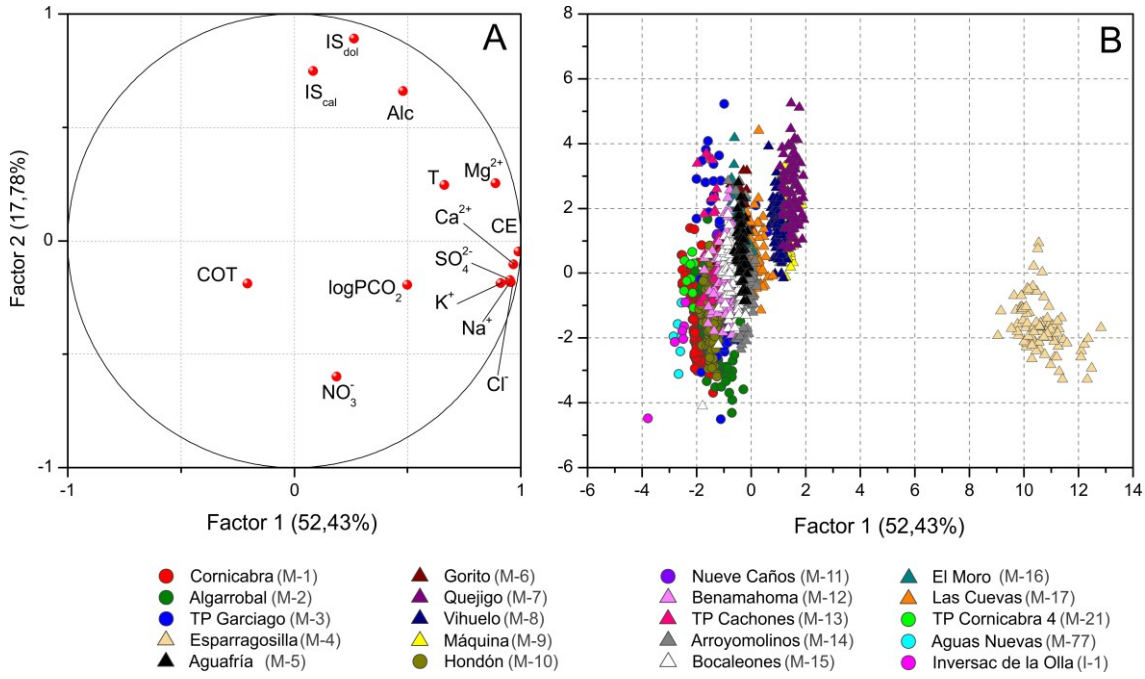


Figura 5.15. Representación de los factores principales del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua subterránea recogidas durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

En el segundo ACP (Fig. 5.16) han sido suprimidas las muestras correspondientes al manantial de Esparragosilla (M-4). La varianza explicada por los dos factores estadísticos principales disminuye hasta el 63,3 % (Fig. 5.16). La mineralización del agua se correlaciona con los parámetros Alc, SO_4^{2-}, Ca^{2+} y Mg^{2+} y, en menor medida, con las variables Cl^- y Na^+ (Tab. 5.8).

El factor 1 del ACP explica el 47,3 % de la varianza y está vinculado a la mineralización de las aguas debida a la disolución de minerales de naturaleza carbonática y evaporítica (principalmente yeso y anhidrita). El factor 2 (15,96 %), que muestra los parámetros IScal e ISdol en la parte positiva del eje y $logPCo_2$ en la negativa, representa el estado de saturación en los minerales carbonáticos frente a la presión parcial de PCo_2 (Fig.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

5.16A). Los parámetros COT y NO_3^-, característicos del suelo y de las actividades antropogénicas, no muestran una correlación significativa con el resto de las variables de los factores 1 y 2 y están representados en el factor 3, no incluido en la figura 5.16.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
CE	**1**													
T	0,684	**1**												
Alc	0,899	0,501	**1**											
Cl^-	0,708	0,492	0,461	**1**										
SO_4^{-2}	0,859	0,710	0,659	0,556	**1**									
NO_3^-	-0,510	-0,131	-0,586	-0,225	-0,374	**1**								
Ca^{2+}	0,810	0,636	0,809	0,428	0,668	-0,451	**1**							
Mg^{2+}	0,820	0,465	0,781	0,436	0,767	-0,493	0,475	**1**						
Na^+	0,691	0,503	0,436	0,987	0,545	-0,211	0,421	0,404	**1**					
K^+	0,413	0,448	0,251	0,421	0,415	0,017	0,403	0,191	0,426	**1**				
COT	-0,319	-0,177	-0,270	-0,203	-0,306	-0,074	-0,147	-0,391	-0,189	-0,127	**1**			
IScal	0,233	0,183	0,251	0,238	0,119	-0,177	0,213	0,120	0,255	-0,010	0,061	**1**		
ISdol	0,577	0,305	0,578	0,408	0,443	-0,331	0,333	0,629	0,400	0,092	-0,231	0,813	**1**	
$logPCO_2$	0,505	0,306	0,546	0,156	0,435	-0,281	0,516	0,462	0,126	0,249	-0,246	-0,656	-0,277	**1**

Tabla 5.8. Matriz de correlación estadística correspondiente al segundo ACP efectuado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea, sin las del manantial de Esparragosilla (M-4)

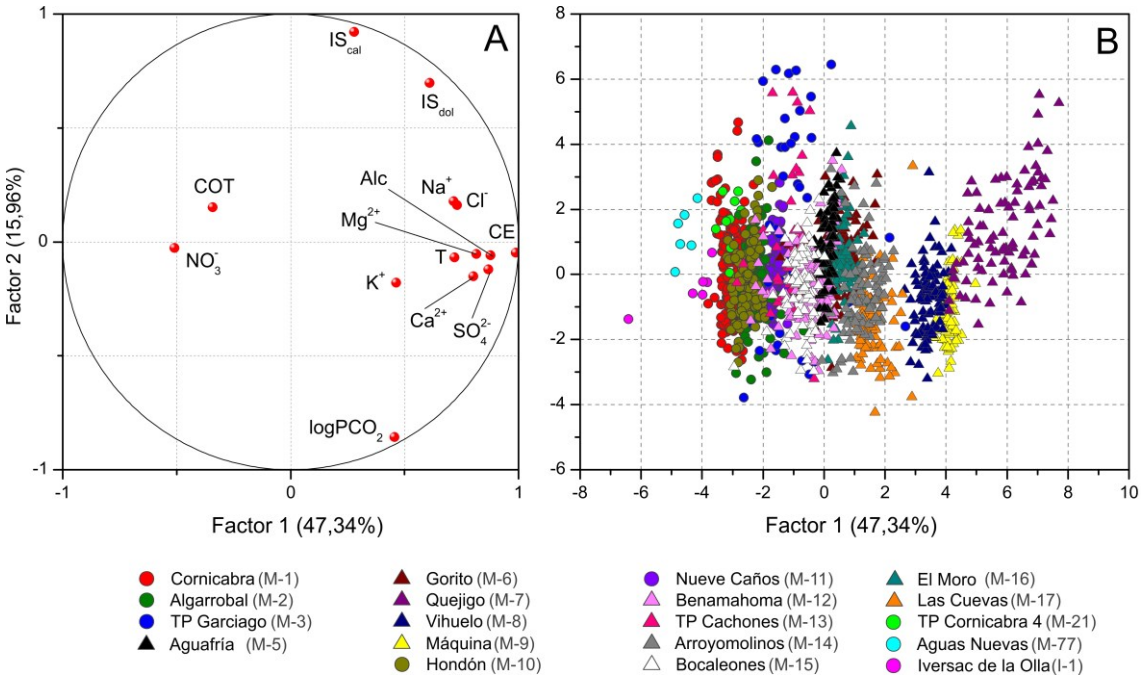


Figura 5.16. Representación de los factores principales del segundo ACP efectuado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea, sin las muestras de elevada mineralización correspondientes al manantial de Esparragosilla (M-4). (A) espacio de las unidades estadísticas. (B) espacio de las variables

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En la figura 5.16B, correspondiente a las unidades estadísticas del segundo ACP, pueden distinguirse varias agrupaciones de muestras a lo largo del factor 1, en función del grado de mineralización de sus aguas. Un primer grupo, situado en el extremo positivo del factor 1, que engloba a los manantiales de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), presentan los contenidos más elevados en Alc, SO_4^{2-}, Ca^{2+} y Mg^{2+}, la mineralización más alta y en general, una baja variabilidad hidroquímica a lo largo del factor 2 y. Se trataría de aguas que drenan rocas carbonáticas del Subbético Medio, con cierto tiempo de residencia en el acuífero, probablemente debido a un bajo grado de karstificación.

En el extremo opuesto (parte negativa del factor 1) se sitúan las muestras pertenecientes a los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) con los valores de mineralización más bajos y también los menores contenidos en los componentes relacionados con ésta (Fig. 5.16 B). Las aguas de las surgencias esporádicas de Aguas Nuevas (M-77), inversac de la Olla (I-1) y TP Cornicabra 4 (M-21), que comparten la característica de tener una mineralización baja, aparecen junto a este grupo de muestras, en el extremo negativo del factor 1. Corresponderían a las aguas de los manantiales que drenan los carbonatos jurásicos del Subbético Interno, que presentan un alto grado de karstificación funcional y consecuentemente un corto tiempo de residencia del agua en los acuíferos.

El resto de las muestras, correspondientes a los manantiales de Aguafría (M-5), Gorito (M-6), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14), Bocaleones (M-15) El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), se localizan en una posición intermedia entre los dos grupos anteriores, más o menos desplazadas hacia los extremos del factor 1 en función de su grado de mineralización.

5.7. COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

5.7.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

En la tabla 5.9 se recogen los resultados y parámetros estadísticos de los valores isotópicos de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y exceso en deuterio (*d*). Los valores medios de $\delta^{18}O$ determinados en los manantiales de la red de control varían entre -6,48 ‰ en las aguas drenadas por el *inversac* de la Olla (I-1) y -5,21 ‰ en Aguafría (M-5). En cuanto al $\delta^{2}H$, los valores medios están comprendidos entre -37,12 ‰ en la surgencia de Arroyomolinos (M-14) y -27,79 ‰, en las aguas descargadas por el manantial de Aguafría (M-5) (Tab. 5.9).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El valor medio de exceso en deuterio (*d*) está comprendido entre 13,34 ‰ en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14), y el 16,61 ‰, determinado en el manantial de Gorito (M-6), lo cual es indicativo de que los frentes nubosos que producen las precipitaciones, y por tanto la recarga de los acuíferos, tienen una procedencia mixta, atlántica y mediterránea (Craig, 1961; Gat y Garmi, 1987; Cruz Sanjulián *et al*., 1992; Andreo *et al*., 2004; Barberá, 2014).

Denominación	Ref. Tesis	Altitud (m s.n.m.)	$\delta^{18}O$ (‰)					$\delta^{2}H$ (‰)				*d*, exceso de deuterio (‰)			
			n	máx.	med.	min.	cv(%)	máx.	med.	min.	cv(%)	máx.	med.	min.	cv(%)
Sierra de Ubrique															
Cornicabra	**M-1**	**345**	157	-4,95	-5,73	-6,80	6,2	-24,85	-30,69	-36,60	7,7	20,38	15,14	10,44	32,2
Algarrobal	**M-2**	**317**	94	-4,64	-5,48	-6,47	5,3	-24,86	-29,57	-37,33	7,1	15,93	14,31	12,26	5,2
TP Garciago	**M-3**	**422**	43	-4,57	-5,61	-7,10	9,8	-23,81	-30,73	-40,58	12,1	16,95	14,16	11,79	8,3
Sierra de La Silla															
Esparragosilla	**M-4**	**291**	46	-5,06	-5,35	-5,61	2,0	-27,65	-28,56	-29,43	1,4	15,57	14,20	12,52	5,0
Aguafría	**M-5**	**282**	38	-4,95	-5,21	-5,59	2,5	-26,73	-27,79	-28,68	1,8	16,19	13,88	12,55	6,0
Sierra de Albarracín															
Gorito	**M-6**	**494**	53	-5,22	-5,44	-5,76	2,3	-27,41	-28,51	-29,80	2,0	45,43	16,61	13,21	40,2
Quejigo	**M-7**	**313**	86	-5,11	-5,36	-5,65	2,2	-27,82	-28,80	-29,79	1,6	15,44	14,07	12,40	5,4
Vihuelo	**M-8**	**295**	45	-5,00	-5,33	-5,68	2,6	-27,57	-28,83	-32,12	2,5	17,19	13,82	12,06	6,5
Máquina	**M-9**	**344**	47	-5,18	-5,40	-5,69	2,1	-28,05	-28,89	-29,74	1,4	15,91	14,34	13,08	5,0
Sierras Alta y del Dornajo															
Hondón	**M-10**	**427**	83	-4,65	-5,49	-5,97	4,7	-25,32	-29,45	-32,82	5,3	16,19	14,48	11,85	6,0
Nueve Caños	**M-11**	**342**	96	-5,04	-5,35	-5,69	2,8	-26,74	-28,42	-30,69	3,3	16,24	14,35	12,64	4,6
Sierras del Endrinal y Peñón Grande															
Inversac de la Olla	I-1	804	6	-6,03	-6,48	-6,76	6,2	-34,08	-37,07	-38,36	5,8	15,72	14,73	14,14	4,6
Sierras del Pinar y Monteprieto															
Benamahoma	**M-12**	**453**	86	-5,34	-6,04	-6,43	3,7	-28,78	-33,05	-34,99	3,6	17,07	15,27	10,92	6,5
TP Cachones	**M-13**	**495**	32	-5,28	-5,95	-6,32	4,3	-27,64	-32,44	-34,41	5,5	16,67	15,18	13,92	4,1
Arroyomolinos	**M-14**	**384**	70	-5,50	-6,31	-6,87	4,7	-32,06	-37,12	-39,34	4,3	15,83	13,34	10,88	7,5
Sierras de Zafalgar y Labradillo															
Bocaleones	**M-15**	**329**	87	-4,92	-5,78	-6,15	3,6	-25,92	-32,24	-34,75	4,2	16,08	14,03	12,31	5,2
El Moro	**M-16**	**637**	48	-4,98	-5,60	-5,94	3,2	-25,59	-29,79	-31,20	3,3	17,07	15,02	13,22	5,6
Las Cuevas	**M-17**	**626**	58	-4,74	-5,52	-5,86	3,5	-25,07	-29,46	-31,11	3,5	45,61	16,26	12,78	41,1

Tabla 5.9. Valores estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la composición isotópica del agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) y del exceso en deuterio (d) analizados en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control, durante el periodo de investigación

Los valores de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ en las aguas subterráneas aportan información sobre la altitud de recarga de los sectores acuíferos drenados por los manantiales. En términos generales, los valores de $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ más negativos están relacionados con áreas de recarga situadas a mayor altitud, mientras que los manantiales con áreas de recarga ubicadas a cotas más bajas muestran valores más elevados.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las aguas subterráneas que presentan la mayor variabilidad en su composición isotópica (Tab. 5.9) son las drenadas por los manantiales del sector suroriental (sierras de Ubrique y Endrinal-Peñón Grande), con coeficientes de variación para el $\delta^{18}O$ del 5,3 % (Cornicabra -M-1-), 6,2 % (Algarrobal -M-1- e *inversac* de la Olla -I-1-) y 9,8 % (TP Garciago -M-3-). En dichas surgencias también se constatan los coeficientes de variación más elevados de $\delta^{2}H$, con valores entre 5,8 y 12,1 % (Tab. 5.9).

En el resto de los manantiales de la red de control, los coeficientes de variación han sido inferiores, con valores para el $\delta^{18}O$ entre 2,0 % en el manantial de Esparragosilla (M-4) y 4,7 % en las surgencias de Hondón (M-10) y Arroyomolinos (M-14). En el caso del $\delta^{2}H$, los coeficientes de variación están comprendidos entre 1,4 % en las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Máquina (M-9) y 5,5 % en el manantial TP Cachones (M-13).

La figura 5.17A muestra la relación existente entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ (líneas meteóricas) de las aguas de lluvia y subterráneas del área de estudio. La dispersión observada en los valores isotópicos del agua de precipitación es muy superior a la mostrada por el conjunto de muestras de agua subterránea, dada la capacidad de los materiales acuíferos de amortiguar y homogeneizar la señal de entrada.

En las aguas subterráneas se observan diferencias significativas en la dispersión de las muestras de los diferentes manantiales a lo largo de las líneas meteóricas (Fig. 5.17B). La mayor dispersión se observa en el conjunto de muestras recogidas en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15), mientras que las aguas drenadas por el resto de las surgencias de la red de control muestran una dispersión mucho más reducida en sus valores isotópicos (Fig. 5.17B). Este comportamiento indica la existencia de procesos de homogeneización de distinta magnitud en los flujos de agua subterránea que terminan siendo drenados por los manantiales del área de estudio. Dichos procesos son más intensos en los acuíferos drenados por los manantiales que presentan una menor dispersión en sus valores isotópicos (flujos con circulación más lenta).

Las aguas subterráneas (Fig. 5.17B) están comprendidas entre la Línea Meteórica del Mediterráneo Oriental (LMMOr) y la Línea Meteórica Mundial (LMM) y muestran un buen ajuste con la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMOc). El ajuste lineal de todas las muestras de agua subterránea define la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS), cuya pendiente (6,88) es inferior a las de las LMM, LMMOc, LMMOr (valor de pendiente = 8 en todos los casos) y a la Línea Meteórica Local (LML)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

definida con los datos isotópicos de agua de lluvia recogida durante el periodo de investigación, para la que se ha calculado una pendiente de 7,23 (véase el apartado 3.4.7.2 de la presente memoria).

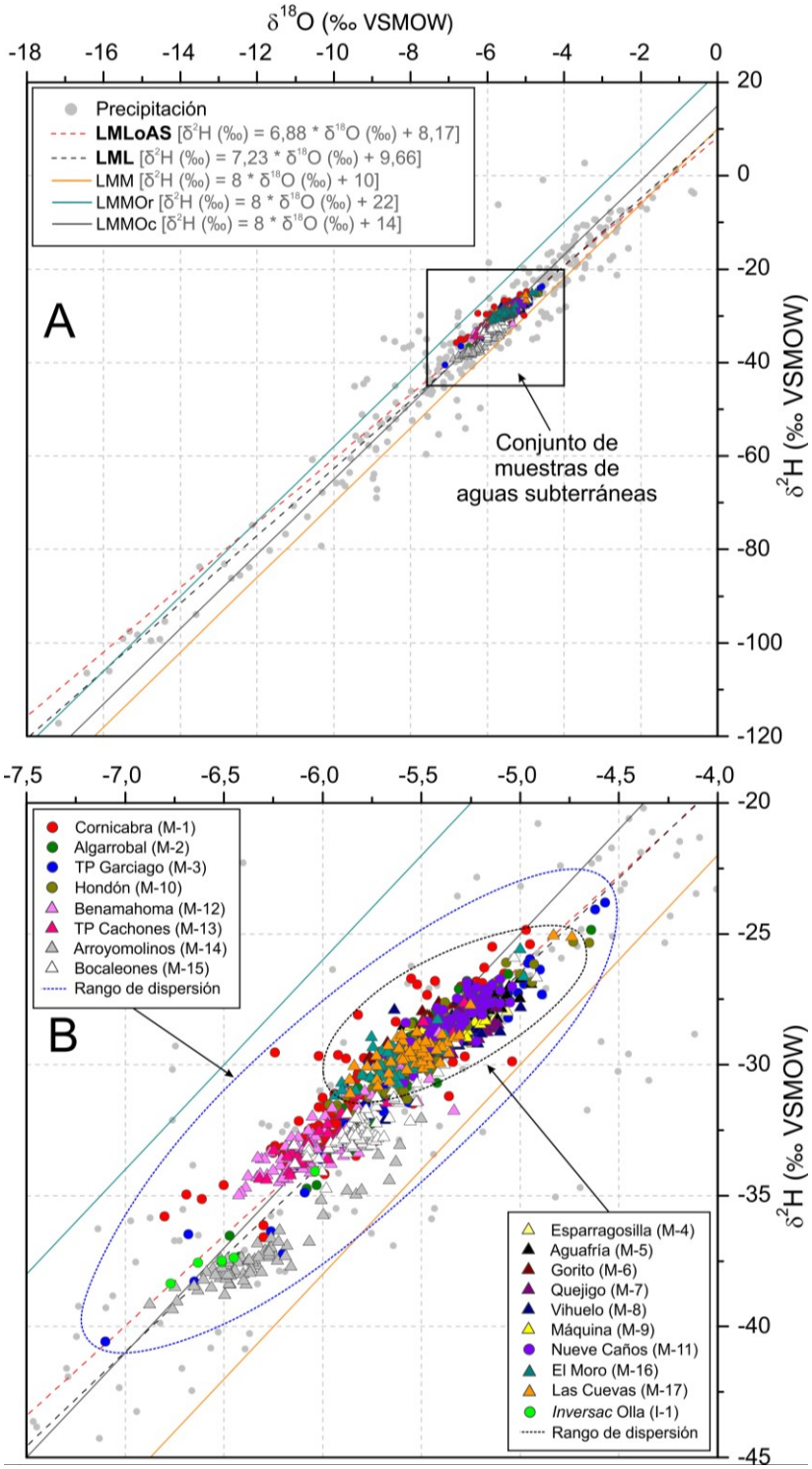


Figura 5.17. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en las muestras de aguas de precipitación y subterráneas drenadas por los manantiales de la red de control. (B) Representación detallada de la composición isotópica y de los rangos de dispersión en las aguas subterráneas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

5.7.1.1. Relación $\delta^{18}O$ – altitud: superficies de recarga

La variación de la composición isotópica del agua con la altitud es de gran utilidad para estimar la cota media de las superficies sobre las que se produce la recarga de los acuíferos, lo que puede ayudar en la delimitación de las áreas de recarga de los manantiales, sobre todo en sistemas hidrogeológicamente complejos. Esta metodología ha sido empleada extensamente en acuíferos bajo contextos climáticos muy diversos con resultados satisfactorios (Blavoux, *et al*., 1979; Andreo, 1995; Liñán, 2003; Barbieri *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2018; Kuang *et al*., 2019).

La figura 5.18 muestra la relación existente entre el valor medio de $\delta^{18}O$ del agua drenada por los manantiales de la red de control y la altitud media de las superficies permeables (calculada a partir de la cartografía y cortes geológicos y los modelos digitales de elevaciones).

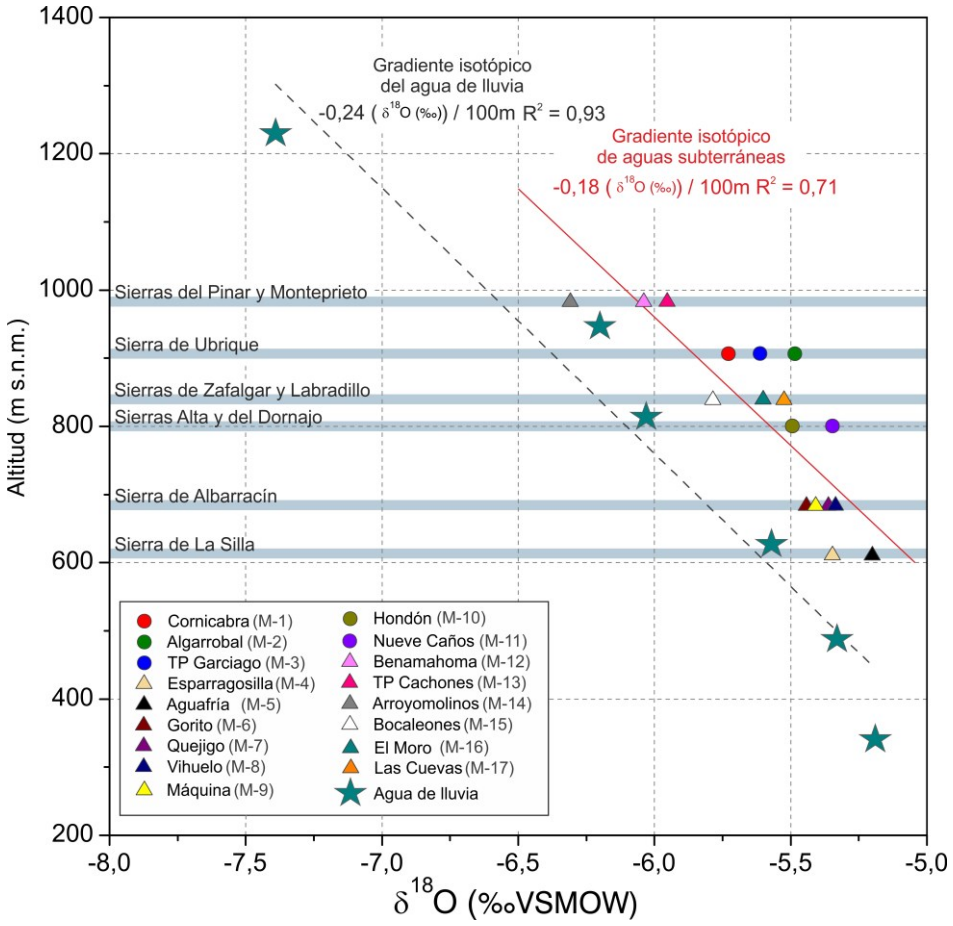


Figura 5.18. Relación entre los valores medios de $\delta^{18}O$ medidos en el agua de los manantiales del área de estudio y la altitud media de los afloramientos carbonáticos (superficies de recarga) de los macizos en los que están situados. Se incluyen la relación entre la altitud de los pluviocaptores y el valor medio de $\delta^{18}O$ del agua de lluvia durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La relación que existe entre ambos parámetros pone de manifiesto el efecto de la altitud a la que se produce la recarga de los acuíferos en la señal isotópica medida en los puntos de descarga. Así, las surgencias que descargan aguas isotópicamente más ligeras (Benamahoma -M-12-, TP Cachones -M-13- y Arroyomolinos -M-14-) estarían relacionados con el drenaje de los macizos de las sierras del Pinar y Monteprieto, cuyas áreas de recarga están situadas a una altitud mayor que el resto y donde la precipitación es abundante. En cambio, las aguas isotópicamente menos empobrecidas en $\delta^{18}O$, correspondientes a los manantiales de Esparragosilla (M-4), Aguafría (M-5), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) serían producto del drenaje de las sierras de Albarracín y la Silla, cuyas superficies de recarga están a menor altitud, donde la precipitación es inferior.

Se ha establecido un gradiente (Fig. 5.18) entre la altitud de los macizos y el contenido medio de $\delta^{18}O$ del agua de los manantiales que los drenan (gradiente isotópico de las aguas subterráneas). El valor obtenido (-0,18 $\delta^{18}O$ ‰ / 100 m) es inferior al valor medio de -0,27 $\delta^{18}O$ ‰ / 100 m estimado en otras regiones del mundo (IAEA, 1981). Sin embargo, es muy similar al calculado por Barberá (2014) en los acuíferos de la Serranía de Ronda (-0,15 $\delta^{18}O$ ‰ / 100 m), situados cerca del área de estudio. La pendiente obtenida es similar a la del gradiente isotópico del agua de lluvia (Fig. 5.18). La situación de las muestras de agua subterránea en el diagrama (desplazadas hacia valores menos empobrecidos que las del agua de lluvia) indica la existencia de un proceso generalizado de enriquecimiento isotópico, probablemente relacionado con la evaporación parcial del agua durante la recarga.

5.7.1.2. Evolución temporal de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$

El análisis temporal de la composición isotópica del agua subterránea y su relación con los eventos de precipitación permite obtener información relativa a los mecanismos de recarga y a los procesos de mezcla entre el agua de lluvia y el agua subterránea. La figura 5.19 muestra la evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en el agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del puerto de las Palomas (véase su situación en la figura 3.31) y en el agua drenada por las surgencias de la red de control. En las evoluciones temporales de la composición isotópica de las aguas subterráneas se diferencian patrones de comportamiento y respuesta frente a los eventos de precipitación. En los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15), los eventos de precipitación más significativos registrados durante los años hidrológicos 2013/14, 2014/15 y 2015/16 provocaron el drenaje de aguas menos empobrecidas isotópicamente, tanto en $\delta^{18}O$ como $\delta^{2}H$ (Fig. 5.19).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

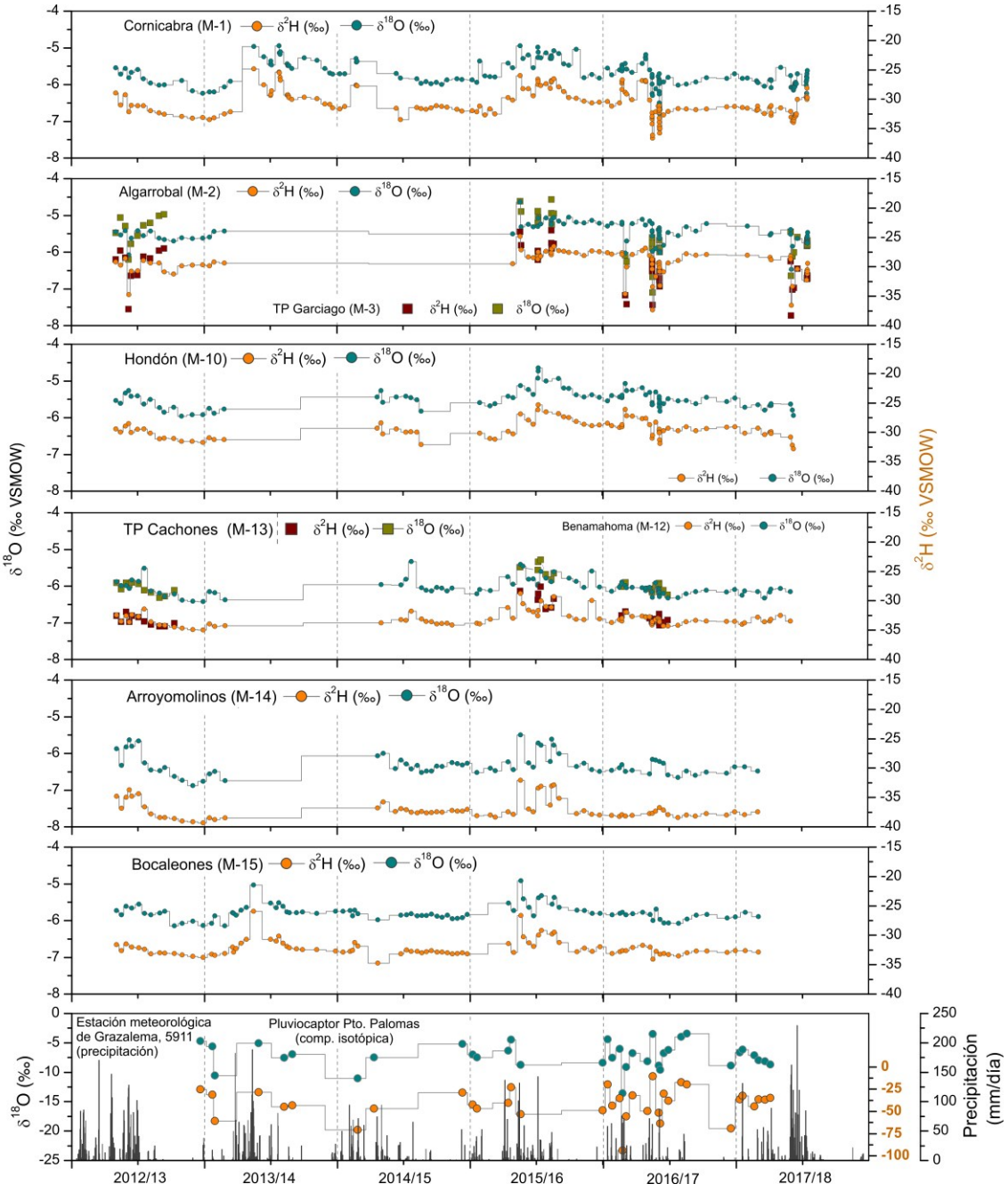


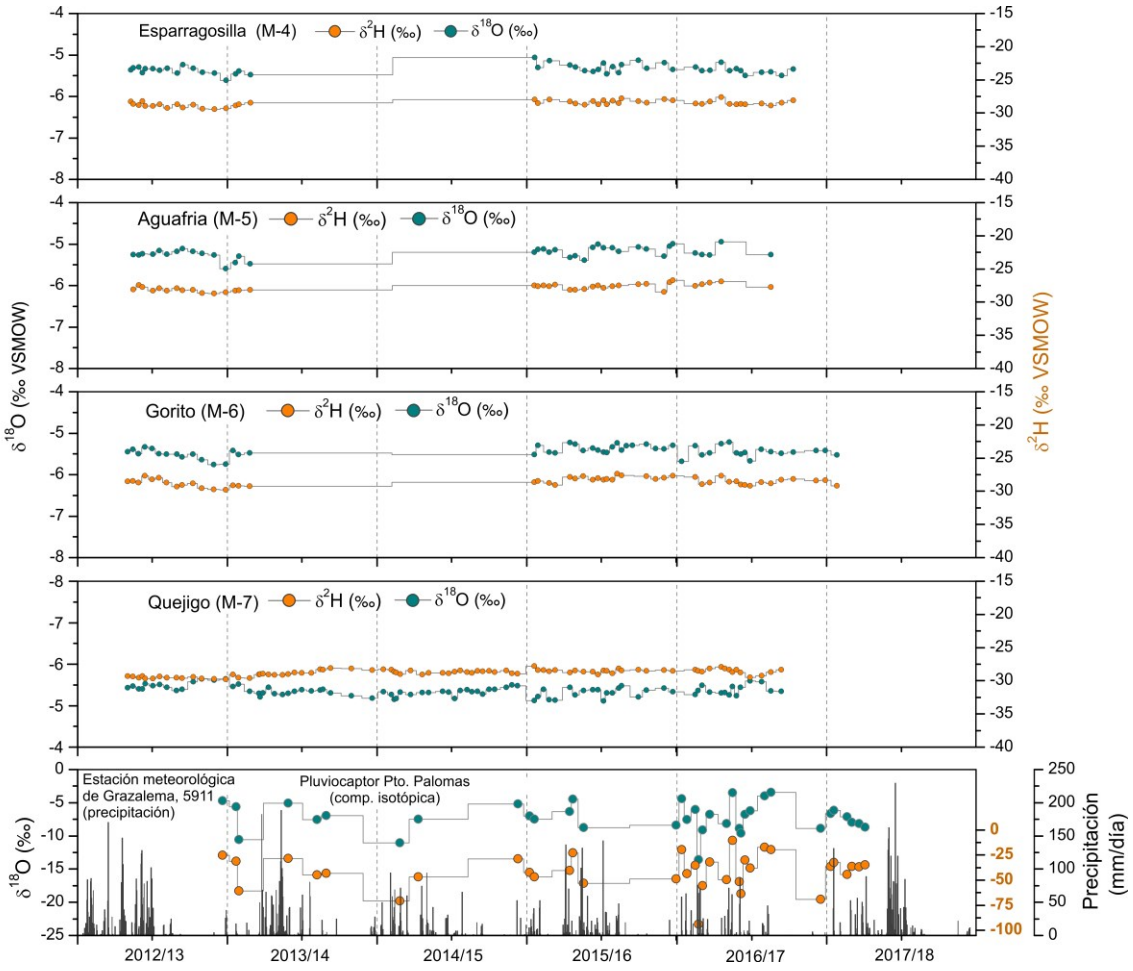
Figura 5.19. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas de lluvia (recogidas en el pluviocaptor Pto. Palomas) y de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de la red de control

Sin embargo, las lluvias más cuantiosas del año hidrológico 2016/17 y 2017/18 produjeron el drenaje de aguas con una señal isotópica más negativa (Fig. 5.19) en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3) y, en menor medida, Hondón (M-10). Esta variabilidad en el comportamiento frente a los procesos de recarga es debida, en parte, a la composición isotópica de las precipitaciones, que puede ser muy

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

variada en función de su procedencia (frentes nubosos de origen atlántico o mediterráneo) y de la cantidad y distribución espacial en los diferentes macizos del área de estudio.

El agua drenada por las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15) registra variaciones rápidas en su composición isotópica en respuesta a las precipitaciones, aunque dichos cambios son de menor magnitud que en los manantiales de la sierra de Ubrique y más amortiguados en el tiempo, como ocurre con las variaciones hidrogeoquímicas. Esto sugiere un desarrollo de la red de drenaje kárstica moderado en los acuíferos que drenan, con cierta inercia y capacidad de regulación natural frente a los procesos de recarga.

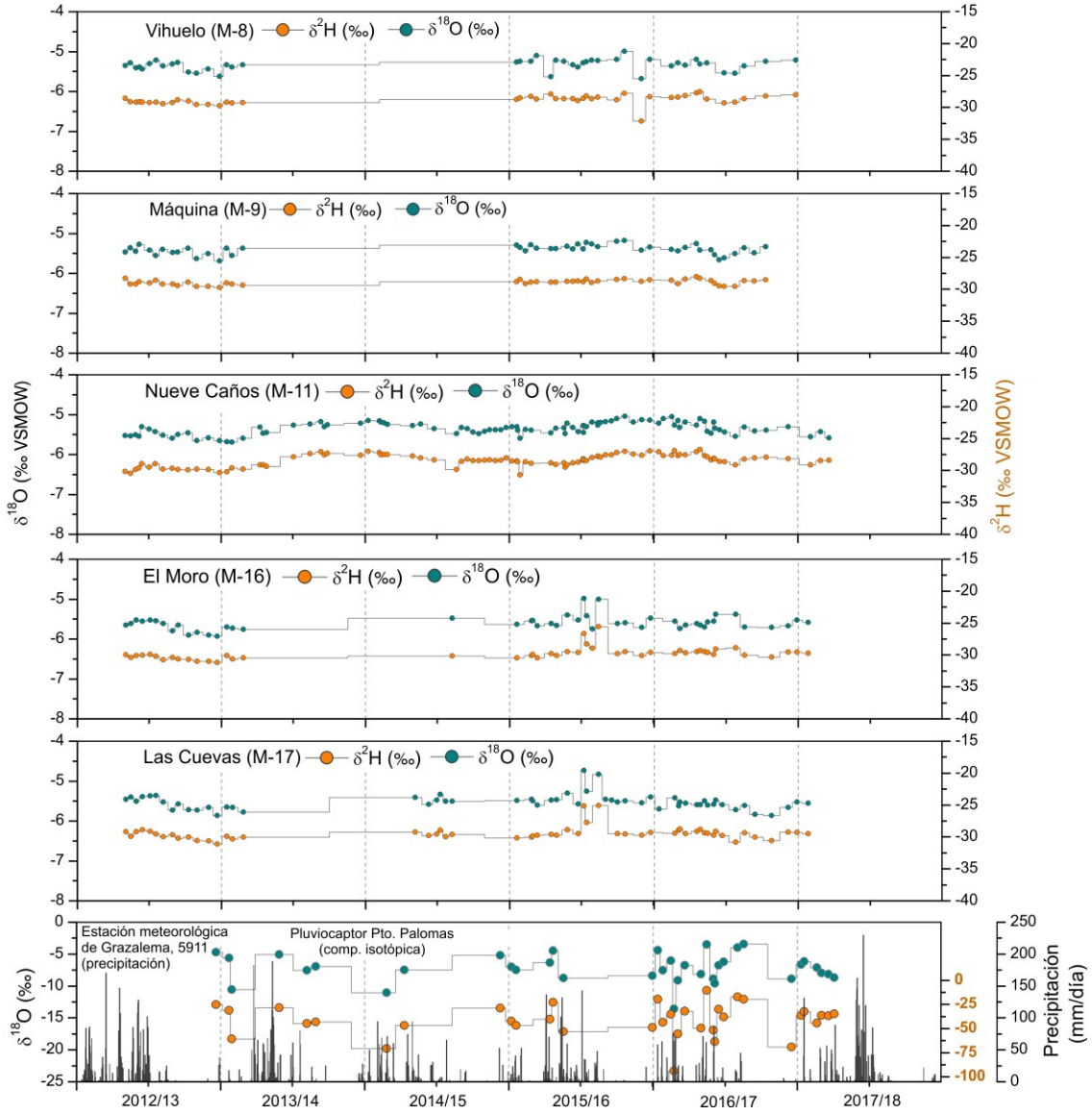


Continuación de la figura 5.19

La composición del agua drenada por las surgencias de Esparragosilla (M-4), Aguafría (M-5), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8), Máquina (M-9), Nueve Caños (M-10), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) muestra una escasa variación durante el periodo de registro. Su respuesta isotópica a las precipitaciones es más amortiguada, aunque pueden

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

observarse variaciones puntuales y rápidas en relación con algunos eventos de lluvia, como en septiembre de 2016 (manantial de Vihuelo), o debidas a las precipitaciones de los meses de abril y mayo de 2016 en el agua drenada por las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17).



Continuación de la figura 5.19

De lo anteriormente expuesto cabría deducir un tiempo de respuesta más corto, debido a un mayor desarrollo de la karstificación, en los sectores acuíferos drenados por los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Hondón (M-10), Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13), Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15). Ello permite la llegada rápida del agua de reciente infiltración hasta los manantiales y una interacción (mezcla) limitada con el agua previamente almacenada en el acuífero. Las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

rápidas y significativas variaciones isotópicas que se observan en las aguas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) parecen estar condicionadas, al igual que ocurre con otros parámetros hidrogeológicos, por un desarrollo comparativamente superior de la red de drenaje kárstica y por la contribución de la recarga concentrada a través de sumideros.

La mayor homogeneización de la composición isotópica de las aguas del resto de manantiales (surgencias de las sierras de la Silla, Albarracín, Alta y Labradillo), estaría asociado a un flujo subterráneo más parecido al de tipo difuso, en medios con bajo grado de karstificación y con capacidad para homogeneizar la señal isotópica procedente de las precipitaciones.

5.7.2. Composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

El estudio de la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$, *Dissolved Inorganic Carbon*) en las aguas subterráneas proporciona información cualitativa sobre el tiempo de residencia del agua en el acuífero y permite estimar la contribución relativa de las zonas saturada y no saturada al flujo subterráneo (Emblanch *et al*., 1998; Mudry *et al*., 2002; De la Torre *et al*., 2023). Los factores más importantes que influyen en el $\delta^{13}C_{TDIC}$ de las aguas subterráneas son: la composición mineralógica de las rocas que constituyen el acuífero, el tiempo de residencia del agua en el seno del acuífero (Emblanch *et a*l., 2003), la influencia y proporción de tipos y mecanismos de recarga (alóctona-autóctona y concentrada-difusa), el desarrollo del suelo y características de la cobertera vegetal y los procesos de mezcla de aguas. Asimismo, los procesos hidroquímicos que implican a las especies carbonatadas, como la precipitación de $CaCO_3$ o los procesos biogénicos, pueden modificar la señal isotópica en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (Mook, 2001).

El agua de lluvia contiene bajos contenidos de CO_2 producto de la disolución de este gas, presente en la atmósfera, cuya concentración durante el periodo 2012/13 – 2017/18 (periodo de investigación) ha sido de 4,06 ppmv (Dunne *et al*., 2020). La interacción entre el agua de lluvia y el suelo origina un aumento de la concentración de CO_2 en el agua, debido a la degradación de materia orgánica, a la respiración vegetal, etc. La señal isotópica resultante está muy empobrecida en $\delta^{13}C_{TDIC}$, de forma que las aguas de reciente infiltración presentan una señal isotópica de $\delta^{13}C_{TDIC}$ muy ligera, con valores de -14 a -22 ‰, respecto al patrón VPDB (*Viena Pee Dee Belemnite*). A lo largo del flujo subterráneo la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto sufre un proceso de enriquecimiento debido a la disolución progresiva de minerales carbonáticos (comúnmente calcita y dolomita) presentes

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

en la roca. Este enriquecimiento, que es proporcional al tiempo de residencia del agua en el acuífero, está condicionado por la capacidad de intercambio de CO_2 con la atmósfera. En sistemas abiertos (acuíferos libres, particularmente en la zona no saturada) la magnitud del proceso de interacción del agua subterránea con el CO_2 atmosférico limita el proceso de enriquecimiento. Sin embargo, en sistemas cerrados (en particular la zona saturada), la señal isotópica de $\delta^{13}C_{TDIC}$ está condicionada fundamentalmente por la disolución de carbono inorgánico mineral, cuyos valores se acercan al 0 ‰ (Clark y Fritz, 1997).

En la tabla 5.10 y figura 5.20 se muestran los parámetros estadísticos y los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ de las aguas drenadas por las surgencias de la red de control. Los datos medios en $\delta^{13}C_{TDIC}$ están comprendidos entre -6,53 ‰ (Esparragosilla, M-4) y -12,81 ‰ (El Moro, (M-16). Los coeficientes de variación más elevados (valores > 15 %) han sido determinados en los manantiales de Algarrobal (16,6 %), TP Garciago (16,7 % y Las Cuevas (19,3 %). En cambio, las aguas drenadas por las surgencias de Vihuelo (M-8) y Nueve Caños (M-11) presentan la variabilidad más baja del conjunto de la red de control (cv = 2 y 2,8 %, respectivamente).

La figura 5.21 muestra las relaciones existentes entre los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ de las aguas de los manantiales y las concentraciones de Mg^{2+} y de carbono orgánico total (COT). En acuíferos carbonáticos, el contenido en Mg^{2+} de las aguas subterráneas suele ser indicativo de la interacción del agua con las dolomías, que muestran una tasa de disolución menor que la de las calizas (la dolomita tiene un producto de solubilidad menor que la calcita) y que estratigráficamente se sitúan hacia la base de las secuencias carbonáticas del área de estudio (Martín-Algarra, 1987). Así, el contenido en Mg^{2+} puede aportar información sobre el tiempo de residencia del agua en el acuífero (Emblanch *et al*., 1998; Mudarra y Andreo, 2011; Sánchez *et al*., 2018). No obstante, parte del Mg^{2+} puede tener su origen en la disolución de rocas de naturaleza evaporítica (triásicas) situadas en la base de los acuíferos carbonáticos (véase el capítulo 2 de esta memoria).

Los contenidos de carbono orgánico total (COT) en el agua de los manantiales proceden de los horizontes superficiales de los acuíferos (suelo) y su concentración en las aguas subterráneas es un reflejo de la existencia de flujos rápidos, dado que la materia orgánica se mineraliza en su tránsito a través de las zonas no saturada y saturada de los acuíferos (Batiot, 2002). Los aumentos de los contenidos de COT en las aguas drenadas por los manantiales se relacionan con valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más empobrecidos (Fig. 5.21A),

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mientras que las muestras de agua en las que se han determinado los contenidos más bajos de COT muestran una señal isotópica más próxima al equilibrio con la roca.

Denominación	Referencia Tesis	Altitud (m s.n.m.)	$\delta^{13}C$ (‰)				
			n	máx.	med.	min.	cv(%)
Sierra de Ubrique							
Cornicabra	**M-1**	**345**	177	-8,67	-11,65	-14,54	9,6
Algarrobal	**M-2**	**317**	106	-8,70	-10,31	-17,26	16,6
TP Garciago	**M-3**	**422**	33	-9,38	-12,07	-18,69	16,7
Sierra de La Silla							
Esparragosilla	**M-4**	**291**	65	-6,02	-6,53	-7,09	3,5
Aguafría	**M-5**	**282**	60	-8,15	-9,35	-10,51	6,1
Sierra de Albarracín							
Gorito	**M-6**	**494**	80	-8,08	-10,11	-11,87	7,6
Quejigo	**M-7**	**313**	80	-7,33	-8,53	-9,94	7,0
Vihuelo	**M-8**	**295**	76	-9,21	-9,46	-10,05	2,0
Máquina	**M-9**	**344**	68	-6,99	-7,68	-8,81	5,4
Sierras Alta y del Dornajo							
Hondón	**M-10**	**427**	116	-9,80	-11,84	-14,27	8,4
Nueve Caños	**M-11**	**342**	109	-9,18	-9,80	-10,44	2,8
Sierras del Pinar y Monteprieto							
Benamahoma	**M-12**	**453**	102	-5,39	-6,49	-9,76	13,6
Cachones	**M-13**	**495**	25	-9,16	-11,91	-15,99	14,8
Arroyomolinos	**M-14**	**384**	88	-7,87	-8,81	-11,25	7,0
Sierras de Zafalgar y Labradillo							
Bocaleones	**M-15**	**329**	92	-8,70	-11,08	-14,20	12,7
El Moro	**M-16**	**637**	74	-11,53	-12,81	-15,54	6,0
Las Cuevas	**M-17**	**626**	56	-6,53	-10,27	-15,79	19,3

Tabla 5.10. Valores estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$) en las aguas subterráneas del área de estudio

En las aguas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3) y Hondón (M-10) se han medido los contenidos más elevados de COT (durante los periodos de crecida) junto con los valores más empobrecidos en $\delta^{13}C_{TDIC}$, lo que sería indicativo de un menor tiempo de tránsito por el acuífero. Este hecho pone de manifiesto el mayor desarrollo de la red de drenaje kárstica en los sectores drenados por estos manantiales, con capacidad para descargar de forma rápida el agua procedente de las precipitaciones.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

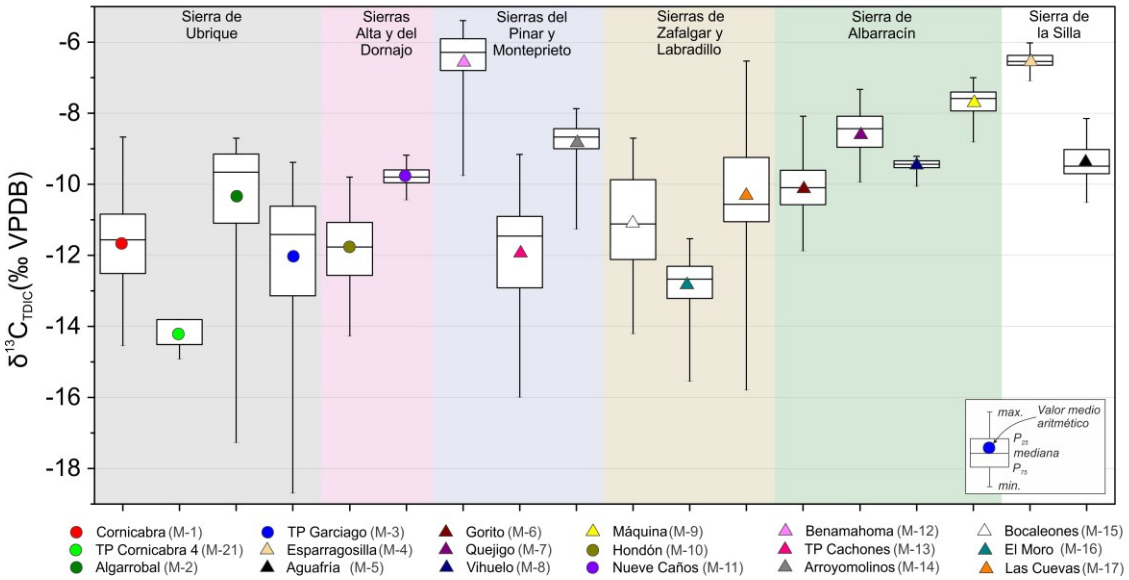


Figura 5.20. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ obtenidos de las muestras recogidas en las surgencias de la red de control

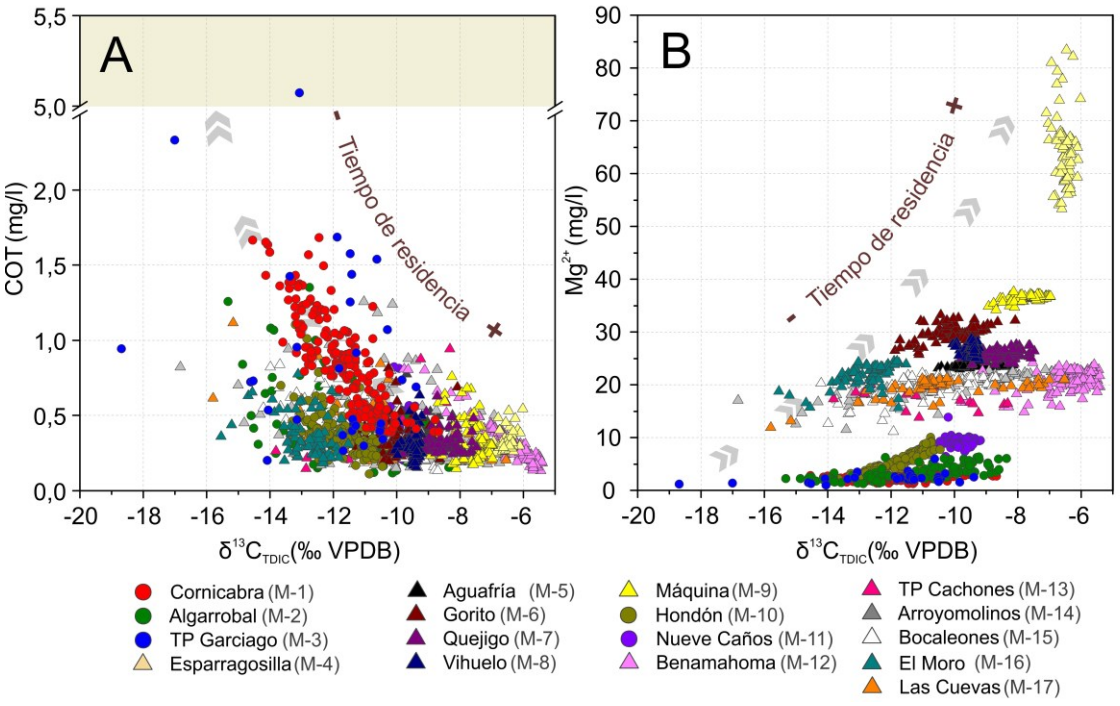


Figura 5.21. Relación entre los valores isotópicos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ y los contenidos en COT (A) y Mg^{2+} (B) en las muestras de agua de los manantiales de la red de control

En general, las aguas de los manantiales que drenan los macizos del sector suroriental del agua de estudio (sierras de Ubrique y el Dornajo-Sierra Alta) muestran concentraciones más bajas de Mg^{2+} y valores más negativos de $\delta^{13}C_{TDIC}$. En cambio, las aguas con un mayor

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

contenido en Mg^{2+} (acuíferos del sector noroccidental) muestran una señal más enriquecida en $\delta^{13}C_{TDIC}$, es decir, más próximas al equilibrio con la roca (Fig. 5.21B).

5.7.3. Carbono orgánico total (COT) y fluorescencia natural de las aguas subterráneas

Durante el periodo 2012/13 – 2017/18 se han tomado muestras en los manantiales de la red de control, con el objetivo de caracterizar las aguas subterráneas a partir de sus contenidos en carbono orgánico total (COT) y de la intensidad de su fluorescencia natural.

Los diferentes picos de intensidad de fluorescencia (A, C, B, T_1 y T_2) permiten caracterizar la presencia de diversos compuestos orgánicos disueltos en las aguas subterráneas (Mudarra, 2012). Estos picos se identifican como máximos relativos en la intensidad de fluorescencia (λ_{em}) en relación con la excitación (λ_{ex}) dentro de un rango de longitud de onda concreta.

Los picos de intensidad de fluorescencia de tipo A ($\lambda_{ex}/\lambda_{em}$ 220-260/400-450 nm) y C ($\lambda_{ex}/\lambda_{em}$ 300-350/400-460 nm) indican la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos en las aguas analizadas. Los picos de intensidad máxima de tipo T (T_1 y T_2) y B son característicos de la presencia de cadenas proteicas que contienen aminoácidos fluoróforos como el triptófano (T_1 = $\lambda_{ex}/\lambda_{em}$ 270-295/330-380 nm y T_2 = $\lambda_{ex}/\lambda_{em}$ 210-240/330-380 nm) o la tirosina (B = $\lambda_{ex}/\lambda_{em}$ 210-230/305-320 nm). Los ácidos húmicos y fúlvicos proceden mayoritariamente de la producción orgánica del suelo (Baker y Genty, 1999; Hudson *et al*., 2008; Mudarra y Andreo, 2011) y su presencia en las aguas subterráneas indica la existencia de flujos con corto tiempo de tránsito, que permiten la transferencia rápida de agua desde las áreas de recarga hasta las surgencias (Serène *et al*., 2022). Los picos de intensidad de fluorescencia de tipo T y B están relacionados con la actividad microbiológica que tiene lugar dentro del sistema (autóctona) o con el transporte de esta carga biológica desde fuentes externas (alóctona).

En las aguas drenadas por los manantiales de la red de control se ha detectado la presencia de todos los picos de máxima intensidad de fluorescencia (A, B, C, T_1 y T_2) en diferente proporción (Tabs. 5.11 y 5.12). Los picos de fluorescencia C y A presentan las intensidades más elevadas y han sido reconocidos en las aguas drenadas por todas las surgencias de la red de control. Los picos B, T_1 y T_2, solamente han sido identificados en las muestras de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Hondón (M-10), Nueve Caños (M-11), Benamahoma (M-12) y Arroyomolinos (M-14).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El rango de concentraciones medias de COT en las aguas de los manantiales varía entre 0,30 mg/l (Vihuelo, M-8) y 0,84 mg/l (Cornicabra, M-1). Los valores medios de intensidad de fluorescencia del pico C y A más bajos (0,75 y 1,79 unidades Raman, u.R.) han sido registrados en las aguas drenadas por el manantial de Máquina (M-9), mientras que los más elevados (3,90 y 9.06 u.R., respectivamente) corresponden a las muestras del manantial TP Garciago (M-3).

Los contenidos medios en COT y los valores de intensidad de fluorescencia son similares a los obtenidos por Mudarra (2012) y Barberá (2014) en zonas próximas al área de estudio, aunque muestran valores generalmente bajos en comparación con los resultados obtenidos en contextos climáticos más húmedos, en los que existe una mayor producción orgánica en el suelo (Emblanch, 1998; Batiot, 2002; Pronk *et al*., 2006).

		COT (mg/l)					Pico C (u.R.)					Pico A (u.R.)					
Manantial	Ref.	*n*	máx	med	mín	cv(%)	*n*	máx	med	mín	cv(%)	*n*	máx	med	mín	cv(%)	r C/A
Cornicabra	M-1	235	1,68	0,84	0,39	37,7	145	3,58	1,57	0,52	42,2	145	7,58	3,42	1,05	40,8	0,46
Algarrobal	M-2	130	1,79	0,39	0,12	71,2	115	7,24	1,58	0,59	71,0	115	14,75	3,54	1,34	69,0	0,45
TP Garciago	M-3	58	5,07	0,80	0,20	94,2	35	21,96	3,90	1,24	94,2	35	61,24	9,06	2,81	109,7	0,43
Esparragosilla	M-4	91	0,93	0,35	0,20	37,6	53	0,92	0,78	0,67	7,1	53	2,18	1,90	1,74	5,7	0,41
Aguafría	M-5	88	0,78	0,38	0,26	23,1	51	2,03	1,20	0,58	29,7	51	3,98	2,40	1,18	29,5	0,50
Gorito	M-6	99	0,98	0,35	0,18	38,5	54	1,43	0,88	0,63	20,1	54	3,76	2,18	1,35	23,6	0,40
Quejigo	M-7	99	0,63	0,33	0,25	23,3	84	2,23	1,31	0,84	21,5	84	4,72	3,03	2,08	17,5	0,43
Vihuelo	M-8	104	0,63	0,30	0,14	32,3	58	2,26	1,31	0,63	26,4	58	4,67	2,98	2,14	19,1	0,44
Máquina	M-9	89	0,76	0,33	0,15	44,5	52	1,28	0,75	0,51	23,5	52	3,08	1,79	1,20	24,8	0,42
Hondón	M-10	141	1,10	0,37	0,11	39,4	80	2,04	1,18	0,71	27,5	80	4,29	2,53	1,56	27,5	0,47
Nueve Caños	M-11	124	0,82	0,33	0,18	36,0	100	4,01	1,61	0,61	38,9	100	9,08	4,04	1,91	35,7	0,40
Benamahoma	M-12	126	0,81	0,33	0,13	45,7	96	3,14	1,28	0,36	42,1	93	6,99	2,75	0,88	38,0	0,46
TP Cachones	M-13	43	0,94	0,42	0,15	45,8	43	3,15	1,50	0,78	36,7	43	6,82	3,35	1,90	35,0	0,45
Arroyomolinos	M-14	105	1,26	0,43	0,15	59,1	88	5,03	1,38	0,48	65,6	89	10,75	3,04	0,21	63,2	0,45
Bocaleones	M-15	108	1,02	0,41	0,13	47,8	92	5,74	1,64	0,50	53,8	92	11,85	3,29	1,55	50,2	0,50
El Moro	M-16	98	0,78	0,36	0,17	39,9	55	2,72	1,32	0,41	44,1	55	5,48	2,96	1,32	40,6	0,45
Las Cuevas	M-17	96	1,12	0,36	0,17	46,9	53	4,23	1,44	0,35	58,0	53	8,24	3,19	1,70	47,1	0,45
TP Cornicabra 4	M-21	8	0,71	0,56	0,38	25,0	8	1,34	1,20	0,93	13,1	8	3,30	2,92	2,23	13,5	0,41
Inversac de la Olla	I-1	6	1,39	0,52	0,30	81,6	6	6,12	2,39	1,38	77,3	6	11,93	5,27	3,32	63,3	0,45

Tabla 5.11. Parámetros estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la concentración en COT (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C y A (u.R). De forma complementaria se incluye el valor del cociente medio entre la intensidad de los picos C y A (rC/A)

Los picos de intensidad de fluorescencia B, T_1 y T_2 son menos abundantes en las aguas drenadas por las surgencias de la red de control (Tab. 5.12). Los valores máximos de intensidad de fluorescencia de los picos B, T_1 y T_2, han sido registrados en el manantial de Algarrobal (M-2), con 11,46, 4,13 y 7,99 u.R., respectivamente. En las aguas drenadas por el manantial TP Garciago (M-3) solamente fueron detectados picos T_2, con la mayor intensidad de fluorescencia del registro (10,98 u.R.).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

		Pico B (u.R.)					Pico T_1 (u.R.)					Pico T_2 (u.R.)				
Manantial	Ref.	n	máx	med	mín	cv(%)	n	máx	med	mín	cv(%)	n	máx	med	mín	cv(%)
Cornicabra	M-1	1	1,70	1,70	1,70	---	7	3,20	1,30	0,00	67,8	20	5,88	2,21	0,00	55,9
Algarrobal	M-2	5	11,46	5,10	1,69	83,6	3	4,13	2,12	1,01	82,0	12	7,99	2,45	1,06	80,2
TP Garciago	M-3	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2	10,98	6,96	2,94	81,7
Esparragosilla	M-4	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Aguafría	M-5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Gorito	M-6	1	1,90	1,90	1,90	---	---	---	---	---	---	13	3,02	1,82	0,95	38,2
Quejigo	M-7	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	3	1,20	1,00	0,80	20,2
Vihuelo	M-8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Máquina	M-9	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Hondón	M-10	---	---	---	---	---	1	2,14	2,14	2,14	---	11	5,40	2,41	0,69	77,1
Nueve Caños	M-11	---	---	---	---	---	11	3,08	1,56	0,85	42,3	16	4,72	2,29	0,70	50,2
Benamahoma	M-12	1	0,72	0,72	0,72	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TP Cachones	M-13	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Arroyomolinos	M-14	---	---	---	---	---	3	1,12	0,75	0,54	42,2	6	1,46	0,93	0,60	35,5
Bocaleones	M-15	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
El Moro	M-16	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Las Cuevas	M-17	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TP Cornicabra 4	M-21	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Inversac de la Olla	I-1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Tabla 5.12. Parámetros estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de los picos de máxima intensidad de fluorescencia B, T_1 y T_2 (u.R)

En términos generales, las aguas drenadas por los manantiales situados en el sector suroriental del área de estudio (sierras de Ubrique y Dornajo-Sierra Alta) muestran los mayores contenidos medios en COT y las intensidades de fluorescencia más elevadas (Tabs. 5.11 y 5.12). La rápida transferencia de agua recientemente infiltrada (con una mayor carga orgánica) desde la superficie de recarga hasta las surgencias, posibilitada por el desarrollo de la red de drenaje kárstica en los sectores drenados por los manantiales, estaría relacionada con los valores más elevados de fluorescencia. En este sentido, es necesario considerar el efecto de la infiltración rápida y concentrada de agua superficial que se produce por sumideros kársticos.

5.7.3.1. Evolución temporal del COT y la fluorescencia natural

La figura 5.22 muestra la evolución temporal de los contenidos en COT y de la intensidad de fluorescencia de los picos A y C en las aguas de las surgencias de la red de control. En todas ellas, los valores máximos se registran durante los periodos en los que se producen las lluvias (meses de otoño, invierno y primavera) y presentan aumentos rápidos como respuesta a los eventos de precipitación más intensos.

Los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) presentan aumentos bruscos en sus contenidos en COT e intensidad de fluorescencia, como consecuencia de los eventos de lluvia más significativos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

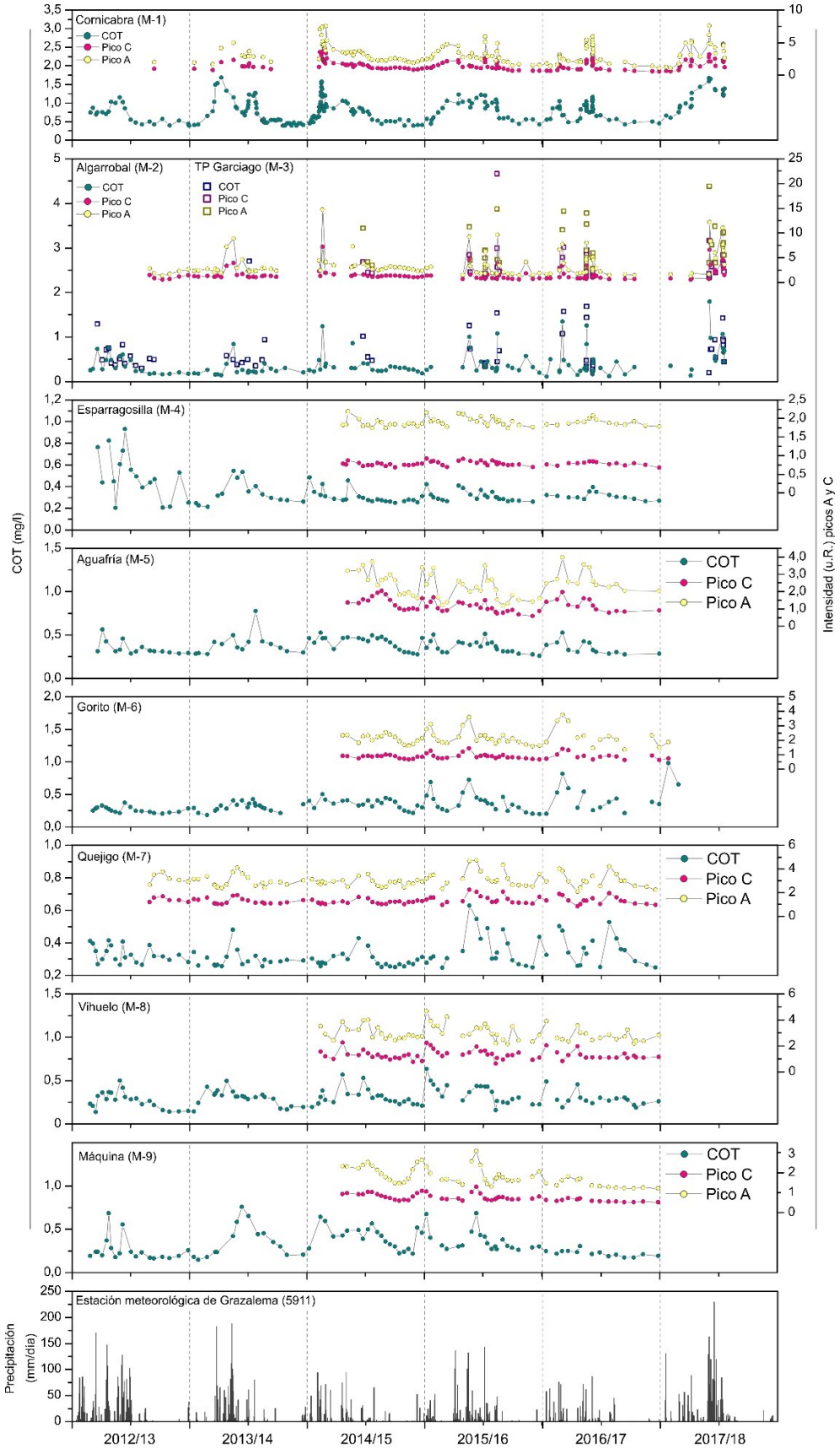
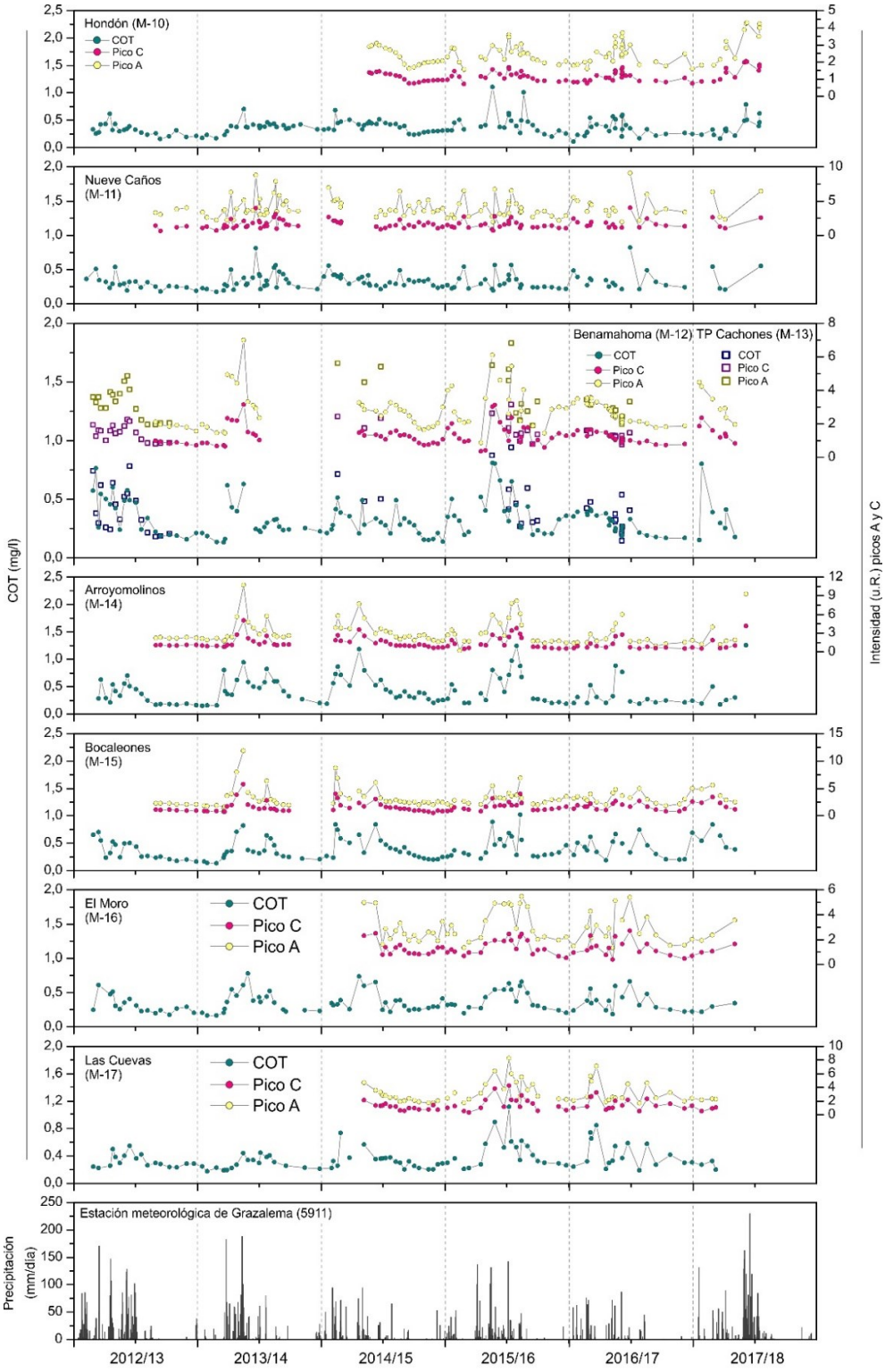


Figura 5.22.. Evolución temporal de los contenidos en COT y de la intensidad de fluorescencia de los picos C y A en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



Continuación de la figura 5.22

Dichos aumentos son muy rápidos (en el caso de los manantiales de Cornicabra, Algarrobal y TP Garciago pueden producirse en lapsos de tiempo horarios) y son seguidos de disminuciones igualmente rápidas, tanto en las concentraciones de COT como de los picos de intensidad de fluorescencia (Fig. 5.22). En el resto de las surgencias de la red de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

control también se registran aumentos en los contenidos de COT e incrementos en la intensidad de fluorescencia como consecuencia de los episodios pluviométricos, pero son más amortiguados y de menor magnitud (Fig. 5.22).

Los aumentos de COT e intensidad de fluorescencia de los picos C y A se producen generalmente de forma simultánea, lo que es indicativo de la contribución de los ácidos húmicos y fúlvicos (procedentes del suelo) a la carga orgánica de las aguas subterráneas. Estos compuestos se disuelven durante los procesos de infiltración y recarga y son transmitidos hasta los puntos de descarga con mayor o menor eficiencia en función del desarrollo de la red de drenaje kárstica. Por tanto, atendiendo a los contenidos en COT e intensidad de fluorescencia de las aguas subterráneas, los sectores acuíferos drenados por las surgencias de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3), Benamahoma (M-12) y TP cachones (M-13), se caracterizarían por presentar un mayor desarrollo de la red de drenaje kárstica, en la que el flujo subterráneo puede circular rápidamente a favor de sistemas de conductos muy transmisivos. La elevada magnitud de los contenidos máximos, tanto de COT como de la intensidad de los picos de fluorescencia (Tabs. 5.11 y 5.12.) y su corta duración (Fig. 5.22) indicarían un limitado alcance de los procesos de homogeneización en el acuífero y la prevalencia del flujo a través de conductos.

La mayor homogeneidad observada en la carga orgánica del agua del resto de los puntos de descarga estaría relacionada con un menor desarrollo de la karstificación funcional. La circulación subterránea a través de medios menos karstificados (más inerciales) está asociada a flujos más lentos que posibilitan la mineralización de parte de la materia orgánica presente en el agua de reciente infiltración. En cualquier caso, los contenidos en materia orgánica y la intensidad de los picos de fluorescencia en las aguas subterráneas están condicionados por el desarrollo del suelo y la tasa de producción de materia orgánica en los macizos rocosos, y por la ocurrencia de procesos de recarga concentrada a través de sumideros (especialmente significativos en la sierra de Ubrique). Ello conllevaría un aumento en el COT e intensidad de fluorescencia en el agua de infiltración, cuyo reflejo en el agua drenada por los manantiales indicaría un mayor desarrollo de la karstificación de la red de drenaje (Mudarra *et al*., 2001; De la Torre *et al*., 2020).

5.7.3.2. Relación entre la intensidad de fluorescencia y el carbono orgánico total (COT)

El contenido en materia orgánica disuelta en las aguas subterráneas, mayoritariamente ácidos húmicos y fúlvicos procedentes del suelo, suele presentar una correlación significativa

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

con los valores de intensidad de fluorescencia (Cumberland y Baker, 2007; Mudarra y Andreo, 2011; Barberá, 2014). En la figura 5.23 se muestra la concentración de carbono orgánico disuelto en el agua (COT) frente a la intensidad de fluorescencia del pico C, en las muestras de agua procedentes de las surgencias de la red de control.

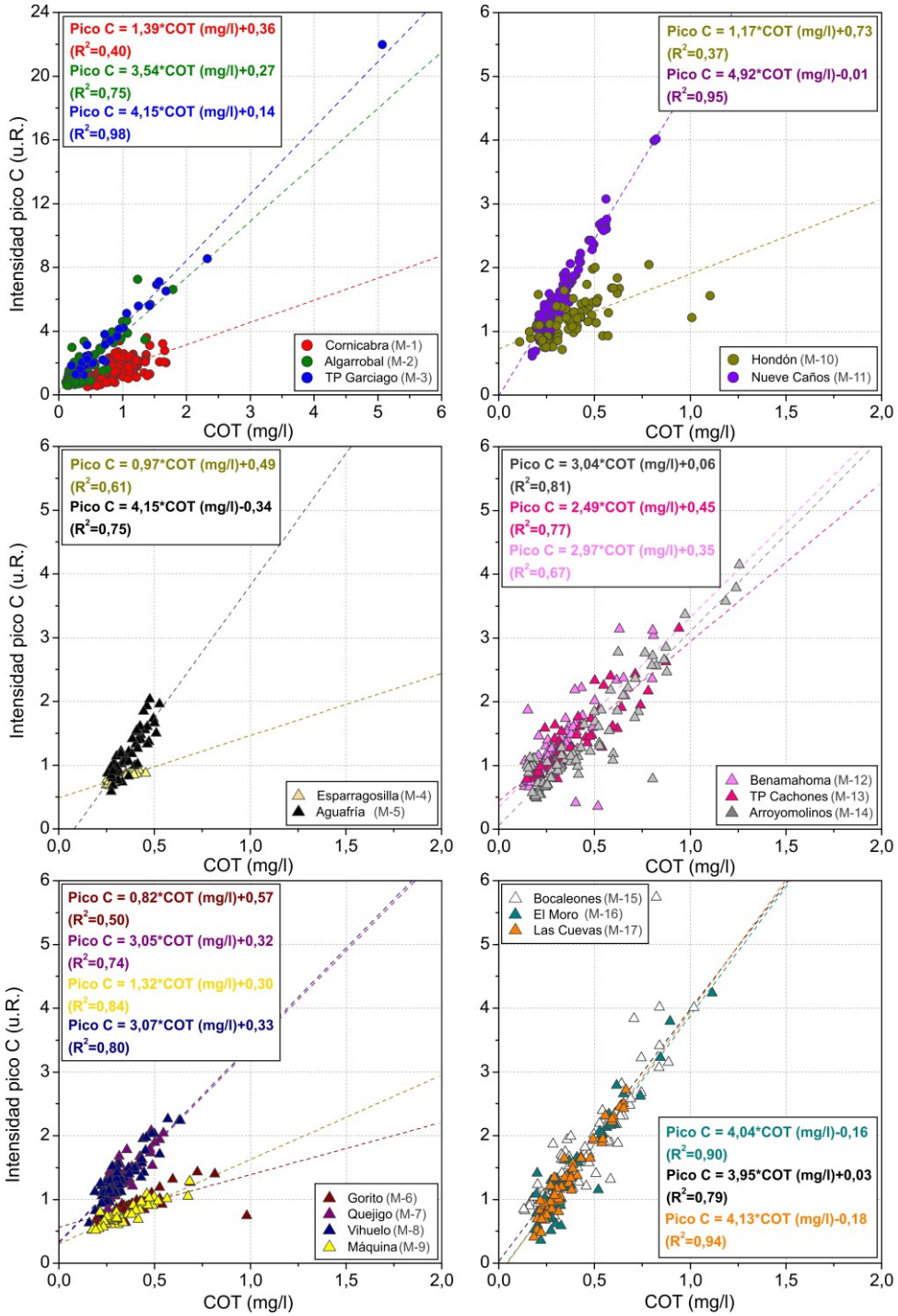


Figura 5.23. Relación entre la concentración de COT (mg/l) y la intensidad de fluorescencia del pico C (u.R.) en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control. Nótese que la escala de los ejes X e Y del gráfico superior izquierdo está realzada con respecto a las demás

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los coeficientes de correlación más elevados ($R^2 > 0,9$) han sido determinados en las surgencias de TP Garciago (M-3), Nueve Caños (M-11), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). Esta correlación es menos significativa ($R^2 < 0,5$) en los manantiales de Cornicabra (M-1), Gorito (M-6) y Hondón (M-10).

En los manantiales de Esparragosilla (M-4), Aguafría (M-5), Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) los datos aparecen más agrupados, debido a la escasa variabilidad de sus contenidos de COT e intensidad de fluorescencia. En cambio, las aguas drenadas por el resto de las surgencias presentan un mayor rango de dispersión (la máxima variabilidad se registra en las aguas de TP Garciago, M-3) (Fig. 5.23).

5.8. DEFINICIÓN DE LOS ACUÍFEROS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

La información mostrada en este capítulo y en otros anteriores permite definir dos grandes sectores hidrogeológicos en el área de estudio, en los que se pueden diferenciar, a su vez, varios acuíferos. Esta diferenciación ha sido llevada a cabo a partir del análisis conjunto de los límites y geometría deducidos de la cartografía y de la estructura geológica y de las cotas de surgencia de los manantiales, así como del régimen hidrodinámico de los principales puntos de descarga, de las características hidroquímicas, hidrotérmicas e isotópicas de las aguas subterráneas y de los ensayos de trazadores artificiales realizados. A continuación, se resumen las principales características de los sectores y acuíferos diferenciados (véase el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria), y en los capítulos posteriores de esta memoria se realiza un análisis más detallado del funcionamiento hidrogeológico de cada uno de ellos.

5.8.1. El sector suroriental

Incluye los acuíferos constituidos por las sierras de Ubrique y del Caíllo, situadas en la zona más meridional del área de estudio, las sierras Alta y del Dornajo (al NO) y las sierras del Endrinal y Peñón Grande (al E). Estos acuíferos comparten rasgos similares dada la secuencia estratigráfica de las formaciones que los componen (calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético Interno Occidental) y al notable desarrollo de la karstificación que presentan.

El **acuífero** formado por las sierras de **Ubrique y del Caíllo** comprende la estructura anticlinal que se extiende desde Villaluenga del Rosario hasta la localidad de Ubrique y los afloramientos carbonáticos de la sierra del Caíllo (véase el mapa hidrogeológico adjunto). El

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

drenaje del acuífero tiene lugar en su extremo SO, principalmente por los manantiales de Cornicabra (M-1; 349 m s.n.m.), Algarrobal (M-2; 317 m s.n.m.) y TP Garciago (M-3; 422 m s.n.m.), aunque existen otros manantiales temporales (*trop plein*) que muestran actividad surgente durante los eventos de recarga más intensos. Las grandes fluctuaciones en el caudal de descarga de estas surgencias, su baja mineralización y temperatura, y la elevada variabilidad en los registros hidroquímicos e isotópicos indican la existencia de flujos rápidos a través del acuífero y, por tanto, un elevado desarrollo de la karstificación funcional.

El **acuífero** de la **sierra del Dornajo-Sierra Alta** está constituido por los macizos homónimos, situados al noroeste de las sierras de Ubrique y el Caíllo. Se trata de una estructura anticlinal con charnela más o menos plana con dirección NE-SO y afectada por numerosas fallas normales hacia el NE, que le confieren una estructura en bloques escalonados (*horst*) y elevan el basamento triásico, lo que dificultaría el flujo subterráneo entre las sierras del Dornajo y de Endrinal (véanse el mapa y corte geológico 11-11´). En el borde SE del acuífero, los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos y las arcillas del complejo de los Flyschs que afloran en la zona de Benaocaz impedirían la transferencia de agua subterránea entre las sierras del Dornajo y del Caíllo. Las respuestas naturales de los manantiales relacionados con el drenaje de este acuífero (Hondón, M-10; 427 m s.n.m. y Nueve Caños, M-11 342 m s.n.m.) difieren de forma significativa, tanto desde el punto de vista hidrodinámico como hidroquímico e isotópico. El manantial de Hondón (M-10) muestra variaciones rápidas y de gran magnitud en su caudal de descarga (varios miles de l/s), así como en su registro hidrotérmico e hidroquímico, en relación con los eventos de recarga. Ello contrasta con las respuestas más amortiguadas registradas en la surgencia de Nueve Caños (M-11), que constituye el punto de descarga principal de Sierra Alta. Todo lo anterior demuestra las diferencias en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero: en el sector drenado por el manantial de Hondón (M-10) existe una mayor karstificación funcional, mientras que la red de drenaje kárstica parece menos desarrollada en el sector drenado por el manantial de Nueve Caños (M-11).

Las sierras del **Endrinal** y **Peñón Grande** constituyen un **acuífero** formado por calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético Interno, que presenta una geometría de bóveda anticlinal con charnela relativamente plana, limitado en su borde NO por los materiales de baja permeabilidad del Corredor del Boyar. En su borde oriental la estructura geológica favorece la continuidad de las formaciones jurásicas en profundidad, bajo las arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs (véanse el mapa geológico y los cortes adjuntos a esta memoria). Relacionados con el drenaje de estos macizos, solamente han sido identificados

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

dos puntos de descarga (*Inversac* de la Olla, I-1 y TP Tajos de Grazalema, M-34) situados a 804 y 741 m s.n.m., respectivamente. La excepcionalidad de la descarga en estas surgencias ha impedido disponer de información detallada sobre los caudales y las características hidroquímicas e isotópicas de las aguas que drenan. Sin embargo, la información aportada por los ensayos de trazadores artificiales (véase el capítulo 4 de esta memoria) ha permitido caracterizar el sentido del flujo subterráneo durante los eventos de recarga y la conexión existente entre varios puntos de infiltración preferencial con el *Inversac* de la Olla, I-1. El contraste entre la elevada pluviosidad registrada en los macizos de las sierras del Endrinal y Peñón Grande (véase el capítulo 3 de esta memoria) y la limitada descarga estimada durante el breve periodo de actividad surgente de los puntos de descarga, indica que la práctica totalidad de los recursos del acuífero deben transferirse a otros sistemas, probablemente, hacia los acuíferos carbonáticos de la sierra de Líbar, ubicada al SE del área de estudio (véase el mapa hidrogeológico adjunto).

5.8.2. El sector noroccidental

Engloba a los acuíferos constituidos por las sierras de la Silla, ubicada al SO, Albarracín y Pinar-Monteprieto, localizadas en la parte central y Zafalgar-Labradillo, situada al norte del área de estudio (véase el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). La secuencia estratigráfica de estos acuíferos (dolomías y calizas del dominio Subbético Medio) y la estructura geológica condicionan en gran medida el desarrollo de la karstificación y la jerarquización de la red de drenaje subterráneo.

Las dolomías jurásicas de la **sierra de la Silla** constituyen un **acuífero** cuya geometría está definida por un pliegue sinclinal que en el núcleo presenta formaciones margosas del Jurásico Superior. Toda la estructura reposa sobre materiales triásicos de naturaleza arcilloso-evaporítica (véanse el mapa y los cortes geológicos adjuntos). La descarga del acuífero tiene lugar principalmente por su borde occidental, por los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5), situados a 291 y 282 m s.n.m. La mineralización de las aguas drenadas por estas surgencias está condicionada por la disolución de minerales evaporitícos presentes en el sustrato triásico de las formaciones acuíferas, especialmente en el caso del manantial de Esparragosilla (M-4), cuyas aguas presentan la mineralización más elevada de la red de control. La escasa variabilidad hidroquímica, hidrotérmica e isotópica del agua drenada por dichas surgencias y su régimen hidrodinámico, que presenta una respuesta amortiguada frente a los procesos de recarga, sugieren la existencia de una red de drenaje kárstico con poco desarrollo y cierta capacidad de homogeneización del agua de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

recarga. El funcionamiento hidrogeológico se asemeja al de un sistema de drenaje de tipo difuso.

El **acuífero** constituido por las formaciones carbonáticas de las **sierras del Pinar y Monteprieto** (fundamentalmente dolomías) comprende la estructura sinclinal de estas sierras que se extiende en dirección NE-SO, desde el embalse de Zahara hasta el núcleo urbano de Benamahoma (véase el mapa geológico adjunto). Los materiales acuíferos se encuentran limitados al SE por las arcillas del Corredor del Boyar. Su borde NO está constituido por los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos y las formaciones margosas del Jurásico Medio y Superior que afloran en el borde suroriental de la sierra de Zafalgar. Las respuestas naturales frente a la recarga de los manantiales de Benamahoma (M-12, 453 m s.n.m.), TP Cachones (M-13, 495 m s.n.m.) y Arroyomolinos (M-14, 384 m s.n.m.), que constituyen los principales puntos de descarga del acuífero, muestran variaciones rápidas y de cierta magnitud. El registro hidrodinámico de los manantiales presenta grandes fluctuaciones (varios miles de l/s) en el caudal de descarga, al igual que ocurre con la composición química e isotópica de sus aguas, en relación con los eventos de lluvia más intensos. Este comportamiento es indicativo de la existencia de una red de drenaje karstificada. La escasa capacidad de homogeneización del sistema permite que el agua procedente de las lluvias sea transmitida rápidamente hasta los puntos de descarga, donde se registran significativas fluctuaciones en la mineralización y temperatura.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las rocas carbonáticas de la **sierra de Albarracín** forman un **acuífero** muy compartimentado, debido a su estructura geológica, caracterizada por la presencia de pliegues muy apretados, con direcciones diversas, afectados por fallas y cabalgamientos (véanse los cortes geológicos adjuntos a esta memoria). La descarga del acuífero se produce principalmente por las surgencias de Gorito (M-6, 494 m s.n.m.), Quejigo (M-7, 313 m s.n.m.), Vihuelo (M-8, 295 m s.n.m.) y Máquina (M-9, 344 m s.n.m.), ubicadas en los bordes suroccidental y meridional de la sierra (véase el mapa hidrogeológico adjunto). La mineralización de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales está condicionada por la disolución de minerales evaporitícos presentes en el sustrato triásico de las formaciones acuíferas. Las respuestas naturales de los manantiales de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7) frente a los eventos de precipitación es relativamente marcada, con cambios de cierta magnitud en el régimen hidrodinámico y la composición química e isotópica de sus aguas. Esta variabilidad contrasta con las respuestas más amortiguadas registradas en los manantiales de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9). Todo lo anterior indica diferencias en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero, en función

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del sector considerado, con mayor desarrollo de la karstificación en los sectores drenados por los manantiales de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7).

Las formaciones carbonáticas (calizas y dolomías) de las **sierras de Zafalgar y Labradillo** constituyen un **acuífero** que estructuralmente se corresponde con el flanco noroccidental de un pliegue anticlinal con dirección NE-SO. Su borde suroriental está definido por el afloramiento de arcillas y evaporitas triásicas que constituyen el basamento de las formaciones acuíferas, mientras que en sus límites septentrional y occidental están rodeados por afloramientos de margas cretácicas. El drenaje del acuífero se produce fundamentalmente por el manantial de Bocaleones (M-15, 329 m s.n.m.) en su borde nororiental y por los manantiales de El Moro (M-16, 637 m s.n.m.) y Las Cuevas (M-17, 626 m s.n.m.) en el borde suroccidental (véase el mapa hidrogeológico adjunto). El registro hidroquímico e hidrodinámico del manantial de Bocaleones (M-15) muestra variaciones rápidas y de considerable magnitud como consecuencia de los eventos de recarga. La red de drenaje tiene la capacidad de transmitir rápidamente el agua de lluvia desde la superficie de recarga del acuífero hasta el manantial, que registra incrementos en su hidrograma del orden de varios miles de l/s, seguidos de decrecidas moderadamente rápidas. Las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) están situadas a una altitud superior al resto, a favor del contraste de permeabilidad originado por la superficie de cabalgamiento de la base de la sierra de Labradillo (véase el mapa geológico y los cortes adjuntos). Sus caudales medios de descarga son bajos (58 l/s en el manantial de El Moro y 4 l/s en el manantial de Las Cuevas), como corresponde a la reducida extensión de las formaciones carbonáticas de la sierra de Labradillo (véase el mapa hidrogeológico adjunto). Sin embargo, las respuestas naturales de estas surgencias a los eventos de recarga son moderadamente rápidas y muestran una variabilidad significativa en los registros hidroquímicos e isotópicos de sus aguas como consecuencia de los eventos de recarga. La red de drenaje en este sector debe contar con un moderado desarrollo de la karstificación, con capacidad para homogeneizar el agua de reciente infiltración procedente de las lluvias con el agua previamente almacenada en el acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

6. BALANCE HIDROGEOLÓGICO

En este capítulo se relacionan las salidas de agua medidas en los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema con las entradas estimadas mediante diversos métodos de cálculo. El balance se ha llevado a cabo para cada uno de los años hidrológicos que constituyen el periodo de investigación (2012/13, 2013/14, 2014/15, 2015/16, 2016/17 y 2017/18), dado que se dispone de información respecto a las salidas de agua (aforos sistemáticos y registros continuos del caudal de descarga de los principales manantiales). Durante el periodo de investigación se han identificado dos años de tipo húmedo (2012/13 y 2017/18), tres de tipo medio (2013/14, 2014/15 y 2015/16) y uno de tipo seco (2016/17), por lo que dicho periodo es representativo de las diferentes condiciones hidrometeorológicas que suceden en la Sierra de Grazalema (véase el capítulo 3 de la presente memoria). Para el periodo de datos histórico considerado en la caracterización termopluviométrica (1984/85 – 2017/18) se ha realizado una evaluación de los recursos hídricos renovables, a partir de la información disponible.

A continuación, se describen los métodos utilizados para la cuantificación de las distintas componentes del balance hídrico y se exponen los resultados obtenidos.

6.1. SALIDAS

Las descargas de agua subterránea (S) han sido evaluadas a partir de aforos periódicos y, en los manantiales con mayor caudal medio, mediante la instalación de sensores de altura

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de lámina de agua en secciones de aforo, que han sido calibradas para calcular su correspondiente curva de gastos y obtener así los hidrogramas. En todos los casos el caudal de descarga ha sido cuantificado a partir de la integración de los hidrogramas. Durante el año hidrológico 2012/13 se cuenta con datos procedentes de aforos directos, mientras que para el periodo 2013/14 – 2017/18 se dispone de un registro horario del caudal en los principales puntos de descarga. En las surgencias relacionadas con el drenaje de los acuíferos de las sierras de Albarracín y de la Silla solamente se tienen datos puntuales, para el periodo 2012/13 – 2016/17. El caudal de descarga de los manantiales de Esparragosilla y Aguafría (M-4 y M-5) ha sido aforado de forma conjunta, al igual que en el caso de los manantiales de Benamahoma y TP Cachones (M-13 y M-14), pertenecientes al acuífero de Sierra del Pinar-Monteprieto.

Se ha realizado una estimación de las derivaciones y bombeos de agua destinados al abastecimiento urbano (Tab. 6.1), que forman parte de las salidas de los acuíferos pero no estaban incluidas en los aforos de caudal y, por tanto, deben sumarse a dichas salidas.

Los hidrogramas obtenidos durante los años 2013/14 – 2017/18 (periodo de registro continuo) en los manantiales de Benamahoma y TP Cachones (M-12 y M-13, así como en los de Arroyomolinos (M-14) y Bocaleones (M-15) muestran aumentos rápidos de caudal, debidos en parte a la existencia de escorrentía superficial provocada por los eventos de precipitación más intensos. La separación de las componentes superficial y subterránea se ha llevado a cabo mediante el método propuesto por Barnes (1940), a partir de los hidrogramas obtenidos en las correspondientes secciones de aforo. En la figura 6.1 se intenta mostrar la separación de la componente superficial (entre las líneas roja y negra) y subterránea (por debajo de la línea negra) en las secciones de aforo afectadas por escorrentía superficial. La diferencia entre el caudal total medido y la descarga subterránea estimada representa la escorrentía superficial generada sobre las áreas vertientes a cada una de las secciones de aforo.

La descarga media relacionada con los acuíferos del sector suroriental, durante el periodo de investigación ha sido de 29,31 hm^3/año (Tab. 6.1), aunque ha sido notablemente superior (50,24 hm^3) durante el año hidrológico 2012/13 (húmedo). El valor mínimo de descarga media anual en este sector fue registrado durante el año hidrológico 2016/17 (14,17 hm^3). La mayor parte de las salidas corresponden al acuífero de la sierra de Ubrique, cuya descarga se realiza a través de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), y mediante bombeos en el sondeo del Algarrobal (S-1).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

					Año hidrológico (precipitación media en mm)												Media periodo investigación		Datos históricos								Media datos históricos	
					2012/13 (1877)		*2013/14* (1230)		*2014/15* (997)		*2015/16* (1078)		*2016/17* (755)		*2017/18* (1576)				IGME (1980)		IGME (1984)		IGME (1992)		DGOHCA (1998)			
	Acuífero	**Punto controlado**	**Tipo**	**Ref.**	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*	hm³/año	*l/s*
Sector suroriental	Sierra de Ubrique	Cornicabra	Manantial	M-1	8,36	*265*	13,15	*417*	9,90	*314*	8,99	*285*	6,21	*197*	10,00	*317*	**9,44**	***299***	2,30	*73*	4,19	*133*	3,60	*114*	5,05	*160*	**3,78**	***120***
		Abto. Ubrique (Cornicabra) [1]	Captación	---	0,57	*18*	0,57	*18*	0,57	*18*	0,57	*18*	0,57	*18*	0,57	*18*	**0,57**	***18***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
		Algarrobal	Manantial	M-2	5,83	*185*	2,68	*85*	2,52	*80*	2,81	*89*	2,08	*66*	8,96	*284*	**4,15**	***131***	3,60	*114*	1,29	*41*	1,42	*45*	2,96	*94*	**2,32**	***74***
		Abto. Ubrique (Algarrobal) [2]	Sondeo	S-1	0,15	*5*	0,15	*5*	0,11	*3*	0,14	*4*	0,18	*6*	0,16	*5*	**0,15**	***5***	---	---	0,95	*30*	---	---	---	---	**0,95**	***30***
		TP Garciago	Manantial	M-3	18,49	*586*	4,48	*142*	1,55	*49*	2,30	*73*	1,10	*35*	13,75	*436*	**6,95**	***220***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
	Total acuífero de la sierra de Ubrique				33,40	*1059*	21,03	*667*	14,65	*465*	14,81	*470*	10,14	*322*	33,44	*1060*	**21,25**	***674***	5,90	*187*	6,43	*204*	5,01	*159*	8,01	*254*	**7,05**	***224***
	Dornajo-Sierra Alta	Hondón	Manantial	M-10	11,04	*350*	4,57	*145*	3,19	*101*	3,75	*119*	2,30	*73*	7,00	*222*	**5,31**	***168***	1,01	*32*	1,80	*57*	2,96	*94*	4,13	*131*	**2,48**	***79***
		Nueve Caños	Manantial	M-11	5,14	*163*	1,86	*59*	1,32	*42*	1,32	*42*	1,07	*34*	1,89	*60*	**2,10**	***67***	1,04	*33*	3,50	*111*	1,96	62	1,55	*49*	**2,01**	***64***
		Abto. Ubrique (Nueve Caños) [3]	Captación	---	0,44	*14*	0,44	*14*	0,44	*14*	0,44	*14*	0,44	*14*	0,44	*14*	**0,44**	***14***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
		Abto. Ubrique (Sondeo El Rano 1) [4]	Sondeo	S-3	0,22	*7*	0,22	*7*	0,22	*7*	0,22	*7*	0,22	*7*	0,22	*7*	**0,22**	***7***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
	Total acuífero de Dornajo-Sierra Alta				16,84	*534*	7,09	*225*	5,17	*164*	5,73	*182*	4,03	*128*	9,55	*303*	**8,07**	***256***	2,05	*65*	5,30	*168*	4,92	*156*	5,68	*180*	**4,49**	***142***
	Total sector suroriental				**50,24**	***1593***	**28,12**	***892***	**19,82**	***628***	**20,54**	***651***	**14,17**	***449***	**42,99**	***1363***	**29,31**	***930***	**7,95**	***252***	**11,73**	***372***	**9,93**	***315***	**13,69**	***434***	**11,53**	***366***
Sector noroccidental	Sierra de la Silla	Esparragosilla	Manantial	M-4	3,34	106	2,17	69	1,20	38	0,98	31	0,66	21	---	---	**1,67**	***53***	---	---	1,00	32			1,48	47	**1,24**	***39***
		Aguafría	Manantial	M-5											---	---			---	---			0,82	26	---	---	**---**	**---**
		Manantiales del noreste [5]	Manantial	---	3,15	*100*	1,20	*38*	0,57	*18*	0,41	*13*	0,19	*6*	---	---	**1,10**	***35***	---	---	1,00	32			---	---	**---**	**---**
	Total acuífero de la sierra de la Silla				6,49	*206*	3,37	*107*	1,77	*56*	1,39	*44*	0,85	*27*	---	---	**2,77**	***88***	---	---	2,00	64	0,82	26	1,48	47	**1,43**	***46***
	Sierra de Albarracín	Gorito	Manantial	M-6	1,07	*34*	1,17	*37*	0,73	*23*	0,88	*28*	0,50	*16*	---	---	**0,87**	***28***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
		Quejigo	Manantial	M-7	0,98	*31*	0,66	*21*	0,50	*16*	0,32	*10*	0,06	*2*	---	---	**0,50**	***16***	0,35	*11*	3,00	*95*	---	---	0,95	30	**1,43**	***45***
		Abto. El Bosque (Sondeo Los Cañitos) [6]	Sondeo	S-2	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	---	---	**0,06**	***2***	0,32	*10*	0,95	*30*	---	---	---	---	**0,63**	***20***
		Vihuelo	Manantial	M-8	0,47	*15*	0,85	*27*	0,63	*20*	0,50	*16*	0,47	*15*	---	---	**0,58**	***19***	0,32	*10*	---	---	0,50	16	1,17	37	**0,66**	***21***
		Máquina	Manantial	M-9	0,73	*23*	0,38	*12*	0,28	*9*	0,19	*6*	0,16	*5*	---	---	**0,35**	***11***	0,32	*10*	0,60	*19*	---	---	---	---	**0,46**	***15***
	Total acuífero de la sierra de Albarracín				3,31	*105*	3,12	*99*	2,20	*70*	1,95	*62*	1,25	*40*	---	---	**2,37**	***75***	1,29	*41*	4,54	144	0,50	16	2,11	67	**2,52**	***80***
	Zafalgar - Labradillo	Bocaleones	Manantial	M-15	24,31	*771*	10,41	*330*	8,64	*274*	9,15	*290*	8,51	*270*	17,47	*554*	**13,08**	***415***	5,05	*160*	8,39	*266*	8,77	278	22,52	*714*	**11,18**	***355***
		El Moro	Manantial	M-16	5,08	161	3,09	98	0,91	*29*	0,60	*19*	0,41	*13*	0,95	*30*	**1,84**	***58***	0,79	*25*	0,44	*14*	---	---	---	---	**0,61**	***20***
		Las Cuevas	Manantial	M-17					0,16	*5*	0,06	*2*	0,03	*1*	0,28	*9*	**0,13**	***4***	0,32	10	0,19	6	---	---	---	---	**0,25**	***8***
		Abto. Prado del Rey [7]	Captación	---	0,47	*15*	0,47	*15*	0,47	*15*	0,47	*15*	0,47	*15*	0,47	*15*	**0,47**	***15***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
	Total acuífero de Zafalgar- Labradillo				29,86	*947*	13,97	*443*	10,18	*323*	10,28	*326*	9,42	*299*	19,17	*608*	**15,52**	***492***	6,15	*195*	9,02	*286*	8,77	*278*	22,52	*714*	**12,05**	***382***
	Pinar - Monteprieto	Benamahoma + TP Cachones	Manantial	M-12+13	35,41	*1123*	19,58	*621*	10,22	*324*	13,21	*419*	9,37	*297*	25,10	*796*	**18,82**	***597***	2,21	*70*	9,80	*311*	9,37	*297*	23,72	*752*	**11,27**	***358***
		Abto. Benamahoma [8]	Captación	---	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	0,06	*2*	**0,06**	***2***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
		Arroyomolinos	Manantial	M-14	7,98	*253*	3,15	*100*	1,86	*59*	1,73	*55*	1,67	*53*	3,69	*117*	**3,35**	***106***	1,10	*35*	3,70	*117*	2,71	86,00	8,89	282	**4,10**	***130***
		Abto. Zahara de la Sierra [9]	Captación	---	0,38	*12*	0,38	*12*	0,38	*12*	0,38	*12*	0,38	*12*	0,38	*12*	**0,38**	***12***	---	---	---	---	---	---	---	---	**---**	**---**
	Total acuífero de Pinar-Monteprieto				43,83	*1390*	23,17	*735*	12,52	*397*	15,38	*488*	11,48	*364*	29,23	*927*	**22,60**	***717***	2,21	*70*	13,50	*428*	12,08	*383*	32,61	*1034*	**15,37**	***488***
	Total sector noroccidental				**83,49**	***2647***	**43,63**	***1383***	**26,67**	***846***	**29,00**	***920***	**23,00**	***729***	**48,40**	***1535***	**43,27**	***1372***	**9,65**	***306***	**29,08**	***922***	**22,17**	***703***	**58,72**	***1862***	**31,38**	***995***
	Total salidas área de estudio				**133,73**	*4241*	**71,75**	*2275*	**46,49**	*1474*	**49,54**	*1571*	**37,17**	*1179*	**91,39**	*2898*	**72,58**	***2301***	**17,60**	*558*	**40,81**	*1294*	**32,10**	*1018*	**72,41**	*2296*	**42,91**	*1361*

Tipo de registro — *Aforos puntuales* — *Registro continuo*

Tabla 6.1. Descarga media anual de los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema durante el periodo 2012/13 – 2017/18 y a partir de la información histórica disponible. Superíndices: [1] Caudal determinado mediante aforos directos en la captación, realizados durante los periodos de aguas bajas. [2] El caudal de bombeo ha sido facilitado por Aqualia Ubrique. [3] El caudal del manantial destinado al abastecimiento se ha cuantificado mediante 4 aforos directos realizados en la entrada de la tubería de captación. [4] Información procedente de Aqualia Ubrique. [5] Esta descarga corresponde a un grupo de manantiales de difícil acceso, estacionales y de poco caudal, aforados conjuntamente. [6] Caudal de bombeo calculado a partir de la demanda de llenado diario del depósito municipal de abastecimiento vinculado al sondeo de los Cañitos 2 (S-2), con una capacidad de 160 m³ (información procedente de Aguas de la Sierra de Cádiz). [7] El caudal de abastecimiento proviene principalmente del manantial de El Moro. Ha sido calculado mediante la integración del hidrograma, durante los periodos en los que la totalidad de su descarga es destinada a satisfacer la demanda urbana de Prado del Rey. [8] Caudal calculado a partir de la dotación de abastecimiento para la pedanía de Benamahoma (200 l por habitante y día). [9] El caudal ha sido obtenido mediante la realización de dos aforos en la tubería de captación, con un valor medio de 11,8 l/s

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

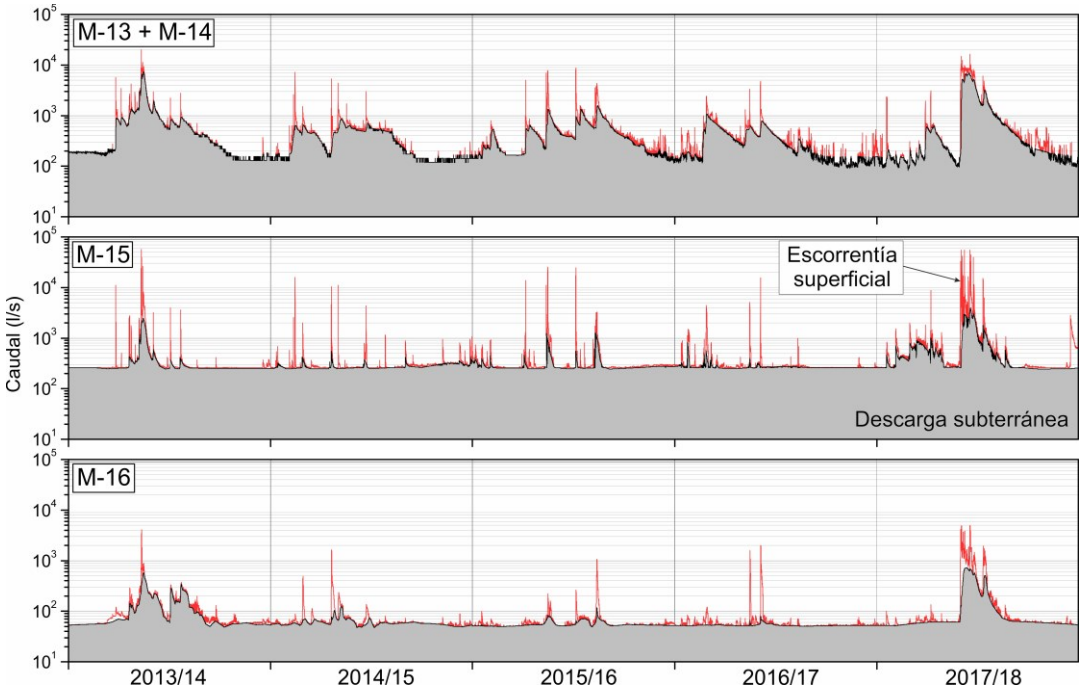


Figura 6.1. Hidrogramas de los manantiales en los que existe componente de escorrentía superficial durante el periodo 2013/14 – 2017/18. El hidrograma conjunto M-13 y M-14 incluye la descarga de los manantiales de Benamahoma y Cachones. Los hidrogramas M-15 y M-16 corresponden a los manantiales de Bocaleones y Arroyomolinos, respectivamente

Existen una serie de surgencias temporales (*trop-plein*) localizadas junto al cauce de Arroyo Seco (véase su ubicación en el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria), en una zona de difícil acceso, por las que tiene lugar la descarga de agua subterránea en respuesta a los eventos pluviométricos más intensos. Durante el periodo de investigación estos manantiales han estado activos pocos días, horas en algunos casos. Su caudal conjunto fue determinado mediante aforos químicos diferenciales en dos ocasiones (16/02/2016 = 1253 l/s y 10/03/2018 = 986 l/s). Debido al corto periodo de drenaje, la información disponible no se ha considerado relevante a efectos del balance hidrogeológico.

La descarga media del acuífero de la sierra de Ubrique ha sido cifrada en 21,25 hm^3/año. No obstante, durante los años húmedos del periodo de investigación (2012/13 y 2017/18) las salidas totales del acuífero han sido cuantificadas en 33,40 y 33,44 hm^3, respectivamente. En el año hidrológico 2016/17 (el más seco del periodo de investigación) la descarga media del acuífero fue de 10,14 hm^3/año (Tab. 6.1).

El drenaje del acuífero de Dornajo-Sierra Alta se efectúa principalmente por las surgencias de Hondón (M-11) y Nueve Caños (M-12). Los sondeos de El Rano (S-3 y S-4), utilizados para el abastecimiento urbano de la localidad de Ubrique, constituyen los únicos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

puntos de bombeo relacionados con este acuífero. La descarga media conjunta durante el periodo de investigación asciende a 8,07 hm^3/año. No obstante, durante el año 2012/13 (el más húmedo del periodo de investigación) el volumen de descarga fue de 16,84 hm^3. El valor mínimo se registró durante el año 2016/17 con 4,03 hm^3 (Tab. 6.1).

En el acuífero de Endrinal-Peñón Grande solamente han sido localizadas dos surgencias esporádicas, ubicadas en la vertiente oriental de la sierra del Endrinal. Una de ellas ha sido catalogada como un *inversac* (I-1, *inversac* de La Olla). Se trata de una cavidad kárstica que actúa como emisor (surgencia) o receptor (sumidero) de agua, en función del estado hidrodinámico del sistema, de ahí el nombre de *inversac* (Gezè, 1987). Su funcionamiento como surgencia de agua subterránea está restringido a los eventos de precipitación más intensos.



Figura 6.2. Fotografía del inversac de La Olla (I-1), durante un periodo de actividad surgente en marzo de 2018

Durante el periodo de estudio se tiene constancia de dicha actividad en dos ocasiones. La primera en el mes de marzo de 2013 (precipitación media mensual de 569 mm) y la segunda en los meses de marzo y abril de 2018 (Fig. 6.2), en los que se registró una precipitación media de 461mm. A partir de las dimensiones del cauce, calado y velocidad del flujo en superficie se realizaron dos estimaciones del caudal de descarga el 02/03/2018

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

y el 19/03/2018. El caudal estimado fue de 2500 l/s, aunque debido a la poca precisión de la medida y la ausencia de información sobre el corto periodo de tiempo durante el que el *inversac* estuvo activo como surgencia, este dato no se ha considerado en el balance hidrogeológico. Si se tienen en cuenta los reducidos lapsos de tiempo durante los cuales el *inversac* muestra actividad surgente (pocos días e incluso horas), el caudal de descarga drenado por este punto es poco significativo, si se atiende al régimen hidrometeorológico de la zona y la superficie permeable (17,86 km^2) atribuida al acuífero de Endrinal-Peñón Grande.

La surgencia de TP Los Tajos (M-34), ubicada cerca del núcleo urbano de Grazalema, en el extremo nororiental del acuífero es otro manantial temporal relacionado con la descarga del acuífero de Endrinal-Peñón Grande. Este punto de descarga solamente ha mostrado actividad surgente durante breves periodos de tiempo (horas) en respuesta a las intensas lluvias de marzo de 2013, febrero de 2016 y marzo-abril de 2018. El caudal de descarga de este manantial es del orden de centenares de l/s, aunque no se han realizado aforos. Al igual que en el caso del *inversac* de la Olla (I-1), la descarga de este punto no se ha considerado en el balance hidrogeológico.

En el sector noroccidental, la descarga determinada durante el periodo 2012/13 – 2017/18 ha sido de 43,27 hm^3/año (Tab. 6.1), valor que se ha visto incrementado hasta 83,49 hm^3 durante el año hidrológico más húmedo del periodo de investigación (2012/13) y que se ha reducido hasta 23,00 hm^3 en el año más seco (2016/17). Mas de la mitad de las salidas medias evaluadas en este sector corresponden al drenaje del acuífero de Pinar-Monteprieto (22,60 hm^3/año), que se produce por los manantiales de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M14). El manantial de TP Cachones es una surgencia temporal, de tipo *trop plein*, ubicada en una zona escarpada de difícil acceso, por lo que la descarga de este punto se ha determinado de forma conjunta con el de Benamahoma en la confluencia de ambos. Además, relacionados con la descarga de este acuífero existen manantiales de escaso caudal o estacionales (véase el capítulo 4 de la memoria), cuyo exiguo caudal no ha sido considerado en el balance hidrogeológico del área de estudio.

En el acuífero de Zafalgar-Labradillo, la descarga media anual ha sido de 15,52 hm^3/año (Tab. 6.1), 29,86 hm^3 durante el año hidrológico 2012/13 y 9,42 hm^3 durante el año 2016/17. La mayor parte de la descarga (13,08 hm^3/año) procede del manantial de Bocaleones (M-15), única surgencia significativa en el borde nororiental del acuífero. Los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) se localizan en el borde occidental y su caudal de descarga es captado de forma íntegra para el abastecimiento urbano de la localidad de Prado del Rey. Solamente en los eventos de aguas altas el caudal excede la capacidad de derivación de la toma de abastecimiento y fluye hacia el exterior de la captación. Durante los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14 la descarga de ambas surgencias fue determinada de forma conjunta. El caudal destinado al abastecimiento urbano ha sido calculado mediante la realización de aforos periódicos dentro de la captación, cuando la descarga de ambos manantiales se destina de forma íntegra para tal uso. El caudal medio de ambas surgencias se ha cifrado en 1,84 hm^3/año (El Moro, M-16) y 0,13 hm^3/año (Las Cuevas, M-17).

Las salidas medias evaluadas en la sierra de la Silla han sido cuantificadas en 2,77 hm^3/año, de los cuales, 1,67 hm^3/año han sido drenados a través de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5). El resto (1,10 hm^3/año) procede de la descarga de los manantiales situados en el borde NE de la sierra de la Silla, aforados de forma conjunta. Se trata de un grupo de surgencias de pequeño caudal y régimen estacional en los que el número de aforos ha estado limitado a los periodos de aguas altas.

El caudal medio de drenaje en el acuífero del Bosque se ha calculado en 2,37 hm^3/año, repartido entre los manantiales de Gorito (M-6) con una aportación media de 0,87 hm^3/año, Quejigo (M-7) con 0,50 hm^3/año, Vihuelo (M-8) con 0,58 hm^3/año, y Máquina (M-9) cuya aportación es la más baja de los puntos de descarga del acuífero (0,35 hm^3/año). Adicionalmente, se ha estimado en 0,06 hm^3/año el caudal bombeado en el sondeo de Los Cañitos (S-2) a partir de la demanda de abastecimiento para la población de El Bosque (Tab. 6.1).

En total, la descarga media del conjunto de acuíferos carbonáticos de la Sierra de Grazalema durante el periodo 2012/13 – 2017/18 ha sido de 72,58 hm^3/año (Tab. 6.1), valor similar al obtenido por DGOHCA (1998), que cifró el caudal de descarga medio del periodo comprendido entre diciembre de 1995 y marzo de 1997 de 72,41 hm^3/año. Los estudios anteriores llevados a cabo por IGME (1980, 1984 y 1992) obtuvieron valores significativamente inferiores para la descarga media anual (17,60, 40,81 y 32,1 hm^3/año, respectivamente). Esta diferencia probablemente está condicionada por la mayor frecuencia de las medidas realizadas durante este estudio y por la instalación y calibración de sensores de registro continuo, los cuales permiten obtener un registro más preciso de las variaciones en la descarga de los manantiales kársticos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

6.2. ENTRADAS

Las entradas de agua a los acuíferos se han estimado a partir de la cantidad de precipitación registrada sobre los afloramientos permeables (principales áreas de recarga) y, en su caso, sobre las áreas endorreicas constituidas por materiales de baja permeabilidad sobre los que se genera escorrentía superficial durante los eventos de lluvia, que se infiltra por sumideros kársticos e incorpora al flujo subterráneo. Con objeto de precisar los volúmenes de agua que se recargan los acuíferos se han utilizado las metodologías de balance de agua en el suelo (Thornthwaite, 1948), método *APLIS* (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al*., 2008; Marín, 2009) y balance de masas de Cl^- (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1983).

6.2.1. Precipitaciones

Para el análisis de las precipitaciones se han considerado dos periodos diferentes: por una parte, el periodo histórico comprendido entre los años hidrológicos 1984/85 y 2017/18 y, por otra, el de investigación (2012/13 – 2017/18). El cálculo de la precipitación registrada sobre las superficies de recarga de los acuíferos diferenciados en el área de estudio se ha realizado mediante planimetría de isoyetas con el uso de Sistemas de Información Geográfica. Esta metodología se considera más adecuada que otros sistemas de interpolación, como la distribución espacial mediante polígonos de Thiessen, valores medios o krigeaje, ya que en entornos montañosos tiene en cuenta la influencia de la orografía en la distribución espacial de las precipitaciones. Los resultados obtenidos para el periodo histórico y para cada uno de los años hidrológicos del periodo de investigación están recogidos en la tabla 6.2.

La lluvia media obtenida en el conjunto de afloramientos permeables del área de estudio (112,36 km^2) para el periodo histórico ha sido de 1375 mm, lo que supone 154,51 hm^3/año, repartidos entre los sectores suroriental (74,19 hm^3/año) y noroccidental (80,32 hm^3/año). Durante los años húmedos y secos, la precipitación calculada difiere significativamente del valor medio (281,44 hm^3 para el año 2009/10 y 64,39 hm^3 para el 2004/05). En el periodo de investigación se ha calculado un valor medio de lluvia de 1473 mm, equivalentes a 165,56 hm^3/año, ligeramente superior a la media del periodo histórico, cifrada en 80,44 hm^3/año en el sector suroriental y de 85,12 hm^3/año en el noroccidental (Tab. 6.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

6.2.2. Cálculo de la recarga por el método de balance de agua en el suelo

El cálculo de la recarga a través del balance de agua en el suelo se ha llevado a cabo mediante el método de Thornthwaite (1948) y posteriormente modificado por Girad *et al*., (1981), que se basa en la asunción de que, para un periodo de tiempo determinado, un volumen concreto de precipitación origina una fracción que se evapotranspira (evapotranspiración real o *ETR*), otra que da lugar a la precipitación efectiva o lluvia útil (*PU*) y una cantidad que queda retenida por el suelo y es utilizable por las plantas, denominada como reserva útil del suelo (*RU*). La fracción del agua de precipitación que se evapotranspira y no contribuye a la recarga de los acuíferos, se ha cuantificado a partir del cálculo de la evapotranspiración potencial (*ETP*), que representa la cantidad máxima de agua que puede evaporarse en caso de existir una ilimitada cantidad de ésta y depende de las condiciones meteorológicas del medio (temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento, radiación solar, etc).

A partir de las series de precipitación y *ETP* se ha calculado la evapotranspiración real (*ETR)*, que representa la cantidad de agua que realmente vuelve a la atmósfera, y la precipitación efectiva o lluvia útil (*PU*), que constituye la fracción de agua que se infiltra e incorpora al flujo subterráneo o bien produce escorrentía superficial, en función de la permeabilidad de los materiales que se consideren.

Dentro del área de estudio abundan los afloramientos carbonáticos en los que existe un extraordinario desarrollo de morfologías exokársticas (véase el capítulo 2 de esta memoria), particularmente en las formaciones carbonáticas del Jurásico Inferior pertenecientes al dominio Subbético Interno, sobre las cuales la generación de escorrentía superficial puede considerarse despreciable. En este caso, la *PU* representa la fracción de agua que se infiltra y produce la recarga del acuífero. A dicha recarga hay que añadir la aportación de la escorrentía superficial generada en cuencas ocupadas por materiales de baja permeabilidad que se infiltra a través de sumideros kársticos.

Sobre los afloramientos de dolomías y calizas con sílex del dominio Subbético Medio (áreas de recarga de los acuíferos del sector noroccidental), el desarrollo de la karstificación superficial es mucho más reducido y los rasgos geomorfológicos indicativos de procesos de erosión hídrica son patentes (véase el capítulo 2 de esta memoria), por lo que debe asumirse la existencia de escorrentía superficial, al menos, durante los eventos de lluvia más intensos. En este caso la *PU* no representa la recarga del acuífero, sino la suma del agua que finalmente se infiltra e incorpora al flujo subterráneo y la escorrentía superficial.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

Sector	Acuífero	Área permeable (km^2)	Periodo histórico (1984/85 - 2017/18)						Periodo de investigación (2012/13 - 2017/18)												Media del periodo de investigación	
			Seco (2004/05)		Año medio		Húmedo (2009/10)		2012/13		2013/14		2014/15		2015/16		2016/17		2017/18			
			mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3	mm	hm^3
Suroriental	Sierra de Ubrique	24,03	490	**11,77**	1292	**31,05**	2428	**58,34**	2079	**49,96**	1184	**28,45**	1028	**24,70**	1074	**25,81**	839	**20,16**	1768	**42,49**	1329	**31,93**
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	449	**5,22**	1077	**12,53**	2231	**25,95**	1842	**21,42**	956	**11,12**	881	**10,25**	885	**10,29**	717	**8,34**	1215	**14,13**	1083	**12,59**
	Endrinal - Peñón Grande	17,86	740	**13,22**	1714	**30,61**	3097	**55,31**	3043	**54,35**	1982	**35,40**	1441	**25,74**	1766	**31,54**	1230	**21,97**	2608	**46,58**	2011	**35,92**
Total s. suroriental		53,52	564	**30,21**	1386	**74,19**	2608	**139,60**	2349	**125,73**	1401	**74,97**	1134	**60,69**	1264	**67,64**	943	**50,47**	1928	**103,20**	1503	**80,44**
Noroccidental	Sierra de la Silla	7,51	348	**2,61**	977	**7,34**	1601	**12,02**	1590	**11,94**	1178	**8,85**	993	**7,46**	811	**6,09**	706	**5,30**	1431	**10,75**	1119	**8,40**
	Sierra de Albarracín	5,01	417	**2,09**	956	**4,79**	1786	**8,95**	1593	**7,98**	968	**4,85**	834	**4,18**	1016	**5,09**	715	**3,58**	1267	**6,35**	1066	**5,34**
	Zafalgar - Labradillo	18,19	628	**11,42**	1545	**28,10**	2519	**45,82**	2092	**38,05**	1267	**23,05**	1060	**19,28**	1361	**24,76**	945	**17,19**	2011	**36,58**	1456	**26,48**
	Pinar - Monteprieto	28,13	642	**18,06**	1425	**40,09**	2668	**75,05**	2279	**64,11**	1518	**42,70**	1170	**32,91**	1371	**38,57**	1053	**29,62**	2185	**61,46**	1596	**44,90**
Total s. noroccidental		58,84	581	**34,18**	1365	**80,32**	2411	**141,84**	2075	**122,08**	1350	**79,45**	1085	**63,83**	1266	**74,51**	946	**55,69**	1957	**115,14**	1447	**85,12**
Total área de estudio		**112,36**	573	**64,39**	1375	**154,51**	2505	**281,44**	2206	**247,81**	1374	**154,42**	1108	**124,52**	1265	**142,15**	945	**106,16**	1943	**218,34**	1473	**165,56**

Tabla 6.2. Precipitaciones medias anuales obtenidas a partir de planimetría de isoyetas en las áreas de recarga de los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema, para los años húmedo, medio y seco del periodo histórico (1984/85 – 2017/18) y para cada uno de los años que constituyen el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

6.2.2.1. Análisis comparativo de las ecuaciones para el cálculo de la ETP

Dada a la dificultad para realizar mediciones directas de la *ETP*, esta se calcula comúnmente a partir de datos meteorológicos. Existen diversas aproximaciones empíricas que permiten determinar el valor de esta variable, que se diferencian fundamentalmente según los datos necesarios para su cálculo. El método de Penman-Monteith (1965), recomendado para la estimación de la evapotranspiración de referencia (FAO, 1990), requiere disponer de series temporales de la temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y albedo de la superficie. Dentro del área de estudio únicamente dos estaciones meteorológicas cuentan con la información necesaria para aplicar este método: Grazalema *EMA*, 5911A (909 m s.n.m.) y El Bosque San José, 5941X (297 m s.n.m.), durante un periodo de 15 años hidrológicos (2003/04 – 2017/18), inferior al de 34 años (1984/85 – 2017/18) considerado en el periodo histórico.

En la figura 6.2 se muestra el valor medio mensual de la *ETP* calculada mediante la ecuación de Penman-Monteith (1965) con los datos registrados por las dos estaciones antes mencionadas. La *ETP* muestra los valores mínimos entre el final del otoño e inicio de la primavera (cuando se producen la mayoría de las precipitaciones y las temperaturas son más bajas) y máximos durante los meses de verano.

En general, se observa una clara relación entre la altitud de las estaciones y la *ETP* calculada, pues los valores en la estación de Grazalema *EMA* (909 m s.n.m.) son menores que los obtenidos para la estación de El Bosque San José (297 m s.n.m.).

En ausencia de registros de todas las variables necesarias se puede calcular el valor de la *ETP* mediante el uso de ecuaciones que solamente requieren datos de la temperatura del aire y de estimaciones de la radiación solar. Las ecuaciones utilizadas, así como los datos necesarios para su aplicación están recogidas en la tabla 6.3. Han sido las propuestas por Thornthwaite (1948), Blaney y Criddle (1950), Hamon (1961), Jensen y Haise (1963), Papadakis (1965), Hargreaves y Samani (1985), Allen *et al*. (2003), Oudin *et al*. (2005) y Seiller y Anctil (2016). Los resultados del cálculo de la ETP mediante estas ecuaciones, con los datos registrados en las estaciones de El Bosque San José (5941X) y Grazalema EMA (5911A), se han comparado con los obtenidos a partir de la ecuación de Penman-Monteith (1965), considerada como referencia.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

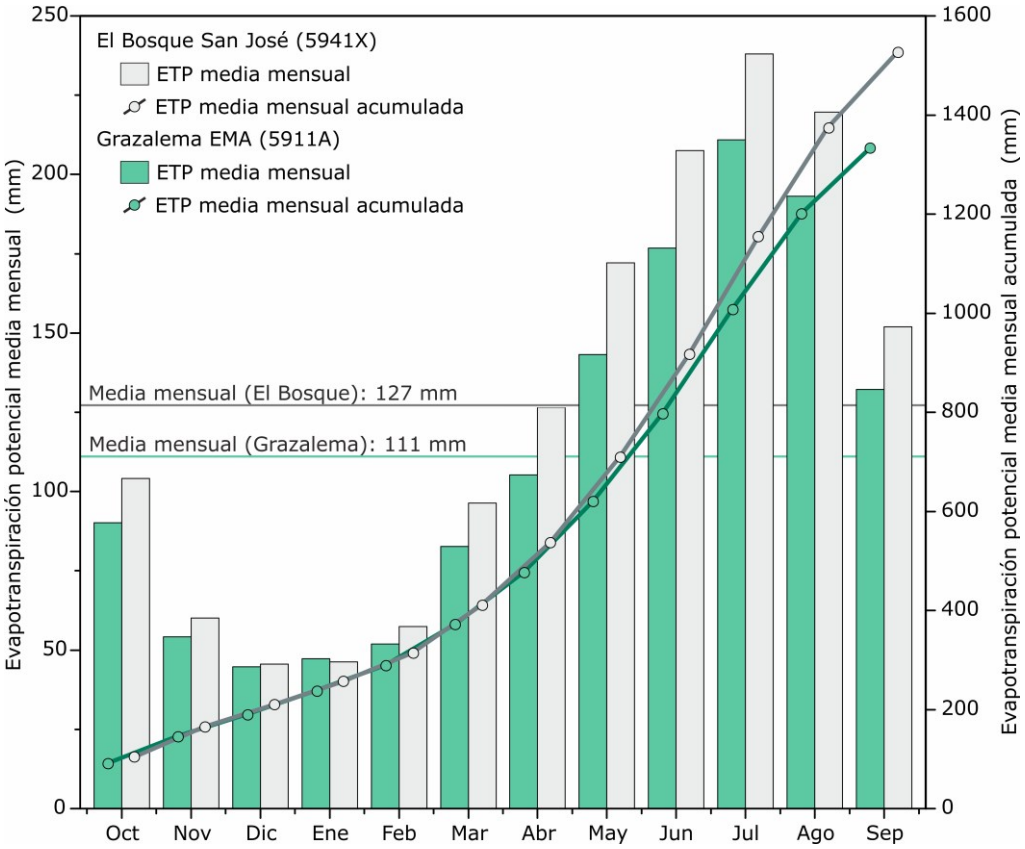


Figura 6.2. Evapotranspiración potencial media mensual y acumulada según la ecuación de Penman-Monteith (1965) para las dos estaciones con datos disponibles durante el periodo 2003/04 - 2017/18

Ecuación	Información requerida	ETP acumulada anual (mm)	
		5911A	***5941X***
Penman-Monteith (1965)	$T_{(max)}$, $T_{(min)}$, $Hr_{(max)}$, $Hr_{(min)}$,Vv	1333	1526
Thornthwaite (1948)	$T_{(med)}$	745	902
Oudin *et al*. (2005)	$T_{(med)}$, Rs	773	961
Seiller y Anctil (2016)	$T_{(max)}$, $T_{(min)}$	1048	1679
Hargreaves y Samani (1985)	$T_{(max)}$, $T_{(min)}$, Rs	1054	1322
Hamon (1961)	$T_{(med)}$, Rs	1064	1315
Blaney y Criddle (1950)	$T_{(med)}$	1084	1382
Allen *et al*. (2003)	$T_{(med)}$	1361	1553
Jensen y Haise (1963)	$T_{(max)}$, $T_{(min)}$, Rs	1427	2047
Papadakis (1965)	$T_{(max)}$, $T_{(min)}$	1508	2307

Tabla 6.3. Evapotranspiración potencial anual según la ecuación de Penman-Monteith (1965) y las ecuaciones de aproximación basadas en la temperatura del aire y radiación solar. El cálculo ha sido realizado con los datos de las estaciones Grazalema EMA -5911A- y El Bosque San José – 5941X- durante el periodo 2003/04 - 2017/18, a efectos de comparación con los resultados obtenidos por la ecuación de Penman-Monteith que requiere más variables meteorológicas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El grado de similitud entre las diferentes aproximaciones respecto al cálculo obtenido por la ecuación de Penman-Monteith se ha cuantificado mediante la utilización del coeficiente de correlación R^2, como medida de dispersión, y del error cuadrático medio (ECM), como indicador de la desviación. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 6.3. y 6.4.

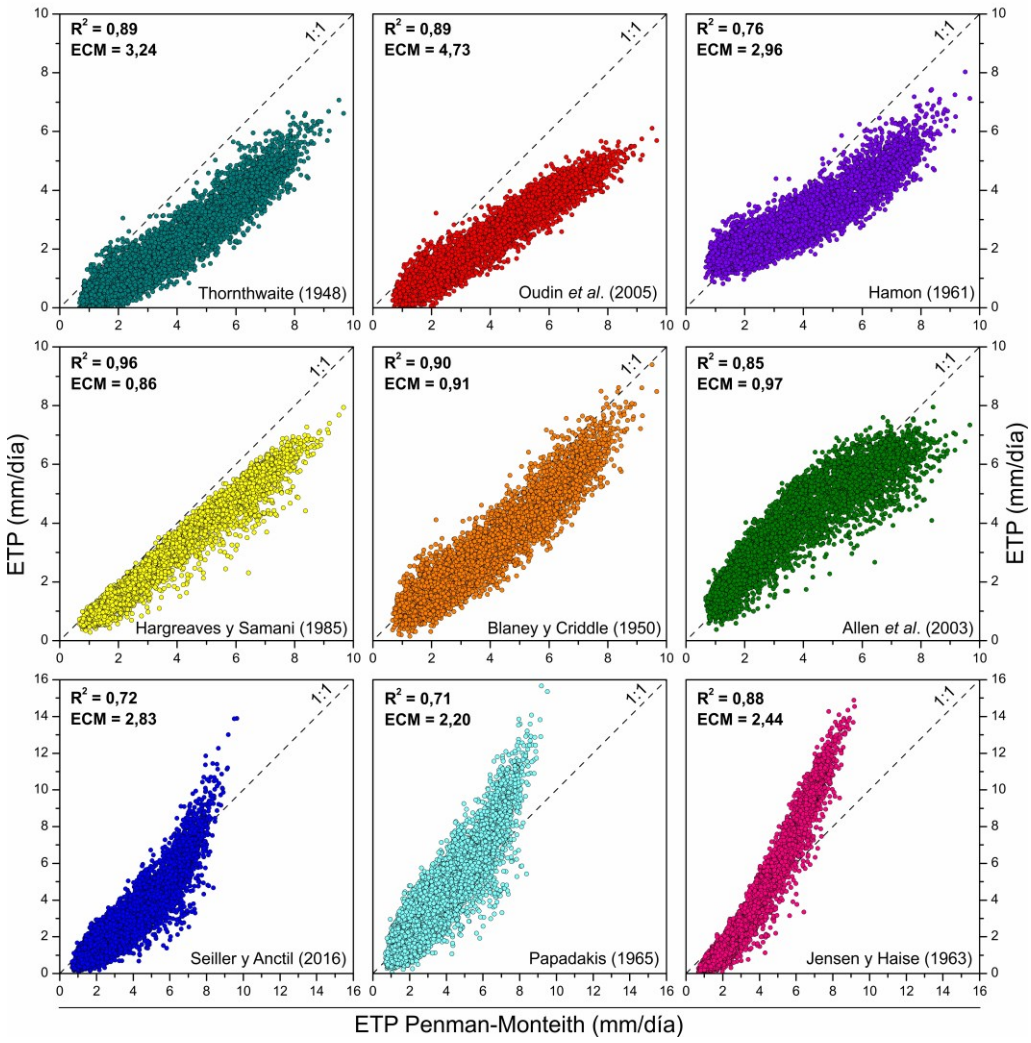


Figura 6.3. Relación entre los valores de ETP (mm/día) obtenidos con cada una de las ecuaciones de aproximación y los valores calculados mediante la ecuación de Penman-Monteith (ETP de referencia), en la estación de Grazalema (EMA) -5911A-, durante el periodo 01/10/2003 – 30/09/2018

Los valores más satisfactorios han sido los obtenidos con la aplicación de la ecuación propuesta por Hargreaves y Samani (1985), con la que se han determinado los coeficientes R^2 más elevados (0,96 y 0,95 en las estaciones 5911A y 5941X, respectivamente). El ECM determinado ha sido el menor de todas las ecuaciones consideradas (0,86 y 0,46 mm), lo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

que es indicativo de un mayor grado de similitud entre los valores de referencia y los calculados mediante el empleo de la ecuación propuesta por Hargreaves y Samani (1985).

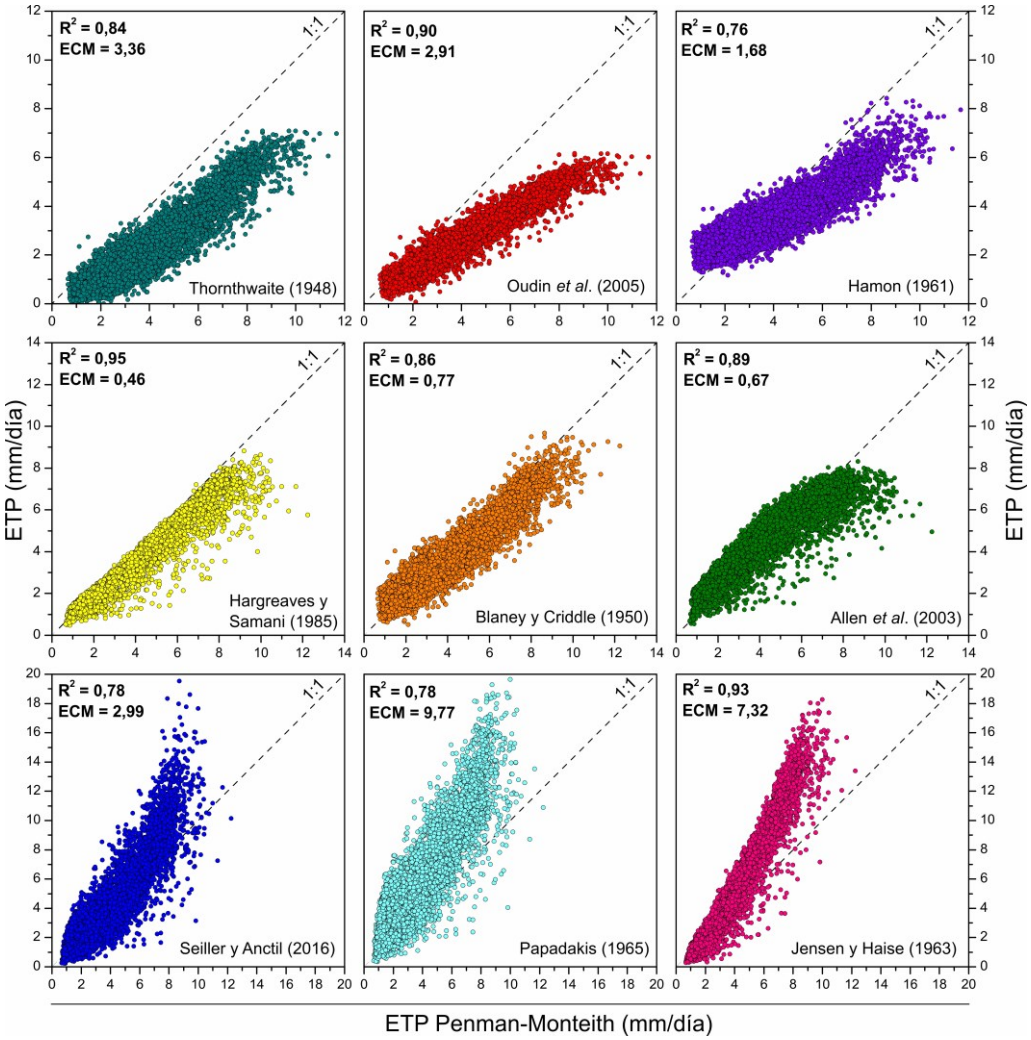


Figura 6.4. Relación entre los valores de ETP (mm/día) obtenidos con cada una de las ecuaciones de aproximación y los valores calculados mediante la ecuación de Penman-Monteith (ETP de referencia), en la estación de El Bosque (San José) -5941X-, durante el periodo 01/10/2003 – 30/09/2018

6.2.2.2. Cálculo de la evapotranspiración real (ETR) y de la lluvia útil (PU) mediante el método de Thornthwaite (1948) en las estaciones meteorológicas

Se ha calculado la evapotranspiración real (*ETR*) y la lluvia útil (*PU*) en cada una de las estaciones pluviométricas ubicadas dentro del área de estudio que cuentan con un registro suficientemente representativo durante el periodo histórico 1984/85 – 2017/18. El cómputo ha sido efectuado a partir de los datos diarios de precipitación y *ETP,* mediante el programa TRASERO v. 2.5 (Padilla *et al*., 2019). Se ha utilizado la metodología propuesta

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

por Thornthwaite (1948), que permite evaluar la fracción del agua de precipitación que se evapotranspira a la atmósfera (*ETR*), la que queda retenida por el suelo y la que finalmente queda disponible (lluvia útil, *PU*) para producir infiltración o bien escorrentía superficial. A cada estación pluviométrica se le ha asignado una estación termométrica cercana o de altitud similar y se ha definido la reserva útil del suelo (*RU*), cuyo valor (en mm) está relacionado con el desarrollo edáfico y de la cobertera vegetal sobre la superficie de recarga. Dada la dificultad para estimar este parámetro, se han calculado las series de *ETR* y *PU* con un rango de *RU* desde 30 hasta 70 mm, a intervalos de 10 mm. Estos valores se consideran razonables, debido al escaso desarrollo del suelo y de la cobertura vegetal sobre los afloramientos carbonáticos, y han sido contrastados por otros autores en entornos cercanos y con características hidrometeorológicas similares al área de estudio (Liñán, 2003; Barberá, 2014; De la Torre, 2020).

Los valores medios de *ETR* obtenidos para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18), varían entre 379 mm, para el valor de *RU* = 30 mm (ETR_{30}), y, 474 mm (ETR_{70}), mientras que los valores medios de lluvia útil están comprendidos entre 773 mm (PU_{30}) y 678 mm (PU_{70}), lo que representa un porcentaje sobre la precipitación total del 64,4 y 55,5%, respectivamente (Tab. 6.4). La lluvia útil más elevada se ha identificado en la estación de Grazalema, con 1363 mm (PU_{30}) y 1260 mm (PU_{70}), que equivalen a un porcentaje sobre la precipitación media registrada en la estación (1764 mm) del 77,3 y 71,4 %, respectivamente. En las estaciones de El Bosque y Zahara de la Sierra se han determinado los valores más bajos de lluvia útil (PU_{30} = 428 y 412 mm y PU_{70} = 338 y 326 mm, respectivamente), equivalentes al 53,2 y 53,5 % (PU_{30}) y al 42,0 y 42,3 % (PU_{70}) de la precipitación registrada en dichas estaciones.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de la misma metodología durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) han sido ligeramente más elevados que los del periodo histórico, con valores medios de *ETR* entre 382 y 485 mm y *PU* entre 875 y 776 mm, para valores de reserva útil del suelo de 30 y 70 mm, respectivamente (Tab. 6.5). Los valores más elevados de *PU* han sido determinados en la estación de Grazalema (PU_{30} = 1703 mm y PU_{70} = 1593 mm), lo que representa entre el 80,4 y 75,2 % de la precipitación media registrada durante los años del periodo de investigación (2117 mm). La *PU* más baja del conjunto de estaciones consideradas ha sido obtenida en las estaciones de El Bosque (PU_{30} = 412 mm y PU_{70} = 315 mm) y Zahara de la Sierra (PU_{30} = 460 mm y PU_{70} = 360 mm), lo que representa porcentajes sobre la precipitación media registrada en dichas estaciones del 51,9 y 39,7 % (El Bosque) y del 55,7 y 43,6 % (Zahara de la Sierra).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

ETP Hargreaves y Samani (1985)

Pluviometría				Temperatura				RU = 30 mm				RU = 40 mm				RU = 50 mm				RU = 60 mm				RU = 70 mm			
Estación pluviométrica	Código	P med (mm)	Cota (m s.n.m.)	Estación termométrica	Código	T med (ºC)	Cota (m s.n.m.)	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P
Ubrique (Instituto)	*5945B*	905	417	**Ubrique (Instituto)**	*5945B*	18,2	417	**389**	*43,0*	**516**	*57,0*	**423**	*46,7*	**482**	*53,3*	**448**	*49,5*	**457**	*50,5*	**468**	*51,7*	**437**	*48,3*	**484**	*53,5*	**421**	*46,5*
Benamahoma	*5939*	1158	473	**Grazalema**	*5911*	15,6	923	**381**	*32,9*	**777**	*67,1*	**415**	*35,8*	**743**	*64,2*	**440**	*38,0*	**718**	*62,0*	**460**	*39,7*	**698**	*60,3*	**476**	*41,1*	**682**	*58,9*
Villaluenga del R.	*5943B*	1569	890	**Villaluenga del R.**	*5943B*	14,8	890	**389**	*24,8*	**1180**	*75,2*	**421**	*26,8*	**1148**	*73,2*	**445**	*28,4*	**1124**	*71,6*	**465**	*29,6*	**1104**	*70,4*	**481**	*30,7*	**1088**	*69,3*
Benaocaz	*5944*	1326	776	**Villaluenga del R.**	*5943B*	14,8	890	**360**	*27,1*	**966**	*72,9*	**395**	*29,8*	**931**	*70,2*	**419**	*31,6*	**907**	*68,4*	**442**	*33,3*	**884**	*66,7*	**460**	*34,7*	**866**	*65,3*
Benaocaz (Tavizna)	*5941*	921	348	**El Bosque (La Zarza)**	*5941D*	17,2	297	**379**	*41,2*	**542**	*58,8*	**413**	*44,8*	**508**	*55,2*	**439**	*47,7*	**482**	*52,3*	**460**	*49,9*	**461**	*50,1*	**478**	*51,9*	**443**	*48,1*
El Bosque	*5940*	805	284	**El Bosque (La Zarza)**	*5941D*	17,2	297	**377**	*46,8*	**428**	*53,2*	**409**	*50,8*	**396**	*49,2*	**433**	*53,8*	**372**	*46,2*	**452**	*56,1*	**353**	*43,9*	**467**	*58,0*	**338**	*42,0*
Grazalema	*5911*	1764	923	**Grazalema**	*5911*	15,6	923	**401**	*22,7*	**1363**	*77,3*	**438**	*24,8*	**1326**	*75,2*	**464**	*26,3*	**1300**	*73,7*	**486**	*27,6*	**1278**	*72,4*	**504**	*28,6*	**1260**	*71,4*
Zahara de la Sierra	*5912*	770	401	**Zahara (Presa)**	*5912C*	18,1	393	**358**	*46,5*	**412**	*53,5*	**388**	*50,4*	**382**	*49,6*	**411**	*53,4*	**359**	*46,6*	**429**	*55,7*	**341**	*44,3*	**444**	*57,7*	**326**	*42,3*
Media total (valores en negrita):								**379**	*35,6*	**773**	*64,4*	**413**	*38,8*	**740**	*61,2*	**437**	*41,1*	**715**	*58,9*	**458**	*43,0*	**695**	*57,0*	**474**	*44,5*	**678**	*55,5*

Tabla 6.4. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de los datos diarios de precipitación y temperatura del aire mediante el método de Thornthwaite (1948), y mediante la ecuación de Hargreaves y Samani (1985) para el cálculo de la ETP, en las estaciones del área de estudio durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18)

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

ETP Hargreaves y Samani (1985)

Pluviometría				Temperatura				RU = 30 mm				RU = 40 mm				RU = 50 mm				RU = 60 mm				RU = 70 mm			
Estación pluviométrica	Código	P med (mm)	Cota (m s.n.m.)	Estación termométrica	Código	T med (ºC)	Cota (m s.n.m.)	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P	ETR (mm)	% P	PU (mm)	% P
Ubrique (Instituto)	*5945B*	842	417	**Ubrique (Instituto)**	*5945B*	18,0	417	**377**	*44,8*	**469**	*55,7*	**410**	*48,7*	**438**	*52,0*	**437**	*51,9*	**413**	*49,0*	**457**	*54,3*	**393**	*46,7*	**472**	*56,1*	**378**	*44,9*
Benamahoma	*5939*	1171	473	**Grazalema**	*5911*	16,1	923	**385**	*32,9*	**790**	*67,5*	**420**	*35,9*	**757**	*64,6*	**447**	*38,2*	**732**	*62,5*	**472**	*40,3*	**709**	*60,5*	**487**	*41,6*	**695**	*59,4*
Villaluenga del R. (ICONA)	*5943B*	1744	890	**Villaluenga del R.**	*5943B*	15,5	890	**390**	*22,4*	**1358**	*77,9*	**424**	*24,3*	**1325**	*76,0*	**453**	*26,0*	**1298**	*74,4*	**472**	*27,1*	**1280**	*73,4*	**486**	*27,9*	**1268**	*72,7*
Benaocaz	*5944*	1383	776	**Villaluenga del R.**	*5943B*	15,5	890	**310**	*22,4*	**1077**	*77,9*	**345**	*24,9*	**1044**	*75,5*	**371**	*26,8*	**1020**	*73,8*	**392**	*28,3*	**1000**	*72,3*	**409**	*29,6*	**985**	*71,2*
Benaocaz (Tavizna)	*5941*	1140	348	**El Bosque (La Zarza)**	*5941D*	17,8	297	**417**	*36,6*	**727**	*63,8*	**456**	*40,0*	**689**	*60,4*	**489**	*42,9*	**658**	*57,7*	**516**	*45,3*	**633**	*55,5*	**538**	*47,2*	**612**	*53,7*
El Bosque	*5940*	794	284	**El Bosque (La Zarza)**	*5941D*	17,8	297	**386**	*48,6*	**412**	*51,9*	**421**	*53,0*	**379**	*47,7*	**450**	*56,7*	**352**	*44,3*	**471**	*59,3*	**332**	*41,8*	**487**	*61,3*	**315**	*39,7*
Grazalema	*5911*	2117	923	**Grazalema**	*5911*	16,1	923	**418**	*19,7*	**1703**	*80,4*	**456**	*21,5*	**1667**	*78,7*	**487**	*23,0*	**1637**	*77,3*	**515**	*24,3*	**1611**	*76,1*	**532**	*25,1*	**1593**	*75,2*
Zahara de la Sierra	*5912*	826	401	**Zahara (Presa)**	*5912C*	18,3	393	**370**	*44,8*	**460**	*55,7*	**407**	*49,3*	**424**	*51,3*	**434**	*52,5*	**397**	*48,1*	**454**	*55,0*	**377**	*45,6*	**471**	*57,0*	**360**	*43,6*
Media total (valores en negrita):								**382**	*34,0*	**875**	*66,3*	**417**	*37,2*	**840**	*63,3*	**446**	*39,7*	**813**	*60,9*	**469**	*41,7*	**792**	*59,0*	**485**	*43,2*	**776**	*57,5*

Tabla 6.5. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de los datos diarios de precipitación y temperatura del aire mediante el método de Thornthwaite (1948), y con la ecuación de Hargreaves y Samani (1985) para el cálculo de la ETP, en las estaciones del área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

6.2.2.3. Cálculo de la evapotranspiración real y de la lluvia útil mediante el método de Thornthwaite (1948) en los afloramientos de elevada permeabilidad de los acuíferos del área de estudio

La lluvia útil determinada en las estaciones meteorológicas (Tabs. 6.4 y 6.5), que puede considerarse equivalente a la recarga en ausencia de escorrentía superficial, pone de manifiesto una notable variabilidad espacial y altitudinal en el área de estudio, con valores medios para el periodo histórico que varían entre 1363 (RU_{30}) y 1260 mm (RU_{70}) de la estación de Grazalema (923 m s.n.m.) y 412 (RU_{30}) y 326 mm (RU_{70}) de la estación de Zahara de la Sierra (401 m s.n.m.), las cuales están separadas por una distancia aproximada de 10 km. El gradiente pluviométrico altitudinal (histórico) determinado en el área de estudio (150 mm / 100 m) unido a la orografía de la zona (véase el apartado 3.2.3 de la presente memoria) provoca la existencia de grandes diferencias en los valores de precipitación y lluvia útil entre estaciones situadas a escasa distancia. Por ello, los valores medios de *PU* obtenidos en cada estación no se consideran representativos para asignarlos directamente al acuífero sobre el que se encuentran o al más próximo. Al igual que en el caso de la precipitación, se ha considerado más apropiado hacer los cálculos a partir de la distribución espacial (isolíneas) de la *PU*, ya que de este modo se tiene en cuenta la topografía y se puede extrapolar el valor de la *PU* en las áreas de recarga situadas a altitudes superiores a la de la estación meteorológica ubicada a mayor cota. En las figuras 6.5 y 6.6 se muestra la distribución espacial de la *PU* con un valor de RU = 50 mm, para los periodos histórico y de investigación, respectivamente.

Durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18), los datos medios de *PU* más elevados han sido determinados en los acuíferos del sector suroriental (Tab. 6.6), entre 53,31 (PU_{30}) y 48,00 hm^3/año (PU_{70}), lo que representa el 71,9 y el 64,7 % respectivamente de la precipitación media (74,19 hm^3/año). En los acuíferos pertenecientes al sector noroccidental se han calculado valores de *PU* que varían entre 52,40 (PU_{30}) y 45,45 hm^3/año (PU_{70}), lo cual equivale a un porcentaje respecto a la precipitación media (80,32 hm^3/año) del 65,2 y 56,6 % respectivamente (Tab. 6.6). En el conjunto del área de estudio se han determinado unos valores de *PU* entre 105,71 (PU_{30}) y 93,45 hm^3/año (PU_{70}), que corresponden al 68,4 y el 60,5 % de la precipitación media registrada sobre el conjunto de afloramientos de permeabilidad elevada (154,51 hm^3/año).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

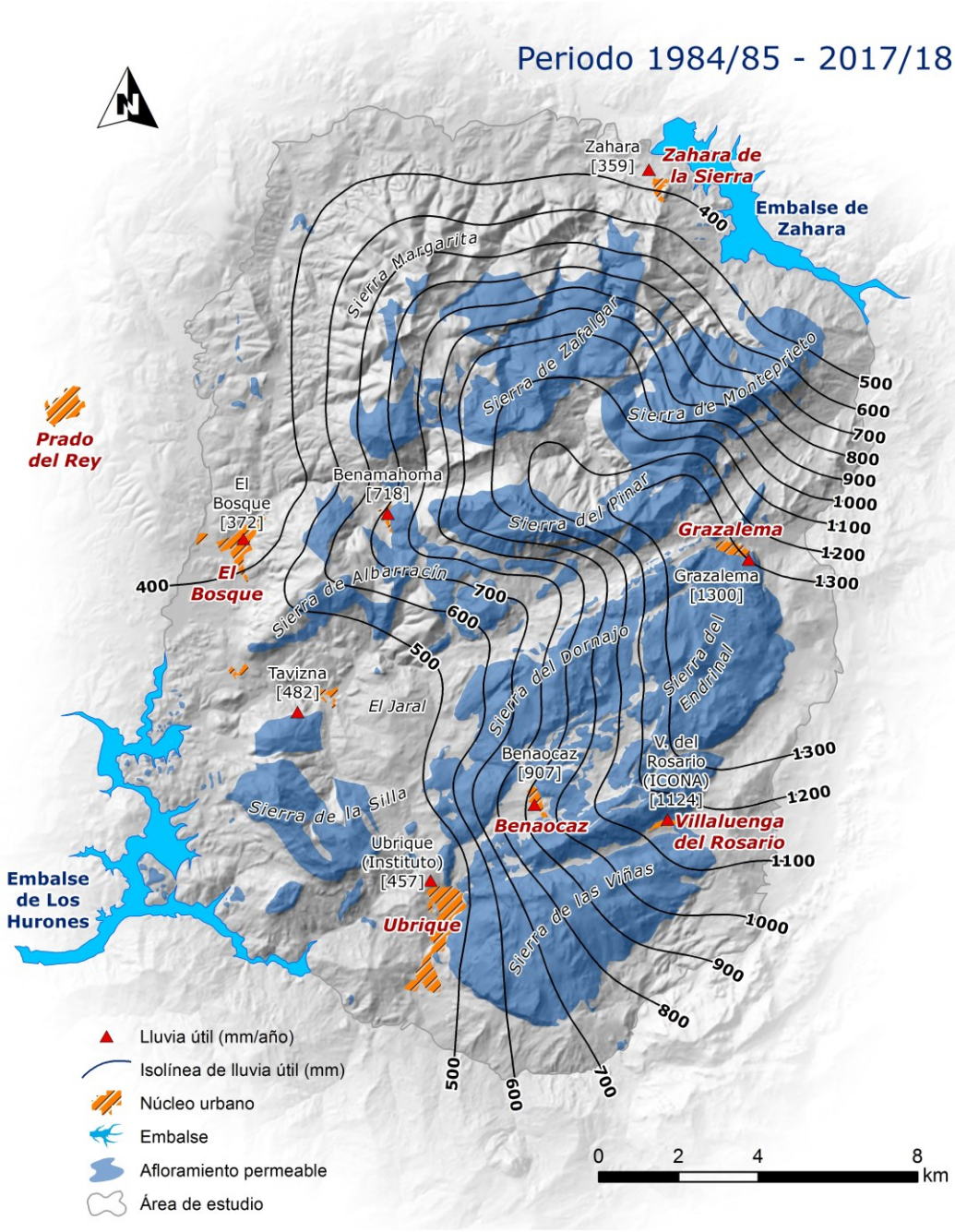


Figura 6.5. Distribución espacial de la lluvia útil media (PU) calculada con un valor de reserva útil del suelo de 50 mm, para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18)

Durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18), tanto los valores de precipitación como los de *PU* han sido superiores a los del periodo histórico (Tab. 6.7). La lluvia útil calculada para el conjunto del área de estudio ha variado entre 115,90 (PU_{30}) y 103,55 hm^3/año (PU_{70}), equivalentes a un 70,0 y 62,5 % de la precipitación media registrada (165,56 hm^3/año), respectivamente (Tab. 6.7).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

ETP Hargreaves y Samani (1985)					RU = 30 mm						RU = 40 mm						RU = 50 mm						RU = 60 mm						RU = 70 mm					
Sector	Acuífero	Área perm. (km2)	P med (mm)	P med (hm^3/año)	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P
Suroriental	**Sierra de Ubrique**	24,03	1292	**31,05**	384	**9,23**	*29,7*	908	**21,82**	*70,3*	417	**10,02**	*32,3*	875	**21,03**	*67,7*	442	**10,62**	*34,2*	850	**20,43**	*65,8*	462	**11,11**	*35,8*	830	**19,94**	*64,2*	480	**11,54**	*37,2*	812	**19,51**	*62,8*
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	1077	**12,53**	333	**3,87**	*30,9*	745	**8,66**	*69,1*	364	**4,23**	*33,8*	714	**8,30**	*66,2*	384	**4,47**	*35,7*	693	**8,06**	*64,3*	403	**4,69**	*37,4*	674	**7,84**	*62,6*	420	**4,88**	*38,9*	658	**7,65**	*61,1*
	Endrinal - Peñón	17,86	1714	**30,61**	436	**7,78**	*25,4*	1278	**22,83**	*74,6*	475	**8,48**	*27,7*	1239	**22,13**	*72,3*	504	**9,00**	*29,4*	1210	**21,61**	*70,6*	528	**9,43**	*30,8*	1186	**21,18**	*69,2*	547	**9,77**	*31,9*	1167	**20,84**	*68,1*
	Total sector suroriental	53,52	1386	**74,19**	390	**20,88**	*28,1*	996	**53,31**	*71,9*	425	**22,73**	*30,6*	962	**51,46**	*69,4*	450	**24,09**	*32,5*	936	**50,10**	*67,5*	471	**25,23**	*34,0*	915	**48,96**	*66,0*	489	**26,19**	*35,3*	897	**48,00**	*64,7*
Noroccidental	**Sierra de la Silla**	7,51	977	**7,34**	397	**2,98**	*40,6*	581	**4,36**	*59,4*	431	**3,24**	*44,1*	546	**4,10**	*55,9*	458	**3,44**	*46,9*	519	**3,90**	*53,1*	479	**3,60**	*49,0*	498	**3,74**	*51,0*	498	**3,74**	*51,0*	479	**3,60**	*49,0*
	Sierra de Albarracín	5,01	956	**4,79**	355	**1,78**	*37,2*	601	**3,01**	*62,8*	387	**1,94**	*40,5*	569	**2,85**	*59,5*	409	**2,05**	*42,8*	547	**2,74**	*57,2*	429	**2,15**	*44,9*	527	**2,64**	*55,1*	443	**2,22**	*46,3*	513	**2,57**	*53,7*
	Zafalgar - Labradillo	18,19	1545	**28,10**	585	**10,64**	*37,9*	960	**17,46**	*62,1*	635	**11,55**	*41,1*	910	**16,55**	*58,9*	673	**12,24**	*43,6*	872	**15,86**	*56,4*	703	**12,78**	*45,5*	842	**15,32**	*54,5*	729	**13,26**	*47,2*	816	**14,84**	*52,8*
	Pinar - Monteprieto	28,13	1425	**40,09**	445	**12,52**	*31,2*	980	**27,57**	*68,8*	484	**13,62**	*34,0*	941	**26,47**	*66,0*	513	**14,44**	*36,0*	912	**25,65**	*64,0*	537	**15,11**	*37,7*	888	**24,98**	*62,3*	556	**15,65**	*39,0*	869	**24,44**	*61,0*
	Total sector noroccidental	58,84	1365	**80,32**	475	**27,92**	*34,8*	891	**52,40**	*65,2*	516	**30,35**	*37,8*	849	**49,97**	*62,2*	547	**32,17**	*40,1*	818	**48,15**	*59,9*	572	**33,64**	*41,9*	793	**46,68**	*58,1*	593	**34,87**	*43,4*	772	**45,45**	*56,6*
	Total	112,36	1375	**154,51**	434	**48,80**	*31,6*	941	**105,71**	*68,4*	472	**53,08**	*34,4*	903	**101,43**	*65,6*	501	**56,26**	*36,4*	874	**98,25**	*63,6*	524	**58,87**	*38,1*	851	**95,64**	*61,9*	543	**61,06**	*39,5*	832	**93,45**	*60,5*

Tabla 6.6. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de la distribución espacial de los valores de P, PU y ETR de las estaciones situadas en el área de estudio, para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

ETP Hargreaves y Samani (1985)					RU = 30 mm						RU = 40 mm						RU = 50 mm						RU = 60 mm						RU = 70 mm					
Sector	Acuífero	Área perm. (km2)	P med (mm)	P med (hm^3/año)	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P	ETR (mm)	ETR (hm^3/año)	% P	PU (mm)	PU (hm^3/año)	% P
Suroriental	**Sierra de Ubrique**	24,03	1329	**31,93**	390	**9,37**	*29,3*	939	**22,56**	*70,7*	423	**10,16**	*31,8*	906	**21,77**	*68,2*	448	**10,76**	*33,7*	881	**21,17**	*66,3*	467	**11,22**	*35,1*	862	**20,71**	*64,9*	481	**11,55**	*36,2*	848	**20,38**	*63,8*
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	1083	**12,59**	296	**3,44**	*27,3*	787	**9,15**	*72,7*	324	**3,77**	*29,9*	758	**8,82**	*70,1*	347	**4,03**	*32,0*	736	**8,56**	*68,0*	364	**4,23**	*33,6*	719	**8,36**	*66,4*	377	**4,39**	*34,9*	705	**8,20**	*65,1*
	Endrinal - Peñón	17,86	2011	**35,92**	453	**8,09**	*22,5*	1558	**27,83**	*77,5*	493	**8,81**	*24,5*	1518	**27,11**	*75,5*	525	**9,38**	*26,1*	1486	**26,54**	*73,9*	551	**9,84**	*27,4*	1460	**26,08**	*72,6*	570	**10,18**	*28,3*	1441	**25,74**	*71,7*
	Total sector suroriental	53,52	1503	**80,44**	391	**20,90**	*26,0*	1112	**59,54**	*74,0*	425	**22,74**	*28,3*	1078	**57,70**	*71,7*	452	**24,17**	*30,0*	1051	**56,27**	*70,0*	473	**25,29**	*31,4*	1030	**55,15**	*68,6*	488	**26,12**	*32,5*	1015	**54,32**	*67,5*
Noroccidental	**Sierra de la Silla**	7,51	1119	**8,40**	478	**3,59**	*42,7*	640	**4,81**	*57,3*	514	**3,86**	*46,0*	605	**4,54**	*54,0*	542	**4,07**	*48,5*	577	**4,33**	*51,5*	563	**4,23**	*50,4*	555	**4,17**	*49,6*	582	**4,37**	*52,0*	537	**4,03**	*48,0*
	El Bosque	5,01	1066	**5,34**	381	**1,91**	*35,8*	685	**3,43**	*64,2*	415	**2,08**	*39,0*	651	**3,26**	*61,0*	449	**2,25**	*42,1*	617	**3,09**	*57,9*	463	**2,32**	*43,4*	603	**3,02**	*56,6*	479	**2,40**	*44,9*	587	**2,94**	*55,1*
	Zafalgar - Labradillo	18,19	1456	**26,48**	530	**9,64**	*36,4*	926	**16,84**	*63,6*	579	**10,53**	*39,8*	877	**15,95**	*60,2*	619	**11,26**	*42,5*	837	**15,22**	*57,5*	646	**11,75**	*44,4*	810	**14,73**	*55,6*	668	**12,15**	*45,9*	788	**14,33**	*54,1*
	Pinar - Monteprieto	28,13	1596	**44,90**	484	**13,62**	*30,3*	1112	**31,28**	*69,7*	526	**14,80**	*33,0*	1070	**30,10**	*67,0*	558	**15,70**	*35,0*	1038	**29,20**	*65,0*	584	**16,43**	*36,6*	1012	**28,47**	*63,4*	603	**16,97**	*37,8*	993	**27,93**	*62,2*
	Total sector noroccidental	58,84	1447	**85,12**	489	**28,76**	*33,8*	958	**56,36**	*66,2*	531	**31,27**	*36,7*	915	**53,85**	*63,3*	566	**33,28**	*39,1*	881	**51,84**	*60,9*	590	**34,73**	*40,8*	856	**50,39**	*59,2*	610	**35,89**	*42,2*	837	**49,23**	*57,8*
	Total	112,36	1473	**165,56**	442	**49,66**	*30,0*	1032	**115,90**	*70,0*	481	**54,01**	*32,6*	993	**111,55**	*67,4*	511	**57,45**	*34,7*	962	**108,11**	*65,3*	534	**60,02**	*36,3*	939	**105,54**	*63,7*	552	**62,01**	*37,5*	922	**103,55**	*62,5*

Tabla 6.7. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidos a partir de la distribución espacial de los valores de P, PU y ETR de las estaciones situadas en el área de estudio, para el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

Los mayores valores de precipitación (80,44 hm^3/año) y *PU* (su valor ha variado entre 59,54 -PU_{30}- y 54,32 hm^3/año -PU_{70}-) se han determinado en los acuíferos del sector suroriental, lo cual representa un porcentaje de la lluvia útil respecto de la precipitación media entre el 74,0 y el 67,5 % (para valores de *RU* = 30 y 70 mm, respectivamente). En los acuíferos pertenecientes al sector noroccidental los caudales de *PU* han sido inferiores (56,36 hm^3/año para *RU* = 30 mm y 49,23 hm^3/año para *RU* = 70 mm), equivalentes al 66,2 y 57,8 % de la lluvia media registrada (85,12 hm^3/año).

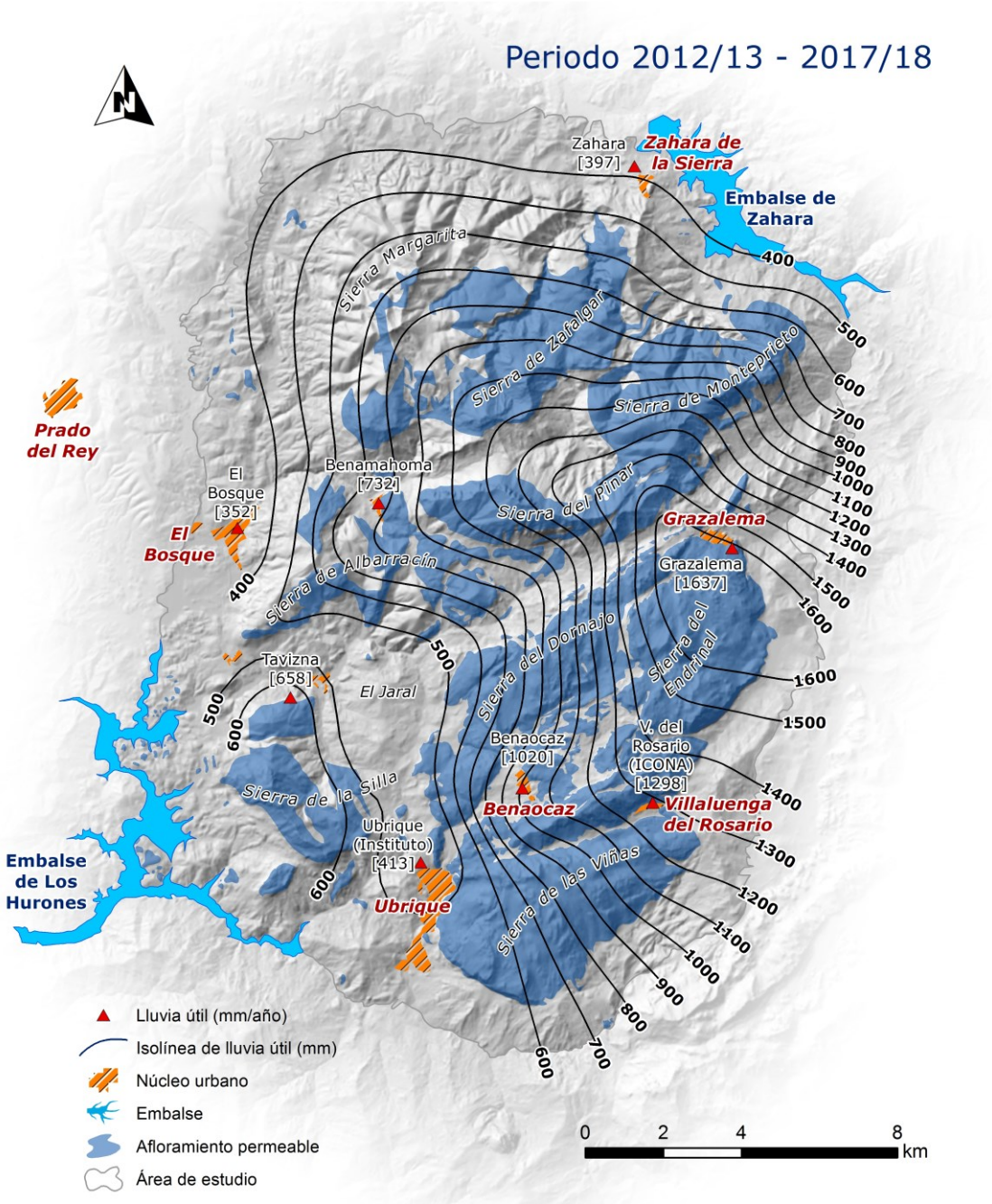


Figura 6.6. Distribución espacial de la lluvia útil media (PU) calculada con un valor de reserva útil del suelo de 50 mm, para el periodo de investigación 2012/13 – 2017/18

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El valor de *RU* que permite obtener un mejor ajuste entre la *PU* y los caudales de salida medidos es 50 mm. Este valor ha permitido obtener resultados satisfactorios en otros acuíferos kársticos de la región (Liñán, 2004, Barberá, 2014; De la Torre, 2020). La adopción del valor RU_{50} se considera representativo a efectos del cálculo de la recarga mediante balance de agua en el suelo.

6.2.2.4. Estimación de la infiltración sobre los afloramientos de permeabilidad moderada

Las áreas de recarga de los acuíferos de Pinar-Monteprieto y de la sierra de la Silla incluyen afloramientos de calizas con sílex del Lías Medio, con escasas formas del modelado exokárstico (véase el capítulo 2 de la memoria), que favorecen la generación de cierta escorrentía superficial. Es necesario estimar dicha escorrentía detraerla de la *PU* para calcular la infiltración en estos afloramientos.

La cuenca hidrológica vertiente a la sección de aforos del manantial de Arroyomolinos tiene una superficie de 4,22 km^2 y está ocupada por afloramientos de calizas con sílex (2,56 km^2), dolomías y calizas oolíticas (1,30 km^2) y margocalizas (0,36 km^2). Dado que la escorrentía generada sobre las calizas oolíticas y dolomías puede considerarse despreciable y la extensión que ocupan los afloramientos de margocalizas y margas del Lías Superior dentro de la cuenca es pequeña, la componente de flujo superficial observada en el hidrograma de Arroyomolinos debe provenir principalmente de los afloramientos de calizas con sílex (Fig. 6.8).

La diferencia entre el caudal registrado en la estación de aforos y la descarga subterránea del manantial de Arroyomolinos (M-14) correspondería a la escorrentía superficial generada sobre la cuenca (véase el apartado 6.1 de este capítulo). Los resultados obtenidos para el periodo 2013/14 – 2017/18 se muestran en la tabla 6.8.

El caudal medio de escorrentía superficial (*ESC*) generado sobre los afloramientos de calizas con sílex durante el periodo 2013/14 – 2017/18 ha sido de 0,92 hm^3/año, lo que representa el 27,4 % de la precipitación total (*P*) y el 44,8 % de la lluvia útil (*PU*). La diferencia entre el valor de *PU* calculado para la superficie ocupada por los afloramientos de calizas con sílex (2,05 hm^3/año) y el caudal medio de escorrentía superficial generado sobre éstos (0,92 hm^3/año) representa la cantidad de agua que finalmente se infiltra (*INF*) y contribuye a la recarga del acuífero (1,13 hm^3/año). La tasa media de infiltración o recarga calculada para dichos afloramientos ha sido del 33,7 % respecto de la precipitación total y del 55,2 % de la lluvia útil (Tab. 6.8).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

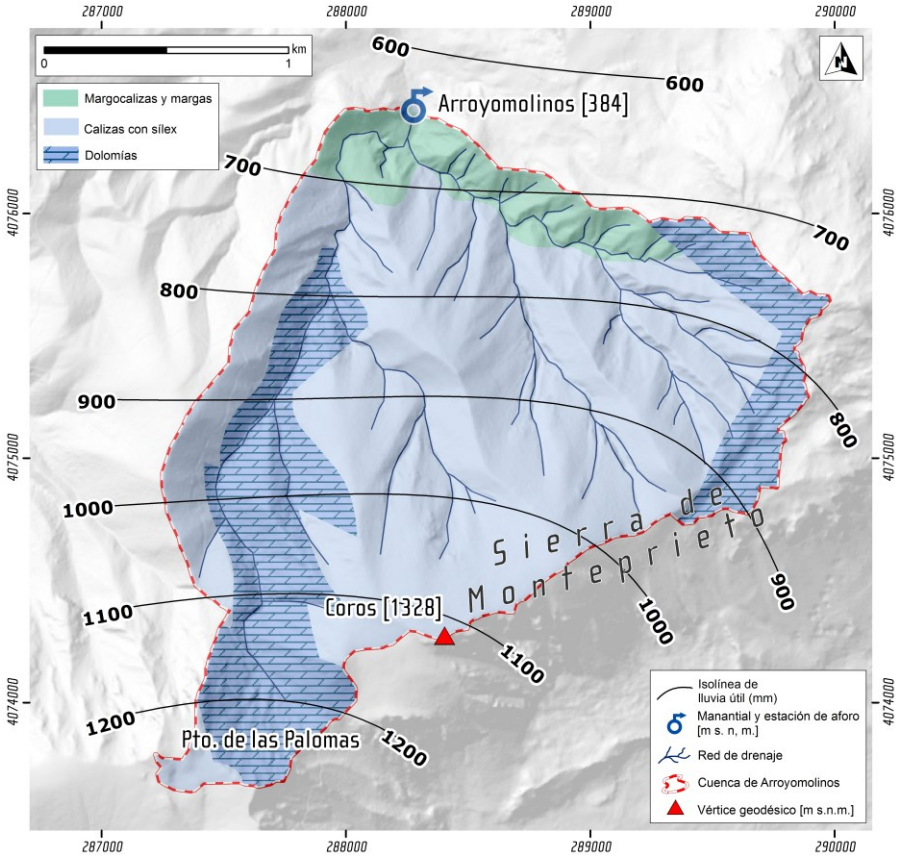


Figura 6.8. isolíneas de lluvia útil, esquema litológico de la cuenca y red de drenaje vertientes a la estación de aforos del manantial de Arroyomolinos

Año hidrológico	*P*		*PU*			*ESC*				*INF*			
	mm	hm³/año	mm	hm³/año	% P	mm	hm³/año	% P	% PU	mm	hm³/año	% P	% PU
2013/14	1263	3,23	828	2,12	65,6	211	0,54	16,7	25,5	617	1,58	48,9	74,5
2014/15	1110	2,84	581	1,49	52,3	125	0,32	11,3	21,5	456	1,17	41,1	78,5
2015/16	1056	2,70	553	1,42	52,4	94	0,24	8,9	17,0	459	1,18	43,5	83,0
2016/17	984	2,52	477	1,22	48,5	168	0,43	17,1	35,2	309	0,79	31,4	64,8
2017/18	2145	5,49	1568	4,01	73,1	1199	3,07	55,9	76,5	369	0,94	17,2	23,5
Media	**1312**	**3,36**	**801**	**2,05**	**61,1**	**359**	**0,92**	**27,4**	44,8	**442**	**1,13**	**33,7**	**55,2**

Tabla 6.8. Precipitación y lluvia útil media anual calculadas para los afloramientos de calizas con sílex de la cuenca de Arroyomolinos y caudales de escorrentía superficial (ESC) registrados en la estación de aforos

En la tabla 6.9 se recogen los valores de recarga (en la que se incluye la detracción de la escorrentía superficial sobre los afloramientos de calizas con sílex del Lías Medio), calculados en los afloramientos permeables de los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema, para la media del periodo histórico y para cada uno de los años hidrológicos del periodo de investigación.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

Sector	Acuífero	2012/13			2013/14			2014/15			2015/16			2016/17			2017/18			Media periodo investigación			Media periodo histórico		
		P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.	P	Recarga	Tasa rec.
		hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%	hm³/año		%
Suroriental	Sierra de Ubrique	49,96	38,12	76,3	28,45	18,86	66,3	24,70	14,49	58,7	25,81	14,89	57,7	20,16	9,88	49,0	42,49	30,76	72,4	31,93	21,17	66,3	31,05	20,43	65,8
	Dornajo - Sierra Alta	21,42	16,71	78,0	11,13	7,76	69,7	10,25	6,15	60,0	10,29	6,02	58,5	8,34	4,19	50,2	14,13	10,50	74,3	12,59	8,56	68,0	12,53	8,06	64,3
	Endrinal - Peñón Grande	54,35	45,00	82,8	35,40	26,51	74,9	25,74	16,22	63,0	31,45	21,38	68,0	21,97	13,07	59,5	46,58	37,08	79,6	35,92	26,54	73,9	30,61	21,61	70,6
	Total s. suroriental	**125,73**	**99,83**	**79,4**	**74,98**	**53,13**	**70,9**	**60,69**	**36,86**	**60,7**	**67,55**	**42,29**	**62,6**	**50,47**	**27,14**	**53,8**	**103,20**	**78,34**	**75,9**	**80,44**	**56,27**	**70,0**	**74,19**	**50,10**	**67,5**
Noroccidental	Sierra de la Silla	11,94	6,62	55,4	8,85	4,37	49,4	7,46	3,08	41,3	6,09	2,14	35,1	5,3	1,65	31,1	10,75	5,83	54,2	8,40	**3,95**	47,0	7,34	**3,15**	42,9
	Sierra de Albarracín	7,98	5,64	70,7	4,85	2,82	58,1	4,18	2,05	49,0	5,09	2,29	45,0	3,58	1,42	39,7	6,35	4,29	67,5	5,34	3,09	57,8	4,79	2,74	57,2
	Zafalgar - Labradillo	38,05	27,47	72,2	23,05	13,08	56,7	19,28	8,88	46,1	24,76	10,50	42,4	17,19	6,68	38,9	36,57	24,70	67,5	26,48	15,22	57,5	28,10	15,86	56,4
	Pinar - Monteprieto	64,11	43,80	68,3	42,7	24,73	57,9	32,91	15,69	47,7	38,57	19,22	49,8	29,62	12,89	43,5	61,46	39,53	64,3	44,90	**25,98**	57,9	40,09	**23,43**	58,5
	Total s. noroccidental	**122,08**	**83,53**	**68,4**	**79,45**	**45,00**	**56,6**	**63,83**	**29,70**	**46,5**	**74,51**	**34,15**	**45,8**	**55,69**	**22,64**	**40,7**	**98,03**	**64,23**	**65,5**	**85,12**	**48,23**	**56,7**	**80,32**	**45,18**	**56,3**
	Total área de estudio	**247,81**	**183,36**	**74,0**	**154,43**	**98,13**	**63,5**	**124,52**	**66,56**	**53,5**	**142,06**	**76,44**	**53,8**	**106,16**	**49,78**	**46,9**	**201,23**	**142,57**	**70,8**	**165,55**	**104,50**	**63,1**	**154,51**	**95,28**	**61,7**

Tabla 6.9. Valores medios anuales de recarga calculados por el método de balance de agua en el suelo propuesto (Thornthwaite, 1948) en los afloramientos permeables de los acuíferos del área de estudio, durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) y para cada uno de los años del periodo de investigación (2012/13 – 2017/18).

La media histórica (1984/85 – 2017/18) del caudal de recarga calculado mediante balance de agua en el suelo (BAS) en el conjunto del área de estudio, ha sido de 95,28 hm^3/año, mientras que, durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) este valor ha sido superior (104,50 hm^3/año). En el sector suroriental se ha cuantificado una recarga media entre 50,10 y 56,27 hm^3/año (periodos histórico y de investigación, respectivamente), valores superiores a los del sector noroccidental (45,18 y 48,23 hm^3/año) para los mismos periodos (Tab. 6.9).

En los acuíferos de las sierras de Pinar-Monteprieto y la Silla, que cuentan con afloramientos de calizas con sílex en sus respectivas áreas de recarga, la recarga calculada durante los periodos histórico y de investigación (valores en negrita en la tabla 6.9) ha sido de 3,15 y 3,95 hm^3/año (sierra de la Silla) y 23,43 y 25,98 hm^3/año (sierras de Pinar y Monteprieto).

6.2.3. Cálculo de la recarga mediante el método APLIS modificado

El método *APLIS* permite estimar la tasa de recarga en acuíferos carbonáticos a partir de las características fisiográficas de las superficies de recarga, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esta metodología fue desarrollada durante los años 2001 y 2002 en el marco del proyecto de investigación "Estudios metodológicos para la estimación de la recarga en diferentes tipos de acuíferos carbonáticos: aplicación a la Cordillera Bética", realizado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA). El objetivo fue elaborar un método simple que permitiera estimar la tasa de recarga (expresada como porcentaje de la precipitación) en acuíferos carbonáticos, mediante la combinación de diferentes variables de índole topográfica (altitud y pendiente), litológica, geomorfológica y edafológica. El método *APLIS* permite establecer la distribución espacial de la tasa de recarga sobre la superficie de los acuíferos carbonáticos (IGME-GHUMA, 2003; Andreo *et al*., 2004b y 2008; Marín, 2009). El carácter cuantitativo del porcentaje o tasa de recarga contrasta con la naturaleza cualitativa de algunos de los parámetros de los que depende (litología, tipo de suelo o geomorfología), por lo que deben cuantificarse según el sistema de puntuación propuesto por Andreo *et al*, (2004 y 2008) y modificado por Marín (2009), que se muestra en la tabla 6.10.

Con el objetivo de superar algunas limitaciones del método original, Marín (2009) realizó una serie de modificaciones orientadas a normalizar la cuantificación de la variable "pendiente" y a considerar los afloramientos de escasa permeabilidad situados sobre los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

materiales carbonáticos mediante un factor de corrección (F_h) que tiene en cuenta las características hidrogeológicas (permeabilidad) de los afloramientos. Asimismo, contempló la introducción de la clase "moderada" en el desarrollo de las formas de infiltración preferente (Tab. 6.10)

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

Pendiente (*P*)	Puntuación
≤ 3 %	10
3 - 5	9
5 - 10	8
10 - 15	7
15 - 20	6
20 - 30	5
30 - 45	4
46 - 65	3
65 - 100	2
> 100	1

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

Suelo (*S*)	Puntuación
Litosoles	10
Arenosoles álbicos y xerosoles cálcicos	9
Regosoles calcáreos y fluvisoles	8
Regosoles eútricos, dístricos y solonchalks	7
Cambisoles cálcicos	6
Cambisoles eútricos	5
Histosoles eútricos, luvisoles órticos y cálcicos	4
Luvisoles crómicos	3
Planosoles	2
Vertisoles crómicos	1

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

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

Tabla 6.10. Puntuación de las variables necesarias para la aplicación del método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009).

La ecuación para la estimación de la tasa de recarga es la siguiente:

$$R = \left(\frac{A+P+3*L+2*I+S}{0{,}9}\right) * Fh \qquad \textit{(ecuación 1)}$$

en la que ***A, P, L, I,*** y ***S*** son las variables altitud, pendiente, litología, desarrollo de formas de infiltración preferencial y suelo, respectivamente. Dichas variables son puntuadas de acuerdo con los valores recogidos en la tabla 6.10. La variable F_h es el factor de corrección de la recarga, que solamente tiene dos valores posibles, dependiendo de si los materiales constituyen o no acuíferos. La clasificación de las tasas de recarga obtenidas se agrupa en cinco categorías, indicadas en la tabla 6.11. El análisis espacial de la recarga mediante el método *APLIS* se ha realizado para los afloramientos considerados permeables (calizas, dolomías y depósitos cuaternarios) que constituyen las superficies de recarga de los acuíferos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tasa de recarga (*R*)	Puntuación
≤ 20 % (P)	Muy baja
20 - 40	Baja
40 - 60	Moderada
60 - 80	Alta
> 80	Muy alta

Tabla 6.11. Categorías en las que se agrupan las tasas de recarga obtenidas mediante el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009)

Las tasas de recarga obtenidas mediante el método *APLIS* modificado (Marín, 2009) han variado desde el 12,0 hasta el 79,9 % con un valor medio para el conjunto del área de estudio del 52,2 % (Fig. 6.9). Los porcentajes de recarga se agrupan dentro de las categorías muy baja (< 20 %), baja (20 – 40 %), moderada (40 – 60 %) y alta (60 – 80 %), según la clasificación recogida en la tabla 6.11.

De la superficie total considerada (112,36 km^2), el 50,9 % (57,19 km^2) presenta un porcentaje de recarga moderado (40 – 60 %), mientras que la tasa de recarga alta (60 – 80 %) ocupan una superficie de 33,60 km^2. Las tasas de recarga consideradas bajas (20 – 40 %) o muy bajas (< 20 %) abarcan 21,57 km^2 del total de superficie permeable (Fig. 6.9).

La recarga más elevada ha sido determinada en los afloramientos permeables de los acuíferos de las sierras de Ubrique, Dornajo-Sierra Alta y Endrinal-Peñón Grande, constituidos por dolomías y calizas oolíticas jurásicas del dominio Subbético Interno, con un extenso desarrollo de la karstificación superficial, baja pendiente en las zonas elevadas y escasa cobertera edáfica (litosoles y regosoles calcáreos). La tasa de recarga media determinada en estos afloramientos ha sido del 64,4 % (sierra de Ubrique), 62,3 % (Endrinal- Peñón Grande) y 61,9 % (Dornajo-Sierra Alta).

En los acuíferos de la sierra de la Silla, El Bosque, Pinar-Monteprieto y Zafalgar-Labradillo (sector noroccidental) han sido estimadas las tasas de recarga más bajas, con un valor medio del 42,3 % (Tab. 6.12). Se trata de macizos rocosos constituidos fundamentalmente por dolomías, y en menor medida, calizas oolíticas, calizas con sílex y algunos depósitos de ladera. La orografía se caracteriza por mostrar una mayor pendiente media que en el caso del sector suroriental y los afloramientos presentan algo más de cobertera edáfica y vegetal y un modelado exokárstico menos desarrollado (véase el capítulo 2 de esta memoria). La multiplicación de los valores de lluvia obtenidos mediante la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

planimetría de isoyetas por las tasas de recarga calculadas con el método *APLIS* modificado permite obtener el volumen medio anual infiltrado por unidad de superficie permeable (recarga específica, expresada en m^3/m^2).

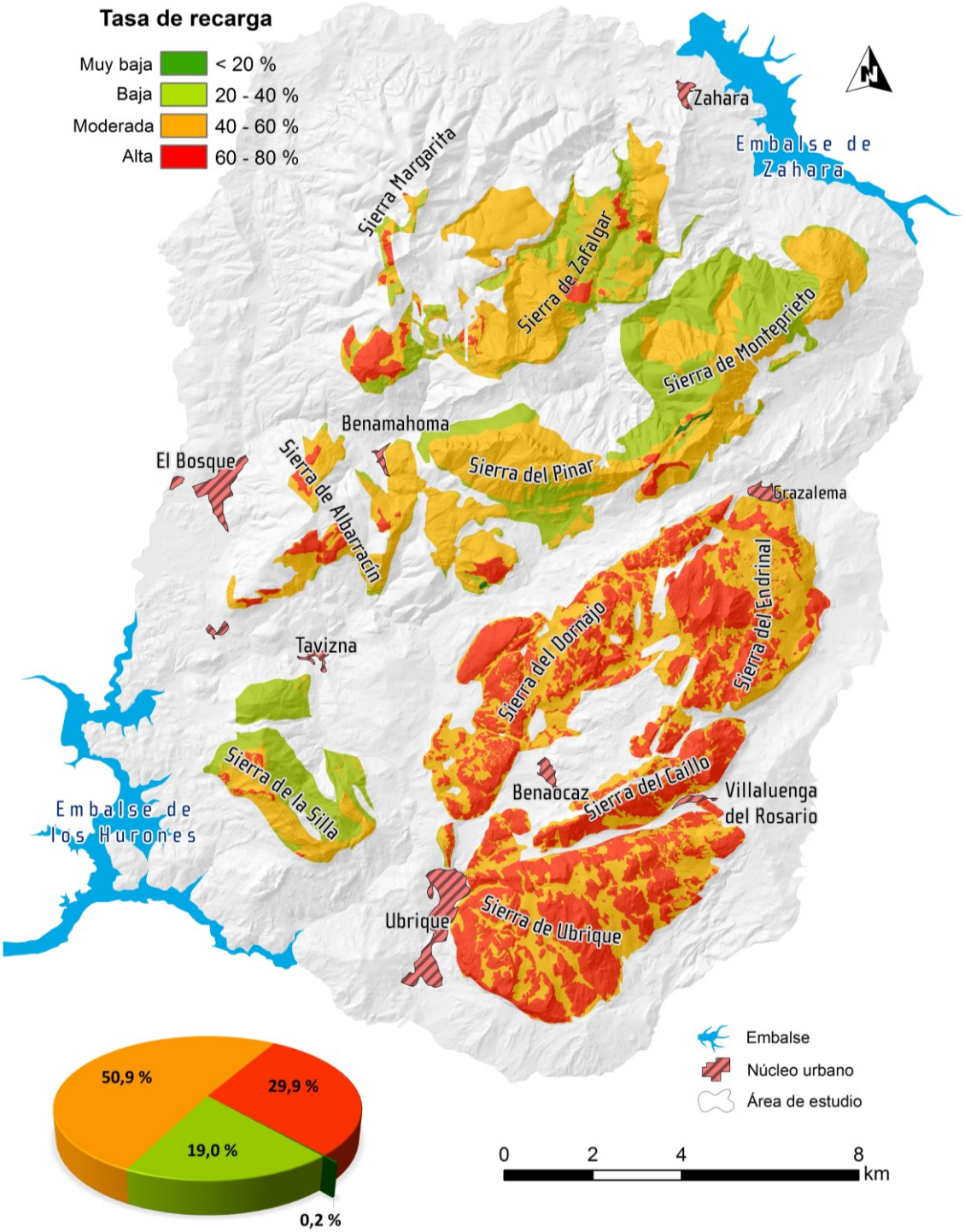


Figura 6.9. Distribución de la tasa de recarga obtenida mediante la aplicación del método APLIS modificado (Marín, 2009) en los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Grazalema

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Sector	Acuífero	Área permeable (km^2)	Tasa media de recarga (%)	Año seco (2004/05)				Año húmedo (2009/10)				Año medio (p. histórico) (1984/85 - 2017/18)				Año medio (p. investigación) (2012/13 - 2017/18)			
				P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga		P media (isoyetas)		Recarga	
				mm	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*	*mm*	*hm^3/año*
Penibético	**Sierra de Ubrique**	24,03	64,4	490	**11,77**	316	**7,58**	2428	**58,34**	1564	**37,57**	1292	**31,05**	832	**19,99**	1329	**31,93**	856	**20,56**
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	61,9	449	**5,22**	278	**3,23**	2231	**25,95**	1381	**16,06**	1077	**12,53**	667	**7,75**	1083	**12,59**	670	**7,79**
	Endrinal - Peñón Grande	17,86	62,3	740	**13,22**	461	**8,23**	3097	**55,31**	1929	**34,46**	1714	**30,61**	1068	**19,07**	2011	**35,92**	1253	**22,38**
Total s. suroriental		**53,52**	63,1	565	**30,21**	356	**19,05**	2608	**139,60**	1646	**88,09**	1386	**74,19**	875	**46,82**	1503	**80,44**	948	**50,73**
Subbético Medio	**Sierra de la Silla**	7,51	38,1	347	**2,61**	132	**0,99**	1601	**12,02**	610	**4,58**	977	**7,34**	372	**2,80**	1119	**8,40**	426	**3,20**
	Sierra de Albarracín	5,01	49,2	418	**2,09**	206	**1,03**	1787	**8,95**	879	**4,40**	956	**4,79**	470	**2,36**	1066	**5,34**	524	**2,63**
	Zafalgar - Labradillo	18,19	45,2	628	**11,42**	284	**5,16**	2519	**45,82**	1139	**20,71**	1545	**28,10**	698	**12,70**	1456	**26,48**	658	**11,97**
	Pinar - Monteprieto	28,13	40,4	642	**18,06**	259	**7,30**	2668	**75,05**	1078	**30,32**	1425	**40,09**	576	**16,19**	1596	**44,90**	645	**18,14**
Total s. noroccidental		**58,84**	42,3	581	**34,18**	246	**14,48**	2411	**141,84**	1020	**60,02**	1365	**80,32**	579	**34,05**	1447	**85,12**	611	**35,94**
Total área de estudio		**112,36**	52,5	573	**64,39**	298	**33,53**	2505	**281,44**	1318	**148,11**	1375	**154,51**	720	**80,87**	1473	**165,56**	771	**86,67**

Tabla 6.12. Tasas de recarga obtenidas mediante el método APLIS modificado (Marín, 2009) y recursos medios anuales correspondientes, para los años seco, húmedo, medio histórico (1984/85 – 2017/18) y medio del periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

En la figura 6.10 está representada la distribución espacial de los valores de recarga específica en los afloramientos carbonáticos del área de estudio, para los años seco (2004/05), húmedo (2009/10), medio del periodo histórico y de investigación.

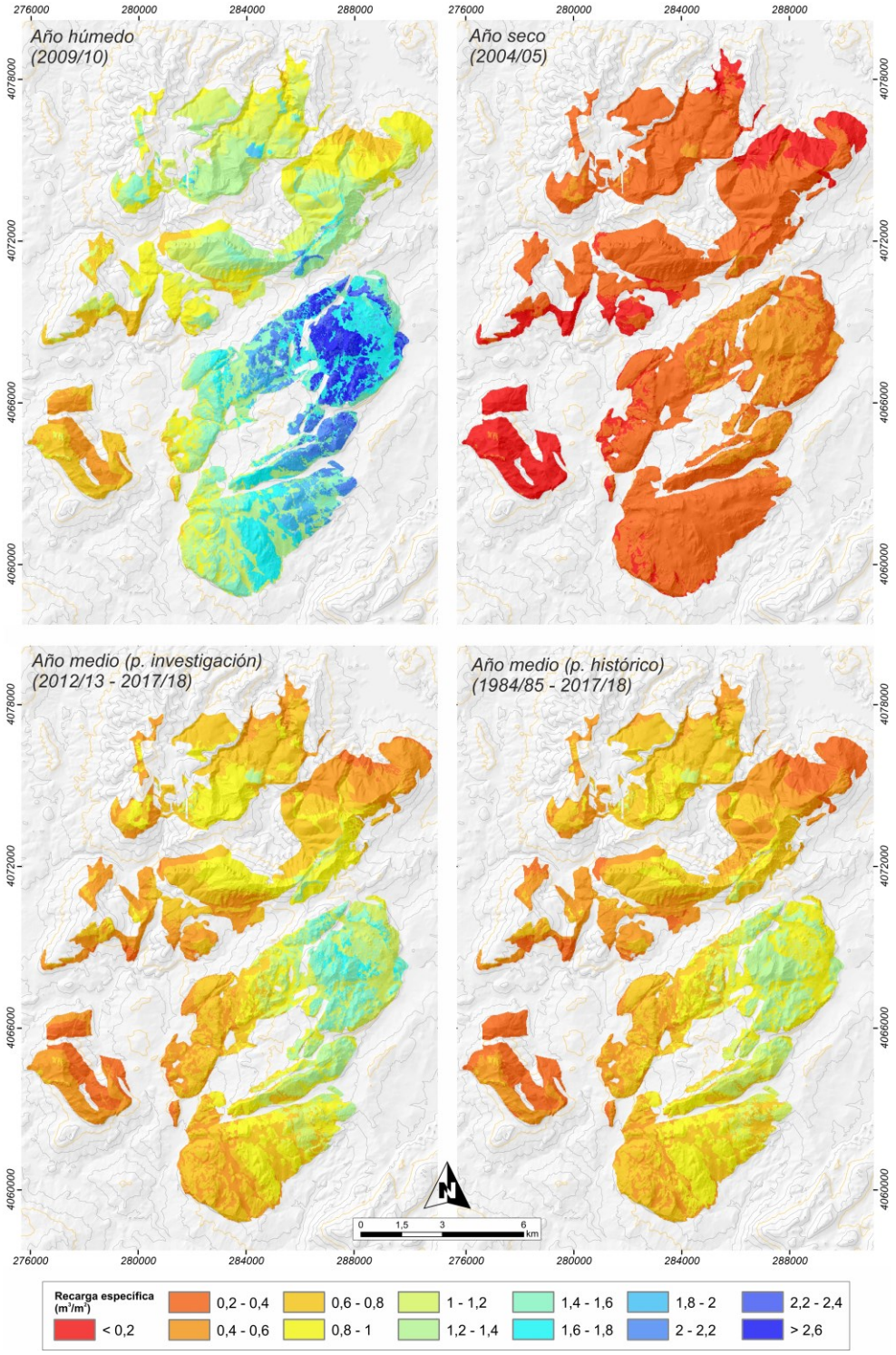


Figura 6.10. Distribución espacial de los valores de recarga específica, expresada en m^3/m^2 en las superficies permeables de los acuíferos del área de estudio, para los años seco, húmedo y medio del periodo histórico y de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los recursos medios obtenidos con el método APLIS modificado en el conjunto de los afloramientos permeables del área de estudio han sido: 33,53 hm^3 (año seco, 2004/05), 148,11hm^3 (año húmedo, 2009/10) y 80,87 hm^3 (media del periodo histórico (1984/85 – 2017/18). Durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18), los recursos medios evaluados ascienden a 86,67 hm^3/año (Tab. 6.13). Esta cifra es superior a la del periodo histórico, debido a que la pluviosidad registrada durante el periodo de investigación (1473 mm) ha sido superior a la media del periodo 1984/85 – 2017/18 (1375 mm). Los recursos medios más elevados durante el periodo de investigación han sido determinados en los acuíferos de la sierra de Ubrique y Endrinal-Peñón Grande (20,56 y 22,38 hm^3/año, respectivamente) , seguidos de los acuíferos de Zafalgar-Labradillo y Pinar-Monteprieto (11,97 y 18,14 hm^3/año, respectivamente).

6.2.4. Estimación de la recarga por infiltración de la escorrentía generada en las áreas endorreicas ocupadas por materiales de baja permeabilidad

En el acuífero de la sierra de Ubrique existe una superficie de 2,03 km^2 ocupada por arcillas y areniscas del Flysch (cuenca del Arroyo Albarrán, Fig. 6.11), de baja permeabilidad, sobre los que se realizan labores agrícolas extensivas y de pastoreo, en la que se genera escorrentía superficial en respuesta a las precipitaciones. Esta agua se infiltra a través de la sima de Villaluenga y contribuye a la recarga del acuífero, lo que hace necesaria su cuantificación a efectos del balance hidrogeológico. La estación meteorológica de Villaluenga del Rosario (ICONA), situada a 890 m s.n.m., está localizada dentro de la cuenca del Arroyo Albarrán, cuya elevación media es de 896 m s.n.m., por lo que el cálculo de la *PU* según los datos registrados por dicha estación se considera representativo del aporte de agua hacia la sima de Villaluenga.

En la tabla 6.13 se recogen los resultados del cálculo de *PU* (con la *ETP* de Hargreaves y Samani, 1985) para valores de reserva útil de 100, 150 y 200 mm. Durante el periodo de investigación, la *PU media* ha variado entre los 2,51 hm^3/año (*RU* = 100 mm) y los 2,29 hm^3/año (*RU* = 200 mm), lo que supone el 70,8 y 64,7 % de la precipitación media (3,54 hm^3/año) registrada sobre la superficie de la cuenca (Tab.6.13). Durante el periodo 1984/85 – 2017/18 los valores han sido inferiores: 2,12 hm^3/año (*RU* = 100 mm) y 1,90 hm^3/año (*RU* = 200 mm), en consonancia con la menor precipitación media del periodo histórico (Tab. 6.13).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

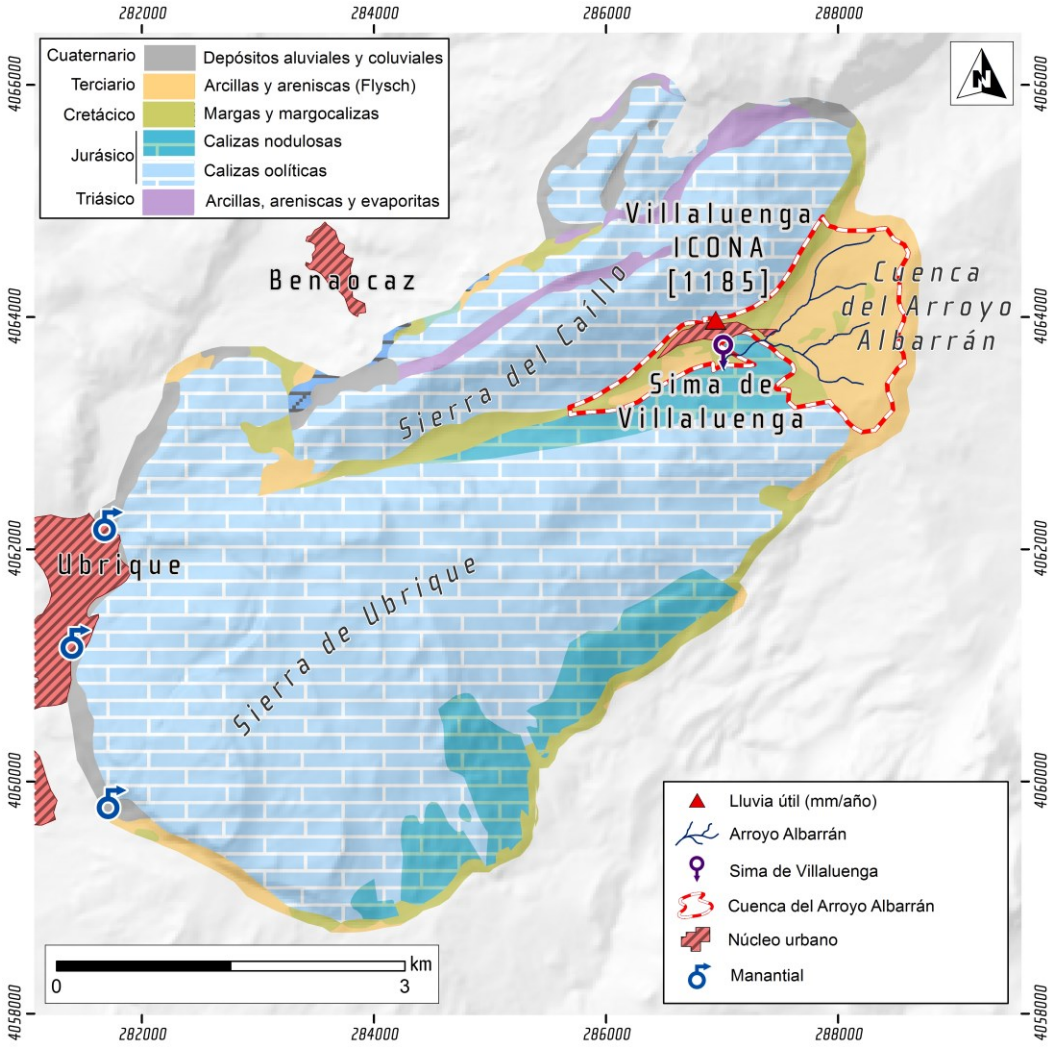


Figura 6.11. Mapa de situación de la cuenca del Arroyo Albarrán en relación con los afloramientos carbonáticos del acuífero de la sierra de Ubrique

			PU								
	P		RU = 100 mm			RU = 150 mm			RU = 200 mm		
Año hidrológico	mm	hm^3	mm	hm^3	%	mm	hm^3	%	mm	hm^3	%
2012/13	2690	5,46	2172	4,41	80,7	2121	4,31	78,8	2067	4,20	76,9
2013/14	1711	3,47	1183	2,40	69,1	1134	2,30	66,3	1082	2,20	63,3
2014/15	1346	2,73	883	1,79	65,6	833	1,69	61,9	782	1,59	58,1
2015/16	1473	2,99	919	1,87	62,4	869	1,76	59,0	813	1,65	55,2
2016/17	1034	2,10	565	1,15	54,6	515	1,05	49,8	462	0,94	44,7
2017/18	2207	4,48	1689	3,43	76,5	1639	3,33	74,3	1588	3,22	72,0
Media	1744	3,54	1235	2,51	70,8	1185	2,41	68	1129	2,29	64,7
Media periodo histórico	1569	3,19	1046	2,12	66,7	993	2,02	63,3	937	1,90	59,6

Tabla 6.13. Precipitación y lluvia útil medias anuales calculadas en la cuenca del Arroyo Albarrán durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los valores de *RU* utilizados para calcular la recarga se encuentran en el rango de los considerados por otros autores en suelos con características similares al de la cuenca del Arroyo Albarán, y bajo condiciones hidrometeorológicas similares (Cuadrado *et al*., 1976; Wessolek *et al*., 2008). Dichos autores cifraron en 168 y 160 mm, respectivamente, el valor de la RU en praderas sobre suelos de naturaleza limoso-arcillosa como los de la cuenca del Arroyo Albarrán, por lo que se ha escogido como valor representativo de la aportación de la cuenca el calculado con una reserva útil del suelo de 150 mm. En cualquier caso, la *PU* obtenida con los diferentes valores de *RU* no difieren de forma significativa (Tab. 6.13). El valor medio obtenido durante el periodo de investigación (2,41 hm^3/año) representa el caudal medio de escorrentía superficial que se genera sobre los afloramientos de baja permeabilidad de la cuenca y que posteriormente se infiltra e incorpora al flujo subterráneo, por lo que se debe añadir al balance del acuífero como parte del caudal de recarga del sistema.

6.2.5. Estimación de la tasa de recarga mediante el balance de cloruros

La estimación del porcentaje de recarga está basada en la premisa de que el ión cloruro es conservativo en el medio y en que la relación entre su concentración en el agua de lluvia y en el agua subterránea depende de la intensidad de los procesos de evapoconcentración de solutos que ocurren en el suelo durante el proceso de infiltración (Custodio y Llamas, 1983; Alcalá y Custodio, 2014). Este método para el cálculo de la tasa de recarga ha sido utilizado con resultados satisfactorios en diversos acuíferos de la Cordillera Bética (Andreo, 1997; Benavente *et al*., 2005; Martos-Rosillo *et al*., 2006; De la Torre, 2020; Martín-Arias, 2021).

La infiltración (*INF*) se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$INF = \frac{[Cl_P^-]}{[Cl_{Sub}^-]} \qquad \text{(ecuación 2)}$$

en la que $[Cl_P^-]$ y $[Cl_{Sub}^-]$ representan la concentración de Cl^- en el agua de lluvia y subterránea, respectivamente, en mg/l.

La tabla 6.14 muestra los porcentajes de recarga estimados mediante balance de Cl^- en los acuíferos del área de estudio, a partir de las concentraciones medias de este ión analizadas en el agua de lluvia y en la de los manantiales de la red de control. Los valores medios de concentración de Cl^-, tanto los del agua de lluvia como la drenada por los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

manantiales, han sido ponderados en función volumen de precipitación y del caudal de descarga, respectivamente.

En el agua de los manantiales de Cornicabra (M-1), Aguas Nuevas (M-77), Hondón (M-10) y Bocaleones (M-15) se han analizado concentraciones de cloruros de 4,5, 4,1, 5,1 y 5,4 mg/l, respectivamente. Estos contenidos de Cl^- parecen coherentes con los valores que se obtendrían tras los procesos de evapoconcentración del agua de lluvia en el suelo. En el agua drenada por el resto de los manantiales, las concentraciones de Cl^- son más elevadas de lo que cabría esperar por la evaporación del agua de lluvia. En estos casos parece que existe una aportación de Cl^- procedente de las formaciones detrítico-evaporíticas triásicas.

Acuífero	Punto controlado	Ref.	nº de muestras	Contenido medio de Cl- (mg/l)	Pluviocaptor y contenido medio en Cl^- (mg/l)	Tasa de recarga (%)	P (hm^3/año)	Recarga (hm^3/año)
Sierra de Ubrique	Cornicabra	M-1	215	4,5	Sª de Ubrique (2,6)	57,6	31,93	18,41
	Algarrobal	M-2	135	9,2		28,4		9,05
	TP Garciago	M-3	59	9,6		27,1		8,66
	Aguas Nuevas	M-77	8	4,1		62,8		20,05
Dornajo-Sierra Alta	Hondón	M-10	145	5,1	Sª de Ubrique (2,6)	51,0	12,59	6,42
	9 Caños	M-11	131	7,6		34,2		4,31
Endrinal-Peñón Grande	*Inversac* de La Olla	I-1	6	2,5	Pto. de las Palomas (2,4)	96,0	35,92	34,48
Sierra de la Silla	Esparragosilla	M-4	94	324,1	Gorito (2,6)	0,8	8,40	0,07
	Aguafría	M-5	88	14,4		18,1		1,52
El Bosque	Gorito	M-6	107	12,9	Gorito (2,6)	20,2	5,34	1,08
	Quejigo	M-7	109	48,0		5,4		0,29
	Vihuelo	M-8	94	17,2		15,1		0,81
	Máquina	M-9	91	11,7		22,2		1,19
Zafalgar-Labradillo	Bocaleones	M-15	126	5,4	Bocaleones (3,5)	64,8	26,48	17,16
	El Moro	M-16	102	7,1		49,3		13,05
	Las Cuevas	M-17	97	8,9		39,3		10,41
Pinar-Monteprieto	Benamahoma	M-12	132	10,7	Pto. de las Palomas (2,4)	22,4	44,90	10,07
	Cachones	M-13	74	8,4		28,6		12,83
	Arroyomolinos	M-14	110	23,6		10,2		4,57

Tabla 6.14. Tasas de recarga y recursos medios anuales en los acuíferos del área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18), obtenidos mediante del balance de cloruros

Para la estimación de la recarga en el acuífero de Endrinal-Peñón Grande solamente se dispone de la concentración de cloruros durante los breves periodos de tiempo en los que el *inversac* de La Olla (I-1) mostró actividad surgente. Las muestras se recogieron entre los días 02/03/2018 y 19/03/2018, durante un evento de precipitación inusualmente intenso, por lo que la concentración media de Cl^- analizada en dichas muestras (2,5 mg/l), podría no ser representativa del contenido general de cloruros en el acuífero.

Para la aplicación de este método es imprescindible que no existan aportaciones de cloruros de origen geogénico, es decir, que la única fuente de cloruros en el medio sea la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

procedente del agua de lluvia. Esta limitación hace que el balance de masas de Cl^- para el cálculo de la recarga no sea aplicable en acuíferos en los que existen rocas de naturaleza detrítico-evaporítica, que provocan la aportación de cloruros al agua subterránea. Dentro del área de estudio dichos materiales constituyen el sustrato de la mayoría de los acuíferos, por lo que los resultados obtenidos no son verosímiles en muchos de los casos (Tab. 6.14).

Durante el periodo de investigación las tasas de recarga obtenidas mediante el balance de Cl^-, varían entre el 0,8 % calculado en el manantial de Esparragosilla (M-4) y el 96,0 % si se consideran los datos del *inversac* de La Olla (I-1). Para un mismo acuífero, las tasas de recarga han variado de forma significativa según el manantial considerado para el cálculo (Tab. 6.14). Así, en el acuífero de la sierra de Ubrique se han obtenido valores comprendidos entre el 27,1% (manantial TP Garciago, M-3) y 62,8% (surgencia de Aguas Nuevas, M-77).

6.2.6. Análisis comparativo de los resultados obtenidos mediante los diferentes métodos de estimación de la recarga

La tabla 6.15 recoge los resultados obtenidos para la estimación de la recarga mediante balance de agua en el suelo (*BAS*), método *APLIS* modificado y balance de Cl^-, junto con la precipitación y las salidas medidas en cada uno de los acuíferos diferenciados. A las entradas obtenidas mediante *BAS* y *APLIS* modificado en el acuífero de la sierra de Ubrique se les debe añadir la recarga procedente de la infiltración del agua de escorrentía del Arroyo Albarrán en la Sima de Villaluenga (véase el apartado 6.2.4).

Como valores representativos del porcentaje de recarga calculado mediante balance de Cl^- se han escogido los obtenidos en los manantiales cuyas aguas presentan menor contenido medio de este ión. Las aguas subterráneas con bajas concentraciones de Cl^- (inferiores a 5-6 mg/l) indican que no existen apenas aportes de esta especie provenientes de evaporitas, por lo que sus contenidos es más probable que sean producto de la evapoconcentración del agua de lluvia.

Los valores de recarga obtenidos mediante balance de agua en el suelo (*BAS*) son, en general, superiores a las salidas medidas en los acuíferos (Tab. 6.15 y Fig. 6.12). En el conjunto del área de estudio se ha calculado una recarga media de 104,51 hm^3/año frente a unas salidas medidas de 72,59 hm^3/año (Tab. 6.15). El sector suroriental muestra la discrepancia más elevada entre las entradas estimadas (56,27 hm^3/año) y las salidas medidas (29,31 hm^3/año), debido fundamentalmente a la ausencia de descargas permanentes conocidas en el acuífero de Endrinal-Peñón Grande. En los acuíferos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

pertenecientes al sector noroccidental se ha calculado una recarga media de 48,24 hm^3/año, frente a unas salidas medidas de 43,27 hm^3/año (Tab. 6.15). Dentro de este sector las mayores diferencias se registran en el acuífero de Pinar-Monteprieto, en el que las entradas totales evaluadas ascienden a 25,98 hm^3/año, mientras que el caudal de descarga aforado ha sido de 22,60 hm^3/año (Tab. 6.15 y Fig. 6.12). Solamente en el caso del acuífero de Zafalgar-Labradillo la descarga medida (15,52 hm^3/año) ha sido ligeramente superior a la recarga calculada para dicho acuífero (15,22 hm^3/año).

	Acuífero	Área (km^2)	P media (hm^3/año)	*BAS (RU = 50 mm)*		*APLIS* modificado		Balance de Cl^-		Salidas (hm^3/año)
				hm^3/año	% P	hm^3/año	% P	hm^3/año	% P	
Suroriental	**Sierra de Ubrique**	24,03	31,93	21,17	66,3	20,56	64,4	20,05	62,8	21,25
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	12,59	8,56	68,0	7,79	61,9	6,42	51,0	8,07
	Endrinal - Peñón Grande	17,86	35,92	26,54	73,9	22,38	62,3	34,48	96,0	---
	Total s. suroriental	53,52	80,44	56,27	70,0	50,73	63,1	60,95	75,8	29,31
Noroccidental	**Sierra de la Silla**	7,51	8,40	3,95	47,0	3,20	38,1	1,52	18,1	2,77
	Sierra de Albarracín	5,01	5,34	3,09	57,9	2,63	49,2	1,19	22,2	2,37
	Zafalgar - Labradillo	18,19	26,49	15,22	57,5	11,97	45,2	17,16	64,8	15,52
	Pinar - Monteprieto	28,13	44,90	25,98	57,9	18,14	40,4	12,83	28,6	22,60
	Total s. noroccidental	58,84	85,12	48,24	56,7	35,94	42,2	32,69	38,4	43,27
	Total área de estudio	**112,36**	**165,56**	104,51	63,1	86,67	52,3	93,65	56,6	72,58

Tabla 6.15. Comparación entre los caudales medios anuales aforados (salidas) y los caudales medios de entrada estimados mediante balance de agua en el suelo (BAS), método APLIS modificado y balance de Cl^-, para el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18)

Los resultados obtenidos con el método *APLIS* modificado (Marín, 2009) muestran unos valores de recarga generalmente inferiores a la descarga medida en los acuíferos del área de estudio. La tasa de recarga media obtenida para el conjunto del área de estudio ha sido del 52,3 % de la precipitación, lo que supone un caudal de recarga de 86,67 hm^3/año (Tab. 6.15). En el acuífero de la sierra de Albarracín y en la sierra de la Silla se han determinado unas entradas de 2,63 y 3,20 hm^3/año respectivamente, valores en ambos casos superiores a las salidas medidas en dichos acuíferos (2,37 y 2,77 hm^3/año).

Los caudales de recarga estimados mediante el balance de Cl^- muestran valores inferiores a las salidas medidas, excepto en el caso del acuífero de Zafalgar-Labradillo (17,16 hm^3/año), ligeramente superior a la descarga del acuífero (15,52 hm^3/año). Los valores de recarga obtenidos mediante este método son, en general, poco satisfactorios. La presencia de evaporitas triásicas en los acuíferos del sector noroccidental del área de estudio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

provoca que los caudales de recarga calculados sean inferiores a las descargas medidas (Tab. 6.15 y Fig. 6.12).

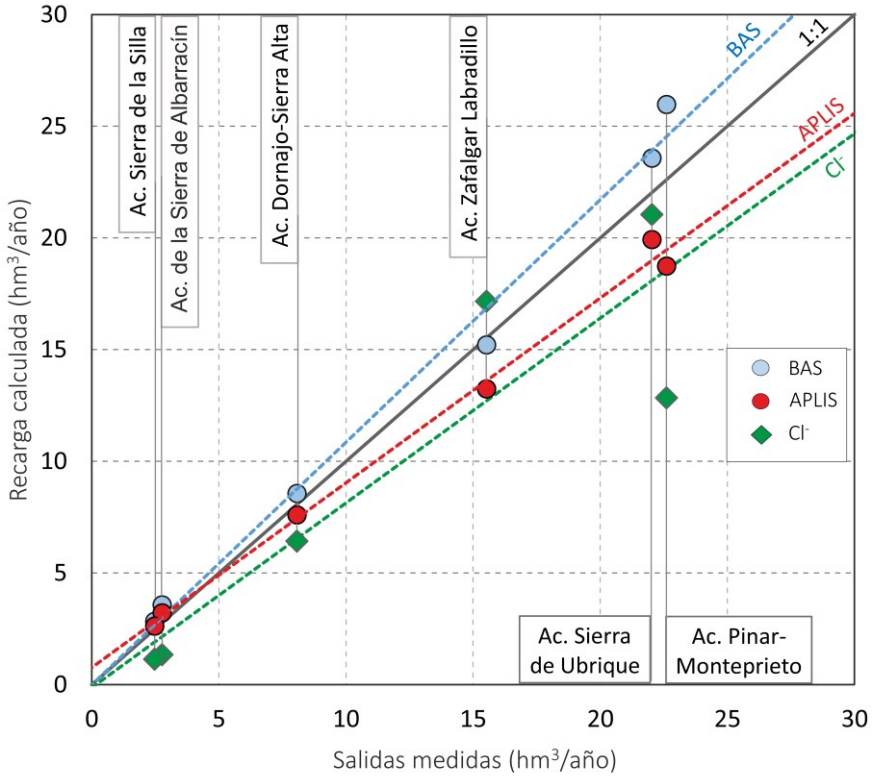


Figura 6.12. Comparación entre los caudales medios de recarga (calculados mediante la aplicación del balance de agua en el suelo -BAS-, método APLIS y balance de masas de Cl^-), con la descarga medida en cada uno de los acuíferos del área de estudio

Los resultados más coherentes con los caudales medios de descarga de los acuíferos han sido obtenidos con la aplicación del método de balance de agua en el suelo (*ETP* de Hargreaves y Samani, *RU* = 50 mm).

6.3. BALANCE HIDROGEOLÓGICO DE LOS ACUÍFEROS DE LA SIERRA DE GRAZALEMA CORRESPONDIENTE AL PERIODO DE INVESTIGACIÓN (2012/13 – 2017/18)

Una vez estimados los caudales de recarga por los diferentes métodos y las salidas totales de agua en los acuíferos, se ha realizado el balance hidrogeológico para el periodo de investigación (2012/13 - 2017/18). Las componentes utilizadas han sido la precipitación media obtenida por planimetría de isoyetas, los caudales de recarga calculados mediante balance de agua en el suelo y las salidas medidas en cada acuífero (Fig. 6.13).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el conjunto del área de estudio (112,36 km^2) se ha registrado una precipitación de 165,56 hm^3/año, de los cuales 104,51 hm^3/año se han infiltrado e incorporado al flujo subterráneo, lo que representa una tasa de recarga del 63,1% y una evapotranspiración real (*ETR)* de 61,14 hm^3/año (Fig. 6.13).

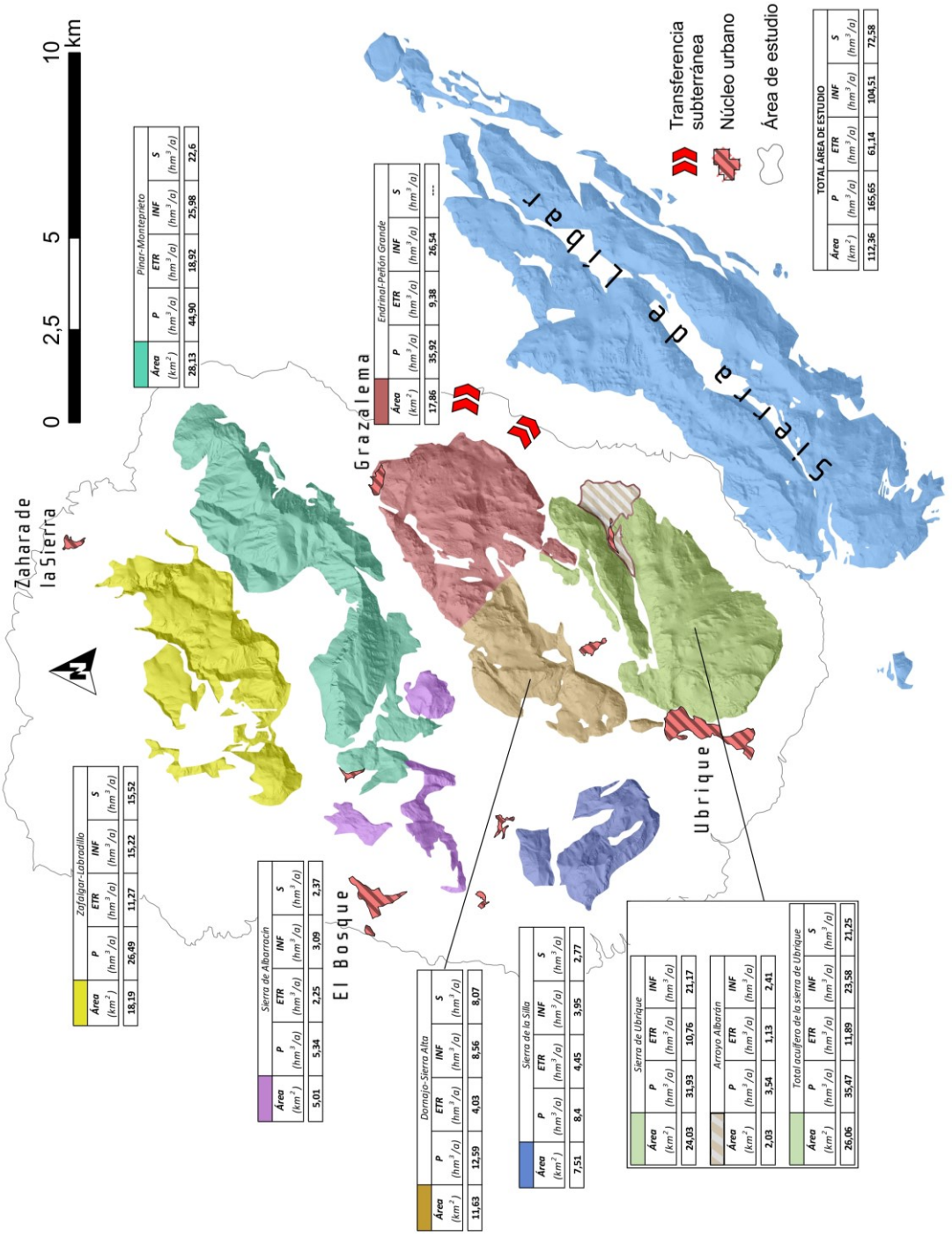


Figura 6.13. Balance hidrogeológico de los acuíferos diferenciados en el área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18. Las flechas de color rojo representan la transferencia subterránea de recursos hídricos desde el acuífero de Endrinal-Peñón Grande hacia la sierra de Líbar

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Sobre la superficie de recarga del acuífero de la sierra de Ubrique (24,03 km^2 de afloramientos carbonáticos y 2,03 km^2 correspondientes a la cuenca del Arroyo Albarán) se ha registrado una precipitación media de 35,47 hm^3/año, de la cual se estima que un 70,3 % se infiltra (23,58 hm^3/año) y el resto se evapotranspira (11,89 hm^3/año). Las salidas del acuífero medidas ascienden a 21,25 hm^3/año.

En el acuífero de Dornajo-Sierra Alta (11,63 km^2) se han calculado unos recursos hídricos medios de 8,56 hm^3/año, que representan un 67,9 % de la precipitación total registrada sobre los afloramientos permeables del acuífero (12,59 hm^3/año). La descarga medida en el acuífero ha sido de 8,07 hm^3/año durante el periodo de investigación.

De la precipitación registrada sobre los 17,86 km^2 de afloramientos permeables en el acuífero de Endrinal-Peñón Grande (35,92 hm^3/año), un 73,9 % se infiltra e incorpora al flujo subterráneo (26,54 hm^3/año) y el resto (9,38 hm^3/año) se evapotranspira a la atmósfera. Esta elevada tasa de recarga está condicionada por el régimen termopluviométrico existente en el área de recarga (alta pluviosidad y baja temperatura) y por el extraordinario desarrollo de morfologías exokársticas que favorecen la infiltración. En los únicos puntos conocidos relacionados con el drenaje del acuífero de Endrinal-Peñón Grande (*inversac* de la Olla y manantial de Los Tajos), la descarga determinada es poco cuantiosa desde el punto de vista del balance hídrico, debido a la excepcionalidad con la que ambos puntos descargan agua subterránea. Sin embargo, la ejecución de un ensayo de trazadores artificiales durante el periodo de actividad del *inversac* en abril de 2018, ha permitido establecer trayectorias de flujo subterráneo desde diversos puntos de infiltración preferencial ubicados en el área de recarga del acuífero (véase el capítulo 4 de la presente memoria), hasta el *inversac* de la Olla (I-1), donde los trazadores fueron detectados.

Los resultados anteriores permiten argumentar la existencia de flujos subterráneos desde la sierra del Endrinal en sentido ESE, que, en ausencia de actividad surgente en el *inversac* deben continuar de forma subterránea hasta la sierra de Líbar (Fig. 6.13). La estructura geológica posibilita la conexión hidráulica entre ambos macizos carbonáticos, debido a la continuidad de las formaciones carbonáticas jurásicas en profundidad (véase el capítulo 3 de la presente memoria y los cortes geológicos A-Á, 10-10´y 11-11´).

La primera referencia bibliográfica sobre esta transferencia está recogida en el informe del IGME (1984), en el que la cifran en 9,00 hm^3/año, de los cuales 6,00 hm^3/año se drenarían a través de los manantiales de la sierra de Líbar y 3,00 hm^3/año serían transferidos hacia el acuífero de Dornajo-Sierra Alta. Estos valores fueron estimados con el uso de un

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

coeficiente de infiltración del 32 % de la precipitación, que no se considera representativo de las condiciones de recarga existentes en el área. En trabajos posteriores (DGOHCA, 1998) se cifró esta transferencia en un valor medio de 16,60 hm^3/año y 32,5 hm^3/año para el año hidrológico 1995/96 (húmedo), con la aplicación de un coeficiente de infiltración del 48 % sobre los afloramientos carbonáticos de la sierra del Endrinal. En investigaciones recientes realizados para la evaluación de los recursos hídricos en la sierra de Líbar (IGME-CEHIUMA, 2020) se cuantificó dicha transferencia en 31,20 hm^3/año. Este valor fue estimado a partir de las diferencias entre las entradas globales estimadas para el conjunto de la sierra de Líbar y las salidas. En este caso la evaluación de recursos se llevó a cabo mediante la misma metodología utilizada en la presente tesis doctoral (método de balance de agua en el suelo con la *ETP* propuesta por Hargreaves y Samani, RU = 50 mm), con la que se obtuvo un coeficiente de infiltración o tasa de recarga media del 71,8 % de la precipitación en los afloramientos carbonáticos de las sierras del Endrinal y Líbar.

En el acuífero de la sierra de Albarracín (5,01 km^2) la precipitación media registrada ha sido de 5,34 hm^3/año, de los cuales 3,09 hm^3/año se han infiltrado y 2,25 hm^3/año se han evapotranspirado, lo que representa una tasa de recarga del 57,9 %, mientras que las salidas medidas en el acuífero ascienden a 2,37 hm^3/año.

El acuífero de sierra de la Silla cuenta con una superficie permeable de 7,51 km^2 sobre la que se ha cuantificado una precipitación de 8,40 hm^3/año. La infiltración se ha cifrado en 3,95 hm^3/año (47,0 %), lo que permite deducir una evapotranspiración real de 4,45 hm^3/año (Fig. 6.13). Las salidas medidas en dicho acuífero han sido de 2,77 hm^3/año.

Las sierras de Zafalgar y del Labradillo constituyen el acuífero homónimo, que cuenta con una superficie permeable de 18,19 km^2, sobre la que se ha registrado una precipitación media de 26,49 hm^3/año durante el periodo 2012/13 – 2017/18. Se ha calculado una infiltración de 15,22 hm^3/año, lo que representa una tasa de recarga del 57,5 %, y una *ETR* de 11,26 hm^3/año. Las salidas de este acuífero se han cifrado en 15,52 hm^3/año, valor similar a las entradas calculadas.

Por último, el acuífero de Pinar-Monteprieto tiene una superficie permeable de 28,13 km^2, sobre los que se ha registrado una lluvia media de 44,90 hm^3/año y una infiltración de 25,98 hm^3/año (57,9 % de la precipitación). Las salidas totales determinadas en este acuífero han sido de 22,60 hm^3/año, valor inferior al de las entradas medidas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

6.4. RECURSOS HÍDRICOS MEDIOS ANUALES CORRESPONDIENTES AL PERIODO HISTÓRICO (1984/85 – 2017/18)

Este apartado recoge los resultados del cálculo de recursos hídricos renovables durante el periodo histórico considerado en la caracterización termopluviométrica del área de estudio, mediante la aplicación del balance de agua en el suelo a partir de las series históricas de precipitación y temperatura del aire. Los trabajos previos realizados en este sentido han arrojado valores muy dispares en cuanto a los recursos medios renovables de los acuíferos considerados. Así, la Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas (DGOHCA, 1998) cifró la recarga media del conjunto en 63,60 hm^3/año, para una superficie de recarga de 162,5 km^2, significativamente mayor que la considerada en esta tesis doctoral (112,36 km^2). La tasa de infiltración obtenida sobre los afloramientos carbonáticos fue del 25 %, valor considerablemente inferior al determinado en la presente investigación.

La tabla 6.16 recoge los valores de recarga calculados mediante *BAS*, con la ETP de Hargreaves y Samani (1985) y RU = 50 mm, en cada uno de los acuíferos del área de estudio para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18).

	Acuífero	Área (km^2)	P media (hm^3/año)	*BAS (RU = 50 mm)*	
				hm^3/año	% P
Subbético Interno	**Sierra de Ubrique**	24,03	31,05	20,43	65,8
	Dornajo - Sierra Alta	11,63	12,53	8,06	64,3
	Endrinal - Peñón Grande	17,86	30,61	21,61	70,6
	Total sector suroriental	53,52	74,19	50,10	67,5
Subbético Medio	**Sierra de la Silla**	7,51	7,34	3,15	42,9
	Sierra de Albarracín	5,01	4,79	2,74	57,2
	Zafalgar - Labradillo	18,19	28,10	15,86	56,4
	Pinar - Monteprieto	28,13	40,09	23,43	58,4
	Total sector	58,84	80,32	45,18	56,3
	Total área de estudio	**112,36**	**154,51**	95,28	61,7

Tabla 6.16. Recursos medios renovables estimados mediante balance de agua en el suelo (BAS) para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los recursos medios evaluados en los acuíferos del sector suroriental se han cifrado en 50,10 hm^3/año, lo que equivale al 67,5 % de la precipitación media caída sobre los 53,52 km^2 de afloramientos permeables de este sector.

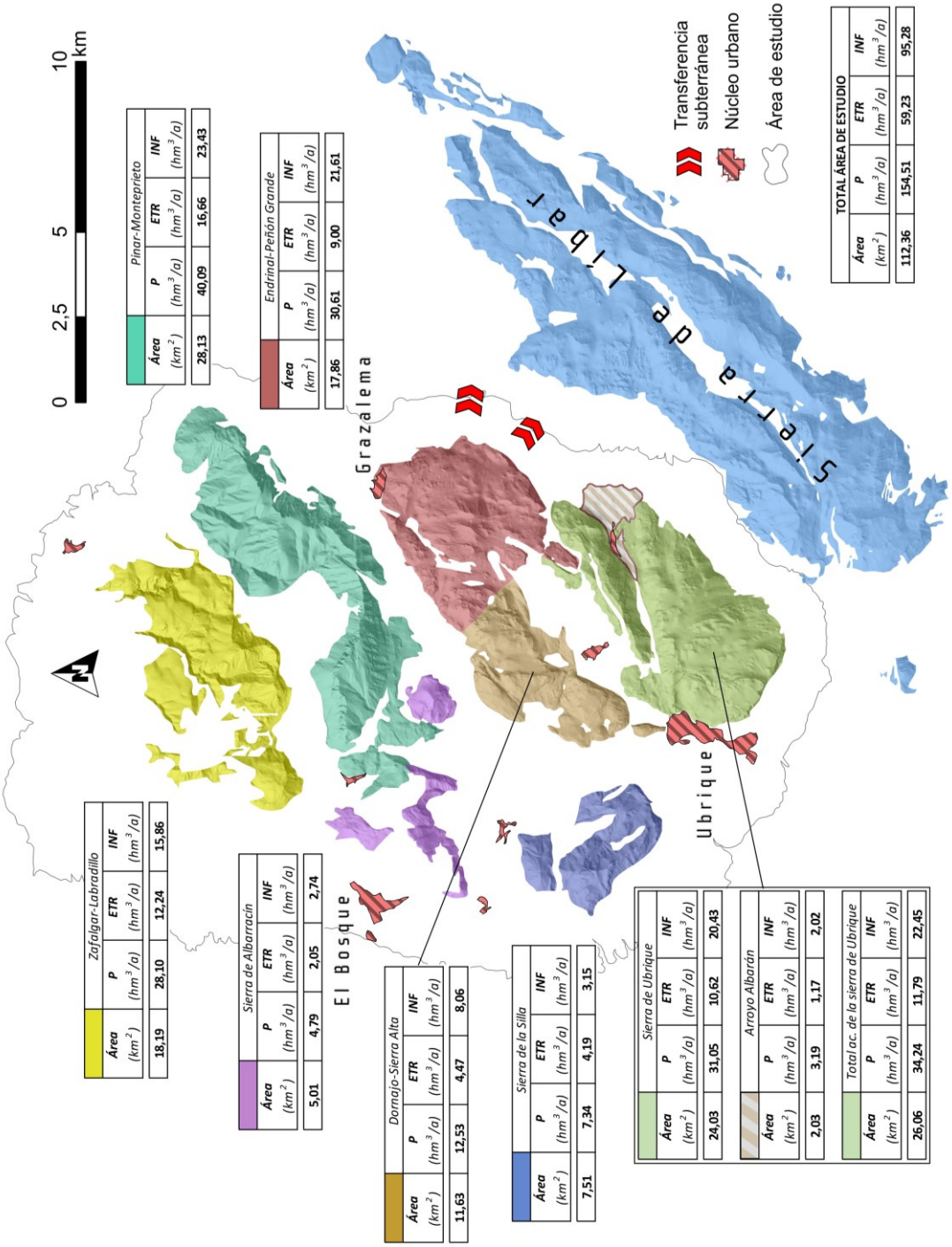


Figura 6.14. Evaluación de recursos hídricos en los acuíferos diferenciados en el área de estudio durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18). Las flechas de color rojo representan la transferencia subterránea de recursos hídricos desde el acuífero de Endrinal-Peñón Grande hacia la sierra de Líbar

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el acuífero de la sierra de Ubrique se ha calculado un valor para los recursos hídricos medios de 20,43 hm^3/año, correspondientes al 65,8 % de la precipitación media anual (31,05 hm^3/año). A esta cifra debe añadirse la recarga media calculada para el Arroyo Albarrán (véase el apartado 6.2.4 de esta memoria), cifrada en 2,02 hm^3/año (Fig. 6.14).En el acuífero Dornajo-Sierra Alta la recarga media se ha cuantificado en 8,06 hm^3/año, que corresponde al 64,3 % de la precipitación registrada (12,53 hm^3/año).

En el acuífero de Endrinal-Peñón Grande se ha determinado una tasa de infiltración de 70,6 % sobre la precipitación total registrada (30,61 hm^3/año), lo que equivale a un caudal medio de recarga de 21,61 hm^3/año. Estos recursos deben transferirse de forma subterránea hasta los acuíferos de la sierra de Líbar, según el razonamiento expuesto en el apartado 6.1. Este aspecto será comentado más detalladamente en los aparatados 7.2.1 y 7.3.4 de esta memoria.

Los recursos medios evaluados en los acuíferos del sector noroccidental ascienden a 45,18 hm^3/año, equivalentes al 56,3 % de la precipitación media registrada sobre las superficies de recarga de dicho conjunto de acuíferos (80,32 hm^3/año).

El porcentaje de recarga más bajo ha sido determinado en el acuífero de sierra de la Silla (42,9 %) en relación con la precipitación total registrada sobre la superficie permeable del acuífero (7,34 hm^3/año), lo que condiciona unos recursos medios de 3,15 hm^3/año (Tab. 6.16). En el acuífero de la sierra de Albarracín la precipitación media ha sido de 4,79 hm^3/año, de la que un 57,2 % se infiltra e incorpora al flujo subterráneo (2,74 hm^3/año) y el resto (2,05 hm^3/año) se evapotranspira (Tab. 6.16 y Fig. 6.14).

En los acuíferos de Zafalgar-Labradillo y Pinar-Monteprieto se han evaluado los mayores caudales de recarga del sector noroccidental (15,86 y 23,43 hm^3/año, respectivamente), equivalentes al 56,4 y 58,4% de la precipitación registrada en dichos acuíferos (28,10 y 40,09 hm^3/año).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7. HIDROGEOLOGÍA DEL SECTOR SURORIENTAL

7.1. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE UBRIQUE

7.1.1. Límites y geometría

En el sector suroriental del área de estudio se localiza el acuífero constituido por las sierras de Ubrique y del Caíllo (Fig. 7.1), que ocupa una superficie aproximada de 28 km^2. En la sierra de Ubrique las rocas carbonáticas forman un pliegue anticlinal con una charnela relativamente aplanada de grandes dimensiones y flancos de buzamiento más pronunciado, mientras que, en la sierra del Caíllo, las calizas y dolomías jurásicas se disponen a modo de escamas subverticales, afectadas por cabalgamientos y fallas inversas. Ambas estructuras están orientadas en dirección aproximada NE-SO.

Los límites S y SE quedan marcados por el contacto entre las formaciones acuíferas con las margas y margocalizas cretácicas, y con las arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs que bordean a las rocas carbonáticas (Figs. 7.1 y 7.2). Hacia el NO, la continuidad de las calizas y dolomías jurásicas se ve interrumpida por arcillas y evaporitas triásicas y margas y margocalizas cretácicas, que afloran en las inmediaciones de la localidad de Benaocaz. El límite O está definido por el contacto entre las formaciones carbonáticas con los materiales triásicos de baja permeabilidad, aunque aparecen cubiertos por los depósitos cuaternarios sobre los que se emplaza el núcleo urbano de Ubrique (Figs. 7.1 y 7.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.1.2. Puntos de agua

El drenaje del acuífero se produce principalmente por los manantiales permanentes de Cornicabra, M-1 (Fig. 7.3A y B) y Algarrobal, M-2 (Fig. 7.3C y D), situados a 349 y 317 m s.n.m., respectivamente. La ubicación de ambas surgencias está condicionada por el contraste de permeabilidad existente entre las formaciones carbonáticas jurásicas y las formaciones arcillosas triásicas (Figs. 7.1 y 7.3).

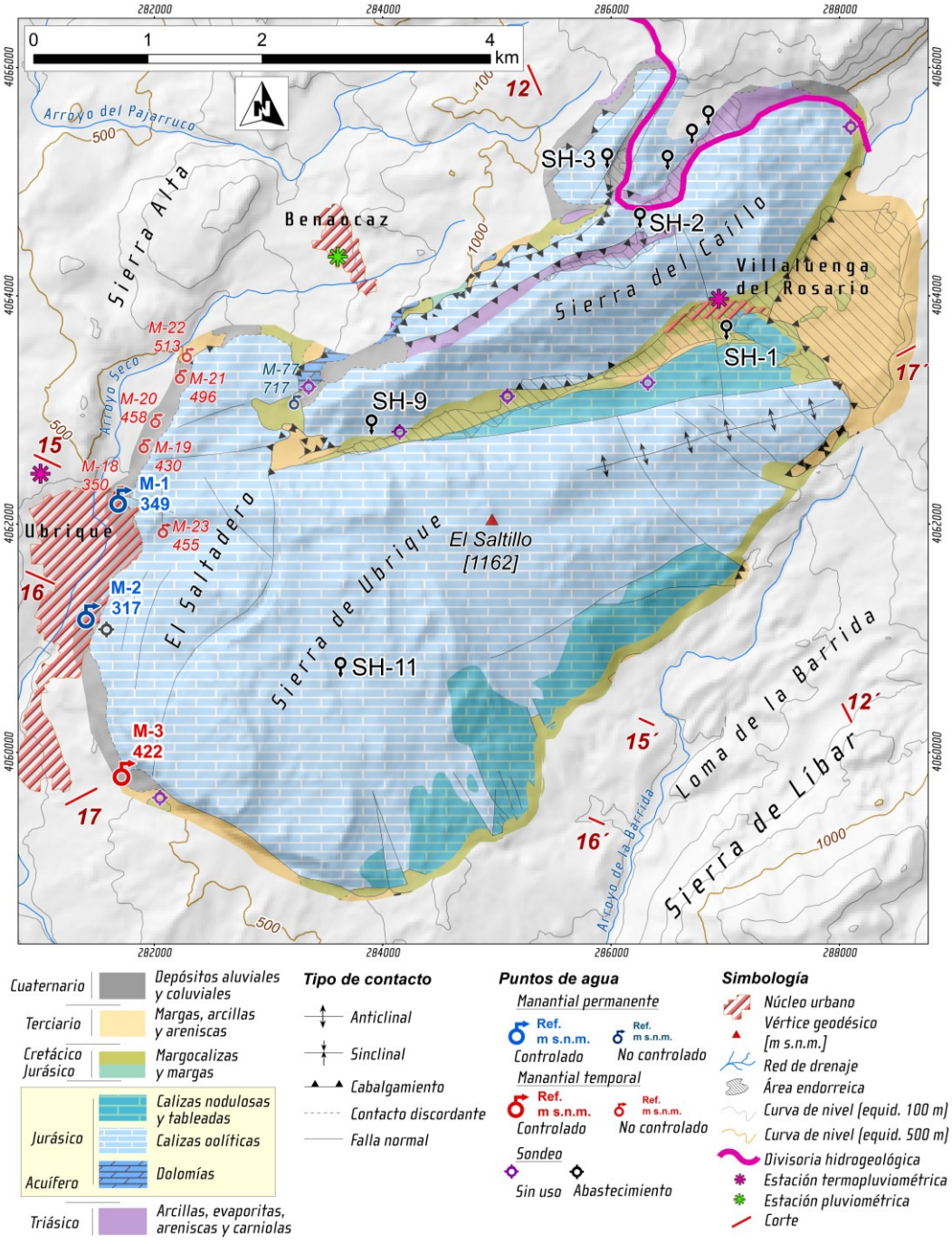


Figura 7.1 Esquema hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 7.2

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Durante los periodos de aguas altas se produce la descarga a través de una serie de manantiales temporales (*trop plein*) de los que el de TP Garciago, M-3 (Fig. 7.4A y B), situado a 422 m s.n.m (Figs. 7.1 y 7.2) presenta la mayor frecuencia de actividad surgente y el caudal medio más elevado, por lo que ha sido incluido en la red de control. El resto de las surgencias temporales (M-18 a M-23) se localizan al NNE del casco urbano de Ubrique, a favor del contacto entre las formaciones carbonáticas jurásicas y las arcillas y areniscas del Flysch que están parcialmente cubiertos por los depósitos cuaternarios del cauce de Arroyo Seco (Fig. 7.1).

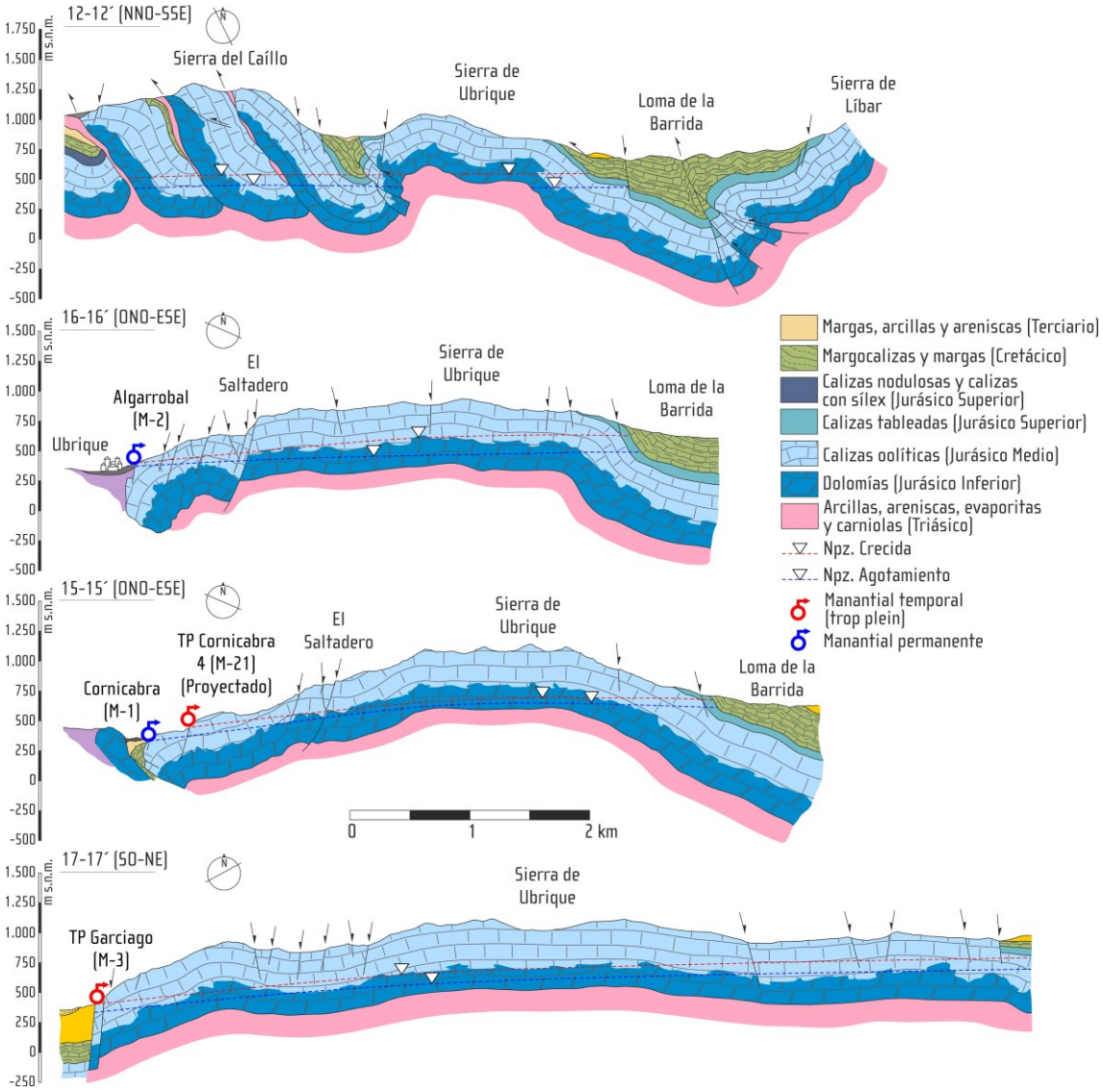


Figura 7.2 Cortes hidrogeológicos del acuífero de la sierra de Ubrique. Véase su posición en la figura 7.1

Del grupo de manantiales temporales situados al NNE de Ubrique, TP Cornicabra 4 (M-21) muestra el mayor caudal de descarga durante los periodos de aguas altas y se han

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

recogido muestras de agua durante sus periodos de actividad surgente de febrero de 2016 y marzo-abril de 2018.

El caudal drenado por las surgencias temporales TP Cornicabra 1 (M-18) y TP Cornicabra 2 (M-19) se mide junto con el descargado por el manantial de Cornicabra (M-1) en su correspondiente sección de aforo, equipada con un sensor de registro continuo.

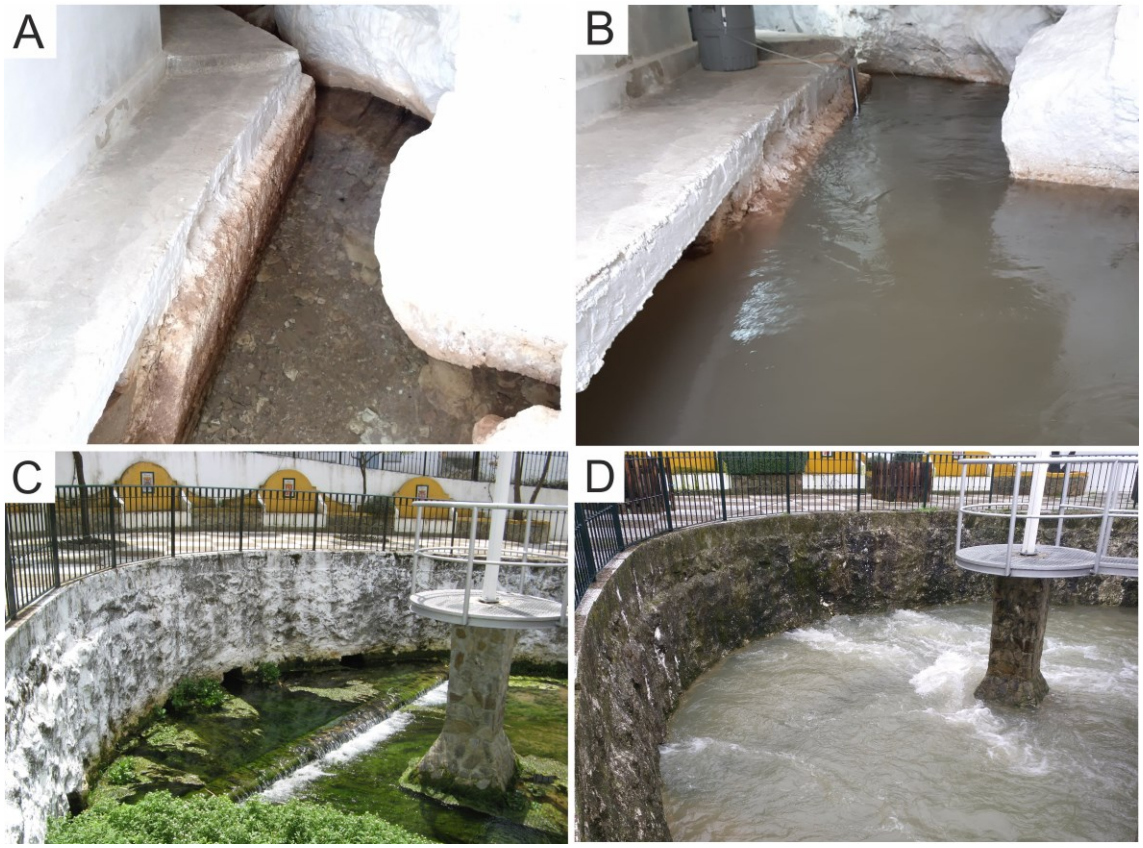


Figura 7.3 (A) Manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de agotamiento de 2016. (B) Vista de la captación del manantial de Cornicabra (M-1) en aguas altas (marzo de 2018). (C) Fotografía del manantial de Algarrobal (M-2), emplazado dentro del casco urbano de Ubrique, durante un periodo de estiaje. (D) Manantial de Algarrobal (M-2) tras los eventos de precipitación registrados en marzo de 2018

La descarga de los manantiales TP cornicabra 3 (M-20), TP Cornicabra 4 (M-21) y TP Cornicabra Alto (M-22) fluyen directamente hacia el cauce de Arroyo Seco (Figs. 7.4C y D), por lo que no se tiene registro individualizado de sus hidrogramas. La surgencia TP Ubrique Alto (M-23) está localizada al E del casco urbano de Ubrique y su caudal de descarga se incorpora a la red de alcantarillado de la localidad, por lo que no se dispone de control sobre su régimen hidrodinámico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Denominación	Referencia tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
Cornicabra	**M-1**	281703	4062212	349	Ubrique
Algarrobal	**M-2**	281421	4061198	317	Ubrique
TP Garciago	**M-3**	281778	4059782	422	Ubrique
TP Cornicabra 1	M-18	281691	4062275	350	Ubrique
TP Cornicabra 2	M-19	281919	4062687	430	Ubrique
TP Cornicabra 3	M-20	282021	4062908	458	Ubrique
TP Cornicabra 4	M-21	282236	4063296	496	Benaocaz
TP Cornicabra Alto	M-22	282297	4063483	513	Benaocaz
TP Ubrique Alto	M-23	282087	4061943	455	Ubrique

Tabla 7.1 Manantiales inventariados en el acuífero de la sierra de Ubrique

7.1.3. Hidrodinámica

7.1.3.1. Datos de caudal

La respuesta hidrodinámica del acuífero de la sierra de Ubrique ha sido caracterizada mediante el análisis de las series de caudales obtenidas en el marco de la presente investigación. Los datos históricos del caudal drenado por los manantiales son escasos, discontinuos y limitados a los años 1980, 1984, 1992 y 1996/97 (véase el capítulo 6 de esta memoria). Además, no se dispone de registro alguno sobre el caudal drenado por el manantial de TP Garciago (M-3). Debido a estos condicionantes, los datos históricos disponibles no se han considerado como representativos del régimen de descarga de los manantiales.

El registro de caudales de la presente tesis doctoral comprende desde los meses de noviembre-diciembre de 2012 hasta final de septiembre de 2018. Los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) han sido equipados con sensores de registro continuo de la altura de la lámina de agua, cuyo periodo de control (horario) abarca 5 años hidrológicos (2013/14 – 2017/18). Las ecuaciones que relacionan el calado y el caudal circulante por las secciones de aforo de los manantiales (curvas de gastos) han sido descritas en el apartado 5.4 de esta memoria. En condiciones de aguas bajas los aforos se han realizado con micromolinete, mientras que los caudales superiores a 100-150 l/s han sido determinados mediante aforos químicos, con cloruro sódico (NaCl).

En el manantial de Cornicabra (M-1) se han efectuado 58 aforos y se dispone de 43824 datos de caudal obtenidos a partir del equipo de registro continuo (Tab. 7.2). Los valores varían entre 22 l/s (caudal mínimo alcanzado al finalizar los periodos de estiaje) y 2623 l/s correspondiente al pico de mayor crecida (febrero de 2014). El valor medio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

obtenido mediante la integración del hidrograma ha sido de 299 l/s (Tab. 7.2). El registro de caudal de la surgencia de Algarrobal (M-2) abarca desde el 05 de diciembre de 2012 hasta el 30/09/2018 y consta de 62 aforos puntuales y 43824 datos de caudal obtenidos mediante el medidor en continuo. El caudal mínimo aforado en el manantial fue de 28 l/s, mientras que el máximo del periodo de control (2964 l/s) se midió en los picos de crecida de marzo de 2018 (Tab. 7.2).

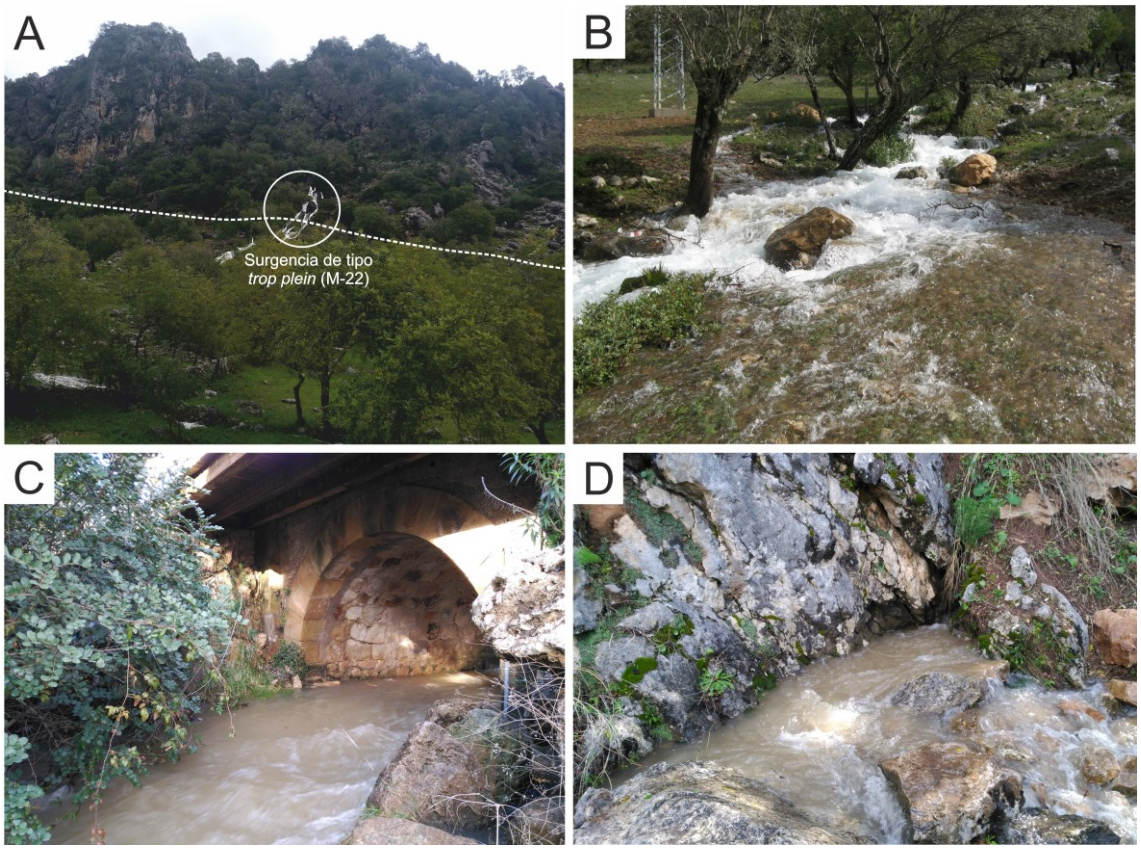


Figura 7.4 (A) Manantial trop plein TP Cornicabra Alto (M-22), tras las intensas lluvias de febrero de 2016. (B) Caudal de descarga de los manantiales temporales M-20, M-21 y M-22 en el cauce de Arroyo Seco. (C) Vista de la sección de aforo del manantial TP Garciago (M-3) en febrero de 2017. (D) Punto de surgencia del manantial TP Garciago (M-3)

Denominación	Ref.	Cota m s.n.m.	Periodo de registro Puntual	Periodo de registro Automático	Nº de medidas punt. / *autom.*	Q máx. (l/s)	Q med. (l/s)	Q min. (l/s)	Q máx/ Q min.	cv (%)
Cornicabra	M-1	349	05/12/2012-30/09/2018	*01/10/2013-30/09/2018*	58 / *43824*	2623	299	22	119	139
Algarrobal	M-2	317	05/12/2012-30/09/2018	*01/10/2013-30/09/2018*	62 / *43824*	2694	131	28	96	241
TP Garciago	M-3	422	17/11/2012-30/09/2018	*01/10/2013-30/09/2018*	34 / *43824*	10039	220	0	---	493

Tabla 7.2 Parámetros estadísticos de los caudales drenados por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el manantial de TP Garciago (M-3) se efectuaron 34 aforos y, mediante la integración de su hidrograma de descarga, se ha determinado un caudal medio de 220 l/s. Dicha surgencia es activa solamente en condiciones de aguas altas (elevada recarga) y, en cortos periodos de tiempo, pasa de drenar caudales del orden de miles de l/s a estar prácticamente seca (Fig. 7.4C y D). El valor máximo de caudal drenado por el manantial, registrado durante la crecida de marzo de 2018, fue de 10039 l/s (Tab. 7.2).

7.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3)

Los hidrogramas anuales del manantial de Cornicabra (M-1) muestran varias crecidas en cada año hidrológico, con aumentos del caudal de descarga muy rápidos y de gran magnitud, en respuesta a la mayor parte de los eventos de lluvia (Fig. 7.5). Generalmente, estos aumentos son proporcionales a la magnitud e intensidad de las precipitaciones con las que están relacionados y se producen entre 1 y 4 días después. Con la excepción del año 2012/13, que no cuenta con registro continuo del caudal de descarga, se observa una relación clara entre la precipitación media registrada durante el año hidrológico y la magnitud de las crecidas. En los años hidrológicos 2013/14 (Pm = 1230 mm) y 2017/18 (Pm = 1576 mm) se alcanzaron los mayores valores en el caudal de descarga de la surgencia (2605 y 2159 l/s, respectivamente), mientras que en el periodo comprendido por los años 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (con menor pluviometría) los picos de caudal fueron menores (1838, 1880 y 1524 l/s, respectivamente).

Cada evento de precipitación significativo provoca un aumento en el caudal drenado por la surgencia, excepto las lluvias de pequeña entidad, como las registradas al inicio del año hidrológico 2013/14 o durante los meses de abril y mayo de 2016/17, que no producen variaciones en el régimen hidrodinámico (Fig. 7.5). No obstante, incrementan el contenido de agua en el suelo y propician que los eventos pluviométricos posteriores generen respuestas hidrodinámicas. Las crecidas de los meses otoñales han sido menos frecuentes, y generalmente de menor magnitud, que las de los meses de invierno y primavera. Las mayores crecidas del periodo de control se han medido en febrero de 2014 y marzo de 2018 (fig. 7.5). Durante los meses de estiaje no se han producido cambios significativos en el régimen de descarga del manantial.

Las crecidas registradas durante el periodo de investigación muestran una morfología puntiaguda, con un primer tramo ascendente del caudal de descarga durante un tiempo comprendido entre 6 horas y 1 día. Tras el máximo de caudal, la decrecida se extiende

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

durante 6 a 13 días, aunque la duración es variable según la magnitud, intensidad y distribución temporal de los eventos pluviométricos. Tras la decrecida se observa un tramo en el que el caudal disminuye mucho más lentamente (agotamiento) que, en ausencia de nuevos eventos de recarga, se prolonga hasta el final del periodo de estiaje.

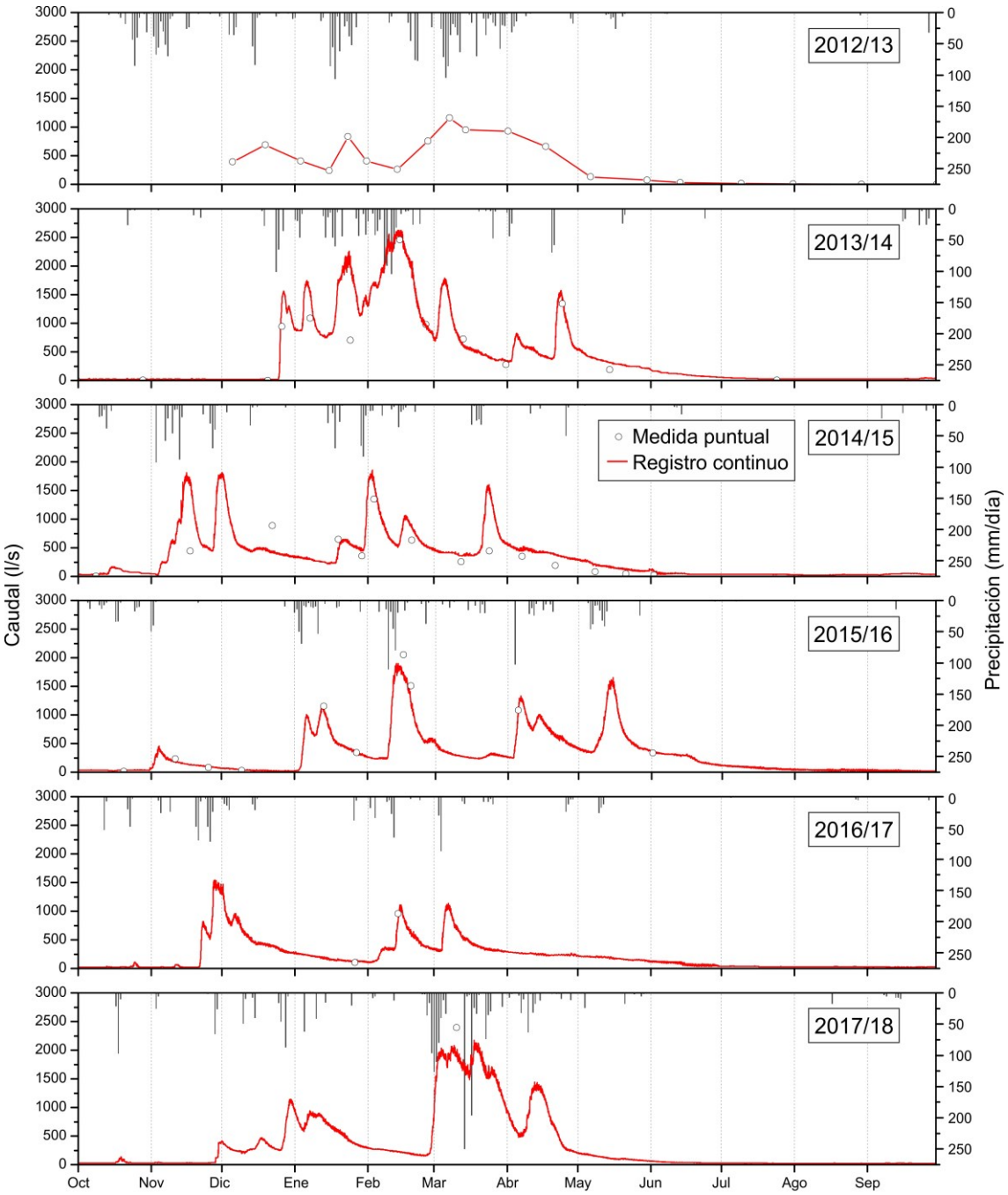


Figura 7.5 Hidrogramas anuales del manantial de Cornicabra (M-1) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El análisis morfológico (cualitativo) de los hidrogramas indica que el funcionamiento hidrodinámico del acuífero drenado por el manantial de Cornicabra (M-1) debe de corresponder a un sistema de drenaje jerarquizado, con un buen desarrollo de la karstificación funcional, lo que provoca una rápida respuesta del régimen de descarga del manantial a los eventos de recarga. Sin embargo, la existencia de un dilatado periodo de agotamiento, durante el cual el caudal de descarga desciende de forma progresiva, es característico de la existencia de dominios menos transmisivos dentro del sistema, con cierta capacidad de almacenamiento.

Los hidrogramas anuales del manantial de Algarrobal (M-2), representados en la figura 7.6, muestran que durante los años hidrológicos del periodo de control se han producido varias crecidas, relacionadas con los eventos de recarga de mayor magnitud. Las precipitaciones de pequeña y moderada cuantía, como las registradas al inicio de los años hidrológicos 2013/14, 2015/16 y 2017/18 o durante los meses de marzo y abril de 2014, no produjeron cambios en el caudal de descarga. Las crecidas de los meses otoñales tuvieron lugar en los años hidrológicos 2014/15 y 2016/17, aunque la mayor parte de los eventos de aguas altas en el manantial han sucedido durante los meses de invierno y primavera, como respuesta a las precipitaciones más abundantes del registro (Fig. 7.6). En el inicio del mes de marzo de 2018 tuvo lugar la crecida de mayor magnitud del periodo de estudio, en la que se alcanzó un caudal de descarga de 2694 l/s, en respuesta a la elevada precipitación acumulada los días previos (700 mm registrados entre el 25/02/2018 y el 06/03/2018 en la estación meteorológica de Grazalema, 5911).

Las crecidas del manantial de Algarrobal muestran una morfología puntiaguda, con tramos de ascenso del caudal de corta duración (10 – 20 horas), seguidos de un periodo de decrecida más dilatado en el tiempo, entre 6 y 23 días, dependiendo de la magnitud del evento de recarga. Tras las decrecidas, y en ausencia de eventos de recarga, el caudal disminuye lenta y progresivamente hasta el final del estiaje, periodo que puede prolongarse hasta 10-11 meses. La morfología de los hidrogramas, con variaciones muy rápidas del caudal de descarga en respuesta a las lluvias, indica que este manantial drena un acuífero con gran desarrollo de la karstificación, lo que permite que el agua procedente de las precipitaciones se transmita rápidamente desde las áreas de recarga hasta la surgencia.

El hidrograma de la surgencia TP Garciago (M-3) durante el periodo de investigación muestra cortos periodos de actividad surgente cada año hidrológico, en respuesta a los eventos pluviométricos de mayor magnitud, ya que en ausencia de lluvias el manantial

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

permanece seco (*trop plein*). El registro continuo (horario) ha permitido identificar con precisión los tiempos de respuesta y duración de las crecidas, en relación con los episodios de lluvia.

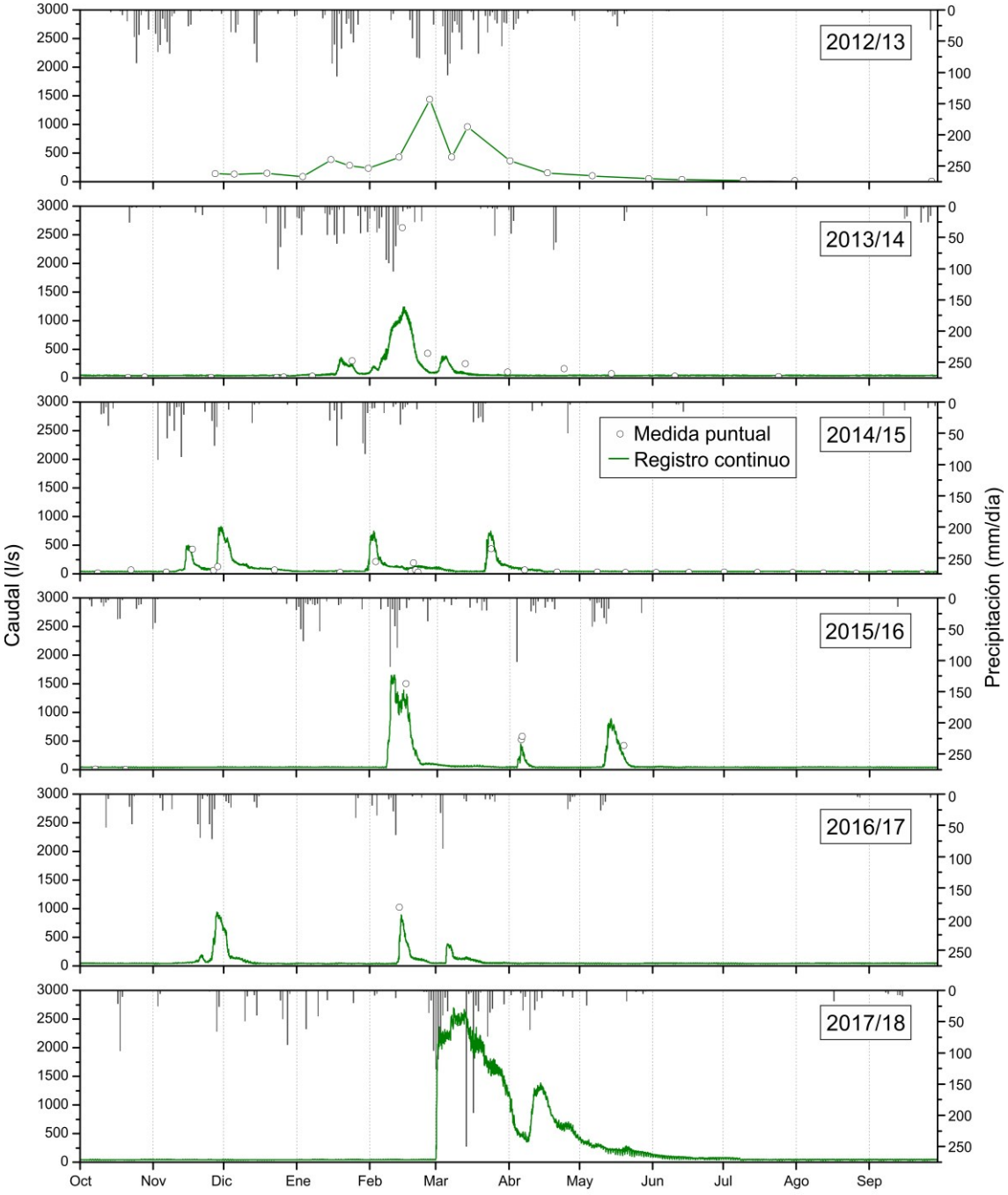


Figura 7.6 Hidrogramas anuales del manantial de Algarrobal (M-2) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911)

Los aumentos de caudal son muy rápidos y la descarga máxima se alcanza entre 3 y 8 horas después del inicio de la actividad surgente, en función de la cantidad e intensidad

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del evento pluviométrico que provoca la recarga. El tramo de decrecida es igualmente rápido y, al cabo de 1-2 días tras el pico de descarga, el caudal drenado por el manantial es prácticamente inexistente (Fig. 7.7).

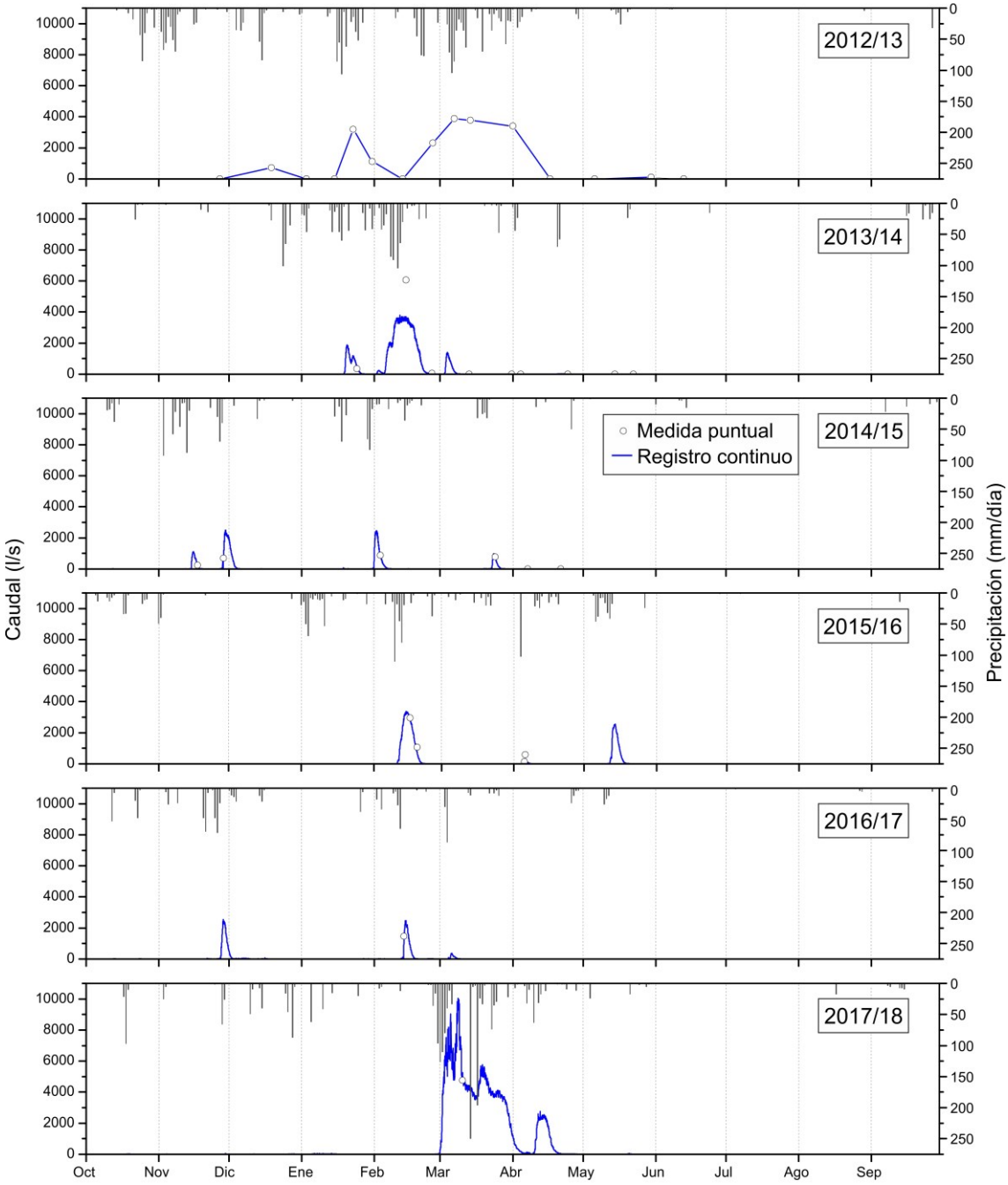


Figura 7.7 Hidrogramas anuales del manantial TP Garciago (M-3) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911)

El patrón de distribución temporal de las crecidas muestra que la respuesta hidrodinámica en la surgencia solamente se produce con los eventos pluviométricos de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mayor cuantía. Sin embargo, los caudales máximos de descarga del manantial durante las crecidas son los mayores del conjunto de surgencias que drenan el acuífero. Las crecidas de mayor magnitud tuvieron lugar durante los meses de febrero de 2014 y 2016 (caudal máximo 3797 l/s), febrero de 2016 (3364 l/s) y marzo de 2018 (10039 l/s), todas ellas relacionadas con las abundantes lluvias que tuvieron lugar los días previos (Fig. 7.7).

7.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) mediante el método de Mangin (1970,1975)

El análisis de las curvas de recesión del manantial de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) ha sido llevado a cabo mediante la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Las curvas de recesión seleccionadas del manantial de Cornicabra (M-1) corresponden a los años 2014, 2015, 2017 y 2018 (Fig. 7.8), mientras que las de la surgencia de Algarrobal (M-2) son las últimas crecidas de los años 2014, 2015 y 2016 (Fig. 7.9). La tabla 7.3 recoge los resultados del análisis de las curvas de decrecida y agotamiento para dichos periodos.

Manantial de Cornicabra (M-1)

La duración de la decrecida (D_d) varía entre 6 días (marzo de 2015) y 13 días (abril de 2018), con un valor medio para las 4 curvas de recesión analizadas de 9 días (Fig. 7.8 y Tab. 7.3). El valor del coeficiente de velocidad de infiltración (η), con un valor medio de 0,117 días^{-1} indica que los procesos de infiltración son relativamente rápidos, lo cual es reflejo del desarrollo de la karstificación funcional. Asimismo, el coeficiente de heterogeneidad (ε) muestra un valor medio de 0,023 días^{-1}, dada la rápida disminución del caudal durante la decrecida.

El valor del parámetro *i* calculado en las cuatro decrecidas consideradas ha variado entre 0,65 y 0,87, con un valor medio de 0,76 (Tab. 7.3). Según la clasificación propuesta por Mangin (1970, 1975), el acuífero drenado por el manantial de Cornicabra (M-1) tendría las características de un sistema complejo y de grandes dimensiones.

Se han calculado dos coeficientes de agotamiento - α - (Fig. 7.8 y Tab. 7.3). Los primeros tramos de agotamiento (desde la finalización de la fase de decrecida hasta el cambio de pendiente) presentan valores de α de $3{,}60 \cdot 10^{-2}$ (2014), $3{,}53 \cdot 10^{-2}$ (2015) y $3{,}58 \cdot 10^{-2}$ días^{-1} (2018), mientras que en los tramos con menor pendiente α es

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

significativamente inferior, entre $1{,}34 \cdot 10^{-4}$ (2018) y $3{,}44 \cdot 10^{-3}$ días^{-1} (2014). El valor promedio del coeficiente de agotamiento es de $1{,}82 \cdot 10^{-2}$ días^{-1} (Tab. 7.3).

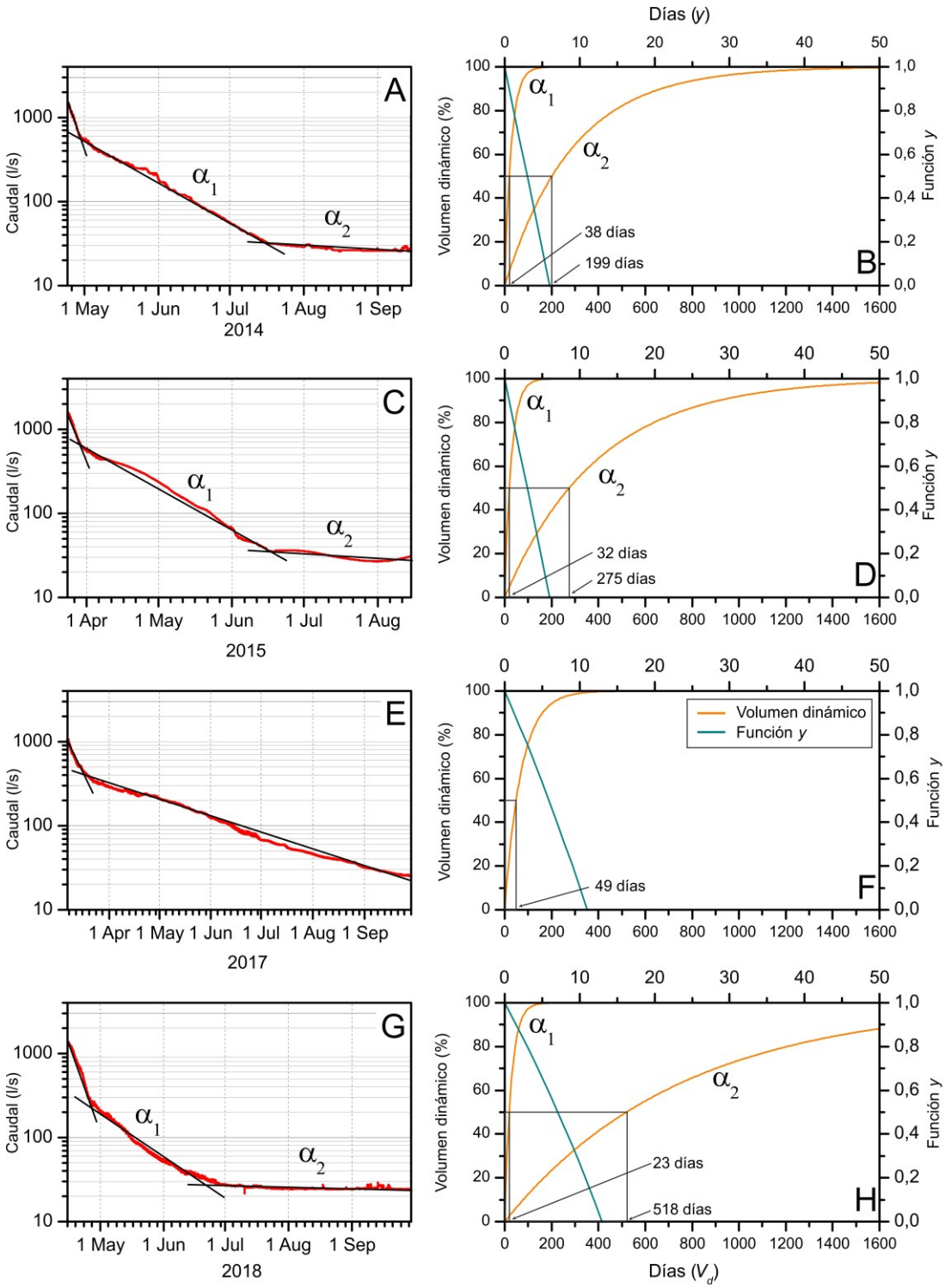


Figura 7.8 En la columna izquierda, curvas de decrecida y agotamiento analizadas en el manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de investigación. En la derecha, gráficos correspondientes a la función "y" al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo, en el supuesto de que se mantengan las condiciones de agotamiento

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La existencia de dos coeficientes de agotamiento diferentes en la misma curva de recesión puede estar relacionada con la jerarquización de la red de drenaje endokárstica. Así, al inicio del agotamiento, se produce un vaciado más rápido, debido al flujo por conductos y fracturas ensanchadas por disolución, y posteriormente el flujo es más lento, por la contribución de la red de fisuras y la matriz (mucho menos transmisiva).

Los volúmenes dinámicos calculados para los agotamientos seleccionados han variado entre 1,0 hm^3 (2018) y 2,9 hm^3 (2017), con un valor medio de 1,8 hm^3 (Tab. 7.3). La representación del porcentaje del volumen dinámico (V_d) en función del tiempo transcurrido (columna derecha de la figura 7.8) permite estimar que, en ausencia de recarga desde el inicio del agotamiento, el 50 % de este volumen se habría drenado entre 23 y 49 días si se consideran los tramos de agotamiento iniciales y entre 199 y 518 días para los valores de final de estiaje (Fig. 7.8). Estos valores indican la baja capacidad de regulación natural del acuífero drenado por el manantial de Cornicabra (M-1). El volumen de tránsito anual (V_t) desaguado por el manantial es de 10,2 hm^3, por lo que el parámetro k (V_d/V_t) presenta un valor medio de 0,19. Atendiendo a la clasificación propuesta por Mangin (1970,1975), el acuífero sería de tipo kárstico, aunque con una relativa capacidad de regulación natural.

Punto Referencia	Año	D_d (días)	η ($días^{-1}$)	ε ($días^{-1}$)	i	D_{ag} (días)	α ($días^{-1}$)	V_d (hm^3)	V_t (hm^3)	k
Cornicabra (M-1)	2014	7	0,143	0,047	0,65	79	3,60E-02	1,7	10,2	0,17
	2014b					60	3,44E-03			
	2015	6	0,156	0,021	0,66	81	3,53E-02	1,8	10,2	0,18
	2015b					58	2,52E-03			
	2017	11	0,091	0,012	0,84	196	1,43E-02	2,9	10,2	0,29
	2018	13	0,077	0,013	0,87	61	3,58E-02	1,0	10,2	0,10
	2018b					95	1,34E-04			
Media		*9*	*0,117*	*0,023*	*0,76*	*90*	*1,82E-02*	*1,8*	*10,2*	*0,19*
Algarrobal (M-2)	2014	15	0,067	0,117	0,62	195	1,42E-03	2,1	3,9	0,54
	2015	23	0,043	0,413	0,50	168	2,25E-03	1,9	3,9	0,48
	2016	23	0,043	0,135	0,72	117	2,74E-03	1,8	3,9	0,45
Media		*20*	*0,051*	*0,222*	*0,61*	*160*	*2,13E-03*	*1,9*	*3,9*	*0,49*

Tabla 7.3 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de decrecida y agotamiento de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual

Manantial de Algarrobal (M-2)

Para el análisis de la curva de recesión del manantial de Algarrobal (M-2) se han seleccionado los periodos de estiaje de los años 2014, 2015 y 2016 (Tab. 7.3 y Fig. 7.9).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Cabe señalar que el régimen hidrodinámico de esta surgencia está caracterizado por decrecidas muy rápidas, cuya transición hacia las condiciones de agotamiento es abrupta y seguida de largos periodos durante los cuales el caudal de descarga del manantial desciende muy lentamente.

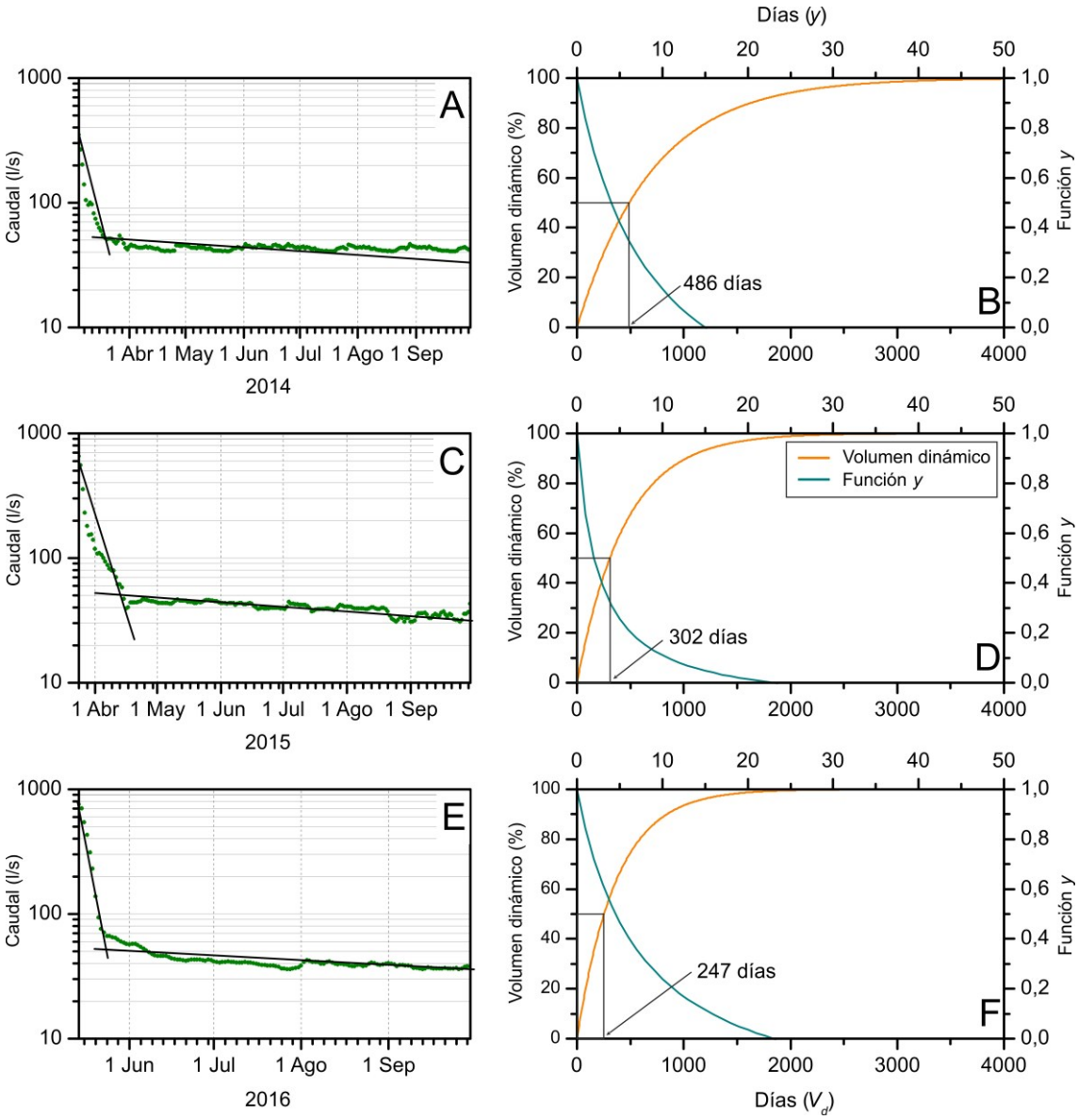


Figura 7.9 A la columna izquierda, curvas de decrecida y agotamiento analizadas en el manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación. A la derecha, gráficos correspondientes a la función "y" y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo, de mantenerse las condiciones de agotamiento

La duración de los tramos de decrecida ha variado entre 15 días en el año 2014 y 23 días en 2015 y 2016. La menor duración en el hidrograma de 2014 está en consonancia con el caudal más bajo alcanzado durante la crecida correspondiente (Figs. 7.6 y 7.9). La

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

duración media de las tres decrecidas estudiadas ha sido de 20 días (Tab. 7.3). Los valores del coeficiente de velocidad de infiltración (η) varían entre 0,043 y 0,067 días^{-1}, que son característicos de los sistemas con un elevado desarrollo de la karstificación, en los cuales la infiltración del agua tiene lugar rápidamente. El coeficiente de heterogeneidad (ε) ha variado entre 0,177 días $^{-1}$ (2014) y 0,413 días^{-1} (2015).

La concavidad de las curvas que representan la función "y" es mucho más evidente que en el caso de la surgencia de Cornicabra (M-1), lo que indica que la disminución en el caudal de descarga durante la decrecida en el manantial de Algarrobal (M-2) se produce más rápidamente. Ello está relacionado con un desarrollo más elevado de la karstificación. El valor del parámetro *i* varía entre 0,50 (2015) y 0,72 (2016), con un valor medio de 0,61. Según la clasificación de Mangin (1970, 1975) el acuífero drenado por la surgencia de Algarrobal (M-2) sería un sistema complejo y de grandes dimensiones. La duración de las curvas de agotamiento analizadas durante el periodo de investigación varía entre 117 (2016) y 195 días, con un promedio de 160 días (Tab. 7.3).

El coeficiente de agotamiento (α) presenta valores del orden de 10^{-3} en todos los casos. Los volúmenes dinámicos están comprendidos entre 1,8 y 3,4 hm^3 para los agotamientos de 2016 y 2014, respectivamente. La representación del porcentaje del volumen dinámico vaciado en función del tiempo mostrado en la figura 7.9 indica que, en ausencia de recarga, el 50 % de este volumen sería drenado en un lapso variable, entre 247 y 486 días a partir del inicio del agotamiento. El volumen de tránsito anual (V_t), calculado a partir del registro horario del caudal drenado por la surgencia es de 3,9 hm^3, por lo que el parámetro *k* (V_d/V_t) varía entre 0,45 y 0,54 (Tab. 7.3). Estos valores indican que el acuífero drenado por la surgencia de Algarrobal (M-2) se asemeja a un sistema kárstico, aunque con cierta capacidad de regulación natural.

La representación de los parámetros *k* e *i* muestra que los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) se ubican mayoritariamente dentro del dominio IV (Fig. 7.10), característico de sistemas karstificados que cuentan con una compleja organización del drenaje. No obstante, los puntos correspondientes a la surgencia de Algarrobal (M-2) se sitúan más cerca del dominio V, debido a los valores del parámetro k, más elevados que los de Cornicabra (M-1). En el manantial de Algarrobal los agotamientos son más lentos, lo que podría ser congruente con el hecho de que la karstificación disminuya en profundidad y con la posición de esta surgencia (317 m s.n.m.), la de menor cota de este sector del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

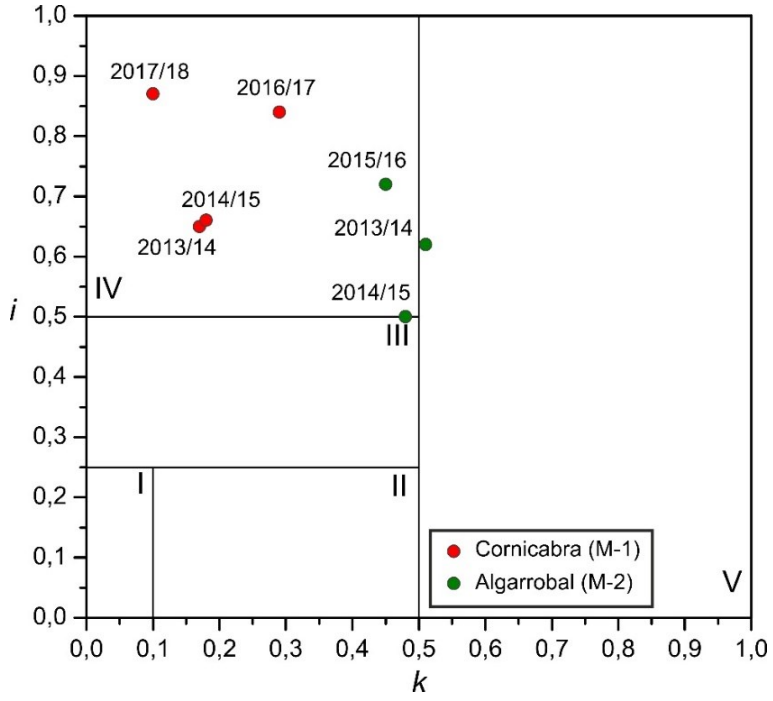


Figura 7.10 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos, sobre el que han sido representados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2)

7.1.3.4. Análisis correlatorio de las series de datos de caudal de los manantiales

El registro continuo del caudal de descarga de los principales puntos de drenaje del acuífero de Ubrique (Cornicabra, Algarrobal y TP Garciago), durante el periodo comprendido entre el 01/10/2013 y 30/09/2018 (5 años hidrológicos), y la serie de datos de precipitación procedente de la estación de Grazalema (SAIH) han permitido realizar un análisis de autocorrelación y correlación cruzada. El paso de tiempo utilizado en ambos tipos de datos ha sido horario, con el fin de precisar las diferencias en los tiempos de respuesta de las diferentes surgencias ante los eventos pluviométricos. La ventana de observación ha sido de 14600 horas (608 días), que corresponde a un tercio de la longitud de las series de datos disponibles.

De la función de autocorrelación (Fig. 7.11A) del caudal del manantial de Cornicabra (M-1) se deduce un efecto memoria de 52,3 días, lo que indica un bajo poder de regulación natural en dicho manantial, característico de medios kársticos (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Jiménez-Gavilán, 2010).

El correlograma cruzado (Fig. 7.11B) muestra un pico del coeficiente $r_{(x,y)}$=0,296 para un valor de k=58 horas, tiempo medio de retardo entre los eventos pluviométricos y

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

la punta del hidrograma. La morfología puntiaguda del correlograma cruzado denota que el impulso de recarga no se manifiesta durante mucho tiempo en el régimen de descarga de la surgencia, como corresponde a sistemas karstificados con un rápido tránsito del agua desde las zonas de recarga hasta los puntos de drenaje.

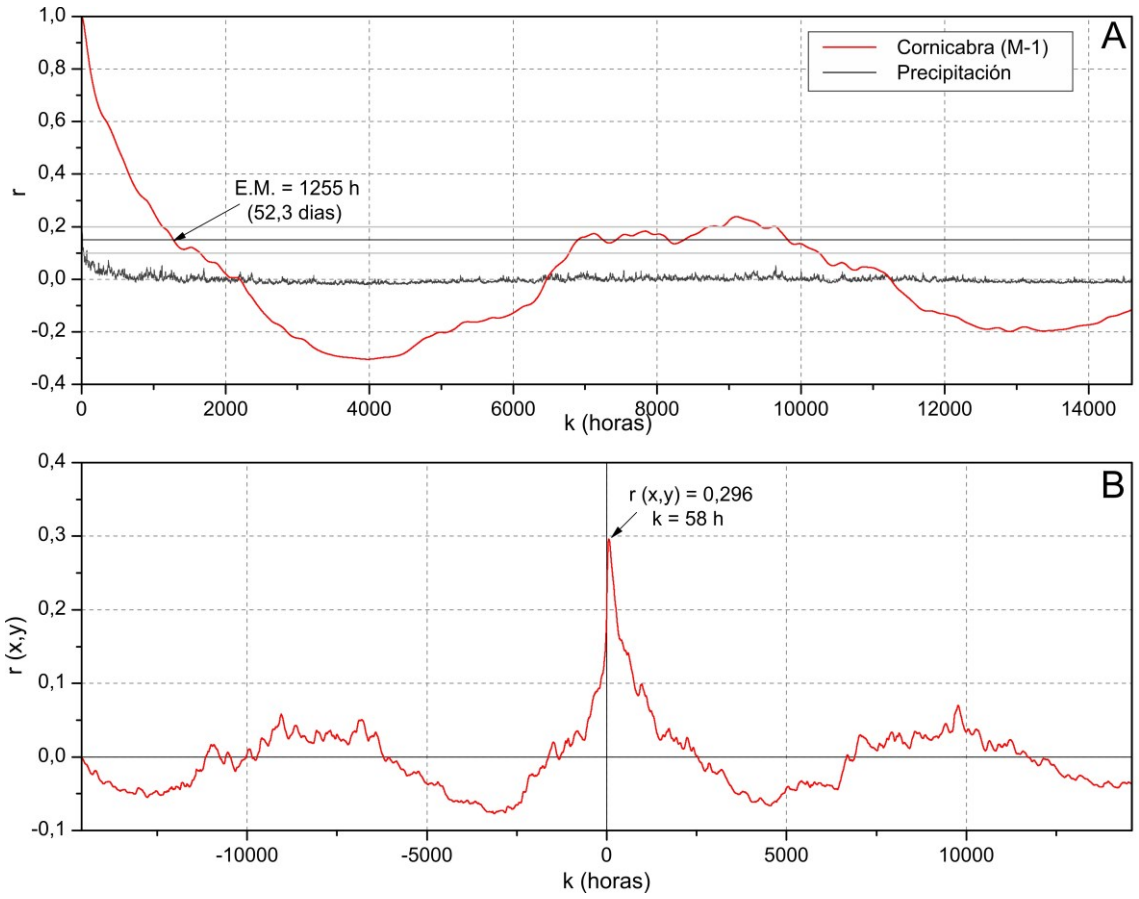


Figura 7.11 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal del manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado entre las series precipitación y de caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

Los análisis de autocorrelación y correlación cruzada lluvia-caudal realizados a partir del registro hidrodinámico de la surgencia de Algarrobal (M-2) se muestran en la figura 7.12. La función de autocorrelación del caudal del manantial (Fig. 7.12A) presenta un descenso rápido, con un efecto memoria (E.M.) de 1025 horas (42,7 días). Este valor es característico de sistemas con un bajo poder de modulación de los eventos de recarga, en los que la señal de entrada procedente de las lluvias es transmitida rápidamente hasta los puntos de descarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La función de correlación cruzada presenta un valor máximo del coeficiente de correlación *r (x,y)*=0,260, con un desfase promedio de 81 horas (Fig. 7.12B). La morfología del pico de máxima correlación (muy puntiagudo y con una base estrecha) indica el bajo poder regulador del acuífero, debido a que los incrementos en el caudal del manantial se manifiestan durante un tiempo reducido tras el pico de máxima descarga.

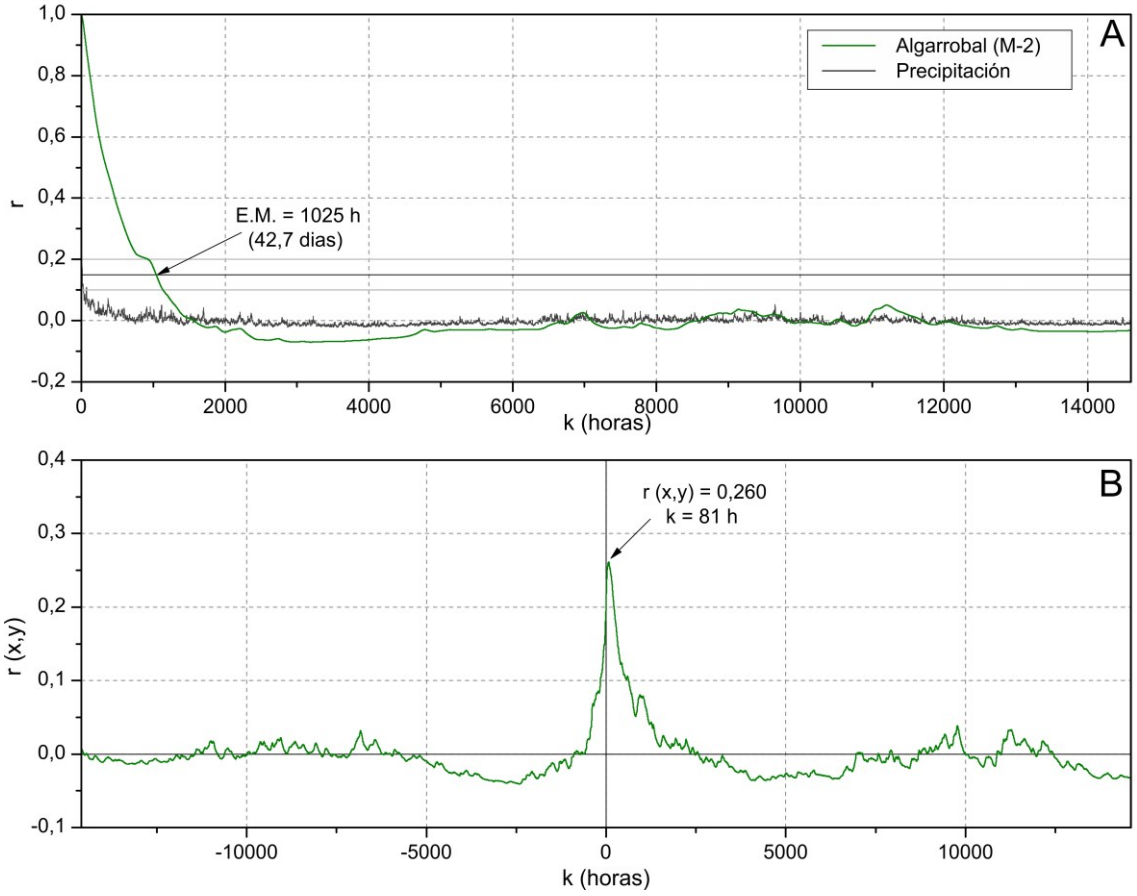


Figura 7.12 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal del manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado lluvia-caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

El correlograma simple efectuado con la serie de datos de caudal del manantial TP Garciago (M-3) muestra un descenso muy pronunciado (Fig. 7.13A), lo que indica una escasa capacidad de modulación de la señal de entrada por parte del acuífero (recarga). El efecto memoria de 603 horas (25,1 días) es el más bajo del conjunto de manantiales de la sierra de Ubrique, lo cual es coherente con el funcionamiento temporal (*trop plein*) de la surgencia.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El correlograma cruzado del registro pluviométrico de la estación de Grazalema (SAIH) y del caudal de la surgencia TP Garciago (M-3) se muestra en la figura 7.13B. El valor más elevado del coeficiente de correlación *r (x,y)* ha sido de 0,289, con un tiempo de desfase (*k*) de 73 horas. Este dato es indicativo del tiempo promedio transcurrido entre los eventos de precipitación (que producen la recarga del acuífero) y su reflejo en el régimen de descarga del manantial. Al igual que en las surgencias de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2), la morfología del pico de máxima correlación (muy puntiagudo y con una base muy estrecha) es indicativa de baja capacidad de regulación del acuífero de la sierra de Ubrique.

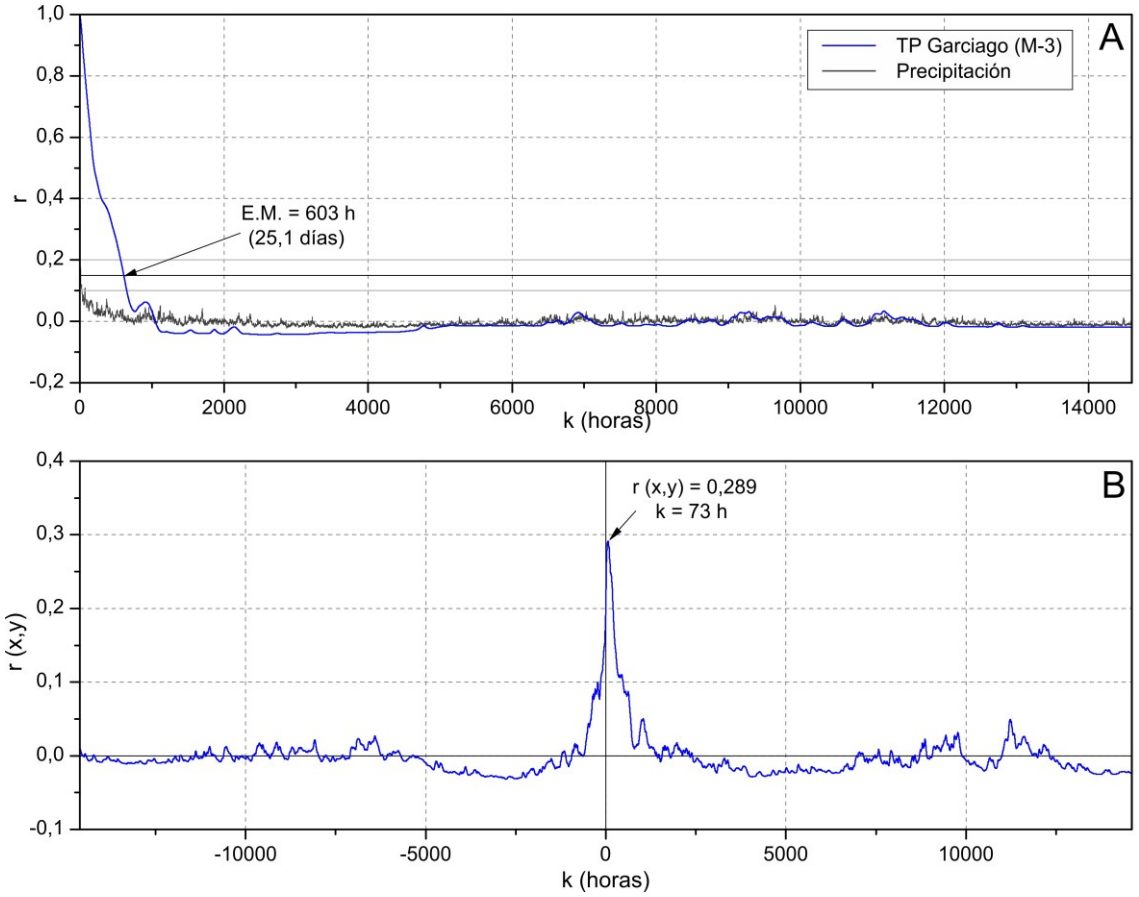


Figura 7.13 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal de descarga del manantial de TP Garciago (M-3) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado lluvia-caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

7.1.3.5. Análisis de caudales clasificados en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3)

El análisis de caudales clasificados es un método de estudio del régimen de descarga de los manantiales que representa la frecuencia con la que se registra un caudal de drenaje

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

determinado (Custodio y Llamas, 1976). Al expresar gráficamente dicha frecuencia en términos probabilísticos se pueden distinguir diferentes tramos, en función de su pendiente, que indican la diversidad de flujos de agua subterránea en el régimen de descarga de las surgencias (Mangin, 1970, 1975). Dicho análisis ha sido llevado a cabo con los datos del caudal de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), para el periodo con registro continuo (2013/14 – 2017/18). Las series de datos se han dividido en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada de cada clase.

El análisis realizado para el manantial de Cornicabra (M-1) permite distinguir cuatro tramos principales (Fig. 7.14).

Tramo **m_1** – Caudales inferiores a 50 l/s, correspondientes a las fases terminales de agotamiento del manantial. La pronunciada pendiente de este tramo se relaciona con una variación muy lenta del caudal de descarga durante los periodos de estiaje.

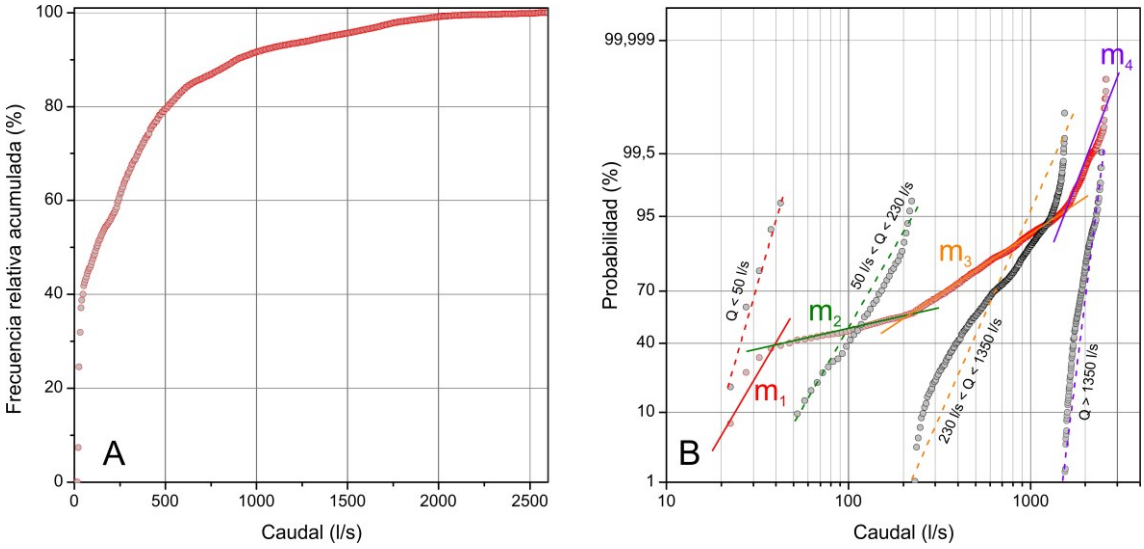


Figura 7.14 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Cornicabra (M-1), con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

Tramo **m_2** – Caudales comprendidos entre 50 y 230 l/s, con una pendiente menor que el tramo anterior, durante la primera fase de agotamiento del manantial tras la finalización de la decrecida.

Tramo **m_3** – Caudales entre 230 y 1350 l/s, que fundamentalmente refleja las crecidas del manantial, incluyendo la decrecida.

Tramo **m_4** – Tramo con caudales superiores a 1350 l/s, con la pendiente más elevada de todos los analizados, que corresponde a los picos de caudal alcanzados durante las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

crecidas de mayor magnitud. La mayor pendiente observada en este tramo puede deberse a que durante esta situación hidrodinámica, la surgencia es incapaz de drenar más agua y el excedente es descargado por las surgencias temporales (*trop plein*) relacionadas (véase el apartado 7.1.2).

El volumen drenado en cada una de las situaciones hidrodinámicas diferenciadas a partir del análisis de caudales clasificados ha sido calculado según la metodología propuesta por Padilla (1990). Los resultados indican que la mayor parte del volumen total desaguado (59,6 %) se drena durante la crecida y decrecida, (tramo m_3, Tab. 7.4). En los tramos m_1 y m_2 (agotamiento de la surgencia) se drena el 10,6 % del volumen total descargado. Finalmente, durante las situaciones hidrodinámicas de aguas excepcionalmente altas (tramo m_4) se ha cuantificado un volumen drenado de 15,2 hm^3 lo que representa el 29,7 % del total desaguado por el manantial (Tab. 7.4). Esta distribución indica que la mayor parte de la descarga de la surgencia se produce en relación con los eventos de crecida. El agua de infiltrada reciente es transmitida rápidamente a los puntos de descarga a través de una red de drenaje kárstica bien desarrollada.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<50	30	1,9	3,7
m_2	50-230	124	3,5	6,9
m_3	230-1350	531	30,5	59,6
m_4	>1350	1752	15,2	29,7

Tabla 7.4 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Cornicabra (M-1) en los diferentes tramos de su hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

La serie de caudales horarios del manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo 2013/14 – 2017/18 ha sido dividida en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada con la que se manifiesta cada clase. La gráfica resultante (Fig. 7.15A) indica que aproximadamente, durante el 80 % del tiempo el manantial drena caudales inferiores a 50 l/s. La representación de los datos de caudal frente a su frecuencia acumulada en escala probabilística (Fig. 7.15B) ha permitido distinguir cuatro tramos principales.

Tramo **m_1** – Caudales inferiores a 50 l/s, correspondientes a los periodos de agotamiento del manantial. La elevada pendiente de este tramo se debe a la disminución muy lenta del caudal de descarga del manantial durante el estiaje.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tramo **m_2** – Caudales comprendidos entre 50 y 2000 l/s, representativos de los periodos de crecida. Este tramo muestra una pendiente menor que el correspondiente al agotamiento, lo que indica una rápida variación del caudal de descarga, por el tránsito rápido del agua de reciente infiltración desde el área de recarga hasta la surgencia.

Tramo **m_3** - En la gráfica 7.15B puede distinguirse un tramo entre 2000 y 2500 l/s, que queda representado por el evento de aguas altas ocurrido durante el mes de marzo de 2018. Su pendiente es más pronunciada que la del tramo anterior, lo que indica que la variación de los caudales de descarga en este tramo se produce más lentamente.

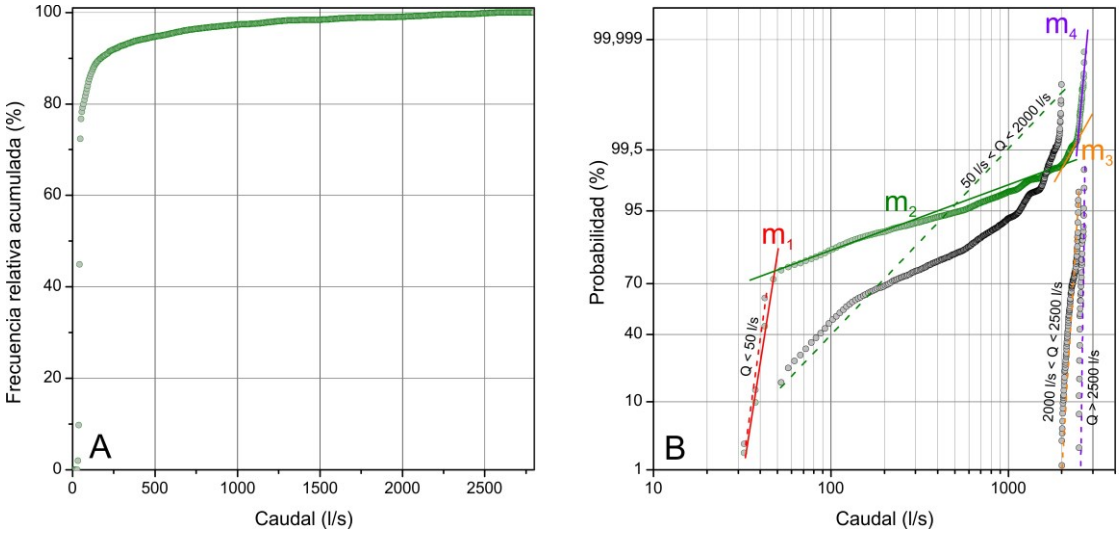


Figura 7.15 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Algarrobal (M-2), con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

Tramo **m_4** – Tramo con caudales superiores a 2500 l/s, con la mayor pendiente de todos los analizados, que se identifica con las puntas de crecida más significativas del periodo de registro.

A partir de los datos de descarga del manantial de Algarrobal (M-2) y de los tramos diferenciados en el análisis de caudales clasificados han sido calculados los volúmenes drenados en cada una de las situaciones hidrodinámicas, mediante la metodología propuesta por Padilla (1990). Los resultados están recogidos en la tabla 7.5. El tramo m_1 supone el 25,2 % del volumen total de agua drenada por la surgencia, lo que pone de manifiesto cierta relevancia del drenaje en el agotamiento, de acuerdo la ubicación del manantial a la cota más baja del borde del acuífero. Durante la decrecida (tramo m_2) se drena el mayor porcentaje del volumen total (57,1 %), mientras que los tramos m_3 y m_4, relacionados con los eventos de aguas altas, son responsables del 13,7 y 4 % del volumen total drenado.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Estos datos indican que la mayor parte de la descarga se produce en relación con las crecidas, durante las cuales el agua procedente de las precipitaciones fluye rápidamente hasta los puntos de descarga. Se constata, así, el funcionamiento hidrogeológico de tipo kárstico de la surgencia.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<50	44	5,0	25,2
m_2	50-2000	268	11,3	57,1
m_3	2000-2500	2231	2,7	13,7
m_4	>2500	2561	0,8	4,0

Tabla 7.5 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Algarrobal (M-2) en los diferentes tramos del hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

Los resultados del análisis de caudales clasificados en el manantial TP Garciago (M-3) están representados en la figura 7.16. El registro continuo del caudal de descarga de la surgencia, disponible para el periodo 2013/14 – 2017/18 ha sido dividido en intervalos de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada de cada clase. El gráfico resultante (Fig. 7.16A) muestra que, durante más del 90 % del tiempo, el manantial no muestra actividad surgente. La representación de la frecuencia acumulada con la que la surgencia drena un intervalo de caudal determinado (Fig. 7.16B) en escala de probabilidad ha permitido diferenciar cuatro tramos principales.

Tramo **m_1** – Caudales inferiores a 1900 l/s, correspondientes a las fases de crecida (inicio de la actividad surgente) y decrecida. La baja pendiente de este tramo es indicativa de la rápida variación del caudal de descarga durante dichos periodos. Dentro del tramo también están representados los picos de caudal correspondientes a las crecidas de menor magnitud del periodo de control, como las registradas en los meses de enero y marzo de 2014, noviembre y marzo de 2015 y marzo de 2017, cuyo caudal máximo fue inferior a 1900 l/s (véase el apartado 7.1.3.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

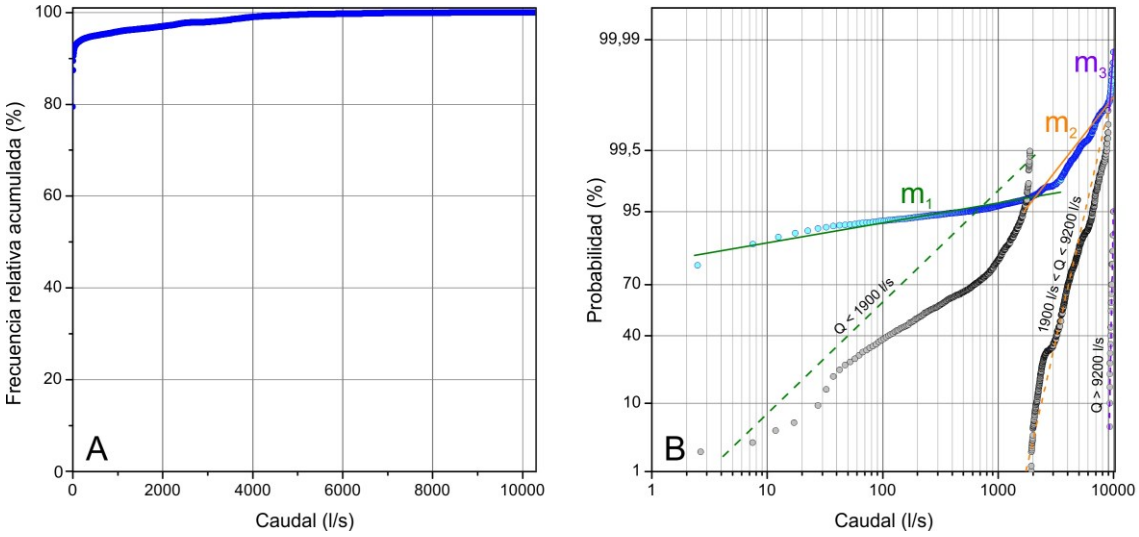


Figura 7.16 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia TP Garciago (M-3) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

Tramo **m_2** – Caudales entre 1900 y 9200 l/s, con una pendiente más pronunciada que en el tramo anterior, lo que indica variaciones más lentas en el régimen de descarga de la surgencia. Este tramo representa fundamentalmente los periodos de aguas altas de las crecidas de mayor magnitud, como las registradas en febrero de 2014 o abril de 2018, cuyos hidrogramas no presentan un pico puntiagudo, sino que el caudal permanece durante días con escasa variación en sus valores (véase el apartado 7.1.3.2).

Tramo **m_3** – Caudales superiores a 9200 l/s, corresponde al tramo con mayor pendiente de los analizados. Se identifica con las crecidas de mayor magnitud registradas durante el periodo de control.

A partir de la definición de los diferentes tramos de caudal y del registro continuo de la descarga del manantial TP Garciago (M-3) se han calculado los volúmenes drenados para cada una de las situaciones hidrodinámicas diferenciadas, según la metodología propuesta por Padilla (1990). El 77,4 % del volumen total descargado por la surgencia es drenado en relación con el tramo m_2, que representa los periodos de aguas altas de las mayores crecidas. El tramo m_1, correspondiente a las crecidas de pequeña y moderada magnitud del registro y con una parte de las fases de crecida y decrecida de los eventos de mayor magnitud, es responsable del drenaje del 19,6 % del volumen total descargado por la surgencia. Esta distribución pone de manifiesto el carácter kárstico de la red de drenaje relacionada con la descarga del manantial TP Garciago (M-3), que solamente muestra actividad surgente con los eventos pluviométricos de mayor magnitud.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<1900	470	4,5	19,6
m_2	1900-9200	3665	18,0	77,4
m_3	>9200	9555	0,7	3,0

Tabla 7.6 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de TP Garciago (M-3) en los diferentes tramos del hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

7.1.3.6. Análisis del tiempo de respuesta de los manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique

La caracterización del tiempo de respuesta de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), respecto a los eventos pluviométricos que provocan la recarga, ha sido llevada a cabo a partir del registro continuo del caudal de descarga de las surgencias y de la serie de precipitación (horaria) disponible en la estación de Grazalema (SAIH). El establecimiento del tiempo de respuesta de los manantiales y del desfase temporal entre los procesos de infiltración concentrada y su impacto en el régimen de descarga constituye una herramienta útil y fiable para la gestión de los recursos y la planificación y mitigación de los riesgos generados por episodios de contaminación rápida relacionados con los mecanismos de recarga concentrada (Doummar y Aoun, 2018). Los resultados descritos en este apartado han sido objeto de publicación en *Journal of Hydrology* (Martín-Rodríguez *et al*., 2023).

Se ha calculado el tiempo transcurrido entre el centro de gravedad de los eventos de lluvia (instante en el que se acumula más del 50 % de la precipitación total) y el caudal máximo relacionado, a partir de mediciones directas. El resultado se ha contrastado mediante el análisis correlatorio cruzado con ventana móvil propuesto por Delbart *et al*. (2014), que permite caracterizar la evolución temporal del tiempo de retardo (*k*) entre las series de precipitación y caudal (Fig. 7.17). Este análisis se ha efectuado a partir de los datos continuos del caudal de descarga de los manantiales y del registro horario de la precipitación, para el periodo 2013/14 – 2017/18, con una ventana de observación de 60 días y una superposición del 50 % (Fig. 7.17).

El número de correlogramas válidos (aquellos en los que el error estándar es inferior al umbral de significancia estadística) obtenidos para el periodo de control (*n*) en cada uno de los manantiales considerados ha variado entre 33, en el manantial de Cornicabra (M-1) y 22 en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). El tiempo medio de desfase (k) calculado ha sido de 62 horas en manantial de Cornicabra (M-1), 70 horas en

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Algarrobal (M-2) y 44 horas en la surgencia TP Garciago (M-3). Los valores medios del coeficiente de correlación r (x,y) han variado entre 0,26 y 0,32, determinados en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Garciago (M-3), respectivamente (Tab. 7.7).

Los resultados obtenidos a partir de las mediciones directas del tiempo transcurrido entre el centro de gravedad de los eventos pluviométricos y el máximo caudal de los manantiales se muestran en la tabla 7.7. El número de eventos (n_1) ha variado de forma significativa según los manantiales y los años hidrológicos del periodo de control. En el manantial de Cornicabra han sido identificadas 43 crecidas, mientras que en las surgencias de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) el número de eventos ha sido inferior (21 y 19, respectivamente).

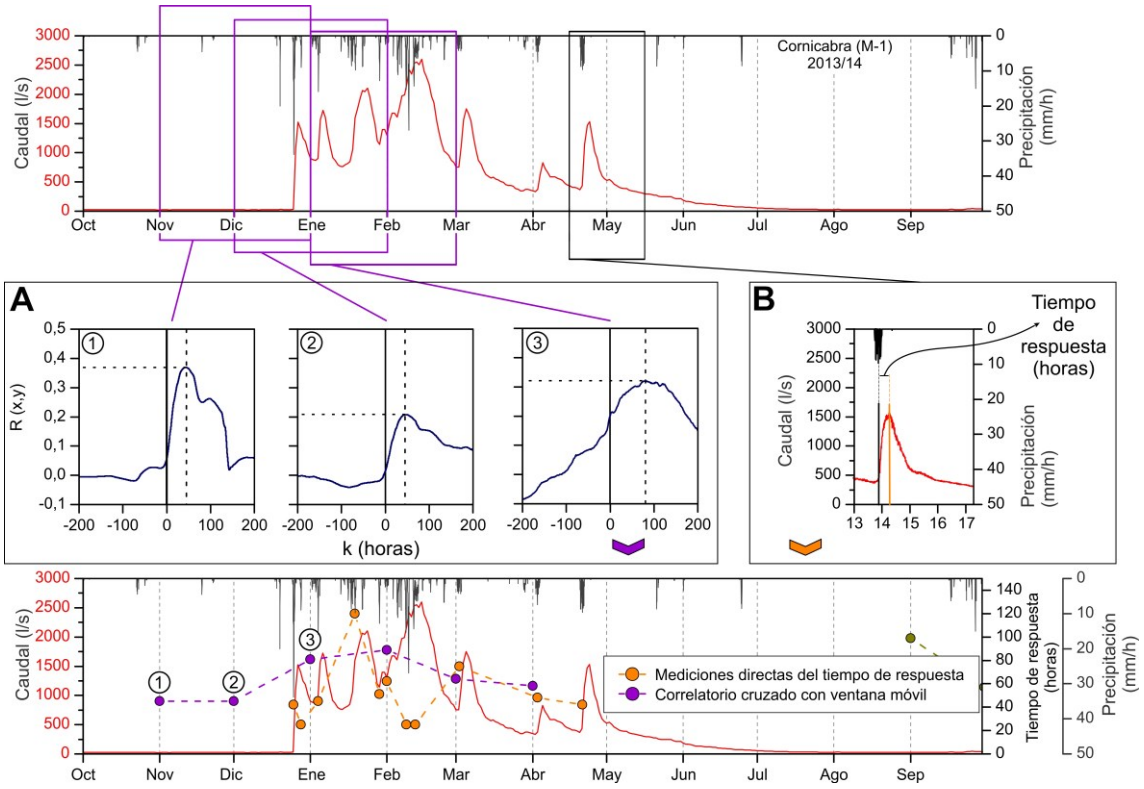


Figura 7.17 Metodología utilizada para el cálculo de los tiempos de respuesta hidrodinámica ante la precipitación. (A) Estimación del valor del retardo (k) para diferentes ventanas de observación mediante el análisis de correlación cruzada con ventana móvil. (B) Estimación del tiempo de respuesta entre el centro de gravedad de los eventos pluviométricos y el punto de máximo caudal de descarga de los manantiales

La evolución temporal de los tiempos de respuesta obtenidos con la aplicación del análisis correlatorio cruzado con ventana móvil y las mediciones directas se muestra en la figura 7.18. Los tiempos de respuesta estimados presentan notables variaciones a lo largo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del periodo de control. Por ejemplo, en el manantial de Cornicabra (M-1) varían entre 43 horas, medido en los eventos de recarga del año 2017/18 (medida directa del tiempo de desfase) y 83 horas (resultado obtenido durante el año 2014/15 mediante el análisis correlatorio).

En la surgencia de Algarrobal (M-2) el tiempo de respuesta mínimo (41 horas) fue determinado para el año 2016/17 y el máximo fue de 94 horas (obtenido del análisis correlatorio, año 2013/14). En la surgencia de TP Garciago (M-3) el valor mínimo (26 horas) corresponde al año hidrológico 2017/18 y el máximo (55 horas) al 2015/16; ambos desfases han sido estimados mediante el análisis correlatorio con ventana móvil (Tab. 7.7 y Fig. 7.18).

			Análisis correlatorio cruzado con ventana móvil			Determinaciones directas del tiempo de respuesta		
	Año hidrológico	Precipitación mm	n	k (horas)	r (x,y)	n_1	Intensidad (mm/h)	T_{res} (horas)
Cornicabra (M-1)	2013-2014	1348	6	64	0,31	11	2,7	51
	2014-2015	1071	6	83	0,20	9	2,5	51
	2015-2016	1208	8	60	0,21	7	2,8	53
	2016-2017	807	6	49	0,31	7	1,7	53
	2017-2018	1710	7	53	0,26	9	3,2	43
	media	*1229*	**Σ = 33**	*62*	*0,26*	**Σ = 43**	*2,6*	*50*
Algarrobal (M-2)	2013-2014	1348	4	94	0,38	5	1,6	62
	2014-2015	1071	5	74	0,17	5	1,6	80
	2015-2016	1208	5	64	0,26	3	4,0	51
	2016-2017	807	5	46	0,26	4	1,9	41
	2017-2018	1710	3	70	0,38	4	2,9	45
	media	*1229*	**Σ = 22**	*70*	*0,29*	**Σ = 21**	*2,4*	*56*
TP Garciago (M-3)	2013-2014	1348	4	51	0,34	5	1,6	42
	2014-2015	1071	5	41	0,28	4	1,8	47
	2015-2016	1208	5	55	0,27	3	4,0	46
	2016-2017	807	5	47	0,31	3	1,9	43
	2017-2018	1710	3	26	0,40	4	2,9	37
	media	*1229*	**Σ = 22**	*44*	*0,32*	**Σ = 19**	*2,4*	*43*

Tabla 7.7 Resultados del cálculo del tiempo de respuesta (en horas) a los eventos pluviométricos de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). n, número de medidas realizadas. k, tiempo medio de retardo según el análisis correlatorio cruzado con ventana móvil. r(x,y), coeficiente de correlación. T_{res}, tiempo de respuesta entre el centro de gravedad de los eventos de lluvia y el valor máximo de caudal.

Estudios previos han puesto de manifiesto la existencia de patrones estacionales en la distribución del tiempo de respuesta, con los valores mínimos durante los periodos húmedos, cuando aumenta la carga hidráulica, debido a una transferencia más rápida de la señal de entrada a través de una red transmisiva de conductos y fisuras (Larocque *et al*., 1998; Lee

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

et al., 2006; Mudarra *et al*., 2014). Otros autores (Delbart *et al*., 2014, Sánchez *et al*., 2016) concluyeron que la variabilidad en la intensidad de los eventos de precipitación constituye un condicionante primordial en la velocidad de transmisión de la infiltración hasta los puntos de drenaje en los sistemas kársticos.

La relación existente entre la intensidad media de los episodios pluviométricos registrados durante el periodo de control y el tiempo de la respuesta hidrodinámica de los manantiales se muestra en la figura 7.19. A partir de las ecuaciones obtenidas para cada una de las surgencias investigadas (curvas de intensidad-tiempo) es posible estimar el tiempo de desfase (en horas) entre los eventos de lluvia y el máximo caudal de descarga de los manantiales, en función de la intensidad (en mm/hora) del evento pluviométrico que desencadene la respuesta hidrodinámica (Fig. 7.19). Todas las curvas calculadas han sido de tipo exponencial, aunque el valor del coeficiente de correlación (R^2) varía significativamente entre 0,39 en la surgencia de Cornicabra (M-1) y 0,80 en el manantial TP Garciago (M-3).

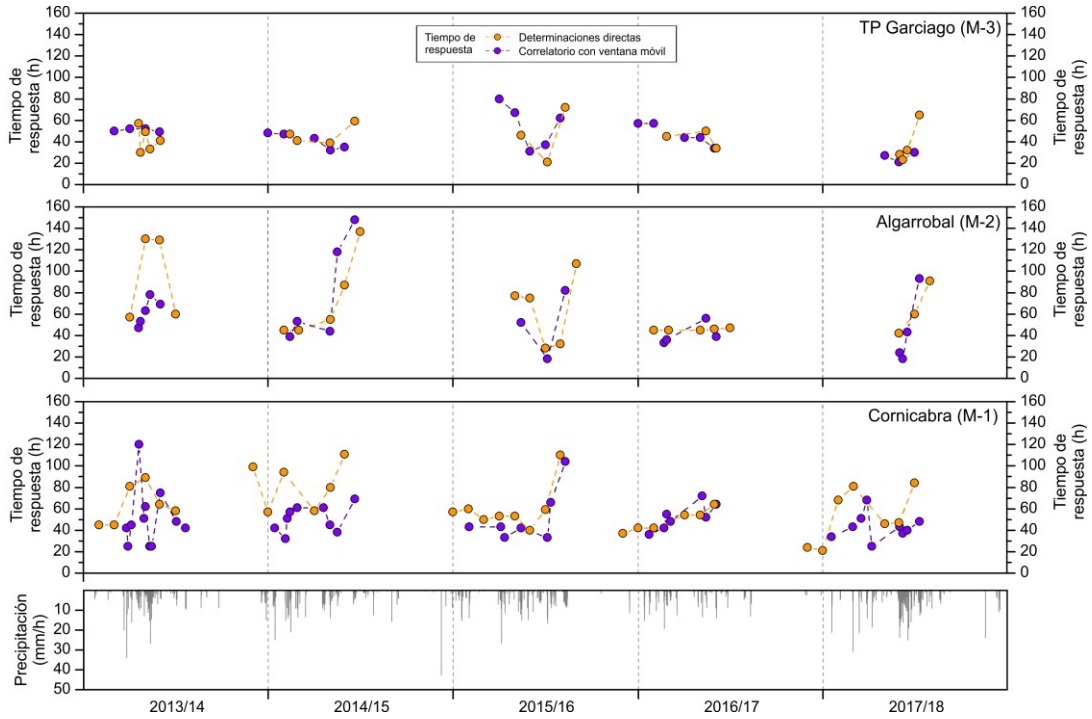


Figura 7.18 Distribución temporal de los tiempos de respuesta (horas) de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), obtenidos mediante el análisis correlatorio con ventana móvil y mediciones directas del tiempo de respuesta (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023)

En las gráficas de intensidad-tiempo (Fig. 7.19) se han representado los datos de las velocidades de máxima concentración determinadas mediante los ensayos de trazadores

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

artificiales llevados a cabo en el acuífero de la sierra de Ubrique (véase el capítulo 4 de la presente memoria). En cada una de las curvas, pueden distinguirse dos tramos aproximadamente paralelos a los ejes de coordenadas. El tramo asintótico con el eje de ordenadas representa la respuesta característica de la surgencia a los eventos pluviométricos de reducida intensidad, cuando el tiempo transcurrido entre el evento pluviométrico y la respuesta hidrodinámica es máximo. Los episodios de baja intensidad media (< 2 mm/h) provocan recarga de pequeña magnitud y aumentos poco significativos de la carga hidráulica en el acuífero; en este caso, el estado de saturación del suelo constituye un factor determinante en la modulación de la señal de entrada y su eventual manifestación en los manantiales. El flujo de agua desde las áreas de recarga se transmite hasta los manantiales de forma más lenta, por zonas con un menor desarrollo de la karstificación funcional, en cuyo tránsito se produce una mayor interacción con medios menos transmisivos (red de fracturas-fisuras y matriz).

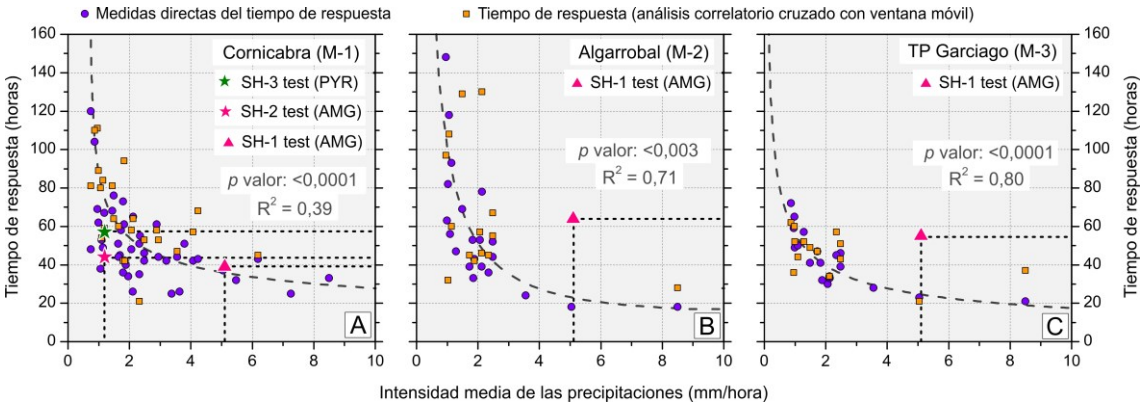


Figura 7.19 Relaciones entre la intensidad de los eventos pluviométricos y el tiempo de respuesta (curvas de intensidad-tiempo) calculadas en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M3). Se han incluido los valores de tiempo de máxima concentración (T_{mc}) deducidos de los ensayos de trazador en función de la intensidad de precipitación del episodio de lluvia vinculado a cada ensayo (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023)

Los eventos pluviométricos con una intensidad elevada (> 4-5 mm/h) se relacionan con los tiempos de desfase más cortos, con valores mínimos en torno a 20 horas en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) y a 30 horas en la surgencia de Cornicabra (M-1). Los episodios de precipitación muy intensos saturan en agua las zonas superficiales del acuífero (suelo) y, provocan la infiltración rápida del agua de lluvia. No obstante, también se genera escorrentía superficial sobre las áreas endorreicas conectadas con puntos de infiltración preferente (sumideros kársticos). Ello favorece el tránsito del agua

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

a través de una red de drenaje kárstico bien desarrollada, que permiten la circulación de caudales de agua recientemente infiltrada hasta los puntos de descarga.

Los datos de tiempo de retardo del pico de máxima concentración (T_{mc}) obtenidos a partir de los ensayos de trazador artificial en los diferentes manantiales, en relación con sus respectivas curvas de intensidad-tiempo (Fig. 7.19), pueden utilizarse como indicativo de la representatividad de las rutas de drenaje trazadas respecto al comportamiento global del acuífero (Martin-Rodríguez *et al*., 2023). En el manantial de Cornicabra (M-1) se observa una coincidencia satisfactoria entre los valores de T_{mc} determinados experimentalmente y la curva de intensidad-tiempo calculada en la surgencia. Esto sugiere que tanto la recarga concentrada (a través de sumideros) como la recarga difusa se incorporan a una red de drenaje bien jerarquizada, en la que la velocidad del flujo subterráneo está favorecida por los aumentos en el gradiente hidráulico (Fig. 7.20A).

Los resultados obtenidos en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) muestran que los tiempos de máxima concentración (T_{mc}) fueron superiores a los esperados según la curva de intensidad-tiempo de las respectivas surgencias (Fig. 7.19). Esta diferencia apunta hacia la existencia de algún rasgo de tipo geométrico, como la tortuosidad de la ruta de drenaje, que se traduce en una atenuación de la velocidad del flujo subterráneo, con respecto al comportamiento global ante la recarga del sector de acuífero drenado por las surgencias de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). La estructura de la red de drenaje, organizada en niveles con diferente grado de desarrollo de la karstificación funcional, puede favorecer la existencia de umbrales que requieran un cierto aumento en la carga hidráulica para que se produzca el flujo subterráneo. Además, podrían existir diferencias en el grado de tortuosidad en algunas de las rutas de drenaje que contribuirían al aumento del tiempo de respuesta respecto al global del sector del acuífero drenado por la surgencia.

El régimen hidrodinámico de los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) es coherente con la presencia de un umbral de este tipo, dado que las crecidas ocurren en los episodios de recarga de mayor magnitud e intensidad. En consecuencia, los hidrogramas resultantes evidencian que el flujo subterráneo discurre a través de una red de drenaje kárstico bien desarrollada (véase el apartado 7.1.3.2 de esta memoria). Los eventos lluviosos de menor magnitud, que no permiten la superación de estos umbrales, no producen cambios en su régimen de descarga: la surgencia TP Garciago (M-3) permanece seca, mientras que en el manantial de Algarrobal (M-2) no se aprecian aumentos significativos en su caudal de descarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

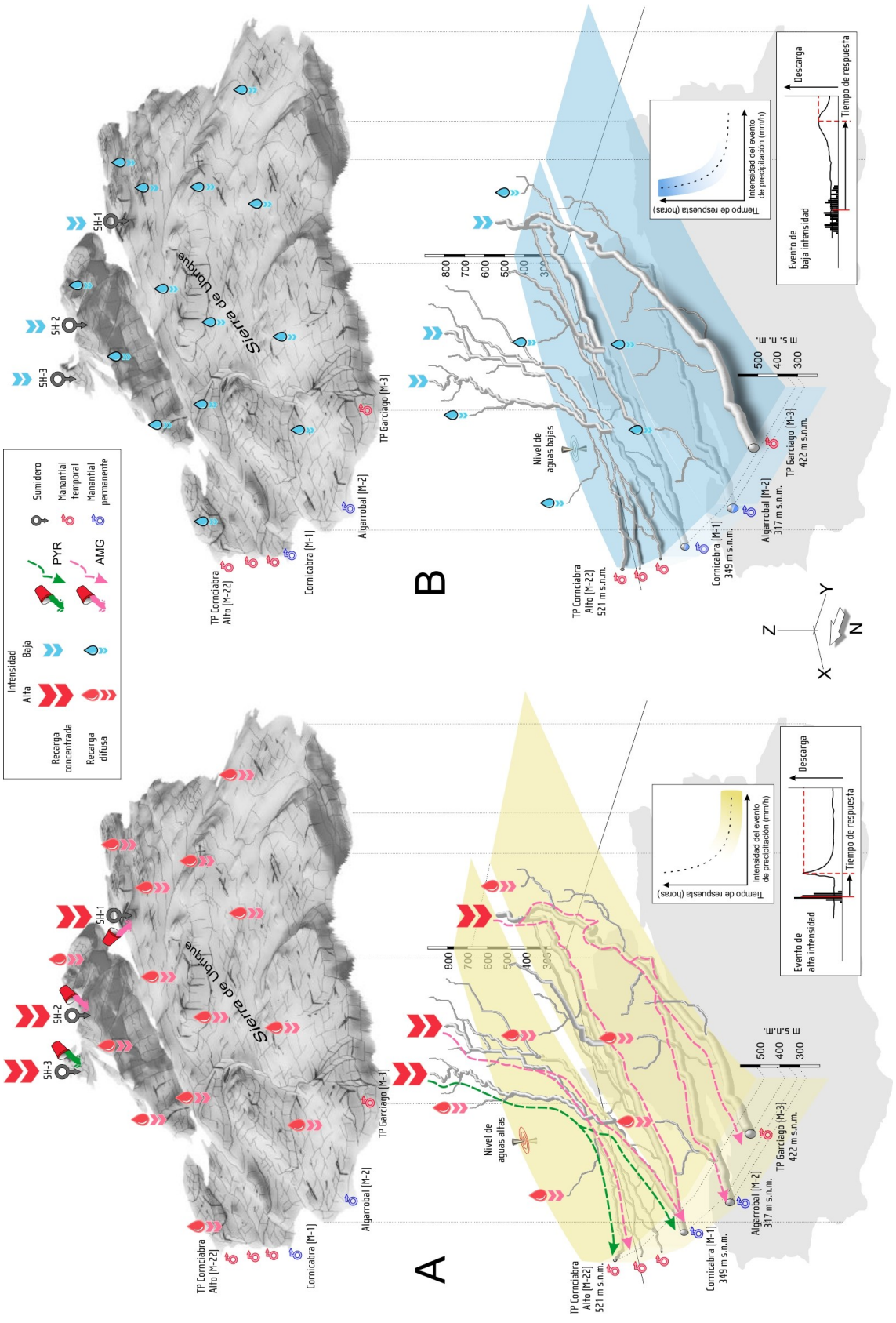


Figura 7.20 Esquema conceptual del funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique bajo condiciones de recarga con intensidad alta (A) y baja (B) (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.1.4. Hidroquímica e hidrotermia

7.1.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

Las aguas drenadas por los manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique presentan facies hidroquímica de tipo bicarbonatada-cálcica (véase el apartado 5.6.2). La tabla 7.8 recoge los valores máximos, medios y mínimos de los componentes químicos, junto con el número de muestras analizadas y su coeficiente de variación.

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC		mg/l											
Cornicabra (M-1)	*n*	171	170	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171
	máx	289	14,6	8,6	200,7	7,0	15,4	7,6	76,0	3,3	3,9	1,2	1,7	1,1	0,9	-2,0
	med	264	14,4	7,7	180,2	4,4	8,9	2,8	64,8	2,4	3,0	0,5	0,8	0,3	-0,7	-2,4
	min	216	14,1	7,3	146,6	2,6	4,9	0,4	52,9	1,3	2,2	0,3	0,4	-0,2	-1,6	-3,3
	cv (%)	5,3	0,6	3,3	5,2	20,0	27,2	38,5	4,9	14,2	10,4	25,3	37,4	88,8	65,2	11,1
Agarrobal (M-2)	*n*	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	106	101	106	106	106
	máx	371	15,7	8,5	253,9	15,6	25,1	17,0	86,4	6,9	11,2	2,6	1,4	1,1	0,9	-1,8
	med	297	14,9	7,7	185,2	9,5	13,5	5,7	64,4	3,5	6,5	0,9	0,3	0,2	-0,6	-2,4
	min	244	14,2	7,1	155,2	3,8	6,8	1,4	50,3	1,3	3,4	0,4	0,1	-0,3	-1,8	-3,3
	cv (%)	7,8	2,2	3,1	11,2	27,7	35,4	56,4	9,6	39,9	28,4	40,6	66,5	91,5	76,9	10,7
TP Garciago (M-3)	*n*	38	38	41	41	41	41	41	41	41	41	41	40	41	41	41
	máx	401	16,7	8,9	453,4	15,1	23,0	7,9	127,9	5,4	10,8	2,5	5,1	1,6	2,0	-1,5
	med	337	14,6	7,9	242,1	8,5	11,0	2,9	77,6	3,3	5,5	0,9	0,8	0,6	0,1	-2,5
	min	285	12,2	6,9	178,6	3,4	6,3	0,8	58,3	1,5	2,5	0,4	0,3	-0,5	-1,9	-3,6
	cv (%)	7,6	6,2	7,8	24,0	29,8	30,5	54,3	15,9	30,8	31,7	41,7	111,2	92,9	986,7	25,4
TP Cornicabra Alto (M-22)	*n*	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
	máx	280	14,2	8,2	197,7	4,8	7,2	2,4	65,8	2,9	2,9	0,5	0,7	0,8	0,1	-2,5
	med	263	13,7	8,0	188,3	3,7	6,5	2,1	61,0	1,3	2,5	0,4	0,5	0,6	-0,4	-2,8
	min	225	12,9	7,8	167,1	2,9	6,0	1,7	55,8	0,7	2,1	0,3	0,4	0,3	-1,0	-3,0
	cv (%)	7,4	4,1	1,9	5,1	13,6	6,2	10,1	5,3	51,0	10,4	23,6	26,5	24,9	100,9	5,8

Tabla 7.8 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique. Leyenda: n, número de muestras. mín, valor mínimo. máx, valor máximo. med, valor medio aritmético. cv, coeficiente de variación

Las aguas de los tres manantiales principales muestran una composición relativamente parecida. Los valores medios de conductividad eléctrica han sido de 264 µS/cm en Cornicabra (M-1), 297 µS/cm en Algarrobal (M-2) y 337 µS/cm en el manantial TP Garciago (M-3). La temperatura media más elevada (14,9 °C) ha sido medida en las aguas del manantial de Algarrobal (M-2), aunque no difiere significativamente del valor medio en las surgencias de Cornicabra (M-1) y TP Garciago (M-3), cuyas aguas presentan temperaturas medias de 14,4 y 14,6 °C, respectivamente (Tab. 7.8). En la surgencia temporal TP Cornicabra Alto (M-21) se han registrado los valores medios más bajos de conductividad eléctrica y temperatura (263 µS/cm y 13,7 °C), aunque el reducido número de muestras (9) ha estado limitado a las crecidas más importantes del año 2015/16 (Tab. 7.8).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los valores más altos de Ca^{2+} y alcalinidad total (77,6 y 242,1 mg/l) fueron determinados en las aguas del manantial TP Garciago (M-3), mientras que las concentraciones más elevadas de Mg^{2+}(3,5 mg/l) y Na^{+} (6,5 mg/l), Cl^{-} (9,5 mg/l), SO_4^{2-} (13,5 mg/l) y NO_3^{-}(5,7 mg/l), se midieron en las aguas de Algarrobal (M-2). Los valores medios del índice de saturación en calcita (IS_{cal}) son superiores a O; por tanto, las aguas drenadas por los manantiales están saturadas en calcita, en particular las de los manantiales temporales TP Garciago (M-3) y TP Cornicabra 4 (M-21). El índice de saturación en dolomita (IS_{dol}) indica que el agua de los manantiales está subsaturada en este mineral ($IS_{dol}<0$), salvo en las aguas correspondientes al manantial TP Garciago (M-3), en las que se ha determinado un valor medio de IS_{dol} de 0,1, muy próximo a las condiciones de equilibrio (Tab. 7.8).

Los coeficientes de variación de buena parte de los componentes químicos son más altos en los manantiales de TP Garciago (M-3) y Algarrobal (M-2): NO_3^{-} (54,3 y 56,4 %,), Mg^{2+} (30,8 y 39,9 %) y SO_4^{2-} (30,5 y 35,4 y %, respectivamente).

Los contenidos de materia orgánica en el agua, expresados como Carbono Orgánico Total (COT, mg/l) presentan, en general bajos, valores medios en todos los manantiales. En el agua de la surgencia de Algarrobal (M-2) se ha determinado la concentración media de COT más baja del conjunto (0,3 mg/l), mientras que en Cornicabra (M-1) y TP Garciago (M-3) el valor medio ha sido 0,8 mg/l (Tab. 7.8). Los coeficientes de variación más altos de este parámetro corresponden a los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), 66,5 y 111,2 %, respectivamente (Tab. 7.8).

Las concentraciones en NO_3^{-} más elevadas han sido determinadas en el conjunto de muestras correspondientes al manantial de Algarrobal (M-2), cuyo valor medio durante el periodo de control ha sido 5,7 mg/l (Tab. 7.8). En este manantial también se ha medido el contenido más alto de dicho anión (17,0 mg/l). Ello indica que, además de los procesos naturales de fijación del nitrógeno atmosférico por la actividad biológica del suelo y su posterior concentración por evaporación, el acuífero sufre el impacto de algún proceso de contaminación, probablemente relacionado con la actividad agropecuaria o urbana en el área de recarga.

Con el objetivo de caracterizar las relaciones existentes entre los componentes químicos disueltos en las aguas, los índices de saturación en calcita y dolomita y los parámetros físico-químicos, se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP), cuyos resultados se muestran en la tabla 7.9 y figura 7.21.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El porcentaje total de varianza explicada con los dos factores principales del ACP es del 63,94 % (Fig. 7.21). Se observan coeficientes de correlación elevados entre la conductividad eléctrica (CE) y la alcalinidad total (Alc), con un valor de 0,874, así como entre este último componente y el Ca^{2+} (0,741), lo cual es congruente con la naturaleza carbonática del acuífero (Tab. 7.9). Por otra parte, existe una buena correlación entre los contenidos de Cl^-, Na^+, Mg^{2+} y SO_4^{2-}. Todos ellos, especialmente los dos primeros, proceden de la concentración por evaporación del agua de lluvia en el suelo. Sin embargo, las concentraciones medidas son algo más elevadas de lo que cabría esperar si solamente existiera concentración por evaporación, por lo que es necesario admitir la disolución de minerales evaporíticos que existen en el sustrato del acuífero. La correlación con el contenido en Mg^{2+}, originado por disolución de la dolomita que hay en las dolomías de la base de la secuencia de los materiales acuíferos, sería congruente con la hipótesis previa.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,384	0,874	0,574	0,345	0,127	0,653	0,354	0,554	0,362	-0,174	0,148	0,196
T	0,384	**1**	0,182	0,547	0,476	0,393	0,232	0,360	0,510	0,178	-0,297	-0,063	0,019
Alc	0,874	0,182	**1**	0,221	-0,021	-0,249	0,741	0,007	0,189	0,140	0,047	0,247	0,209
Cl^-	0,574	0,547	0,221	**1**	0,832	0,743	0,093	0,776	0,943	0,672	-0,415	-0,122	0,051
SO_4^{-2}	0,345	0,476	-0,021	0,832	**1**	0,811	-0,078	0,781	0,787	0,501	-0,437	-0,185	0,000
NO_3^-	0,127	0,393	-0,249	0,743	0,811	**1**	-0,289	0,782	0,741	0,442	-0,403	-0,181	0,009
Ca^{2+}	0,653	0,232	0,741	0,093	-0,078	-0,289	**1**	-0,077	0,055	0,091	0,059	0,222	0,155
Mg^{2+}	0,354	0,360	0,007	0,776	0,781	0,782	-0,077	**1**	0,817	0,543	-0,341	-0,129	0,110
Na^+	0,554	0,510	0,189	0,943	0,787	0,741	0,055	0,817	**1**	0,640	-0,442	-0,094	0,089
K^+	0,362	0,178	0,140	0,672	0,501	0,442	0,091	0,543	0,640	**1**	-0,034	-0,041	0,081
COT	-0,174	-0,297	0,047	-0,415	-0,437	-0,403	0,059	-0,341	-0,442	-0,034	**1**	0,138	0,062
IScal	0,148	-0,063	0,247	-0,122	-0,185	-0,181	0,222	-0,129	-0,094	-0,041	0,138	**1**	0,968
ISdol	0,196	0,019	0,209	0,051	0,000	0,009	0,155	0,110	0,089	0,081	0,062	0,968	**1**

Tabla 7.9 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique

Entre el grupo de componentes formado por Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+ y los contenidos en NO_3^- existe una correlación significativa, con valores del coeficiente de correlación entre 0,741 (Na^+) y 0,811 (SO_4^{2-}). Esta relación puede estar motivada porque la entrada de nitratos (tanto los producidos por procesos naturales como por contaminación) en el acuífero se diluya menos en periodos de estiaje. La ubicación del manantial en el núcleo urbano puede favorecer la afección y es compatible con el planteamiento anterior.

En el espacio de las variables (Fig. 7.21A), el factor 1 (41,73 % de la varianza) está definido en su parte positiva por los componentes Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+, y en menor medida NO_3^-. Esta asociación responde a la hipótesis planteada en los párrafos precedentes. Por otra parte, el eje del factor 2 (22,21 %) representa los parámetros relacionados con la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

disolución de las calizas (Alc y Ca^{2+}) que condicionan principalmente la conductividad eléctrica del agua.

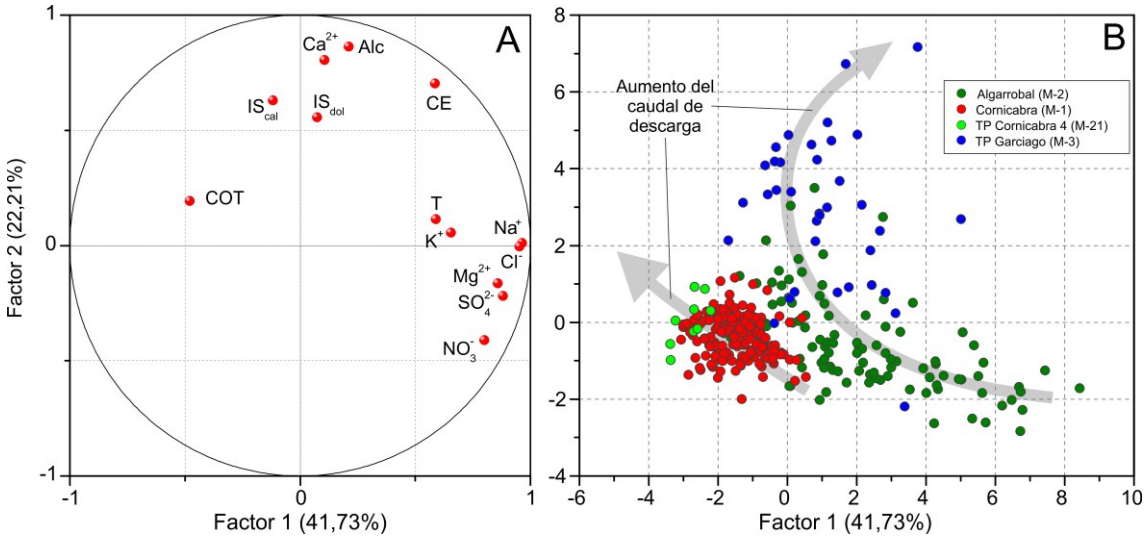


Figura 7.21 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3) y TP Cornicabra 4 (M-21) durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

En el diagrama de las unidades estadísticas (Fig. 7.21B), las muestras correspondientes al manantial de Algarrobal (M-2) se sitúan mayoritariamente en la parte positiva del factor 1, probablemente por la mayor influencia del sustrato evaporítico en la composición química de sus aguas, mientras que las procedentes de las surgencias de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra Alto (M-22) se emplazan en la parte negativa de dicho factor (Fig. 7.21B). Las muestras del manantial TP Garciago (M-3) siguen la parte positiva del factor 2.

Los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) presentan la dispersión más elevada en el espacio de las unidades estadísticas, lo cual es congruente con los mayores coeficientes de variación de los componentes químicos de sus aguas (Tab. 7.8). Esto puede deberse al mayor desarrollo de la karstificación de los sectores acuíferos que drenan o a la mayor influencia de la infiltración concentrada procedente de la sima de Villaluenga. En condiciones de estiaje, la mayoría de las muestras de agua de Algarrobal (M-2) se sitúan en la parte positiva del factor 1 (Fig. 7.21B). A medida que aumenta el caudal de la surgencia, las muestras se desplazan hacia el origen de coordenadas e incluso hacia la parte negativa del factor 1, lo que indica una disminución (dilución) de los contenidos de Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+, aunque una parte se emplazan en la parte positiva del factor 2, reflejo de un

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

enriquecimiento en Alc y Ca^{2+}. Las muestras de la surgencia de TP Garciago (M-3) se disponen subparalelas al factor 2, tanto más desplazadas hacia la parte positiva del eje cuanto mayor sea el caudal, y en situaciones de crecida, la mineralización del agua queda claramente influenciada por sus valores de Alc y Ca^{2+}, además de aumentar los índices de saturación en calcita y dolomita (Fig. 7.21B).

Las aguas de los manantiales de Cornicabra (M-1) y su *trop-plein* TP Cornicabra Alto (M-22) muestran una menor dispersión hidroquímica (Fig. 7.21B), en coherencia con los menores coeficientes de menor variación en los contenidos de sus componentes (Tab. 7.8). Las muestras se sitúan en las partes negativas de ambos factores, tanto más desplazadas hacia la izquierda cuanto mayor sea el caudal de descarga. De hecho, las muestras del manantial TP Cornicabra Alto (M-22), que solamente muestra actividad surgente en los eventos de aguas muy altas, aparecen en el extremo negativo del factor 1. Durante las crecidas, los contenidos de la mayoría de los iones presentes en el agua disminuyen (diluciones) y se registran las mayores concentraciones en COT (Fig. 7.21B) por la llegada de agua de infiltración reciente procedente del suelo.

7.1.4.2. Evolución temporal de la composición química y temperatura del agua

Manantial de Cornicabra (M-1)

En la figura 7.22 se observa, de forma general, un patrón estacional en la distribución temporal de los valores de CE y composición química del agua drenada por el manantial de Cornicabra (M-1). En los episodios de recarga, durante los que se produce un aumento de caudal en la surgencia se registran disminuciones de la conductividad eléctrica y temperatura del agua: hasta 48 µS/cm y 0,3 °C, según las medidas puntuales, y 68 µS/cm y 0,5 °C, según los datos de registro continuo. La magnitud de dichos descensos de mineralización y temperatura estuvo condicionada por la cuantía de los eventos de recarga (crecidas). Durante los meses húmedos de los años hidrológicos 2012/13, 2013/14 y 2017/18 (los más húmedos del periodo de investigación) los descensos de mineralización y temperatura del agua fueron más pronunciados, mientras que las crecidas del resto de años hidrológicos conllevaron disminuciones de menor entidad (Fig. 7.22). En cualquier caso, los descensos bruscos fueron seguidos de aumentos también rápidos, tras el cese de los episodios de recarga, hasta alcanzar valores similares a los previos a las diluciones.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

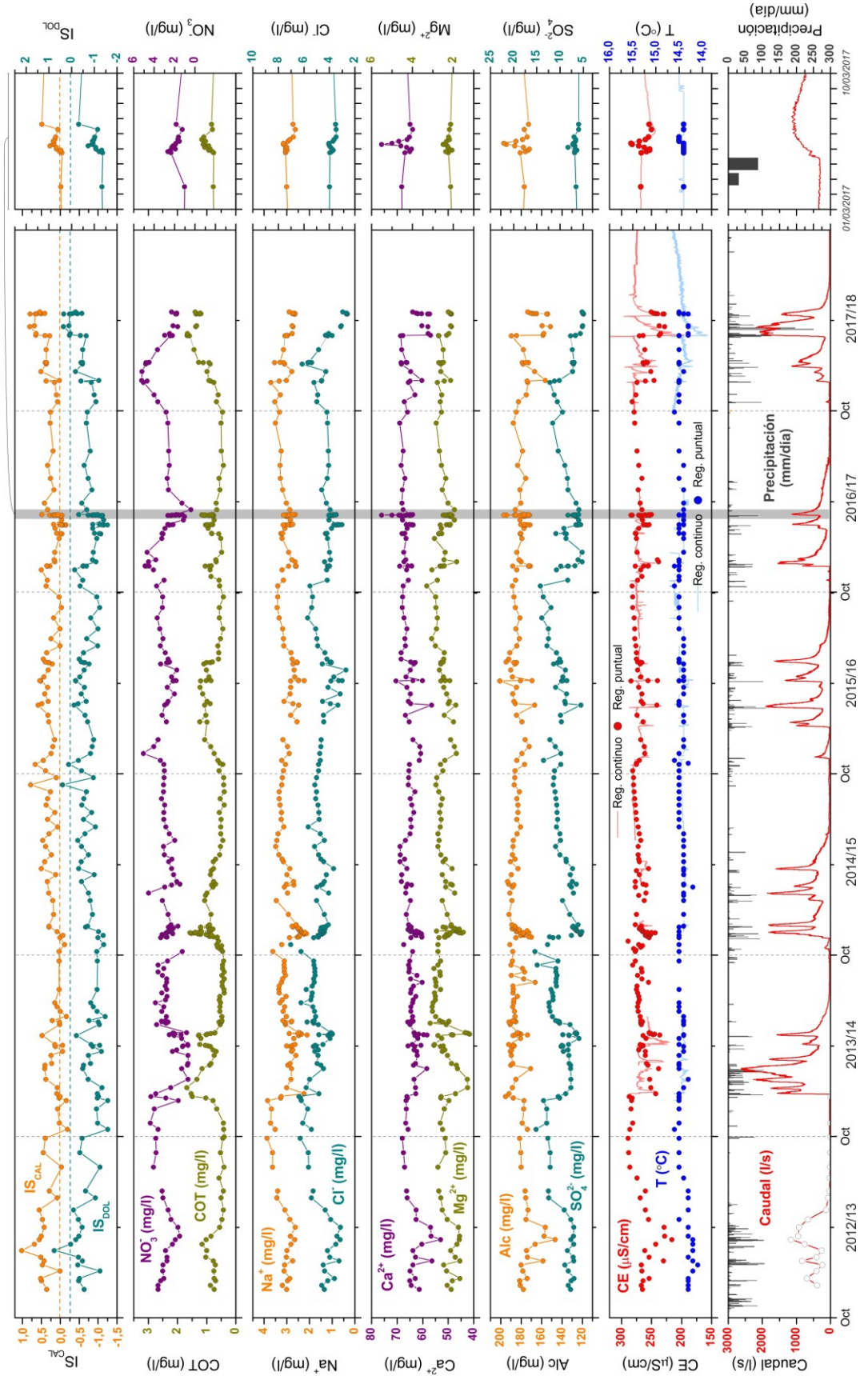


Figura 7.22 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

A lo largo de los periodos de estiaje, la mineralización y temperatura del agua muestran un ascenso progresivo, que se ve interrumpido con las primeras crecidas del año hidrológico (generalmente en el mes de octubre).

Las variaciones de la CE están condicionadas por la Alc y los contenidos de Ca^{2+} y, en menor medida, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+ y Cl^- (Fig. 7.22). En las crecidas se observa una disminución generalizada en el contenido de dichos componentes, seguida de un aumento progresivo en ausencia de episodios de recarga. El registro continuo de la CE ha permitido constatar la existencia de picos de corta duración en la mineralización del agua durante primeras fases de algunas crecidas, por ejemplo, durante los años hidrológicos 2015/16, 2016/17 y 2017/18 (Fig. 7.22). A modo de ejemplo, la evolución detallada de la crecida que tuvo lugar durante el mes de marzo de 2017 muestra un aumento brusco y de corta duración (8-10 horas) en la CE del agua drenada por el manantial, previo al proceso de dilución subsiguiente. El incremento de la mineralización estuvo relacionado principalmente con aumentos de Alc y Ca^{2+}, y en menor medida de los otros componentes químicos, al par que aumentó levemente la temperatura del agua (Fig. 7.22). Estos aumentos de la mineralización pueden estar relacionados con la movilización de agua almacenada en la zona saturada del acuífero (efecto pistón), motivada por el cambio en la carga hidráulica asociado a la infiltración rápida de agua.

Los trazadores de infiltración del suelo (COT y NO_3^-) muestran en general, una evolución temporal antagónica en sus respectivas concentraciones. Por una parte, los contenidos en NO_3^- siguen el patrón general de la mineralización, en particular, de los contenidos en SO_4^{2-}, Na^+ y Cl^-. Durante los periodos de aguas bajas se reconocieron las concentraciones más elevadas en NO_3^-, seguidas de descensos por las diluciones asociadas a las primeras crecidas del año hidrológico (Fig. 7.22). Por otra parte, la materia orgánica disuelta en el agua (COT) muestra los contenidos más elevados durante los periodos húmedos, con máximos de hasta 1,5 mg/l en los picos de las crecidas. Estos picos se producen inmediatamente después del efecto pistón antes comentado, coincidiendo con la llegada al manantial de agua de infiltración rápida procedente del suelo. En ausencia de recarga (periodos de estiaje), la concentración de COT se estabiliza en torno a 0,4 mg/l y permanece prácticamente constante hasta las primeras crecidas del año hidrológico, en las que se identifican los mayores contenidos (Fig. 7.22).

Las aguas drenadas por el manantial de Cornicabra (M-1) se encuentran generalmente sobresaturadas en calcita ($IS_{cal} > 0$) y subsaturadas en dolomita ($IS_{dol} < 0$). Sin embargo,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

en los eventos de recarga que han tenido lugar durante los años hidrológicos 2013/14, 2015/16 y 2016/17, el agua drenada por la surgencia ha llegado a presentar un estado de ligera subsaturación en calcita, con valores próximos al equilibrio (Fig. 7.22).

Manantial de Algarrobal (M-2)

La evolución temporal de la conductividad eléctrica (CE), y en gran parte también la temperatura, del agua drenada por el manantial de Algarrobal (M-2) muestra, en general, diluciones asociadas a los periodos de recarga, cuyos valores más bajos (~ 270 µS/cm) se registran con posterioridad a las crecidas (Fig. 7.23). No obstante, coincidiendo con los picos del hidrograma se detectan bruscos aumentos de la mineralización del agua, hasta 371 µS/cm, constatados mediante el registro continuo en la crecida de abril de 2018). Estos aumentos de la CE tuvieron una corta duración (algunos días e incluso horas) y fueron seguidos de un descenso pronunciado hasta 290 – 300 µS/cm (Fig. 7.23).

Los cambios en la CE están claramente influenciados por los contenidos en los componentes químicos principales del agua. La influencia de la alcalinidad total (Alc) y de la concentración en Ca^{2+} es particularmente evidente en el periodo 2015/2016-2017/2018, pues las evoluciones temporales de ambos son parecidas a la CE. En menor medida, la CE está condicionada por los contenidos en Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+, Cl^- y NO_3^-.

En detalle, la evolución temporal de los componentes mayoritarios presenta dos patrones diferenciados (Fig. 7.23). Por una parte, Alc y Ca^{2+} muestran un valor con pocas variaciones (en torno a 60 y 160 mg/l, respectivamente) durante los periodos de aguas bajas y aumentos rápidos en crecida (hasta 95 y 240 mg/l, en marzo de 2017). Estos aumentos rápidos durante las crecidas se deberían al drenaje de agua más mineralizada y con mayor temperatura, de la zona saturada (efectos pistón), movilizada por el aumento de la carga hidráulica en el sistema asociado a la infiltración rápida.

Por otra parte, la evolución de las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+, Cl^- y NO_3^- sigue un patrón estacional, en el que los contenidos más bajos de todas las especies se registran durante los meses en los que se produce la recarga del acuífero. Una vez finalizadas las crecidas, los contenidos aumentan de forma progresiva y alcanzan sus valores máximos al finalizar el periodo de estiaje. Esta tendencia ascendente se ve interrumpida con los primeros episodios de recarga del año hidrológico, que provocan un descenso brusco en los contenidos de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+, Cl^- y NO_3^- (Fig. 7.23).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

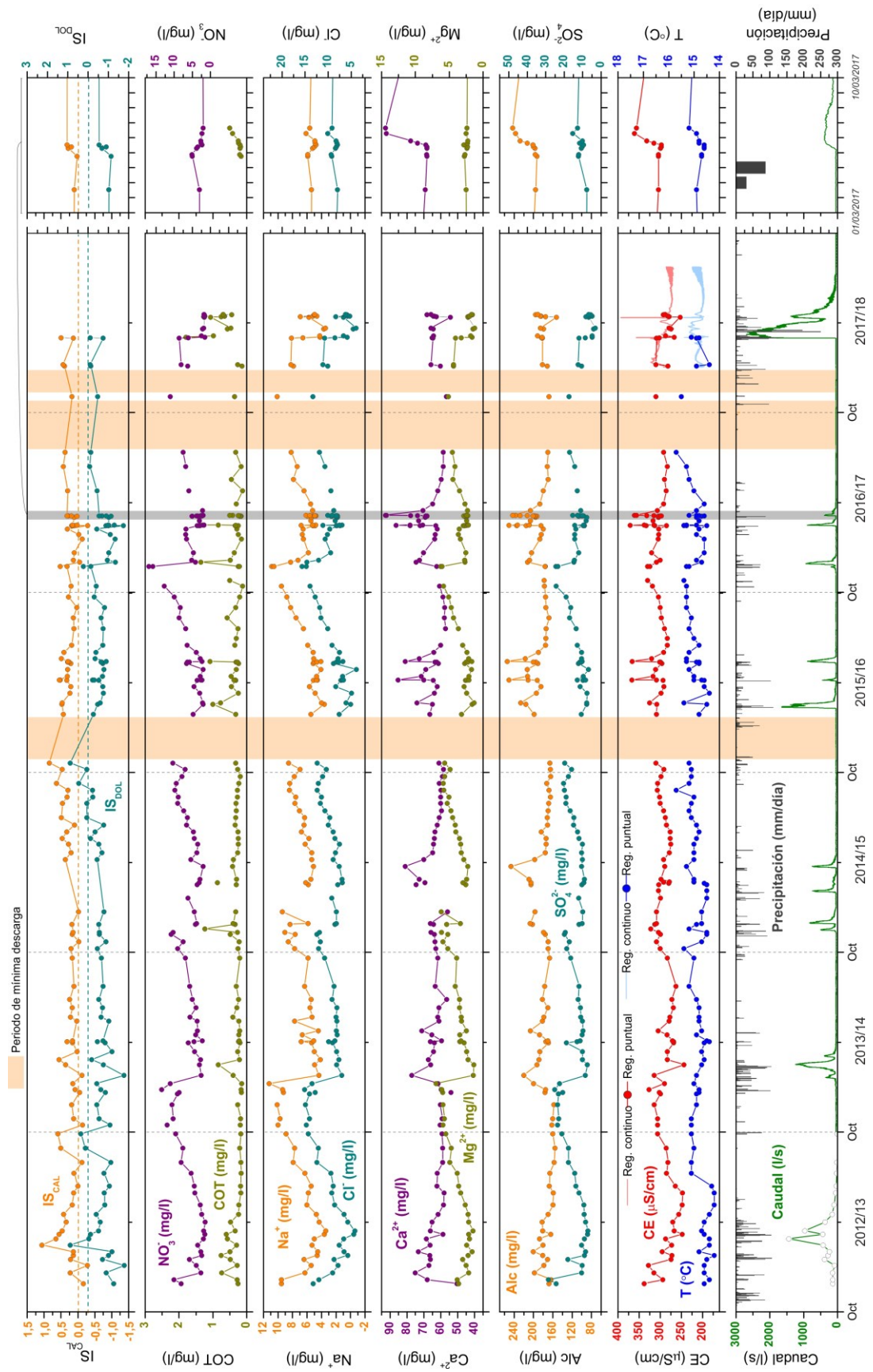


Figura 7.23 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los incrementos más significativos en el contenido de materia orgánica disuelta en el agua (COT) se han producido coincidiendo con los picos de las crecidas, durante los cuales se han alcanzado concentraciones máximas de 1,4 mg/l (noviembre de 2016) por la llegada de agua de infiltración reciente procedente del suelo. Una vez finalizados los episodios de recarga, la concentración en COT disminuye bruscamente hasta alcanzar su valor característico en ausencia de cambios en el régimen de descarga de la surgencia (0,2 – 0,3 mg/l).

Las muestras de agua recogidas en el manantial de Algarrobal (M-2) se encuentran generalmente sobresaturadas en calcita ($IS_{cal} > 0$) y subsaturadas en dolomita ($IS_{dol} < 0$). Los valores más elevados de ambos índices se alcanzan en los periodos de aguas bajas, durante los que el estado de saturación en dolomita (IS_{dol}) puede mostrar valores positivos (sobresaturación). En los eventos de aguas altas, como los identificados durante las principales crecidas del año hidrológico 2016/17 (Fig. 7.23), ambos índices muestran los valores más bajos (estado de subsaturación).

Manantial TP Garciago (M-3)

La evolución general de los parámetros físico-químicos y de los contenidos en los componentes mayoritarios de las aguas drenadas por el manantial de TP Garciago (M-3) muestra gran similitud con la observada en la surgencia de Algarrobal (M-2). Así puede constatarse en la figura 7.24, en la que se han representado los datos correspondientes a ambos puntos. Los cortos periodos de actividad surgente de TP Garciago (M-3) solamente permiten constatar las características del agua drenada por la surgencia durante las crecidas de mayor magnitud.

La mineralización del agua está condicionada principalmente por los contenidos en Ca^{2+} y por la Alc, y, en menor medida, por Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+, Cl^- y NO_3^-. Los eventos de recarga de mayor magnitud, que motivaron la actividad surgente del manantial, provocaron en muchos casos un incremento en la mineralización del agua, reflejado en un aumento de la mayoría de los componentes mayoritarios del agua (Fig. 7.23). Durante la crecida registrada en febrero de 2017 (evolución detallada de la figura 7.23), los valores máximos de CE coinciden con aumentos en la mayoría de las especies químicas disueltas en el agua, aunque los incrementos observados en la Alc y en los contenidos en Ca^{2+} son los de mayor cuantía. El aumento de la mineralización en respuesta a los procesos de recarga lleva asociado una elevación de la temperatura (0,7 °C durante la crecida de febrero de 2017).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

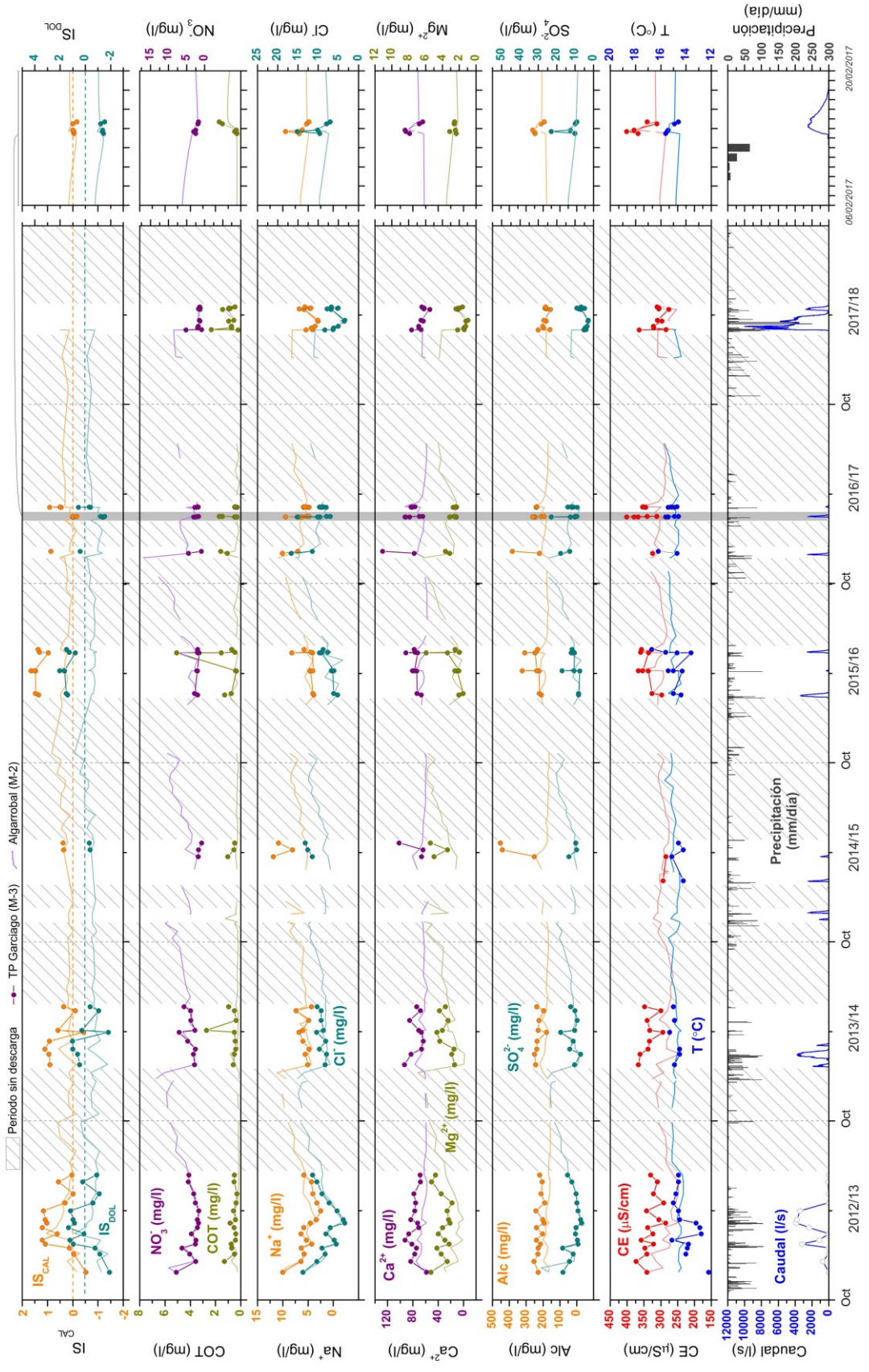


Figura 7.24 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial TP Garciago (M-3) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las variaciones en la CE tienen lugar de forma muy rápida (1 día e incluso algunas horas) y suelen presentar una magnitud superior a las medidas en la surgencia de Algarrobal (M-2). El contenido en materia orgánica (COT) del agua drenada por el manantial TP Garciago (M-3) experimenta aumentos bruscos relacionados con picos de caudal de los periodos de actividad surgente. El valor máximo (5,1 mg/l) se alcanzó en la crecida de mayo de 2016 y es el más elevado del conjunto de manantiales de la sierra de Ubrique. Ello debe guardar relación con la infiltración rápida de agua en el conjunto del acuífero y también en la sima de Villaluenga.

7.1.5. Composición isotópica de las aguas subterráneas

Durante el periodo de investigación se ha medido la composición isotópica del agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$), así como el contenido en $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto en ella, en los principales puntos de descarga del acuífero de la sierra de Ubrique. El estudio de las relaciones isotópicas y de sus valores absolutos puede aportar información acerca de los procesos de recarga y las áreas involucradas y del tiempo de residencia del agua en el acuífero (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Clark y Fritz, 1997; Andreo et al., 2004; Pape *et al*., 2010).

7.1.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

Los valores medios de $\delta^{18}O$ en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique, durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) han variado entre -5,73 ‰ (Cornicabra, M-1) y -5,48 ‰ (Algarrobal, M-2). Con respecto a $\delta^{2}H$, los valores medios más bajos (-30,73 ‰) corresponden a las aguas de la surgencia TP Garciago (M-3), mientras que en las aguas procedentes del manantial de Algarrobal (M-2) han sido medidos los valores menos empobrecidos (-29,57 ‰). La composición isotópica de las aguas drenadas por los manantiales, así como sus coeficientes y rangos de variación, pueden consultarse en la tabla 4.9 (apartado 5.7.1).

El conjunto de muestras procedentes de la surgencia TP Garciago (M-3) presentan la mayor variabilidad en su composición isotópica, con coeficientes de variación del 12,1 % ($\delta^{2}H$) y 9,8 % ($\delta^{18}O$), como refleja la mayor dispersión que presentan sus datos isotópicos en la figura 7.25. Las aguas de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) muestran una menor variabilidad en su composición isotópica, con coeficientes de variación para el $\delta^{2}H$ de 7,7 y 7,1 %, respectivamente, mientras que para $\delta^{18}O$ son de 6,2 y 5,3 % (Tab. 4.9).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El valor medio del exceso en deuterio (*d*) está comprendido entre 14,16 ‰ en el agua de TP Garciago (M-3) y 15,14 ‰ en la de Cornicabra (M-1), característicos del Mediterráneo occidental.

Los datos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las muestras de agua de los manantiales están representados en la figura 7.25, junto con las principales líneas meteóricas de referencia, como la Línea Meteórica Mundial (LMM), definida por Craig (1962), la Línea Meteórica del Mediterráneo Oriental (LMMor), propuesta por Gat y Dansgaard (1972) y la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMOc) definida por Gat y Carmi (1970). Adicionalmente se han incluido las líneas calculadas con las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de estudio (Línea Meteórica Local, LML) y la correspondiente al conjunto de aguas subterráneas (Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas, LMLoAS).

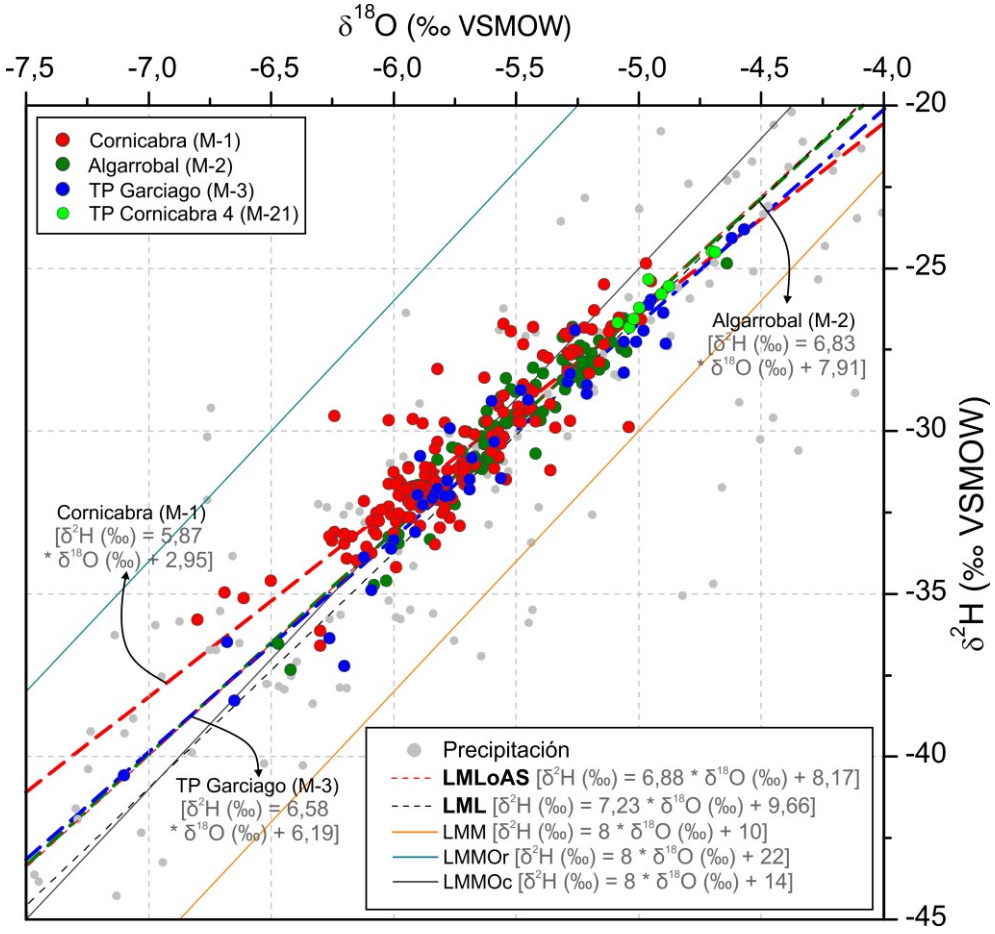


Figura 7.25 Representación de los valores isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique. Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las muestras de agua recogidas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique se sitúan entre las Líneas Meteóricas Mundial y del Mediterráneo Oriental, y presenta el mejor ajuste con la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (Fig. 7.25). Esto indica que la recarga del acuífero está influenciada tanto por las precipitaciones relacionadas con los frentes nubosos procedentes del océano Atlántico como por las relacionadas con masas de aire húmedo que provienen del mar Mediterráneo, principalmente de su sector occidental.

Las líneas Meteórica Local (LML), Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) y las correspondientes a cada una de las surgencias que drenan el acuífero tienen una pendiente inferior (Fig. 7.25) a la del resto de las líneas meteóricas de referencia (pendiente = 8), lo que puede ser indicativo de la existencia de procesos fraccionamiento isotópico debidos a la evaporación que tiene lugar durante la infiltración (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018) o ligados a la propia dinámica atmosférica del frente nuboso (Clark y Fritz, 1997). En cualquier caso, la magnitud de dichos procesos sería limitada, habida cuenta de la escasa diferencia entre los valores de la pendiente de las líneas (Fig. 7.25).

Las muestras de agua recogidas en los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique presentan un amplio rango de variación en sus valores de composición isotópica (Fig. 7.25). La diferencia entre los valores mínimos y máximos de $\delta^{18}O$ en el conjunto de muestras es de 2,53 ‰ en las aguas del manantial TP Garciago (M-3) y 1,83 ‰ en las de Algarrobal (M-2). Estos valores son similares a los obtenidos por Barberá (2014) y De la Torre (2020) en acuíferos kársticos situados en zonas cercanas al área de estudio e indican la baja capacidad de amortiguación y homogeneización de la señal de entrada en el acuífero drenado por las surgencias de Ubrique.

La figura 7.26 muestra la evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) de los principales manantiales de la sierra de Ubrique y del agua de lluvia recogida en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase su ubicación en el capítulo 3 de esta memoria). En la evolución temporal de los manantiales permanentes (Cornicabra, M-1 y Algarrobal, M-2) se constata que las mayores variaciones se identifican durante los periodos de recarga. En los meses de estiaje, los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ tienen una escasa variación, que se ve interrumpida por cambios bruscos y de corta duración asociados y proporcionales a la magnitud de los eventos de recarga (Fig. 7.26).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

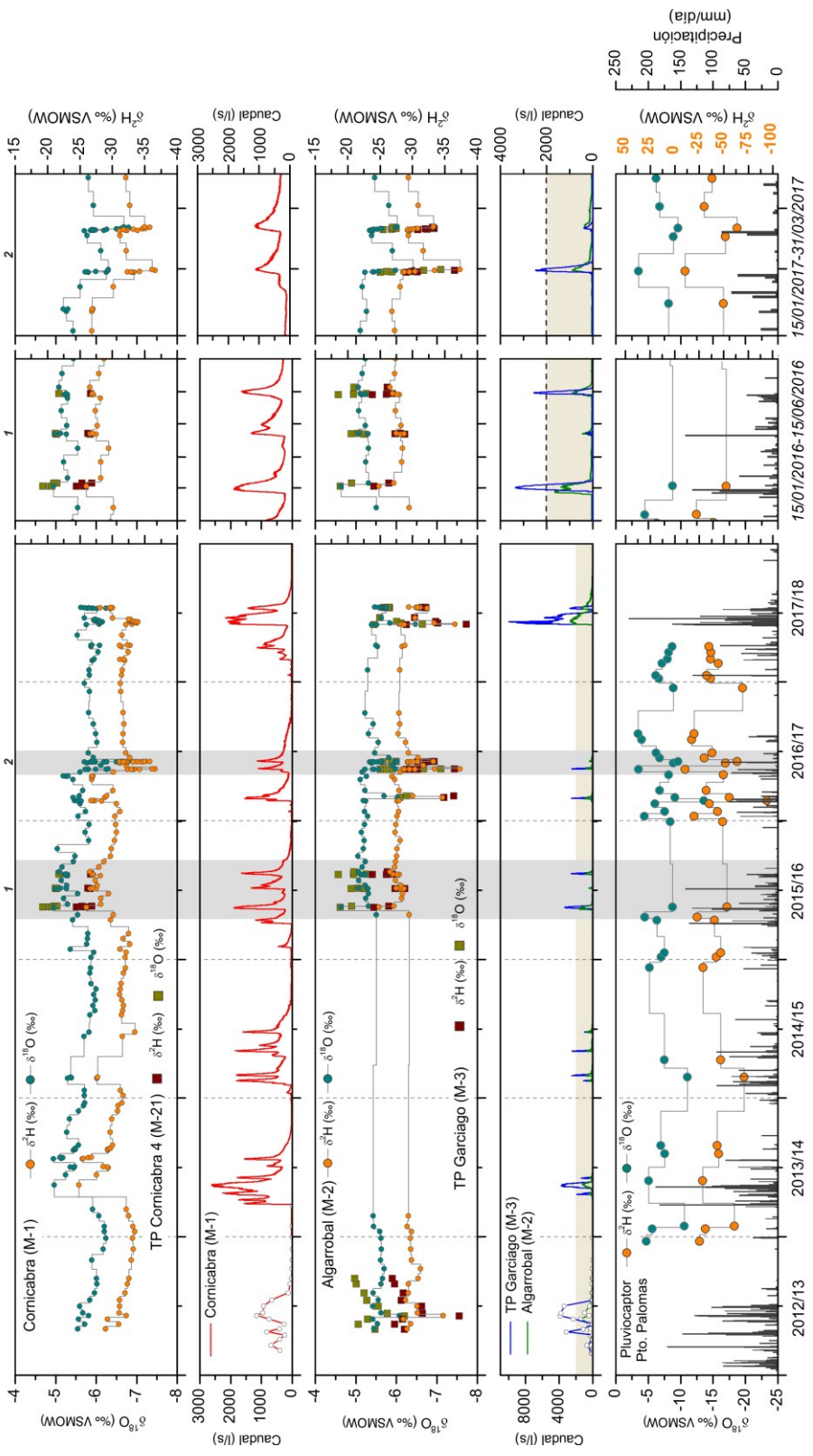


Figura 7.26 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por los manantiales de Cornicabra (M-1), TP Cornicabra 4 (M-21), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) durante el periodo de investigación. También se representa el caudal drenado por cada una de las surgencias y los datos de composición isotópica del pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase el capítulo 3 de la presente memoria)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La uniformidad en la composición isotópica del agua descargada en ausencia de recarga (agua procedente principalmente de la zona saturada) es resultado de los procesos de mezcla y homogeneización de la señal de entrada que tienen lugar en el acuífero en dicha situación hidrodinámica.

En términos generales, la evolución de la composición isotópica del agua drenada por los manantiales es similar a la registrada en el agua de lluvia, lo que indica que los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ medidos en el agua de los manantiales están condicionados por la señal isotópica del agua de precipitación que produce la recarga. Las crecidas identificadas en detalle durante el periodo de lluvias del año 2015/16 (columna 1 de la figura 7.26) muestran varios picos de aguas isotópicamente menos empobrecidas. Sin embargo, durante el periodo comprendido entre el 15/01/2017 y 31/03/2017, (columna 2 de la figura 7.26) el agua drenada por las surgencias muestra una composición más empobrecida (ligera) durante los episodios de recarga. Estas variaciones deben responder a las de la composición isotópica del agua de recarga y se transmiten con rapidez como consecuencia del elevado grado de karstificación que presenta el acuífero.

7.1.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

La señal isotópica del carbono inorgánico disuelto en el agua ($\delta^{13}C_{TDIC}$) drenada por los principales manantiales de la sierra de Ubrique comprende valores entre -18,69 ‰, manantial TP Garciago (M-3) y -8,67 ‰, surgencia de Cornicabra (M-1), tal y como se expone en el apartado 5.7.2 de esta memoria. En los acuíferos kársticos, la señal isotópica del agua subterránea está condicionada por la influencia de la señal del suelo de las áreas de recarga y por el tiempo de residencia del agua en el interior del acuífero. El valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua de los suelos sobre los que se desarrolla vegetación de tipo C3, la existente en el área de estudio, es aproximadamente -22 ‰ (Deines, 1980; Clark y Fritz, 1997), mientras que el agua en condiciones de equilibrio con la roca muestra una composición menos empobrecida, tanto más cuanto mayor sea el tiempo de interacción del agua con la matriz rocosa.

Las variaciones temporales de la señal isotópica de $\delta^{13}C_{TDIC}$ de las aguas subterráneas y su relación con los eventos de recarga permite obtener información sobre las modalidades de infiltración, procesos de mezcla de aguas y tiempo de residencia del agua en el acuífero. En la figura 7.27 se muestran las evoluciones temporales de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua drenada por las principales surgencias. Dada la similitud de la composición isotópica de las aguas de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), se han representado conjuntamente sus datos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las aguas del manantial de Cornicabra (M-1) muestran una señal media de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más negativa, con un valor medio de $\delta^{13}C_{TDIC}$ de -11,65 ‰ (véase el apartado 5.7.2 de esta memoria), ligeramente más empobrecidas que las de Algarrobal (-10,31‰). Las muestras recogidas en TP Garciago (M-3) mostraron el valor medio más negativo del conjunto de surgencias (-12,07 ‰, Tab. 4.10). En términos generales, la evolución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ muestra un patrón estacional, en el que los valores menos negativos se detectan en los manantiales durante los periodos de aguas bajas, mientras que en los periodos de recarga los valores son más negativos (Fig. 7.27). Este patrón es mucho más marcado en el manantial de Algarrobal (M-2), que, en ausencia de recarga, muestra un valor relativamente estable en su composición isotópica (entre -9 y -11 ‰).

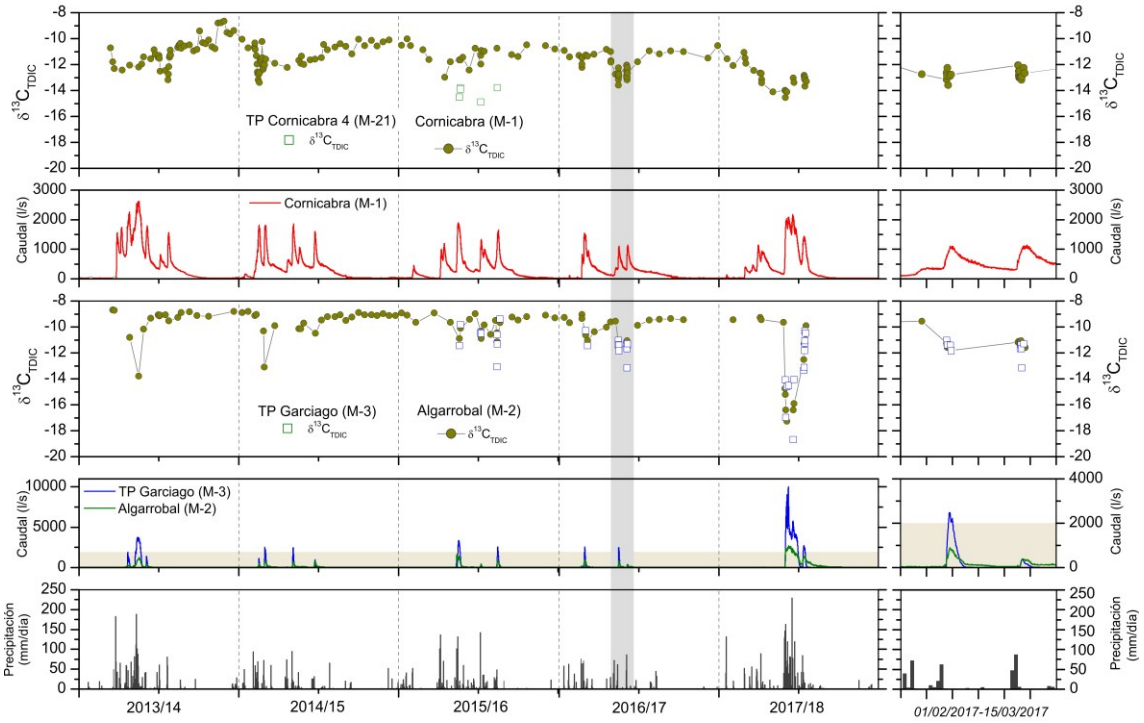


Figura 7.27 Evolución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua drenada por las surgencias de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). También se muestra la serie de datos de precipitación registrada en la estación de Villaluenga del Rosario (5943B) y el hidrograma de cada uno de los manantiales

En las crecidas de mayor magnitud se han registrado las composiciones más empobrecidas en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (Tab. 4.10), -14,59 ‰ en Algarrobal y -16,25 ‰ en el manantial TP Garciago (Fig. 7.27), valores claramente relacionados con la influencia de la infiltración rápida procedente del suelo y de los puntos de infiltración concentrada (sima de Villaluenga). En el caso del manantial de Cornicabra (M-1), el patrón estacional menos marcado podría deberse a la existencia de procesos de mezcla entre el agua de reciente infiltración (con una

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

señal isotópica más negativa, influenciada el suelo) y la almacenada en el acuífero, con un mayor tiempo de residencia.

Las evoluciones detalladas de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en las crecidas registradas durante los meses de febrero y marzo de 2017 (columna 1 en la figura 7.27), muestran que los valores más negativos coinciden con los picos de caudal de los manantiales. Estos cambios en la composición isotópica se producen muy rápidamente (entre 10 y 20 horas) y su magnitud es proporcional al evento de recarga que los provocan.

En las crecidas del manantial de Cornicabra (M-1), como la de la columna 1 en la figura 7.22, se ha caracterizado la descarga puntual de aguas menos empobrecidas en $\delta^{13}C_{TDIC}$, que serían resultado de un "efecto pistón" que movilizaría aguas con un mayor tiempo de residencia en la zona saturada del acuífero. Estos flujos han sido caracterizados a partir de los aumentos en la mineralización y temperatura del agua que tienen lugar durante dichos instantes (Fig. 7.22) y han estado seguidos de una disminución rápida de los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$, relacionada con la llegada al manantial de agua recientemente infiltrada, con menor CE (dilución) y temperatura.

De todo lo anteriormente expuesto se puede inferir la existencia de flujos rápidos desde las áreas de recarga hasta los manantiales, con un tiempo de tránsito corto y, por tanto, con valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más próximos a los del suelo (entre -22 y -18 ‰). En ausencia de episodios de recarga, la señal isotópica del agua drenada por los manantiales es menos empobrecida (valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más próximos al equilibrio con la roca, ~ 0 ‰), como corresponde al drenaje del agua contenida en la zona saturada del acuífero, con un mayor tiempo de residencia.

7.1.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique

El acuífero de la sierra de Ubrique ocupa una superficie aproximada de 28 km^2, de los cuales 26,06 km^2 corresponden a afloramientos de rocas carbonáticas jurásicas y el resto a materiales de baja permeabilidad involucrados en la recarga (cuencas endorreicas asociadas a sumideros kársticos). La estructura de las formaciones acuíferas está determinada por una sucesión de escamas tectónicas apiladas en el sector NE (sierra del Caíllo) y una estructura anticlinal con charnela aplanada y afectada por fallas normales en el sector SO (sierra de Ubrique). Los límites del acuífero han sido deducidos a partir de la cartografía geológica y reconocimientos de campo y han sido confirmados, en parte, por los ensayos de trazadores descritos en el capítulo 4 de esta memoria. El ajuste entre los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

caudales de recarga estimados para el sistema mediante balance de agua en el suelo y método APLIS (métodos que requieren del establecimiento de una superficie de recarga concreta para su cálculo) y las salidas medidas en los puntos de descarga (véase el capítulo 6 de esta memoria) confirma la verosimilitud de los límites establecidos.

La mayor parte de la descarga se produce en régimen natural, a través de los manantiales permanentes de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) y de la surgencia temporal TP Garciago (M-3), todos situados en el borde suroccidental del acuífero. Desde el punto de vista hidrodinámico, los análisis realizados evidencian un funcionamiento kárstico en el régimen de descarga de los manantiales, aunque la velocidad y magnitud de la respuesta a los eventos de recarga es diferente en cada uno de ellos. Así, el hidrograma del manantial de Cornicabra (M-1) muestra que la mayor parte de los eventos de recarga desencadenan una respuesta en el régimen hidrodinámico de la surgencia, mientras que los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), que presentan una evolución temporal similar en su régimen hidrodinámico y en la morfología de sus respectivos hidrogramas de crecida, solamente muestran cambios significativos del caudal de descarga o actividad surgente en relación con determinados episodios de recarga.

Por otra parte, las variaciones rápidas y de gran magnitud registradas en el caudal de descarga, en la mineralización del agua y en la mayor parte de los componentes hidroquímicos e isotópicos de las aguas drenadas por los manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique, indican que este acuífero tiene una escasa capacidad natural para regular y modular la señal de infiltración. Los efectos derivados de la recarga se manifiestan al cabo de horas-días en los principales puntos de descarga, tanto temporales como permanentes, debido al elevado desarrollo de la red de drenaje kárstica. Esto es coherente con las variaciones bruscas en los contenidos de COT (marcador natural del tiempo de tránsito de la infiltración) y con los valores isotópicos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ (indicador del tiempo de residencia) y $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ (característicos de la precipitación y de la altitud del área la recarga). La rápida variación observada en dichos parámetros indica una contribución significativa de los flujos rápidos desde la superficie de recarga (suelo y epikarst) en el funcionamiento del acuífero. No obstante, los efectos pistón asociados a eventos de recarga y el aumento de la temperatura, conductividad eléctrica y de la mayor parte de los componentes mayoritarios del agua, especialmente Ca^{2+} y Alc a lo largo del agotamiento (Figs. 7.22, 7.23 y 7.24) han permitido constatar, también, la contribución del agua almacenada de la zona saturada en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La composición isotópica media ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) del agua drenada por el manantial de Cornicabra (M-1), que muestra el valor más empobrecido de los puntos de descarga del acuífero, está relacionada con la mayor altitud de su área de recarga, mientras que la señal isotópica media en los manantiales de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) estaría vinculada a zonas de recarga ubicadas a menor altitud. Los ensayos de trazadores descritos en el capítulo 4 de esta memoria han corroborado las conexiones existentes entre los puntos de recarga preferente (sumideros) localizados en la sierra del Caíllo (que cuenta con una mayor altitud media) y el manantial de Cornicabra (M-1). La existencia de rutas preferentes de drenaje entre la sima de Villaluenga (SH-1) y las surgencias de Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) pone de manifiesto que los afloramientos permeables de la sierra de Ubrique (con una altitud inferior) constituyen el área de recarga de ambos manantiales, y también de Cornicabra (aunque en menor medida).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.2. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS ALTA Y DEL DORNAJO

7.2.1. Consideraciones previas

Las sierras del Dornajo, Alta, Endrinal y Peñón Grande están constituidas por 30 km^2 de afloramientos carbonáticos jurásicos, que muestran continuidad en superficie, pertenecientes al dominio Subbético Interno Occidental o Penibético. El funcionamiento hidrogeológico tiene lugar fundamentalmente, en régimen natural, ya que las extracciones de agua mediante bombeos son poco significativas y están circunscritas al sistema de abastecimiento de la localidad de Ubrique (véase el capítulo 6 de esta memoria). La diferenciación, dentro de este conjunto, de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo por una parte y del correspondiente a las sierras del Endrinal y Peñón Grande por otra, ha sido deducida a partir de las siguientes observaciones:

1. En el borde oriental de la sierra del Endrinal se localizan los dos únicos puntos de descarga visible relacionados con la descarga de agua subterránea de dicha sierra (Fig. 7.28). Se trata de la surgencia temporal o *trop plein* TP Tajos de Grazalema (M-34) y del *inversac* de la Olla (I-1). Ambos puntos, situados a 741 y 804 m s.n.m. respectivamente, sólo muestran actividad surgente en respuesta a los eventos de precipitación de mayor magnitud e intensidad del registro. Aunque no se dispone de información referente al caudal que drenan, la brevedad y excepcionalidad de sus lapsos de descarga sugieren que el volumen desaguado es poco significativo, en relación con

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

los recursos totales evaluados para dichas sierras. Por tanto, la mayor parte del drenaje debe producirse a través de otros puntos de descarga.

2. Los resultados obtenidos mediante los ensayos de trazadores llevados a cabo en marzo de 2018 pusieron de manifiesto la existencia de flujos subterráneos de dirección ENE - OSO y sentido ENE, que conectan el sector meridional de la sierra del Endrinal y el *inversac* de la Olla (I-1). Dichas conexiones hidrogeológicas pudieron ser probadas porque el corto periodo de actividad surgente del *inversac* de la Olla (I-1) se produjo poco tiempo después de la inyección de los trazadores en los sumideros SH-5 y SH-7 (véase el apartado 4.4.2 de esta memoria). Tras el cese de la descarga por el *inversac,* el nivel piezométrico desciende y llega a estabilizarse en torno a 500 m s.n.m. durante los periodos de aguas bajas (AAES, 2009), en los que el flujo de agua subterránea debe de continuar en sentido ENE, hacia la sierra de Líbar, dada la continuidad en profundidad de las formaciones carbonáticas jurásicas (véanse los cortes geológicos A-A´, 10-10´y 11-11´, Fig. 7.29).
3. La presencia de numerosas fallas de dirección N-S y NO - SE en la parte central de la sierra del Dornajo (Fig. 7.28) ha originado el desarrollo de una estructura de tipo umbral tectónico o *horst,* que a su vez ha provocado la elevación relativa del muro de las formaciones acuíferas, constituido por arcillas y evaporitas triásicas (véase el mapa geológico y el corte 11-11´, Fig. 7.29). Esta estructura podría constituir una barrera hidrogeológica y condicionar la existencia de una divisoria hidrogeológica entre las sierras del Endrinal y Peñón Grande y las sierras Alta y del Dornajo.
4. Según lo expuesto en el capítulo 6 de esta memoria, sobre la superficie total del conjunto de afloramientos permeables de las sierras del Dornajo, Alta, Endrinal y Peñón Grande (29,49 km^2) se ha cuantificado una recarga media durante el periodo de investigación entre 30,61 hm^3/año (método APLIS modificado) y 33,96 hm^3/año (BAS, RU=50 mm). La descarga media medida en los principales manantiales relacionados con el drenaje de dicho conjunto de afloramientos (surgencias de Hondón -M-10- y Nueve Caños -M-11-), asciende a 8,07 hm^3/año. La diferencia entre las entradas calculadas y las salidas medidas indica que aproximadamente tres cuartas partes de los recursos estimados en los macizos citados no se drenan de forma visible a través de los manantiales de la red de control.
5. El balance de entradas y salidas realizado en el acuífero de las sierras Alta y del Dornajo, asumiendo la hipótesis de una divisoria situada en esta última (Fig. 7.28) como límite nororiental del acuífero (véase el capítulo 6 de la presente memoria), ha dado como resultado unas entradas medias para el periodo de investigación entre 7,79 hm^3/año

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(método APLIS modificado) y 8,56 hm^3/año (BAS RU=50mm). Estos valores son similares a las salidas medias medidas en las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11), cuyo valor asciende a 8,07 hm^3/año, lo que sería coherente con los límites propuestos.

Por todo lo anteriormente expuesto, se considera la existencia de una divisoria hidrogeológica en el sector central de la sierra del Dornajo (Fig. 7.28) que compartimentaría el macizo en dos acuíferos. En la parte oriental, el acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande, con una superficie permeable de 17,86 km^2, cuyo drenaje se realizaría fundamentalmente por transferencia subterránea, en sentido NE. Por otro lado, el acuífero de las sierras Alta y del Dornajo, con una superficie permeable de 11,63 km^2 y sentido SO de los flujos subterráneos, que contaría con los manantiales del Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) como puntos principales de descarga.

7.2.2. Límites y geometría

El acuífero de las sierras Alta y del Dornajo está formado por calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético Interno Occidental. Su geometría se corresponde con la charnela aplanada de una estructura anticlinal de dirección NE-SO, algo vergente al NO. Existen numerosas fallas de dirección NO-SE (sierra del Dornajo) y NE-SO (Salto del Cabrero) que afectan a la estructura (Fig. 7.29). Su límite occidental viene definido por el contacto mecánico entre las formaciones carbonáticas y los materiales de baja permeabilidad triásicos y del complejo de los Flyschs (Fig. 7.28). El borde suroriental está marcado por el contacto entre las calizas y dolomías jurásicas con las formaciones triásicas y las arcillas y areniscas del Flysch, que afloran en las inmediaciones de la localidad de Benaocaz (Fig. 7.28 y 7.29). El límite nororiental del acuífero está definido por la divisoria hidrogeológica descrita en el apartado 7.2.1.

7.2.3. Puntos de agua

Los principales puntos de descarga del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo son los manantiales de Hondón (M-10), que surge en el borde occidental de la sierra a cota 427 m s.n.m., y Nueve Caños (M-11), localizado en el extremo meridional, en el núcleo urbano de Ubrique, a 342 m s.n.m (Fig. 7.28). La ubicación de los manantiales está condicionada por el contraste de permeabilidad asociado al contacto entre las formaciones carbonáticas jurásicas y los materiales margoso-arcillosos que constituyen los límites del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

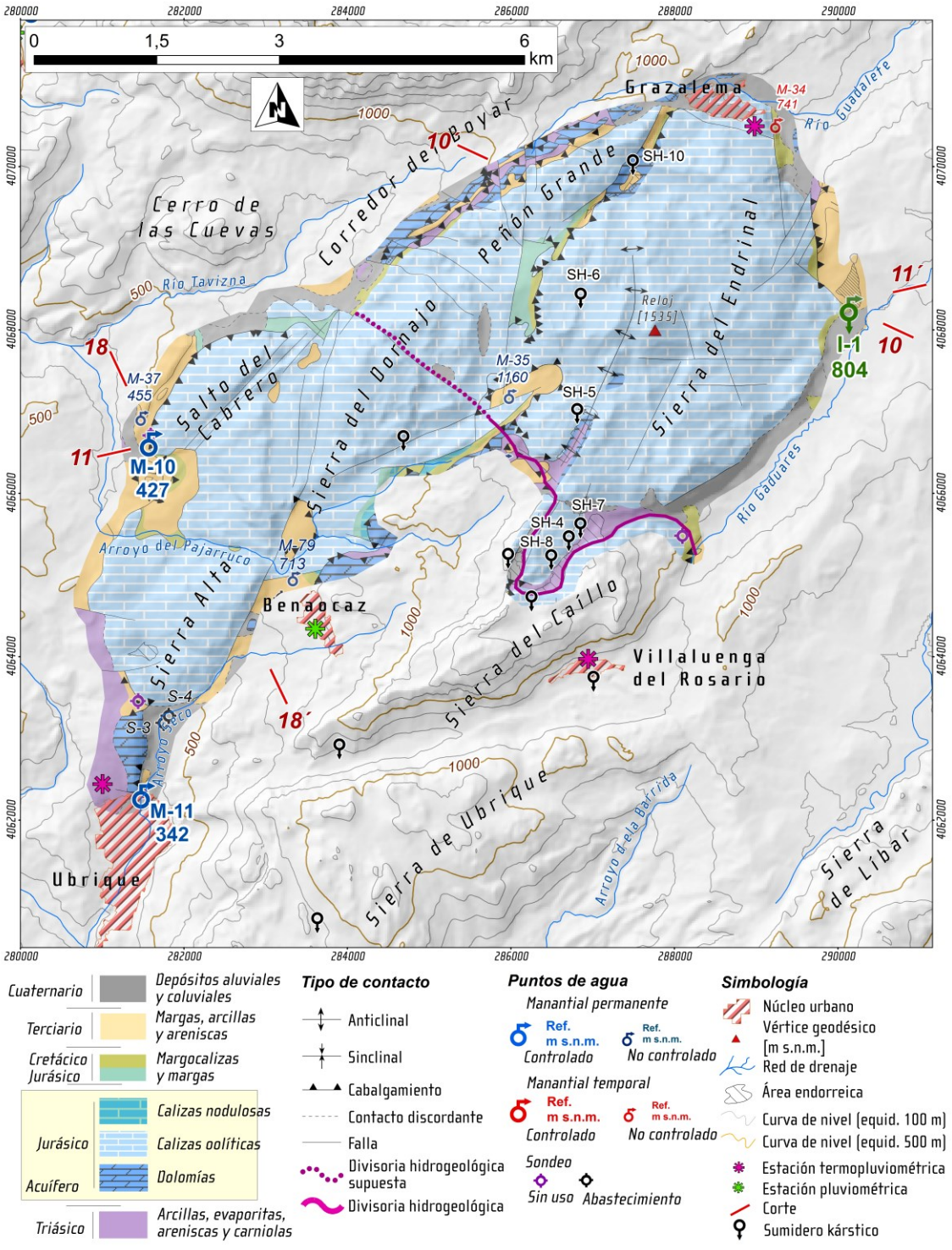


Figura 7.28 Esquema hidrogeológico de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo y de las sierras del Endrinal y Peñón Grande. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 7.29

El manantial de Nueve Caños (M-11) constituye uno de los principales puntos de suministro de agua para la población de Ubrique (Fig. 7.30A). La captación (Figs. 7.30B y 7.30C) deriva para este uso la práctica totalidad del caudal de la surgencia. Los sondeos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Rano 1 (S-3) y Rano 2 (S-4) están localizados en el extremo meridional de Sierra Alta, junto al cauce de Arroyo Seco (Fig. 7.28 y Fig. 7.30D) y constituyen los únicos puntos de bombeo de agua subterránea del acuífero. Dichos sondeos fueron perforados con el fin de garantizar la dotación de agua para la población de Ubrique cuando el caudal drenado de forma natural por el manantial de Nueve Caños (M-11) sea insuficiente para atenderla.

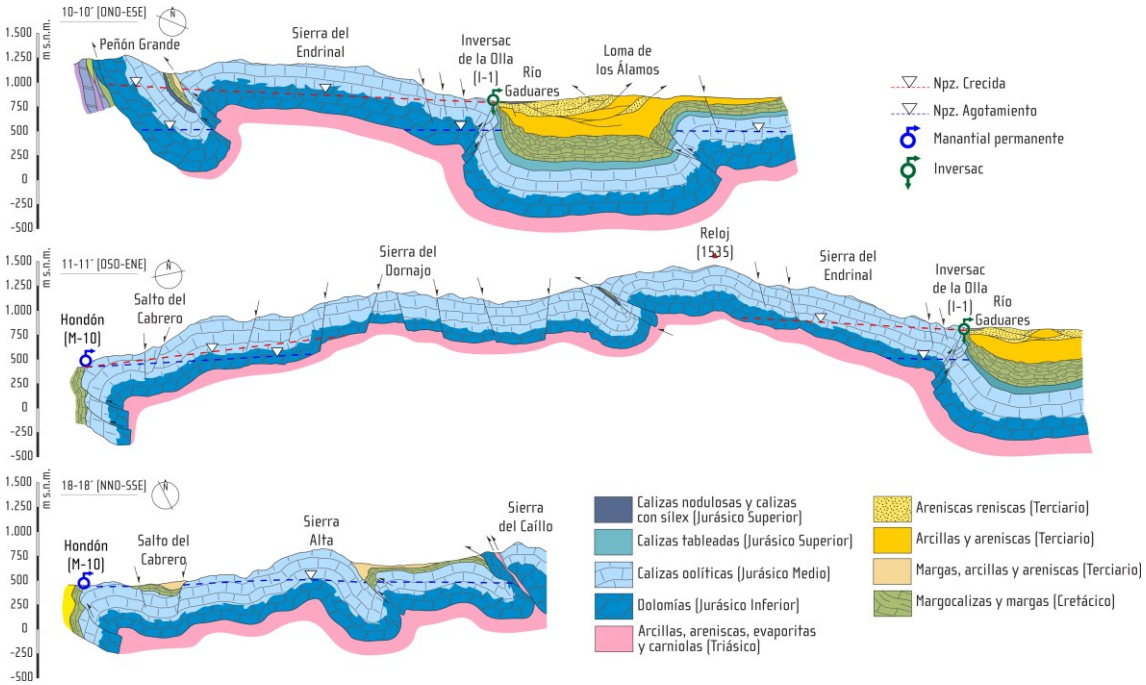


Figura 7.29 Cortes hidrogeológicos de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo y de las sierras del Endrinal y Peñón Grande. Véase su posición en la figura 7.28

	Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Prof. (m)	Cota piezométrica media (m s.n.m.)	Término municipal	Uso
Manantiales	**Hondón**	**M-10**	281568	4066608	427	---	---	Benaocaz	
	Nueve Caños	**M-11**	281500	4062300	342	---	---	Ubrique	Abto. Ubrique
Sondeos	Rano 1	S-3	281747	4063255	437	---	---	Ubrique	Abto. Ubrique
	Rano 2	S-4	281810	4063341	441	135	---	Ubrique	Abto. Ubrique

Tabla 7.10 Puntos de agua inventariados en el acuífero de las sierras Alta y del Dornajo

La surgencia de Hondón (M-10) está ubicada a 427 m s.n.m., en el borde noroccidental de la sierra del Dornajo (Figs. 7.28, 7.29 y 7.31A), en el contacto entre las calizas y dolomías jurásicas y materiales de baja permeabilidad del complejo de los Flyschs. El caudal drenado por esta surgencia se incorpora al Arroyo del Pajarruco y constituye uno de los principales aportes de agua del Río Tavizna (Fig. 7.28).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

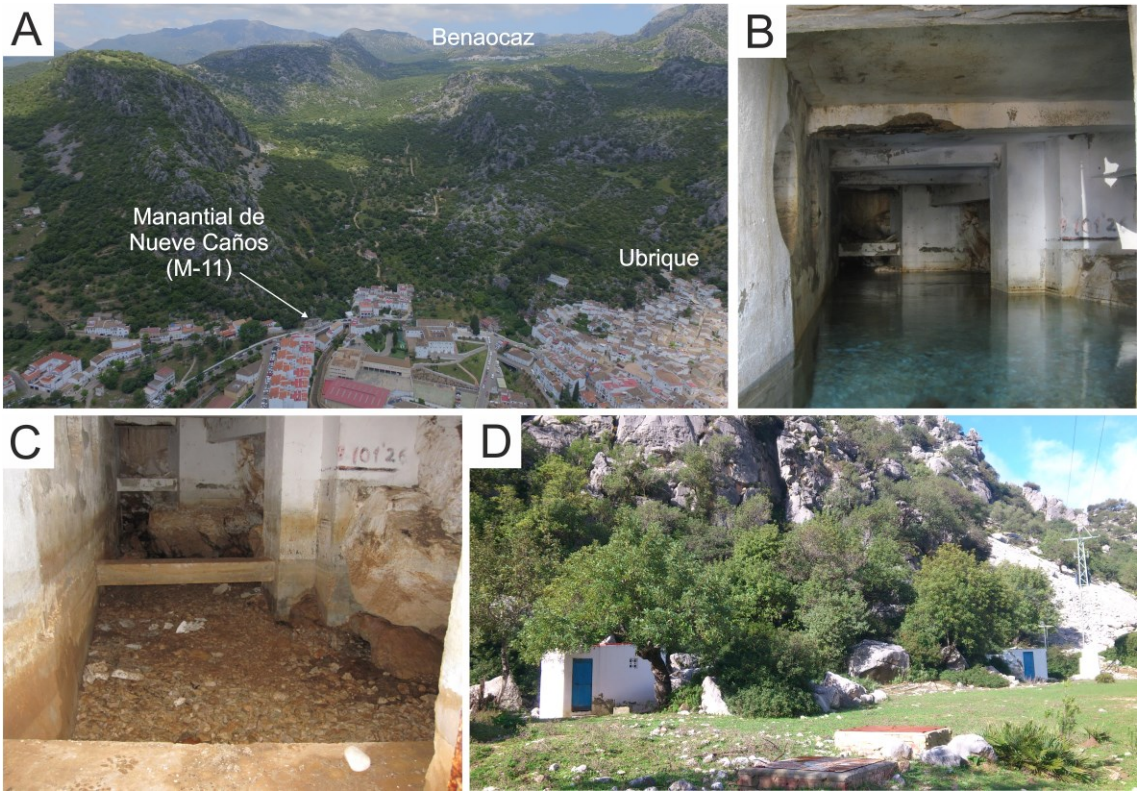


Figura 7.30 (A) Vista aérea de la ubicación del manantial de Nueve Caños (M-11), al norte del caso urbano de Ubrique. (B) Interior de la captación durante un periodo de aguas altas (primavera de 2018). (C) Ídem en aguas bajas (agosto de 2017), cuando el manantial estaba seco por el bombeo continuado en los sondeos del Rano 1 y 2. (D) Ubicación de los sondeos Rano 1 y 2

7.2.4. Hidrodinámica

7.2.4.1. Datos de caudales

La caracterización de la respuesta hidrodinámica se ha llevado a cabo a partir de las series de datos de caudal (puntuales y de sensores de registro continuo) de los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11), durante el periodo de investigación. En ambos casos se han constatado ciertas variaciones de caudal (Figs. 7.30B y C; 7.31B y C; Tab. 7.11).

En el manantial de Hondón (M-10) se han realizado 75 aforos y se dispone de una serie continua del caudal de descarga durante 5 años hidrológicos, que consta de 43824 registros horarios. El periodo de datos disponible comprende desde el 27 de noviembre de 2012 hasta el 30 de septiembre de 2018, durante el cual el caudal ha variado entre 3,7 l/s (al finalizar los meses de estiaje) y 2910 l/s (mayor pico de crecida, en marzo de 2013). El caudal medio de la surgencia, calculado mediante integración del hidrograma, ha sido de 168 l/s (Tab. 7.11).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

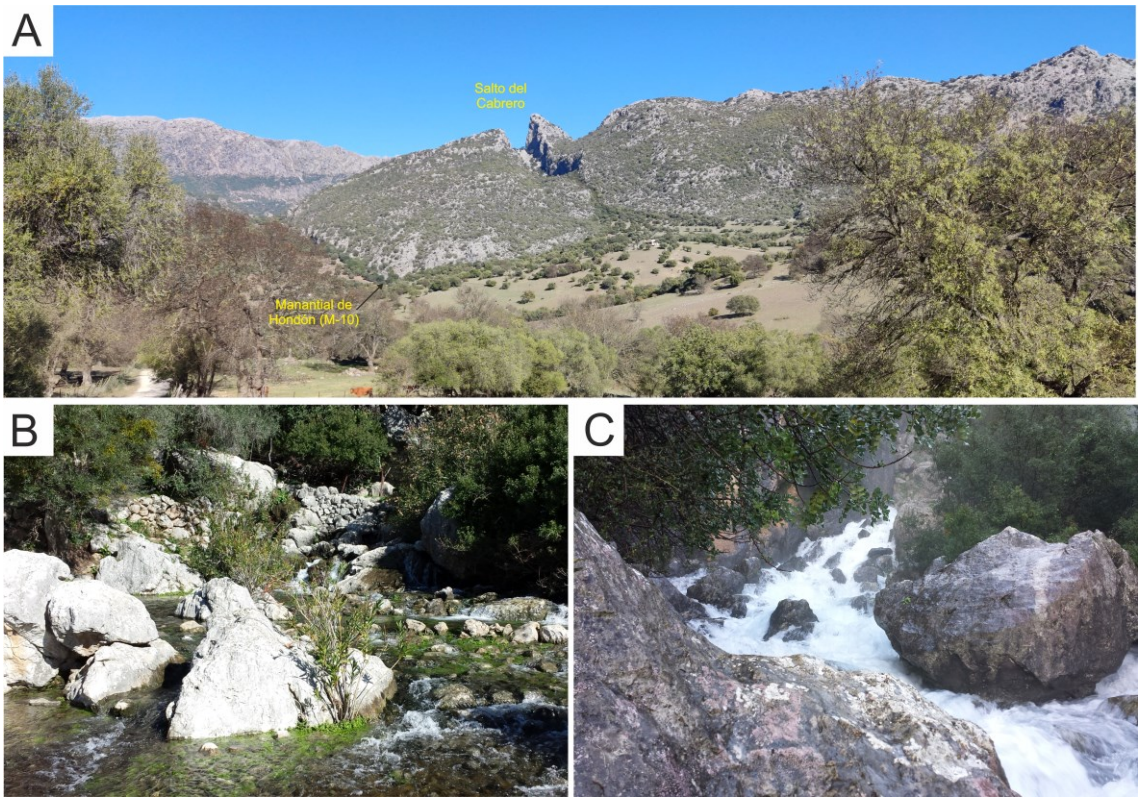


Figura 7.31 (A) Ubicación del manantial de Hondón (M-10) en el extremo oriental de la sierra del Dornajo. (B) Vista del manantial durante un periodo de aguas bajas (agosto de 2017). (C) Caudal de descarga de la surgencia tras las intensas lluvias de febrero de 2016

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q min.	Q máx/	
Denominación	**Referencia**	**Puntual**	*Automático*	**punt. /** *autom.*		**(l/s)**		**Q min.**	**cv (%)**
Hondón	M-10	**27/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**75** / *43824*	2910	168	3,7	786	155
Nueve Caños	M-11	**07/11/2012-30/09/2018**	*02/04/2014-30/09/2018*	**61** / *39416*	415	67	0	---	132

Tabla 7.11 Caudales drenados por los manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo

La serie de datos de caudal del manantial de Nueve Caños (M-11) abarca desde el 07 de noviembre de 2012 hasta el 30 de septiembre de 2018. Consta de 61 aforos y 34416 medidas de caudal obtenidas mediante el registro continuo. El valor máximo aforado en el manantial fue de 415 l/s (febrero de 2013) y la integral del hidrograma de descarga ha permitido cuantificar su caudal medio en 67 l/s (Tab. 7.11). El bombeo en los sondeos Rano 1 (S-3) y Rano 2 (S-4), que se suele extender desde el inicio del verano hasta los meses de octubre o noviembre, origina que la surgencia de Nueve Caños (M-11) permanezca seca durante los meses de estiaje (Fig. 7.30C).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El registro continuo comenzó en octubre 2013 en el manantial de Hondón (M-10) y en abril de 2014 en la surgencia de Nueve Caños (M-11). Desde entonces se realizaron medidas de caudal (aforos puntuales) que han permitido obtener la correspondiente curva de gastos en cada una de las surgencias, descritas en el apartado 5.4 de esta memoria. En condiciones de aguas bajas los aforos fueron realizados con micromolinete, mientras que los caudales superiores a 100-150 l/s se determinaron mediante aforos químicos (dilución salina).

7.2.4.2. Descripción de los hidrogramas de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11)

Los hidrogramas anuales del manantial de Hondón (M-10) muestran varias crecidas en cada año hidrológico, con incrementos en el caudal de descarga muy rápidos y de gran magnitud, en respuesta a la mayor parte de los eventos pluviométricos significativos (Fig. 7.32). Las crecidas registradas en la surgencia son proporcionales a intensidad y cantidad de las lluvias con las que están relacionadas, y se producen entre 1 2 días después de estas. Así, durante los años hidrológicos 2012/13 (pm= 1877 mm), 2013/14 (pm = 1230 mm) y 2017/18 (pm = 1576 mm), se alcanzaron los valores máximos en el caudal de descarga (2910, 1881 y 2226 l/s, respectivamente), mientras que en los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (con una precipitación media de 997, 1078 y 755 mm) los picos de caudal fueron menos elevados (775, 1340 y 975 l/s, respectivamente).

La mayoría de los eventos pluviométricos significativos del registro provocaron aumentos en el caudal de descarga del manantial de Hondón (M-10). Sin embargo, las primeras lluvias del año hidrológico, que normalmente tienen lugar tras un periodo seco prolongado, no produjeron incrementos significativos en el régimen hidrodinámico de la surgencia (Fig. 7.32).

Las crecidas de los meses otoñales han sido menos frecuentes y de una magnitud inferior a las registradas durante el invierno y la primavera; de hecho, los mayores picos de caudal del periodo de control han sido constatados en marzo de 2013, febrero de 2014 y marzo de 2018 (fig. 7.32), relacionados con eventos pluviométricos de elevada magnitud. La morfología de los hidrogramas de crecida es puntiaguda y consta de un primer tramo de ascenso del caudal muy rápido, con una duración variable entre 6 y 12 horas, que culmina con el pico descarga. Tras él, y en ausencia de precipitaciones, la decrecida se extiende entre 18 y 30 días, en función de la magnitud del evento de recarga precedente. Durante el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

periodo de agotamiento se observa una reducción del caudal de descarga mucho más lenta y progresiva que se prolonga hasta el final del estiaje (Fig. 7.32).

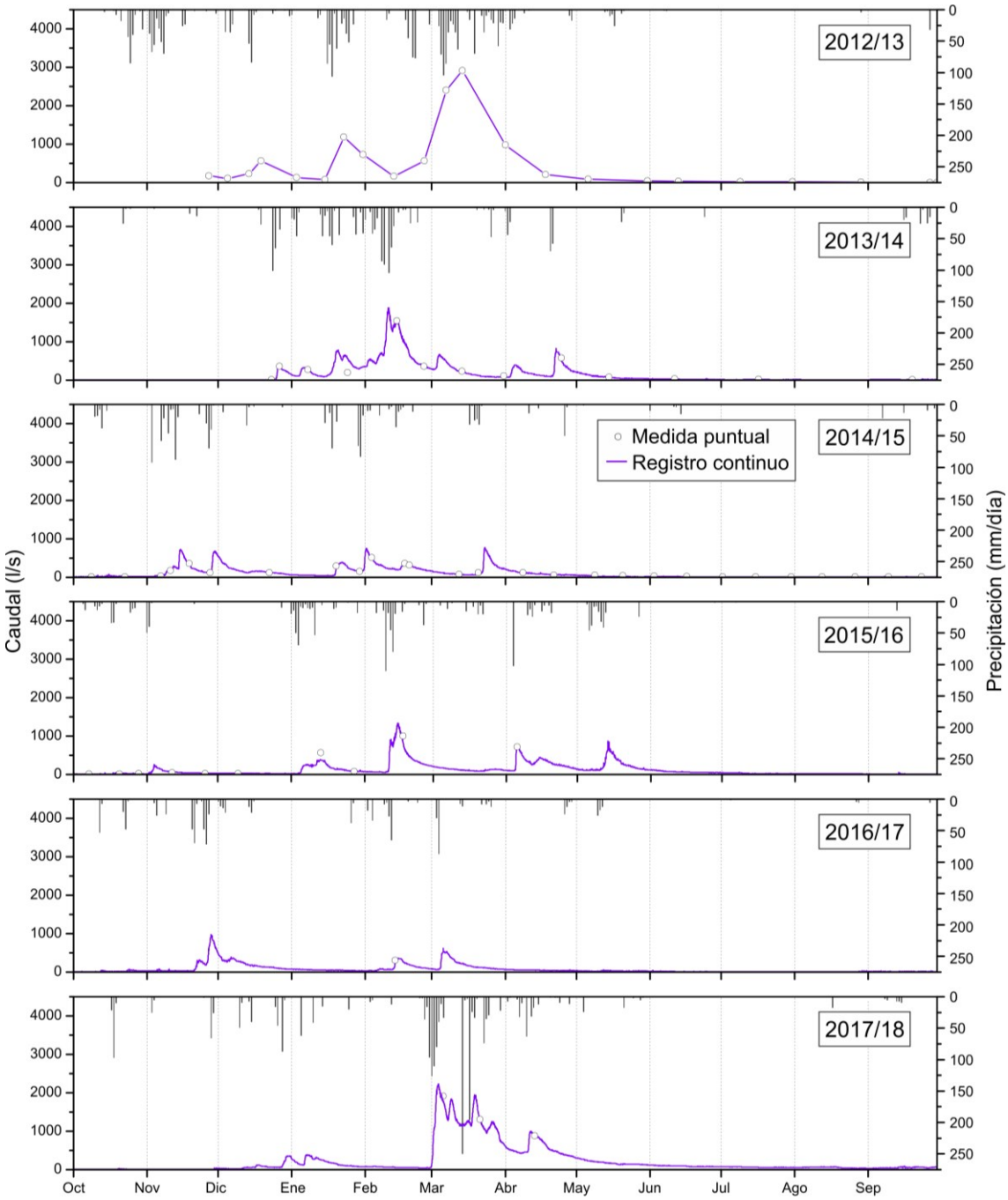


Figura 7.32 Hidrogramas anuales del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benaocaz (5944), cuya ubicación se muestra en la figura 7.28

El análisis morfológico del hidrograma del manantial de Hondón (M-10) sugiere la existencia de una red de drenaje kárstico bien desarrollada en el sector acuífero drenado por el manantial, que permite el tránsito rápido del agua de infiltración hasta la surgencia. No

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

obstante, las decrecidas prolongadas seguidas de un dilatado periodo de agotamiento son un reflejo del vaciado de dominios de tipo fisurado/fracturado, con un menor desarrollo de la karstificación funcional y una mayor capacidad de regulación natural de los cambios hidrodinámicos inducidos por la recarga.

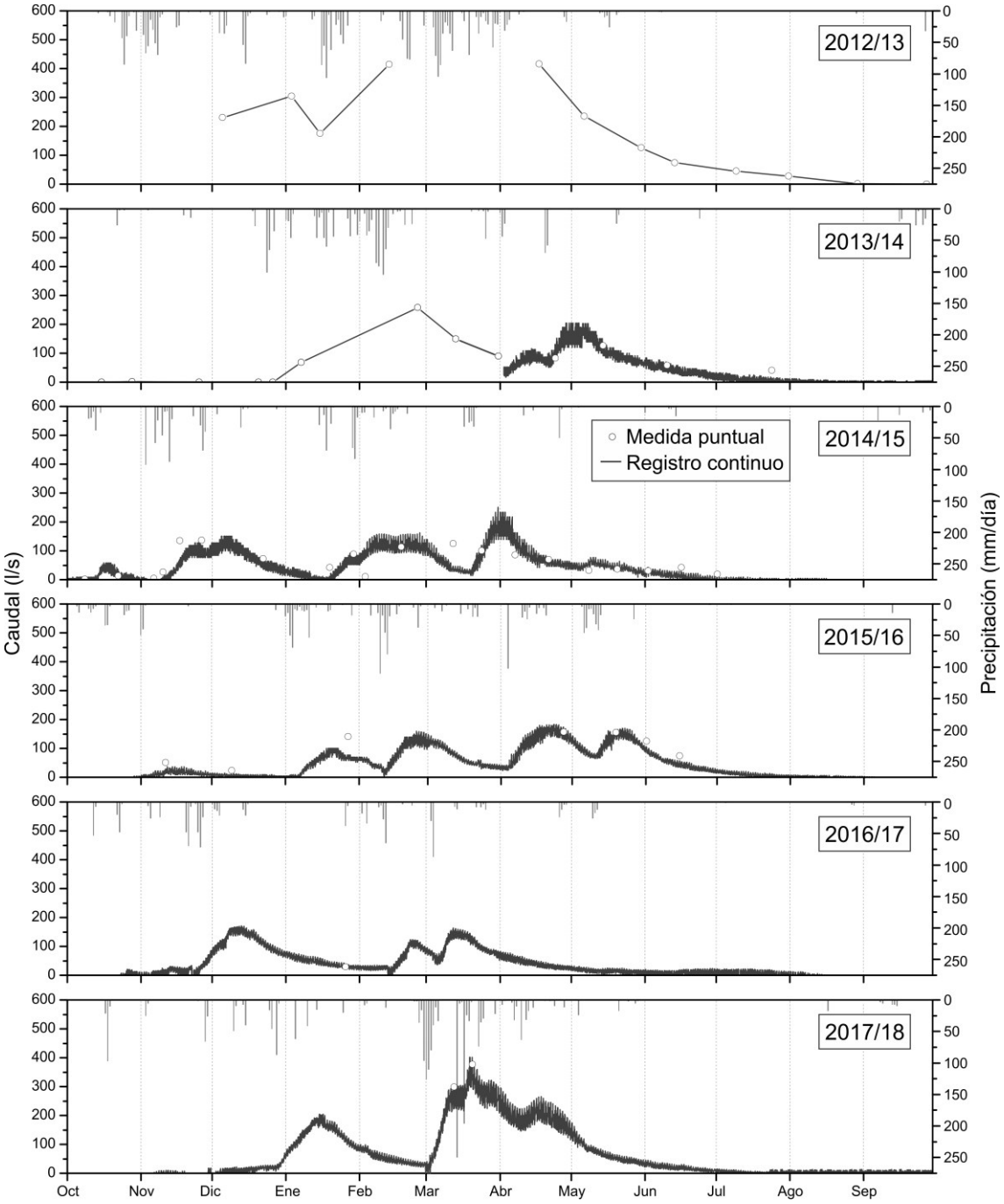


Figura 7.33 Hidrogramas anuales del manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de la precipitación corresponde a la estación de Benaocaz (5944), cuya ubicación se muestra en la figura 7.28

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el hidrograma del manantial de Nueve Caños (Fig. 7.33) se distinguen varias crecidas por cada año hidrológico, producto del solapamiento de la recarga asociada a varios eventos pluviométricos. Como resultado, los picos de las crecidas muestran una morfología irregular, por ejemplo, los correspondientes a las crecidas de los meses de noviembre-diciembre de 2014, febrero de 2015 o marzo-abril de 2018. Las fases de crecida se producen lentamente (entre 10 y 20 días tras los eventos pluviométricos) y están seguidas de disminuciones del caudal lentas y progresivas (agotamiento) que se prolongan durante meses (Fig. 7.33). Los caudales más elevados se registraron en los años hidrológicos más húmedos del periodo de investigación (Fig. 7.33): 415 l/s durante el año 2012/13 (pm = 1877 mm) y 402 l/s en 2017/18 (pm= 1576 mm). La máxima descarga alcanzada durante el resto de los años hidrológicos (más secos) no superó los 300 l/s (Fig. 7.33).

El análisis cualitativo del hidrograma de descarga del manantial de Nueve Caños (M-11) indica que la respuesta de la surgencia estaría condicionada por una red de drenaje con bajo desarrollo de la karstificación funcional. Esto confiere al acuífero una elevada capacidad para modular las variaciones en la carga hidráulica originadas por las precipitaciones. El dilatado tiempo base de las crecidas y el desfase observado entre los eventos de recarga y la respuesta hidrodinámica denotan que el agua de infiltración es transmitida a la surgencia de un modo lento, a través de un medio moderadamente transmisivo, dominado por fracturas y/o fisuras, como el que constituyen las dolomías jurásicas que afloran al norte del manantial.

7.2.4.1. Análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10) mediante el método de Mangin (1970,1975)

A continuación, se hace un análisis cuantitativo del hidrograma que solo es posible llevar a cabo en el caso del manantial del Hondón (M-10), porque el de Nueve Caños está afectado por los bombeos que se producen en los sondeos del Rano (S-3 y S-4). El estudio ha sido realizado mediante la metodología propuesta por Mangin (1970,1975) para los periodos de decrecida y posterior agotamiento de los años 2014, 2015, 2016 y 2018 (Fig. 7.34). La duración media de los periodos de decrecida (D_d) en la surgencia ha sido de 24 días, mientras que los coeficientes de infiltración (η) y heterogeneidad (ε) han mostrado un valor medio de 0,048 y 0,110 días^{-1}, respectivamente. Las recesiones correspondientes a los años 2014 y 2018, en los que se registró una precipitación más elevada, mostraron una mayor duración de los periodos de decrecida y un valor más elevado en sus coeficientes de infiltración (η) (Tab. 7.12).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

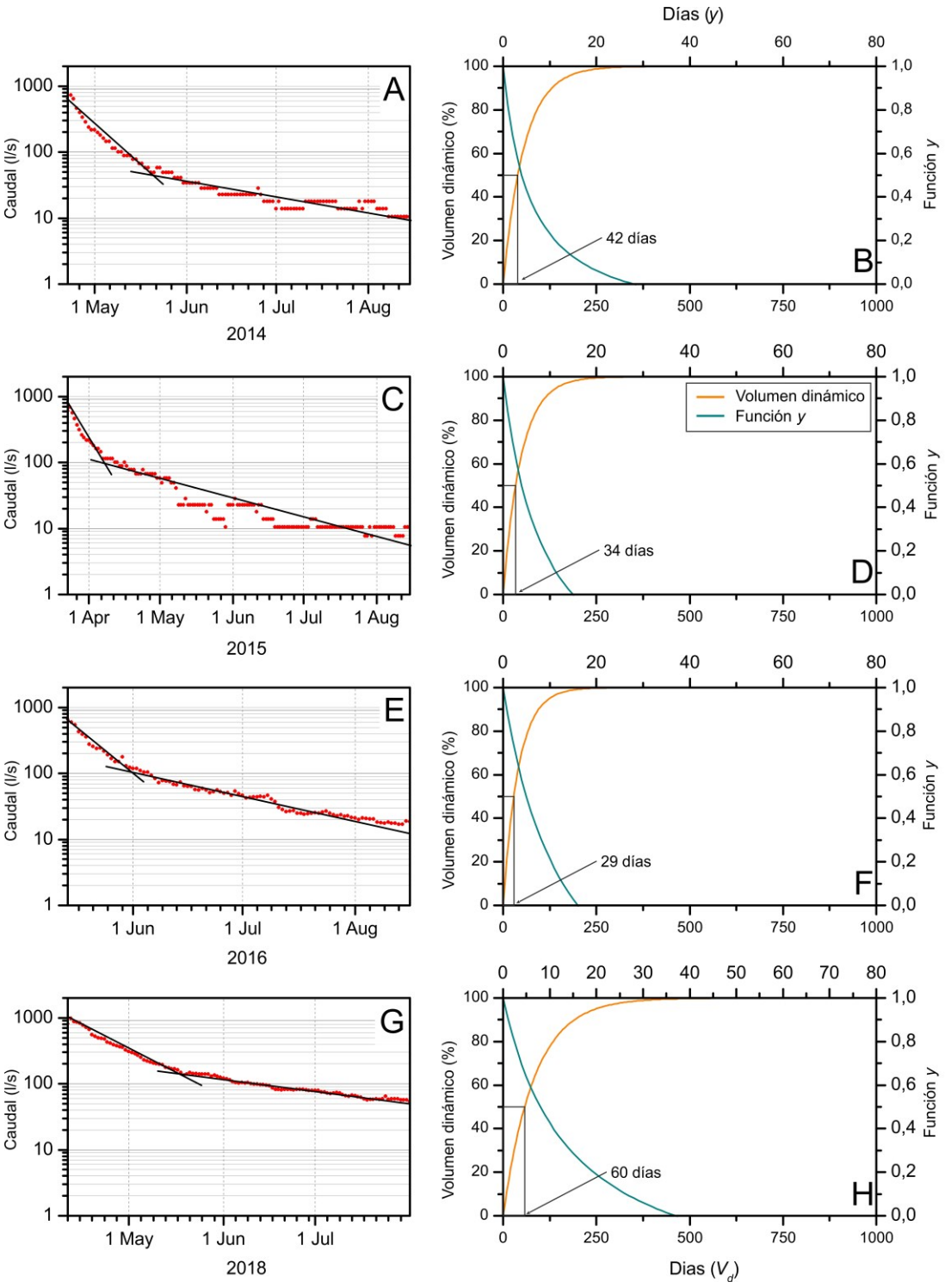


Figura 7.34 En la columna izquierda, curvas de recesión y agotamiento analizadas en el manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación. En la derecha, gráficos correspondientes a la función "y" y del porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo transcurrido, de mantenerse las condiciones de agotamiento

La concavidad de la función "y" (más marcada en las recesiones de los años más húmedos) es reflejo de un decrecimiento más lento del caudal drenado por la surgencia

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

durante las decrecidas de estos años (Fig. 7.34B y H). Los valores del parámetro i han sido siempre superiores a 0,5 (Tab. 7.12), por lo que según Mangin (1970,1975), el régimen hidrodinámico de la surgencia estaría relacionado con el drenaje de un sistema complejo y de grandes dimensiones. Esto contrasta con la superficie permeable correspondiente al acuífero (11,63 km^2), que estrictamente no puede ser considerada como de un sistema de grandes dimensiones.

La duración del agotamiento (D_{ag}) para cada una de las curvas ha variado entre 75 (2018) y 130 días (2015), mientras que el coeficiente de agotamiento (α) medio de la surgencia de Hondón (M-10) ha mostrado un valor de 1,87 x 10^{-2} $días^{-1}$, propio de sistemas que presentan una red de drenaje kárstica desarrollada, y similar a los calculados en otros sistemas kársticos de la Cordillera Bética (Jiménez, 2010; Mudarra, 2012).

Punto	Referencia	Año	D_d (días)	η ($días^{-1}$)	ε ($días^{-1}$)	i	D_{ag} (días)	α ($días^{-1}$)	V_d (hm^3)	V_t (hm^3)	k
Hondón	(M-10)	2014	28	0,036	0,179	0,68	87	1,77E-02	0,4	5,3	0,07
		2015	15	0,067	0,117	0,70	130	2,08E-02	0,7	5,3	0,12
		2016	16	0,063	0,075	0,76	78	2,42E-02	0,6	5,3	0,12
		2018	37	0,027	0,071	0,83	75	1,20E-02	1,5	5,3	0,28
media			*24*	*0,048*	*0,110*	*0,74*	*93*	*1,87E-02*	*0,8*	*5,3*	*0,15*

Tabla 7.12 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d, duración de la decrecida, η, coeficiente de velocidad de infiltración, ε, coeficiente de heterogeneidad, k e i, parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag}, duración del agotamiento, α, coeficiente de agotamiento, V_d, volumen dinámico y V_t, volumen de tránsito anual

Los volúmenes dinámicos calculados para los agotamientos seleccionados están comprendidos entre 0,4 y 1,5 hm^3, con un valor medio de 0,8 hm^3. La representación del porcentaje de volumen dinámico (V_d) en función del tiempo (Fig. 7.34B, D, F y H) permiten la estimación del porcentaje del volumen dinámico drenado si se mantuvieran las condiciones de agotamiento. En el manantial de Hondón (M-10), el 50 % de este volumen sería desaguado entre 29 y 60 días desde el inicio del agotamiento (Fig. 7.34), lo que indica una baja capacidad de regulación natural del sistema. El volumen de tránsito anual (V_t) es de 5,3 hm^3, mientras que el valor medio del parámetro k ha sido de 0,15, que, según la metodología propuesta por Mangin (1970,1975), correspondería a un sistema de tipo kárstico con escaso poder de regulación.

En la figura 7.35 se han representado los valores de los parámetros *k* e *i* calculados para las distintas curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10). Todos los puntos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

aparecen en el dominio IV, característico de acuíferos con funcionamiento de tipo kárstico, complejos y de grandes dimensiones. Esta interpretación no es coherente con las dimensiones reales del sistema (11,63 km^2 de afloramientos permeables), al igual que ocurre en otros acuíferos carbonáticos de la Cordillera Bética (Moral, 1992; Andreo, 1997; Jiménez *et al*., 2004; Mudarra, 2012).

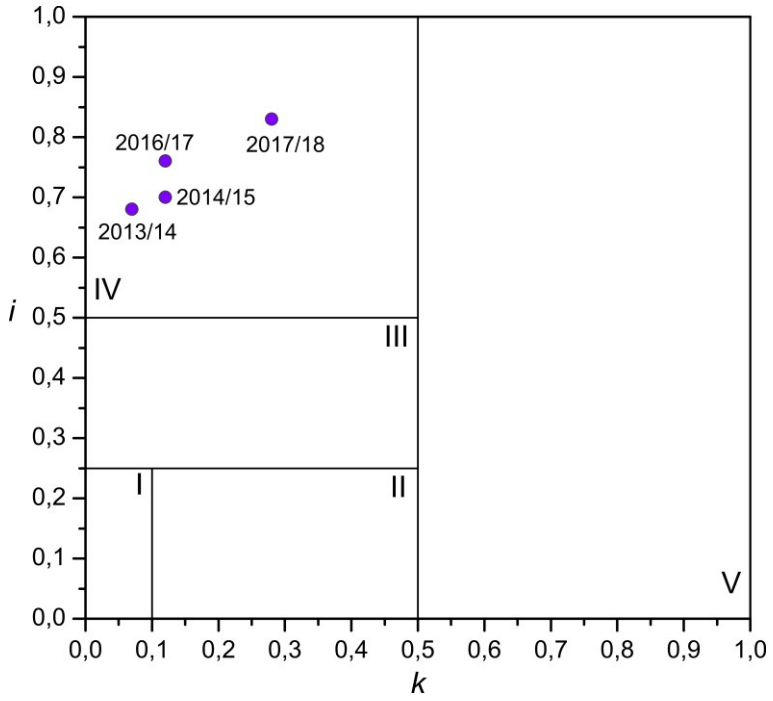


Figura 7.35 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para la clasificación de los sistemas kársticos, en el que han sido proyectados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10)

En cualquier caso, esta clasificación está restringida al sector del acuífero drenado por el manantial de Hondón (M-10), ya que no ha sido posible aplicar la misma metodología en la surgencia de Nueve Caños (M-11) debido a la afección que producen los bombeos en su caudal de descarga, especialmente durante los periodos de estiaje.

7.2.4.2. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de los manantiales

El periodo considerado en el análisis correlatorio de las series horarias del caudal de descarga de los manantiales abarca desde el 01/10/2013 hasta el 30/09/2018 en la surgencia de Hondón (M-10) y desde el 02/04/2014 hasta el 30/09/2018 en el caso de Nueve Caños (M-11). Los datos de precipitación proceden de la estación de Grazalema (SAIH), ya que se dispone de registro horario de la precipitación durante el periodo de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

investigación. La ventana de observación ha sido de 14600 horas (608 días), que corresponde aproximadamente a un tercio del periodo total considerado.

La función de autocorrelación (Fig. 7.36A) del caudal drenado por la surgencia de Hondón (M-10) muestra un descenso rápido, con un valor del efecto memoria de 43,9 días, lo que según Mangin (1984) indica el flujo predominantemente rápido del agua dentro del acuífero, atribuible al notable desarrollo de la red de drenaje kárstico.

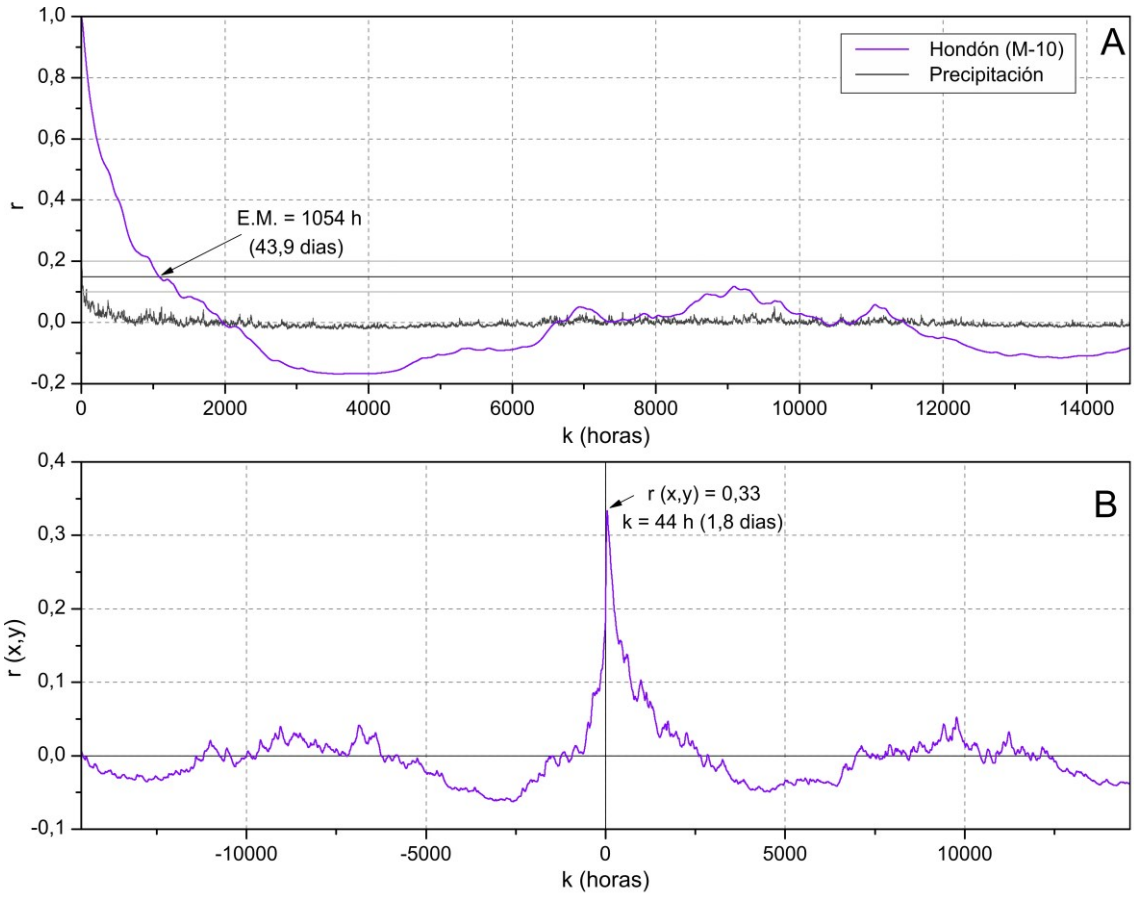


Figura 7.36 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

La función de correlación cruzada entre el caudal de descarga de la surgencia de Hondón (M-10) y la precipitación (Fig. 7.36B) muestra una morfología con un pico de máxima correlación muy marcado, $r\ (x,y) = 0{,}33$, para un tiempo de desfase (k) de 44 horas (1,8 días), lo que indica el retardo medio entre el evento pluviométrico que provoca

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

la recarga y la máxima respuesta hidrodinámica del acuífero. El descenso pronunciado del valor de *r (x,y)* tras el punto máximo, denota que los efectos de la recarga no se reconocen en el régimen de descarga del manantial durante mucho tiempo (Fig. 7.36B).

A partir de los resultados proporcionados por el análisis de autocorrelación y correlación cruzada de los datos del caudal de descarga del manantial de Hondón (M-10) se puede deducir el funcionamiento kárstico del sector del acuífero drenado por dicha surgencia. El agua de reciente infiltración es drenada de forma rápida por el manantial y su impacto se mantiene un tiempo reducido en el régimen de descarga, por lo que este sector del acuífero cuenta con una escasa capacidad para atenuar los cambios en la carga hidráulica provocados por las precipitaciones.

En el manantial de Nueve Caños (M-11) la función de autocorrelación (Fig. 7.37A) muestra un descenso lento, con un valor para el efecto memoria de 69,3 días, reflejo de su notable capacidad de regulación y atribuible a un escaso desarrollo de la red de drenaje kárstico. La función de correlación cruzada (Fig. 7.37B) muestra una morfología puntiaguda, aunque bastante más suave que la observada en el correlograma cruzado del manantial de Hondón -M-10- (Fig. 7.36B). El máximo valor del coeficiente de correlación (0,22) se ha obtenido para un tiempo de desfase (*k*) de 398 horas (16,6 días), que indica el tiempo medio transcurrido entre la ocurrencia de las lluvias y el pico del hidrograma. Tras el punto de máxima correlación el descenso de los valores del coeficiente *r (x,y)* se produce de forma gradual, reflejo de un comportamiento hidrogeológico con cierta capacidad reguladora de la señal de entrada (recarga). Este descenso es más progresivo cuanto mayor sea el tiempo transcurrido desde el pico de correlación y representa la respuesta hidrodinámica correspondiente a las zonas con un desarrollo más bajo de la karstificación dentro del sistema.

Los resultados obtenidos de la función de correlación cruzada en las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) pueden interpretarse por la contribución de dos tipos de flujo en el funcionamiento hidrogeológico de los manantiales. Una parte del drenaje se produce de forma rápida en virtud de la circulación del agua recientemente infiltrada desde las zonas recarga hasta los manantiales, por medio de redes con un gran desarrollo de la karstificación funcional.

Por otra parte, la circulación del agua subterránea a través de medios menos transmisivos (redes de tipo fisurado) implica una respuesta hidrodinámica más dilatada en

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

el tiempo, lo que aporta al acuífero una cierta capacidad de regulación natural frente a los procesos de recarga.

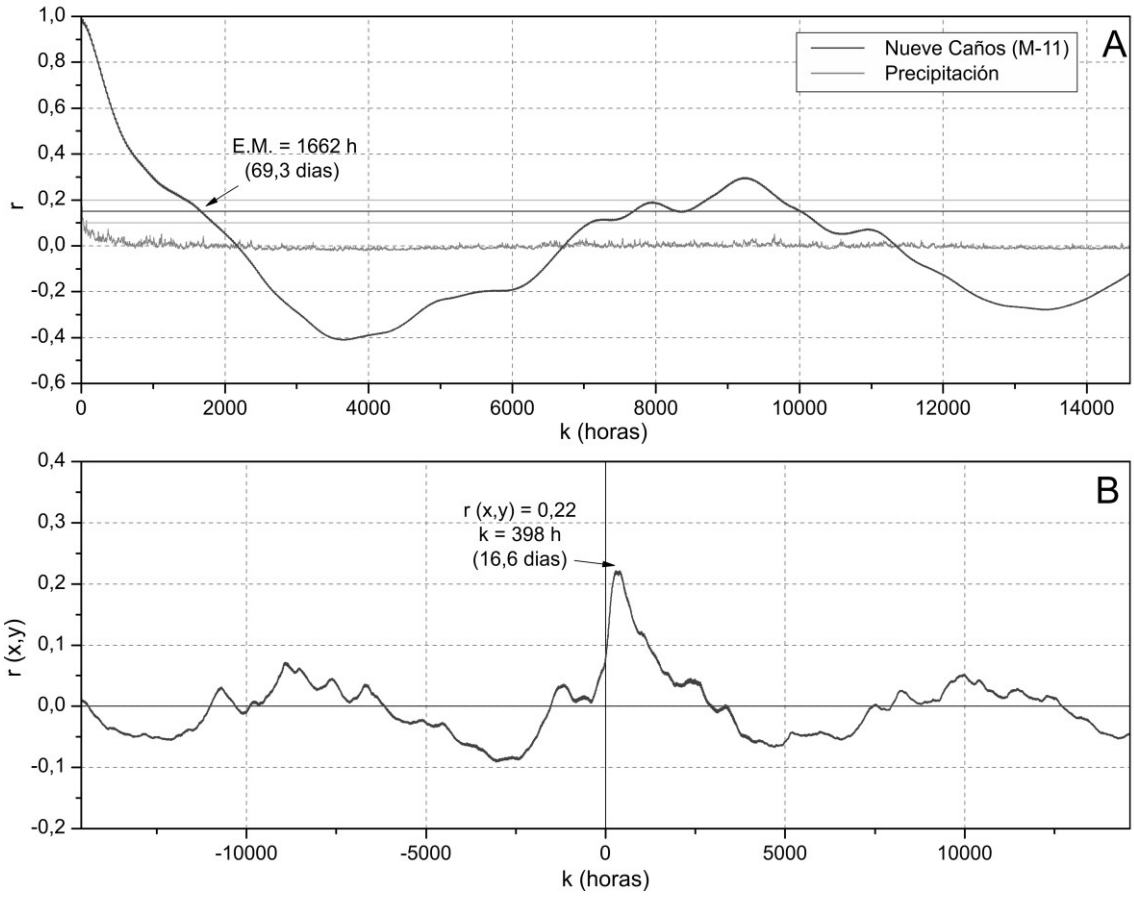


Figura 7.37 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo de registro continuo, de abril de 2014 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

A tenor de los resultados obtenidos en los análisis, el comportamiento de flujo difuso sería más relevante en el sector del acuífero drenado por la surgencia de Nueve Caños (M-11), dado el mayor valor del efecto memoria y del desfase temporal respecto a las precipitaciones. Este comportamiento estaría condicionado por la ubicación del manantial en el borde del afloramiento de dolomías, altamente fisuradas (poco karstificadas). Otro factor que podría tener incidencia en la atenuación de las respuestas del sector acuífero drenado por el manantial de Nueve Caños (M-11) es el efecto provocado por los bombeos, que deprimen el nivel piezométrico y laminan las crecidas de principios de año hidrológico.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.2.4.3. Análisis de caudales clasificados de los manantiales

El registro del caudal de descarga de las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11), para el periodo de registro continuo disponible en cada uno de los manantiales, ha sido dividido en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada de cada una de ellas. La representación de la frecuencia relativa acumulada (Fig. 7.38A) muestra que durante más el 90 % del tiempo, la surgencia drena caudales inferiores a 500 l/s. La representación de los intervalos de caudal en escala logarítmica frente a la frecuencia relativa acumulada (en escala probabilística), figura 7.38B, ha permitido diferenciar cuatro tramos principales, representativos de los diferentes estados hidrodinámicos de la surgencia:

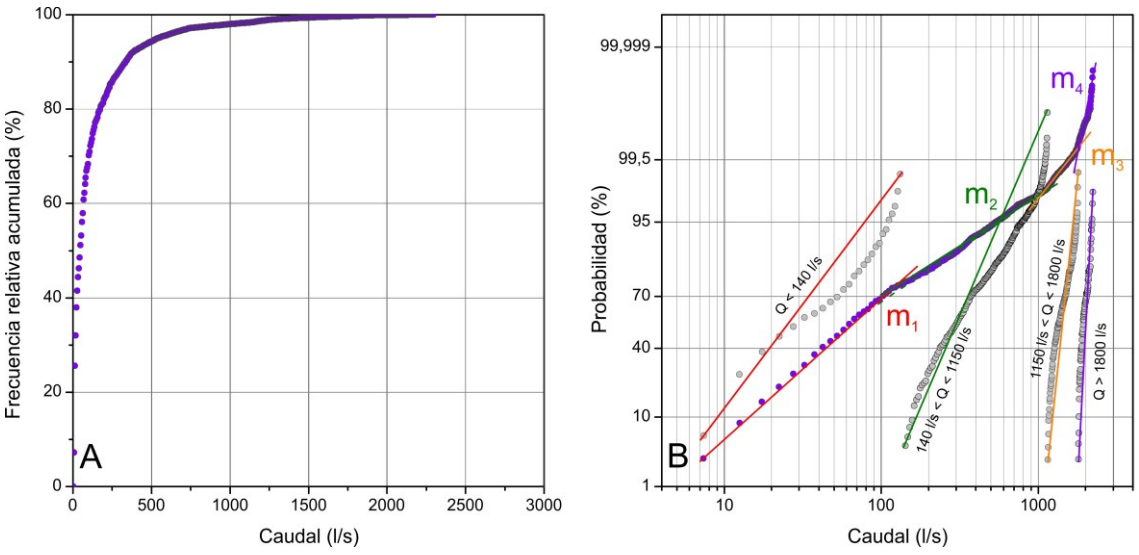


Figura 7.38 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Hondón (M-10) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

1. Caudales inferiores a 140 l/s (**m_1**), correspondientes a las fases de agotamiento del manantial. Su alta pendiente se relaciona con el descenso lento y progresivo del caudal de descarga durante la fase de agotamiento.
2. Caudales entre 140 y 1150 l/s (**m_2**), con una pendiente más baja que el tramo anterior, que representan variaciones en el caudal de descarga algo más rápidas, correspondientes a las crecidas.
3. Caudales entre 1150 y 1800 l/s (**m_3**), con una pendiente más elevada que el tramo precedente, que representa los periodos de aguas altas registrados en la surgencia.
4. Caudales superiores a 1800 l/s (**m_4**), con la mayor pendiente de los tramos analizados y que representa las mayores crecidas registradas en el manantial. La mayor pendiente de este tramo, en situación de crecida, indicaría un cierto

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mantenimiento del caudal en la surgencia como consecuencia de la formación de una reserva de agua que será drenada posteriormente, durante la recesión.

Se ha calculado el porcentaje del volumen drenado, respecto al total del periodo considerado, para cada uno de los tramos diferenciados en la surgencia de Hondón (M-10), mediante la metodología propuesta por Padilla (1990). Los resultados obtenidos, recogidos en la tabla 7.13, indican que durante el agotamiento (m_1) el manantial drena aproximadamente una cuarta parte del volumen total desaguado (24 %), mientras que la mayor proporción (76 %) se produce en el conjunto de eventos de crecida.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<140	42	5,0	24,0
m_2	140-1150	348	12,2	58,4
m_3	1150-1800	1390	3,0	14,3
m_4	>1800	1966	0,7	3,3

Tabla 7.13 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Hondón (M-10) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

Estos datos ponen de manifiesto la relevancia del drenaje relacionado con los eventos de crecida en relación con la descarga total de la surgencia y evidencian, una vez más, la limitada capacidad de regulación natural del sector del acuífero drenado por el manantial de Hondón (M-10).

La representación del caudal de descarga del manantial de Nueve Caños (M-11) respecto a la frecuencia relativa acumulada (Fig. 7.39A) indica que durante el 70 % del tiempo, la surgencia descarga caudales inferiores a 50 l/s. La menor convexidad de esta distribución respecto a la obtenida en la surgencia de Hondón (M-10), mostrada en la figura 7.38A, indica que las variaciones en el caudal de descarga se producen de forma progresiva, reflejo del comportamiento hidrogeológico más inercial de este sector del acuífero. La frecuencia relativa acumulada (en escala probabilística) frente a los intervalos de caudal en escala logarítmica (Fig. 7.39B) ha permitido diferenciar tres tramos principales, característicos de los diferentes estados hidrodinámicos que se reconocen en el manantial:

1. Tramo **m_1**, que representa los caudales inferiores a 100 l/s, correspondientes a los periodos de agotamiento de la surgencia.
2. Caudales entre 100 y 300 l/s (**m_2**), tramo con mayor pendiente que el anterior y que representa las variaciones algo más rápidas del caudal durante las fases de crecida.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

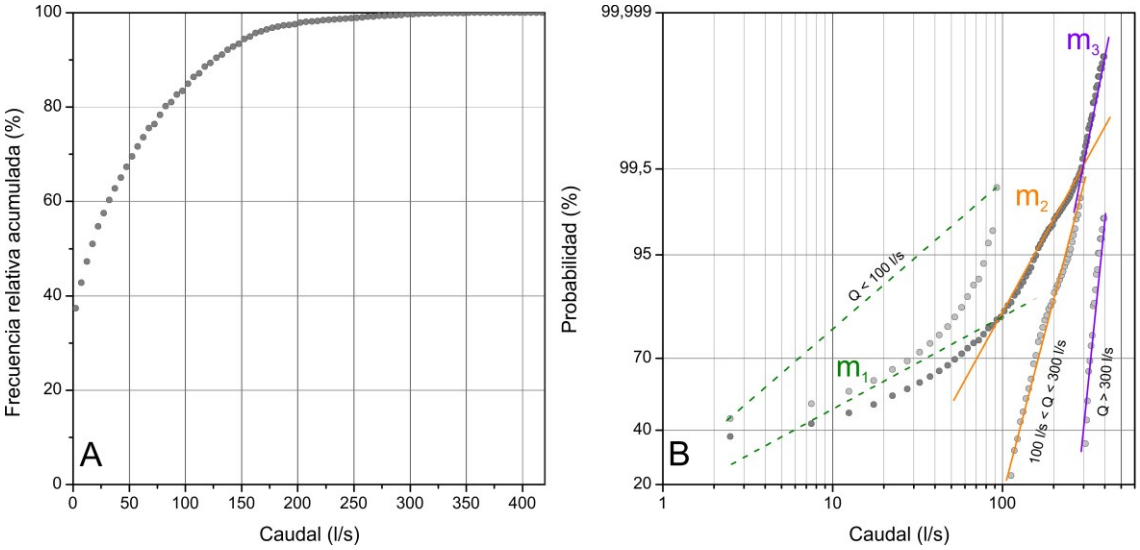


Figura 7.39 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Nueve Caños (M-11) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

3. Caudales superiores a 300 l/s (**m_3**), tramo con la pendiente más elevada de todos los considerados. Representa los periodos de aguas altas asociados a las principales crecidas, durante los cuales el hidrograma adopta una morfología de picos aplanados, con suaves variaciones en el caudal de descarga.

Aplicando la metodología propuesta por Padilla (1990), se ha calculado el porcentaje del volumen de agua respecto al total, en cada uno de los tramos (situaciones o estados hidrodinámicos) diferenciados en el manantial. Los resultados obtenidos indican que durante el agotamiento se drena el 42,9 % del volumen desaguado por el manantial, porcentaje que asciende hasta el 53,9 % para las fases de crecida (Tab. 7.14).

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<100	23	2,7	42,9
m_2	100-300	149	3,4	53,9
m_3	>300	322	0,2	3,2

Tabla 7.14 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Nueve Caños (M-11) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

Estos datos reflejan que el funcionamiento hidrogeológico de este sector del acuífero se asemeja al de un medio fisurado, con una significativa capacidad para modular los impulsos de recarga vinculados a las precipitaciones. Esto puede ser debido al efecto combinado de las dolomías que afloran inmediatamente al norte del manantial y a la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

laminación de las crecidas de principios de año hidrológico como consecuencia de los bombeos que se llevan a cabo en los sondeos del Rano (S-3 y S-4).

7.2.5. Hidroquímica e hidrotermia

7.2.5.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

Los valores de conductividad eléctrica (CE) medidos en las aguas drenadas por el manantial de Hondón (M-10) han variado entre 259 y 321 µS/cm, con un valor medio de 295 µS/cm durante el periodo de control, mientras que en la surgencia de Nueve Caños (M-11) la CE media ha sido de 313 µS/cm y su rango de variación ha sido inferior (entre 274 y 324 µS/cm). La temperatura media más elevada (14,9 °C) y el rango de variación más bajo en este parámetro (14,6 – 15,1°C), han sido determinados en las aguas drenadas por Nueve Caños (M-11), mientras que en el manantial de Hondón (M-10), la temperatura media ha sido más baja (14,4 °C) y ha variado entre 14,0 y 14,9 °C (Tab. 7.15).

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC		mg/l											
Hondón (M-10)	*n*	122	122	122	122	122	122	122	122	122	122	122	119	122	122	122
	máx	321	14,9	8,2	218,0	7,3	14,4	8,4	72,5	9,2	5,0	1,1	1,1	0,8	0,8	-1,9
	med	295	14,4	7,6	197,2	5,1	9,6	5,3	64,2	5,8	3,5	0,6	0,4	0,2	-0,4	-2,3
	min	259	14,0	7,2	174,7	3,1	5,0	2,1	55,9	2,1	2,7	0,3	0,1	-0,2	-1,5	-2,9
	cv (%)	4,2	1,0	2,6	4,4	13,5	24,7	25,9	4,7	32,8	14,3	27,8	41,1	87,0	102,5	8,6
Nueve Caños (M-11)	*n*	115	115	115	115	115	115	115	115	115	115	115	107	115	115	115
	máx	324	15,1	8,2	210,3	10,7	21,1	5,7	69,8	10,3	6,2	1,4	0,8	0,8	0,9	-2,1
	med	313	14,9	7,7	197,2	8,2	16,4	3,9	62,2	9,0	5,3	0,9	0,3	0,3	-0,1	-2,4
	min	274	14,6	7,4	176,9	6,3	13,0	1,4	56,6	6,4	4,1	0,6	0,2	0,0	-0,7	-2,9
	cv (%)	2,4	0,6	2,3	3,7	8,8	9,4	17,6	3,9	6,6	6,4	17,2	36,5	64,1	460,4	7,4

Tabla 7.15 Parámetros estadísticos de las principales variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierras Alta y del Dornajo. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

La alcalinidad total ha presentado un valor de 197,2 mg/l (igual en ambas surgencias), mientras que el contenido en Ca^{2+} ha sido de 62,2 y 64,2 mg/l en las aguas de los manantiales de Nueve Caños (M-11) y Hondón (M-10), respectivamente. Las concentraciones medias más elevadas de Cl^- (8,2 mg/l), SO_4^{2-} (16,4 mg/l), Mg^{2+} (9,0 mg/l) y Na^+ (5,3 mg/l) se han determinado en las aguas drenadas por el manantial de Nueve Caños (M-11), así como los coeficientes de variación más bajos en los contenidos de dichas especies (Tab. 7.15).

Respecto a los trazadores naturales de la infiltración, el contenido medio en NO_3^- más elevado (5,3 mg/l) ha sido medido en las aguas drenadas por la surgencia de Hondón (M-

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

10), así como el valor más alto para el coeficiente de variación de este componente (25,9 %). De igual forma, en el caso del Carbono Orgánico Total disuelto en el agua (COT), tanto la concentración media más elevada (0,4 mg/l) como el mayor coeficiente de variación (41,1 %) han sido determinados en las aguas drenadas por dicha surgencia (Tab. 7.15).

El índice de saturación en calcita (IS_{cal}) presenta valores medios superiores a 0 en las aguas drenadas por los manantiales, lo que indica que, en términos generales, están sobresaturadas en calcita, aunque muy próximas a las condiciones de equilibrio. En el caso del índice de saturación en dolomita (IS_{dol}), el valor medio ha sido negativo en ambos puntos de descarga, lo que es ilustrativo del estado de subsaturación de sus aguas en este mineral, si bien en las drenadas por el manantial de Nueve Caños (M-11) el valor medio de IS_{dol} (-0,1) está muy próximo a las condiciones de equilibrio ($IS_{dol} = 0$).

La caracterización de las relaciones existentes entre los diferentes componentes químicos, la temperatura y los índices de saturación el calcita y dolomita de las aguas drenadas por los manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo se ha llevado a cabo mediante un análisis de componentes principales (ACP), cuyos resultados se muestran en la tabla 7.16 y en la figura 7.40.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,606	0,588	0,687	0,772	-0,126	-0,153	0,770	0,705	0,333	-0,216	0,209	0,470
T	0,606	**1**	0,076	0,785	0,741	-0,471	-0,278	0,604	0,727	0,596	-0,055	0,210	0,390
Alc	0,588	0,076	**1**	0,000	0,134	0,161	0,193	0,228	0,032	-0,311	-0,006	0,219	0,265
Cl^-	0,687	0,785	0,000	**1**	0,906	-0,412	-0,272	0,757	0,897	0,715	-0,203	0,133	0,395
SO_4^{-2}	0,772	0,741	0,134	0,906	**1**	-0,402	-0,337	0,864	0,896	0,664	-0,284	0,125	0,435
NO_3^-	-0,126	-0,471	0,161	-0,412	-0,402	**1**	0,177	-0,296	-0,434	-0,436	-0,086	-0,066	-0,150
Ca^{2+}	-0,153	-0,278	0,193	-0,272	-0,337	0,177	**1**	-0,447	-0,301	-0,189	0,119	-0,172	-0,359
Mg^{2+}	0,770	0,604	0,228	0,757	0,864	-0,296	-0,447	**1**	0,856	0,566	-0,350	0,181	0,544
Na^+	0,705	0,727	0,032	0,897	0,896	-0,434	-0,301	0,856	**1**	0,755	-0,296	0,137	0,435
K^+	0,333	0,596	-0,311	0,715	0,664	-0,436	-0,189	0,566	0,755	**1**	-0,204	-0,123	0,098
COT	-0,216	-0,055	-0,006	-0,203	-0,284	-0,086	0,119	-0,350	-0,296	-0,204	**1**	-0,031	-0,173
IScal	0,209	0,210	0,219	0,133	0,125	-0,066	-0,172	0,181	0,137	-0,123	-0,031	**1**	0,920
ISdol	0,470	0,390	0,265	0,395	0,435	-0,150	-0,359	0,544	0,435	0,098	-0,173	0,920	**1**

Tabla 7.16 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo

La varianza total explicada por los dos factores principales del ACP es del 63,22 % (Fig. 7.40). La conductividad eléctrica (CE) muestra los coeficientes de correlación más elevados (Tab. 7.16) con los contenidos en Cl^- (0,687), Na^+ (0,705), Mg^{2+} (0,770) y SO_4^{2-} (0,772) y con la temperatura del agua (0,606). Por otra parte, existe una buena correlación entre los contenidos en Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+, iones presentes en la zona saturada del

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

acuífero y procedentes tanto de la disolución de dolomías y minerales de naturaleza evaporítica del muro de las formaciones acuíferas, además de la concentración por evaporación ligada a los procesos de recarga. Los trazadores naturales de la infiltración (NO_3^- y COT) muestran coeficientes de correlación generalmente negativos y bajos con el resto de los componentes. Esta relación es coherente con el hecho de que ambos componentes proceden exclusivamente de la capa edáfica de las superficies de recarga.

En el espacio de las variables, mostrado en la figura 7.40A, el factor 1 explica el 47,13 % de la varianza y está determinado en su parte positiva por los contenidos en Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+, junto con la temperatura (T) y conductividad eléctrica (CE) del agua. La parte positiva del factor 2, que explica el 16,09 % de la varianza total, se relaciona principalmente con la alcalinidad (Alc) y el índice de saturación en calcita (IS_{cal}). Las variaciones en la mineralización del agua (expresada por la CE) estarían menos influenciadas por la Alc que por los componentes que condicionan el factor 1.

En el diagrama de las unidades estadísticas (Fig. 7.40B), las muestras correspondientes al manantial de Hondón (M-10) se sitúan mayoritariamente en la parte negativa del factor 1 y presentan la dispersión más elevada, como indican los valores más altos de los coeficientes de variación de sus componentes (Tab. 7.15). En condiciones de aguas bajas las muestras se emplazan en la parte positiva del factor 2; la composición química del agua drenada por el manantial presenta valores más altos de alcalinidad total (Alc) y una mayor saturación en calcita (IS_{cal}). La entrada de agua en el acuífero procedente de la recarga provoca la disminución de la concentración de la mayoría de los componentes analizados (dilución). Esto produce el desplazamiento de las muestras hacia la parte negativa de los factores 1 y 2, disminuye la Alc y los contenidos en Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^+, además del índice de saturación en calcita de las aguas (Fig. 7.40B).

Las muestras correspondientes a la surgencia de Nueve Caños (M-11) se emplazan en la parte positiva del factor 1, dado que presentan mayores contenidos en Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^+. La composición química de las aguas muestra menor dispersión que en el caso de Hondón (M-10), como indican los bajos coeficientes de variación de la mayoría de sus componentes (Tab. 7.15). Durante los periodos de aguas bajas, las muestras se sitúan en la parte positiva de los dos ejes (Fig. 7.40B), lo que indica que la mineralización del agua está influenciada por la alcalinidad total (Alc) y los contenidos en Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^+. Los eventos de recarga provocan la incorporación de agua recientemente infiltrada al flujo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

subterráneo, que es transmitida hasta el manantial de forma lenta y progresiva, lo que produce una leve disminución de la mineralización del agua (dilución).

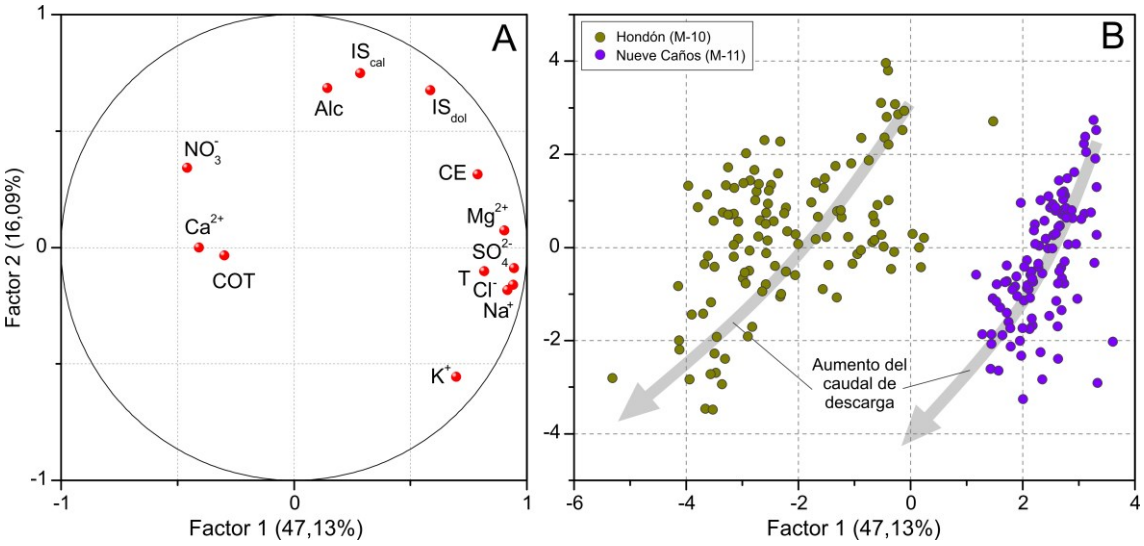


Figura 7.40 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

7.2.5.2. Evolución temporal de la composición química y de la temperatura del agua

La evolución temporal de los contenidos de los diversos parámetros hidroquímicos medidos en las aguas drenadas por las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) se muestran en las figuras 7.41 y 7.42, respectivamente, junto con el registro pluviométrico, el caudal de descarga de los manantiales, la temperatura del agua y la conductividad eléctrica.

En la surgencia de Hondón (M-10) la evolución temporal de la CE muestra descensos de hasta 50 µS/cm respecto del valor medio coincidiendo con los picos de descarga de mayor magnitud, registrados durante los años hidrológicos 2012/13, 2013/14 y 2017/18, los más húmedos del periodo de control.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

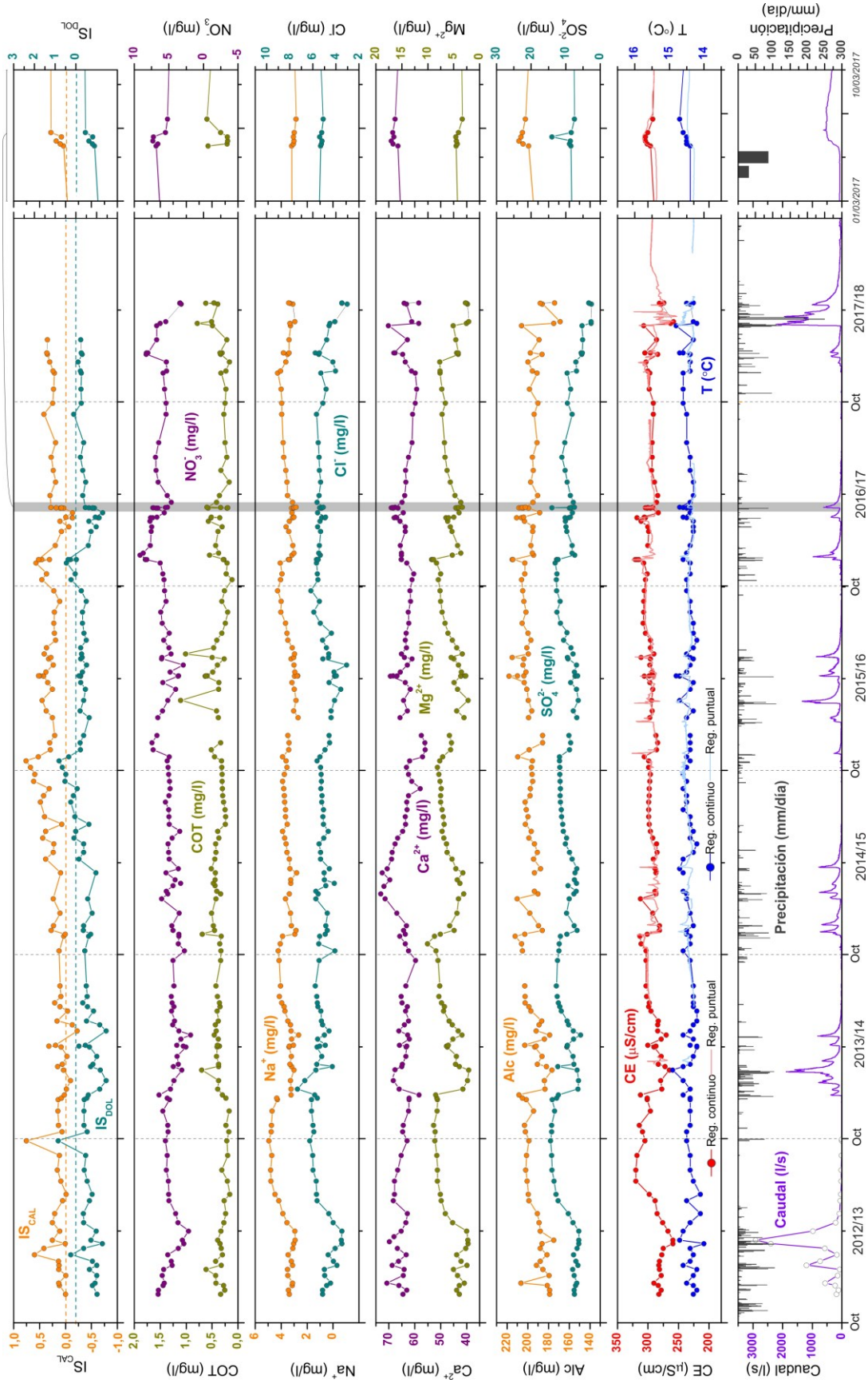


Figura 7.41 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las disminuciones de la CE del agua están asociadas a descensos en Alc y en los contenidos de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ , Cl^- y NO_3^- y a aumentos en la concentración de Ca^{2+} (Fig. 7.42). No obstante, durante las crecidas correspondientes a los años 2014/15, 2015/16 y 2017/18 (de magnitud inferior), no se producen diluciones tan marcadas e incluso se registran aumentos rápidos de la CE, entre 20 y 30 μS/cm, durante los cuales se han constatado ascensos de la temperatura, Alc y de las concentraciones de Ca^{2+}, Mg^{2+} y SO_4^{2-} (véase la evolución detallada del mes de marzo de 2017 en la figura 7.41).

La recarga del acuífero induce un aumento en la carga hidráulica, lo que provoca la movilización (efecto pistón) de una parte del agua contenida en la zona saturada, cuya mineralización y temperatura son más altas, particularmente en las crecidas de principios de año hidrológico y/o en los años más secos. No obstante, si la magnitud de la recarga es lo suficientemente elevada, ocasiona un descenso generalizado de la mineralización (proceso de dilución) por la llegada a la surgencia de grandes volúmenes de agua de reciente infiltración, favorecida por el desarrollo de la karstificación funcional de la red de drenaje.

Las variaciones de la CE están claramente condicionadas por los cambios de la Alc y de los contenidos de SO_4^{2-} y, en menor medida, de las concentraciones de Mg^{2+}, Na^+ y Cl^- (Fig. 7.41), como se deduce de la similitud de las evoluciones temporales de dichos componentes. El contenido en Ca^{2+} varía de forma opuesta a la de los componentes anteriores: presenta los valores más elevados durante los meses en los que se registran los principales eventos de recarga y descienden de forma progresiva a lo largo de los periodos de estiaje (Fig. 7.41).

Por lo que respecta a los contenidos en NO_3^- y TOC, presentan los valores más elevados durante las primeras crecidas de los años hidrológicos. Las máximas concentraciones de NO_3^- se constataron en las primeras crecidas de los años 2015/16 (7,6 mg/l), 2016/17 (8,4 mg/l) y 2017/18 (8,1 mg/l), mientras que los valores más bajos (entre 2 y 3 mg/l) han sido registrados durante las crecidas de invierno y primavera de todos los años hidrológicos (Fig. 7.42). La producción biogénica de NO_3^- (fijación del nitrógeno atmosférico) a lo largo del verano (estiaje), origina una acumulación de este componente en el suelo (Batiot *et al*., 2003; Perrin *et al*, 2003; Mudarra, 2012; De la Torre, 2020). Los primeros eventos de precipitación del año hidrológico incorporan dicho componente al flujo subterráneo, lo cual se manifiesta en aumentos de su concentración en el agua drenada por las surgencias. Este proceso de lixiviado continúa durante los eventos de recarga sucesivos, aunque que la disponibilidad de NO_3^- en el suelo durante la recarga del invierno y de la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

primavera es inferior; consecuentemente, los contenidos de NO_3^- en el agua de la surgencia alcanzan su valor mínimo (Fig. 7.41).

La evolución del COT muestra que los aumentos más significativos en su concentración han sido registrados también en las primeras crecidas de los años hidrológicos (Fig. 7.41). A lo largo de los periodos de aguas bajas, las concentraciones de TOC tienen escasa variación, con valores de 0,2 – 0,25 mg/l. Las precipitaciones sobre las superficies permeables del acuífero (áreas de recarga) provocan la disolución de compuestos orgánicos (típicamente ácidos húmicos y fúlvicos) ligados al suelo, que son incorporados rápidamente al flujo subterráneo a través de una red de drenaje kárstico de gran desarrollo (Fig. 7.41). Durante los periodos de estiaje la descarga procede mayoritariamente de la zona saturada del acuífero, por lo que su contenido en compuestos orgánicos es bajo y muestra una escasa variación a lo largo del agotamiento.

Los índices de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) muestran los valores más bajos durante las crecidas de mayor magnitud del registro (meses de invierno y primavera de los años hidrológicos 2013/14 y 2017/18), mientras que a lo largo del estiaje presentan los valores más elevados (Fig. 7.41). Los eventos de recarga provocan la incorporación al flujo subterráneo de agua recientemente infiltrada, con una baja mineralización y enriquecida en CO_2 procedente de la atmósfera y el suelo, que propicia condiciones aptas para la disolución de los minerales carbonatados.

Por lo que respecta al manantial de Nueve Caños (M-11), las variaciones en los contenidos de los principales iones presentes en las aguas han sido de escasa magnitud (Fig. 7.42). El análisis global de todo el periodo de control ha permitido constatar los valores más bajos de la CE (diluciones) durante la época de aguas altas, con mínimos registrados en los años hidrológicos 2017/18 (274 µS/cm) y 2012/13 (289 µS/cm), aunque dichos descensos en la mineralización han sido de pequeña cuantía (20-30 µS/cm respecto al valor medio de la CE). La incorporación del agua de recarga al flujo subterráneo se produce de forma lenta y gradual, modulada por una red de drenaje con un moderado desarrollo kárstico, lo que permite la homogeneización con el agua previamente contenida en el acuífero. Como resultado, el agua de descarga muestra suaves descensos en su mineralización. Estas diluciones van asociadas generalmente a descensos de alcalinidad y de los contenidos en Ca^{2+} (especies presentes en mayor concentración y características de la disolución de rocas carbonáticas) y, en menor medida, a la influencia de los iones Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^+ (Fig. 7.42).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

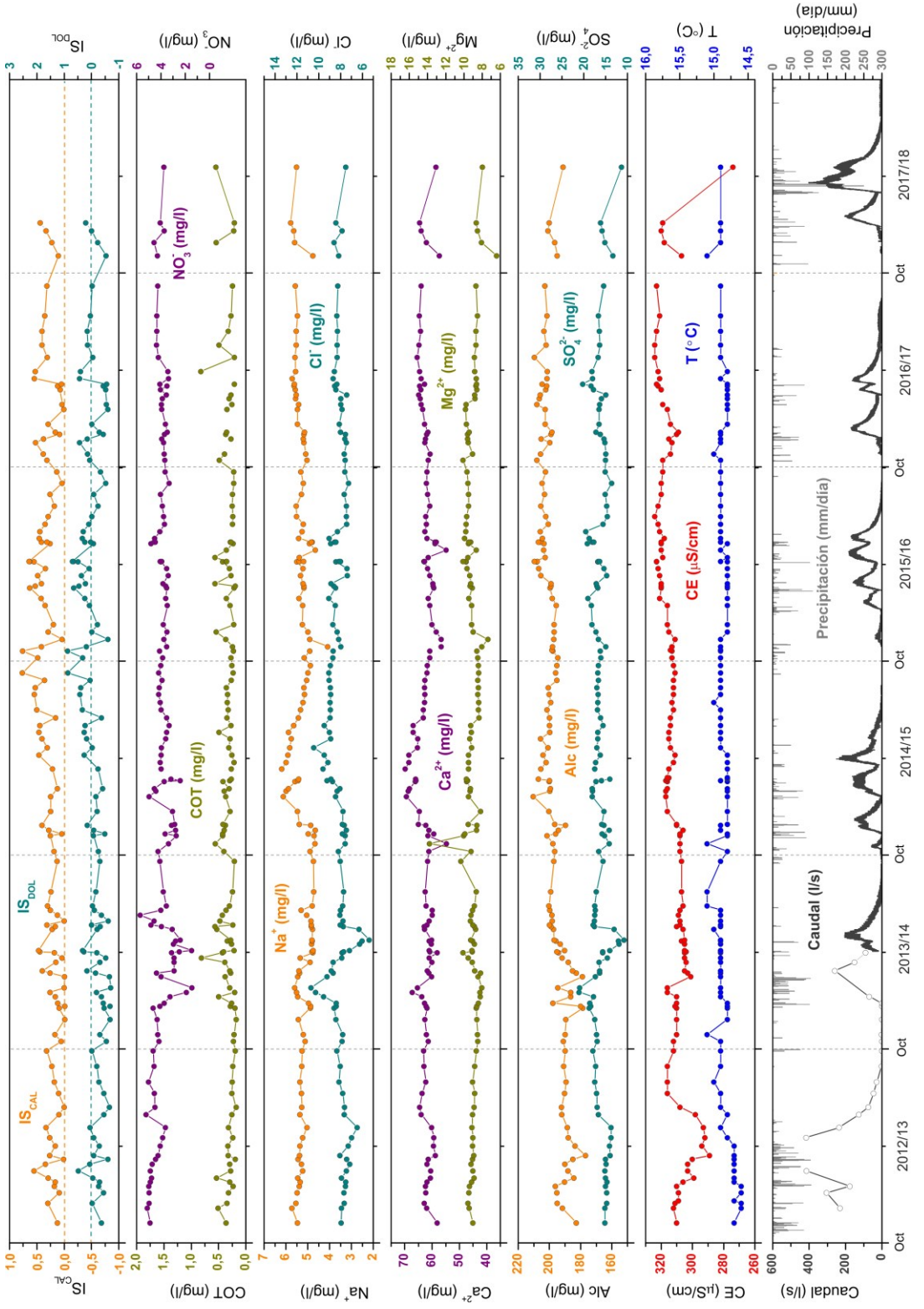


Figura 7.42 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación

La temperatura del agua ha mostrado una escasa variación, como se desprende del bajo coeficiente de variación calculado para dicho parámetro (0,6 %, Tab. 7.15) y de la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

limitada amplitud térmica (diferencia entre las temperaturas máxima y mínima medidas en el agua del manantial), cuyo valor máximo ha sido de 0,5 ºC durante el periodo de investigación. Se puede observar un cierto patrón estacional, en el que los valores más bajos se registran durante los periodos invernales y los más elevados durante el estiaje (Fig. 7.42), aunque puede deberse a las características del punto de muestreo, ya que las medidas se realizan en el interior de la instalación de captación, que hace las veces de depósito y puede estar influenciadas por la temperatura ambiente.

Las concentraciones más altas de COT han coincidido con picos de caudal, mientras que durante los periodos de agotamiento los cambios en el contenido de dicho parámetro han sido mínimos (Fig. 7.42). El agua de reciente infiltración incorpora al flujo subterráneo contenidos apreciables de materia orgánica, procedentes de la actividad biogénica en la capa edáfica de las superficies de recarga. Durante el tránsito del flujo subterráneo hasta el manantial, parte de la carga orgánica se mineraliza, por lo que las concentraciones de TOC determinadas en la surgencia son bajas (Fig. 7.42). En el caso del contenido en NO_3^- se observan disminuciones acusadas en relación con algunos episodios de aguas altas (años 2013/14 y 2014/15), aunque durante la mayor parte del periodo de control no ha sufrido variaciones significativas (Fig. 7.42).

Las aguas drenadas por la surgencia de Nueve Caños (M-11) están sobresaturadas en calcita ($IS_{cal} > 0$), si bien en los periodos de crecida los valores de IS_{cal} indican condiciones de equilibrio ($IS_{cal} \sim 0$). La evolución del índice de saturación en dolomita (IS_{dol}) muestra una evolución similar, en la que generalmente se reconoce un estado de subsaturación ($IS_{dol} < 0$); sin embargo, a lo largo de algunos de los periodos de agotamiento, las aguas drenadas por la surgencia muestran valores positivos de IS_{dol}, lo que indica la sobresaturación del agua en este mineral (Fig. 7.42).

Por tanto, del análisis de las evoluciones temporales de los datos hidroquímicos de los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) se deduce que el primero drena un sector del acuífero de la sierras Alta y Dornajo con un mayor grado de karstificación y menor capacidad natural de regulación de las entradas procedentes de la lluvia, con un flujo predominante por conductos que genera efectos de tipo pistón en las primeras crecidas del año hidrológico y, sobre todo, diluciones muy marcadas durante las crecidas de mayor magnitud. Sin embargo, el manantial de Nueve Caños (M-11) drena el sector meridional del acuífero, con menor desarrollo de la karstificación funcional y con predominio del flujo difuso.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.2.6. Composición isotópica de las aguas subterráneas

7.2.6.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

Los valores de $\delta^{18}O$ en las aguas drenadas por la surgencia de Hondón (M-10), durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) han variado entre -4,65 y -5,97 ‰, con un valor medio de -5,49 ‰. El $\delta^{2}H$ ha fluctuado entre -25,32 y -32,82 ‰, con una media de -29,45 ‰. En el caso de las aguas procedentes de Nueve Caños (M-11), el $\delta^{18}O$ ha estado comprendido entre -5,04 y -5,69 ‰ (media de -5,35‰), mientras que el $\delta^{2}H$ ha presentado valores entre -26,74 y -30,69 ‰ (media= -28,42 ‰). La composición isotópica del agua drenada por las surgencias está relacionada con la altitud media de las áreas de recarga (véase el capítulo 5 de esta memoria). Así, el sector del acuífero drenado por la surgencia de Hondón (M-10), cuyas aguas presentan una señal isotópica más ligera, contaría con zonas de su superficie de recarga emplazadas a mayor altitud (sierra del Dornajo) que la correspondiente al manantial de Nueve Caños -M-11- (Sierra Alta).

Las muestras de agua recogidas en los manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo se sitúan entre las Líneas Meteóricas Mundial y del Mediterráneo Oriental, aunque muestra el mejor ajuste con la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (Fig. 7.43). Esto indica que la recarga del acuífero está influenciada tanto por las precipitaciones relacionadas con los frentes nubosos procedentes del océano Atlántico como por las vinculadas a las masas de aire húmedo del sector occidental del mar Mediterráneo.

El conjunto de muestras correspondiente al manantial de Hondón (M-10) muestra mayor dispersión de los datos isotópicos, con rangos de variación de -1,25 ‰ ($\delta^{18}O$) y -7,5‰ ($\delta^{2}H$), mientras que en las aguas drenadas por la surgencia de Nueve Caños (M-11), los rangos obtenidos han sido inferiores (-0,65 ‰ para el $\delta^{18}O$ y -3,95 ‰ para el $\delta^{2}H$). La mayor dispersión en la composición isotópica del agua de Hondón (M-10) se debería a que la mayor variabilidad isotópica del agua de lluvia (Figs. 7.44 y 7.45) puede transmitirse rápidamente hasta la surgencia, porque existe un mayor desarrollo de los conductos kársticos en el sector del acuífero drenado por la surgencia de Hondón (M-10). En el caso de la surgencia de Nueve Caños (M-11), el flujo subterráneo a través de un medio más de tipo fisurado, con una circulación más lenta, permite una mayor homogeneización y mezcla del agua de reciente infiltración con la previamente almacenada en el acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

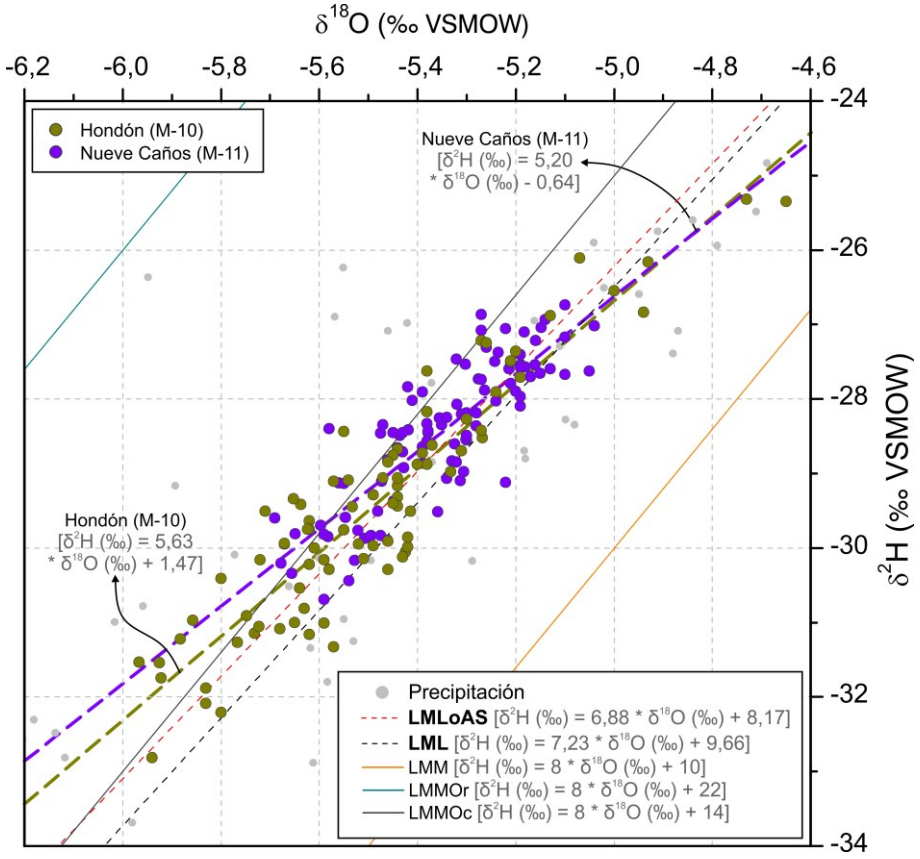


Figura 7.43 Representación de los datos isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS)

La Línea Meteórica Local (LML) y la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) calculadas para la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia y subterránea tienen una pendiente de 6,88 y 7,23, respectivamente. Estos valores son inferiores a los establecidos para el resto de las líneas meteóricas de referencia (Fig. 7.43), lo que puede ser indicativo de la existencia de procesos fraccionamiento isotópico relacionados con la evaporación que tiene lugar durante el proceso de infiltración (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018) o estar ligados a la dinámica atmosférica del frente nuboso durante su evolución (Clark y Fritz, 1997). En cualquier caso, la influencia de dichos procesos sería limitada, a tenor de la escasa diferencia entre los valores de la pendiente de las líneas (Fig. 7.43).

En la figura 7.44 se muestra la evolución temporal de la señal isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) de los principales manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo y del agua de lluvia recogida en el pluviocaptor ubicado en el Puerto de las Palomas (véase su localización

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

en la figura 3.31). Además, se ha representado el caudal descargado por cada uno de los manantiales para poder comparar las variaciones isotópicas con el estado hidrodinámico del acuífero. En el manantial de Hondón (M-10) se puede identificar, durante algunas crecidas, un empobrecimiento de la señal isotópica ligado a la infiltración de aguas de lluvia de invierno. Las variaciones se producen de forma relativamente rápida, 1-2 días tras las precipitaciones.

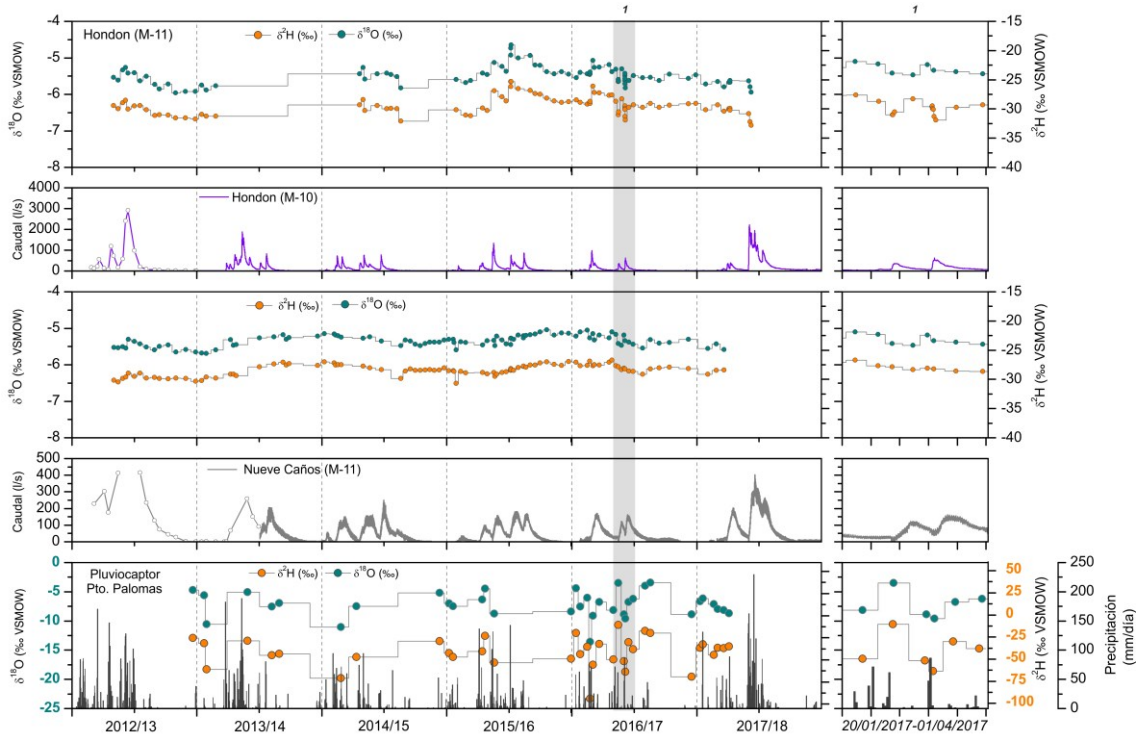


Figura 7.44 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación. También se representa el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas

En las crecidas registradas durante el año hidrológico 2015/16 y en la primera crecida significativa del año 2016/17, el agua drenada ha mostrado una señal isotópica menos empobrecida (valores menos negativos). Estos aumentos en los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ van asociados a los picos en el caudal de descarga de la surgencia y reflejarían la respuesta a los eventos pluviométricos isotópicamente más pesados (Fig. 7.44). No obstante, durante las crecidas de invierno y primavera del año hidrológico 2016/17 y 2017/18 el agua drenada por el manantial mostró una composición isotópica más negativa, en consonancia con el carácter más empobrecido de los eventos de precipitación registrados en el área. A lo largo de los periodos de estiaje, los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ muestran una escasa variación,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

ya que la composición isotópica del agua drenada en ausencia de recarga (agua procedente de la zona saturada) es producto de los procesos de mezcla y homogeneización de la señal de entrada que tienen lugar en el acuífero.

El comportamiento antes descrito es indicativo de la dualidad existente en el funcionamiento hidrogeológico del sector de acuífero drenado por la surgencia de Hondón (M-10). Durante los periodos de aguas altas, coincidiendo con los principales eventos de recarga, las fluctuaciones en la señal isotópica del agua de precipitación son transmitidas rápidamente hasta el punto de descarga, favorecidas por la existencia de una red de drenaje kárstico bien desarrollada, con poca capacidad para atenuar y homogeneizar los cambios. La baja variabilidad observada en la composición isotópica del agua durante los periodos de aguas bajas (agotamiento), procedente de la zona saturada del acuífero, sugiere que el flujo subterráneo es más lento y tiene lugar a través de medios menos transmisivos, donde el desarrollo de la karstificación funcional es menor, lo que permite la homogeneización de la señal de entrada procedente de la recarga.

Las variaciones en la composición isotópica de las aguas drenadas por el manantial de Nueve Caños (M-11) en los eventos de recarga son de escasa magnitud y no se observa una relación clara con los diferentes estados hidrodinámicos de la surgencia. La evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ muestra suaves variaciones, a escala supra anual, que pueden ser producto de la homogeneización a largo plazo de las variaciones composicionales en la señal de entrada (precipitaciones). En cualquier caso, la baja variabilidad en los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del agua drenada por el manantial, es un reflejo de la capacidad del sector de acuífero para modular las fluctuaciones observadas en la composición isotópica del agua de recarga.

7.2.6.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

En los acuíferos kársticos, el valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto en el agua está determinado por la influencia producida por el suelo sobre las áreas de recarga y por el tiempo de residencia en el interior del acuífero. El valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua subterránea es tanto más próximo a 0 ‰ cuanto más elevado sea el tiempo de residencia del agua en el acuífero y muestra un valor más negativo cuando se producen flujos rápidos en los que se reconoce la impronta isotópica característica del suelo (aproximadamente -22 ‰ en suelos con vegetación de tipo C3). La composición isotópica media del carbono inorgánico disuelto en el agua ($\delta^{13}C_{TDIC}$) drenada por el manantial de Hondón (M-10) es de -11,76 ‰, mientras que en las aguas de la surgencia de Nueve Caños (M-11) es -9,80

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

‰. Ello indicaría que estas últimas tienen mayor tiempo de residencia, de acuerdo con el comportamiento hidrogeológico más de tipo fisurado deducido para este sector, a partir de los datos hidrodinámicos e hidroquímicos.

En el caso de la surgencia de Hondón (M-10), la distribución temporal de la señal isotópica en $\delta^{13}C_{TDIC}$ muestra un patrón estacional, en el que los valores más elevados (aguas isotópicamente menos empobrecidas) se reconocen durante los periodos de estiaje, mientras que en los eventos de recarga de mayor magnitud se alcanzan los valores más negativos (Fig. 7.45).

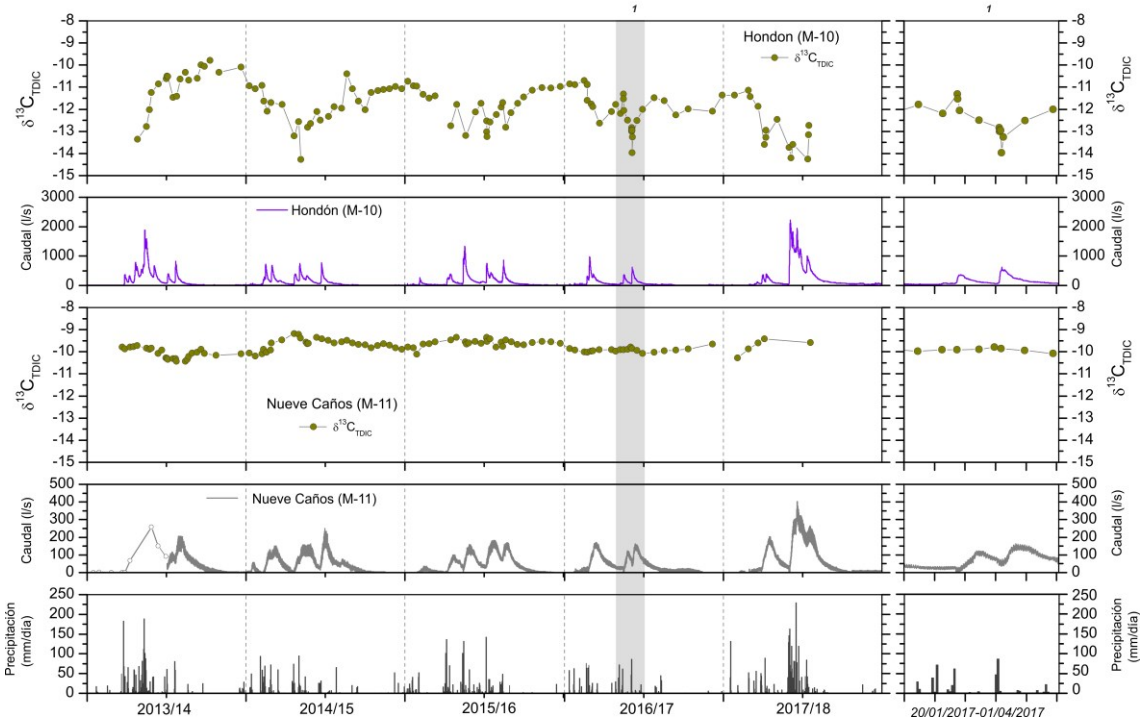


Figura 7.45 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico disuelto en el agua de los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11). También se muestra la serie de datos de precipitación registrada en la estación de Benaocaz (5944) y el hidrograma de cada una de las surgencias

Las evoluciones detalladas de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del agua en las crecidas registradas durante el periodo de enero a abril de 2017 (columna derecha de la figura 7.45) muestran que los cambios en la composición isotópica se producen muy rápidamente (entre 10 y 20 horas) y su alcance es proporcional a la magnitud del evento de recarga que los provoca. Los valores más bajos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ (valor mínimo de -13,65 ‰, manantial de Hondón) han sido alcanzados en las crecidas, lo que indica la influencia del agua de reciente infiltración en la descarga de la surgencia. Coincidiendo con los aumentos en la mineralización y temperatura

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del agua asociados a algunas crecidas, en particular a las de principios de año hidrológico (evolución detallada de la figura 7.45), se observan valores menos negativos de $\delta^{13}C_{TDIC}$. Ello es coherente con la existencia de flujos de "efecto pistón" que ocasionan la llegada al manantial de aguas menos empobrecidas en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (con mayor tiempo de residencia). Durante el agotamiento se registran los valores menos negativos en $\delta^{13}C_{TDIC}$ del periodo de control, en torno a -10 ‰ (Fig. 7.45).

La evolución temporal del $\delta^{13}C_{TDIC}$ manantial de Nueve Caños (M-11) muestra pocas variaciones a lo largo del periodo de control, como sucede con los contenidos de la mayor parte de componentes analizados. Las escasas variaciones mostradas indican la gran capacidad para atenuar y modular las variaciones isotópicas provocadas por la entrada al acuífero de agua de reciente infiltración (recarga).

7.2.7. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo

El acuífero de las sierras Alta y del Dornajo cuenta con una superficie permeable de 11,63 km^2. La geometría de las formaciones acuíferas (calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético interno Occidental o Penibético) consiste en una bóveda anticlinal, más o menos aplanada (zona de charnela) de dirección NE-SO, afectada por numerosas fallas. Los límites del acuífero han sido establecidos a partir de la cartografía geológica y los reconocimientos realizados en el campo. El balance hidrogeológico correspondiente al periodo de investigación (5 años hidrológicos) ha mostrado la coherencia entre las entradas calculadas en el acuífero (7,79 - 8,56 hm^3/año) y los caudales descargados por las surgencias, así como los límites considerados (véase el apartado 7.2.1 de esta memoria).

La mayor parte de la descarga se produce, en régimen natural, por los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve caños (M-11), situados en el borde suroccidental del acuífero, y mediante bombeos en los sondeos del Rano 1 y Rano 2, emplazados al norte de Nueve Caños (M-11). En el manantial de Hondón (M-10) se ha determinado un caudal medio de 168 l/s, superior al valor medido en Nueve Caños -M-11- (67 l/s), aunque este último está afectado por bombeos en los sondeos antes referidos, que terminan por secar la surgencia durante los periodos de estiaje.

Desde el punto de vista hidrodinámico, la mayor parte de los análisis realizados de la descarga de los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) han evidenciado un funcionamiento típicamente kárstico para el primero y más inercial para el segundo. Los hidrogramas de descarga de las surgencias muestran que la respuesta a las precipitaciones

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

se produce de un modo más rápido y con mayor magnitud en la surgencia de Hondón (M-10), mientras que en el manantial de Nueve Caños (M-11), los cambios en el régimen de descarga son más progresivos y desfasados. Los resultados del análisis de correlación cruzada y autocorrelación llevados a cabo a partir de los registros de precipitación y caudal del manantial de Hondón (M-10), para el periodo 2013/14 – 2017/18, muestran una escasa capacidad de modulación de la señal de entrada y un tiempo medio de respuesta muy corto (1-2 días), mientras que el mismo tratamiento aplicado a la serie de caudales de la surgencia de Nueve Caños (M-11) ha permitido constatar un funcionamiento más inercial, con mayor capacidad para atenuar los cambios hidrodinámicos inducidos por la recarga y un tiempo medio de respuesta (desfase) más elevado (16-17 días). El análisis de caudales clasificados indica que durante los periodos de agotamiento del manantial de Hondón (M-10) se drena aproximadamente una cuarta parte (24 %) del volumen total descargado por la surgencia, mientras que en el caso de Nueve Caños (M-11) ese porcentaje es más elevado (42,9 % del volumen total).

En las épocas de recarga, las variaciones de la temperatura y mineralización del agua del manantial de Nueve Caños (M-11) han sido de menor entidad que las medidas en la surgencia de Hondón (M-10). Ello vuelve a indicar que el desarrollo de la red de drenaje kárstica en el sector de acuífero drenado por la primera surgencia es comparativamente inferior, dada su mayor capacidad de regulación natural.

Las variaciones rápidas y de mayor magnitud registradas en el caudal de descarga, mineralización del agua y de la mayor parte de los componentes hidroquímicos en las aguas drenadas por la surgencia de Hondón (M-10) corroboran que el flujo subterráneo discurre a través de una red de drenaje jerarquizada, con un notable desarrollo de la karstificación funcional. Esto permite la transmisión rápida del agua de infiltración (procedente de las precipitaciones) desde las áreas de recarga del acuífero hasta el manantial, como se deduce de las fluctuaciones observadas en los contenidos de los trazadores naturales de la infiltración (NO_3^- y TOC) en las aguas de la surgencia. Los cambios observados en la señal isotópica del $\delta^{13}C_{TDIC}$ que se producen durante los periodos de aguas altas ha permitido constatar la llegada al manantial de flujos de corto tiempo de residencia, asociados al agua de reciente infiltración procedente del suelo.

La magnitud de las variaciones en los trazadores naturales de la infiltración y en el resto de los componentes químicos analizados en las aguas procedentes del manantial de Nueve Caños (M-11) es significativamente más reducida y su evolución a lo largo del periodo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de investigación solamente muestra pequeños cambios en relación con los eventos de recarga de mayor magnitud del registro. Ello corrobora el limitado desarrollo de la karstificación funcional que presenta el acuífero en este sector. La escasa variación temporal observada en los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ y su valor medio (-9,80 ‰) son coherentes con la existencia de flujo difuso, característico de medios fisurados, con cierta capacidad de regulación natural. El afloramiento de dolomías fisuradas que hay al norte del manantial contribuiría a atenuar el drenaje de tipo kárstico que previsiblemente sería más característico de las calizas jurásicas.

Las diferencias observadas en los valores medios de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ permiten hacer estimaciones relativas de la altitud de recarga de los sectores drenados por los principales manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo. Así, el sector relacionado con la descarga de la surgencia de Hondón (M-10), en cuyas aguas se ha medido la señal isotópica más ligera ($\delta^{18}O$ = -5,49 ‰) contaría con un área de recarga ubicada a mayor altitud (sierra del Dornajo y Salto del Cabrero, en la parte nororiental del acuífero), mientras que la superficie de recarga del sector de acuífero drenado por la surgencia de Nueve Caños ($\delta^{18}O$ = -5,35 ‰) estaría localizada a cotas más bajas, como corresponde a los afloramientos permeables de Sierra Alta, ubicada en la parte suroccidental del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

7.3. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL ENDRINAL Y PEÑÓN GRANDE

7.3.1. Límites y geometría

El acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande (Fig. 7.28) está constituido por calizas y dolomías jurásicas del dominio Subbético Interno Occidental o Penibético, con una superficie de afloramientos permeables de 17,86 km^2. Desde el punto de vista estructural, la geometría del acuífero, en la sierra del Endrinal, corresponde a la zona de charnela aplanada de un pliegue anticlinal, mientras que en la parte correspondiente a la sierra de Peñón Grande las formaciones carbonáticas jurásicas aparecen dispuestas de forma subvertical. Entre ambas estructuras aparecen imbricadas formaciones de materiales de baja permeabilidad, que constituyen el núcleo de un pliegue sinclinal deformado y afectado por fallas inversas (Fig. 7.29).

Su límite noroccidental viene marcado por el contacto mecánico entre las formaciones carbonáticas jurásicas y el conjunto de materiales de baja permeabilidad que constituyen el complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar (Fig. 7.28). El borde oriental está definido por el contacto con las formaciones terciarias de arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs y las margas y margocalizas cretácicas, aunque dicho contacto aparece normalmente cubierto por los depósitos cuaternarios del borde oriental de la sierra del Endrinal. No obstante, los carbonatos jurásicos presentan continuidad hacia el este, bajo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

las formaciones flyschoides, lo que permite la circulación del flujo subterráneo en sentido E (Fig. 7.29), hacia la sierra de Líbar.

El borde meridional del acuífero lo constituyen las arcillas y evaporitas triásicas que aparecen imbricadas entre los afloramientos carbonáticos del borde sur de la sierra del Endrinal y la sierra del Caíllo (FIG. 7.29). Este límite (divisoria hidrogeológica) ha sido definido a partir de los resultados de los ensayos de trazadores artificiales descritos en el capítulo 4 de la presente memoria. Entre este acuífero y el de las sierras Alta y del Dornajo debe de existir una divisoria hidrogeológica, probablemente condicionada por la tectónica (véase el apartado 7.2.1), que originaría la elevación del basamento triásico del acuífero (Fig. 7.29) y provocaría la divergencia del flujo subterráneo hacia el NE y hacia el SO.

7.3.2. Puntos de agua

Únicamente han sido identificadas dos surgencias temporales relacionadas con la descarga de este acuífero: el *inversac* de la Olla, I-1 (Figs. 7.46A y 7.46B) y el manantial TP Tajos de Grazalema, M-34 (Figs. 7.46C, D y E), ubicados a 804 y 741 m s.n.m., respectivamente (Tab. 7. 17). La ubicación de dichos puntos puede consultarse en el mapa hidrogeológico de la figura 7.28. La emergencia de agua subterránea en ambos casos está condicionada por los aumentos en la carga hidráulica asociados a los eventos pluviométricos de mayor magnitud y sus periodos de actividad surgente han sido muy cortos (días o incluso horas).

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
TP Tajos de Grazalema	M-34	289250	4070505	741	Grazalema
Inversac de la Olla	I-1	290155	4068265	804	Grazalema

Tabla 7.17 Principales puntos de descarga inventariados en el acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande

7.3.3. Características físico-químicas y composición isotópica del agua drenada por el *inversac* de la Olla (I-1)

La mineralización del agua drenada por el *inversac* de la Olla (I-1) ha mostrado un valor medio muy bajo (221 µS/cm) relacionada principalmente con la alcalinidad (Alc) y sus contenidos en Ca^{2+}, componentes presentes en el agua en mayor proporción. La concentración media de Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+ ha estado por debajo de los 3 mg/l en todos los casos. El contenido en materia orgánica, expresado como Carbono Orgánico Total (COT), ha mostrado valores entre 0,3 y 1,4 mg/l, mientras que la concentración de NO_3^- ha variado

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

entre 1,0 y 1,8 mg/l. Ambos componentes proceden de la actividad biológica del suelo en el área de recarga e indican la influencia del agua de reciente infiltración en la descarga del el *inversac* (Tab. 7.18).

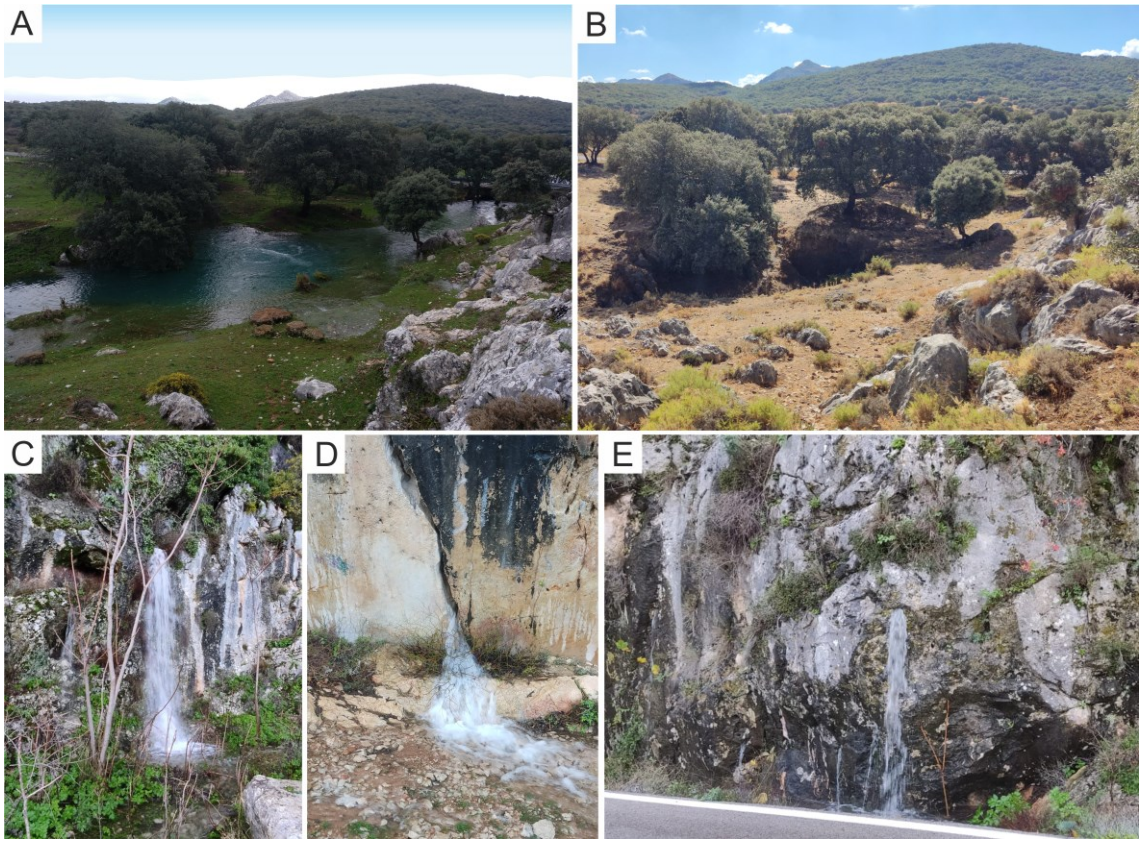


Figura 7.46 (A) Vista del inversac de la Olla (I-1) tras las lluvias de marzo de 2018. (B) Imagen del mismo punto en ausencia de descarga, en agosto de 2018. (C, D y E) Puntos de descarga del manantial temporal TP Tajos de Grazalema (M-34) después de episodios de lluvias

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC		mg/l											
Inversac de la Olla (I-1)	*n*	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	máx	243	14,3	8,0	155,8	2,8	2,0	1,8	54,8	1,2	3,5	0,7	1,4	0,3	-0,8	-2,5
	med	221	13,5	7,7	144,3	2,5	1,8	1,4	48,4	0,7	2,2	0,3	0,5	0,1	-1,5	-2,6
	min	170	11,9	7,6	117,9	2,2	1,7	1,0	32,4	0,2	1,8	0,1	0,3	-0,3	-2,6	-2,7
	cv (%)	12,0	7,2	1,4	9,4	8,0	6,8	20,8	18,7	46,2	31,3	53,1	81,6	204,8	39,7	3,3

Tabla 7.18 Parámetros estadísticos de las principales variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por el inversac de la Olla (I-1). Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

Los índices de saturación en calcita (IS_{cal}) y dolomita (IS_{dol}) muestran que las aguas drenadas por el *inversac* presentan condiciones de saturación en el primer mineral (aunque

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

muy próximas a las condiciones de equilibrio) y claramente subsaturadas en el segundo ($IS_{dol}<0$). Aunque el número de muestras recogidas es escaso (Tab. 7.18), los datos hidroquímicos disponibles ponen de manifiesto que el agua drenada por este punto procede de la infiltración rápida del agua de lluvia, que es transmitida en corto periodo de tiempo hasta el *inversac*, por medio de una red de drenaje kárstico muy desarrollada. Como consecuencia, el agua descargada muestra una mineralización muy baja, ligada principalmente a la Alc y al contenido en Ca^{2+}, y un contenido significativo en TOC, además de presentar condiciones de subsaturación en calcita y dolomita (Tab. 7.18).

La composición isotópica del agua drenada por este punto (véase el apartado 5.7 de esta memoria) ha sido una de las más ligeras de la red de control. El valor de $\delta^{18}O$ en las muestras de agua recogidas ha variado entre -6,03 y -6,76 ‰ , con un valor medio de -6,48 ‰, mientras que en el caso del $\delta^{2}H$, los valores máximos y mínimos han sido de -34,08 y -38,36 ‰, respectivamente, con un dato promedio de -37,07 ‰. La relación entre la altitud de las superficies de recarga y la señal isotópica del agua descrita en el apartado 5.7.1.1 de esta memoria pone de manifiesto que el área de recarga relacionada con el drenaje del *inversac* debe estar ubicada a una elevada altitud media, lo que es coherente con las cotas a las que se emplazan los macizos carbonáticos de las sierras del Endrinal y Peñón Grande (véase el capítulo 2 de esta memoria).

7.3.4. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero constituido por las sierras del Endrinal y Peñón Grande

El acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande, constituido por calizas y dolomías jurásicas, tiene una superficie permeable de 17,86 km^2. Su descarga visible se produce por dos puntos cuya actividad surgente es temporal: el *inversac* de la Olla (I-1) y el *trop plein* TP Tajos de Grazalema (M-34). La información hidroquímica e isotópica del agua drenada por el *inversac* de la Olla (I-1) pone de manifiesto la existencia de flujos rápidos con capacidad de transmitir rápidamente el agua desde las zonas de recarga hasta el punto de descarga. Por otra parte, la composición isotópica refleja la elevada altitud media de su área de recarga.

Los puntos de descarga inventariados solamente muestran actividad surgente en respuesta a los eventos pluviométricos de mayor magnitud del registro y su actividad dura días y, a veces, solo horas. La brevedad y excepcionalidad de sus periodos de descarga indica que el volumen desaguado por dichos puntos es poco significativo, en comparación con la magnitud del caudal de recarga calculado para la superficie permeable del acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Según lo expuesto en la evaluación de recursos hídricos descrita en el capítulo 6 de esta memoria, sobre la superficie permeable del acuífero (17,86 km^2) y durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18), se ha calculado una precipitación media de 2014 mm, equivalente a 35,97 hm^3/año. Los porcentajes de recarga estimados han variado entre el 62,3 % (método APLIS modificado) y el 73,9 % (BAS, RU = 50 mm), lo que ha condicionado el cálculo de unos recursos medios para el acuífero entre 22,41 y 26,54 hm^3, respectivamente. Este dato contrasta con la escasa descarga observada en los puntos anteriormente citados, por lo que debe existir una transferencia subterránea de la mayor parte de los recursos evaluados para el acuífero hacia otros sistemas, previsiblemente la sierra de Líbar.

Los resultados de los ensayos de trazadores descritos en el capítulo 4 de esta memoria han puesto de manifiesto la existencia de flujos subterráneos de dirección ENE-OSO y sentido ENE, en la parte más meridional de la sierra del Endrinal, desde los sumideros SH-5 y SH-7 (Fig. 7.28) hasta el *inversac* de la Olla (I-1). Una vez finaliza la actividad surgente de este punto, el nivel piezométrico desciende y llega a estabilizarse en torno a 500 m s.n.m. durante el estiaje (AAES, 2009). A lo largo del periodo de descenso piezométrico en el *inversac*, el flujo de agua subterránea debe continuar fluyendo hacia el E, dada la continuidad en profundidad de las formaciones carbonáticas jurásicas (Figs. 7.47 y 7.48) bajo los materiales del Flysch.

La descarga del acuífero de las sierras de Endrinal y Peñón Grande debe producirse mayoritariamente por transferencia subterránea hacia los acuíferos carbonáticos de la sierra de Líbar (Figs. 7.47 y 7.48), cuyos principales puntos de descarga están ubicados a cotas inferiores a los identificados en la sierra del Endrinal. Este tipo de transferencias subterráneas o flujos entre diferentes sistemas ha sido descrito en diversos sistemas kársticos (Goldscheider, 2005; Sanz *et al*., 2022). Los primeros estudios llevados a cabo en este sentido en el área de estudio (DGOHCA, 1998) indicaron la existencia de esta transferencia, que fue cuantificada en 16,6 hm^3/año para el periodo comprendido entre los años hidrológicos 1961/62 y 1995/96 y cifrada en 32,5 hm^3 para el año hidrológico 1995/96 (uno de los años más húmedos del registro).

En estudios posteriores llevados a cabo por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CEHIUMA, 2020), el valor medio de esta transferencia fue cuantificado en 31,2 hm^3/año, aunque se obtuvo por la diferencia entre la recarga calculada y las salidas medidas en los acuíferos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

carbonáticos de la sierra de Líbar. En la presente investigación, los caudales estimados para la citada transferencia corresponderían a la práctica totalidad de los recursos evaluados en el acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande, que ha sido cuantificada en 21,61 hm^3/año de media, para el periodo 1984/85 – 2017/18, y ligeramente superior (26,54 hm^3/año), para el periodo de investigación de esta tesis doctoral (2012/13 – 2017/18).

La continuación de la investigación hidrogeológica en este sentido, con la realización de nuevos ensayos de trazadores artificiales, podría contribuir a despejar las dudas e incertidumbres sobre el funcionamiento de los acuíferos kársticos en este sector y proporcionaría una base conceptual sólida de cara a mejorar aspectos relacionados con la gestión y planificación hidrológica.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

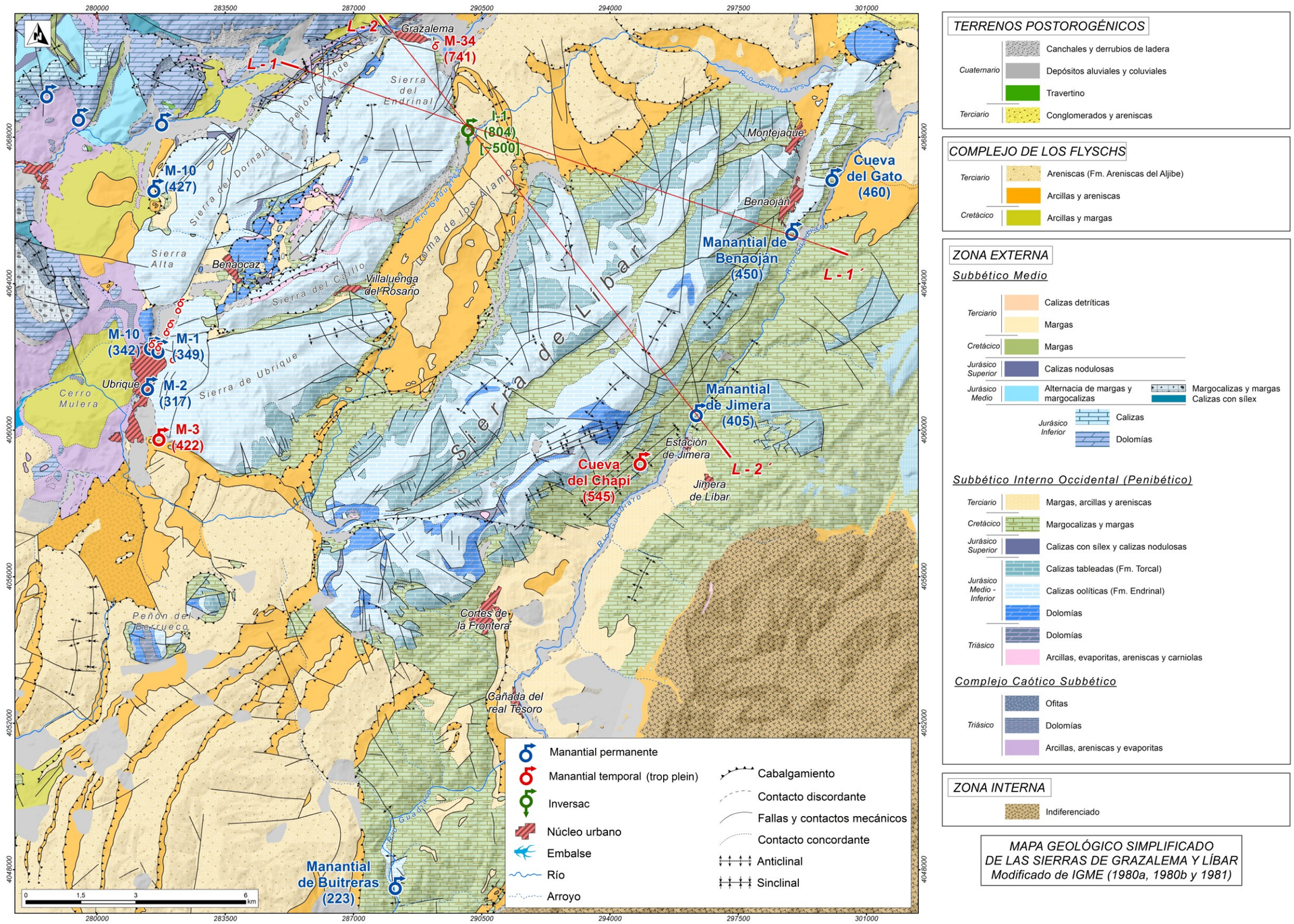


Figura 7.47 Mapa geológico de las sierras de Ubrique, Dornajo, Endrinal y Líbar. Se muestran la ubicación y cotas de surgencias de los principales puntos de descarga y la traza superficial de los cortes geológicos de la figura 7.48

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

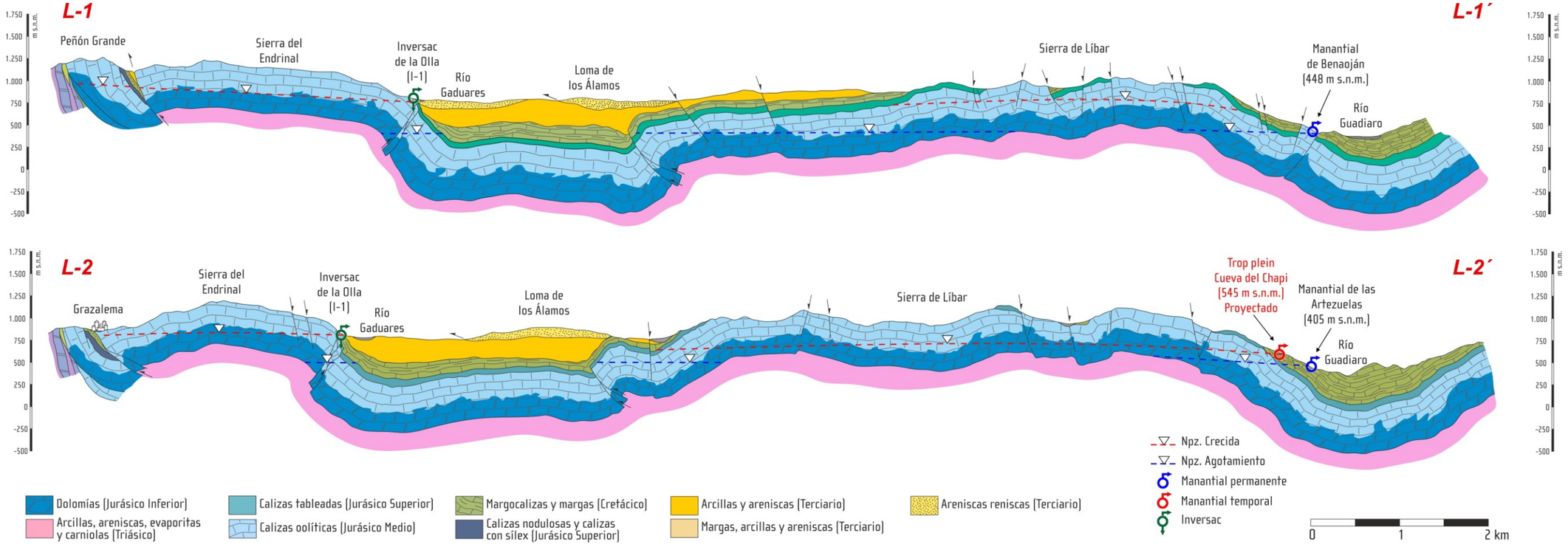


Figura 7.48 Cortes hidrogeológicos de los acuíferos de las sierras de Endrinal y Peñón Grande y de la sierra de Líbar. La posición de los cortes se muestra en el mapa geológico de la figura 7.47

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8. HIDROGEOLOGÍA DEL SECTOR NOROCCIDENTAL

8.1. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DEL PINAR Y MONTEPRIETO

8.1.1. Límites y geometría

El acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto, situado en el sector noroccidental del área de estudio, comprende una serie de macizos carbonáticos permeables constituidos por dolomías, calizas oolíticas y calizas con sílex, de edad jurásica, pertenecientes al dominio Subbético Medio, que abarcan una superficie de 28,13 km^2. Desde el punto de vista geométrico las formaciones carbonáticas forman una estructura sinclinal orientada en dirección NE-SO, que en su parte SO (sierra del Pinar) constituye un pliegue tumbado, mientras que en la sierra de Monteprieto (sector NE) las formaciones jurásicas afloran como como una estructura aproximadamente homoclinal, con buzamiento hacia el NO y afectada por fallas (Fig. 8.1). El límite suroriental del acuífero lo constituyen los materiales de baja permeabilidad del Corredor del Boyar, mientras que el noroccidental queda definido por las margas y margocalizas del Jurásico Medio y Superior situadas a techo de las formaciones permeables. El borde SO está marcado por la base del cabalgamiento del Cerro de las Cuevas y por el sinclinal de la sierra de Albarracín (véase el mapa geológico y el corte 3 – 3´), que pone en contacto las dolomías y calizas jurásicas con las formaciones del Jurásico Superior-Cretácico y, ejerce como límite hidrogeológico entre el acuífero de Pinar-Monteprieto y el de la sierra de Albarracín (Figs. 8.1 y 8.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.1.2. Puntos de agua

Los principales puntos de descarga del sector SO del acuífero (sierra del Pinar y vertiente NE de la sierra de Albarracín) son el manantial permanente de Benamahoma (M-12) y la surgencia temporal (*trop plein*) de TP Cachones (M-13), ubicados a 453 y 495 m s.n.m., respectivamente. El manantial de Arroyomolinos (M-14), situado a 384 m.s.n.m. representa el punto de descarga más relevante de la parte nororiental (sierra de Monteprieto). Existen otros puntos de descarga de mucha menor entidad (surgencias estacionales y con escaso caudal), relacionados con el drenaje de niveles colgados y depósitos cuaternarios discordantes (Fig. 8.1).

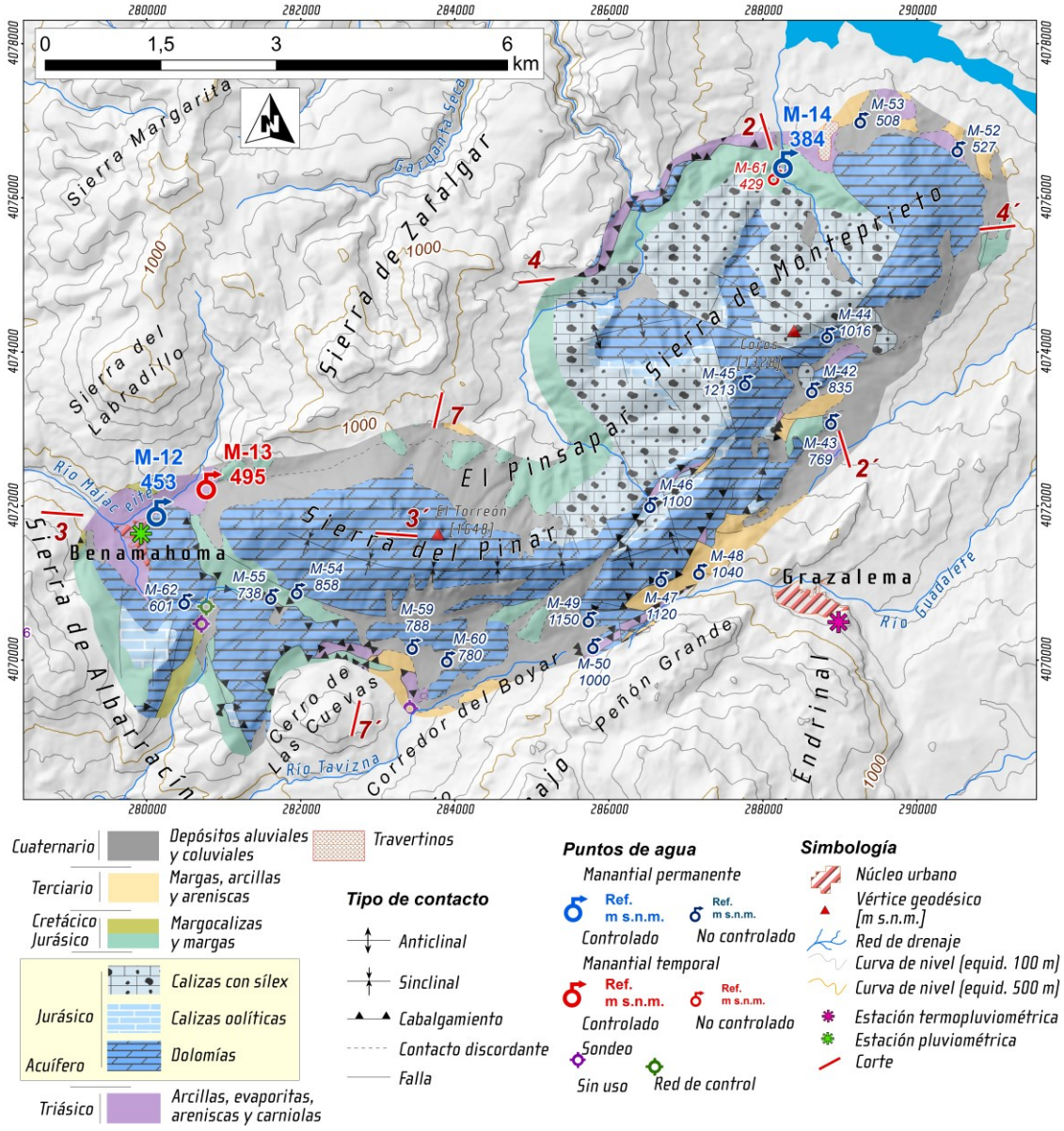


Figura 8.1 Esquema hidrogeológico de los acuíferos de las sierras del Pinar y Monteprieto. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos de la figura 8.2

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La situación de los manantiales está definida por el contraste de permeablidad que se origina en los contactos entre las formaciones carbonáticas jurásicas y las margas, margocalizas y arcillas que constituyen los límites del acuífero.

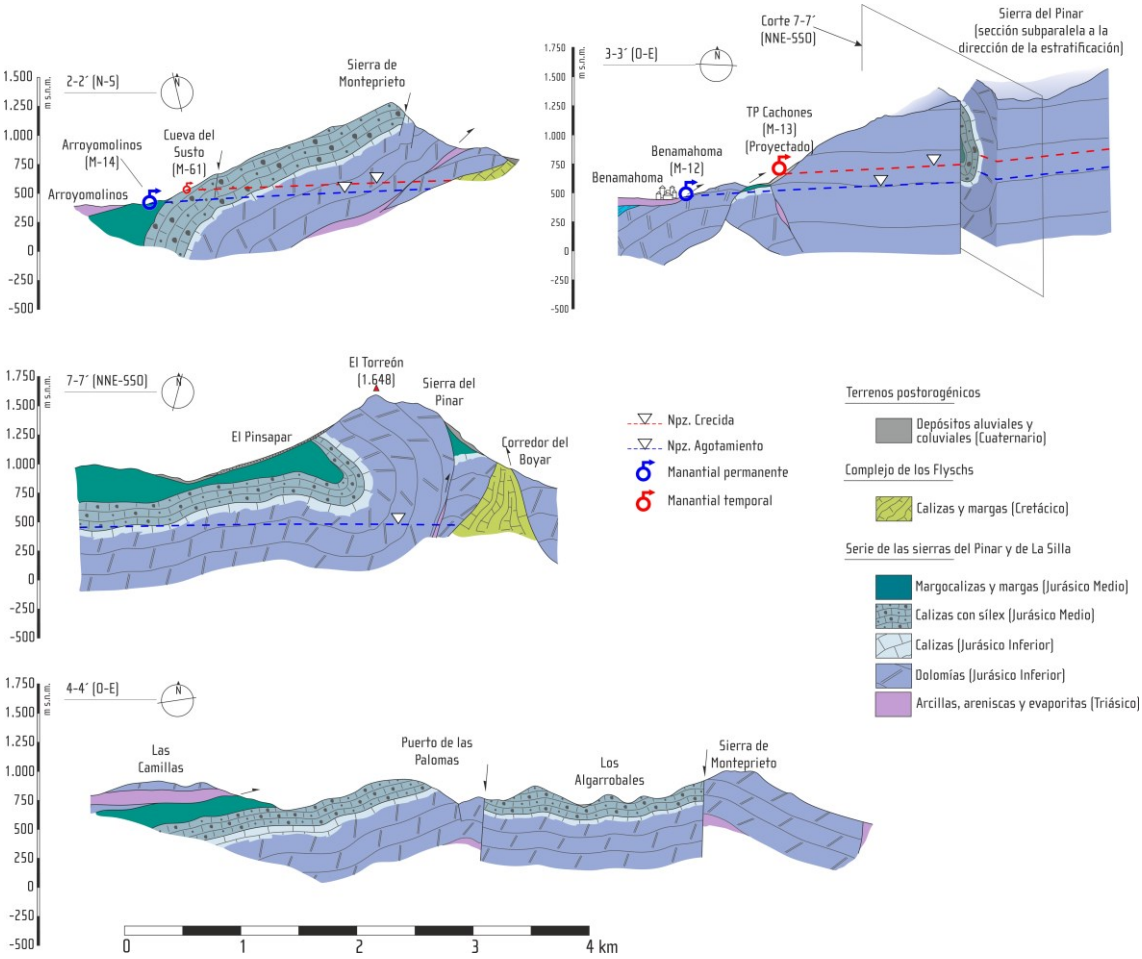


Figura 8.2 Cortes hidrogeológicos del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto. Véase su posición en la figura 8.1

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
Benamahoma	**M-12**	280155	4071920	453	Grazalema
TP Cachones	**M-13**	280803	4072272	495	Grazalema
Arroyomolinos	**M-14**	288289	4076445	384	El Gastor

Tabla 8.1 Puntos de agua inventariados en el acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto

El manantial de Benamahoma (M-12) es el punto de descarga con mayor caudal medio del acuífero y constituye la fuente de suministro de agua para la pedanía de Benamahoma (Fig. 8.3A). Durante los periodos de aguas altas, el incremento de la carga hidráulica en este sector del acuífero origina la actividad surgente del manantial TP

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Cachones, M-13 (Figs. 8.3B, C y D), situado unos 700 m al NE del manantial principal (Fig. 8.1). Su caudal de descarga ha sido medido conjuntamente con el de la surgencia de Benamahoma (M-12) en la correspondiente sección de aforo (véase el apartado 5.4 de esta memoria). El agua drenada por ambos puntos de descarga se incorpora al Río Majaceite (fig. 8.1) y supone uno de los principales aportes al embalse de los Hurones (véase el mapa hidrogeológico adjunto).



Figura 8.3 (A) Vista del manantial de Benamahoma (M-12), situado en el núcleo urbano de la pedanía homónima. (B) Caudal de descarga de TP Cachones (M-13) en febrero de 2017. (C) Punto de surgencia de TP Cachones (M-13) en un comienzo de actividad surgente tras las intensas lluvias de febrero de 2016. (D) Instantánea del mismo punto durante el pico de descarga relacionado con dicho evento pluviométrico

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La descarga de agua subterránea en el manantial de Arroyomolinos -M-14- (Figs. 8.4A, B y C) está relacionada con el drenaje de las dolomías y calizas con sílex de la sierra de Monteprieto (Fig. 8.1) y constituye la fuente del agua para el abastecimiento urbano de la localidad de Zahara de la Sierra. El agua descargada por la surgencia es utilizada para el mantenimiento del área recreativa de Arroyomolinos y supone la principal aportación al embalse de Zahara durante los meses de estiaje.

8.1.3. Hidrodinámica

8.1.3.1. Datos de caudales

La caracterización de la respuesta hidrodinámica del acuífero a los eventos de recarga ha sido llevada a cabo a partir de los datos de caudal (tanto puntuales como obtenidos mediante los sensores de registro continuo) de los manantiales de Benamahoma + TP Cachones (M-12 + M-13) y de la surgencia de Arroyomolinos (M-14), recopilados durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18). En las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13), la descarga ha sido determinada mediante aforos químicos con NaCl, mientras que en el manantial de Arroyomolinos (cuyo caudal medio es menor), los caudales inferiores a 100 – 150 l/s fueron aforados con micromolinete.

Para la cuantificación de la descarga de las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) se han efectuado 75 medidas de caudal, que a su vez se han utilizado para calibrar la curva de gastos asociada a su sección de aforo. El periodo de datos disponible comprende desde el 27/11/2012 hasta el 20/09/2018, durante el cual la descarga ha variado entre 83 l/s (caudal mínimo registrado al finalizar los meses de verano) y 7428 l/s en relación con el mayor pico de descarga. El número de registros automáticos (horarios) asciende a 43824 y abarca 5 años hidrológicos (2012/13 – 2017/18). El caudal medio, obtenido mediante la integración del hidrograma de descarga, ha sido de 597 l/s (Tab. 8.2).

En la surgencia de Arroyomolinos (M-14), el periodo de datos disponible se extiende desde el 13/12/2012 hasta el 30/09/2018 durante el que se han realizado 63 aforos. El periodo de registro continuo (horario) se extiende entre los años hidrológicos 2013/14 y 2017/18. El caudal de descarga de esta surgencia ha alcanzado un valor máximo de 1780 l/s durante las crecidas, y desciende hasta los 47 l/s al finalizar los meses de estiaje. La integración del hidrograma de descarga del manantial ha permitido obtener su caudal medio, de 106 l/s durante el periodo de investigación (Tab. 8.2).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

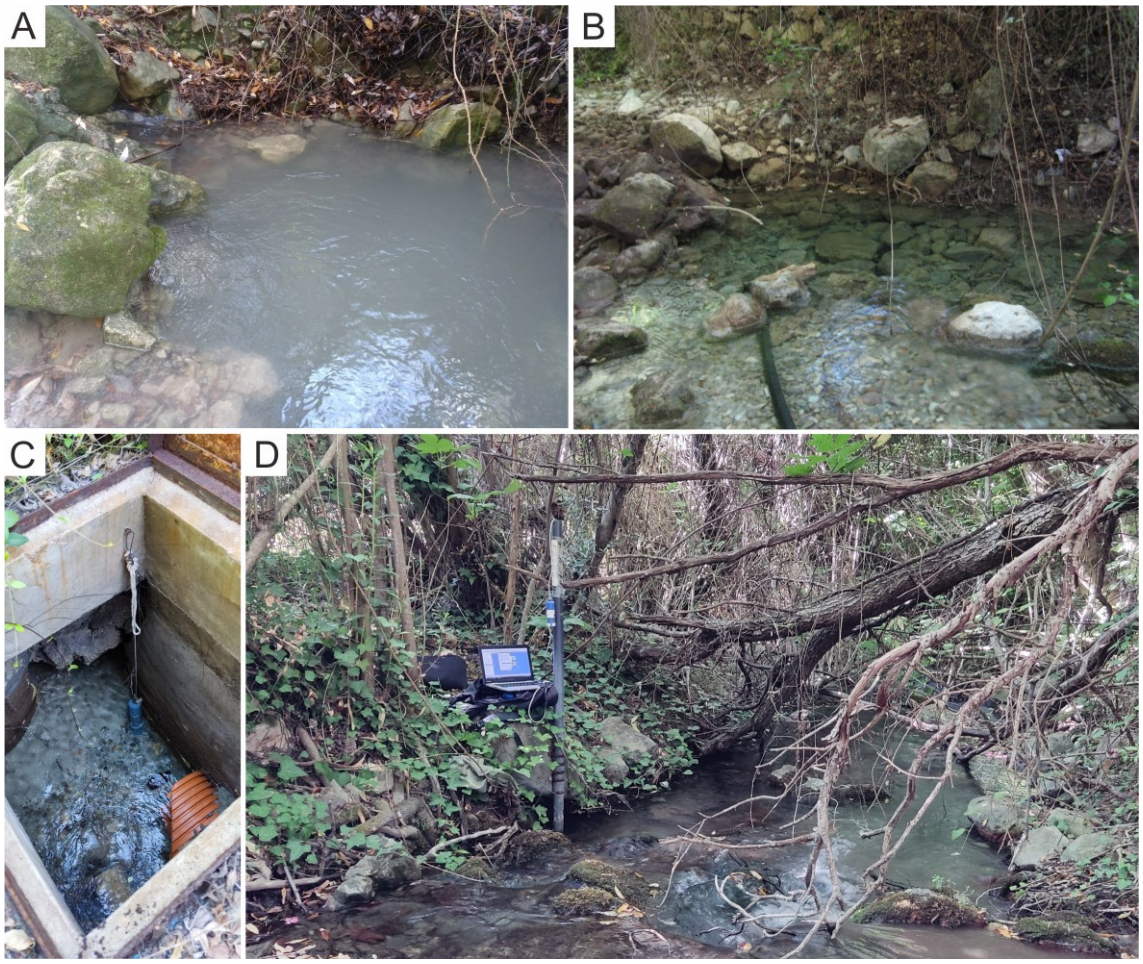


Figura 8.4 (A) Punto de surgencia del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante un periodo de aguas altas (marzo de 2018). (B) Vista del mismo punto en condiciones de estiaje (agosto de 2016). (C) Arqueta de derivación para el abastecimiento de Zahara de la Sierra, donde ha sido instalado el sensor de registro continuo de la CE y temperatura del agua. (D) Sensor de registro continuo de la altura de la lámina de agua

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q mín.	**Q máx/**	
Denominación	**Referencia**	**Puntual**	*Automático*	**punt. /** *autom.*	**(l/s)**			**Q mín.**	**cv (%)**
Benamahoma + TP Cachones	M-12 + M-13	**27/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**75** / *43824*	7428	597	83	89	166
Arroyomolinos	M-14	**13/12/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**63** / *43824*	1780	106	47	38	107

Tabla 8.2 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto

En las dos secciones de aforo (Benamahoma + TP Cachones y Arroyomolinos) se ha reconocido la circulación de agua de escorrentía superficial durante los eventos de precipitación, que dan lugar a picos de caudal de gran magnitud y duración muy corta

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(horas) en los hidrogramas de las surgencias. La separación de las componentes superficial y subterránea (véase el apartado 6.1 de esta memoria) se ha llevado a cabo mediante el método descrito por Barnes (1940).

8.1.3.2. Descripción de los hidrogramas de Benamahoma + TP Cachones (M-12 + M13) y Arroyomolinos (M-14)

Los hidrogramas anuales de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M12 + M-13) muestran varias crecidas por cada año hidrológico, cuya magnitud guarda cierta proporcionalidad con las precipitaciones. Durante los años hidrológicos 2012/13 (pm=1977 mm), 2013/14 (1230 mm) y 2017/18 (1576 mm), los más húmedos del periodo de control, el caudal de descarga de las surgencias alcanzó los valores más elevados (6910, 7428 y 6961 l/s, respectivamente). Sin embargo, durante los años 2014/15 (977 mm), 2015/16 (1078 mm) y 2016/17 (755 mm), más secos, la magnitud de las crecidas no superó los 1600 l/s (Fig. 8.5).

Las primeras lluvias de los años hidrológicos, que tienen lugar normalmente a lo largo del mes de octubre, no han provocado aumentos significativos en la descarga. No obstante, incrementan el estado de saturación en agua del suelo existente en las superficies de recarga y propician que las precipitaciones posteriores desencadenen cambios en el régimen hidrodinámico de las surgencias. La mayor parte de las crecidas han sido registradas durante los meses de invierno y primavera, en respuesta a los eventos pluviométricos de elevada magnitud que se concentran durante dichas estaciones. Desde el final de la primavera hasta el inicio del otoño siguiente, la práctica ausencia de lluvias condiciona que el caudal drenado por los manantiales descienda de forma lenta y progresiva (periodo de agotamiento) y registre los valores mínimos (Fig. 8.5).

Los hidrogramas de las crecidas muestran una morfología puntiaguda, aunque con una marcada asimetría. Tras las precipitaciones, el tramo de aumento en el caudal de descarga tiene una corta duración (entre 5 y 12 horas, según la intensidad y magnitud de la recarga) y culmina con el punto de máximo caudal, que se registra entre 2 y 5 días después de las precipitaciones. Tras la máxima respuesta hidrodinámica de las surgencias y en ausencia de nuevas lluvias, el descenso en el caudal de descarga se produce en una primera fase relativamente rápida (decrecida), que se extiende entre 7 y 12 días, y posteriormente de forma más lenta (agotamiento), que puede prolongarse durante meses (Fig. 8.5).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La morfología de los hidrogramas indica que el agua de reciente infiltración procedente de las lluvias se incorpora al flujo subterráneo e incrementa la carga hidráulica en el acuífero. Ello provoca la circulación rápida del flujo desde las superficies de recarga hasta las surgencias, probablemente favorecida por una red de drenaje con un notable desarrollo de la karstificación, dominada por conductos.

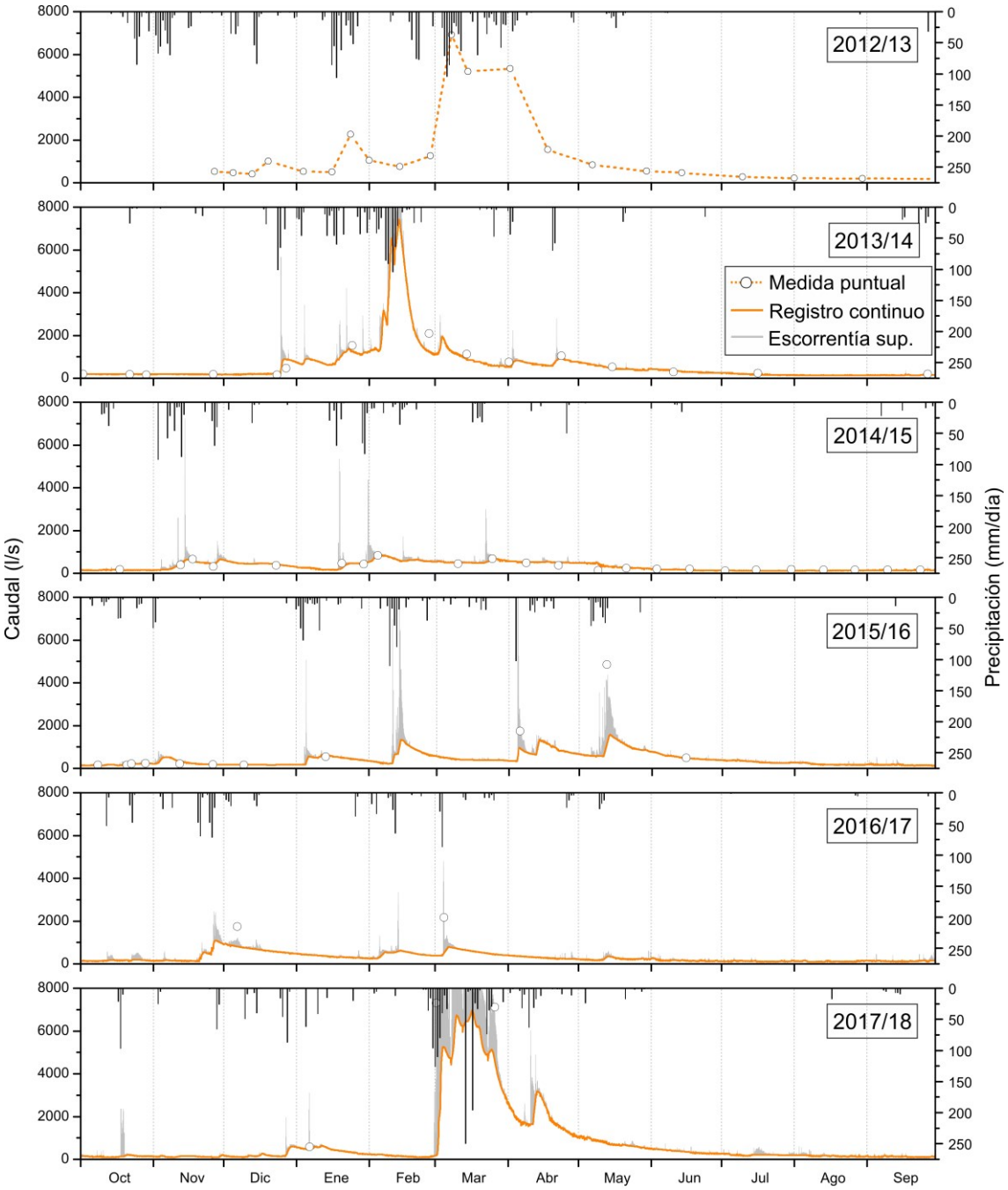


Figura 8.5 Hidrogramas anuales de las surgencias de Benamahoma + TP Cachones (M-12 + M-13) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911), cuya ubicación se muestra en la figura 8.1

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El desarrollo de la karstificación de la red de drenaje queda plasmado en los cortos periodos de crecida y decrecida de los hidrogramas y en la relación existente entre la magnitud e intensidad de las lluvias y el caudal máximo registrado en los manantiales. No obstante, las prolongadas fases de agotamiento registradas tras las crecidas son un reflejo de la contribución en la descarga de dominios menos transmisivos, en los que el desarrollo de la red de drenaje kárstico es comparativamente inferior. El flujo circula más lentamente a través de redes de fracturas y fisuras, lo que origina un descenso lento y progresivo del caudal de descarga de las surgencias.

A diferencia de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13), el hidrograma del manantial de Arroyomolinos (M-14) muestra un número de crecidas inferior en cada año hidrológico y estas han estado relacionadas con las lluvias de mayor magnitud e intensidad. Los principales eventos pluviométricos ocurridos durante años hidrológicos 2012/13, 2013/14 y 2017/18 (los más húmedos del periodo de control) desencadenaron las crecidas más significativas. Los caudales máximos alcanzados fueron de 1780 l/s (marzo de 2013), 485 l/s (febrero de 2013) y 704 l/s (marzo de 2018). La máxima descarga registrada en las crecidas del resto de años hidrológicos se situó entre 158 y 213 l/s (Fig. 8.6). Los eventos de lluvia de los meses de otoño y principio del invierno apenas produjeron cambios en el régimen hidrodinámico de la surgencia. No obstante, se produjeron incrementos en la descarga del manantial (finales de noviembre de 2014 y 2016) que fueron de escasa entidad (Fig. 8.6). La inercia mostrada por el sector del acuífero ante los eventos de recarga puede estar motivada por diversos factores. Así, un mayor desarrollo del suelo sobre las áreas de recarga requiere la acumulación de cierta cantidad de lluvia para que alcance el estado de saturación. Por otra parte, la menor presencia de morfologías favorecedoras de la infiltración y las pendientes elevadas pueden contribuir a que la fracción de agua de precipitación que finalmente se infiltra e incorpora al flujo subterráneo sea menor, en comparación con otras zonas del área de estudio.

Los afloramientos de calizas con sílex que constituyen buena parte de las superficies de recarga en este sector cuentan con escasa presencia de morfologías exokársticas y una notable cobertera vegetal, que pueden condicionar el comportamiento hidrodinámico del acuífero ante los eventos de recarga. Asimismo, las elevadas pendientes favorecen que una parte del agua de lluvia circule de forma superficial (escorrentía) en detrimento de la fracción que finalmente se infiltra e incorpora al flujo subterráneo.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

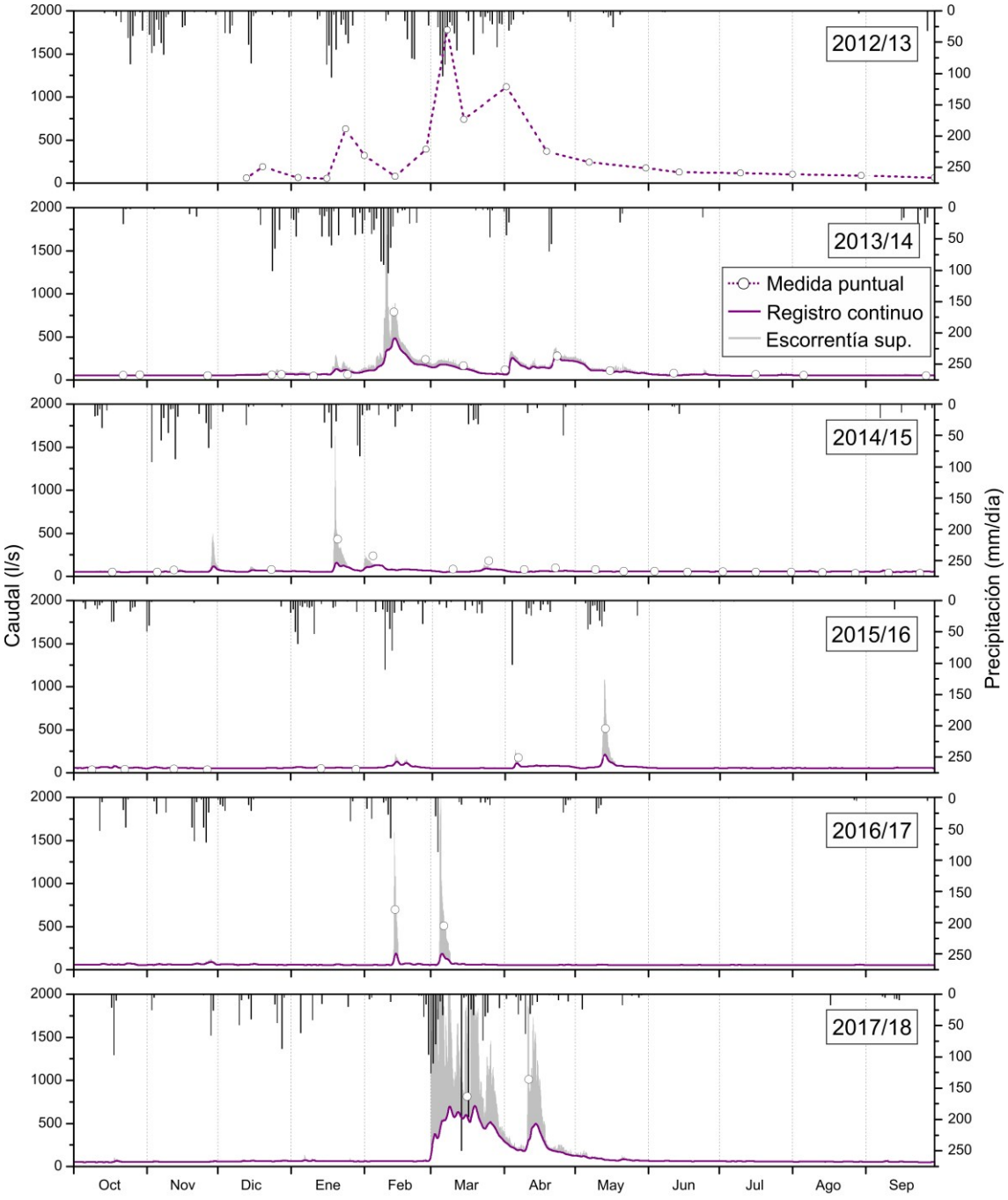


Figura 8.6 Hidrogramas anuales de la surgencia de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de control (2012/13 – 2017/18). El registro de la precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911), cuya ubicación se muestra en la figura 8.1

La morfología de las crecidas muestra un primer tramo de aumento rápido del caudal drenado por el manantial, más evidente en aquellas relacionadas con eventos de recarga en los que las lluvias fueron más intensas, como en las crecidas de abril de 2014, mayo de 2016, febrero y marzo de 2017 y marzo y abril de 2018 (Fig. 8.6). Estos eventos pluviométricos generaron incrementos bruscos del caudal de descarga, aunque fueron de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

pequeña cuantía. Las fases de crecida tienen una corta duración, en torno a 1-2 días, aunque su extensión temporal depende de la distribución y características del evento de recarga. Los picos del caudal drenado por la surgencia se registran entre 3 y 5 días después de las precipitaciones y van seguidos de una primera fase de descenso rápido (decrecida) durante 2 - 5 días, tras el pico de máxima descarga. Estos picos, en parte, pueden estar condicionados por la génesis de escorrentías superficial. Después de la decrecida se produce la disminución lenta del caudal de descarga de la surgencia (fase de agotamiento) que en ausencia de lluvias significativas se prolonga hasta las primeras crecidas del siguiente año hidrológico (Fig. 8.6).

El análisis cualitativo del hidrograma de la surgencia de Arroyomolinos (M-14) pone de manifiesto que el agua procedente de la lluvia (una vez saturada la capacidad de retención de agua por parte del suelo) genera una fracción que discurre sobre la superficie del terreno (escorrentía superficial) y otra que se infiltra y contribuye a la recarga del acuífero. El agua de infiltración es transmitida hasta el manantial a través de redes de conductos kársticos, lo que origina cambios bruscos en el caudal drenado por el manantial. La corta duración de las fases de crecida y decrecida y la proporcionalidad existente entre la magnitud de los eventos de recarga y los caudales de descarga registrados en la surgencia indican que las variaciones en la carga hidráulica son transmitidas rápidamente hasta el manantial, a través de una red de drenaje jerarquizada, en la que existe un notable desarrollo de la karstificación funcional. Por otra parte, los dilatados periodos de agotamiento en los que el caudal descargado por la surgencia experimenta una disminución lenta y progresiva son indicativos de la existencia de una componente de drenaje inercial, en la que el flujo se produce a través de dominios con un desarrollo kárstico muy reducido (redes de fisuras y fracturas).

8.1.3.3. Análisis de las curvas de recesión de los manantiales mediante el método de Mangin (1970,1975)

El análisis de las curvas de recesión de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) se ha llevado a cabo mediante la metodología descrita por Mangin (1970,1975) para los periodos de decrecida y agotamiento de los años hidrológicos 2015/16 y 2017/18 (Fig. 8.7). La duración de los tramos de decrecida ha variado entre 8 y 11 días, mientras que los coeficientes de infiltración (η) y heterogeneidad (ε) han mostrado un valor medio de 0,108 y 0,049 días^{-1}, respectivamente (Tab. 8.3). El valor del coeficiente de velocidad de infiltración indica que ésta se produce de forma bastante rápida y sugiere la existencia de un elevado desarrollo de la karstificación funcional en la zona no saturada

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del acuífero. El bajo valor del coeficiente de heterogeneidad (ε) se refleja en la casi nula concavidad de la función "*y*" (prácticamente recta) e indica la disminución lenta y progresiva del caudal de descarga durante el tramo de decrecida (Fig. 8.7 y Tab. 8.3). El valor medio obtenido para el parámetro *i* (0,74) es característico del drenaje de sistemas complejos y de grandes dimensiones (Mangin, 1975).

La duración de la fase de agotamiento ha variado entre 103 y 132 días y su coeficiente (α) ha presentado valores entre 1,80x 10^{-2} días^{-1}, en el agotamiento del año hidrológico 2015/16 y 1,97x 10^{-2} días^{-1} para el año 2017/18. Estos resultados ponen de manifiesto que, durante la fase de agotamiento, el caudal de descarga de las surgencias se reduce de forma relativamente rápida, lo que puede atribuirse al drenaje de medios con una cierta capacidad para la circulación del flujo subterráneo, englobados dentro de un dominio general de comportamiento de tipo fracturado/fisurado.

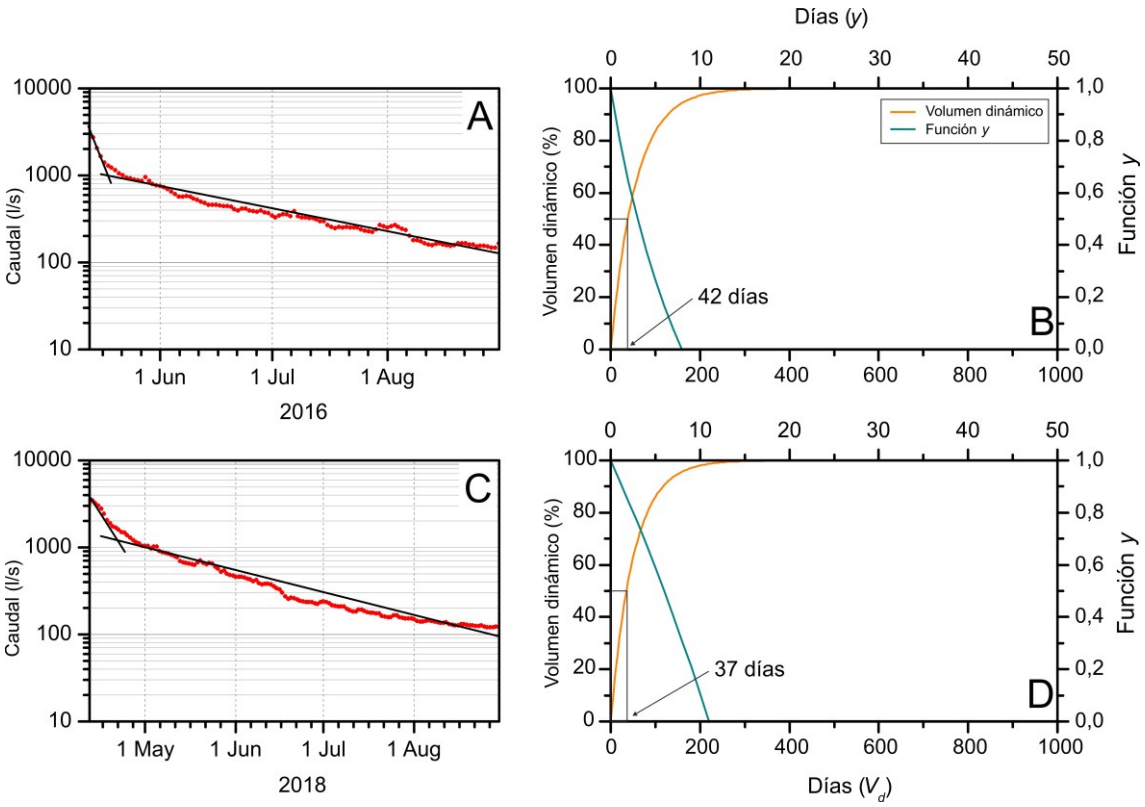


Figura 8.7 En la columna izquierda (A y C), curvas de recesión analizadas en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13). En la columna derecha (B y D), gráficos correspondientes a la función "y" y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Punto	Referencia	Año	D_d (días)	η (días^{-1})	ε (días^{-1})	i	D_{ag} (días)	α (días^{-1})	V_d (hm^3)	V_t (hm^3)	k
Benamahoma	(M-12	2016	8	0,125	0,083	0,64	103	1,80E-02	5,8	18,8	0,31
+ Cachones	+ M-13)	2018	11	0,091	0,015	0,84	132	1,97E-02	8,7	18,8	0,46
Media			*10*	*0,108*	*0,049*	*0,74*	*118*	*1,88E-02*	*7,3*	*18,8*	*0,39*
Arroyomolinos	(M-14)	2018	6	0,167	0,001	0,67	29	3,58E-02	0,6	3,3	0,18
		2018b					94	3,11E-03			

Tabla 8.3 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de recesión de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) y del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual

La representación del porcentaje del volumen dinámico descargado en función del tiempo (Fig. 8.7) indica que, en ausencia de recarga, el 50 % de este volumen sería drenado entre 42 y 37 días a partir del inicio del agotamiento. El volumen de tránsito anual (V_t), calculado a partir del registro continuo del caudal de descarga de las surgencias ha sido de 18,8 hm^3, por lo que el parámetro k (V_d/V_t) ha mostrado un valor medio de 0,39 (Tab. 8.3). Estos datos indican que el sector de acuífero drenado por las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) presenta características propias de un sistema kárstico, aunque con cierta capacidad de regulación natural.

El estudio de la curva recesión del manantial de Arroyomolinos (M-14) también ha sido llevada a cabo mediante la metodología propuesta por Mangin (1970,1975), para el conjunto de la decrecida y posterior agotamiento del año hidrológico 2017/18 (Fig. 8.8). La duración de la decrecida (D_d) ha sido de 6 días y sus coeficientes de velocidad de infiltración (η) y heterogeneidad (ε) han mostrado un valor de 0,167 y 0,001 días^{-1} (Tab. 8.3). Ambos parámetros indican que las velocidades de infiltración y de disminución del caudal de descarga durante la fase de decrecida, son rápidas, como consecuencia del desarrollo de la red de conductos kársticos, probablemente en la zona no saturada del acuífero. El valor del parámetro i ha sido de 0,67, lo que según Mangin (1970,1975) correspondería a un sistema con una organización compleja del drenaje y grandes dimensiones. Sin embargo, esto contrasta con la superficie de afloramientos carbonáticos presentes en el sector de acuífero drenado por el manantial ($\sim$ 11 km^2), por lo que no puede ser considerado como de grandes dimensiones.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

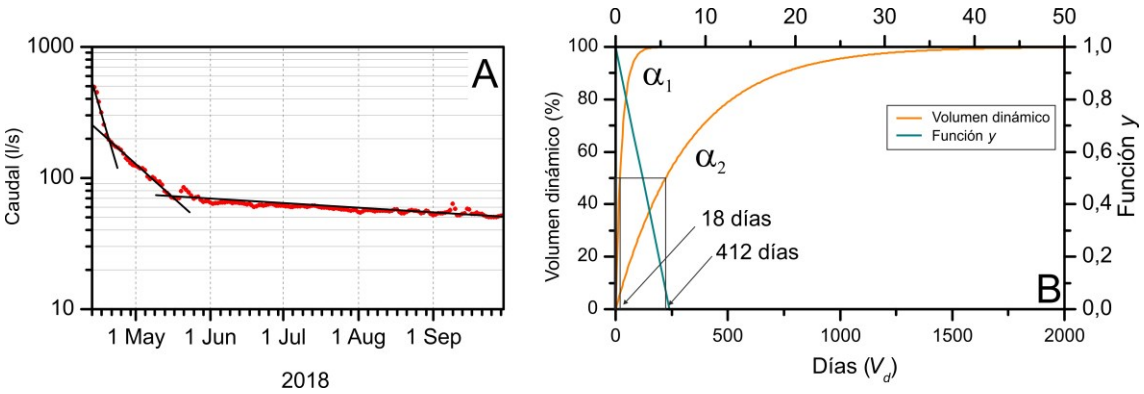


Figura 8.8 (A) Curva de recesión y agotamiento analizada en el manantial de Arroyomolinos (M-14). (B) Gráfico correspondiente a la función "y" y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo transcurrido, de mantenerse las condiciones de agotamiento

Se han calculado dos coeficientes de agotamiento diferentes (α_1 y α_2) correspondientes al primer tramo de agotamiento, desde el final de la fase de decrecida hasta el cambio de pendiente, y a una segunda fase que se extiende desde el citado cambio de pendiente hasta el final del estiaje (Fig. 8.8 y Tab. 8.3): el primero (α_1) tiene un valor de $3{,}58 \cdot 10^{-2}$ días^{-1}, mientras que el segundo ha sido de $3{,}11 \cdot 10^{-3}$ días^{-1}. El reconocimiento de dos coeficientes de agotamiento puede estar relacionado con la jerarquización de la red de drenaje kárstico, en la que, la primera fase corresponde a un vaciado más rápido, a través de conductos en los que existe cierto desarrollo de la karstificación funcional. El segundo tramo, caracterizado por un drenaje más lento y progresivo, estaría relacionado con la circulación del flujo subterráneo por dominios más inerciales, con menor desarrollo de la karstificación, de tipo fracturado/fisurado.

El volumen dinámico (V_d) calculado ha sido de 0,6 hm^3 y su representación en función del tiempo transcurrido desde el final de la decrecida ha permitido estimar que el 50% de dicho volumen sería drenado al cabo de 18 días, si se considera el tramo inicial del agotamiento y 412 días para el segundo (Fig. 8.8). La disparidad en dichos valores ilustra sobre la complejidad de la red de drenaje en este sector del acuífero y la diferente capacidad de regulación natural atribuibles a cada una de las componentes del flujo en la red de drenaje.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

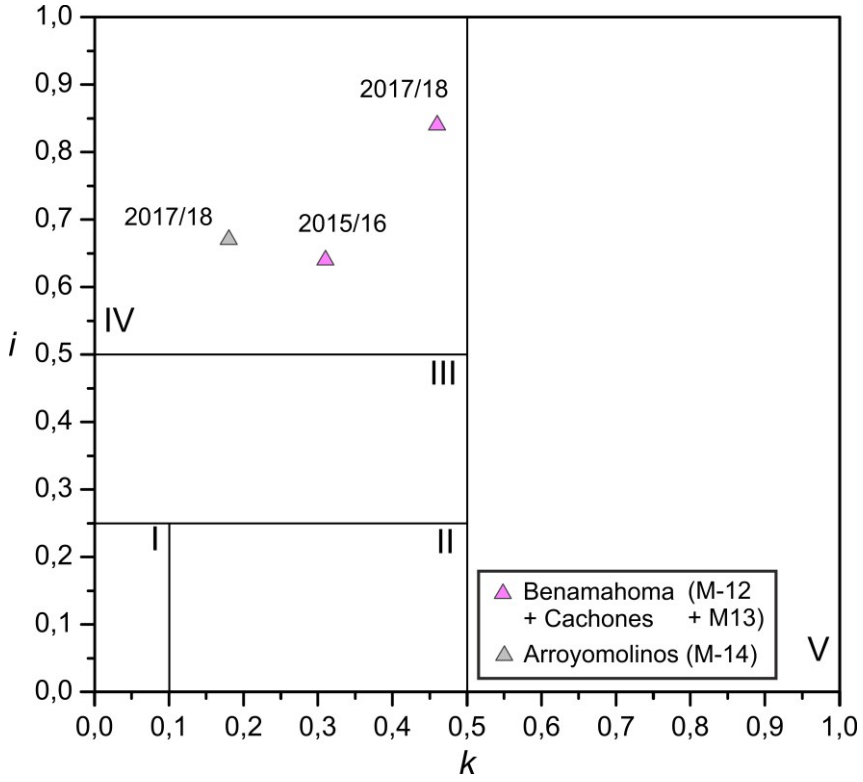


Figura 8.9 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos, en el que han sido proyectados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) y Arroyomolinos (M-14)

El volumen de tránsito anual, calculado a partir del hidrograma de descarga de la surgencia ha sido de 3,3 hm^3 durante el periodo de investigación, por lo que el parámetro *k* (V_d/V_t) ha presentado un valor de 0,18. Si se atiende a la clasificación de Mangin (1970, 1975), el manantial de Arroyomolinos (M-14) drenaría un sector de acuífero con más karstificación funcional y una escasa capacidad de regulación natural. En cualquier caso, solamente ha sido posible aplicar esta metodología en una sola decrecida (Fig. 8.8), lo que puede condicionar la representatividad del resultado.

Los parámetros *k* e *i* obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de los manantiales, representados en el gráfico propuesto por Mangin (1970,1975) de la figura 8.9, se emplazan dentro del dominio IV, característico de sistemas con buen desarrollo de la karstificación y una compleja organización del drenaje. Los puntos correspondientes a las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) están situados más cerca del dominio V, debido a sus valores de *k* más elevados, relacionados con un agotamiento más lento.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.1.3.4. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de los manantiales

Los análisis de autocorrelación y correlación cruzada han sido realizados a partir de los datos del caudal de descarga de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones -M-12 + M-13- y del manantial de Arroyomolinos -M-14- (Figs. 8.10 y 8.11). La serie de datos de lluvia procede de la estación de Grazalema (SAIH), que cuenta con registro horario de la precipitación durante todo el periodo considerado en los análisis (2013/14 – 2017/18). El paso de tiempo utilizado ha sido horario, con el fin de precisar las diferencias existentes en los tiempos de respuesta de los puntos de descarga ante los eventos pluviométricos. En todos los casos se ha considerado una ventana de observación de 14600 horas (608 días), que es aproximadamente una tercera parte de la extensión temporal de las series de datos.

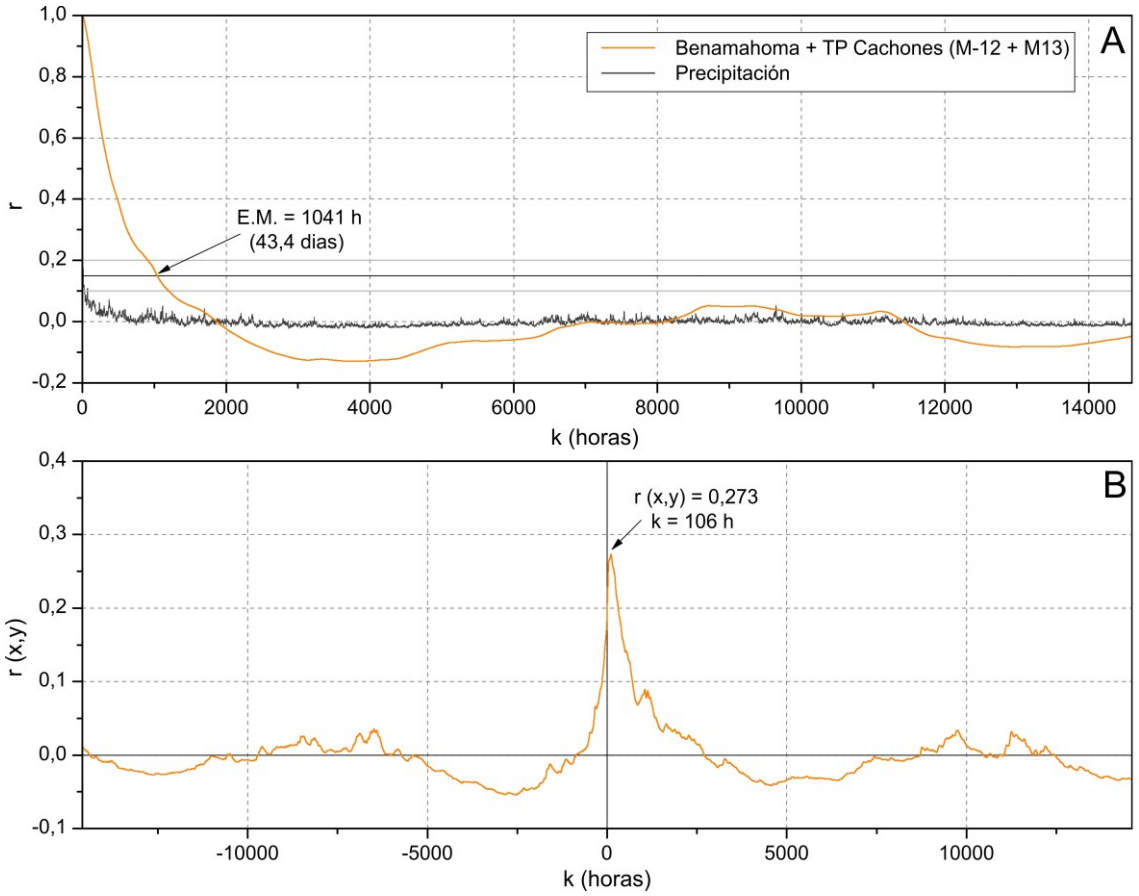


Figura 8.10 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) correspondiente al periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación r (x,y), coeficiente de correlación cruzada; E.M., efecto memoria

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La función de autocorrelación (Fig. 8.10A) del caudal de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) muestra un descenso relativamente rápido, indicativo de la escasa inercia ante la recarga del sistema. El efecto memoria obtenido ha sido de 43,4 días, propio de un bajo poder de regulación natural en el sector de acuífero drenado por dichas surgencias, característico de medios kársticos (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Jiménez-Gavilán, 2010).

El correlograma cruzado (Fig. 8.10B) muestra una morfología puntiaguda, con un valor máximo de correlación $r\ (x,y) = 0{,}273$ para un valor de $k = 106$ horas (4,4 días), que constituye el tiempo medio transcurrido entre las precipitaciones y la máxima respuesta hidrodinámica de las surgencias. La rápida disminución de los valores de $r\ (x,y)$ tras el pico de correlación, de forma más gradual cuanto mayor sea el tiempo transcurrido desde el punto máximo de $r\ (x,y)$, sugiere que los efectos producidos por las lluvias en el régimen de descarga de la surgencia se manifiestan durante un tiempo limitado.

A partir de un valor de k aproximado de 1000 horas (~42 días) se observa un cambio en la disminución de los valores de $r\ (x,y)$, que decrecen más lentamente (Fig. 8.10). Mangin (1984), atribuye esta morfología de la función de correlación cruzada a la combinación de dos tipos de flujo subterráneo: uno dominado por conductos, que permite el drenaje rápido del sistema y otro de carácter inercial, correspondiente al drenaje de dominios con un bajo desarrollo de la karstificación funcional.

Los resultados proporcionados por las funciones de autocorrelación y correlación cruzada de los datos de descarga de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13), así como el valor del efecto memoria, ponen de manifiesto la limitada capacidad de regulación del sector acuífero, que también se evidencia por el corto tiempo de respuesta de la surgencia a los eventos de recarga.

Las precipitaciones intensas saturan rápidamente la capacidad de retención de agua del suelo de la superficie de recarga, lo que permite que dicha agua se infiltre y origine un aumento de la carga hidráulica en el acuífero. La red de drenaje kárstico, dominada por conductos, favorece la transferencia rápida de esta agua hasta los puntos de descarga, lo que provoca variaciones bruscas en el caudal drenado por las surgencias.

El autocorrelograma correspondiente al manantial de Arroyomolinos (Fig. 8.11A) muestra un descenso rápido, con un valor para el efecto memoria de 44 días, reflejo de la escasa capacidad de regulación natural del sector de acuífero drenado por la surgencia. La

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

función de correlación cruzada (Fig. 8.11B) presenta un pico principal de correlación, muy puntiagudo y similar al obtenido en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones.

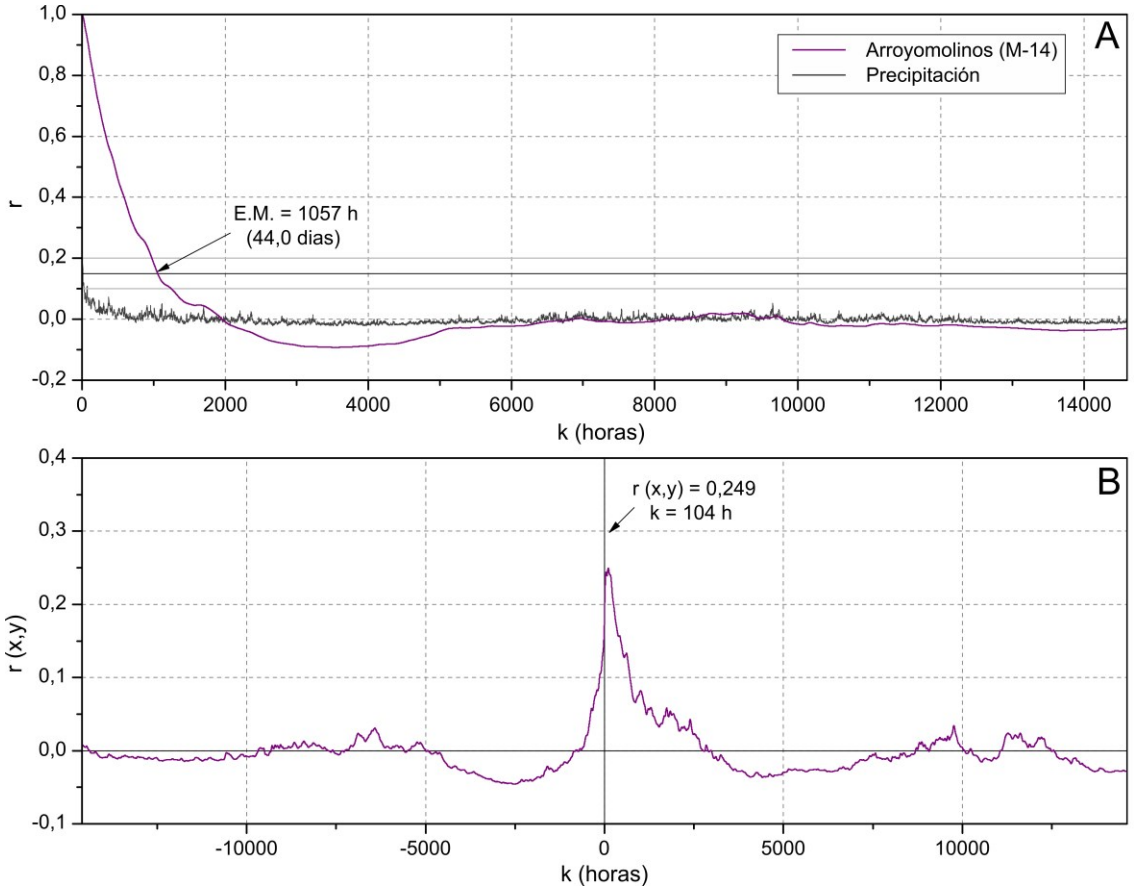


Figura 8.11 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo comprendido entre el 01/10/2013 y el 30/09/2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación r (x,y), coeficiente de correlación cruzada; E.M., efecto memoria

El valor ligeramente más alto del coeficiente de correlación *r (x,y)* = 0,249 está relacionado con un tiempo de desfase (*k*) = 104 horas (4,3 días), indicativo del tiempo medio que transcurre entre las precipitaciones y el caudal máximo de descarga en el manantial. La disminución rápida del valor de *r (x,y),* una vez alcanzado el punto de máxima correlación, refleja el escaso periodo durante el que el impulso de recarga provocado por las lluvias se manifiesta en el régimen hidrodinámico del manantial.

La existencia de una red de drenaje jerarquizada dominada por conductos kársticos permite que el agua de reciente infiltración producto de las precipitaciones sea transmitida

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

hasta la surgencia de forma rápida. Esto queda reflejado en los cambios bruscos que experimenta el caudal de descarga del manantial en respuesta a los eventos de recarga. Al igual que en el caso del correlograma cruzado de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (Fig. 8.10B), en el manantial de Arroyomolinos se puede observar un cambio en el ritmo de disminución de los valores de *r(x,y)* a partir de 800 – 1000 horas (33-42 días) del punto de máxima correlación (Fig. 8.11B). Esto sugiere que, a partir de ese momento, la contribución del drenaje a través de medios menos transmisivos (dominados por la red de fracturas) desempeña un papel significativo en el funcionamiento hidrogeológico de la surgencia.

8.1.3.5. Análisis de caudales clasificados de los manantiales

La serie de datos del caudal de descarga de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13), durante el periodo comprendido entre el 01/10/2013 y el 30/09/2018 (registro continuo) ha sido dividida en clases de 5 l/s y se ha calculado la frecuencia de cada clase en la descarga de las surgencias. La representación de la frecuencia relativa acumulada (Fig. 8.12A) muestra que durante más el 90 % del tiempo, la surgencia descarga caudales inferiores a 1000 l/s. La proyección de las clases de caudal (en escala logarítmica) frente a la frecuencia relativa acumulada (mostrada en escala probabilística) ha permitido identificar varios tramos de descarga en el régimen hidrodinámico de las surgencias, indicativos de diferentes mecanismos de drenaje del acuífero (Fig. 8.12B):

1. Caudales inferiores a 185 l/s ($\mathbf{m_1}$), que corresponden a la fase de agotamiento de las surgencias. La elevada pendiente de este tramo está relacionada con la disminución lenta y progresiva del caudal drenado por los manantiales durante los periodos de aguas bajas.
2. Caudales comprendidos entre 185 y 380 l/s ($\mathbf{m_2}$), que se relacionan con los cambios más rápidos en el régimen de descarga de la surgencia durante los periodos de crecida y posterior decrecida. El aumento de pendiente de la curva identificado en torno a 380 l/s coincide con los inicios de la actividad surgente en el manantial TP Cachones (M-13).
3. Caudales entre 380 y 4600 l/s ($\mathbf{m_3}$), que representan los picos de caudal de la mayoría de las crecidas del registro. La morfología abombada de este tramo de la curva es un reflejo de la variabilidad en los caudales máximos alcanzados durante dichas crecidas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

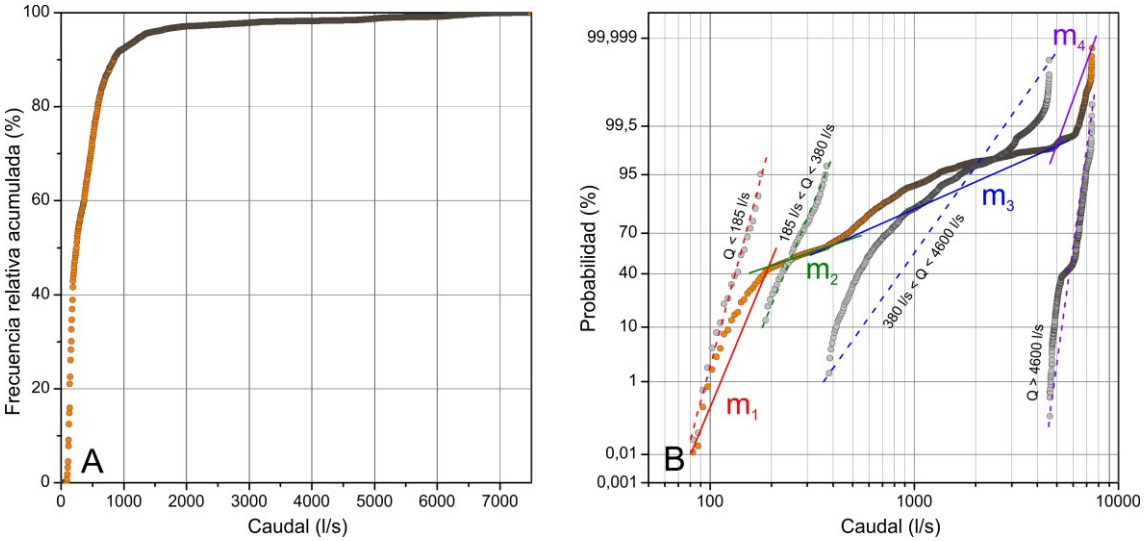


Figura 8.12 Representación gráfica de los caudales clasificados en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

4. Caudales superiores a 4600 l/s (**m_4**), con la pendiente más alta de los tramos analizados, representan las mayores crecidas registradas en el manantial, durante los eventos de recarga de los años 2013/14 y 2017/18. La mayor pendiente de este tramo se relacionaría con un cierto mantenimiento del caudal en la surgencia como consecuencia de la formación de una reserva de agua que será drenada posteriormente, durante la fase de recesión.

El cálculo del volumen drenado por las surgencias en cada uno de los tramos de caudal diferenciados, mediante la metodología propuesta por Padilla (1990), ha permitido evaluar la contribución de cada uno de ellos a la descarga total del manantial. Los resultados obtenidos (Tab 8.4) indican que la mayor parte del volumen (4,4 y 25,8 %) es desaguado durante los periodos de aguas altas (m_3 y m_4), mientras que en las fases de agotamiento se drena un 10,6 y 9,2 % (tramos m_1 y m_2, respectivamente) de la descarga total.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<185	136	8,9	10,6
m_2	185-380	271	7,7	9,2
m_3	380-4600	804	45,5	54,4
m_4	>4600	7363	21,6	25,8

Tabla 8.4 Porcentaje del volumen de agua drenado por las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los datos plasmados en la tabla 8.4 ponen de relieve que la mayor parte de la descarga de las surgencias se produce en respuesta a los eventos de recarga y evidencian la escasa capacidad de regulación natural del sector acuífero drenado por los manantiales de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13).

La representación de las clases de caudal (5 l/s) del manantial de Arroyomolinos (M-14) respecto a la frecuencia relativa acumulada (Fig. 8.13A) indica que durante la mayor parte del tiempo (~ 90%) el manantial drena caudales inferiores a 100 l/s. La morfología de la curva, con un acentuado cambio en su pendiente indica que las variaciones en el régimen hidrodinámico del manantial se producen rápidamente, reflejo del comportamiento kárstico de este sector del acuífero.

La frecuencia relativa acumulada (mostrada en escala probabilística) frente a los intervalos de caudal representados en escala logarítmica (Fig. 8.13B) ha permitido diferenciar cuatro tramos principales, que se relacionan con los diversos estados hidrodinámicos del manantial:

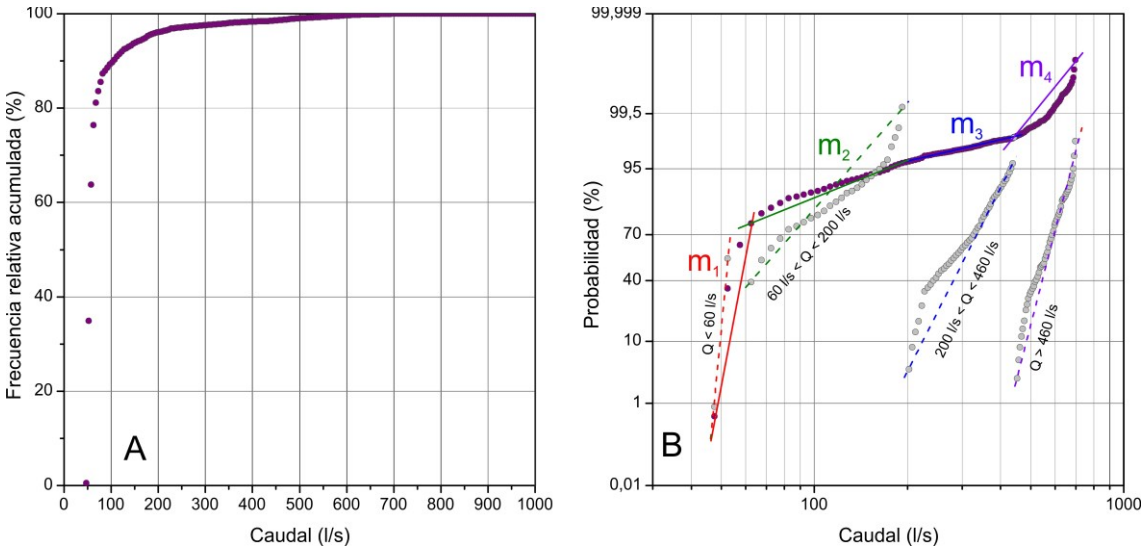


Figura 8.13 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de Arroyomolinos (M-14) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

1. Tramo $\mathbf{m_1}$, representado por los caudales inferiores a 60 l/s, correspondientes a las fases finales del agotamiento (α_2 en el apartado 8.1.3.3) . Su elevada pendiente indica la disminución muy lenta y progresiva del caudal de descarga durante los periodos de estiaje.
2. Caudales entre 60 y 200 l/s ($\mathbf{m_2}$), constituyen un tramo con menor pendiente que el anterior, con variaciones algo más rápidas del caudal. Está relacionado con las

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

primeras fases del agotamiento de la surgencia, durante las que la descarga disminuye más rápidamente (α_1, apartado 8.1.3.3).

3. Caudales entre 200 y 460 l/s (**m_3**), tramo con menor pendiente que el anterior por los cambios más rápidos del caudal durante los periodos de crecida.
4. Caudales superiores a 460 l/s (**m_4**), tramo con la pendiente más elevada de todos los considerados. Representa los periodos de aguas altas asociados a las crecidas de mayor magnitud, en los que la descarga se mantiene elevada durante un cierto lapso de tiempo como consecuencia de la acumulación de una reserva de agua que será drenada de forma posterior.

La aplicación de la metodología propuesta por Padilla (1990) ha permitido estimar la contribución a la descarga total del manantial en cada uno de los tramos de descarga diferenciados mediante el estudio de los caudales clasificados. Los resultados, recogidos en la tabla 8.5, indican que durante las fases de agotamiento (m_1 y m_2) se drena la mayor parte del volumen total descargado por la surgencia (45,2 y 9,0 %, respectivamente).

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<60	55	5,5	45,2
m_2	60-200	94	1,1	9,0
m_3	200 - 450	340	4,3	35,2
m_4	>450	607	1,3	10,6

Tabla 8.5 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de Arroyomolinos (M-14) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

Durante los periodos de aguas altas la descarga ha sido equivalente al 35,2 % (tramo m_3) y 10,6 % (tramo m_4) del volumen total desaguado por el manantial. Estos datos ponen de manifiesto la dualidad existente en el funcionamiento hidrogeológico del sector acuífero drenado por la surgencia. Por una parte, la contribución de los mecanismos de drenaje lentos (flujos a través de medios con escaso desarrollo de la karstificación funcional) indican una significativa capacidad de regulación natural. No obstante, el elevado porcentaje de volumen desaguado durante los eventos de crecida sugiere la contribución notable de la red de drenaje kárstico, dominada por conductos, que permite la transferencia rápida del agua de reciente infiltración desde las áreas de recarga hasta el manantial.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.1.4. Hidroquímica e hidrotermia

8.1.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

En términos generales, la mineralización de las aguas descargadas por los manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto es baja (la conductividad eléctrica media ha variado entre 363 y 472 μS/cm) y presentan facies hidroquímicas de tipo bicarbonatada cálcica (véase el apartado 5.6.2 de esta memoria). La conductividad eléctrica (CE) de las aguas drenadas por la surgencia de Benamahoma (M-12) ha variado entre 291 y 432 μS/cm, con un valor medio durante el periodo de control de 394 μS/cm, mientras que las procedentes del manantial de tipo *trop plein* TP Cachones (M-13) han mostrado valores inferiores, entre 273 y 414 μS/cm, con una media de 363 μS/cm (Tab. 8.6). En ambos puntos se han determinado los mayores coeficientes de variación de este parámetro, 7,7 y 8,0 % en las aguas de Benamahoma y TP Cachones, respectivamente. Las medidas realizadas en el manantial de Arroyomolinos (M-14) han permitido corroborar la mayor mineralización del agua drenada por dicha surgencia, cuya conductividad eléctrica ha fluctuado entre 379 y 536 μS/cm, con un valor medio de 472 μS/cm. El coeficiente de variación (5,5 %) es el más bajo del conjunto de surgencias que drenan el acuífero.

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		μS/cm	*ºC*		*mg/l*											
Benamahoma (M-12)	*n*	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	119	110	119	119	119
	máx	432	14,1	8,3	271,5	17,3	53,6	3,6	79,7	24,2	11,2	1,0	0,8	0,8	1,5	-1,7
	med	394	13,7	7,6	235,1	10,7	34,6	2,1	64,6	20,5	7,0	0,6	0,3	0,2	0,1	-2,2
	min	291	13,1	7,1	192,2	4,2	11,6	1,2	38,2	14,9	3,0	0,3	0,1	-0,3	-0,9	-2,9
	cv (%)	7,7	1,6	2,9	6,5	30,4	30,8	20,1	9,7	11,0	30,2	28,2	44,4	112,7	624,8	10,2
TP Cachones (M-13)	*n*	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	40	56	56	56
	máx	414	14,7	8,6	297,2	11,6	31,7	4,2	78,8	20,6	8,8	1,0	0,9	1,2	2,0	-1,6
	med	363	13,1	7,7	240,6	7,6	19,0	1,9	63,0	17,6	5,2	0,6	0,4	0,3	0,2	-2,3
	min	273	11,9	7,0	199,5	3,6	3,2	0,4	43,3	13,0	2,7	0,2	0,1	-0,3	-0,9	-3,3
	cv (%)	8,0	3,3	4,8	7,0	28,6	35,7	31,7	10,5	10,9	28,4	33,8	47,6	120,2	300,7	16,1
Arroyomolinos (M-14)	*n*	98	98	98	98	98	98	98	98	98	98	98	93	98	98	98
	máx	536	15,0	8,2	320,3	41,0	55,2	4,1	93,4	22,8	24,1	1,5	1,2	0,9	1,4	-1,6
	med	472	14,6	7,5	247,2	26,7	42,7	2,3	73,0	20,3	16,7	0,9	0,4	0,2	0,0	-2,1
	min	379	13,9	7,0	186,8	6,9	17,5	1,1	51,7	12,5	5,5	0,5	0,1	-0,3	-1,0	-2,8
	cv (%)	5,5	1,6	3,1	10,5	27,8	17,1	25,2	10,0	9,5	25,0	17,6	57,9	142,1	120,4	10,8

Tabla 8.6 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas de los principales manantiales del acuífero de la sierras del Pinar y Monteprieto. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

La temperatura media más elevada (14,6 ºC), así como el rango de variación más bajo de este parámetro, se ha registrado en el manantial de Arroyomolinos (M-14), que es el punto de descarga situado a cota más baja (384 m s.n.m.) de los que drenan el acuífero.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las aguas descargadas por la surgencia de Benamahoma (M-12) la temperatura ha variado entre 13,1 y 14,1 ºC, con un valor medio de 13,7 ºC, mientras que en la surgencia de TP Cachones (M-13) la temperatura media ha sido inferior (13,1 ºC) y su coeficiente de variación (3,3 %) ha sido el más alto del conjunto de surgencias que drenan el acuífero (Tab. 8.6).

Los valores medios de alcalinidad total (Alc) han sido muy parecidos en los tres puntos de descarga monitorizados: entre 235,1 mg/l (Benamahoma -M-12-) y 247,2 mg/l (Arroyomolinos -M-14-). Los contenidos medios de Ca^{2+} más elevados han sido determinados en las aguas del manantial de Arroyomolinos (73,0 mg/l), aunque no difieren significativamente de la concentración media analizada en los manantiales de TP Cachones (63,0 mg/l) y Benamahoma (64,6 mg/l) (Tab. 8.6).

En las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14) se han determinado las concentraciones medias más elevadas en Na^{+} (16,7), Cl^{-} (26,7 mg/l) y SO_4^{2-} (42,7 mg/l), así como los coeficientes de variación más bajos en los contenidos de dichos iones (Tab. 8.6). Las concentraciones de estos componentes han mostrado un valor más bajo en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones, en consonancia con la menor mineralización de sus aguas.

Los contenidos medios en NO_3^{-} han sido similares en los tres puntos de descarga, con valores entre 1,9 mg/l en el manantial TP Cachones (M-13) y 2,3 mg/l en Arroyomolinos (M-14), aunque el coeficiente de variación en el primer punto ha sido el más elevado (31,7 %). De igual forma, las concentraciones medias de Carbono Orgánico Total (COT) disuelto en el agua son similares en los tres manantiales, aunque en las aguas drenadas por Arroyomolinos (M-14) ha sido determinada la concentración absoluta más alta (1,2 mg/l) y el mayor coeficiente de variación (57,9 %) para este componente (Tab. 8.6).

Los índices de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) presentan valores medios generalmente positivos (IS_{cal} entre 0,2 y 0,3 e IS_{dol} entre 0 y 0,2), aunque muy cercanos a las condiciones de equilibrio. No obstante, ambos índices han llegado a alcanzar máximos de 1,2 (IS_{cal}) y 2,0 (IS_{dol}) en la surgencia de TP Cachones (M-13) y mínimos de -0,3 en IS_{cal} en todos los puntos y -1,0 en IS_{dol} en el manantial de Arroyomolinos (M-14). La variabilidad en las condiciones de saturación en estos minerales del agua drenada por las surgencias queda reflejada en los elevados coeficientes de variación, superiores al 100 % en todos los casos (Tab. 8.6).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La caracterización de las relaciones existentes entre la concentración de las diferentes especies iónicas, la temperatura del agua y los índices de saturación en calcita y dolomita en los manantiales que drenan el acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto se ha realizado mediante un análisis de componentes principales (ACP), cuyo resultado se muestra en la tabla 8.7 y en la figura 8.14.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,824	0,399	0,848	0,737	0,137	0,634	0,456	0,866	0,613	0,042	-0,138	-0,142
T	0,824	**1**	0,072	0,900	0,729	0,394	0,403	0,477	0,905	0,568	-0,091	-0,306	-0,286
Alc	0,399	0,072	**1**	0,054	-0,026	-0,386	0,599	-0,202	0,095	0,110	0,293	0,355	0,288
Cl^-	0,848	0,900	0,054	**1**	0,743	0,468	0,345	0,489	0,987	0,581	-0,095	-0,249	-0,222
SO_4^{2-}	0,737	0,729	-0,026	0,743	**1**	0,436	0,306	0,795	0,713	0,399	-0,296	-0,266	-0,210
NO_3^-	0,137	0,394	-0,386	0,468	0,436	**1**	-0,204	0,407	0,427	0,064	-0,282	-0,240	-0,177
Ca^{2+}	0,634	0,403	0,599	0,345	0,306	-0,204	**1**	0,032	0,364	0,553	0,281	0,053	-0,032
Mg^{2+}	0,456	0,477	-0,202	0,489	0,795	0,407	0,032	**1**	0,496	0,115	-0,490	-0,255	-0,157
Na^+	0,866	0,905	0,095	0,987	0,713	0,427	0,364	0,496	**1**	0,592	-0,090	-0,224	-0,198
K^+	0,613	0,568	0,110	0,581	0,399	0,064	0,553	0,115	0,592	**1**	0,088	-0,195	-0,231
COT	0,042	-0,091	0,293	-0,095	-0,296	-0,282	0,281	-0,490	-0,090	0,088	**1**	0,177	0,106
IScal	-0,138	-0,306	0,355	-0,249	-0,266	-0,240	0,053	-0,255	-0,224	-0,195	0,177	**1**	0,991
ISdol	-0,142	-0,286	0,288	-0,222	-0,210	-0,177	-0,032	-0,157	-0,198	-0,231	0,106	0,991	**1**

Tabla 8.7 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales puntos de descarga del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto

La varianza total explicada por los dos factores principales del ACP es del 64,66 % (Fig. 8.14). La mineralización del agua (expresada por la CE) muestra los coeficientes de correlación más altos (Tab. 8.7) con los contenidos en Cl^- (0,848), Na^+ (0,866) y SO_4^{2-} (0,737) y con la temperatura del agua (0,824). Estos datos ponen de manifiesto la influencia que tienen los iones Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-}, procedentes de la disolución de minerales de naturaleza evaporítica del muro de las formaciones acuíferas. Los trazadores naturales de la infiltración (NO_3^- y COT) muestran coeficientes de correlación bajos con el resto de los componentes, como consecuencia de su procedencia (capa edáfica de las superficies de recarga), diferente a la del resto de componentes químicos mayoritarios.

En el espacio de las variables del ACP, mostrado en la figura 8.14A, el factor 1 explica el 43,66 % de la varianza y está determinado en su parte positiva por los contenidos en Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+, junto con la temperatura (T) y conductividad eléctrica (CE) del agua. La parte positiva del factor 2, que explica el 21,00 % de la varianza total, está principalmente relacionado con la alcalinidad (Alc) y en menor medida con los contenidos en Ca^{2+}. En el diagrama de las unidades estadísticas (Fig. 8.14B), las muestras correspondientes a los manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto, en condiciones de aguas bajas, se emplazan mayoritariamente en la parte positiva del factor 1 y negativa del factor

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2; la composición química de sus aguas presenta concentraciones elevadas de Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+ y los valores más altos de temperatura.

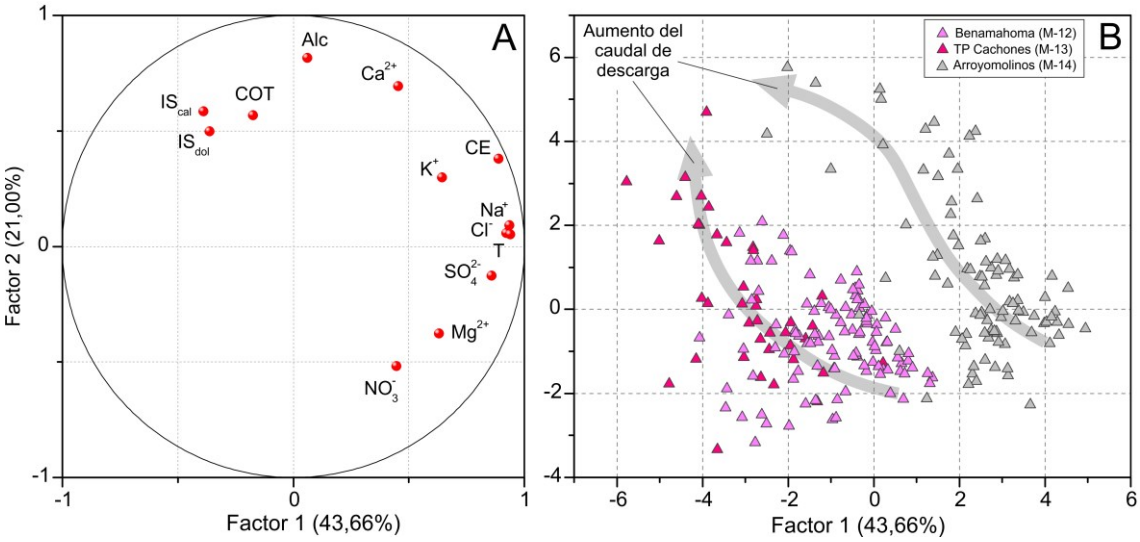


Figura 8.14 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

La incorporación de agua de reciente infiltración como consecuencia de la recarga produce la disminución de los contenidos de los componentes químicos. Esto provoca el desplazamiento de las muestras hacia la parte negativa del factor 1 y positiva del factor 2, es decir, descienden la temperatura y los contenidos en Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+. En condiciones de aguas altas aumentan la alcalinidad total (Alc) y, en menor medida, las concentraciones de Ca^{2+}, COT y los índices de saturación en calcita y dolomita (Fig. 8.14B), debido a la llegada de agua recientemente infiltrada a la surgencia, con contenidos más elevados de materia orgánica y componentes ligados a la disolución de rocas carbonáticas en la zona no saturada del acuífero (Ca^{2+} y Alc).

8.1.4.2. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua de las surgencias Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14)

Surgencia de Benamahoma (M-12)

La evolución temporal de la conductividad eléctrica del agua en la surgencia de Benamahoma (M-12) ha registrado disminuciones de hasta 100 µS/cm respecto a su valor medio, relacionadas con los picos de las crecidas. Dichos descensos tienen una duración

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

muy corta (10-20 horas) y están seguidos de incrementos igualmente rápidos en la mineralización tras los eventos de recarga. Desde la finalización de los periodos lluviosos, y a lo largo del estiaje, la mineralización del agua experimenta una escasa variación y se sitúa en torno a los 410 – 420 μS/cm (Fig. 8.15).

La temperatura del agua drenada por la surgencia ha seguido un patrón similar: los valores más bajos se registran en las crecidas y aumentan progresivamente tras los periodos de recarga, hasta el fin del estiaje. Las variaciones de la CE durante los eventos de recarga han estado relacionadas con cambios en las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^{+} y Cl^{-} (Fig. 8.15). Sin embargo, durante dichos periodos, la alcalinidad total (Alc) y el contenido de Ca^{2+} han mostrado incrementos significativos y, en términos generales, una evolución temporal contraria a la del resto de componentes mayoritarios.

La concentración de NO_3^- presenta incrementos rápidos con los principales eventos de recarga. Las máximas concentraciones de dicho componente se constatan durante las primeras crecidas de cada año hidrológico (Fig. 8.15), por ejemplo, en enero y noviembre de 2014 (3,8 mg/l), noviembre de 2015 (3,6 mg/l) o diciembre de 2016 (3,7 mg/l). Los eventos de recarga sucesivos han provocado incrementos de NO_3^-, aunque de menor magnitud (crecidas de invierno y primavera del año hidrológico 2014/15 y 2015/16). La presencia de NO_3^- en el agua subterránea, es debida al lixiviado que se produce en la capa de suelo desarrollado sobre la superficie de los acuíferos durante la infiltración.

La actividad biológica en la capa edáfica, fija el nitrógeno atmosférico y origina que se acumule en el suelo en forma de NO_3^- a lo largo de los meses estivales (Batiot *et al*., 2003; Perrin *et al*, 2003). En las primeras lluvias significativas del año hidrológico, este ion se moviliza en la infiltración e incorpora al flujo subterráneo, lo que provoca un aumento de su concentración en el agua descargada por las surgencias. A lo largo de los periodos de recarga, el lavado sucesivo del suelo origina que la disponibilidad de NO_3^- sea progresivamente más baja, por lo que los aumentos de su contenido en el agua drenada por el manantial son de menor magnitud (Fig. 8.15).

De forma análoga al contenido de NO_3^-, la interacción del agua de lluvia con el suelo de la superficie de recarga disuelve una gran cantidad de compuestos orgánicos producto de la actividad biológica (ácidos húmicos y fúlvicos). La carga orgánica se incorpora al flujo subterráneo y es transmitida hasta los puntos de descarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

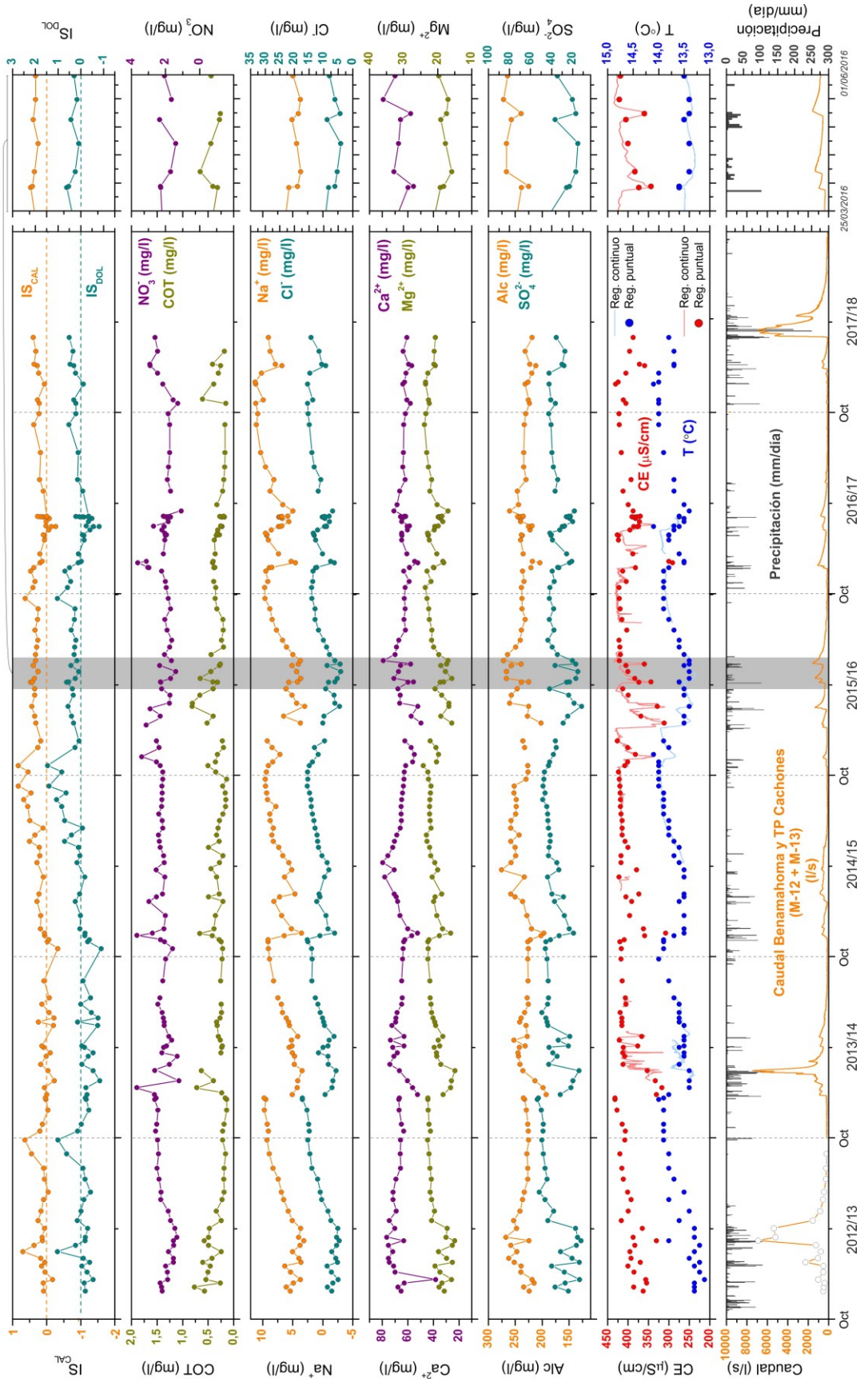


Figura 8.15 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Benamahoma (M-12) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Debido a su naturaleza no conservativa, el contenido en carbono orgánico puede utilizarse como indicador del tiempo de tránsito, por lo que elevadas concentraciones de este componente en el agua descargada por los manantiales son indicativas de la infiltración rápida a través de una red drenaje kárstico bien desarrollada. Los picos más significativos han sido determinados en las primeras crecidas de los años hidrológicos 2013/14 (0,7 mg/l) y 2014/15 (0,6 mg/l), aunque prácticamente todos los picos de crecida han llevado asociado un incremento en la concentración de COT (Fig. 8.15). Durante los meses de verano el agua de la surgencia muestra un contenido de carbono orgánico muy bajo (~0,2 mg/l).

Los procesos de recarga ocasionan que el agua almacenada en la zona saturada, enriquecida en iones procedentes de la disolución de las dolomías y de los minerales evaporíticos presentes en el muro de las formaciones acuíferas, se mezcle con la recientemente infiltrada, más fría y con una menor mineralización, lo que causa el descenso de la conductividad eléctrica (dilución) y temperatura en el agua drenada por la surgencia. Las diluciones coinciden con aumentos en los contenidos de COT y NO_3^- procedentes del suelo (trazadores naturales de la infiltración) e incrementos en la alcalinidad total y contenidos de Ca^{2+}. El agua recientemente infiltrada, enriquecida en CO_2 tras su interacción con la capa edáfica, tiene una mayor capacidad para la disolución de minerales carbonáticos, lo que explica los picos de Alc y Ca^{2+} observados durante las crecidas, al tiempo que desciende la concentración del resto de componentes (Fig. 8.15).

Surgencia de TP Cachones (M-13)

La evolución temporal de los contenidos de los componentes mayoritarios del agua y de los principales parámetros fisicoquímicos en la surgencia *trop plein* TP Cachones (M-13) muestra gran similitud con la observada en la surgencia de Benamahoma (M-12), como puede constatarse en la figura 8.16. En dicha figura han sido representados los datos correspondientes a TP Cachones (M-13) como puntos y la evolución de los mismos parámetros en el manantial de Benamahoma (M-12) como líneas suavizadas.

Durante los periodos de aguas altas, en los que TP Cachones (M-13) muestra actividad, la conductividad eléctrica y la temperatura del agua registran descensos significativos, cuyos valores mínimos se han reducido hasta los 273 µS/cm respecto del valor medio (363 µS/cm) en la primera crecida del año hidrológico 2016/17 y 11,9 ºC (la temperatura media del agua ha sido de 13,1ºC) en marzo de 2013 (Fig. 8.16).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

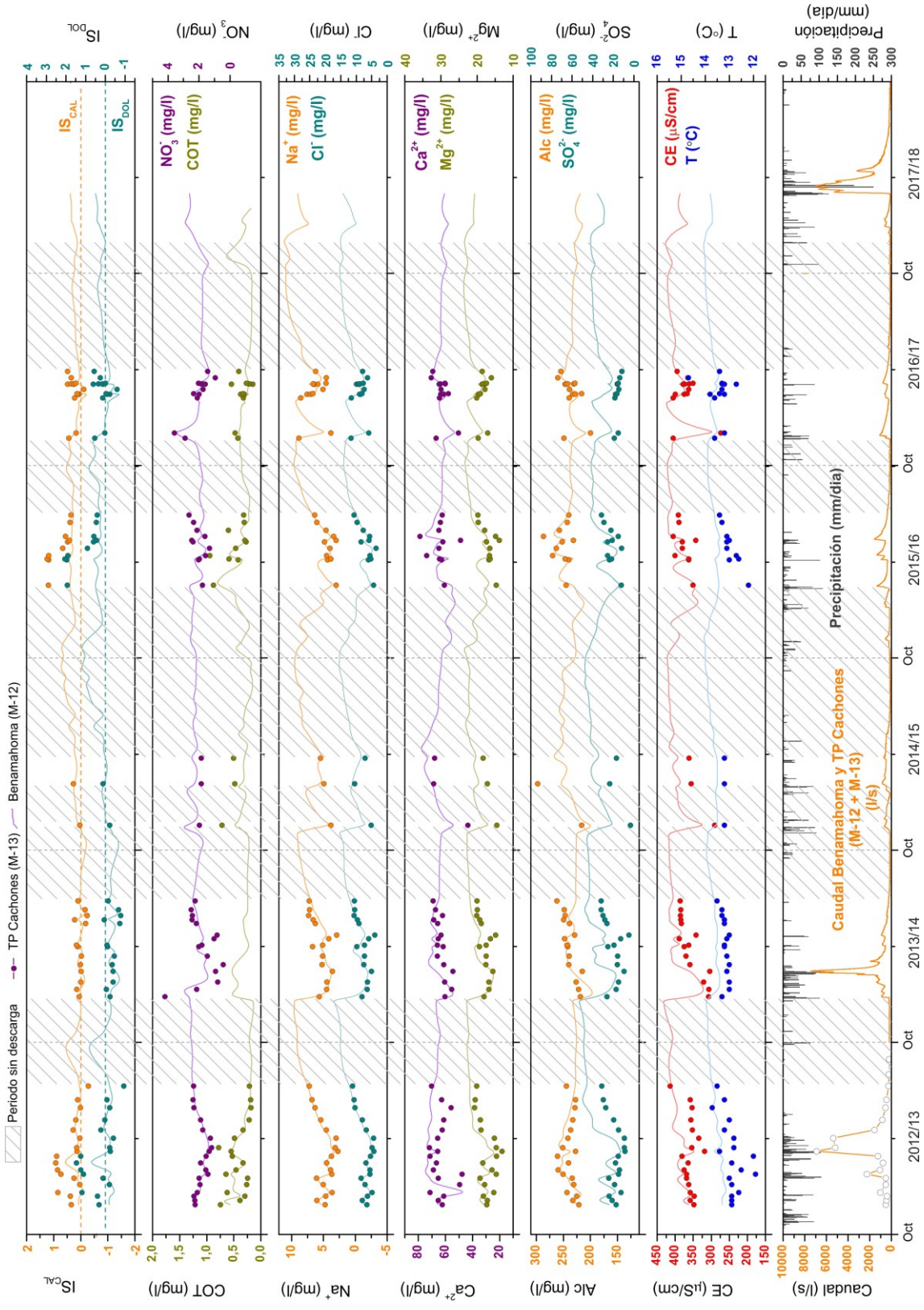


Figura 8.16 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por la surgencia de TP Cachones (puntos) durante el periodo de investigación. En línea continua se ha representado la evolución temporal de la composición química del agua del manantial de Benamahoma (M-12) que aparece en la figura 8.15

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Durante las crecidas se observa una disminución en las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ y Cl^- acompañada de aumentos en la alcalinidad total (Alc) y contenidos de Ca^{2+} y una disminución de la temperatura del agua. Al igual que ocurre en la surgencia de Benamahoma (M-12), los picos de caudal llevan asociados incrementos de COT y NO_3^-, más marcados en los primeros eventos de recarga del año hidrológico (Fig. 8.16).

La recarga provoca el aumento de la carga hidráulica en el acuífero y la elevación del nivel piezométrico, lo que permite que la descarga se produzca a cotas más elevadas. El agua de reciente infiltración, con una elevada capacidad de disolución de los minerales carbonáticos, tras su enriquecimiento en CO_2 por la interacción con el suelo, se incorpora al flujo subterráneo y origina que se eleven la alcalinidad total y las concentraciones de Ca^{2+} del agua descargada por la surgencia. Esta agua, con contenidos significativos en COT y NO_3^- (trazadores naturales de la infiltración), circula rápidamente desde las áreas de recarga, a través de una red de drenaje jerarquizada, dominada por conductos, que permiten la transferencia rápida de grandes volúmenes de agua procedente de las lluvias hasta la surgencia.

Manantial de Arroyomolinos (M-14)

La conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial de Arroyomolinos (M-14) ha mostrado aumentos (hasta 100 µS/cm respecto del valor medio) en respuesta a los eventos de recarga. Las crecidas registradas durante los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (con la menor precipitación media del periodo de control) conllevaron un incremento rápido en la mineralización del agua seguido de un descenso algo más lento hasta alcanzar los valores previos a la recarga (Fig. 8.17). Dichos aumentos de la conductividad eléctrica (CE) coinciden con descensos en la temperatura del agua y picos de carbono orgánico (COT) y están relacionados con aumentos de la alcalinidad total (Alc) y contenidos de Ca^{2+}. Durante los meses en los que se produce la recarga, la concentración de estos componentes alcanza sus valores máximos, en contraposición a las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ y Cl^-, que experimentan disminuciones significativas asociadas a los picos de caudal de las crecidas (Fig. 8.17).

Durante los picos de caudal la evolución temporal del contenido en COT muestra aumentos muy rápidos, de hasta 1 mg/l respecto a la concentración que presenta durante los periodos de aguas bajas (~ 0,2 mg/l).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

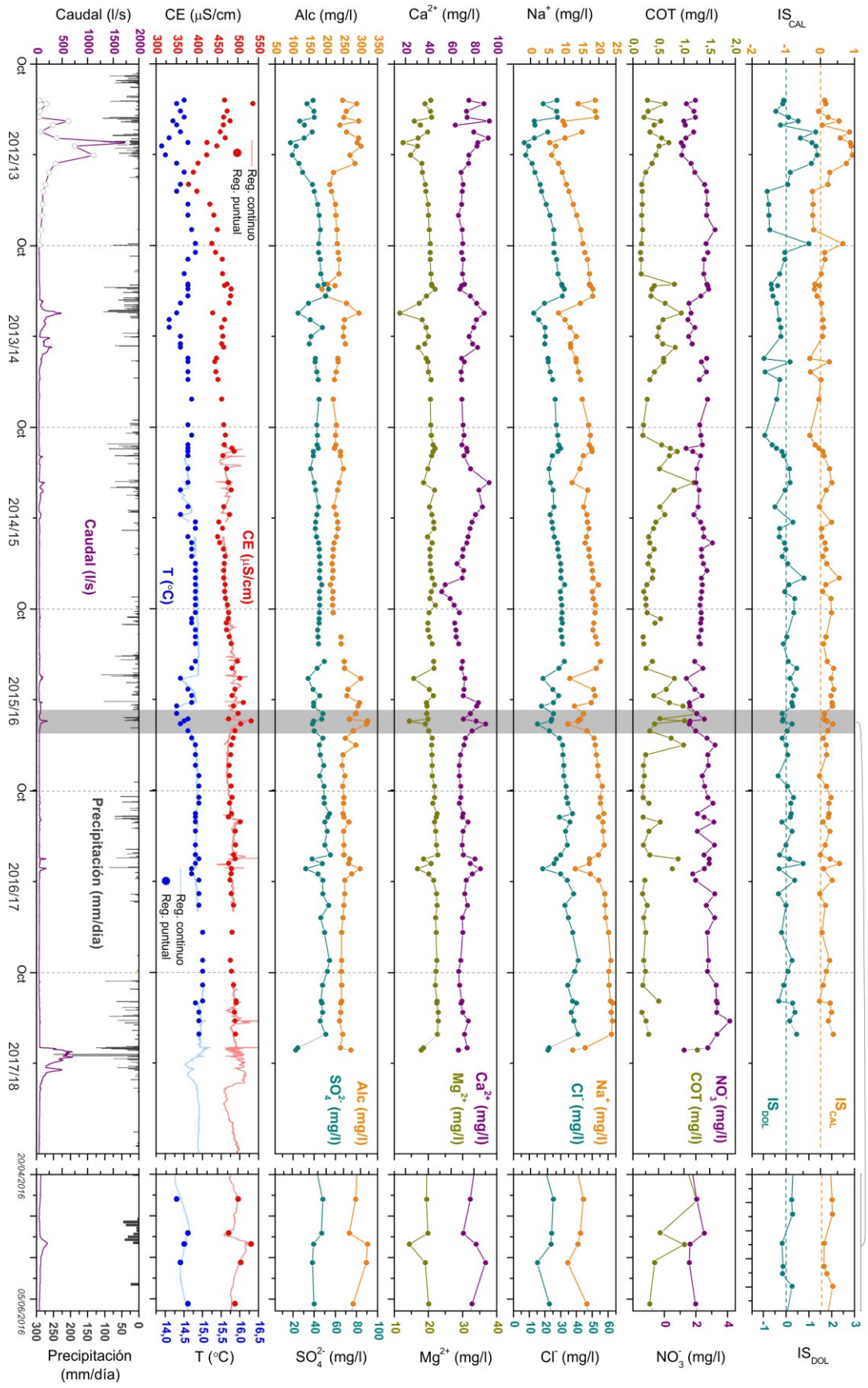


Figura 8.17 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los máximos contenidos en materia orgánica coinciden con los valores más altos de Alc y contenidos de Ca^{2+}, así como con las concentraciones más bajas de los componentes típicos de la zona saturada y del sustrato de esta (SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ y Cl^-). La interacción del agua de lluvia con el suelo también provoca la lixiviación de los compuestos orgánicos (ácidos húmicos y fúlvicos, principalmente). El desarrollo de la karstificación de la red de drenaje permite el transporte rápido del carbono orgánico hasta la surgencia, por lo que el agua descargada durante los picos de las crecidas muestra contenidos elevados en este trazador natural.

El tránsito del agua de reciente infiltración a través de la zona no saturada del acuífero provoca la disolución de los minerales que constituyen las rocas carbonáticas, principalmente calcita ($CaCO_3$) y dolomita ($CaMg(CO_3)_2$). El enriquecimiento en CO_2 del agua de reciente infiltración tras su interacción con el suelo que cubre los acuíferos aumenta su capacidad disolvente. Este proceso provoca el aumento de la alcalinidad total y contenido de Ca^{2+} y, consecuentemente, de la conductividad eléctrica del agua drenada por el manantial.

La llegada del agua de reciente infiltración a la zona saturada origina la disminución de los contenidos de Mg^{2+}, SO_4^{2-}, Na^+ y Cl^- procedentes de la disolución de las dolomías de la base del acuífero y de las evaporitas que constituyen el muro de este. No obstante, tras los principales eventos de recarga de los años 2012/13, 2013/14 y 2017/18, la conductividad eléctrica del agua registró un descenso, cuya magnitud ha sido proporcional a la de la recarga precedente. La disminución brusca de la alcalinidad total y de los contenidos de Ca^{2+}, una vez finalizados los eventos de recarga, provoca el descenso de los valores de conductividad eléctrica del agua (Fig. 8.17), que aumentan de forma gradual durante los periodos de estiaje al incrementarse las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ y Cl^- y estabilizarse la Alc y los contenidos de Ca^{2+}.

La evolución del contenido de NO_3^- ha registrado descensos de pequeña magnitud (~1 mg/l respecto de su valor medio) durante las crecidas y, en términos generales sus contenidos son más bajos durante los periodos de recarga (Fig. 8.17).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.1.4.3. Relaciones hidrogeoquímicas de las aguas drenadas por los manantiales

Surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13)

La composición química del agua subterránea en los acuíferos carbonáticos depende fundamentalmente de la disolución de calcita ($CaCO_3$) y dolomita ($CaMgCO_3$), minerales que constituyen las secuencias litológicas de este tipo de sistemas. La dinámica de los procesos de disolución está condicionada por el estado de saturación del agua en dichas fases minerales (Appelo y Postma, 2005; Ford y Williams, 2007). Asimismo, la presencia de minerales de naturaleza evaporítica, constituyentes comunes del muro de las formaciones acuíferas en la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 1985) determinan las reacciones de precipitación/disolución que tienen lugar en el sistema calcita-dolomita-yeso (Moral *et al*., 2008; Parkhurst y Appelo, 2013).

La relación Mg^{2+}/Ca^{2+} es indicativa de la abundancia relativa de calcita o dolomita en los materiales que constituyen el acuífero y permite estimar la influencia de la disolución de las calizas y dolomías en la mineralización del agua subterránea. En la base de las formaciones acuíferas del área de estudio predominan las dolomías, por lo que altos valores de la ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} estrían relacionados con el drenaje de sectores más profundos de los acuíferos (zona saturada). Debido a la diferente velocidad de disolución de la calcita y la dolomita, mucho más rápida en la primera, esta relación puede utilizarse como un indicador cualitativo del tiempo de interacción del agua con la matriz rocosa (tiempo de residencia). No obstante, la relación iónica puede estar condicionada por la precipitación de calcita (que conlleva la detracción de Ca^{2+} del medio) o la abundancia relativa de dolomita respecto de la calcita en la formación acuífera, lo que conduciría a un valor elevado de Mg^{2+}/Ca^{2+} no relacionado con un mayor tiempo de permanencia del agua en el acuífero (Mudry, 1987; Emblanch, 1998; Moral *et al*., 2008).

Los valores de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} en las aguas de las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP cachones (M-13) se correlacionan positivamente con los contenidos en SO_4^{2-} (Fig. 8.18A), debido a la influencia de la disolución de minerales evaporíticos sulfatados (yeso y anhidrita), situados estratigráficamente bajo las formaciones carbonáticas. En condiciones de aguas bajas, con valores máximos de SO_4^{2-}, la proporción de Mg^{2+} respecto a la de Ca^{2+} aumenta, lo que indica una mayor contribución de la disolución de las dolomías y evaporitas de la base y muro del acuífero a la mineralización del agua drenada por las surgencias.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

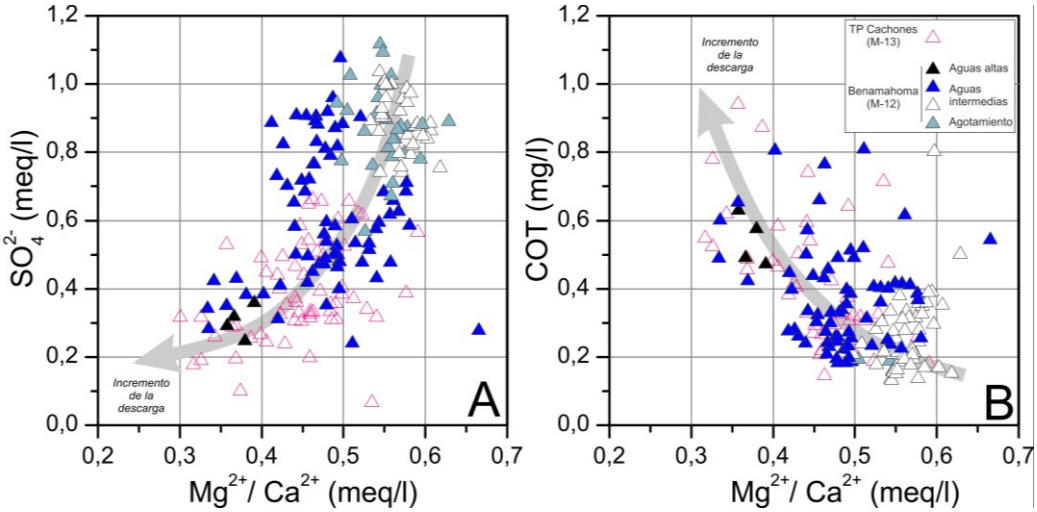


Figura 8.18 Representación gráfica de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} frente al contenido de SO_4^{2-} (A) y carbono orgánico total (B) en las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13)

El aumento del caudal implica una disminución en el contenido de SO_4^{2-}, aunque la concentración de Ca^{2+} no muestra variaciones significativas (Fig. 8.19A). Sin embargo, los contenidos en Mg^{2+} se correlacionan positivamente con los de SO_4^{2-} y la concentración de ambas especies disminuye a medida que se incrementa el caudal drenado por las surgencias (Fig. 8.19B).

El índice de saturación en calcita (IS_{cal}) ha variado desde aguas subsaturadas hasta sobresaturadas (Fig. 8.19C), aunque generalmente el valor de este índice ha sido superior a 0, tanto en condiciones de aguas altas como en los periodos de agotamiento. La relación entre el parámetro $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$-Alc, que indica la fracción molar de Ca^{2+} y Mg^{2+} procedente de la disolución de evaporitas, y la concentración de SO_4^{2-} (Fig. 8.19D) muestra una correlación positiva, con los valores más bajos durante los periodos de aguas altas.

Los episodios de lluvia provocan que el agua de reciente infiltración se incorpore al flujo subterráneo y se mezcle con el agua almacenada en la zona saturada del acuífero, lo que produce la disminución (dilución) de Mg^{2+} y SO_4^{2-}. Durante estos periodos de recarga, el valor de la fracción de Ca^{2+} y Mg^{2+} asociada a la disolución de evaporitas alcanza valores próximos a 0, lo que indica que la mayor parte de la mineralización del agua es producto de la disolución de las calizas y dolomías que constituyen las formaciones acuíferas. La disolución preferente de calcita por el agua de reciente infiltración provoca que los contenidos en Ca^{2+} muestren pocas variaciones mientras que las concentraciones de Mg^{2+} y SO_4^{2-} experimentan disminuciones significativas (Fig. 8.19).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

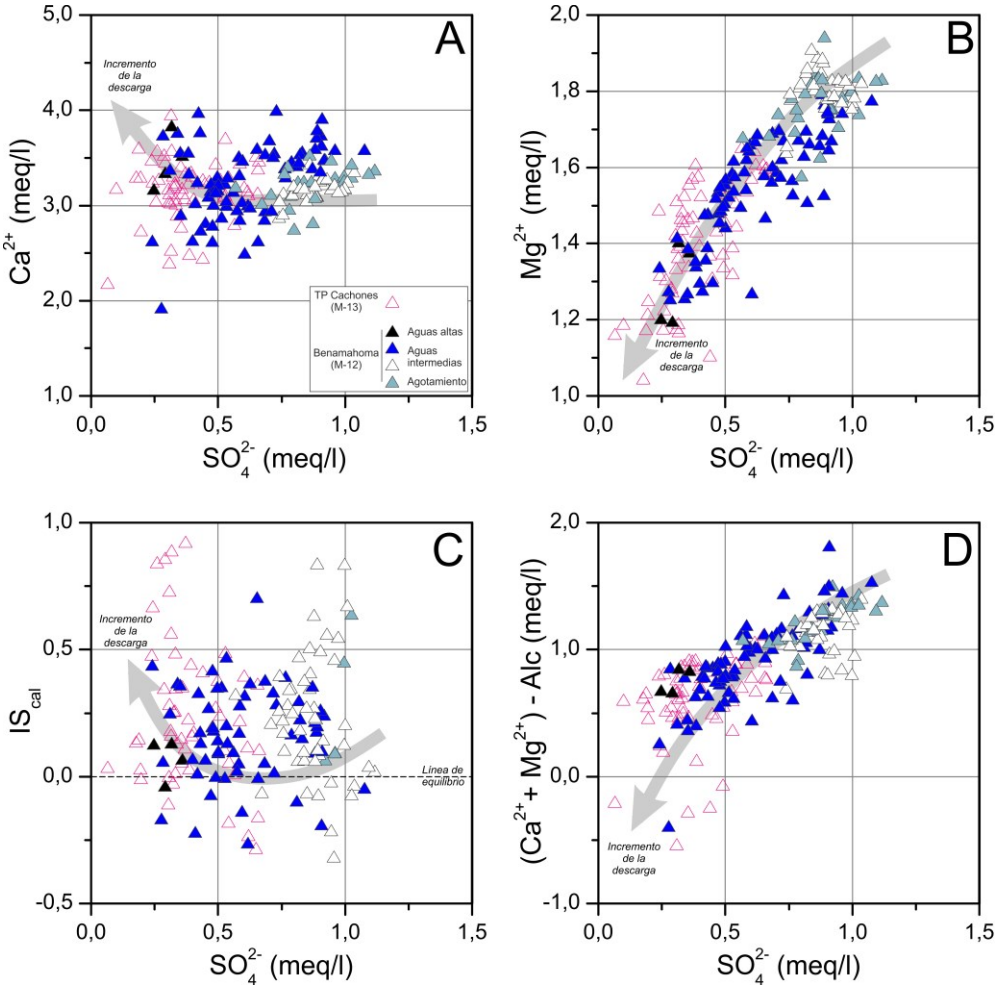


Figura 8.19 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+}(A) y Mg^{2+} (B) y los parámetros IS_{cal} (C) y (Ca^{2+} + Mg^{2+})-Alc (D) en las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13)

Manantial de Arroyomolinos (M-14)

Las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos muestran una correlación positiva entre la concentración de SO_4^{2-} y el valor de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (Fig. 8.20A), indicativa de la influencia de los minerales evaporíticos en la composición del agua drenada por la surgencia. Al igual que se ha observado en las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), cuando el caudal descargado por el manantial es mínimo, el contenido en SO_4^{2-} y la relación Mg^{2+}/Ca^{2+}alcanza los valores máximos (Fig. 8.20A), lo que pone de manifiesto los procesos de disolución de minerales evaporíticos (fundamentalmente yeso y anhidrita) durante los periodos de aguas bajas. El proceso de mezcla del agua de reciente infiltración con la previamente almacenada en el acuífero provoca la disminución en los contenidos de SO_4^{2-} y Mg^{2+}, al mismo tiempo que se incrementan los de carbono orgánico disuelto en el agua (Fig. 8.20B).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

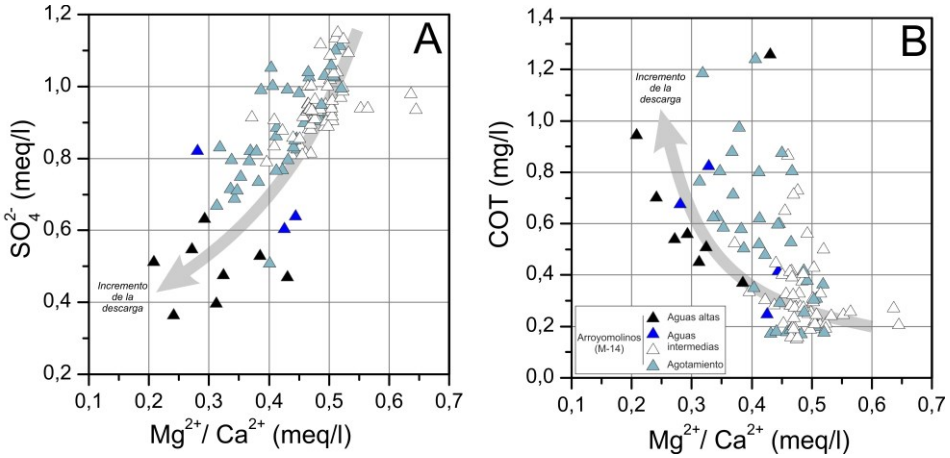


Figura 8.20 Representación gráfica de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} frente al contenido de SO_4^{2-} (A) y carbono orgánico total (B) en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14)

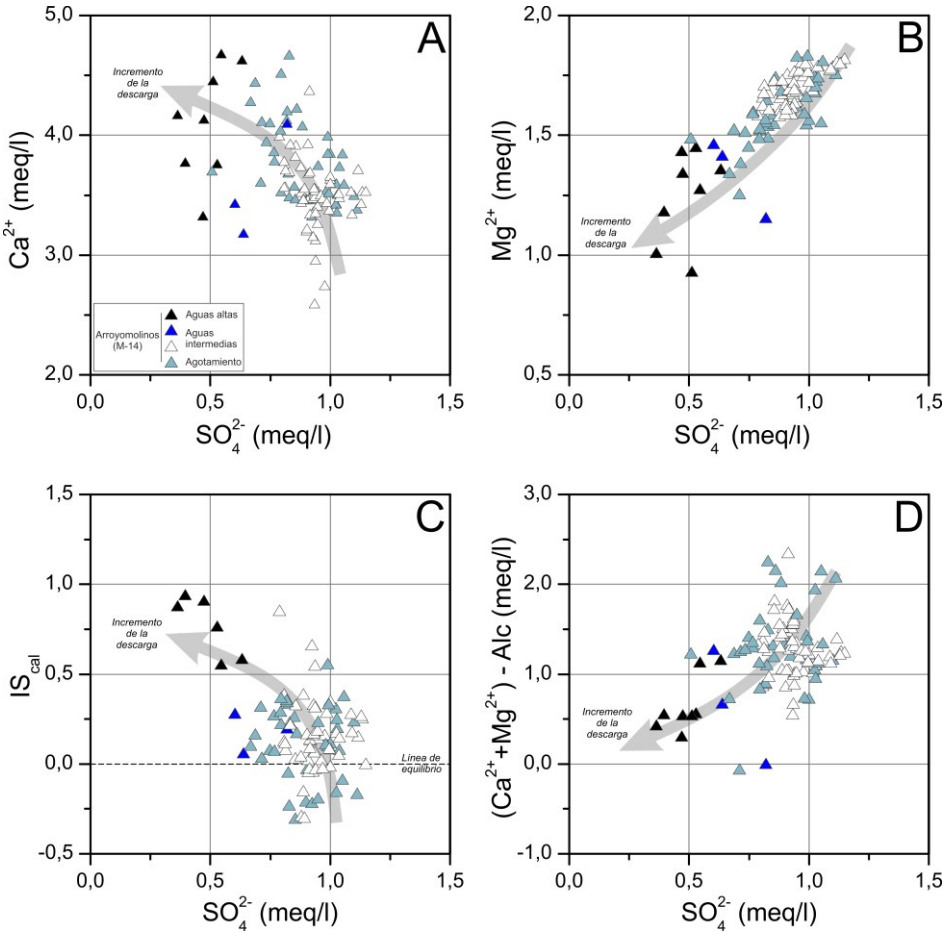


Figura 8.21 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} (A y B) y los parámetros IS_{cal} y $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$-Alc (C y D) en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14)

En la figura 8.21 se observa cómo los aumentos en el caudal de descarga del manantial llevan asociado el incremento de la concentración de Ca^{2+} (Fig. 8.21A) y la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

disminución en los contenidos de SO_4^{2-} y Mg^{2+} (Fig. 8.21B), mientras que se incrementan la saturación en calcita (Fig. 8.21C). El parámetro $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$-Alc disminuye su valor a medida que desciende el contenido en SO_4^{2-} y alcanza su valor mínimo (próximo a 0) durante los picos de las crecidas (Fig. 8.21D).

8.1.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14)

8.1.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

La composición isotópica del agua drenada por las principales surgencias del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto muestra los valores más negativos del área de estudio (con la excepción de las muestras correspondientes al *inversac* de la Olla), lo que está directamente relacionado con la altitud a la que se encuentra el área de recarga del acuífero. Los valores medios de $\delta^{18}O$ han variado entre -5,95 ‰ en TP Cachones (M-13), -6,04 ‰ en la surgencia de Benamahoma (M-12) y -6,31 ‰ en el manantial de Arroyomolinos (M-14), mientras que los valores medios de $\delta^{2}H$ han sido -32,44, -33,05 y -37,12 ‰ en los mismos puntos (véase el apartado 5.7.1 de esta memoria). El sector del acuífero drenado por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), cuyas aguas presentan una señal isotópica menos negativa contaría con una superficie de recarga ubicada a una altitud media menor que la correspondiente al sector relacionado con la descarga del manantial de Arroyomolinos (M-14).

Los coeficientes de variación en $\delta^{18}O$ han sido de 3,7 % (Benamahoma -M-12-), 4,3 % (TP Cachones -M-13-) y 4,7 % (Arroyomolinos -M-14-) y han sido similares a los de $\delta^{2}H$, que han fluctuado entre el 3,6 en el manantial de Benamahoma (M-12) y el 5,5 % en la surgencia de TP Cachones (M-13). Los rangos de variación (diferencia entre los valores máximos y mínimos) para el $\delta^{18}O$ han sido de 1,09 y 1,04 ‰ en las surgencias Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) y 1,37 ‰ en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14) (véase el apartado 5.7.1). Estos valores son inferiores a los determinados en los manantiales del sector suroriental del área de estudio y también a los obtenidos en acuíferos kársticos de áreas cercanas (Barberá, 2014; De la Torre, 2020).

Las formaciones acuíferas de las sierras del Pinar y Monteprieto, constituidas mayoritariamente por dolomías jurásicas del Subbético Medio, presentan un desarrollo de la karstificación funcional inferior al de los acuíferos del sector suroriental (calizas jurásicas del Subbético Interno altamente karstificadas). El flujo través de dominios con cierta componente de tipo fisurado, en los que la circulación del agua es más lenta, permite una

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mayor homogeneización del agua de reciente infiltración con la almacenada previamente en el acuífero, lo que redunda en una mayor atenuación de las variaciones en la composición isotópica del agua de recarga.

Todas las muestras de agua subterránea recogidas en los manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto se han situado entre las líneas Meteórica Mundial (LMM) y del Mediterráneo oriental (LMMOr), aunque se ajustan a la Línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMOc), lo que es indicativo de la procedencia mixta (atlántica y mediterránea) de los frentes nubosos que provocan la recarga del acuífero (Fig. 8.22).

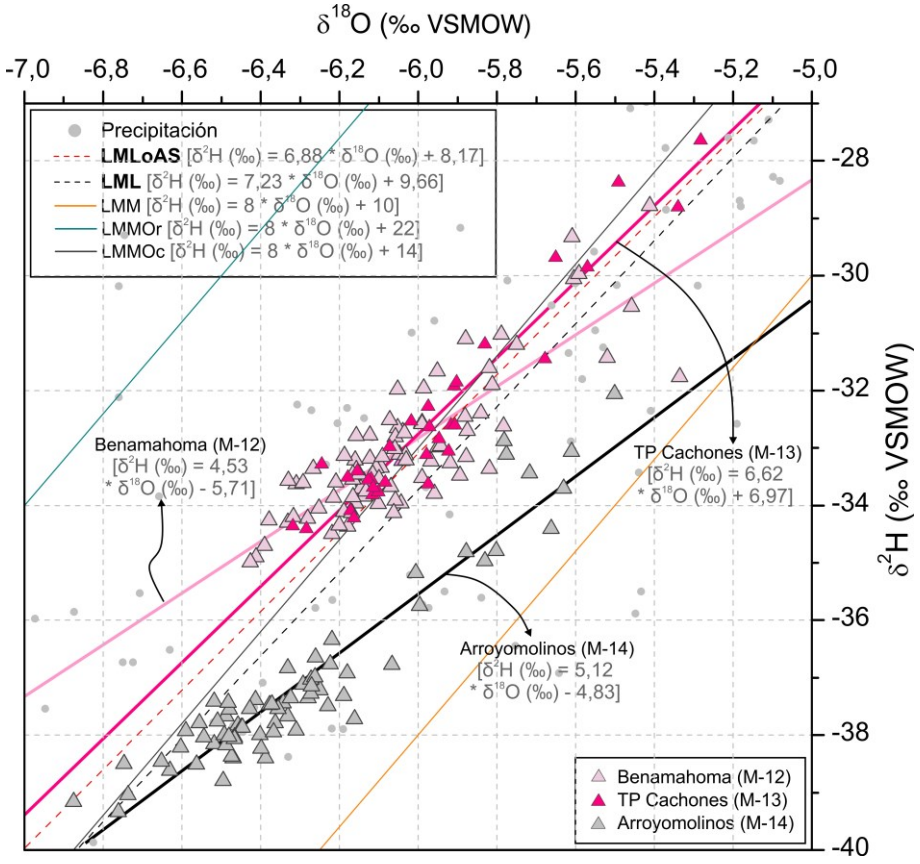


Figura 8.22 Representación de los valores isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS)

La pendiente de la Línea Meteórica Local (LML), calculada a partir de la composición isotópica del agua de lluvia recogida durante el periodo de investigación, ha sido de 7,23. Sin embargo, la pendiente de la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS), determinada con los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ del agua de los principales manantiales, ha sido inferior (6,88), lo que puede deberse a los procesos de fraccionamiento isotópico

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

relacionados con la evaporación que tiene lugar durante la infiltración del agua de lluvia (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018).

Las muestras correspondientes al manantial de Arroyomolinos (M-14) presentan los valores más negativos (aguas isotópicamente empobrecidas) y definen una línea con una pendiente inferior (5,12) a la LMLoAS (Fig. 8.22). Esta diferencia puede estar relacionada con el proceso de fraccionamiento ligado a la evaporación que tiene lugar durante la infiltración. En el sector de acuífero drenado por la surgencia de Arroyomolinos (M-14), una parte importante de la superficie de recarga está constituida por calizas con sílex del Jurásico Medio, que debido a su pendiente y escaso desarrollo de morfologías exokársticas favorecen la generación de escorrentía superficial durante los eventos de recarga (véase el apartado 6.1). Este proceso, que conlleva un mayor tiempo de interacción del agua con la superficie del suelo y la atmósfera, lleva asociada una mayor evaporación, lo que a su vez favorece el fraccionamiento isotópico del agua, que se refleja en la pendiente de su línea meteórica (véase el apartado 3.4.7.1 de esta memoria).

La evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) de los principales puntos de descarga del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto muestra variaciones rápidas en respuesta a las lluvias. Durante los periodos en los que se producen las precipitaciones, el agua drenada por las surgencias ha mostrado una composición isotópica menos empobrecida y ha registrado variaciones bruscas en respuesta a las precipitaciones más intensas (Fig. 8.23).

Los valores máximos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ han sido registrados durante los picos en el caudal de descarga y serían consecuencia de la composición isotópica (más enriquecida) de las precipitaciones que ocasionaron la recarga (Fig. 8.23). Durante las crecidas, las variaciones en la señal isotópica del agua de recarga son transmitidas rápidamente a las surgencias, a través de redes de drenaje jerarquizadas en las que el flujo circula por conductos kársticos. No obstante, la magnitud de las variaciones ha sido inferior a la observada en los acuíferos del sector suroriental, con un mayor desarrollo de la karstificación.

En los periodos de aguas bajas, los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ muestran una escasa variación, debido a que la señal isotópica del agua drenada durante el estiaje (agua procedente de la zona saturada del acuífero) es el resultado de los procesos de mezcla y homogeneización de la señal de entrada. El flujo subterráneo es más lento y tiene lugar a través de medios menos transmisivos, donde el desarrollo de la karstificación funcional es

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

inferior, lo que dota al sistema de una cierta capacidad para atenuar las fluctuaciones en la señal isotópica inducidas por la recarga.

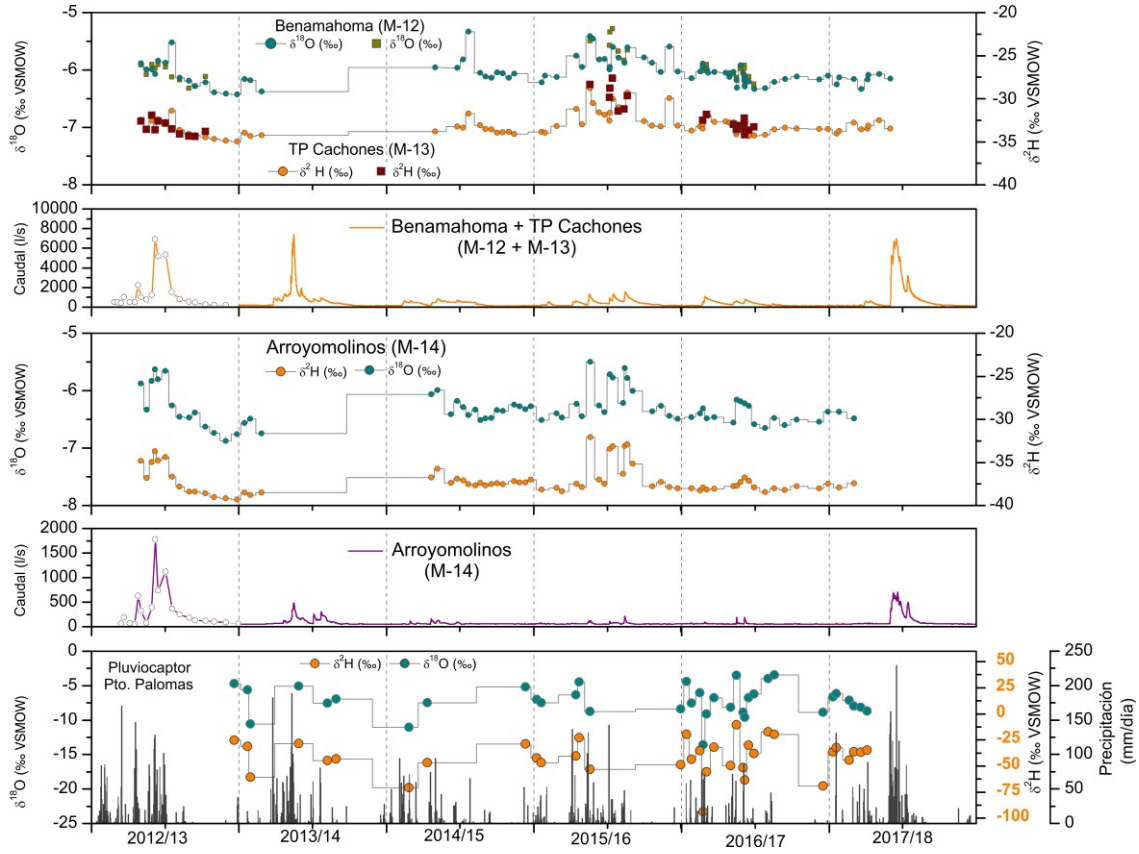


Figura 8.23 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) durante el periodo de control. También se muestra el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase su ubicación en el capítulo 3 de la presente memoria)

8.1.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

El valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto en el agua está determinado fundamentalmente por el tiempo de interacción entre el agua y las rocas que constituyen el acuífero. La fracción del isótopo pesado es tanto mayor (valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más próximo a 0 ‰) cuanto más elevado sea el tiempo de residencia del agua en el acuífero. Sin embargo, las aguas de reciente infiltración adquieren un valor negativo en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (aguas isotópicamente empobrecidas) tras su interacción con el suelo de la superficie de recarga del acuífero. Por esto, el agua subterránea mostrará valores más negativos en relación con flujos de corto tiempo de tránsito (Clark y Fritz, 1997; Mook, 2001).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La composición isotópica media del carbono inorgánico disuelto en el agua ($\delta^{13}C_{TDIC}$) drenada por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) ha sido de -6,49 y -11,91 ‰ $\delta^{13}C_{TDIC}$, respectivamente, mientras que en las aguas del manantial de Arroyomolinos (M-14) ha sido de -8,81 ‰. Estos datos indican un mayor tiempo de residencia medio en la surgencia de Benamahoma (M-12) y manantial de Arroyomolinos (M-14), mientras que el drenaje de TP Cachones (M-13) estaría relacionado con la descarga de agua de reciente infiltración, como corresponde a un manantial temporal que solamente muestra actividad surgente durante los eventos de recarga más intensos.

En el caso de las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), la evolución temporal de la composición isotópica muestra un patrón condicionado por los eventos de recarga, en el que la señal isotópica más negativa se registra durante las crecidas (Fig. 8.24), con valores mínimos de -9,76 ‰ (Benamahoma) y -15,99 ‰ (TP Cachones). Durante los periodos de estiaje el $\delta^{13}C_{TDIC}$ muestra pocas variaciones y adquiere un valor estable en torno a -6 y -7 ‰.

La evolución temporal del $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua del manantial de Arroyomolinos (M-14) presenta los valores más negativos coincidiendo con los picos de las crecidas, aunque la magnitud de sus variaciones es la menor de los manantiales que drenan el acuífero. La señal isotópica más negativa determinada en la surgencia ha alcanzado valores en torno a -11 ‰ durante las crecidas de los años hidrológicos 2013/14 y 2017/18 (las de mayor magnitud del registro). En los periodos de aguas bajas la señal isotópica es del orden del -9 ‰ (Fig. 8.24) y muestra variaciones escasas.

El agua procedente de las precipitaciones adquiere una señal isotópica empobrecida en $\delta^{13}C_{TDIC}$, al interaccionar con el suelo de los afloramientos permeables. Esta agua se infiltra y circula rápidamente a través de la red de drenaje kárstico (dominado por conductos y fracturas ensanchadas por disolución), lo que permite la identificación de dicha señal isotópica en el agua de los manantiales. El proceso es más evidente en el caso de la surgencia de TP Cachones (M-13), cuya actividad surgente se produce tras los eventos de recarga de mayor magnitud, cuando muestra los valores más negativos en la composición isotópica de sus aguas. El aumento de la carga hidráulica en el acuífero provoca la circulación del agua a través de redes de drenaje más someras (zona no saturada) en las que generalmente el desarrollo de la karstificación es mayor y, como consecuencia, el tiempo de interacción entre el agua y la matriz rocosa es reducido. Durante los periodos de estiaje el agua subterránea frenada por los manantiales procede de la zona saturada del acuífero y

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

fluye por una red de drenaje menos transmisiva, dominada por fracturas y fisuras en las que el flujo circula más lentamente. El mayor tiempo de residencia permite una mayor interacción del agua con la matriz rocosa del acuífero, lo que se refleja en valores menos negativos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ y en la menor variabilidad de la señal isotópica durante dichos periodos.

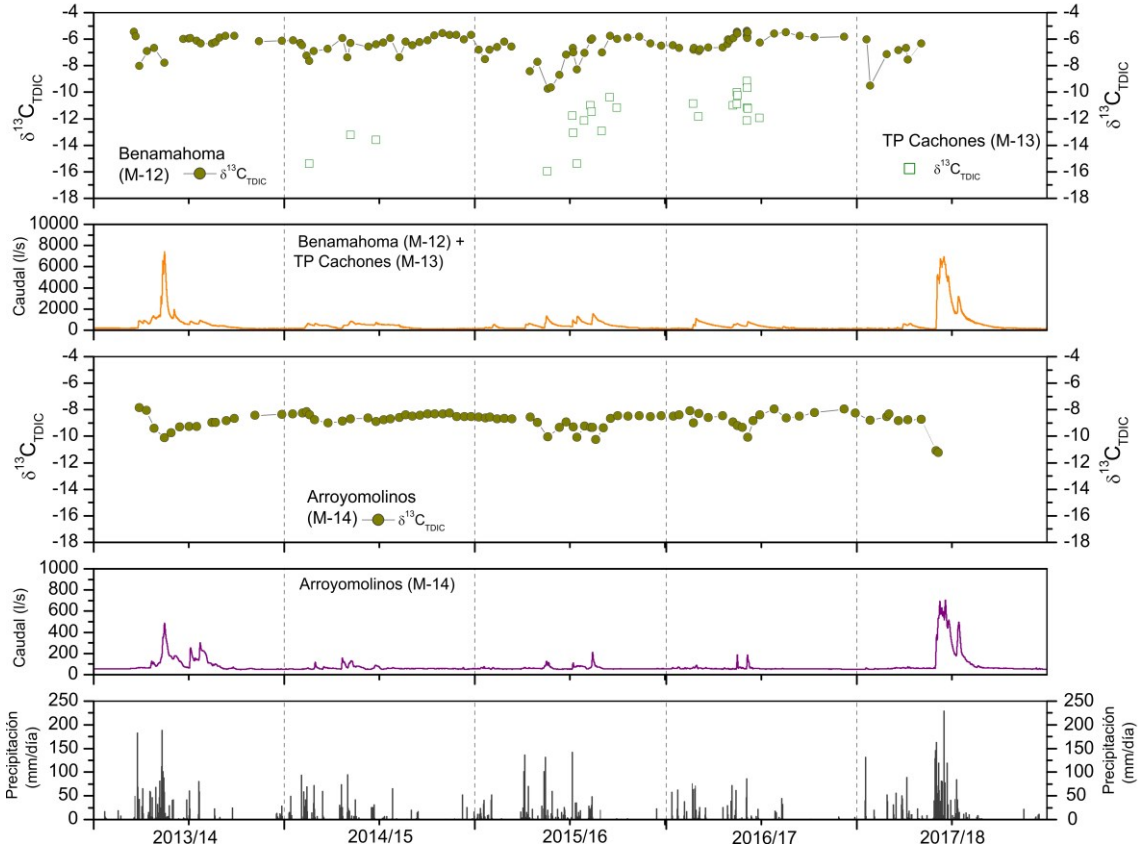


Figura 8.24 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico disuelto en el agua de las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14). También se muestra el hidrograma de cada una de las surgencias y el registro pluviométrico de la estación de Grazalema (5911)

8.1.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto

El acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto tiene una superficie permeable de 28,13 km^2 y está constituido por dolomías del Jurásico Inferior y calizas con sílex del Jurásico Medio del dominio Subbético Medio. Desde el punto de vista estructural, las formaciones acuíferas forman un pliegue sinclinal tumbado, con dirección general NE-SO, que hacia su sector NE (sierra de Monteprieto) sólo aflora su flanco normal dispuesto como una estructura homoclinal, buzante al NO y afectada por fallas. El balance hidrogeológico referente al periodo 2012/13 – 2017/18 ha permitido evaluar unos recursos medios

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

renovables de 25,98 hm^3/año, frente a una descarga media a través de los principales manantiales de 22,60 hm^3/año.

La descarga del acuífero se produce en régimen no influenciado, por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), en el borde suroccidental (sierra del Pinar), y a través del manantial de Arroyomolinos (M-14), que constituye el punto de descarga más relevante de la parte nororiental (sierra de Monteprieto). El caudal medio drenado por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), durante el periodo de investigación, ha sido de 597 l/s, mientras que la descarga media en Arroyomolinos (M-14) ha sido cifrada en 106 l/s (véase el capítulo 6 de la presente memoria).

El análisis de la respuesta hidrodinámica en los manantiales ha puesto de manifiesto la existencia de redes de drenaje con un gran desarrollo de la karstificación, que permiten la transferencia rápida del agua de reciente infiltración hasta los manantiales. Esto queda evidenciado por la morfología de los hidrogramas de descarga y por los resultados de los análisis de autocorrelación y correlación cruzada, que indican que la máxima respuesta hidrodinámica a los eventos de recarga se produce rápidamente (~ 4 días), con crecidas muy puntiagudas, seguidas de una disminución algo más lenta del caudal de descarga tras las precipitaciones. El análisis de caudales clasificados muestra que en el sector de acuífero drenado por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) la mayor parte del volumen descargado (~ 90%) se produce durante las crecidas, mientras que, en el sector nororiental, drenado por el manantial de Arroyomolinos (M-14), aproximadamente la mitad del volumen total es descargado en los eventos de recarga.

Los análisis de la composición química del agua muestran que, durante los eventos de recarga, el agua de reciente infiltración es transmitida rápidamente hasta los manantiales, a través de redes de drenaje jerarquizadas, en las que el desarrollo de la karstificación funcional es elevado. Esto permite la llegada a las surgencias de agua con contenidos elevados en carbono orgánico (COT), al mismo tiempo que se observan cambios en la composición química del agua de descarga. En el sector del acuífero drenado por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13), las crecidas inducen un descenso en la mineralización y temperatura del agua y un aumento de la alcalinidad total y de las concentraciones de Ca^{2+}, en detrimento de los contenidos en los iones característicos de la zona saturada del acuífero (SO_4^{2-}, Mg^{2+}, Na^+ y Cl^-). Sin embargo, en el sector drenado por el manantial de Arroyomolinos (M-14), los eventos de recarga provocan

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

un incremento de la mineralización del agua, aunque los procesos hidroquímicos que tienen lugar son similares a los identificados en el resto de las surgencias.

La composición isotópica del agua drenada por las surgencias es la más ligera de la red de control (si se excluyen las muestras de agua descargadas por el *inversac* de la Olla, I-1), lo que está relacionado con la elevada altitud media de los macizos carbonáticos en las sierras del Pinar y Monteprieto. Los cambios en la señal isotópica del agua drenada por los manantiales en respuesta a la recarga ponen en relieve la existencia de una red de drenaje con un buen desarrollo de la karstificación funcional, a través de la cual se transmiten las variaciones composicionales del agua de recarga. No obstante, la magnitud de dichas variaciones es inferior a las verificadas en los acuíferos del sector suroriental (Penibético).

Los análisis isotópicos del carbono inorgánico disuelto en el agua ($\delta^{13}C_{TDIC}$) han puesto de manifiesto el mayor tiempo de residencia del agua drenada durante los periodos de agotamiento de los manantiales (señal isotópica menos empobrecida), en comparación con los valores más negativos observados durante las crecidas, que están asociados a la descarga de agua de reciente infiltración. En aguas bajas la descarga de las surgencias procede principalmente de la zona saturada del acuífero, lo que permite un mayor tiempo de interacción entre el agua y la matriz rocosa del acuífero. Como resultado, la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) adquiere valores más próximos al equilibrio con la roca (menos empobrecidos) y muestra una escasa variabilidad. Durante las crecidas, el aumento de la carga hidráulica permite la circulación del agua de reciente infiltración a través de redes de conductos más someros y con mayor desarrollo kárstico, lo que favorece la llegada a la surgencia de agua con la señal isotópica característica del suelo.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.2. EL ACUÍFERO DE LAS SIERRAS DE ZAFALGAR y LABRADILLO

8.2.1. Límites y geometría

El acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo forma parte del sector noroccidental del área de estudio y engloba diversos macizos carbonáticos, con una superficie de afloramientos permeables de 18,19 km^2, constituidos principalmente por dolomías y calizas oolíticas del dominio Subbético Medio (Figs. 8.25 y 8.26). En la sierra de Zafalgar las formaciones carbonáticas se disponen como una serie aproximadamente homoclinal, con dirección aproximada NE-SO y buzamiento al NO, mientras que en la sierra de Labradillo (situada al oeste), las series jurásicas tienen una estructura más compleja, afectada por fallas y localmente cabalgante sobre las formaciones margosas del Jurásico Medio-Superior.

El límite suroriental está definido por las arcillas y evaporitas triásicas que constituyen el basamento del acuífero y que se emplazan mecánicamente sobre las formaciones margosas del Jurásico Medio-Superior de la sierra de Monteprieto (véanse la figuras 8.25 y 8.26, así como el mapa geológico adjunto y los cortes A-A´, 1-1´y 4-4´). Al sur de la sierra de Labradillo, el cabalgamiento que constituye la base de dicho relieve emplaza las dolomías jurásicas sobre las formaciones de baja permeabilidad (margas y margocalizas del Jurásico Medio al Cretácico), que forman el límite más meridional del acuífero. Los límites septentrional y occidental están marcados por la orla de margocalizas del Jurásico Medio-Superior que aflora a techo de las formaciones carbonáticas jurásicas (Fig. 8.25).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

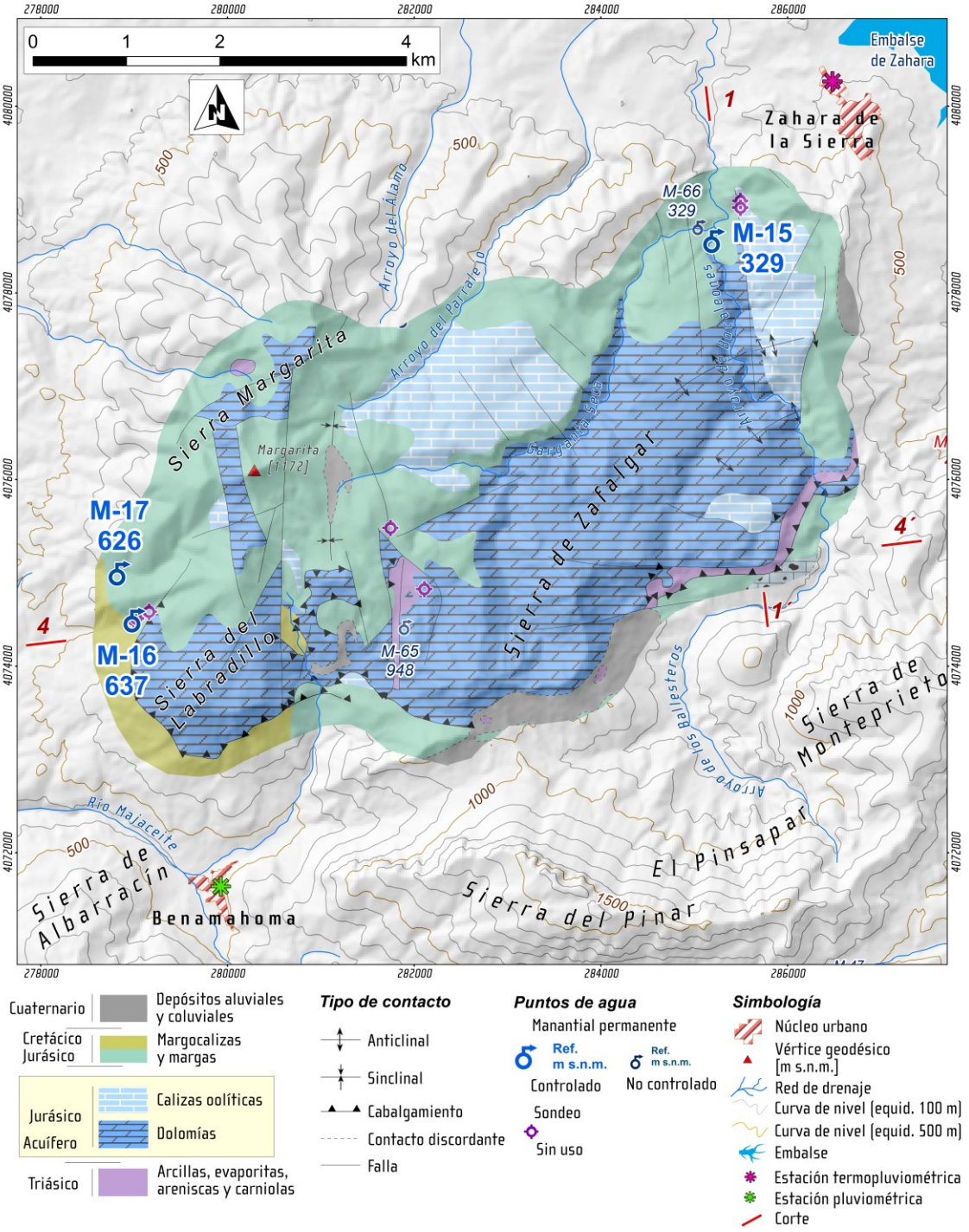


Figura 8.25 Mapa hidrogeológico del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. En la figura aparece la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 8.26

8.2.2. Puntos de agua

El drenaje del acuífero de la sierra de Zafalgar se realiza fundamentalmente en régimen natural, a través del manantial de Bocaleones -M-15- (329 m s.n.m.), que está situado en su límite nororiental y es el punto de drenaje de mayor relevancia. En la sierra de Labradillo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

la descarga de agua subterránea se produce por las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), ubicadas a 637 y 626 m s.n.m., respectivamente (Fig. 8.25 y Tab. 8.8). En las inmediaciones de dichos manantiales se localizan los sondeos de El Moro 1, 2 y 3 (S-5, S-6 y S-7), que se encuentran en desuso, obstruidas o selladas (véase el apartado 5.3.2 de esta memoria). Los manantiales M-65 (948 m s.n.m.) y M-66 (329 m s.n.m.) tienen un caudal muy escaso y permanecen secos durante los meses de estiaje (Fig. 8.25).

Denominación	Referencia Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Término municipal
Bocaleones	**M-15**	285205	4078559	329	Zahara
El Moro	**M-16**	278996	4074494	637	Grazalema
Las Cuevas	**M-17**	278836	4074996	626	Grazalema

Tabla 8.8 Principales puntos de descarga del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo

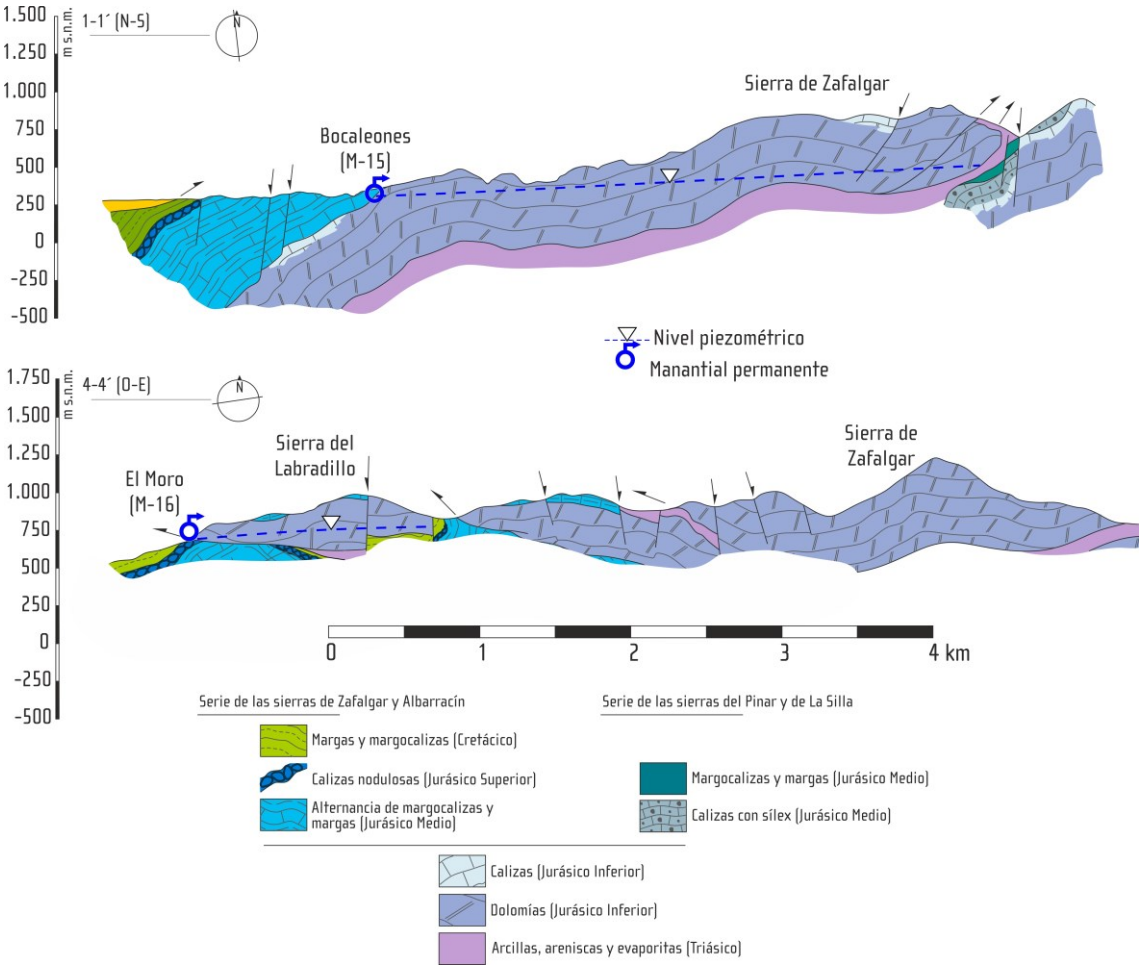


Figura 8.26 Cortes hidrogeológicos del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. La posición está representada en la figura 8.25

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El manantial de Bocaleones (M-15) está ubicado en el contacto entre las dolomías y calizas oolíticas jurásicas y las formaciones de margocalizas y margas suprayacentes (Fig. 8.26). Sus aguas fluyen por el arroyo homónimo, que se incorpora al río Guadalete aguas abajo del embalse de Zahara (véase el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria).

Los episodios de lluvia provocan la generación y circulación de escorrentía superficial en el cauce donde emerge la surgencia de Bocaleones (M-15), que se traduce en picos de caudal de elevada magnitud y de muy corta duración (horas). La intensa actividad erosiva en el cauce ha originado un cañón fluviokárstico (Garganta Verde) notablemente encajado (Fig. 8.27A), en el entorno del manantial (Fig. 8.27B y C).

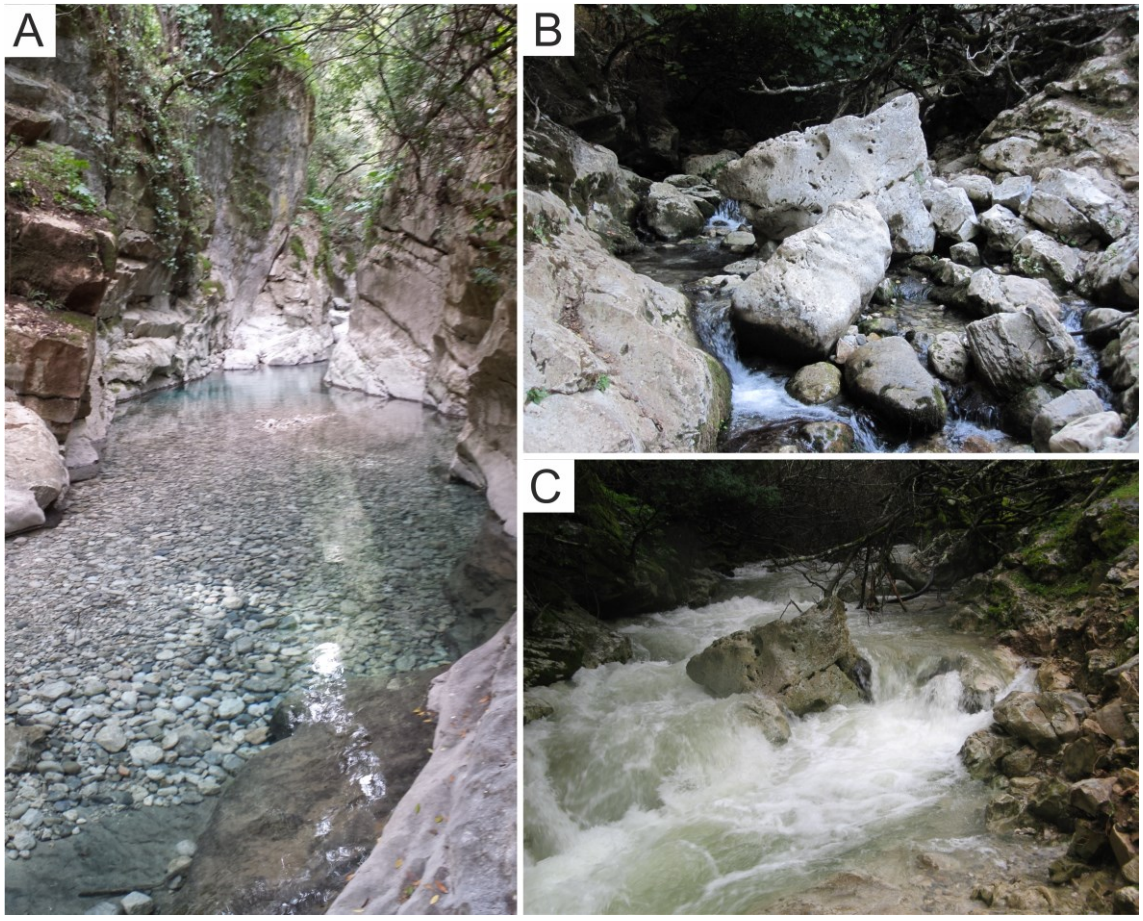


Figura 8.27 (A) Cañón fluviokárstico (Garganta Verde) a la altura de la surgencia de Bocaleones (M-15). (B) Caudal de descarga de la surgencia durante un periodo de aguas bajas (agosto de 2016). (C) Instantánea del mismo punto durante el periodo de aguas altas de marzo de 2017

Los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) constituyen los puntos de drenaje más importantes de la sierra de Labradillo (Figs. 8.28A y 8.29A) y sus aguas son destinadas a cubrir la demanda de abastecimiento de la localidad de Prado del Rey. Ambas

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

surgencias se encuentran muy próximas entre sí y constituyen los puntos de descarga ubicados a mayor altitud del área de estudio (véanse la figura 8.25 y el mapa hidrogeológico adjunto a esta memoria). La surgencia de agua subterránea está condicionada por el contacto mecánico (cabalgamiento) entre las dolomías del Jurásico Inferior de la sierra de Labradillo y las margas y margocalizas del Jurásico Medio-Superior (Fig. 8.25 y 8.26).

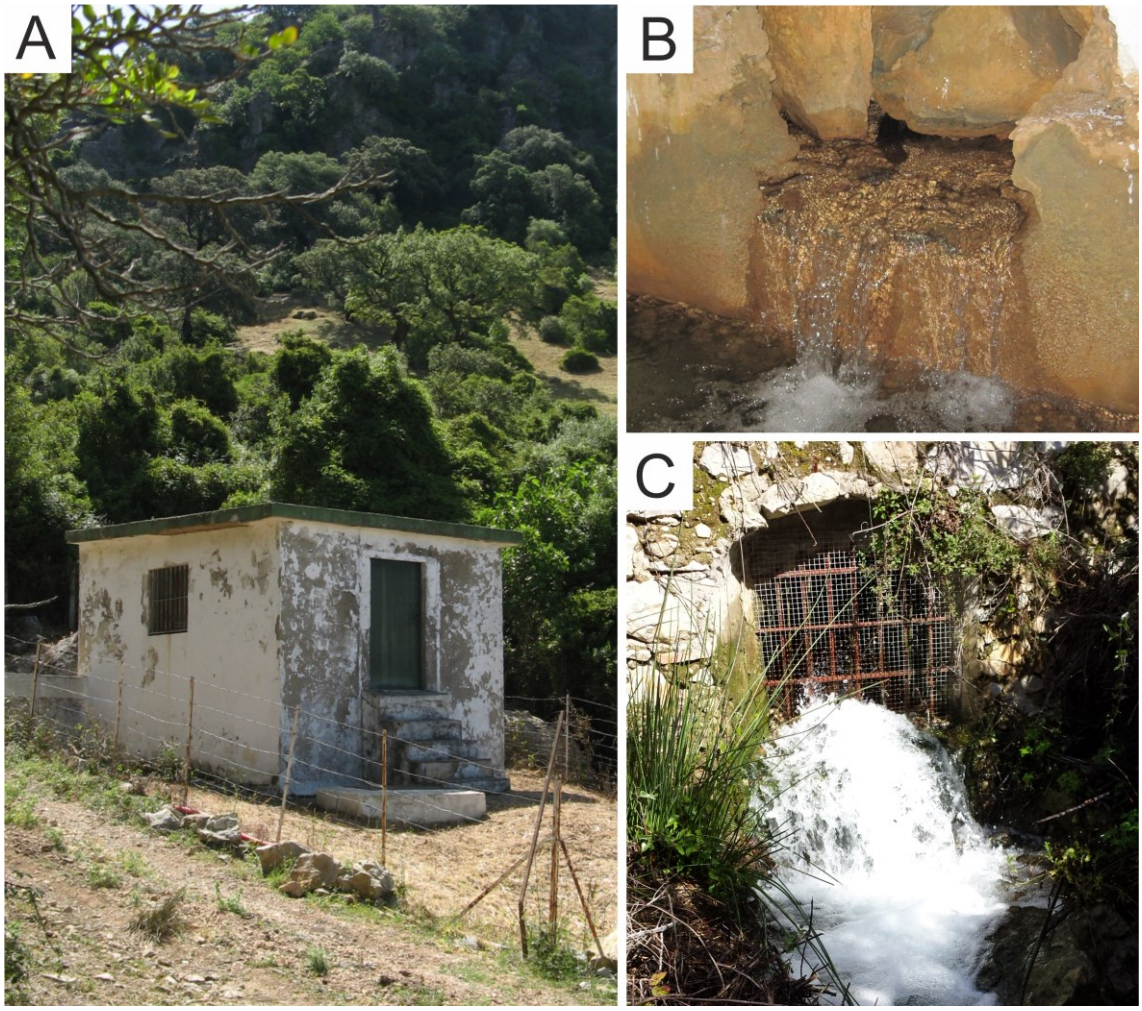


Figura 8.28 (A) Captación del manantial del Moro (M-16) que deriva el agua hacia la red de abastecimiento de Prado del Rey. (B) Caudal de descarga de la surgencia durante un periodo de aguas bajas (julio de 2017). (C) Salida del caudal que excede la capacidad de la captación de abastecimiento, durante el periodo de aguas altas de marzo de 2018

8.2.3. Hidrodinámica

8.2.3.1. Datos de caudales

El estudio del régimen hidrodinámico de los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) y de sus respuestas naturales a los eventos de recarga ha sido llevado a cabo con los datos de caudal obtenidos mediante aforos y sensores de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

altura de la lámina de agua, para posterior conversión de estos últimos a caudal mediante la aplicación de sus respectivas curvas de gastos. En el manantial de Bocaleones (M-15) todos los aforos han sido realizados mediante dilución salina (aforos químicos), debido al elevado caudal de descarga (Tab. 8.9), mientras que en las surgencias de El Moro (M-16) y Las cuevas (M-17) fueron efectuados con micromolinete.



Figura 8.29 (A) Captación del manantial de Las Cuevas (M-17) para la incorporación de su descarga en la red de abastecimiento de Prado del Rey. (B) Interior de la captación durante un periodo de aguas bajas (octubre de 2017)

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q min.	**Q máx/**	
Denominación	**Ref.**	**Puntual**	*Automático*	**punt. /** *autom.*	**(l/s)**			**Q min.**	**cv (%)**
Bocaleones	M-15	**28/11/2012-30/09/2018**	*01/10/2013-30/09/2018*	**71** / *43824*	3943	415	245	16	94
El Moro	M-16	**28/11/2012-30/09/2018**	*02/05/2014-30/09/2018*	**14*** / *38695*	222	58	6,3	35	95
Las Cuevas	M-17	**28/11/2012-30/09/2018**	---	**69***	32	4	0	---	136

Tabla 8.9 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. (*) Número de aforos realizados durante el periodo 2014/15 – 2017/18

En el manantial de Bocaleones (M-15), la separación de la componente subterránea de la escorrentía superficial generada durante los eventos de lluvia ha sido realizada mediante el método de descomposición del hidrograma descrito por Barnes (1940). El periodo de datos disponible se extiende desde el 28/11/2012 hasta el 30/09/2018, durante el que se han realizado 71 aforos y se ha obtenido una serie continua (horaria) de la descarga que cuenta con 43824 datos (cinco años hidrológicos). El caudal medio, calculado a partir de la integración del hidrograma, ha sido de 415 l/s, aunque ha llegado a alcanzar el valor

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

máximo de 3943 l/s y se ha visto reducido hasta 245 l/s al finalizar los periodos de estiaje (Tab. 8.9).

El caudal de las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) fue medido de forma conjunta durante el periodo comprendido entre el 28/11/2012 y el 30/09/2014, en el que se efectuaron 33 aforos en el punto de confluencia de la descarga de ambos manantiales. A partir de esta última fecha, el caudal drenado por cada surgencia fue medido de forma individual. En el manantial de El Moro (M-16) se efectuaron 14 aforos y se instaló un sensor de registro continuo de altura de lámina de agua con el que se monitorizó el caudal de descarga durante el periodo comprendido entre el 01/10/2014 y el 30/09/2018 (cuatro años hidrológicos). El control del caudal de descarga en el manantial de Las Cuevas (M-17) fue llevado a cabo mediante aforos con micromolinete (69 medidas) que cubren el periodo entre los años hidrológicos 2014/15 – 2017/18. Los valores medios de caudal, determinados mediante la integración de sus hidrogramas, ha sido de 58 y 4 l/s, en los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), respectivamente. El caudal máximo durante el periodo en el que se midieron de forma individual fue de 222 l/s (El Moro) y 32 l/s (Las Cuevas), mientras que la descarga mínima fue de 6,3 l/s en el primer manantial y 0 l/s en el segundo (la surgencia llega a secarse al finalizar los periodos de estiaje prolongados).

8.2.3.2. Descripción de los hidrogramas de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17)

Los hidrogramas anuales correspondientes al manantial de Bocaleones (M-15) muestran un número variable de crecidas en respuesta a las lluvias, cuya magnitud ha sido proporcional a la precipitación acumulada en los eventos de recarga. En las crecidas registradas durante los años 2012/13, 2013/14 y 2017/18 (los más húmedos del periodo de estudio) se alcanzaron los caudales de descarga más elevados (3768 l/s en marzo de 2013, 2760 l/s en febrero de 2014 y 3652 l/s en marzo de 2018). Las crecidas correspondientes a los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (más secos) no superaron los 1250 l/s (Fig. 8.30).

Desde el inicio del año hidrológico y durante los meses de otoño, los diversos eventos pluviométricos han provocado incrementos en la descarga de la surgencia, aunque estos han sido de escasa magnitud. Las precipitaciones registradas a lo largo de dicho periodo han sido, por lo general, de menor cuantía e intensidad, lo que ha condicionado la moderada respuesta hidrodinámica observada en la surgencia. No obstante, dichas lluvias provocan la saturación de la capacidad de retención de agua del suelo, lo que permite que los eventos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de recarga posteriores (que tienen lugar a lo largo de los meses de invierno y primavera) generen un aumento en la carga hidráulica del acuífero y la correspondiente crecida en el manantial (Fig. 8.30). A partir del final de la primavera (meses de mayo o junio) las lluvias son escasas e incluso inexistentes por lo que el caudal descargado por el manantial disminuye de forma lenta hasta el nuevo comienzo de las precipitaciones, que marcan el final del estiaje.

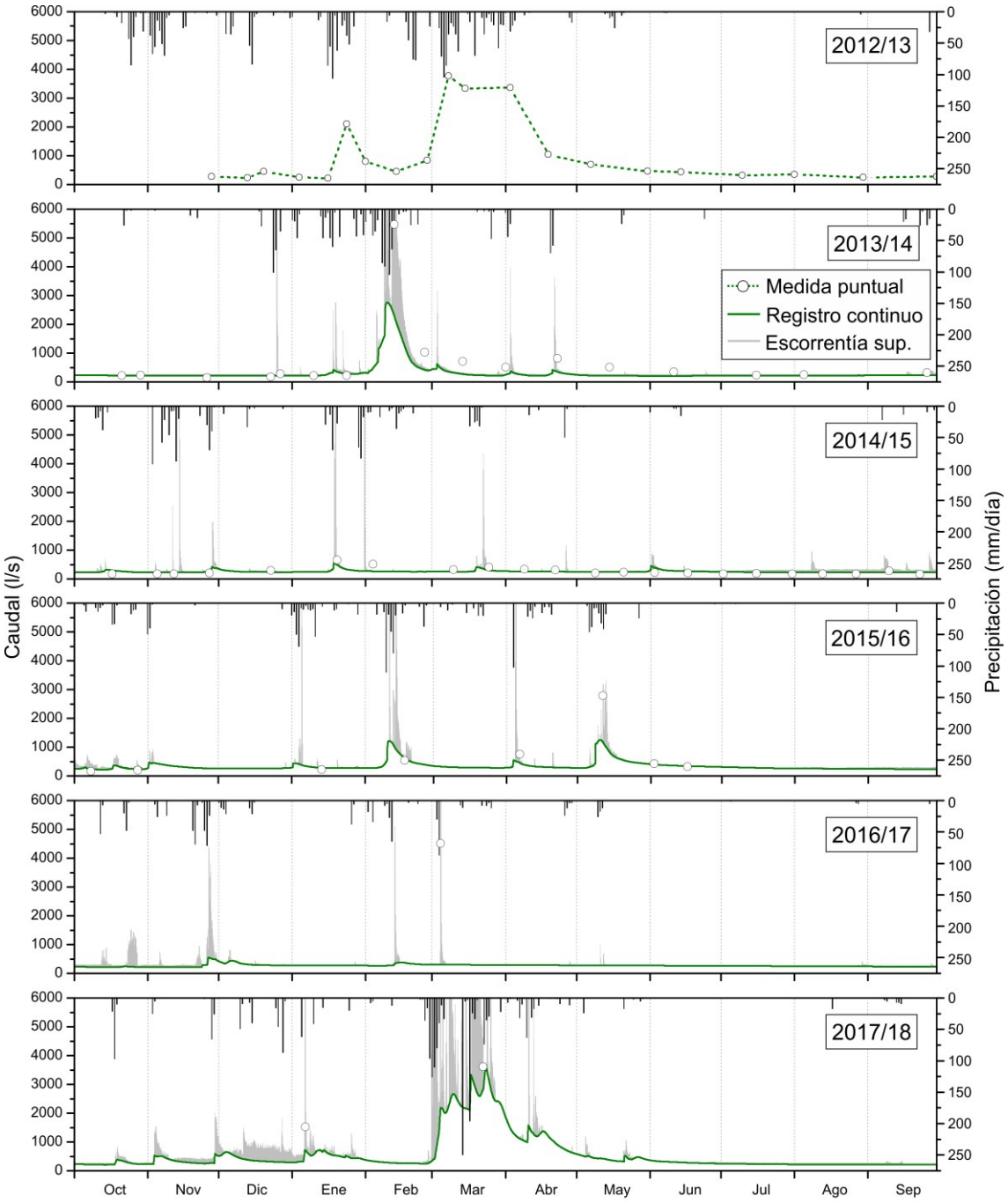


Figura 8.30 Hidrogramas anuales de la surgencia de Bocaleones (M-15) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las crecidas muestran un tramo ascendente en el que el caudal aumenta muy rápidamente, cuya duración (desde 6 horas hasta 3 días) es dependiente de la precipitación acumulada en el evento de recarga. Los picos de descarga relacionados con los eventos pluviométricos de mayor magnitud e intensidad presentan una morfología puntiaguda (marzo y abril de 2018), mientras que las crecidas provocadas por los episodios de precipitaciones con menor cantidad acumulada tienen una forma más suavizada, como las registradas durante los meses de febrero y mayo de 2016 (Fig. 8.30). Tras el pico de descarga y en ausencia de nuevas precipitaciones, la disminución del caudal se produce de forma relativamente rápida al principio (tramo de decrecida) y está seguida de una disminución mucho más gradual y progresiva (agotamiento) que se extiende hasta las lluvias que marcan el inicio del siguiente año hidrológico (Fig. 8.30).

El análisis cualitativo del hidrograma de descarga de la surgencia de Bocaleones (M-15) indica la existencia de una red de drenaje con un notable desarrollo de la karstificación funcional con capacidad para transmitir el agua procedente de las precipitaciones al punto de descarga. Esto se refleja en las bruscas variaciones en el caudal de descarga del manantial durante las fases de crecida y posterior decrecida. Sin embargo, la existencia de decrecidas de duración considerable (10-15 días) seguidas de un dilatado periodo de agotamiento indica que una parte de la descarga está relacionada con flujos a través de dominios con un menor desarrollo de la karstificación (fisurados y/o fracturados). Si se atiende al elevado caudal que presenta el manantial durante los periodos de agotamiento (el valor mínimo determinado durante el periodo de control ha sido de 245 l/s) se puede inferir la significativa contribución de esta componente del drenaje en el régimen hidrodinámico del manantial.

En la figura 8.31, que muestra los hidrogramas de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), se recoge el periodo de registro conjunto del caudal de descarga de ambas surgencias durante los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14. La morfología del hidrograma durante este periodo muestra una crecida relacionada con cada una de las lluvias de mayor entidad, muy puntiaguda, y cuya magnitud es proporcional a la intensidad y precipitación acumulada en el episodio pluviométrico. La crecida principal del año 2012/13 sucedió en respuesta a un evento de lluvia en el que se acumularon 432 mm en 5 días (marzo de 2013), mientras que las crecidas del año hidrológico 2013/14 (febrero y abril de 2014) fueron provocadas por la acumulación de 389 y 73 mm en 7 días.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El hidrograma del manantial de El Moro (M-16), correspondiente a los años hidrológicos 2014/15 – 2017/18, presenta una crecida principal por cada año hidrológico, durante los meses de invierno y primavera, en los que se producen la mayor parte de las lluvias, y su magnitud depende de la intensidad y cantidad acumulada de precipitación. Así, la mayor crecida del registro (año 2017/18) estuvo relacionada con un evento pluviométrico en el que se acumularon 471 mm en 10 días, desde el 26/03/2018 hasta el 08/03/2018 (medidos en la estación pluviométrica de Benamahoma, Fig. 8.25). El registro continuo (horario) del caudal de la surgencia ha permitido identificar picos de descarga de muy corta duración (entre 12 horas y un día), que se producen después de las precipitaciones. Esto produce el aspecto de "dientes de sierra" en el hidrograma del manantial, que es reflejo de la rápida transmisión del agua procedente de las lluvias a la surgencia (Fig. 8.31).

La morfología presentada por la surgencia de Las Cuevas (M-17) ha sido similar al del manantial de El Moro (M-16), con una crecida principal en cada año hidrológico, cuya magnitud ha estado relacionada con la intensidad y precipitación acumulada en los diferentes episodios de recarga. No obstante, el caudal descargado ha sido notablemente inferior (Fig. 8.31). Los incrementos del caudal se han producido durante los periodos lluviosos de los meses de invierno y primavera y han sido relativamente rápidos (entre 2 y 5 días después de las precipitaciones) aunque este tiempo puede estar condicionado por la frecuencia de realización de los aforos, pues no se dispone de registro continuo.

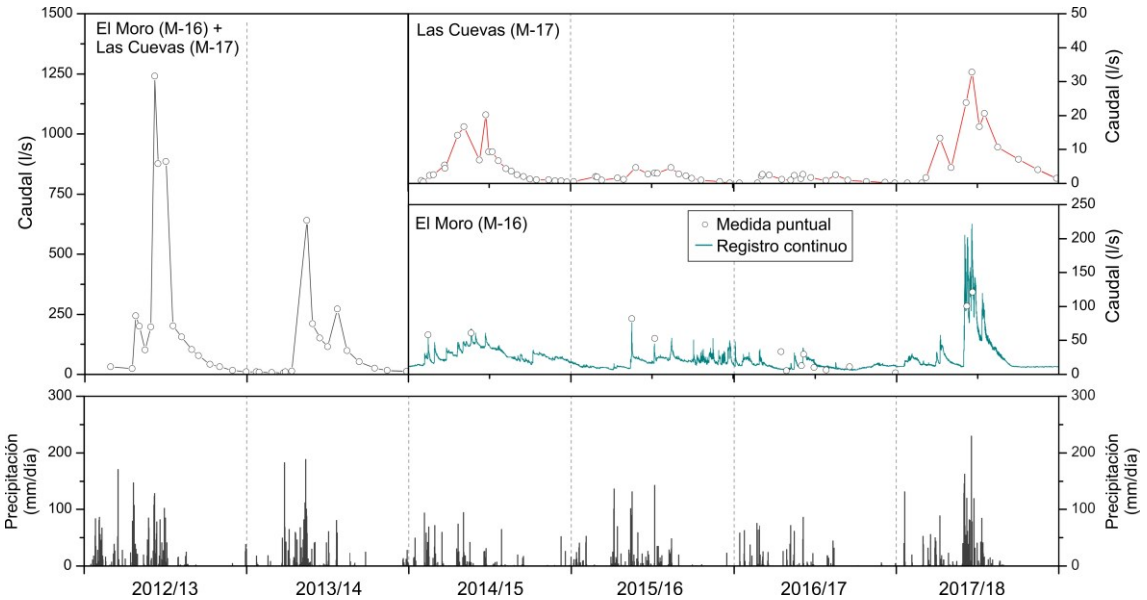


Figura 8.31 Hidrogramas de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benamahoma (5939), cuya ubicación se muestra en la figura 8.25

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.2.3.3. Análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15) mediante el método de Mangin (1970,1975)

El análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15) ha sido realizado mediante la metodología descrita por Mangin (1970,1975) para el periodo correspondiente del año hidrológico 2015/16 (Fig. 8.32). La duración de la decrecida ha sido de 15 días y el coeficiente de infiltración (η) y el de heterogeneidad (ε) han mostrado el mismo valor, 0,067 días^{-1} (Tab. 8.10), por lo que tanto el proceso de infiltración como el drenaje del agua durante la decrecida se producen de forma relativamente rápida. Ello debe estar relacionado con un cierto desarrollo de la karstificación funcional en el epikarst y con la zona no saturada del acuífero. El valor obtenido para el parámetro *i* (0,76) es característico del drenaje de sistemas complejos y de grandes dimensiones (Mangin, 1975), aunque la superficie permeable de los afloramientos carbonáticos del acuífero (~18 km^2) no puede considerarse de forma estricta como de grandes dimensiones.

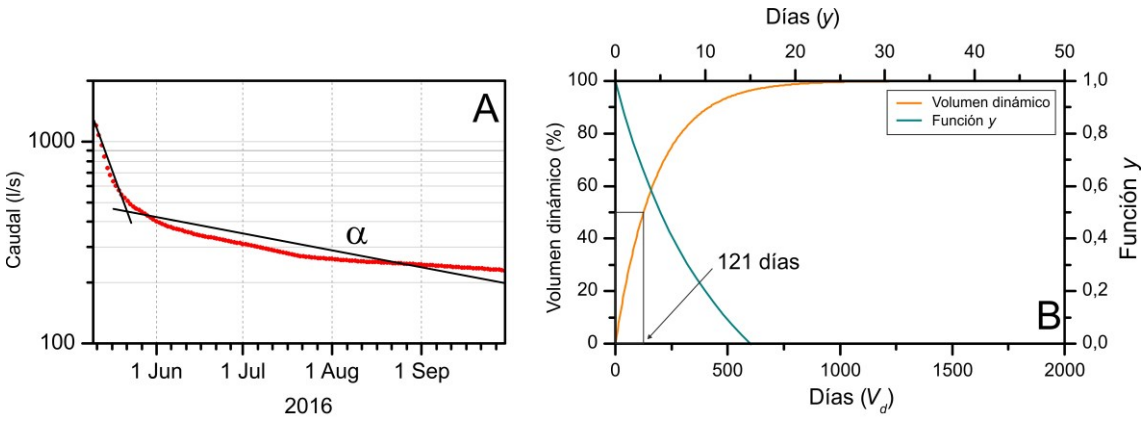


Figura 8.32 (A), Curva de recesión analizada en el manantial de Bocaleones (M-15). (B), Gráfico correspondiente a la función "y" y al porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo en caso de mantenerse las condiciones de agotamiento

Punto	Ref.	Año	D_d (días)	η (días^{-1})	ε (días^{-1})	i	D_{ag} (días)	α (días^{-1})	V_d (hm^3)	V_t (hm^3)	k
Bocaleones	(M-15)	2016	15	0,067	0,067	0,76	129	5,52E-03	7,9	13,1	0,60

Tabla 8.10 Resultado del análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15), correspondiente al año hidrológico 2015/16. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El agotamiento ha presentado una duración de 129 días y el valor de su coeficiente (α) ha sido de 5,52x 10^{-3} días^{-1}, lo que pone de manifiesto la disminución muy lenta en el caudal de descarga del manantial, motivada probablemente por un bajo desarrollo de la red de drenaje kárstico en la zona saturada del acuífero. La gráfica que representa el volumen drenado en función del tiempo transcurrido desde el inicio del agotamiento del manantial (Fig. 8.32) indica que, de mantenerse las condiciones, el 50% del volumen total seria descargado en 121 días tras el inicio del agotamiento. El valor del volumen anual de tránsito (V_t), cuantificado a partir de los datos continuos del caudal de descarga, ha sido de 13,1 hm^3, lo que ha condicionado el valor del parámetro k (0,60). Según Mangin (1970,1975) el sector del acuífero drenado por el manantial de Bocaleones (M-15) tendría las características de un sistema con un bajo desarrollo de la karstificación.

Los parámetros *k* e *i,* obtenidos a partir del análisis de la recesión y representados en el gráfico propuesto por Mangin (1970,1975) para la clasificación de los sistemas kársticos (Fig. 8.33) se emplazan dentro del dominio V, que representa a los sistemas con comportamiento inercial y bajo desarrollo de la karstificación funcional.

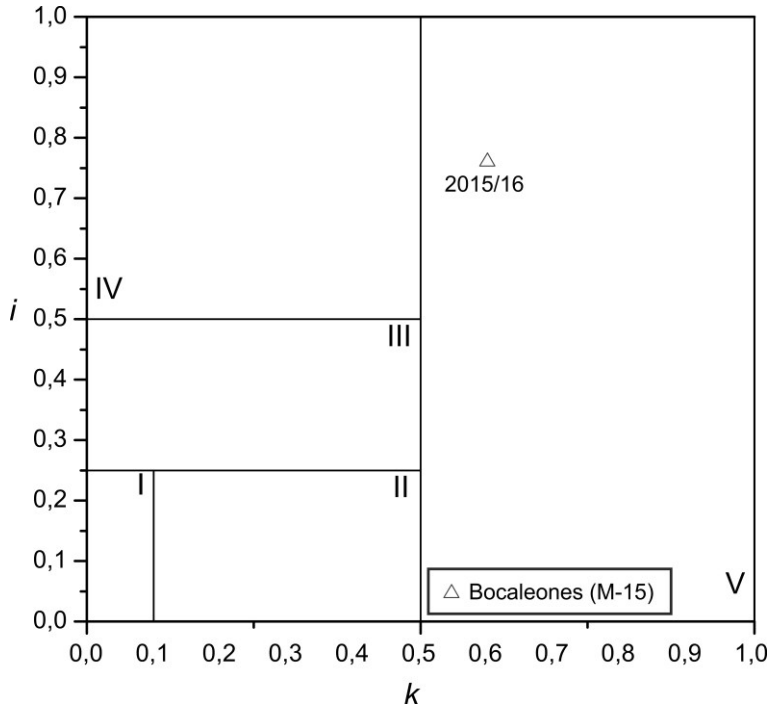


Figura 8.33 Gráfico i-k para clasificar los sistemas kársticos propuesto por Mangin (1970, 1975), en el que se han representado los valores de k e i obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15)

La organización del drenaje de este sector del acuífero constaría, por un parte, de una red de drenaje con un buen desarrollo de la karstificación funcional con capacidad para la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

transferencia rápida del agua de reciente infiltración hasta el punto de descarga. Esto queda reflejado en las variaciones rápidas y de gran magnitud del caudal en respuesta a los episodios de lluvia. Por otra parte, los dilatados periodos de agotamiento durante los que la descarga disminuye muy lentamente responden al drenaje de dominios con un comportamiento hidrogeológico de tipo fisurado/fracturado con una mayor capacidad de regulación natural.

8.2.3.4. Análisis correlatorio de la serie de datos de caudal de las surgencias de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16)

El registro continuo del caudal descargado por los manantiales de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16) ha permitido realizar los análisis de autocorrelación y correlación cruzada, para determinar el tiempo medio de respuesta de los manantiales a los eventos de recarga y estimar el valor del efecto memoria (relacionado con la capacidad de regulación natural) de los sectores acuíferos implicados. El paso de tiempo considerado en los análisis ha sido horario, con el fin de precisar las diferencias en los tiempos de respuesta de los manantiales (Figs. 8.34 y 8.35). El registro pluviométrico procede de la estación de Grazalema (SAIH) ya que dicha estación dispone de datos horarios de lluvia durante el periodo analizado. La ventana de observación ha sido de 14600 horas (608 días) que corresponde aproximadamente a un tercio del periodo de datos disponible para la surgencia de Bocaleones -M-15- (2013/14 – 2017/18) y a la mitad de periodo de registro en el manantial de El Moro -M-16- (2014/15-2017/18).

El autocorrelograma (Fig. 8.34A) del caudal de descarga del manantial de Bocaleones (M-15) muestra un primer tramo de disminución muy rápida, lo que está relacionado con una baja capacidad de regulación natural de la señal de entrada (recarga). El valor del efecto memoria ha sido de 40,1 días, característico de medios con un buen desarrollo de la karstificación funcional y una escasa inercia ante la recarga (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Jiménez-Gavilán, 2010).

La función de correlación cruzada entre la precipitación y el caudal de descarga de la surgencia muestra un pico pronunciado y un valor máximo del coeficiente de correlación $r_{(x,y)} = 0{,}241$ para un tiempo (k) de 100 horas (4,2 días), que representa el desfase temporal medio entre las precipitaciones y la máxima respuesta hidrodinámica del manantial. La disminución rápida de los valores de $r_{(x,y)}$ tras el pico de máxima correlación indica que los incrementos en la descarga de la surgencia no se manifiestan durante mucho tiempo una vez finalizado el episodio de lluvias. El agua procedente de las precipitaciones

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

es transferida rápidamente hasta el punto de descarga y da lugar a la morfología puntiaguda de la función (Fig. 8.34B).

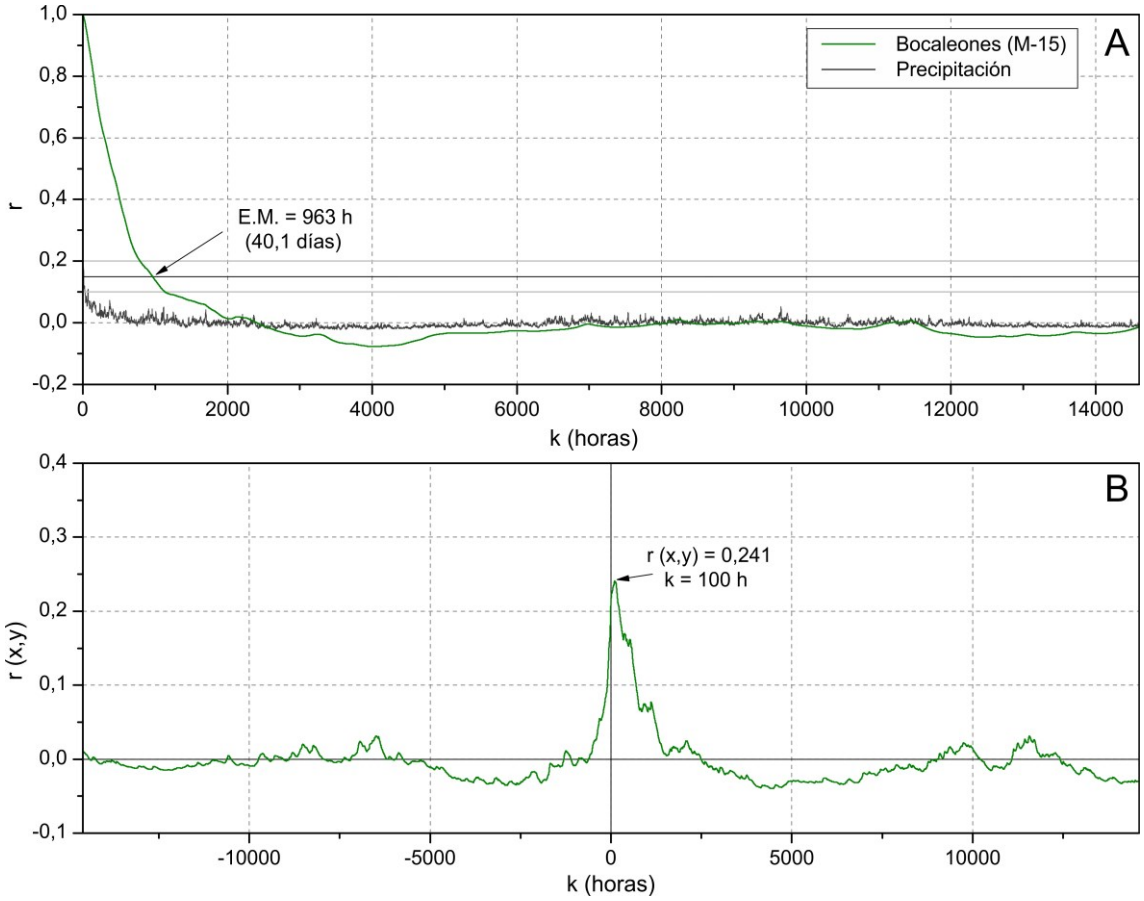


Figura 8.34 (A) Resultados del análisis de autocorrelación de las series de datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Bocaleones (M-15) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Función de correlación cruzada entre las series de precipitación y caudal para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

Los resultados obtenidos mediante los análisis de autocorrelación y correlación cruzada de los datos de descarga del manantial de Bocaleones (M-15) sugieren un funcionamiento típicamente kárstico en este sector del acuífero. El valor reducido del efecto memoria y morfología de la función de correlación cruzada ponen de manifiesto la limitada capacidad del sistema para modular las variaciones en la carga hidráulica provocadas por la recarga. No obstante, estos resultados están referidos al funcionamiento hidrogeológico en relación con los eventos de recarga, en los que el flujo subterráneo tiene lugar mayoritariamente a través de sectores más someros del acuífero (zona no saturada), con mayor desarrollo de la karstificación en la red de drenaje.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La función de autocorrelación de la serie de datos de caudal drenados por la surgencia de El Moro (M-16) muestra una disminución más lenta que en el caso anterior, con un valor para el efecto memoria de 63,2 días (Fig. 8.35A), lo que estaría relacionado con una mayor capacidad de regulación natural en este sector del acuífero. No obstante, el tiempo medio de respuesta de la surgencia es considerablemente inferior (29 horas) y la morfología de la función de correlación cruzada (muy puntiaguda) es característica de medios muy transmisivos, donde el desarrollo de la karstificación funcional permite la transferencia rápida del agua de reciente infiltración hasta los puntos de descarga (Fig. 8.35B). El tiempo medio de respuesta ha sido el más bajo de los calculados en el área de estudio, lo que probablemente esté en parte relacionado con las reducidas dimensiones del sector del acuífero drenado por esta surgencia.

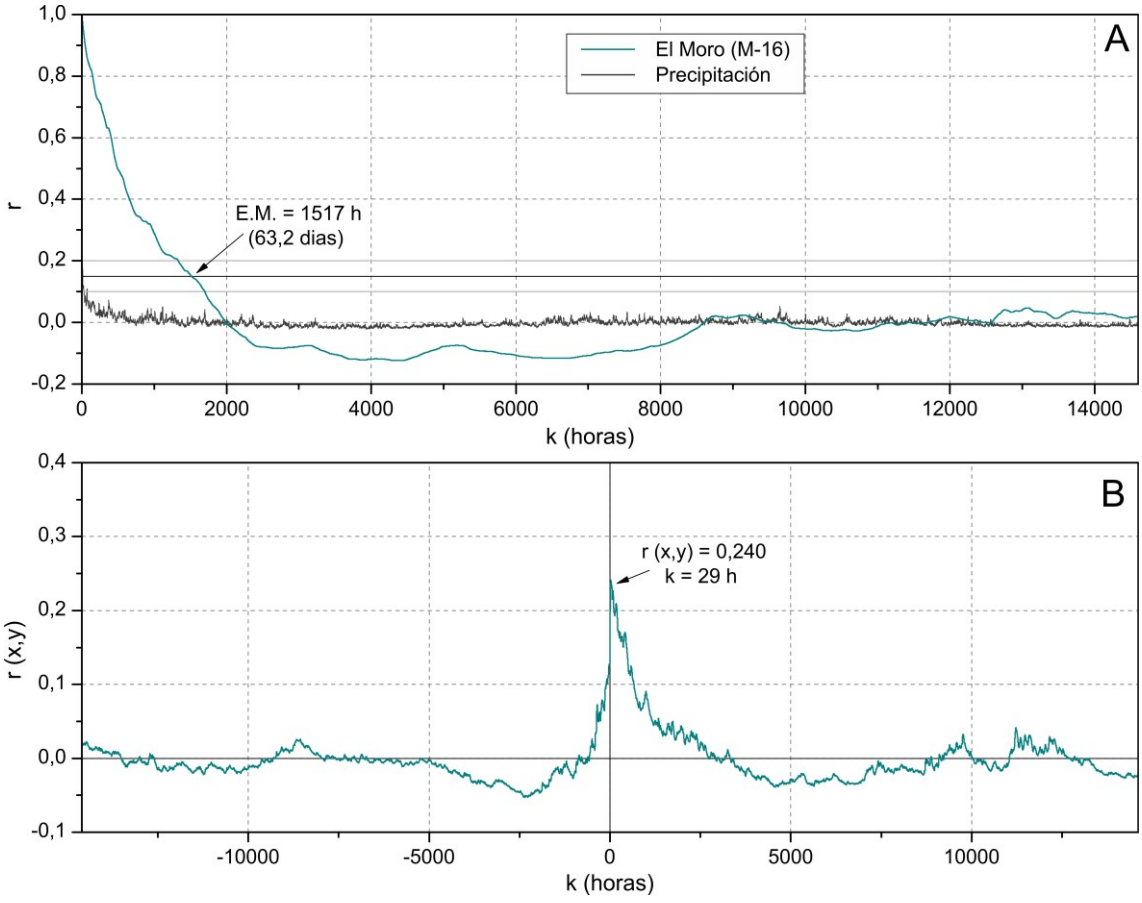


Figura 8.35 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de El Moro (M-16) durante el periodo comprendido entre el 02/05/2014 y el 30/09/2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de precipitación y caudal para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

A partir de un valor de k entre 1000 y 1200 horas (42 – 50 días) se observa un cambio en la disminución de los valores de *r (x,y),* que pasan a decrecer más lentamente. Dicho tipo de respuesta estaría relacionado con el drenaje de dominios con menor desarrollo de la karstificación.

Según Mangin (1984), esta forma de la función de correlación se puede interpretar como la superposición de dos tipos de circulación subterránea: una componente consistente en flujos rápidos que discurren a través de redes de conductos con buen desarrollo de la karstificación funcional, con escasa capacidad para modular el impulso provocado por los episodios pluviométricos, y otra correspondiente al drenaje de dominios con un bajo desarrollo kárstico y, por tanto, un comportamiento más inercial. La descarga correspondiente al drenaje de este tipo de medios (de tipo fisurado/fracturado) se produciría al cabo de 42-50 días tras el cese de las precipitaciones (Fig. 8.35B).

8.2.3.5. Análisis de caudales clasificados de las surgencias de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16)

Los datos horarios del caudal de descarga del manantial de Bocaleones (M-15) han sido divididos en clases de 5 l/s, y se ha calculado la frecuencia con la que cada una de las clases se manifiestan en el régimen de descarga de la surgencia. La representación de la frecuencia acumulada indica que durante la mayor parte del tiempo (~ 90%) la surgencia drena un caudal inferior a 500 l/s (Fig. 8.36A). En el gráfico de la figura 8.36B, en el que han sido proyectadas las clases de caudal en escala logarítmica frente a su frecuencia relativa acumulada (representada como probabilidad), se han podido identificar varios intervalos de clases (tramos):

1. Caudales inferiores a 290 l/s (**m_1**), correspondientes al agotamiento del manantial. Tiene la pendiente más alta, debido a la disminución lenta y progresiva que experimenta el caudal de descarga durante los periodos de aguas bajas.
2. Caudales entre 290 y 580 l/s (**m_2**), con una pendiente inferior a la del tramo anterior, resultado de las variaciones más rápidas del caudal de descarga del manantial durante las crecidas.
3. Tramo entre 580 y 2000 l/s (**m_3**), que representan los picos de caudal de la mayoría del periodo de control, cuyo valor máximo no ha superado 2000 l/s (a excepción de los registrados en febrero de 2014 y marzo de 2018). La baja pendiente presentada por este tramo refleja la rápida variación de los caudales drenados por la surgencia durante los picos de las crecidas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

4. Caudales superiores a 2000 l/s (**m_4**), con una pendiente superior al anterior, que representa las mayores crecidas registradas en el manantial (2013/14 y 2017/18). La elevada pendiente de este tramo se relacionaría con un cierto mantenimiento del caudal en la surgencia como consecuencia de la formación de una reserva de agua que será drenada posteriormente, durante la fase de decrecida.

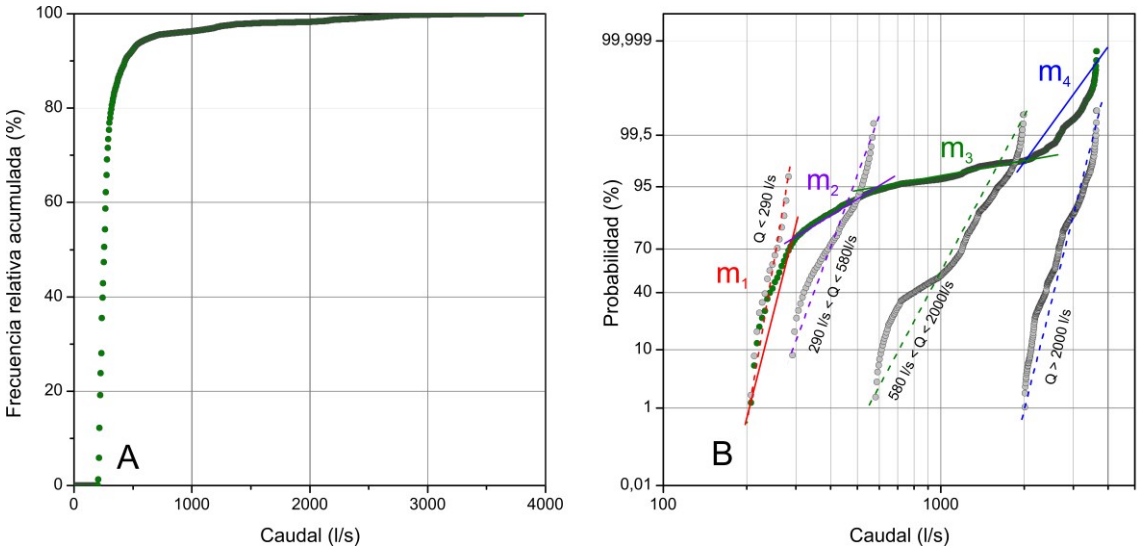


Figura 8.36 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de Bocaleones (M-15) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

Para cada uno de los tramos de descarga se ha calculado el volumen drenado, expresado como porcentaje de la descarga total del periodo de control (Tab. 8.11), mediante la metodología descrita por Padilla (1990). Los resultados obtenidos indican que más de la mitad del volumen total descargado por la surgencia (51,2 %) es drenado durante el periodo de agotamiento del manantial (tramo **m_1**), mientras que en los tramos correspondientes a las crecidas y a la mayoría de los picos de caudal del periodo de control se ha desaguado el 23,8 y 12,0 % del volumen total, respectivamente.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<290	245	27,8	51,2
m_2	290-580	369	12,9	23,8
m_3	580-2000	996	6,5	12,0
m_4	>2000	2532	7,0	13,0

Tabla 8.11 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de Bocaleones (M-15) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Durante los periodos de aguas altas relacionados con los eventos de recarga de mayor magnitud del registro (febrero de 2014 y marzo de 2018) el volumen drenado por la surgencia ha ascendido a 7,0 hm^3, lo que representa el 13,0 % del volumen total descargado por ésta (Tab. 8.11).

La representación las clases de caudal (5 l/s) del manantial de El Moro (M-16) respecto a la frecuencia relativa acumulada, mostrada en la figura 8.37A, indica que durante el 80 % del tiempo, la descarga del manantial es inferior a 25 l/s. La frecuencia relativa acumulada (en escala probabilística) frente a las clases de caudal representadas en escala logarítmica (Fig. 8.37B) ha permitido constatar tres tramos principales, que están relacionados con los diferentes estados hidrodinámicos de la surgencia:

1. Tramo **m_1**, representado por los caudales inferiores a 50 l/s, que corresponden a las situaciones de aguas bajas. Su elevada pendiente es característica de la baja variabilidad de los valores de caudal durante los periodos de agotamiento.
2. Caudales entre 50 y 190 l/s (**m_2**), constituyen un tramo con menor pendiente que el anterior, relacionado con los incrementos rápidos de la descarga durante las fases de crecida.

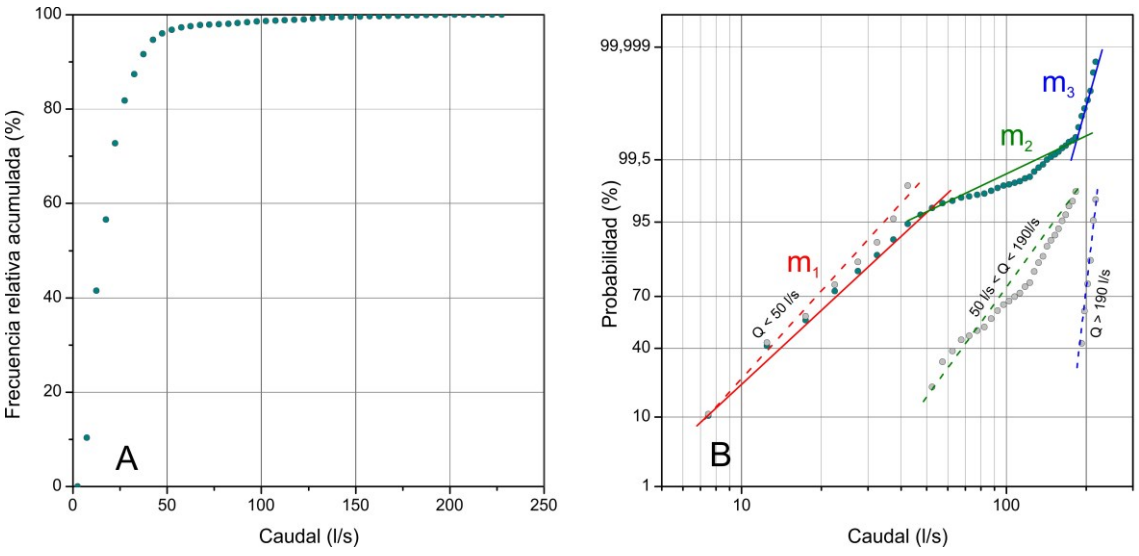


Figura 8.37 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de El Moro (M-16) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B)

3. Caudales superiores a 190 l/s (**m_3**), tramo con la pendiente más elevada de todos los considerados que representa los periodos de aguas altas asociados a las crecidas de mayor magnitud (marzo de 2018). Durante dichos periodos la descarga

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

se mantiene elevada como consecuencia de la acumulación de una reserva de agua cuyo drenaje se producirá durante la fase de recesión posterior a la crecida.

La mayor parte del volumen descargado por el manantial (83,1 %) se ha producido durante la situación de aguas bajas (agotamiento). Durante los estados hidrodinámicos relacionados con los episodios de recarga, $\mathbf{m_2}$ y $\mathbf{m_3}$, el porcentaje drenado ha sido del 15,7 y 1,2 %, respectivamente (Tab. 8.12), lo que pone de manifiesto la limitada repercusión de los eventos de aguas altas respecto al cómputo global de la descarga de la surgencia. No obstante, los resultados proporcionados por el estudio del hidrograma y los análisis correlatorios indican el comportamiento típicamente kárstico de la surgencia como respuesta a los episodios de recarga.

Tramo	Intervalo de caudal l/s	Caudal medio l/s	Volumen drenado hm^3	% Volumen total %
m_1	<50	20	2,6	83,1
m_2	50-190	91	0,5	15,7
m_3	>190	199	<0,1	1,2

Tabla 8.12 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de El Moro (M-16) en los tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados

8.2.4. Hidroquímica e hidrotermia

8.2.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

Los valores medios de conductividad eléctrica (CE) en los principales manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo han variado entre 377 µS/cm (Bocaleones, M-15) y 447 y 506 µS/cm (El Moro, M-16 y Las Cuevas, M-17). Los coeficientes de variación (cv) de este parámetro están comprendidos entre el 3,0 % en las aguas drenadas por el manantial de El Moro -M-16- y 5,7 % en la surgencia de Las Cuevas -M-17- (Tab. 8.13). La temperatura media más elevada (14,7 °C), así como el coeficiente de variación más bajo de este parámetro (0,7 %), se ha registrado en el manantial de Bocaleones (M-15), que es el punto de descarga situado a menor cota del acuífero (329 m s.n.m.). No obstante, dichos valores no difieren significativamente de los constatados en las surgencias de El Moro (M-16), con una temperatura media de 14,0 °C y cv = 2,2 % y Las Cuevas (M-17), con 14,6 °C y cv =0,8 % (Tab. 8.13), aunque dichos puntos de descarga están ubicados a una cota superior (637 y 626 m s.n.m., respectivamente.

El agua descargada por la surgencia de Bocaleones (M-15) presenta la alcalinidad total (Alc) y el contenido medio de Ca^{2+} más bajo (257,4 y 69,1 mg/l, respectivamente),

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

mientras que en los manantiales de la sierra de Labradillo se han determinado valores superiores, de 283,9 mg/l (Alc) y 79,0 mg/l (Ca^{2+}) en la surgencia de El Moro y 332,3 mg/l (Alc) y 102,5 mg/l (Ca^{2+}) en el manantial de Las Cuevas (Tab. 8.13).

Las concentraciones medias más elevados en SO_4^{2-} y Mg^{2+} (36,5 y 21,0 mg/l, respectivamente) han sido determinadas en las aguas descargadas por el manantial de El Moro (M-16), mientras que en el manantial de Las Cuevas (M-17) se han constatado los contenidos más altos de Cl^- (8,4 mg/l) y Na^+ (4,3 mg/l). Esta última surgencia muestra los coeficientes de variación más elevados en los contenidos de los iones citados (Tab. 8.13).

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC						mg/l							
Bocaleones (M-15)	*n*	99	97	99	99	99	99	99	99	99	99	99	95	99	99	99
	máx	404	14,9	8,0	291,4	6,3	20,3	3,7	77,6	22,3	3,5	1,1	1,0	0,7	1,2	-1,6
	med	377	14,7	7,5	257,4	5,4	15,8	2,9	69,1	19,3	3,0	0,5	0,4	0,2	0,1	-2,1
	min	325	14,4	7,0	89,1	3,9	9,0	1,6	57,7	11,1	2,6	0,2	0,1	-0,5	-1,6	-2,6
	cv (%)	3,9	0,7	2,5	10,4	8,3	16,1	15,3	5,1	12,6	7,4	41,4	48,4	88,9	369,1	-9,3
El Moro (M-16)	*n*	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	82	83	83	83
	máx	475	15,1	8,5	325,7	8,8	48,2	1,9	95,7	25,3	4,7	1,2	0,8	1,1	2,0	-1,7
	med	447	14,0	7,7	283,9	7,3	36,5	1,6	79,0	21,8	3,7	0,7	0,4	0,5	0,5	-2,2
	min	385	13,4	7,1	242,8	3,7	13,5	0,9	44,6	15,6	3,1	0,4	0,2	-0,1	-0,6	-3,0
	cv (%)	3,0	2,2	2,9	4,8	10,1	21,9	12,9	9,8	9,2	8,0	27,5	39,9	45,9	78,8	10,5
Las Cuevas (M-17)	*n*	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	83	81	83	83	83
	máx	586	14,9	8,2	434,8	12,1	42,3	1,8	129,2	21,2	5,6	1,4	1,1	1,2	1,7	-1,2
	med	506	14,6	7,3	332,3	8,4	30,9	1,4	102,5	18,0	4,3	0,8	0,4	0,2	-0,1	-1,7
	min	461	14,3	6,8	283,0	6,8	11,8	0,9	90,7	7,6	3,6	0,4	0,2	-0,2	-1,1	-2,6
	cv (%)	5,7	0,8	2,7	9,8	13,0	23,2	14,4	9,0	17,1	9,5	28,3	47,4	87,7	406,6	12,1

Tabla 8.13 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas de las principales surgencias del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

El contenido medio más elevado de NO_3^- se ha detectado en las aguas de Bocaleones (M-15), con un valor de 2,9 mg/l, que dobla la concentración media de este componente en las surgencias de El Moro y Las Cuevas (1,6 y 1,4 mg/l, respectivamente). Sin embargo, el contenido medio de carbono orgánico (COT) presenta el mismo valor en los tres puntos de descarga (0,4 mg/l) y coeficientes de variación similares, en torno al 40 – 50 % (Tab. 8.13).

Los índices medios de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) han sido generalmente positivos, aunque muy cercanos a las condiciones de equilibrio. Las aguas drenadas por el manantial de El Moro (M-16) muestran el mayor estado de saturación medio en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol} = 0,5) así como los coeficientes de variación más bajos de dichos índices (Tab. 8.13).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Para caracterizar las relaciones que existen entre las concentraciones de los componentes mayoritarios disueltos en las aguas, los valores de mineralización, temperatura e índices de saturación se ha elaborado un análisis de componentes principales (ACP), cuyo resultado está recogido en la tabla 8.14 y en la figura 8.38. La conductividad eléctrica del agua muestra coeficientes de correlación elevados (> 0,8) y positivos con la alcalinidad total (Alc) y los contenidos de Ca^{2+}, Cl^- y Na^+, y negativo con la concentración de NO_3^- (Tab. 8.14).

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	-0,064	0,856	0,878	0,537	-0,801	0,899	-0,235	0,865	0,522	-0,129	0,065	-0,125
T	-0,064	**1**	0,063	-0,096	-0,437	0,391	0,098	-0,342	-0,065	-0,143	-0,005	-0,323	-0,352
Alc	0,856	0,063	**1**	0,695	0,235	-0,634	0,856	-0,395	0,772	0,446	0,013	0,072	-0,133
Cl^-	0,878	-0,096	0,695	**1**	0,596	-0,703	0,778	-0,172	0,821	0,569	-0,173	0,041	-0,121
SO_4^{-2}	0,537	-0,437	0,235	0,596	**1**	-0,571	0,287	0,497	0,423	0,275	-0,322	0,224	0,223
NO_3^-	-0,801	0,391	-0,634	-0,703	-0,571	**1**	-0,720	0,206	-0,786	-0,497	0,028	-0,260	-0,086
Ca^{2+}	0,899	0,098	0,856	0,778	0,287	-0,720	**1**	-0,457	0,859	0,487	0,004	0,001	-0,232
Mg^{2+}	-0,235	-0,342	-0,395	-0,172	0,497	0,206	-0,457	**1**	-0,345	-0,249	-0,359	0,182	0,389
Na^+	0,865	-0,065	0,772	0,821	0,423	-0,786	0,859	-0,345	**1**	0,674	-0,026	0,008	-0,191
K^+	0,522	-0,143	0,446	0,569	0,275	-0,497	0,487	-0,249	0,674	**1**	-0,119	-0,166	-0,279
COT	-0,129	-0,005	0,013	-0,173	-0,322	0,028	0,004	-0,359	-0,026	-0,119	**1**	-0,036	-0,085
IScal	0,065	-0,323	0,072	0,041	0,224	-0,260	0,001	0,182	0,008	-0,166	-0,036	**1**	0,964
ISdol	-0,125	-0,352	-0,133	-0,121	0,223	-0,086	-0,232	0,389	-0,191	-0,279	-0,085	0,964	**1**

Tabla 8.14 Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo

Los dos factores principales del ACP explican el 66,04 % de la varianza total (Fig. 8.38). En el espacio de las variables del ACP, el factor 1, que explica el 44,44 % de la varianza, está determinado en su parte positiva por la mineralización del agua, la alcalinidad total (Alc) y los contenidos de Ca^{2+}, Cl^- y Na^+ y, en su parte negativa, por la concentración de NO_3^- (Fig. 8.38A). El factor 2, que explica el 21,60 % de la varianza total, presenta en su parte positiva los índices de saturación en calcita y dolomita y, en menor medida, los contenidos en Mg^{2+} y SO_4^{2-}. Hacia la parte negativa del eje 2 se encuentra la temperatura del agua (T) y en mucho menor grado el carbono orgánico total (COT).

En el diagrama de las unidades estadísticas (Fig. 8.38B), las muestras de agua procedentes de las surgencias que drenan el acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo presentan una distribución claramente diferenciada. Por una parte, las correspondientes a los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) se ubican de forma mayoritaria en la parte positiva del factor 1, cuya composición está relacionada con la Alc y los contenidos de Ca^{2+}, Cl^- y Na^+. Por otra, las muestras procedentes del manantial de Bocaleones (M-15) ocupan la parte negativa del factor 1, debido a su menor mineralización, y mayoritariamente

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

el segmento negativo del eje 2, por los contenidos más bajos en Mg^{2+} y valores más bajos de los índices de saturación en calcita y dolomita (Fig. 8.38B).

El incremento del caudal en estas surgencias provoca el desplazamiento de las muestras hacia valores más positivos del factor 1 y hacia la parte negativa del factor 2, como consecuencia de la disminución del estado de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}), el descenso de las concentraciones de Mg^{2+} y del aumento de la alcalinidad total (Alc) y de los contenidos de Ca^{2+} (Fig. 8.38B).

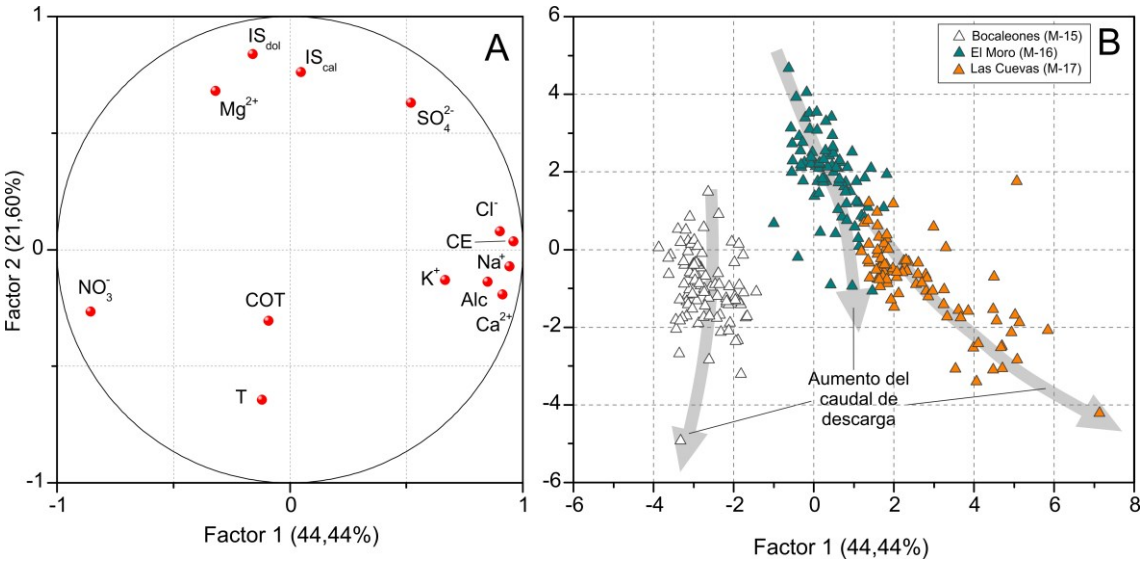


Figura 8.38 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua procedentes de los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

Las muestras correspondientes al manantial de Bocaleones (M-15) aparecen concentradas en la parte negativa de los dos factores principales debido a su menor mineralización y coeficientes de variación más bajos de los principales componentes (Tab. 8.13). El incremento de la descarga de la surgencia provoca el desplazamiento de las muestras hacia el sector negativo de ambos factores, lo que está relacionado con el descenso general de la mineralización del agua y de las condiciones de saturación en calcita y dolomita. La incorporación al flujo subterráneo de agua de reciente infiltración procedente de las lluvias, con baja mineralización, provoca el descenso general de los contenidos en la mayoría de los componentes y disminuye el estado de saturación de calcita y dolomita del agua.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.2.4.2. Evolución temporal de la composición química y de la temperatura del agua drenada por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17)

Surgencia de Bocaleones (M-15)

Durante el periodo de control, la conductividad eléctrica del agua descargada por el manantial ha presentado disminuciones de hasta 50 μS/cm respecto al valor medio de este parámetro (377 μS/cm), relacionadas con los picos de las crecidas de mayor magnitud (años hidrológicos 2013/14, 2015/16 y 2016/17). Dichos descensos han sido de corta duración y han estado seguidos de incrementos igualmente rápidos en la mineralización, hasta recuperar los valores anteriores a los eventos de recarga (Fig. 8.39). En ausencia de lluvias (desde la finalización de los eventos de recarga y a lo largo de los periodos de estiaje) la mineralización del agua muestra una variación escasa y su valor se mantiene entre 370 – 380 μS/cm (Fig. 8.39). Los datos más bajos de conductividad eléctrica del agua han coincidido con descensos en la alcalinidad total y en los contenidos de Mg^{2+}, Cl^- y SO_4^{2-}. Las variaciones de estos componentes determinan principalmente la mineralización del agua de la surgencia. La evolución temporal de los contenidos en Ca^{2+} es opuesta a la del resto de los componentes, con las concentraciones más elevadas durante los eventos de recarga.

Las variaciones en la temperatura del agua descargada por el manantial han estado limitadas a los eventos de recarga, durante los cuales se han constatado disminuciones de pequeña magnitud (hasta 0,3 ºC) respecto a la temperatura media del agua en la surgencia (14,7 ºC durante el periodo de control). A lo largo de los meses de estiaje (desde junio a octubre), la temperatura del agua permanece prácticamente constante, en torno a su valor medio (Fig. 8.39).

Los trazadores naturales de la infiltración (NO_3^- y COT) han presentado una evolución antagónica de sus contenidos a lo largo del periodo de control. Los principales eventos de recarga han provocado incrementos rápidos en la concentración de COT, de hasta 1,0 mg/l (Fig. 8.39). Paralelamente, el contenido en NO_3^- ha experimentado disminuciones significativas igualmente rápidas, de hasta 1,3 mg/l respecto a su valor medio (2,9 mg/l). La lixiviación de los compuestos orgánicos solubles se genera en los suelos desarrollados sobre la superficie de recarga del acuífero, por lo que la práctica totalidad de los picos de descarga han estado asociados a incrementos rápidos de la concentración en COT.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

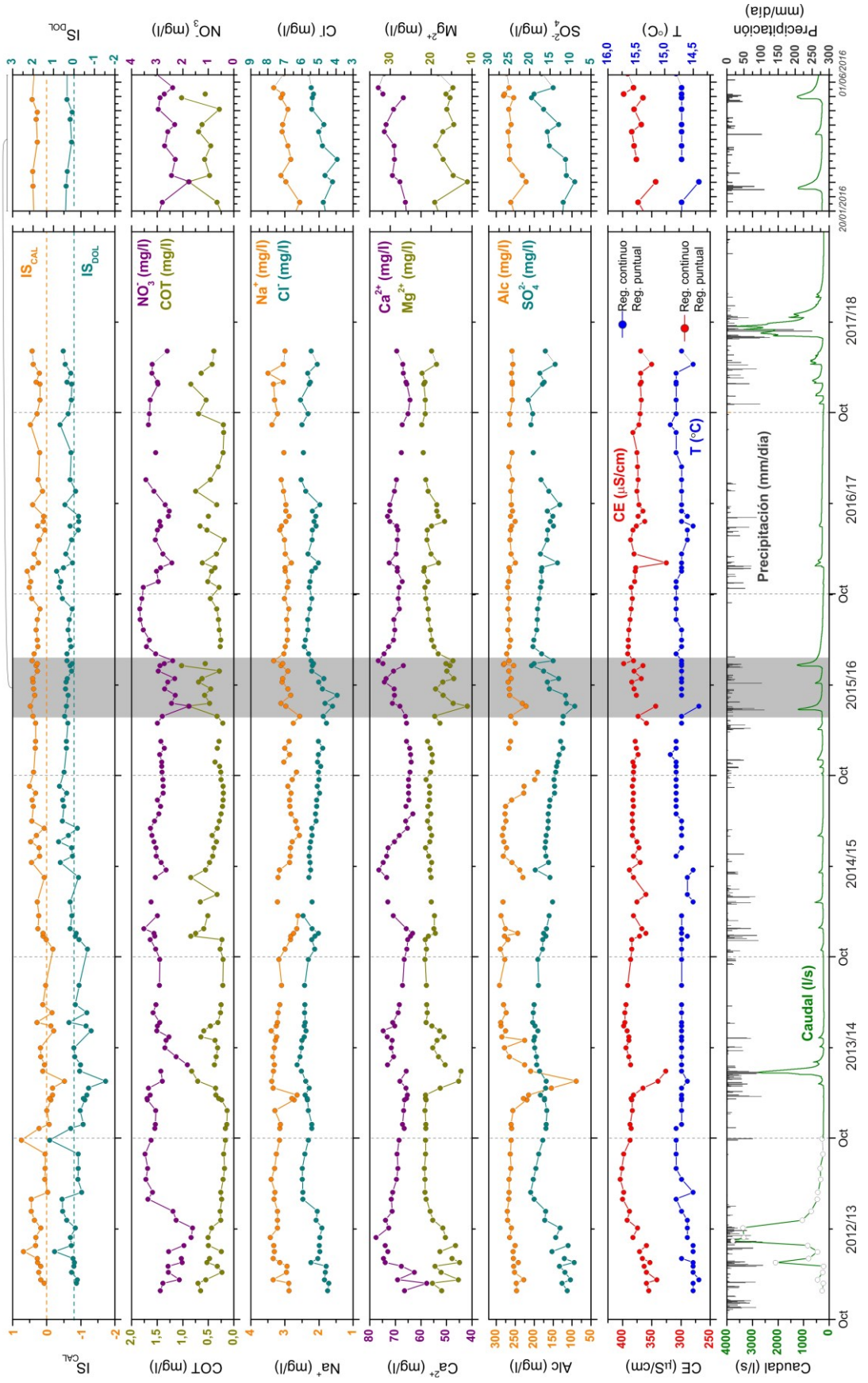


Figura 8.39 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por la surgencia de Bocaleones (M-15) durante el periodo de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La materia orgánica del agua tiende a degradarse (mineralizarse) durante el flujo subterráneo desde las áreas de recarga hasta los puntos de surgencia, por lo que la identificación de estos compuestos está directamente relacionada con la existencia de mecanismos de flujo (redes de drenaje dominadas por conductos kársticos) con capacidad para transmitir de forma rápida el agua de reciente infiltración hasta los puntos de descarga. Durante los periodos de estiaje el contenido en COT experimenta pocas variaciones y su valor se estabiliza en torno a 0,1-0,2 mg/l (Fig. 8.39).

Los diferentes eventos de recarga que se producen a lo largo de los periodos húmedos provocan la disminución progresiva de los contenidos en NO_3^- del agua de reciente infiltración. Así, durante las crecidas de mayor magnitud, que suelen ocurrir en los meses de invierno y primavera, la concentración de NO_3^- en el agua procedente de la recarga es comparativamente inferior a la del agua almacenada en el acuífero, lo que se traduce en una disminución (dilución) de su contenido en el agua descargada por la surgencia.

Manantial de El Moro (M-16)

La conductividad eléctrica (CE) del agua descargada por el manantial de El Moro (M-16) ha experimentado incrementos de hasta 28 μS/cm respecto a su valor medio durante el periodo de control (447 μS/cm) como consecuencia de los eventos de recarga. Durante las crecidas de los años 2014/15, 2015/16 y 2016/17 se registraron los valores más elevados en la conductividad eléctrica del agua (469, 475 y 466 μS/cm, respectivamente). Dichos incrementos en la mineralización están condicionados principalmente por la alcalinidad total (Alc) y los contenidos de Ca^{2+}, Cl^- y Na^+. Además, están asociados a descensos en la temperatura y disminuciones de los contenidos en Mg^{2+}y SO_4^{2-}, que muestran una evolución temporal antagónica a la del resto de componentes mayoritarios (véase la evolución temporal detallada de la figura 8.40). Una vez finalizadas las lluvias, los valores de conductividad eléctrica disminuyen y se estabilizan en torno a 450 μS/cm, mientras que la temperatura del agua experimenta un aumento gradual a medida que transcurre el periodo de estiaje, que se ve interrumpido con las primeras lluvias del año hidrológico siguiente (Fig. 8.40).

La concentración de NO_3^- en el agua descargada por el manantial ha sido muy baja (el valor medio ha sido 1,6 mg/l, Tab. 8.13) y ha mostrado disminuciones de hasta 0,7 mg/l respecto a su valor medio durante las crecidas (Fig. 8.40). Por otra parte, los picos de caudal han ido acompañados de incrementos rápidos de COT, con valores máximos que han llegado hasta 0,7-0,8 mg/l (Fig. 8.40).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

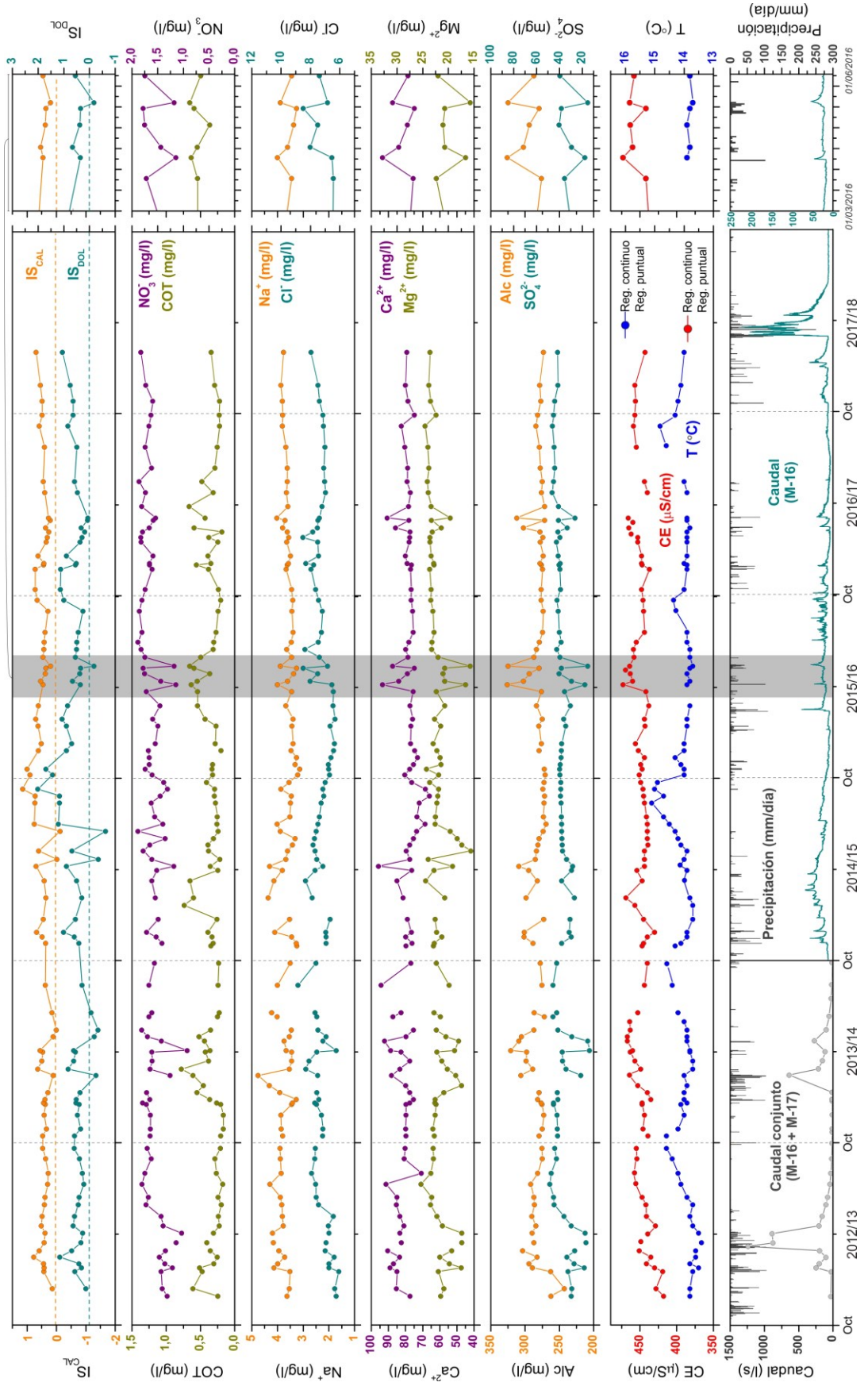


Figura 8.40 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por el manantial de El Moro (M-16) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los índices de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) han sido por lo general positivos (condiciones de saturación), con valores máximos constatados a lo largo de los periodos de aguas bajas. No obstante, durante los episodios de recarga, han presentado condiciones próximas al equilibrio e incluso, valores inferiores a 0, ligeramente subsaturadas en las respectivas fases minerales.

Las precipitaciones que tienen lugar durante los meses húmedos (comúnmente desde octubre a mayo) provocan la infiltración de agua con menor temperatura, baja mineralización y contenidos elevados de materia orgánica, producto de la disolución de compuestos orgánicos solubles (ácidos húmicos y fúlvicos) del suelo. La interacción con la cobertera edáfica desarrollada sobre los afloramientos permeables produce el enriquecimiento en CO_2 del agua de infiltración, lo que incrementa su capacidad para disolver minerales carbonáticos, particularmente calcita ($CaCO_3$). En consecuencia, durante las crecidas del manantial se registran incrementos en la alcalinidad total (Alc) y en los contenidos en Ca^{2+} y COT, al tiempo que los índices de saturación de calcita y dolomita y la temperatura del agua disminuyen (Fig. 8.40). El agua de reciente infiltración se mezcla con la contenida en la zona saturada del acuífero, enriquecida en Mg^{2+}y SO_4^{2}, producto de la disolución de las dolomías presentes en la base del acuífero y de los minerales evaporíticos (principalmente yeso) situados infrayacentes a las formaciones carbonáticas jurásicas, lo que conlleva la disminución del contenido (dilución) de dichos iones.

Manantial de Las Cuevas (M-17)

En términos generales, la evolución de los principales parámetros hidroquímicos del agua descargada por el manantial de Las Cuevas (M-17) ha sido similar a la mostrada por la surgencia de El Moro (M-16), situada a escasa distancia (~ 500 m) y una cota similar (Fig. 8.25). La conductividad eléctrica (CE) del agua descargada por el manantial de Las Cuevas se ha elevado durante los eventos de recarga hasta 586 µS/cm, 80 µS/cm por encima del valor medio del periodo de control.

A lo largo de los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14, los más húmedos del periodo de control, el incremento de la conductividad eléctrica ha sido sostenido y se ha prolongado durante todo el periodo de lluvias, mientras que en el resto de los años hidrológicos los aumentos en la mineralización han sido puntuales y relacionados con los picos de las crecidas. Una vez finalizados los eventos de recarga la conductividad eléctrica del agua disminuye y se estabiliza en torno a 485 µS/cm (Fig. 8.41).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

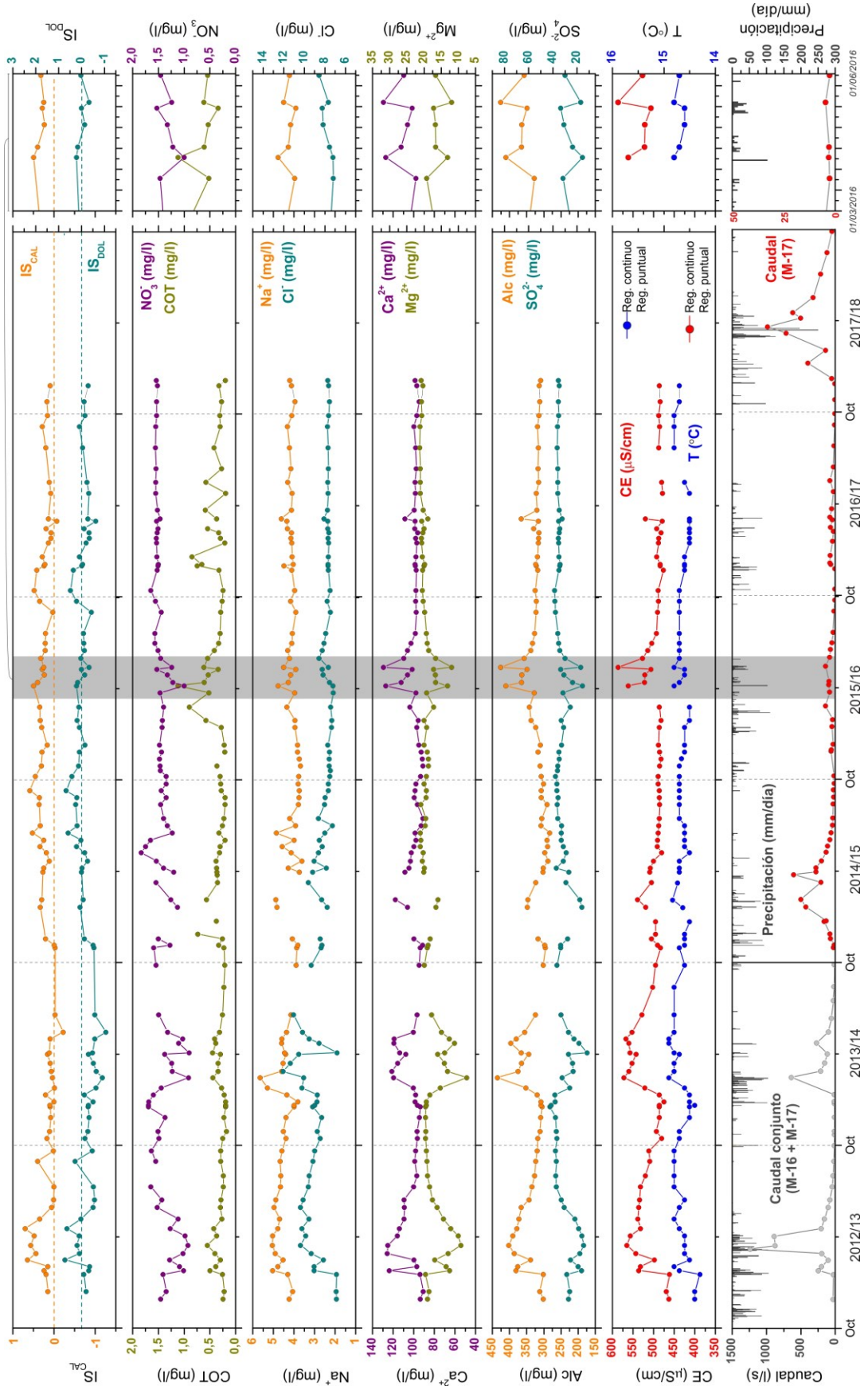


Figura 8.41 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua descargada por la surgencia de Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las variaciones en la mineralización del agua están definidas principalmente por los cambios registrados en la alcalinidad total (Alc) y Ca^{2+} (componentes presentes en el agua en mayor proporción) y, en menor medida, Na^{+} y Cl^{-}. Durante los eventos pluviométricos que han provocado la respuesta hidrodinámica del manantial se han determinado incrementos en dichos componentes y disminuciones en los contenidos de SO_4^{2-}, Mg^{2+}, que registran su valor mínimo coincidiendo con los picos de las crecidas (Fig. 8.41).

La evolución temporal de la temperatura del agua muestra un patrón anual en el que los valores más elevados se reconocen a lo largo de los meses de verano, mientras que, durante los periodos lluviosos (como los correspondientes a los años 2012/13 y 2013/14) desciende la temperatura drenada por la surgencia. No obstante, los eventos de recarga provocan aumentos rápidos y puntuales de la temperatura. Este fenómeno se ha reconocido especialmente en las primeras crecidas de los años hidrológicos y ha coincidido con los valores máximos de la conductividad eléctrica del agua (Fig. 8.41).

Las aguas descargadas por el manantial de Las Cuevas (M-17) se encuentran ligeramente sobresaturadas en calcita (valor medio de IS_{cal} = 0,2) y subsaturadas en dolomita (IS_{dol} = -0,1). No obstante, durante los eventos de recarga se han alcanzado las condiciones de saturación más bajas del periodo de control (Fig. 8.37), en los que ambos índices han mostrado valores negativos, aunque cercanos a las condiciones de equilibrio (Fig. 8.41). En las crecidas, el agua descargada muestra un incremento en los componentes relacionados con la disolución de calcita (Alc y Ca^{2+}), al tiempo que disminuye el valor de los índices de saturación (Fig. 8.41).

Los trazadores naturales de la infiltración COT y NO_3^{-} muestran evoluciones opuestas en sus respectivos contenidos. Los eventos de recarga han provocado aumentos puntuales en el contenido de carbono orgánico, que han coincidido con descensos en la concentración de NO_3^{-} (véase la evolución temporal detallada de la figura 8.41). Los contenidos máximos de COT han sido determinados durante las crecidas de los años 2015/16 (1,1 mg/l) y 2016/17 (0,8 mg/l), mientras que, en condiciones de aguas bajas, la concentración de este componente ha tenido una variación escasa, con valores en torno a 0,25 mg/l (Fig. 8.41). En coincidencia con los picos de carbono orgánico, las concentraciones de NO_3^{-} han descendido hasta 0,9 mg/l (valor mínimo durante las crecidas del año hidrológico 2013/14). Al igual que ocurre con el resto de los componentes, una vez finalizados los eventos de recarga, el contenido en NO_3^{-} permanece, sin muchas variaciones en este caso, en torno a 1,5 mg/l (Fig. 8.41).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los eventos pluviométricos con magnitud suficiente para saturar la capacidad de retención de agua del suelo provocan la infiltración de agua con baja mineralización y contenidos elevados de COT, producto del lixiviado de compuestos orgánicos solubles (principalmente ácidos húmicos y fúlvicos) presentes en el suelo. Este proceso genera el enriquecimiento en CO_2 del agua y aumenta su capacidad de disolución de los minerales que constituyen las formaciones acuíferas (mayoritariamente calcita y dolomita).

Durante el tránsito desde las áreas de recarga hasta la zona saturada del acuífero, se incrementa la alcalinidad total (Alc) y el contenido en Ca^{2+} del agua debido a la disolución de calcita, mineral más abundante de las formaciones carbonáticas que constituyen el acuífero. La interacción de esta agua con la almacenada en la zona saturada del acuífero, que está enriquecida en SO_4^{2-}y Mg^{2+}, provoca la disminución en el contenido de dichos iones (dilución), mientras que se elevan la alcalinidad total, Ca^{2+} y COT. Esta respuesta ante los eventos de recarga pone en relieve la influencia del flujo a través de la zona no saturada, constituida mayoritariamente por calizas, en el funcionamiento del acuífero.

El desarrollo de la karstificación funcional permite la transmisión de los cambios hidroquímicos que se producen durante el tránsito del agua de reciente infiltración a través de la zona no saturada, que son responsables de los incrementos observados en la mineralización del agua como consecuencia de la recarga. Los elevados contenidos de COT que se reconocen durante las crecidas son un indicativo del corto tiempo de residencia del agua en el acuífero, lo cual, a su vez, está vinculado al desarrollo de la red de drenaje kárstico, que permite la circulación rápida del agua desde las áreas de recarga hasta la surgencia.

8.2.4.3. Relaciones hidrogeoquímicas de las aguas drenadas por los manantiales

En el conjunto de muestras procedentes de las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) se observa una correlación negativa entre los contenidos en Ca^{2+} y SO_4^{2-} (Fig. 8.42A) debido al origen diferente de dichos componentes. En condiciones de aguas altas los contenidos en Ca^{2+}, que mayoritariamente proceden de la disolución de calizas, alcanzan su valor máximo, mientras que los SO_4^{2}, procedentes principalmente de la disolución de los minerales sulfatados (principalmente yeso y anhidrita) presentes en las formaciones evaporíticas del basamento del acuífero, disminuyen su concentración. Los valores de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} (Figs. 8.42B) se correlacionan positivamente con la concentración de SO_4^{2-}. Los aumentos en el caudal descargado por la surgencia están asociados a contenidos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

elevados de Ca^{2+} y descensos en las concentraciones de Mg^{2+} y SO_4^{2-}, lo que pone de manifiesto el papel preponderante del drenaje procedente de la zona no saturada en el funcionamiento de este sector del acuífero durante los episodios de recarga.

En el muro de las formaciones acuíferas, predominan las dolomías sobre las calizas, por lo que valores elevados de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} se relacionan con el drenaje de sectores más profundos de los acuíferos (zona saturada). La cinética de disolución de la dolomita es mucho más lenta que la correspondiente a la calcita, por lo que valores elevados en la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} también están relacionados con flujos de mayor tiempo de residencia (drenaje de la zona saturada del acuífero).

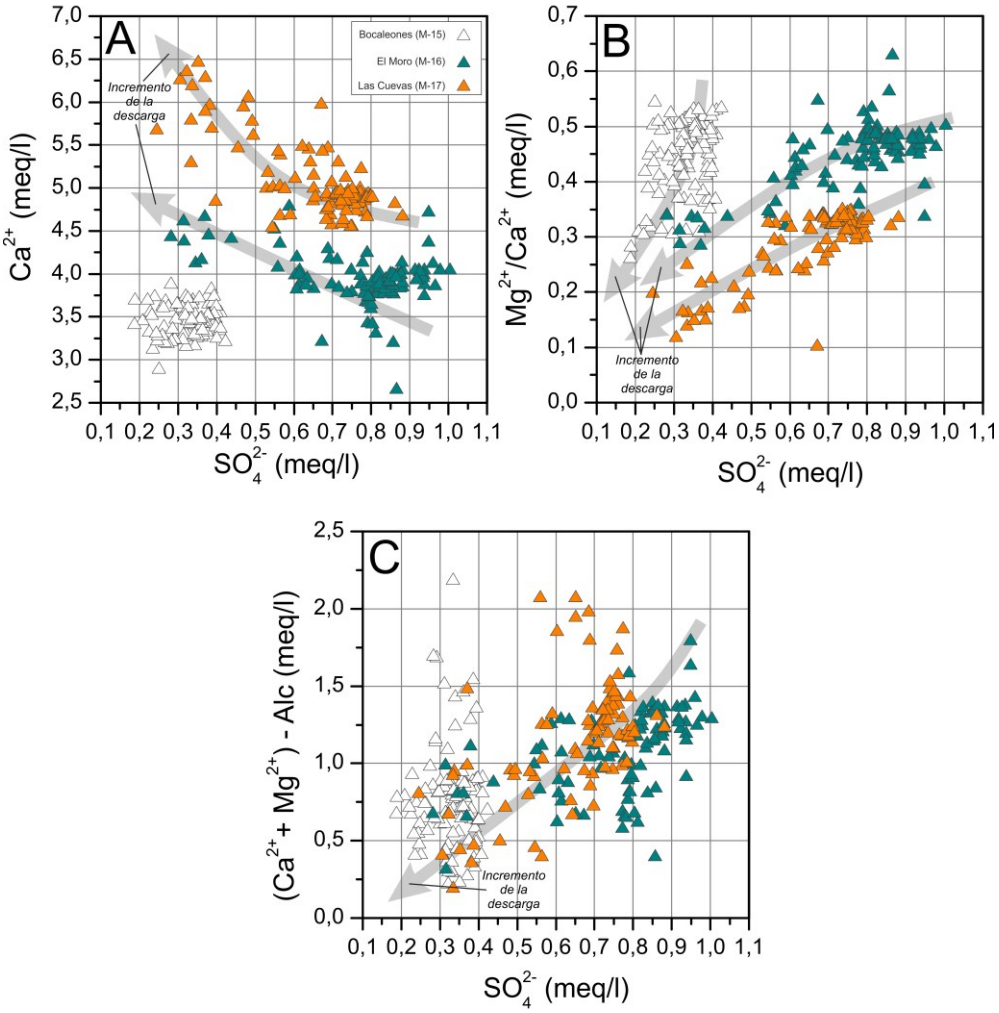


Figura 8.42 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+}(A) y los parámetros Mg^{2+}/Ca^{2+} (B) y $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$-Alc (C) en las aguas descargadas por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17)

El parámetro $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$-Alc, representa la fracción molar de Ca^{2+} y Mg^{2+} procedente de la disolución de evaporitas, por lo que valores elevados de dicha relación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

están asociados al drenaje de agua contenida en la zona saturada, cuya mineralización está influenciada por la disolución del yeso que forma parte de las formaciones triásicas de la base del acuífero (véase la figura 8.26). Los valores más altos de este parámetro están relacionados con contenidos elevados en SO_4^{2-} y se identifican a lo largo de las fases de aguas bajas (Fig. 8.42C), lo que evidencia la influencia de la disolución de minerales evaporíticos en la mineralización del agua durante la fase de agotamiento de las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17).

En las muestras de agua recogidas en el manantial de Bocaleones (M-15) no se observa una correlación significativa entre el SO_4^{2-} y los contenidos en Ca^{2+} (Fig. 8.42A) y el parámetro $(Ca^{2+}+Mg^{2+})$-Alc (Fig. 8.42C) . Las variaciones en sus valores son escasas y prácticamente independientes de la concentración en SO_4^{2-}, que además es la más baja del conjunto de surgencias que drenan el acuífero (Tab. 8.13). No obstante, se observa cierta correlación positiva entre el valor de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} y el contenido de SO_4^{2-}. En condiciones de aguas bajas, los contenidos de SO_4^{2-} y la ratio Mg^{2+}/Ca^{2+} a muestran los valores más elevados, mientras que, el aumento en el caudal de descarga del manantial conlleva la disminución del contenido de los componentes (Fig. 8.42). Esto pone de manifiesto la influencia que tienen la disolución de evaporitas de las formaciones triásicas que constituyen la base del acuífero. No obstante, la disolución de minerales evaporíticos en el sector del acuífero drenado por este manantial sería limitada, a tenor de las bajas concentraciones en SO_4^{2-} y su escasa variación durante los diferentes estados hidrodinámicos en la surgencia.

8.2.5. Composición isotópica del agua drenada por los manantiales

8.2.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

Los valores medios en $\delta^{18}O$ en el agua de los principales puntos de descarga del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo han variado entre -5,78 ‰ en el manantial de Bocaleones (M-15), -5,60 ‰ en la surgencia de El Moro (M-16) y -5,52 ‰ en el manantial de Las Cuevas (M-17). En el caso de $\delta^{2}H$, sus valores medios están comprendidos entre -32,24 ‰ en la surgencia de Bocaleones (M-15) y -29,79 y -29,46 ‰ en los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), respectivamente. La mayor variabilidad en la composición isotópica ha sido determinada en las aguas drenadas por el manantial de Bocaleones (M-15), con valores del coeficiente de variación de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de 3,6 y 4,2 %, respectivamente. En las surgencias de la sierra de Labradillo, dichos coeficientes han sido inferiores al 3,5 % en todos los casos (véase el apartado 5.7.1 de esta

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

memoria). Valores bajos en el coeficiente de variación están relacionados con una mayor capacidad de regulación natural (procesos de homogeneización) por parte del sistema acuífero y, por tanto, con un bajo desarrollo de la karstificación en la red de drenaje. La variabilidad en la composición isotópica de las aguas ha sido similar a la determinada en los manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto e inferior a la de las principales surgencias de los acuíferos del sector suroriental del área de estudio, que presentan, en general, un mayor desarrollo de la karstificación.

La señal isotópica de todas las muestras de agua recogidas en los manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo ha estado comprendida entre las líneas Meteórica Mundial (LMM) y del Mediterráneo Oriental (LMMOr). No obstante, presentan un mejor ajuste con la composición definida por la línea Meteórica del Mediterráneo Occidental (LMMOc). Los frentes nubosos que provocan las precipitaciones responsables de la recarga del acuífero proceden tanto del océano Atlántico como del sector occidental del mar Mediterráneo (Fig. 8.43).

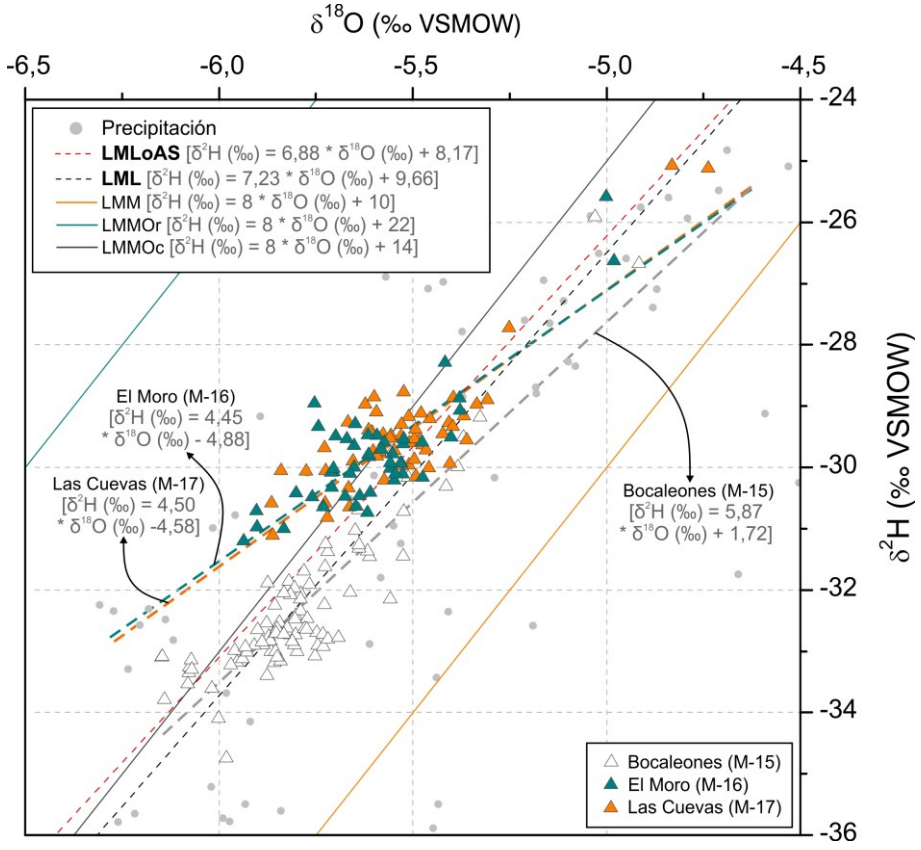


Figura 8.43 Representación de la composición isotópica de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) y las líneas definidas por las muestras de cada una de las surgencias

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La pendiente de la Línea Meteórica Local (LML), calculada con los datos de la composición isotópica del agua de lluvia durante el periodo de control, ha sido de 7,23 mientras que las pendientes de las líneas Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) y las definidas por los diferentes manantiales que drenan el acuífero han sido inferiores (Fig. 8.43). Valores de pendiente inferiores al calculado a partir de los datos isotópicos del agua de precipitación, que definen la composición isotópica inicial del agua involucrada en el funcionamiento del sistema, indican la existencia de fraccionamiento isotópico, probablemente relacionado con los procesos de infiltración del agua de lluvia. Los valores de pendiente más bajos, como los definidos por los manantiales de El Moro (4,45) y Las Cuevas (4,50) estarían vinculados a una mayor evaporación durante el proceso de recarga, mientras que la pendiente calculada con las muestras procedentes de la surgencia de Bocaleones (5,87) sería indicativa de unas condiciones de menor evaporación (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018).

Las muestras correspondientes a la surgencia de Bocaleones (M-15) presentan una composición isotópica más negativa que las procedentes de las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). La composición isotópica del agua drenada por los manantiales tiene relación con la altitud media de las áreas de recarga (véase el capítulo 5 de esta memoria). Así, el sector del acuífero drenado por el manantial de Bocaleones (M-15), cuyas aguas presentan una señal isotópica más ligera, tendría una superficie de recarga ubicada a mayor altitud media (sierra de Zafalgar) que las correspondientes a las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). Estas constituyen los puntos de descarga más relevantes de la sierra de Labradillo, con una cota media inferior, y cuyas aguas muestran una composición media menos negativa (Fig. 8.43).

En la evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) del agua descargada por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) se han identificado variaciones rápidas en respuesta a los episodios de recarga. En el primer manantial, en coincidencia con las principales crecidas de los años 2013/14 y 2015/16, la señal isotópica del agua drenada ha sido menos empobrecida que la media (-4,9 ‰, $\delta^{18}O$ y -25,9 ‰, $\delta^{2}H$), no obstante, en las crecidas de febrero de 2015 y marzo de 2017 se ha reconocido el drenaje de agua ligeramente más empobrecida (-6,1 ‰, $\delta^{18}O$ y -34,8 ‰, $\delta^{2}H$). Dichas variaciones pueden relacionarse con la composición isotópica del agua de lluvia, puesto que los cambios composicionales de los eventos pluviométricos que han provocado las crecidas han presentado variaciones isotópicas similares a las del manantial (Fig. 8.44).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), la señal isotópica ha presentado variaciones menos significativas y restringidas a las crecidas de primavera del año 2015/16. Al igual que en el caso de Bocaleones (M-15), durante dichos episodios los manantiales han drenado agua menos empobrecida que la media de las respectivas surgencias (Fig. 8.44).

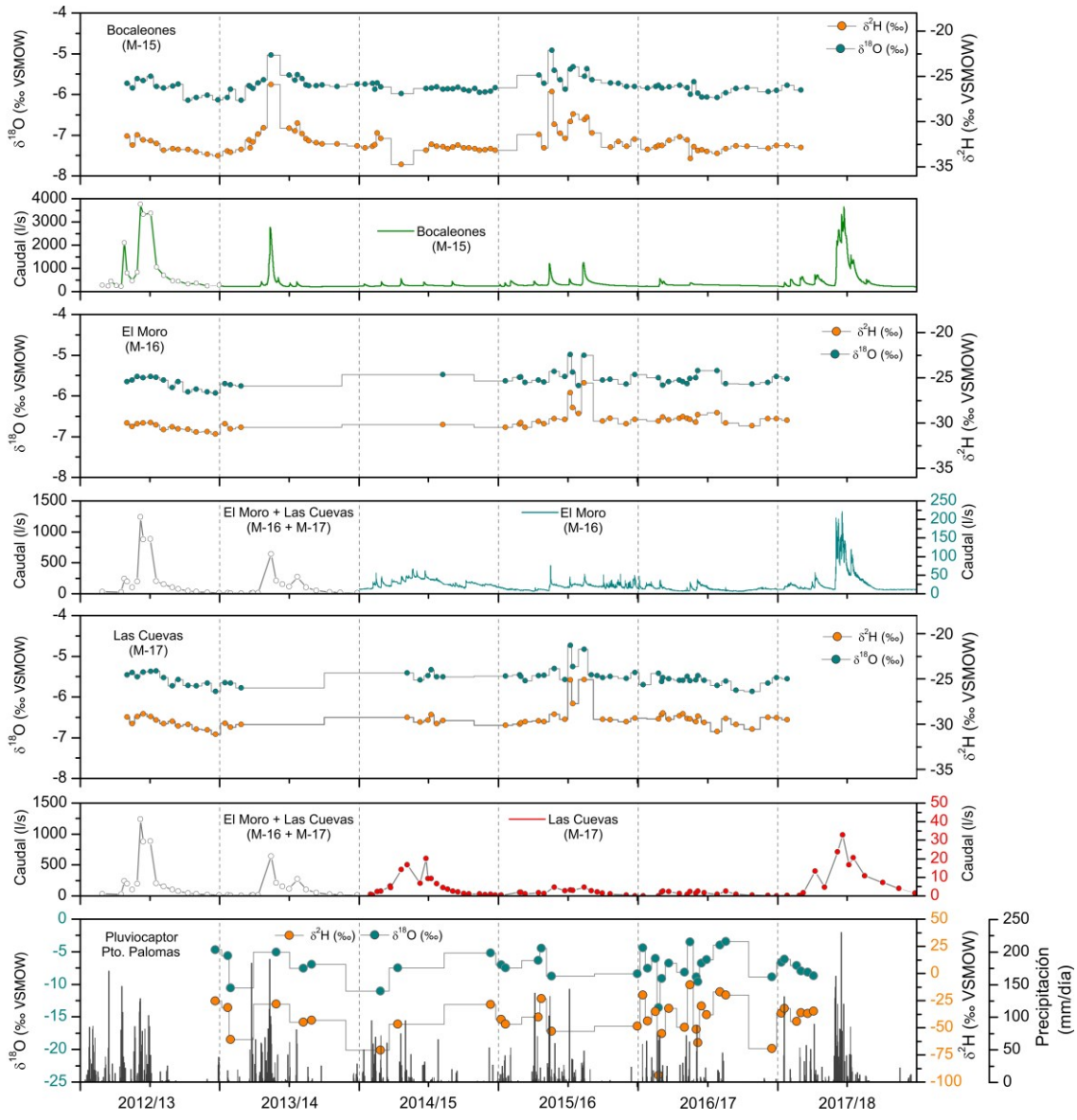


Figura 8.44 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control. También se muestra el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase su ubicación en el capítulo 3 de la presente memoria)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Durante los periodos de estiaje, la señal isotópica del agua drenada por las surgencias no muestra variaciones significativas, ya que procede del drenaje de la zona saturada del acuífero, donde el desarrollo de la karstificación es comparativamente inferior y, por tanto, cuenta con una mayor capacidad para homogeneizar y atenuar los cambios composicionales inducidos por la recarga.

8.2.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

El valor medio de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en las aguas drenadas por la surgencia de Bocaleones (M-15) ha sido de -11,08 ‰, mientras que en las aguas de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) ha sido de -12,81 y -10,27 ‰, respectivamente (véase el apartado 5.7.2 de esta memoria). La evolución del $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua de las surgencias muestra un patrón condicionado por los episodios de recarga, en el que las composiciones más ligeras se reconocen durante las crecidas, con valores mínimos de -14,20 ‰ en la surgencia de Bocaleones (M-15) y -15,54 y -15,79 ‰ en los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), respectivamente (Fig. 8.45).

A lo largo de los periodos de aguas bajas se alcanzan los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más elevados, en torno a -9 ‰ en el manantial de Bocaleones (M-15) y -12 y -6 ‰ en las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), respectivamente (Fig. 8.45).

La interacción del agua con la matriz rocosa que constituye los acuíferos modifica el valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto. Así, las aguas de reciente infiltración, que adquieren un valor negativo de $\delta^{13}C_{TDIC}$ (-14 a -22 ‰) debido a su interacción con materia orgánica presente en el suelo, tienden a enriquecerse durante el periodo de residencia del agua en el acuífero (sus valores se acercan al equilibrio con la roca, 0 ‰). Por tanto, el agua descargada por los manantiales mostrará valores en $\delta^{13}C_{TDIC}$ tanto más negativos cuanto más rápidos sean los flujos subterráneos (menor tiempo de residencia).

La existencia de redes de drenaje con capacidad para circulación rápida del flujo subterráneo desde la superficie de recarga del acuífero ocasiona que el tiempo de interacción del agua con la matriz rocosa sea reducido, por lo que pueden reconocerse picos de empobrecimiento en $\delta^{13}C_{TDIC}$ durante las crecidas. Los medios más inerciales, en los que el flujo tiene lugar a través de dominios de tipo fracturado o fisurado, conllevan un mayor tiempo de interacción agua-roca y, en consecuencia, un valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ más cercano al equilibrio con la roca (0 ‰). Por tanto, la señal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ puede utilizarse como un indicador cualitativo del tiempo de residencia del agua en el acuífero (Emblanch *et* al.,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2003). Sin embargo, factores como el tamaño de los sistemas o el desarrollo de la cobertera edáfica y vegetal de la superficie del acuífero pueden condicionar el valor de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del agua subterránea.

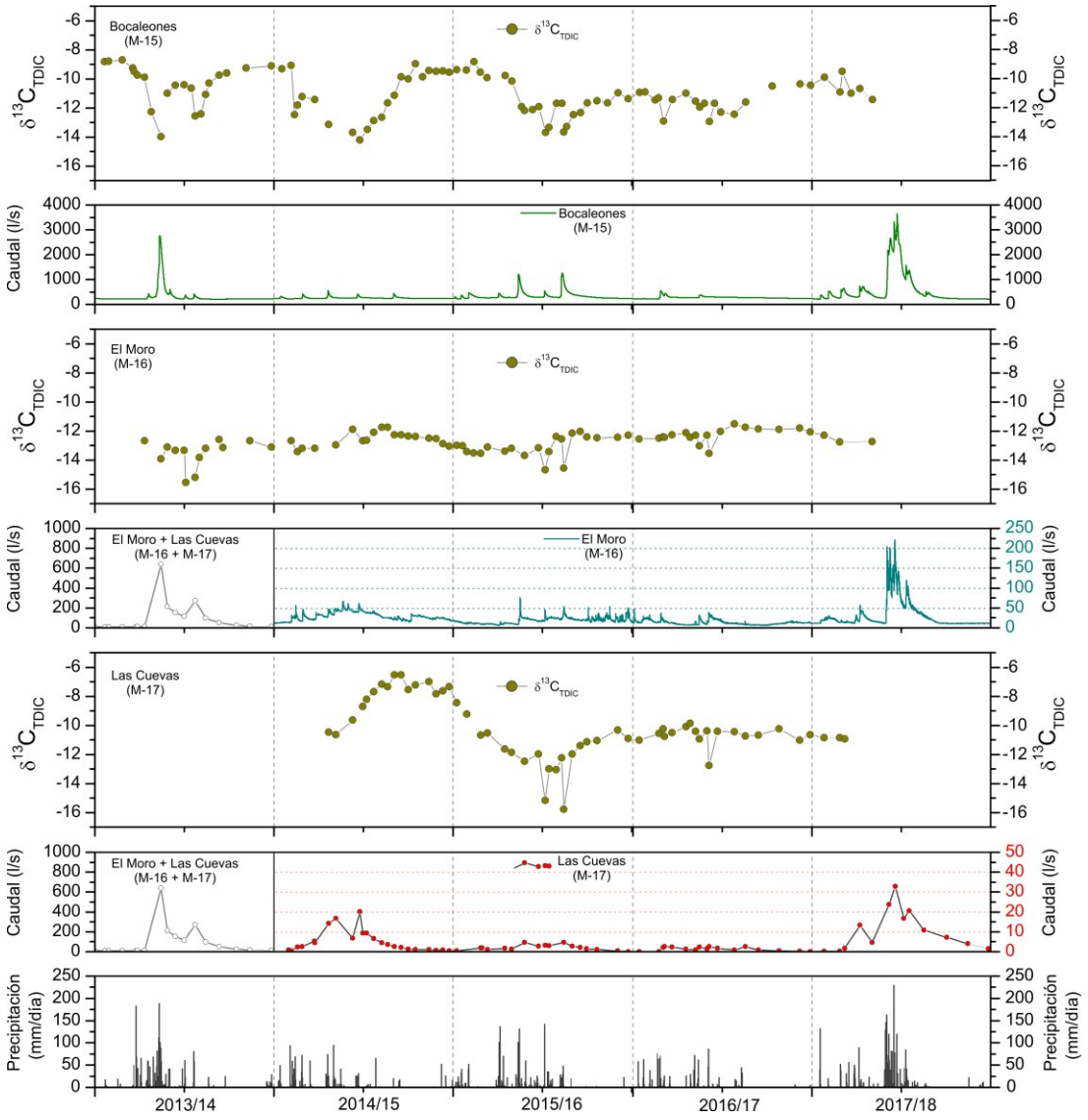


Figura 8.45 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico presente en el agua de los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). También se muestra el hidrograma de descarga de cada una de las surgencias y el registro pluviométrico de la estación de Grazalema (5911)

8.2.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo

El acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo está constituido por dolomías y calizas del Jurásico Inferior, pertenecientes al dominio Subbético Medio (véase el capítulo 2 de esta memoria), con una superficie permeable de 18,19 km^2. En su parte nororiental

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(sierra de Zafalgar) las formaciones acuíferas presentan una estructura aproximadamente homoclinal, con dirección aproximada NE-SO y buzamiento al NO. En la sierra de Labradillo (parte suroccidental del acuífero) las formaciones carbonáticas cabalgan localmente sobre los materiales margosos del Jurásico Medio y Superior y aparecen afectadas por numerosas fallas (Fig. 8.25). Los recursos medios renovables del acuífero, estimados a partir del balance hidrogeológico llevado a cabo durante el periodo de investigación, ascienden a 15,22 hm^3/año, valor similar a la descarga medida durante el mismo periodo (15,52 hm^3/año). El porcentaje o tasa de recarga media en el acuífero, calculada mediante balance de agua en el suelo ha sido del 57,5 % de la precipitación total registrada sobre la superficie de recarga.

El funcionamiento del acuífero se produce en régimen no influenciado, a través del manantial de Bocaleones -M-15-, ubicado a 329 m s.n.m., que constituye el punto de descarga más relevante de la sierra de Zafalgar, y de las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), situados a 637 y 626 m s.n.m., respectivamente, que están relacionados con el drenaje de la sierra de Labradillo. El caudal medio ha variado entre 415 l/s en el manantial de Bocaleones (M-15) y 58 y 4 l/s en El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17), respectivamente (véase el apartado 6.1 de esta memoria).

La morfología de los hidrogramas de descarga muestra incrementos bruscos en el caudal de las surgencias como consecuencia de los eventos pluviométricos. Los resultados de los análisis de correlación cruzada y autocorrelación indican el reducido tiempo de respuesta de las surgencias a los eventos de recarga (100 y 29 horas en los manantiales de Bocaleones -M15- y El Moro -M16-, respectivamente), así como el moderado efecto memoria calculado para los sectores del acuífero que drenan (40 y 63 días en los mismos puntos). Por otra parte, el análisis de caudales clasificados muestra la relevancia de la descarga que se produce durante los periodos de aguas bajas en los sectores del acuífero drenados por las surgencias de Bocaleones (M-15) y El Moro (M-16), que asciende al 51,2 y 83,1 % del volumen total drenado, respectivamente.

Los resultados obtenidos a partir del análisis hidrodinámico han puesto de relieve la dualidad en los mecanismos de drenaje existentes en el acuífero. Por una parte, en condiciones de aguas altas, la circulación del agua subterránea tiene lugar a través de redes de conductos con un elevado desarrollo de la karstificación, mientras que, durante los periodos de agotamiento, la descarga procede del drenaje de dominios con un menor

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

desarrollo de la karstificación funcional, cuyo comportamiento hidrogeológico se asemeja más al de un medio de tipo fracturado/fisurado (zona saturada del acuífero).

El control de la composición química del agua descargada por los principales manantiales ha permitido verificar la existencia de picos en la concentración de carbono orgánico (COT) y en general variaciones significativas en los contenidos de las diferentes especies químicas disueltas en el agua como consecuencia de los eventos de recarga, lo que es indicativo de la circulación rápida del agua de reciente infiltración hasta los puntos de descarga.

En el sector del acuífero drenado por el manantial de Bocaleones (M-15), los eventos de recarga inducen descensos en la temperatura y mineralización del agua, vinculados a la disminución en los contenidos de Mg^{2+} y SO_4^{2-} . La circulación del agua recientemente infiltrada a través de la zona no saturada del acuífero, con menor temperatura y gran capacidad disolución mineral, provoca picos en los contenidos de materia orgánica (COT) acompañados de aumentos en la concentración de Ca^{2+}, en el agua descargada durante las crecidas. La interacción de esta agua con la previamente contenida en el acuífero origina la disminución (dilución) de los componentes característicos de la zona saturada (Mg^{2+} y SO_4^{2-}). En las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) se han observado aumentos notables en la mineralización y temperatura del agua en respuesta a las precipitaciones, debidos al enriquecimiento en Ca^{2+} y Alcalinidad total que experimenta el agua en su flujo a través del acuífero. La interacción entre el agua de reciente infiltración con la almacenada en el acuífero, afectada por la disolución de minerales evaporíticos, determina las variaciones en la mineralización del agua de estas surgencias como consecuencia de los episodios de recarga.

La composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) del agua de los manantiales permite estimar la altitud media de sus respectivas áreas de recarga. Así, la señal isotópica más negativa, determinada en el agua del manantial de Bocaleones (M-15) estaría relacionada con la recarga producida sobre los afloramientos permeables de la sierra de Zafalgar, situados a mayor altitud. La señal menos empobrecida de las aguas drenadas por las surgencias de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) estaría en consonancia con la menor cota media de los afloramientos permeables de la sierra de Labradillo.

Las variaciones rápidas que tienen lugar en la composición isotópica del agua de los manantiales inducidas por los cambios composicionales del agua de recarga ponen de manifiesto que, durante los eventos de aguas altas, el drenaje del sistema se produce a

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

través de medios con escaso poder regulador de la señal de entrada. Sin embargo, durante los periodos de estiaje, la señal isotópica del agua apenas registra cambios significativos, reflejo de la circulación del agua por medios con un menor desarrollo de la karstificación funcional, con gran capacidad para homogeneizar la composición isotópica del agua.

A partir de la señal isotópica del carbono inorgánico disuelto en el agua de los manantiales ($\delta^{13}C_{TDIC}$), se ha podido determinar la existencia de flujos de menor tiempo de tránsito, con valores isotópicos más negativos, vinculados a los procesos de recarga. Estos cambios se han producido rápidamente y corroboran la existencia de una red de drenaje que permite la circulación rápida del agua de reciente infiltración, que conserva la señal isotópica característica de su interacción con el suelo, hasta los puntos de descarga. Durante los periodos de aguas bajas, el agua drenada por las surgencias registra valores menos negativos, correspondientes a flujos más lentos, que conllevan una mayor interacción del agua con la matriz rocosa del acuífero, y consecuentemente, los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ son más próximos a las condiciones de equilibrio del sistema agua-roca.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.3. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

8.3.1. Límites y geometría

El acuífero de la sierra de Albarracín se localiza en el sector noroccidental del área de estudio y comprende varios macizos carbonáticos constituidos por calizas oolíticas y dolomías jurásicas, pertenecientes al dominio Subbético Medio. Cuenta con una superficie permeable de 5,01 km^2, repartida entre los afloramientos carbonáticos de la sierra de Albarracín (3,65 km^2) y del Cerro de las Cuevas (1,36 km^2), situado al este de los relieves principales que constituyen el acuífero (Fig. 8.46).

Las formaciones carbonáticas jurásicas de la sierra de Albarracín presentan una geometría compleja, constituida por dos pliegues principales con direcciones aproximadamente perpendiculares (NE-SO y NNO- SSE), cuyos núcleos aparecen ocupados por margas y margocalizas del Jurásico Superior y Cretácico (Figs. 8.46 y 8.47). Las formaciones carbonáticas que constituyen el acuífero afloran en superficie a favor de cabalgamientos y se emplazan en las vertientes meridional y septentrional de la sierra. Todo el conjunto aparece fracturado por numerosas fallas (Fig. 8.46) que limitan la continuidad de los afloramientos carbonáticos. El macizo se dispone sobre las arcillas y evaporitas triásicas que constituyen el muro del acuífero y actúan como límite hidrogeológico en los bordes suroccidental y meridional del mismo (Fig. 8.46). El límite noroccidental está definido por los materiales margosos cretácicos situados a techo de las dolomías y calizas jurásicas, mientras que su límite nororiental, está representado por el sinclinal situado en la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

vertiente oriental de la sierra de Albarracín, cuyo núcleo, ocupado por margocalizas del Jurásico Superior y margas cretácicas, interrumpe la continuidad de las formaciones carbonáticas hacia el noreste (Fig. 8.46).

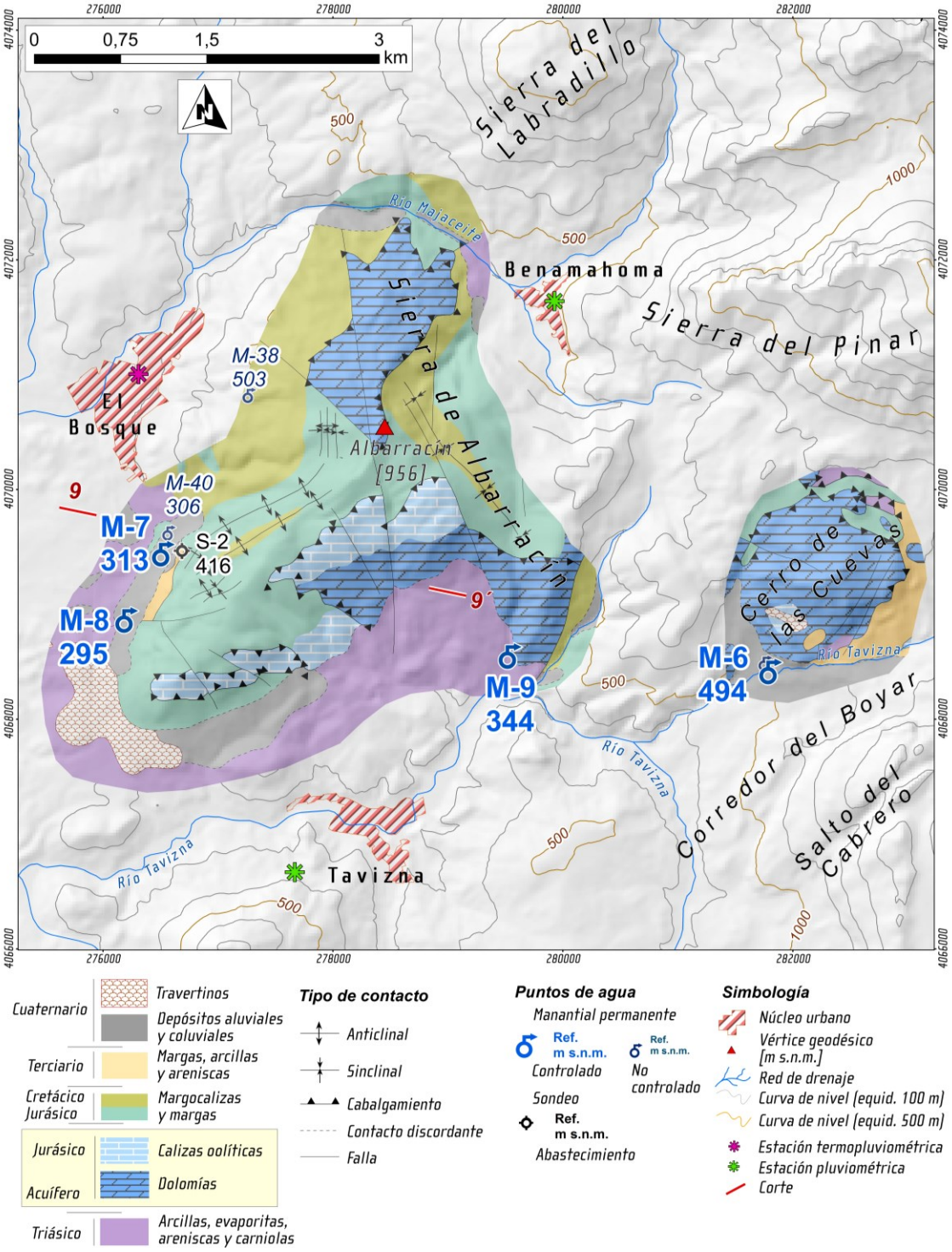


Figura 8.46 Mapa hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín. En la figura aparece la posición del corte hidrogeológico mostrado en la figura 8.47

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El Cerro de las Cuevas constituye un macizo carbonático aislado del resto, en el que las formaciones acuíferas jurásicas aparecen emplazadas a favor de cabalgamientos sobre las margas y margocalizas del Jurásico Superior y los materiales de baja permeabilidad (arcillas y areniscas del corredor del Boyar), pertenecientes al complejo de los Flyschs, que constituyen el límite hidrogeológico del sistema (Fig. 8.46).

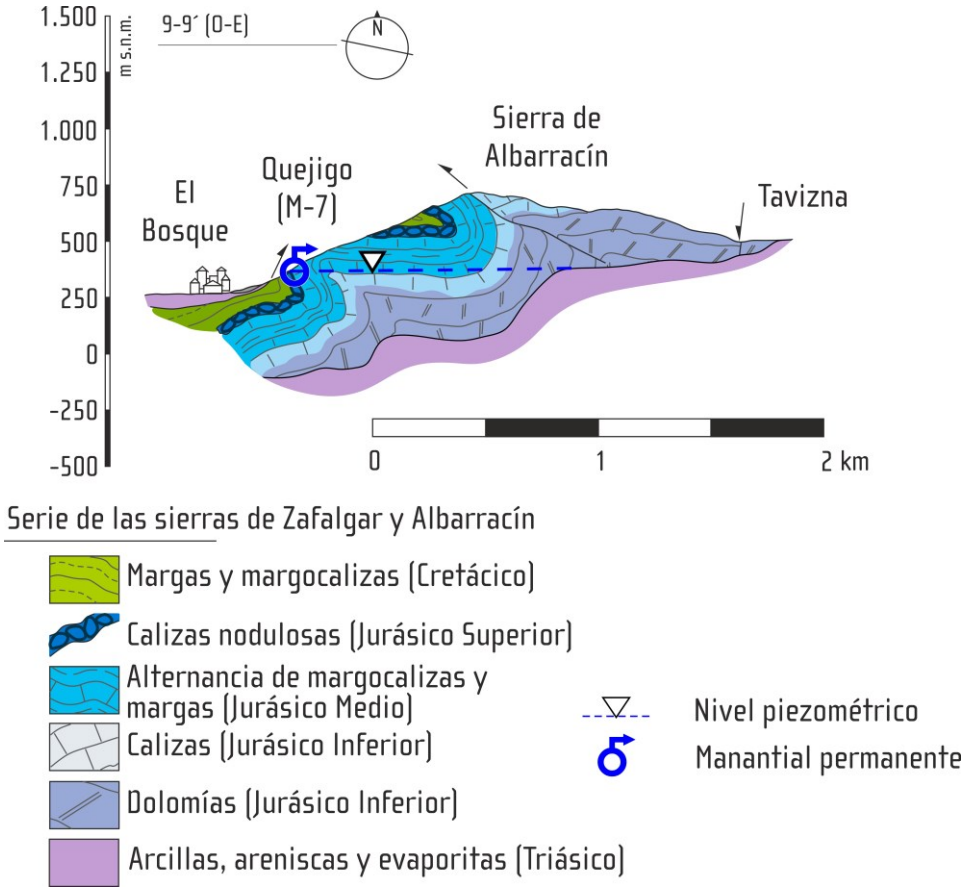


Figura 8.47 Corte hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín. La posición del corte está representada en la figura 8.46

8.3.2. Puntos de agua

La surgencia de Gorito (M-6) constituye el punto de descarga más relevante del Cerro de las Cuevas, mientras que los manantiales de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) están relacionados con el drenaje de la sierra de Albarracín (Figs. 8.48 y 8.49). Las cotas de descarga de esta sierra se sitúan entre 295 m s.n.m. (Vihuelo, M-8) y 344 m s.n.m. (Máquina, M-9). La surgencia de Gorito (M-6, 494 m s.n.m.), es el punto de descarga ubicado a cota más alta del conjunto (Fig. 8.46 y Tab. 8.15).

El sondeo de Los Cañitos 2 (S-2), perforado muy cerca de la surgencia de Quejigo (M-7) a 416 m s.n.m y con una cota piezométrica de 375 m s.n.m., constituye el único punto

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

de bombeo de agua subterránea del acuífero (Fig. 8.46 y Tab. 8.15). Dicha captación es utilizada para garantizar el abastecimiento de agua de la localidad de El Bosque, cuando el caudal descargado de forma natural por la surgencia de Quejigo (M-7) es insuficiente para atenderla. Estos bombeos, que generalmente se extienden desde los meses de mayo-junio hasta octubre-noviembre (inicio de las lluvias del año hidrológico) originan la disminución del caudal de descarga del manantial de Quejigo (M-7), que llega a secarse (la descarga es inferior a 0,1 l/s) al finalizar los periodos de estiaje prolongados.

	Denominación	Ref. Tesis	UTM Coord. X (m)	UTM Coord. Y (m)	Cota (m s.n.m.)	Prof. (m)	Cota piezométrica media (m s.n.m.)	Término municipal	Uso
Manantiales	**Gorito**	**M-6**	281803	4068416	494	---	---	Benaocaz	
	Quejigo	**M-7**	276520	4069442	313	---	---	El Bosque	
	Vihuelo	**M-8**	276201	4068864	295	---	---	El Bosque	
	Máquina	**M-9**	279536	4068550	344	---	---	Benaocaz	
Sondeos	**Los Cañitos 2**	**S-2**	276676	4069524	416	130	375	El Bosque	Abto. El Bosque

Tabla 8.15 Principales puntos de agua inventariados en el acuífero de la sierra de Albarracín

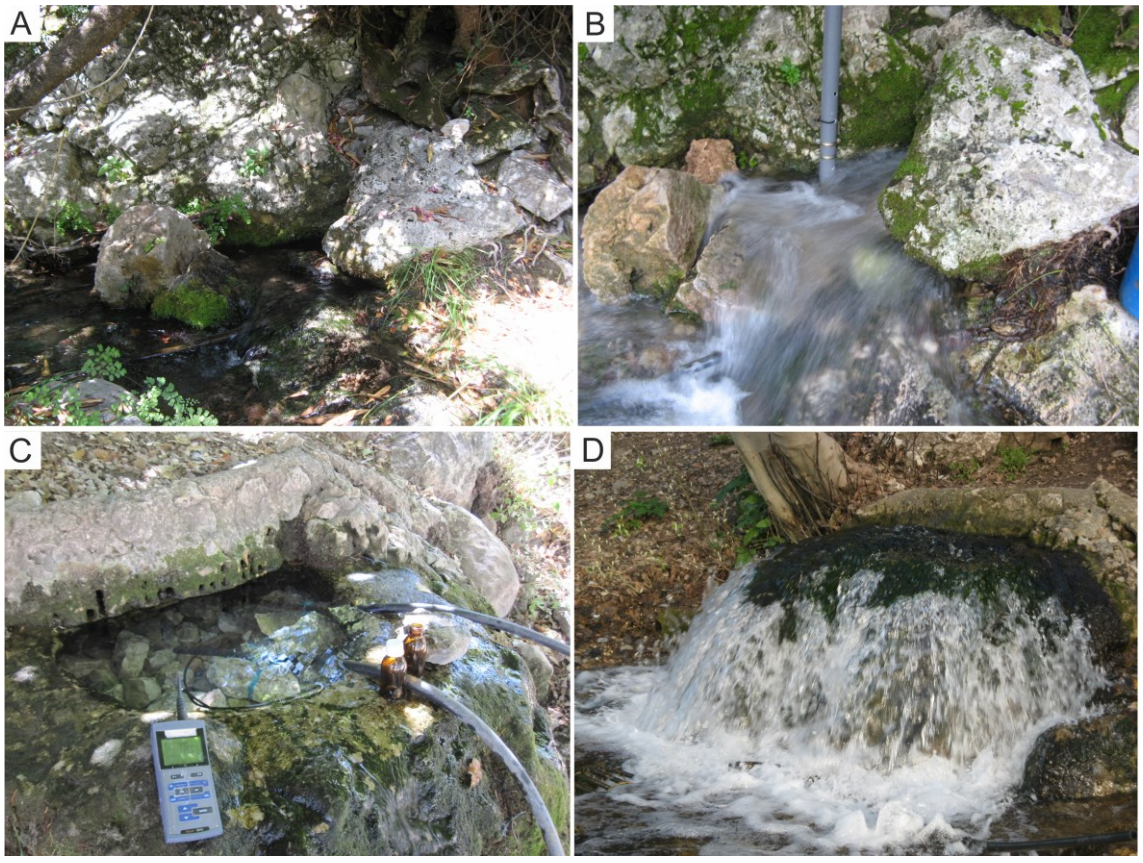


Figura 8.48 (A) Vista del manantial de Gorito (M-6) en aguas bajas (octubre de 2016) y durante la crecida que tuvo lugar en enero 2014 (B). Manantial de Quejigo (M-7) al principio del estiaje del año hidrológico 2015/16 y en la crecida que tuvo lugar en febrero de 2014 (D)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA



Figura 8.49 (A) Surgencia de Vihuelo (M-8) en condiciones de aguas altas, en marzo de 2013 (nótese que la descarga de agua se produce aguas arriba de la captación). (B) Vista del mismo manantial en aguas bajas. (C) Manantial de Máquina (M-9) en condiciones de aguas altas, en marzo de 2013 y (D) al final del prolongado periodo de estiaje del año hidrológico 2016/17

8.3.3. Hidrodinámica

8.3.3.1. Datos de caudales

El análisis del régimen de descarga de los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) se ha realizado a partir de los datos de caudal obtenidos mediante aforos directos. El bajo caudal descarga de dichos puntos durante gran parte del periodo de investigación ha propiciado que la mayoría de los aforos hayan sido realizados con micromolinete. Solamente en el caso de la surgencia de Gorito (M-6) se han efectuado aforos químicos en aguas altas, debido a la limitada accesibilidad en los periodos de lluvias.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Dada la ubicación del manantial, en el cauce del río Tavizna (Fig. 8.42), durante los periodos de lluvias en los que discurría escorrentía superficial por dicho cauce, el caudal de descarga del manantial se midió mediante aforos diferenciales, inmediatamente aguas arriba y abajo de la surgencia.

El control hidrodinámico abarca desde 2012/13 a 2016/17. Se han realizado aforos con periodicidad semanal-quincenal durante los meses húmedos y quincenal-mensual en condiciones de aguas bajas, dadas las escasas variaciones caudal que presentan estos manantiales. El número total de aforos realizados ha sido 387, repartidos entre los manantiales de Gorito (88), Quejigo (105), Vihuelo (99) y Máquina (95) (Tab. 8.16).

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q mín.	Q máx/	
Denominación	**Ref.**	**Puntual**	*Automático*		**(l/s)**			**Q mín.**	**cv (%)**
Gorito	M-6	**05/12/2012-28/09/2017**	---	**88**	147	28	9,6	15	73
Quejigo	M-7	**27/11/2012-16/09/2017**	---	**105**	105	16	0	---	120
Vihuelo	M-8	**27/11/2012-26/09/2017**	---	**99**	212	19	11	19	107
Máquina	M-9	**27/11/2012-26/09/2017**	---	**95**	192	11	0,1	1920	179

Tabla 8.16 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín durante el periodo de investigación

El caudal medio descargado por las surgencias ha sido calculado a partir de la integración de sus respectivos hidrogramas (Fig. 8.50) y sus valores han variado entre 11 l/s (Máquina, M-9) y 28 l/s en la surgencia de Gorito (M-6). La máxima descarga medida durante el periodo de control ha estado comprendida entre 105 l/s (Quejigo, M-7) y 212 l/s (Vihuelo, M-8). Los caudales mínimos, registrados al finalizar los periodos de estiaje han variado entre la descarga prácticamente nula en las surgencias de Quejigo (M-7) y Máquina (M-9) y 9,6 y 11 l/s aforados en los manantiales de Gorito (M-6) y Vihuelo (M-8), respectivamente (Tab. 8.16).

8.3.3.2. Descripción de los hidrogramas de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9)

En los hidrogramas de las surgencias que drenan la sierra de Albarracín se ha identificado una crecida principal en cada año hidrológico, que generalmente se extiende desde los meses de enero-febrero hasta la finalización del periodo de lluvias, en primavera. Durante los años 2012/13 y 2013/14 (los más húmedos del periodo de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

hidrodinámico), con una precipitación acumulada de 1877 y 1230 mm respectivamente, las surgencias registraron los picos de caudal más elevados (Fig. 8.50). En el manantial de Gorito ascendieron a 81 y 147 l/s, mientras que en las surgencias de la sierra de Albarracín los caudales más altos durante dichos años fueron de 105 y 74 l/s (Quejigo, M-7), 212 y 89 l/s (Vihuelo, M-8) y 192 y 32 l/s (Máquina, M-9). Durante los restantes años hidrológicos del periodo de control (2014/15, 2015/16 y 2016/17), con una precipitación acumulada anual de 977, 1078 y 755 mm respectivamente, el caudal máximo de descarga fue inferior a 60 l/s en todos los manantiales.

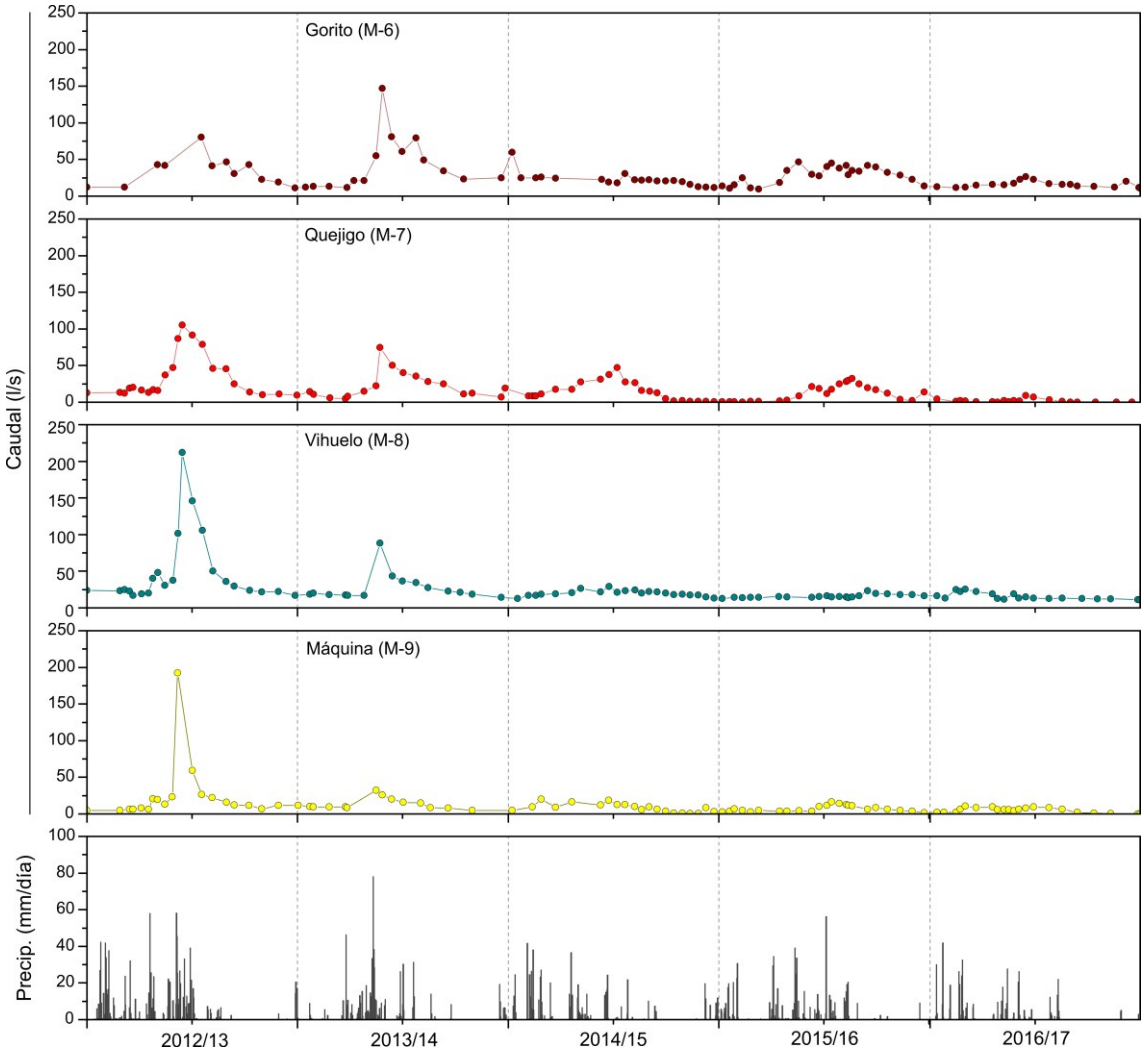


Figura 8.50 Hidrogramas de las surgencias de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) durante el periodo 2012/13 – 2016/17. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benamahoma (5939), cuya ubicación se muestra en la figura 8.46

Desde el inicio de cada año hidrológico y durante los meses de otoño, las lluvias registradas no han producido incrementos significativos en la descarga de los manantiales. Ello se debe, por un lado, a la menor magnitud e intensidad de los eventos pluviométricos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

que tienen lugar durante estos meses (véase el apartado 3.4.5 de esta memoria). Por otra parte, la presencia de una cierta cobertera edáfica y de vegetación sobre las áreas de recarga del acuífero pueden contribuir a elevar el umbral de precipitación necesario para que el agua procedente de las precipitaciones se infiltre e incorpore al flujo subterráneo. En cualquier caso, los episodios pluviométricos contribuyen a saturar la capacidad de retención de agua del suelo y posibilitan que las lluvias posteriores (que suelen tener lugar a lo largo del invierno y de la primavera) desencadenen crecidas en los manantiales.

Los manantiales de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7) han presentado una respuesta hidrodinámica significativa a las precipitaciones en todos los años hidrológicos. Durante los años más secos del periodo de control (2014/15 a 2016/17) en ambas surgencias se han registrado crecidas en respuesta a los eventos de lluvia. El caudal máximo ha llegado a ser de 60 l/s en la surgencia de Gorito (octubre de 2014) y 47 l/s en el manantial de Quejigo, durante la crecida de abril de 2015. Sin embargo, en las surgencias de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), las crecidas significativas han estado restringidas a los años 2012/13 y 2013/14, mientras que durante el resto del periodo de control, el caudal máximo no ha superado los 30 l/s (Fig. 8.50).

La morfología de los hidrogramas de las crecidas ha estado relacionada con la magnitud e intensidad de los eventos pluviométricos. Así, las precipitaciones registradas durante el mes de marzo de 2013, con una cantidad cumulada en la estación de Benamahoma (5939) de 549 mm (312 mm en los días comprendidos entre el 04/03/2016 y 12/03/2013) desencadenaron crecidas rápidas y puntiagudas en los puntos de descarga (Fig. 8.50). Los tiempos de crecida asociados han estado comprendidos entre 5 y 10 días y su tiempo base entre 20 días en el manantial de Máquina (M-9) y aproximadamente dos meses en la surgencia de Quejigo (M-7). No obstante, estos datos están sujetos a las limitaciones propias de los registros puntuales de caudal, ya que no se dispone de registros continuos de la descarga.

Las crecidas relacionadas con los episodios pluviométricos de febrero de 2014 (384 mm acumulados de los cuales 253 mm se concentraron entre el 09/02/2014 el 18/02/2014), fueron de menor magnitud, salvo en el manantial de Gorito (M-6), donde se aforó el caudal más elevado del periodo de control (147 l/s). Estas crecidas mostraron una morfología más suavizada, con tiempos de crecida algo mayores (entre 8 y 16 días).

Las observaciones antes descritas permiten establecer algunas características sobre el funcionamiento hidrodinámico del acuífero de la sierra de Albarracín. En términos generales,

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

los sectores del acuífero drenado por los diferentes manantiales parecen corresponder a sistemas con cierto comportamiento inercial, en los que la respuesta a las precipitaciones es lenta en comparación con otros acuíferos del área de estudio El acuífero de la sierra de Albarracín tendría un funcionamiento hidrogeológico propio de medios fisurados, a tenor de la inercia en la respuesta hidrodinámica de las surgencias que lo drenan. No obstante, como consecuencia de los episodios de recarga de mayor magnitud, la respuesta hidrodinámica muestra ciertas características propias de redes de drenaje con mayor desarrollo de la karstificación funcional. Así, durante los años 2012/13 y 2013/14 se reconocen crecidas muy puntiagudas en todas las surgencias y caudales máximos entre 100 y 250 l/s (Fig. 8.50).

8.3.4. Hidroquímica e hidrotermia

8.3.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

La conductividad eléctrica (CE) media del agua en las principales surgencias del acuífero de la sierra de Albarracín ha variado entre 439 μS/cm (Gorito, M-6) y 677 μS/cm (Quejigo, M-7). Las aguas descargadas por las surgencias de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) han mostrado valores de conductividad eléctrica intermedios entre los anteriores, de 572 y 601 μS/cm, respectivamente (Tab. 8.17). Los coeficientes de variación (cv) más bajos de este parámetro han sido determinados en Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), con valores de 0,7 y 1,4 %, respectivamente, mientras que en Gorito (M-6) y Quejigo (M-7) han presentado coeficientes más elevados, del 9,1 y 6,9 %, respectivamente (Tab. 8.17).

La temperatura media más baja del agua (14,1 °C) corresponde a la surgencia de Gorito (M-6), que es el punto de descarga ubicado a mayor cota (494 m s.n.m.) y asociado al drenaje del Cerro de Las Cuevas. En los manantiales de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M9), todos ellos situados a una altitud similar (entre 295 y 344 m s.n.m.), la temperatura media ha sido más elevada, con valores entre 17,1 °C (Quejigo, M-7) y 17,6 °C (Máquina, M-9). De la misma manera que en el caso de la conductividad eléctrica, los coeficientes de variación de la temperatura han sido más altos en las surgencias de Gorito y Quejigo (0,8 y 1,1 %, respectivamente), aunque dichos valores son bajos en comparación con el resto de las surgencias del área de estudio, que en general, han presentado coeficientes más elevados de este parámetro.

Desde el punto de vista hidroquímico, se pueden establecer ciertas diferencias entre la composición del agua descargada por el manantial de Gorito (M-6), principal punto de descarga del Cerro de las Cuevas, y la del resto de puntos de descarga relacionados con el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

drenaje de la sierra de Albarracín. El agua de la surgencia de Gorito (M-6) ha mostrado los valores medios más bajos en alcalinidad total (293,2 mg/l), Ca^{2+} (62,7 mg/l) y SO_4^{2-} (18,5 mg/l) del conjunto de manantiales, en consonancia con la menor mineralización de sus aguas, así como los coeficientes de variación más elevados en la mayoría de los componentes mayoritarios. En el resto de los manantiales, los valores medios de alcalinidad total y los contenidos de Ca^{2+} y SO_4^{2-} han sido similares y superiores a 300, 90 y 50 mg/l, respectivamente (Tab. 8.17). Los contenidos medios más elevados de Na^+ y Cl^- se han analizado en las aguas de Quejigo, M-7 (34,6 y 50,2 mg/l, respectivamente), mientras que en el agua drenada por la surgencia de Máquina (M-9) la concentración de estos iones ha sido la más baja del conjunto (7,8 y 11,7 mg/l, respectivamente).

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC		mg/l											
Gorito (M-6)	*n*	95	94	95	95	95	95	95	95	95	95	95	91	95	95	95
	máx	521	14,3	8,2	317,3	30,7	25,3	1,8	73,0	33,2	14,8	1,0	0,8	0,8	1,5	-1,5
	med	439	14,1	7,6	293,2	14,2	18,5	1,4	62,7	29,8	8,3	0,5	0,3	0,3	0,6	-2,2
	mín	324	13,8	7,0	217,2	8,2	10,8	1,1	45,3	24,5	5,5	0,2	0,2	-0,3	-0,6	-2,7
	cv (%)	9,1	0,8	2,6	6,8	34,2	16,8	8,6	8,3	6,1	28,9	37,5	34,5	59,4	72,1	9,7
Quejigo (M-7)	*n*	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	88	94	94	94
	máx	764	17,6	8,4	354,2	79,9	72,4	1,7	103,7	27,6	49,4	1,8	0,6	1,3	2,4	-1,7
	med	677	17,1	7,7	333,4	50,2	63,1	1,4	98,2	25,8	34,6	1,1	0,3	0,7	1,0	-2,2
	mín	531	16,5	7,2	281,7	23,3	50,8	1,1	93,7	23,8	16,5	0,8	0,2	0,2	0,0	-2,9
	cv (%)	6,9	1,1	3,2	4,4	30,7	8,1	9,6	2,4	3,5	27,5	18,6	22,9	37,7	50,7	11,4
Vihuelo (M-8)	*n*	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94	92	94	94	94
	máx	581	17,6	8,1	341,8	18,0	75,3	2,0	99,3	28,8	11,3	1,6	0,6	1,0	1,7	-1,4
	med	572	17,5	7,4	320,4	16,6	53,1	1,6	94,3	26,5	10,6	0,9	0,3	0,3	0,4	-1,9
	mín	561	17,1	7,0	299,0	14,5	29,0	1,1	89,6	24,5	9,7	0,6	0,1	-0,1	-0,5	-2,6
	cv (%)	0,7	0,6	2,5	3,0	4,1	18,6	9,6	2,3	3,5	3,3	26,9	30,1	52,6	94,3	9,8
Máquina (M-9)	*n*	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	79	78	79	79	79
	máx	611	17,7	7,8	317,1	12,8	98,6	2,3	96,9	37,6	7,9	2,4	0,8	0,8	1,4	-1,5
	med	601	17,6	7,4	311,3	11,7	90,9	1,9	93,6	36,3	7,8	1,0	0,3	0,3	0,5	-1,9
	mín	578	17,3	7,0	291,3	10,5	83,5	1,6	88,1	34,2	7,6	0,6	0,1	-0,1	-0,3	-2,3
	cv (%)	1,4	0,5	2,4	1,8	4,1	3,2	9,3	1,8	1,9	0,9	30,4	44,1	55,4	75,0	9,3

Tabla 8.17 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas, de los componentes químicos mayoritarios y de los índices de saturación en calcita y dolomita analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

Con respecto a los trazadores naturales de la infiltración (NO_3^- y COT), las aguas de todos los manantiales han mostrado contenidos medios similares, en torno a 1,4 – 1,9 mg/l (NO_3^-) y 0,3 mg/l en la concentración de carbono orgánico total. Los coeficientes de variación de estos componentes también han sido muy parecidos en todos los puntos de descarga, alrededor del 9 % para los contenidos en NO_3^- y 20-40 % en el caso del COT (Tab. 8.17).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Las aguas descargadas por las surgencias del acuífero de la sierra de Albarracín han mostrado condiciones de sobresaturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) durante el periodo de investigación. Los valores medios más elevados han sido determinados en la surgencia de Quejigo (IS_{cal} = 0,7 e IS_{dol} = 1,0), además de los coeficientes de variación más bajos (Tab. 8.17). Las aguas del manantial de Vihuelo han presentado los índices de saturación más bajos del conjunto de surgencias (IS_{cal} = 0,3 e IS_{dol} = 0,4).

Con el objetivo de caracterizar las relaciones existentes entre los contenidos de las diferentes especies químicas disueltas en el agua de los manantiales, así como su correspondencia con las variables físico-químicas e índices de saturación, se ha llevado a cabo un análisis de componentes principales (ACP). El resultado obtenido se muestra en la tabla 8.18 (matriz de correlación) y en la figura 8.51.

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,798	0,761	0,706	0,733	0,125	0,901	-0,115	0,728	0,611	-0,061	0,439	0,323
T	0,798	**1**	0,602	0,214	0,847	0,463	0,949	0,022	0,247	0,609	-0,120	0,121	0,004
Alc	0,761	0,602	**1**	0,522	0,440	-0,023	0,762	-0,206	0,540	0,351	-0,003	0,453	0,342
Cl^-	0,706	0,214	0,522	**1**	0,151	-0,404	0,417	-0,491	0,985	0,369	0,007	0,574	0,484
SO_4^{-2}	0,733	0,847	0,440	0,151	**1**	0,570	0,793	0,432	0,175	0,510	-0,065	0,080	0,031
NO_3^-	0,125	0,463	-0,023	-0,404	0,570	**1**	0,304	0,545	-0,402	0,182	-0,079	-0,314	-0,301
Ca^{2+}	0,901	0,949	0,762	0,417	0,793	0,304	**1**	-0,077	0,450	0,644	-0,090	0,282	0,150
Mg^{2+}	-0,115	0,022	-0,206	-0,491	0,432	0,545	-0,077	**1**	-0,498	-0,161	0,011	-0,269	-0,149
Na^+	0,728	0,247	0,540	0,985	0,175	-0,402	0,450	-0,498	**1**	0,400	0,005	0,591	0,496
K^+	0,611	0,609	0,351	0,369	0,510	0,182	0,644	-0,161	0,400	**1**	-0,168	0,037	-0,071
COT	-0,061	-0,120	-0,003	0,007	-0,065	-0,079	-0,090	0,011	0,005	-0,168	**1**	0,113	0,130
IScal	0,439	0,121	0,453	0,574	0,080	-0,314	0,282	-0,269	0,591	0,037	0,113	**1**	0,984
ISdol	0,323	0,004	0,342	0,484	0,031	-0,301	0,150	-0,149	0,496	-0,071	0,130	0,984	**1**

Tabla 8.18 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín

El 68,11 % de la varianza total queda explicada por los dos factores principales del ACP (F1 = 42,64 % y F2= 25,47 %). La conductividad eléctrica del agua ha mostrado un elevado coeficiente de correlación con el contenido en Ca^{2+} (0,901) y, en menor medida, se relaciona de forma significativa (valores del coeficiente de correlación > 0,7) con la temperatura del agua, alcalinidad total (Alc) y contenidos en Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+ (Tab. 8.18). Estos datos ponen de manifiesto la influencia que tienen en la composición química del agua la disolución de minerales carbonáticos (constituyentes primordiales de las formaciones acuíferas) y de las evaporitas presentes en las formaciones triásicas que se encuentran a muro del acuífero (en las que abundan el yeso, la anhidrita y la halita).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el espacio de las variables del ACP, mostrado en la figura 8.51A, el factor 1 queda determinado, principalmente, en su parte positiva, por la conductividad eléctrica (CE), temperatura (T) y Alc, mientras que el factor 2 está caracterizado mayoritariamente por NO_3^- y en menor medida por Mg^{2+}. La mineralización del agua está condicionada principalmente por la alcalinidad total (Alc), aunque los contenidos en Ca^{2+} y SO_4^{2-} (en la parte positiva de los dos factores principales) y Cl^- y Na^+, en el sector positivo del factor 1 y negativo del factor 2 determinan, en menor medida, la mineralización de las aguas (Fig. 8.51A). Esta disposición refleja las diferencias composicionales entre los distintos grupos de muestras y, en particular, el contraste entre los contenidos de Cl^- y Na^+ de las aguas de la surgencia de Quejigo (M-7) y los del resto de manantiales.

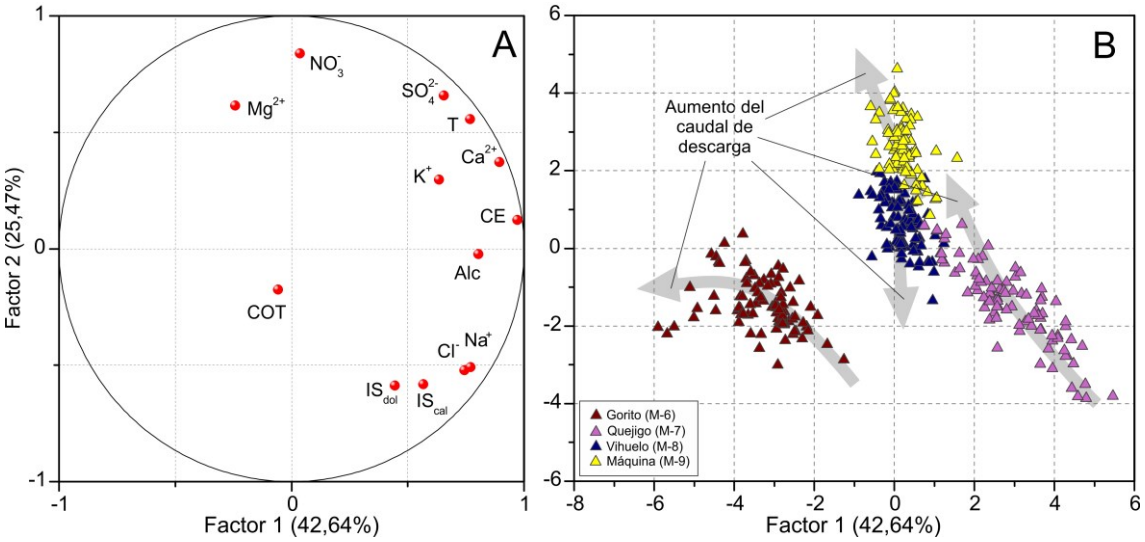


Figura 8.51 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

En la figura 8.51B, que muestra el espacio de las unidades estadísticas, se puede diferenciar un primer grupo de muestras correspondientes a la surgencia de Gorito (M-6), ubicadas en la parte negativa de ambos factores, dada la menor mineralización y temperatura de sus aguas.

Por otra parte, las muestras correspondientes al resto de surgencias, relacionadas con el drenaje de la sierra de Albarracín, aparecen en la parte positiva del factor 1, debido a los valores más altos de mineralización, alcalinidad total y temperatura del agua de dichos manantiales. Las muestras de los manantiales se distribuyen en el grafico 8.51B en función de los iones que controlan la mineralización de sus aguas. Los puntos correspondientes a la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

surgencia de Quejigo (M-7), se localizan en el extremo positivo del factor 1 y parte negativa del factor 2, dados los mayores contenidos de Cl^- y Na^+ en el agua de esta surgencia. Las muestras procedentes de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) se encuentran en valores tanto más positivos del factor 2, cuanto más elevados sean sus contenidos en SO_4^{2-} y en menor medida, Mg^{2+} y NO_3^- (Fig. 8.51B). El incremento de la descarga de estas surgencias origina el desplazamiento de las muestras hacia valores negativos del factor 1 y positivos del factor 2, lo que se relaciona con un descenso general de la mineralización del agua y de los contenidos en los componentes que la determinan.

8.3.4.2. Relaciones molares de componentes químicos del agua de los manantiales

La figura 8.52A muestra la relación presente entre los contenidos de HCO_3^-, equivalente a la alcalinidad total (ya que, dados los valores de pH, no se han detectado carbonatos) y Ca^{2+} que presentan las aguas de las surgencias de la sierra de Albarracín. En general, las muestras se ubican sobre la línea estequiométrica 1:1, que describe la disolución de calcita, lo que sugiere la existencia de procesos de disolución de minerales carbonáticos distintos de ella (probablemente dolomita), mayor en las aguas drenadas por la surgencia de Gorito (M-6) dado el desvío observado.

La relación molar entre los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} en las muestras de agua se presenta en la figura 8.52B, junto con las líneas estequiométricas 1:1, que define la disolución de dolomita; 1:2, que representa el proceso de disolución conjunto de calcita y dolomita; y 1:3, característica de la dedolomitización o disolución incongruente de dolomita (Wigley, 1937). Se pueden diferenciar tres tipos diferentes de tendencias, según su cercanía a la línea estequiométrica 1:1 (disolución de dolomita) o 1:3 (dedolomitización). Por una parte, las muestras procedentes del manantial de Gorito (M-6), se sitúan cercanas a la línea 1:1 (disolución de dolomita), mientras que las aguas procedentes de las surgencias de Quejigo (M-7) y Vihuelo (M-8) se distribuyen más cerca de la línea 1:2 (disolución conjunta de calcita y dolomita). Las muestras correspondientes al manantial de Máquina (M-9) se sitúan entre las dos anteriores, lo que indica la influencia de ambos procesos en el funcionamiento hidrogeológico de la surgencia.

La mayor concentración de SO_4^{2-} en el agua de las surgencias de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), como se observa en la figura 8.52C, debe proceder fundamentalmente de la disolución de yeso y anhidrita presentes en las formaciones del basamento del acuífero. La disolución de dichos minerales implica un aumento en la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

concentración de Ca^{2+} y la consiguiente precipitación de calcita por efecto de ión común, lo que podría ser la causa de la existencia de los depósitos travertínicos situados en el borde suroccidental de la sierra de Albarracín (Fig. 8.46).

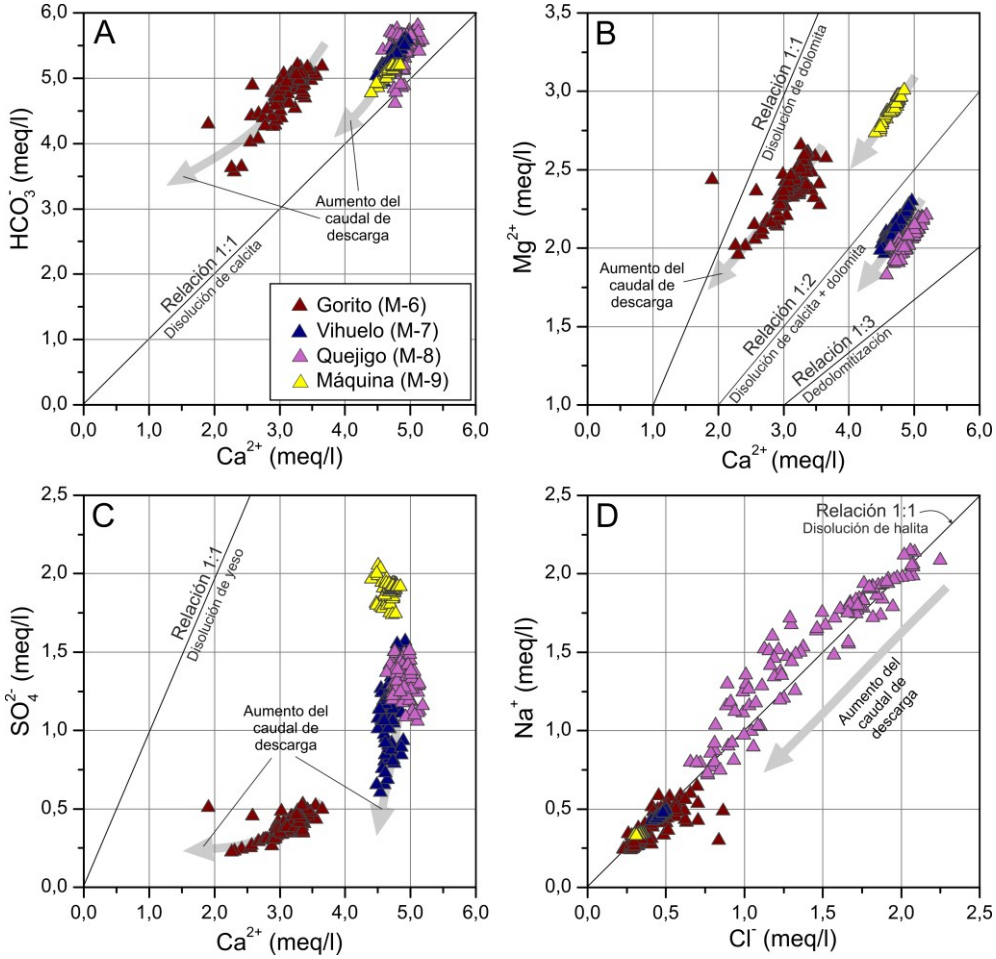


Figura 8.52 Relaciones iónicas en las aguas de los manantiales de la sierra de Albarracín. (A, B y C) Relación entre el contenido en Ca^{2+} y las concentraciones de HCO_3^-, Mg^{2+} y SO_4^{2-}, respectivamente. (D) Relación entre la concentración de Cl^- frente a Na^+

En la figura 8.52C se representa la relación molar entre los contenidos de SO_4^{2-} y Ca^{2+}, junto con la línea estequiométrica 1:1, que representa la disolución de yeso y/o anhidrita. Todas las muestras de los manantiales se sitúan bajo dicha línea, lo que sugiere la existencia de procesos de disolución de otras especies (calcita y dolomita) que aumentan la concentración de Ca^{2+} en el agua. Las muestras correspondientes al manantial de Gorito (M-6) presentan cierta correlación en los valores de dichas especies, mientras que en el caso de las surgencias de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), las variaciones en la concentración de Ca^{2+} que han tenido lugar a lo largo del periodo de control han sido escasas y prácticamente independientes del contenido en SO_4^{2-} (Fig. 8.52C).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La relación entre los contenidos en Cl^- y Na^+ en las aguas subterráneas del acuífero, junto con la línea estequiométrica 1:1 (que define la disolución de halita, NaCl) se presentan en la figura 8.52D. Todas las muestras de los manantiales se sitúan muy próximas a dicha línea, con independencia de sus concentraciones, lo que indica que no existe otro proceso con entidad suficiente para alterar la relación molar Na^+ - Cl^-. No obstante, una fracción del contenido de ambos iones puede deberse a la evapoconcentración de solutos que se produce durante la recarga del acuífero y podría constituir el origen de una parte del Cl^- y Na^+, especialmente en las aguas drenadas por los manantiales de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), que presentan las concentraciones más bajas en dichas especies.

La variabilidad de los procesos hidrogeoquímicos que se reconocen en los sectores del acuífero de la sierra de Albarracín son un reflejo de la influencia de la disolución de minerales evaporíticos del sustrato del acuífero y de su interacción con los componentes carbonáticos. Las formaciones triásicas ubicadas en el basamento del acuífero se caracterizan por mostrar una disposición heterogénea (bloques u olistolitos) de diferentes litologías (Vera y Martín-Algarra, 2004), lo que puede ser la causa de las diferencias composicionales y de la variedad de los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el acuífero. En todos los casos, la disolución de minerales carbonáticos está modulada por la presencia en el agua de Ca^{2+} y SO_4^{2-}procedentes de dichas formaciones, que cambian la fuerza iónica de la disolución y modifican los estados de saturación en calcita y dolomita, provocando la disolución o precipitación de las diferentes fases.

8.3.4.3. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua drenada por los manantiales

Surgencia de Gorito (M-6)

La conductividad eléctrica (CE) del agua descargada por el manantial ha registrado descensos de moderada magnitud (hasta 115 µS/cm por debajo del valor medio de dicho parámetro, durante los periodos de lluvias. En las crecidas de los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14, cuando se alcanzan los caudales más altos del periodo de control, la CE del agua registró los valores mínimos (324 y 351 µS/cm, respectivamente), así como la temperatura más baja (13,8 °C en ambos casos). Estos descensos (diluciones) se han producido hacia el final de los periodos de recarga (meses de invierno y primavera). Durante las crecidas del resto de años hidrológicos, la conductividad eléctrica del agua ha experimentado incrementos de aproximadamente 70 µS/cm respecto de la CE media del manantial (Fig. 8.53).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

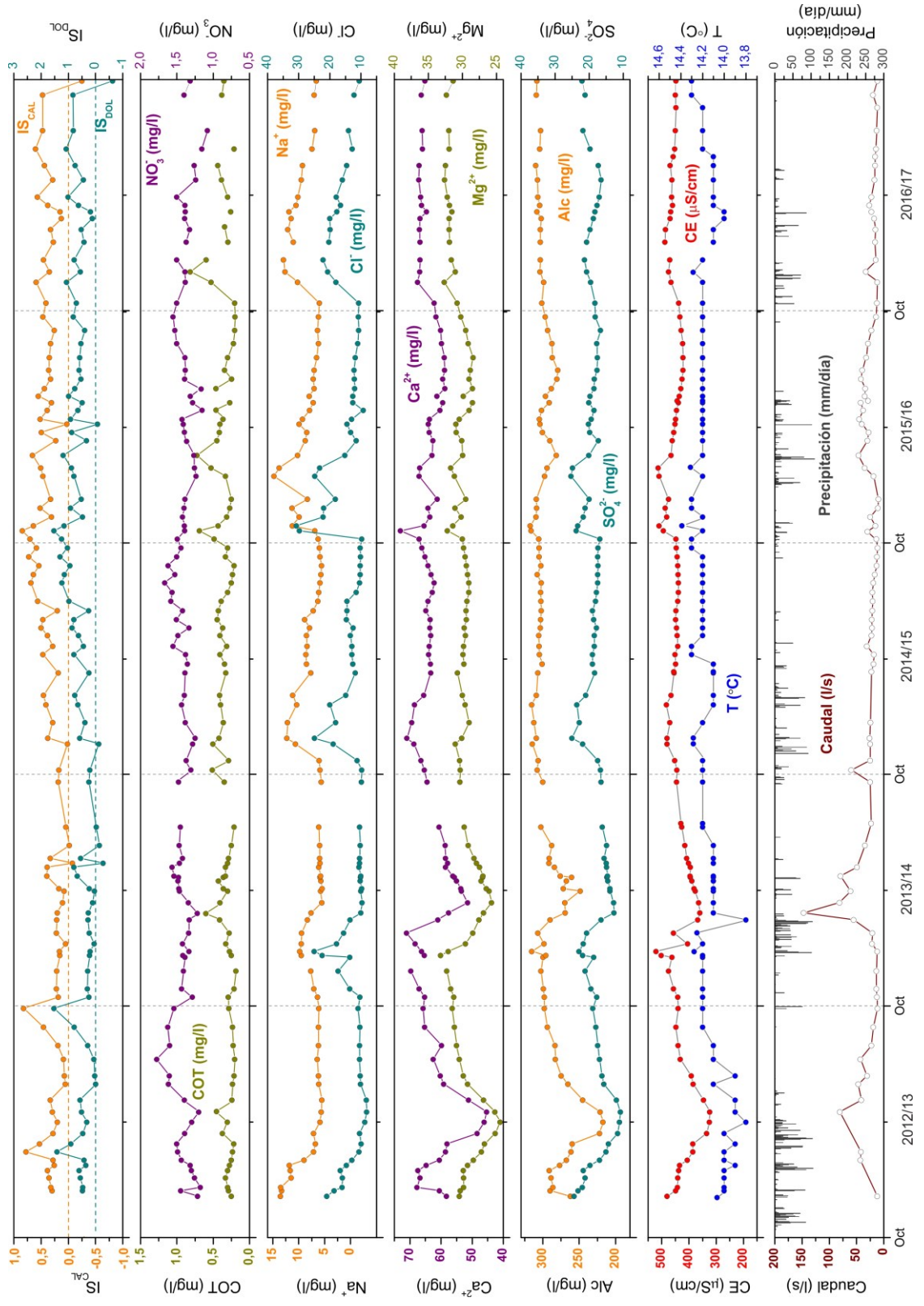


Figura 8.53 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Gorito (M-6) durante el periodo de control

Los descensos en los valores de conductividad eléctrica que tienen lugar durante los meses de recarga de los años 2012/13 y 2013/14 van acompañados de bajadas en la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

alcalinidad total y en los contenidos de SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^- y Na^+ que, tras los episodios de lluvias muestran una recuperación gradual y similar a la de la mineralización del agua (Fig. 8.53). La mineralización del agua a lo largo del estiaje de los años más húmedos (2012/13 y 2013/14) ha mostrado un aumento gradual y progresivo, mientras que durante el resto de los periodos de aguas bajas la CE ha presentado un valor relativamente estable en torno a 440 μS/cm, con escasas variaciones (Fig. 8.53).

En términos generales, se puede constatar una tendencia creciente en la conductividad eléctrica y temperatura del agua durante el periodo de control, aunque se ve interrumpida por los descensos de mineralización y temperatura que tienen lugar como consecuencia de la recarga. Esta tendencia también puede reconocerse en la evolución de los contenidos de SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^- y Na^+, iones que condicionan la mineralización del agua. La disminución generalizada de las precipitaciones a lo largo del periodo de investigación puede ser la causa de que la proporción que representa el agua procedente de la zona saturada (con mayor mineralización y temperatura) sea cada vez mayor, respecto a la de reciente infiltración (de menor CE y temperatura).

Los contenidos en NO_3^- y COT han presentado evoluciones temporales opuestas durante el periodo de control. Las crecidas han estado acompañadas de aumentos puntuales en la concentración de carbono orgánico (COT). Los principales eventos de recarga han provocado picos relativamente rápidos en su contenido, que han llegado hasta los 0,8 mg/l (diciembre de 2016) y paralelamente, descensos en el contenido de NO_3^-, que ha registrado los valores más bajos (~ 1,1 mg/l) durante dichos episodios (Fig. 8.53).

En lo que respecta a los valores de IS_{cal} e IS_{dol} no se observa una evolución clara que pueda asociarse a los eventos de recarga. Han mostrado los valores más elevados (condiciones de sobresaturación) a lo largo de los periodos de aguas bajas y, en general, durante los años hidrológicos más secos del periodo de control (2014/15, 2015/16 y 2016/17). En las crecidas, se han determinado los valores más bajos, que han llegado a ser inferiores a 0 (subsaturación en las fases minerales), aunque siempre cercanos a las condiciones de equilibrio (Fig. 8.53).

La recarga del sistema ocasiona un incremento en la carga hidráulica del acuífero, lo que induce la movilización de una parte del agua contenida en la zona saturada, cuya mineralización y temperatura es más alta (efecto pistón). Este fenómeno explicaría los incrementos en la mineralización del agua y de los componentes presentes en la zona saturada y basamento triásico del acuífero (Cl^-, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^+) durante las primeras

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

lluvias de los años 2012/13 y 2013/14 y a lo largo de los periodos de aguas altas de los años 2014/15 a 2016/15. No obstante, bajo condiciones de recarga elevada, como ocurrió en las crecidas de mayor magnitud de los años 2012/13 y 2013/14, la incorporación al flujo subterráneo de grandes volúmenes de agua de reciente infiltración, favorecida por la existencia de una red de drenaje con cierto desarrollo de la karstificación funcional, produce un descenso generalizado de la mineralización (proceso de dilución). Dicho proceso aparece acompañado de descensos en la temperatura e incrementos de carbono orgánico, señal del corto tiempo de tránsito transcurrido entre la infiltración de esta agua y su descarga a través de los manantiales.

Manantial de Quejigo (M-7)

El análisis global del periodo de control permite constatar que la mineralización del agua es más elevada en los periodos de aguas bajas. Los mayores valores de conductividad eléctrica (720 – 760 μS/cm) se han medido justo antes del inicio de las lluvias de cada año hidrológico, que suelen comenzar en los meses de septiembre-octubre. Durante el periodo en el que se produce la recarga, la mineralización del agua ha mostrado descensos significativos, con valores mínimos coincidiendo con los picos de las crecidas, que han llegado a 146 μS/cm por debajo del valor medio de la CE de la surgencia (crecida de febrero de 2014). En general las variaciones en la conductividad eléctrica muestran un patrón estacional muy marcado y se producen de forma gradual: durante cada año hidrológico solamente se produce un descenso en la mineralización que se extiende durante los meses de invierno y primavera y alcanza su valor mínimo hacia la finalización de los episodios de recarga de cada año hidrológico, seguido por un incremento posterior que tiene lugar de forma progresiva a lo largo del estiaje (Fig. 8.54).

Las variaciones en la conductividad eléctrica han estado asociadas a cambios tanto de los parámetros característicos de la disolución de los minerales carbonáticos que constituyen el acuífero (Alc, Ca^{2+} y Mg^{2+}) como de los correspondientes a las formaciones evaporíticas situadas en el muro de las formaciones acuíferas (Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-}). No obstante, los cambios observados en la Alc, Ca^{2+} y Mg^{2+} han sido más marcados que los de los del segundo grupo de componentes, que han presentado cambios mucho más amortiguados y progresivos a lo largo del año hidrológico (Fig. 8.54). En cualquier caso, la evolución observada en la composición química del agua de la surgencia, con una marcada periodicidad anual, traduce la notable capacidad de regulación natural que posee este sector del acuífero ante los episodios de recarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

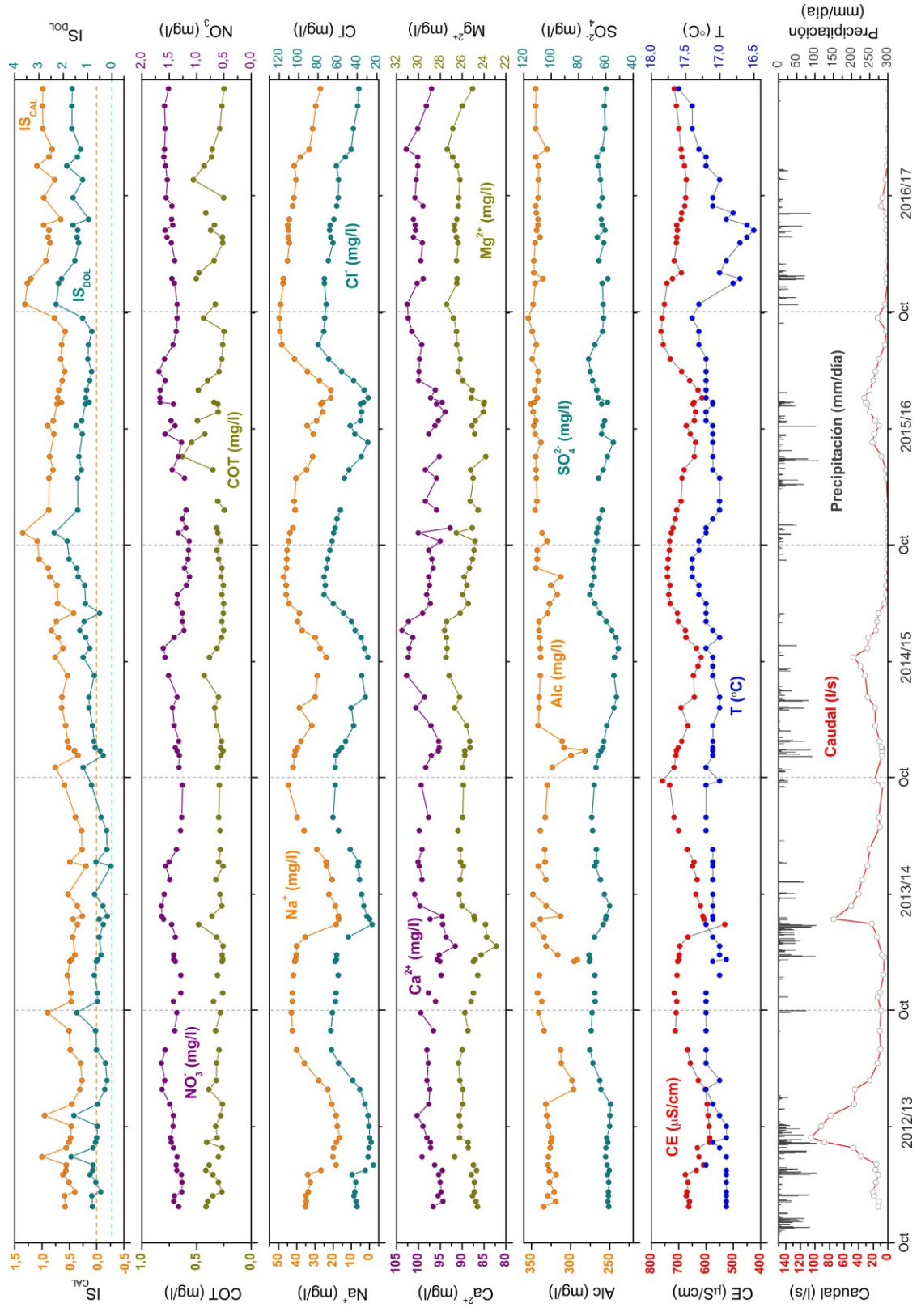


Figura 8.54 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por el manantial de Quejigo (M-7) durante el periodo de control

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La similitud en las evoluciones temporales de la alcalinidad total y de los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} indicaría un origen común para ellos, en parte, ligado a la disolución de los minerales carbonáticos (calcita y dolomita) que constituyen las formaciones acuíferas jurásicas. La magnitud de los descensos en los contenidos de dichas especies ha sido proporcional a las precipitaciones acumuladas en los respectivos años hidrológicos. Así, durante los años 2012/13 y 2013/14 (de carácter húmedo), se han alcanzado los valores más bajos en la concentración de estos solutos, mientras que durante el resto de los años hidrológicos (más secos), la magnitud los descensos ha sido menor (Fig. 8.54).

Los contenidos en COT, que se pueden vincular con la señal de infiltración, han presentado incrementos de pequeña magnitud durante los picos de descarga del manantial (Fig. 8.54). Los eventos pluviométricos desencadenan el flujo de agua con mayor concentración de carbono orgánico (0,4 – 0,6 mg/l), que prácticamente duplica la concentración media (~ 0,25 mg/l) durante los periodos de aguas bajas. La menor magnitud de los aumentos de COT, en comparación con los analizados en otros sectores del área de estudio puede ser indicativo de su degradación (mineralización) durante el tránsito del agua desde la superficie de recarga hasta la surgencia, lo que a su vez estaría relacionado con un inferior desarrollo de la karstificación en este sector del acuífero (Batiot, 2002).

Los índices de saturación han sido siempre superiores a 0 (condiciones de saturación) aunque durante los años hidrológicos más húmedos del periodo de control (2012/13 y 2013/14) se han determinado los valores más próximos a las condiciones de equilibrio (IS_{cal} = 0,2 e IS_{dol} = 0). El resto de los años hidrológicos, las muestras de agua recogidas han mostrado un estado de sobresaturación en dichas fases minerales (Fig. 8.54).

La evolución temporal de los componentes principales del agua de la surgencia de Quejigo (M-7) pone de manifiesto la existencia de procesos de dilución vinculados a los episodios de recarga. La baja mineralización y temperatura del agua de reciente infiltración que se incorpora al flujo subterráneo ocasiona la disminución de los contenidos de la mayor parte de los componentes químicos. Dichas diluciones están asociadas a picos en el contenido de carbono orgánico, indicativo de que el tránsito del agua de infiltración hasta la surgencia se realiza de forma relativamente rápida. No obstante, la pequeña magnitud de los aumentos en el carbono orgánico del agua y los cambios graduales que muestran los contenidos de los iones presentes en la zona saturada del acuífero y basamento de este sugieren que el acuífero cuenta con cierta capacidad para modular y regular los cambios hidroquímicos inducidos por la recarga.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Surgencias de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9)

En las aguas descargadas por los manantiales de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) se ha observado la menor variabilidad hidroquímica del conjunto de puntos de drenaje. La mineralización de sus aguas presenta disminuciones de pequeña magnitud en respuesta a los eventos de recarga.

De igual forma que en la surgencia de Quejigo (M-7) se observa una tendencia ascendente de la conductividad eléctrica del agua durante el periodo de control. Este patrón también se identifica en los valores de alcalinidad total y en los contenidos de Ca^{2+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Na^{+} (Figs. 8.55 y 8.56). Esta tendencia se ve interrumpida por los descensos de la mineralización que tienen lugar como consecuencia de los episodios de recarga. De forma paralela, se observa un aumento progresivo en la temperatura del agua descargada por los manantiales. Todo ello sugiere un aumento progresivo de la influencia de la zona saturada (aguas más mineralizadas y de mayor temperatura) en la descarga, probablemente motivada por la disminución paulatina de las precipitaciones a lo largo del periodo de control. Este fenómeno ha sido observado en acuíferos cercanos al área de estudio (De la Torre, 2020), bajo condiciones hidrometeorológicas similares.

En el manantial de Vihuelo (M-8) se han constatado descensos de hasta 10 µS/cm respecto de la conductividad eléctrica media (572 µS/cm), mientras que en Máquina (M-9) han alcanzado los 20 µS/cm, lo que supone aproximadamente el 3% del valor medio de la CE (601 µS/cm). Los descensos en la mineralización que tienen lugar durante los periodos de aguas altas en el manantial de Vihuelo (M-8) han sido debidos principalmente a disminuciones en los contenidos de Cl^{-}, Na^{+} y SO_4^{2-} (Fig. 8.55), mientras que en la surgencia de Máquina (M-9), los cambios en la mineralización están determinados por las variaciones en alcalinidad total (Alc) y en los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} (Fig. 8.56). La temperatura media del agua descargada por estas surgencias ha sido la más elevada del acuífero (17,5 y 17,6 ºC), con pocos cambios en su evolución temporal (Figs. 8.55 y 8.56).

Al igual que ocurre en la mayoría de los puntos de descarga del área de estudio, la magnitud de las respuestas hidroquímicas ha sido mayor durante los años hidrológicos 2012/13 y 2013/14, los más húmedos del periodo de control. Esto también se refleja en los índices de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) de los manantiales, que durante los años más húmedos presentaron valores próximos al equilibrio, mientras que a lo largo del periodo restante mostraron condiciones de sobresaturación en ambas fases minerales (Figs. 8.55 y 8.56).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

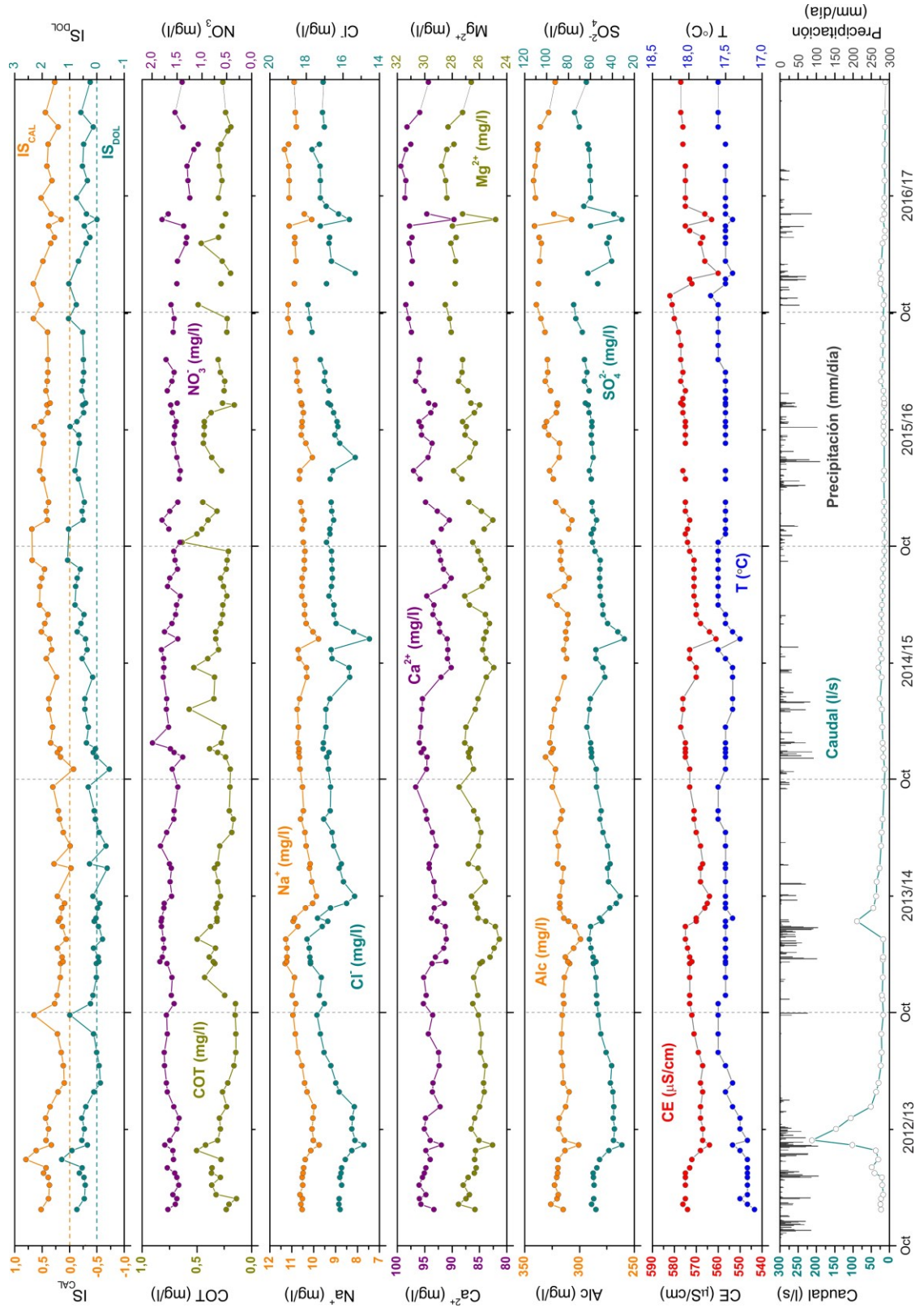


Figura 8.55 Evolución temporal de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios e índices de saturación del agua drenada por la surgencia de Vihuelo (M-8) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

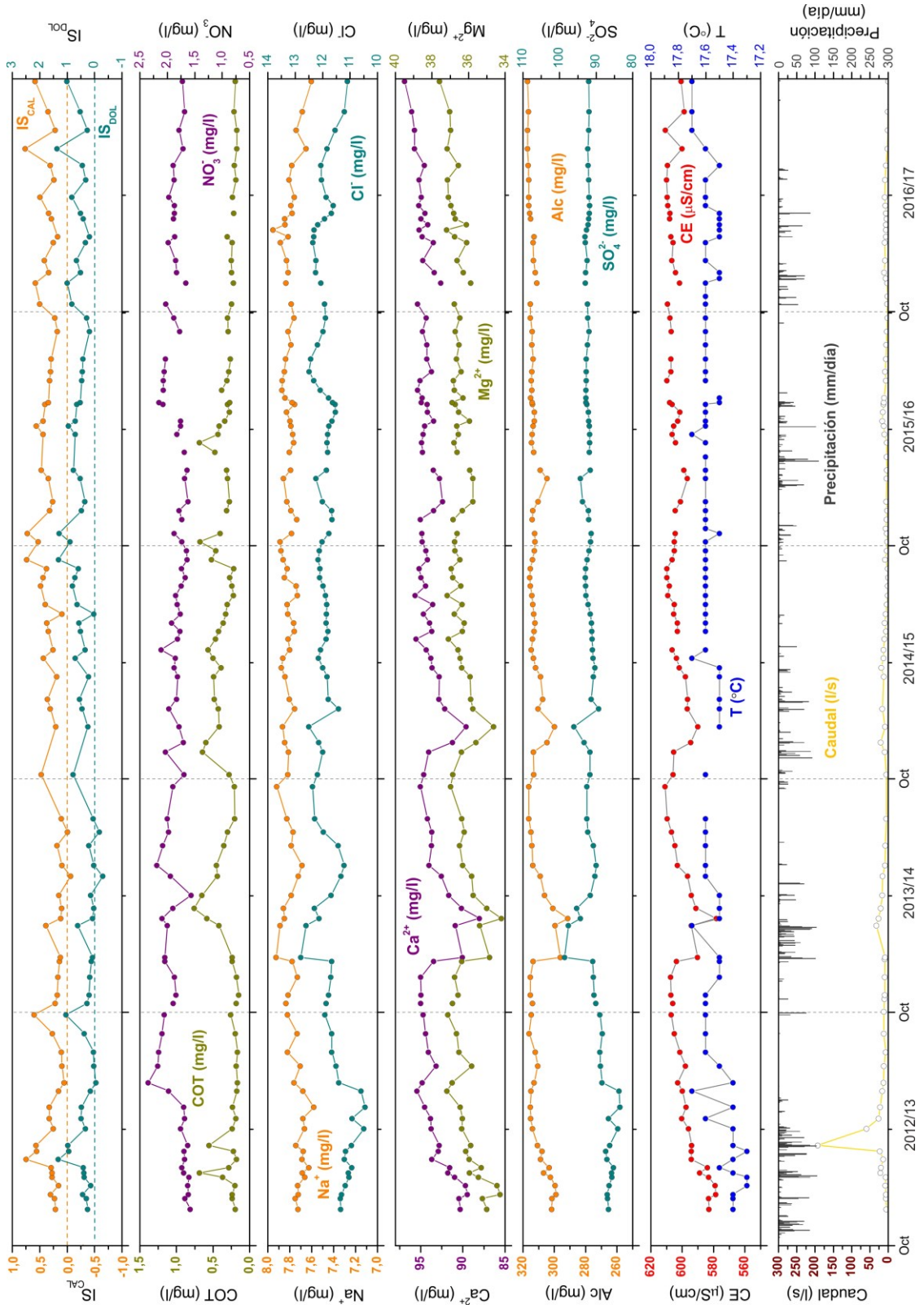


Figura 8.56 Evolución temporal de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios e índices de saturación del agua drenada por el manantial de Máquina (M-9) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En la surgencia de Vihuelo (M-8), los descensos observados en Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-} han alcanzado su valor mínimo al finalizar los periodos de recarga (final de la primavera), al igual que la mineralización general del agua. Sin embargo, en el caso de la alcalinidad total (Alc) y los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+}, los descensos más significativos han tenido lugar durante los eventos de lluvia más intensos de cada año hidrológico, que normalmente han ocurrido a lo largo de los meses de invierno. Durante el estiaje se constató un incremento progresivo en la mineralización del agua, acompañado por subidas en las concentraciones de Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-} y una estabilización de la Alc, y de los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+} (Fig. 8.55).

Los cambios en la mineralización del agua drenada por el manantial de Máquina (M-9) han respondido fundamentalmente a las variaciones en la Alc y en los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+}. Al contrario que éstos, los de Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-} han mostrado una evolución temporal diferente a la de la mineralización del agua, con aumentos leves en sus concentraciones como consecuencia de los eventos de recarga. No obstante, el rango de estos cambios ha sido muy limitado, pues sus contenidos han marcado valores máximos ligeramente superiores de los valores medios. En el caso del ión Cl^-, la concentración máxima ha sido 1,1 mg/l superior a la media, 8 mg/l en el caso del SO_4^{2-} y solamente 0,1 mg/l en el contenido de Na^+ (Fig. 8.56)

Durante las crecidas registradas en los manantiales, y en general asociados a los episodios de lluvia, se han producido aumentos en la concentración de COT, de mayor magnitud en la surgencia de Máquina (M-9), con picos de COT de 0,8 mg/l. Al igual que en el resto de las surgencias de la sierra de Albarracín, los bajos contenidos medios y el valor moderado de los picos de concentración máxima en COT, sugiere que el flujo subterráneo se produce de un modo lento, que permite que parte de la carga orgánica del agua se mineralice durante el tránsito a través del acuífero.

8.3.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9)

8.3.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y δ^2H)

La composición isotópica del agua de los principales puntos de descarga del acuífero de la sierra de Albarracín ha presentado una variabilidad escasa (véase el apartado 5.7 de esta memoria), con valores medios del $\delta^{18}O$ entre -5,44 ‰ (Gorito, M-6) y -5,33 ‰ (Vihuelo, M-8). En el caso de δ^2H, el valor medio ha sido de -28,89 ‰ en la surgencia de Máquina (M-9) y -28,51 ‰ en Gorito (M-6). Los coeficientes de variación de $\delta^{18}O$ y δ^2H se han situado por debajo del 2,6 % en todos los casos, más bajos que los de otros acuíferos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del sector noroccidental, como los de las sierras del Pinar y Monteprieto y de Zafalgar-Labradillo. Ello está directamente relacionado con una gran capacidad del medio para homogeneizar las fluctuaciones en la composición isotópica inducidas por la recarga.

La señal isotópica del agua drenada por los manantiales de la sierra de Albarracín se ha situado entre las líneas Meteórica Mundial (LMM) y del Mediterráneo Oriental (LMMOr). Sin embargo, muestran una coincidencia mayor con la línea composicional del Mediterráneo Occidental (LMMOc), lo cual es indicativo de que la procedencia de los frentes nubosos que generan las precipitaciones y recargan el acuífero tienen una procedencia mixta atlántica y del sector occidental del mar Mediterráneo (Fig. 8.57).

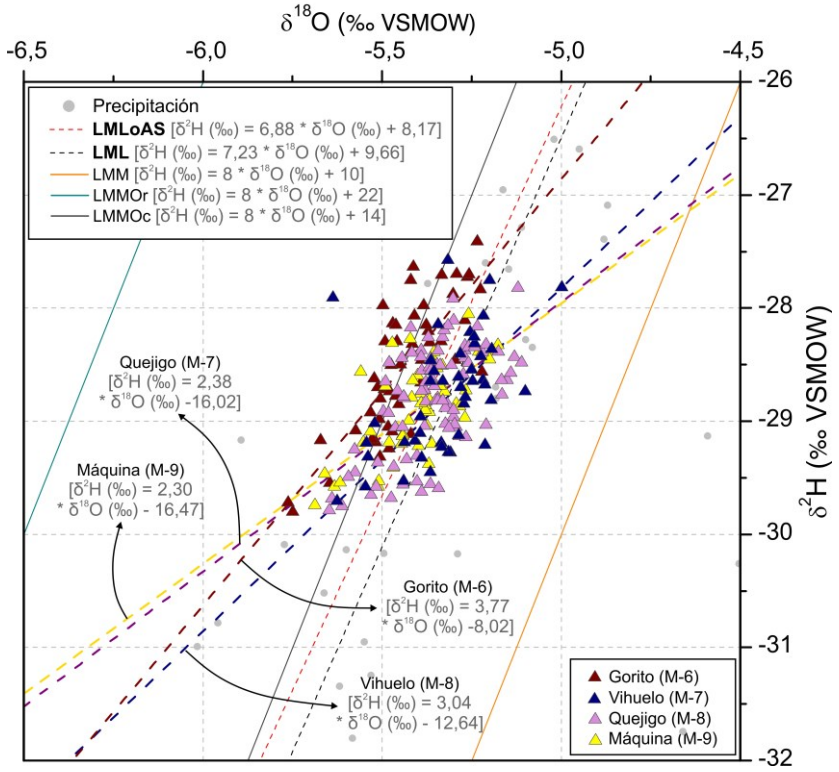


Figura 8.57 Representación de la composición isotópica de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9). Se han mostrado las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) ajustada a partir de la composición isotópica de todas las muestras de agua subterránea recogidas en el área de estudio y la línea definida por cada una de las surgencias del acuífero

Tanto la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) como las correspondientes a cada una de las surgencias que drenan el acuífero muestran una pendiente inferior a la de la Línea Meteórica Local (LML). El valor de la pendiente calculada

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

para la LMLoAS ha sido de 6,88, mientras que los de las surgencias de la sierra de Albarracín han sido considerablemente más bajos (Fig. 8.57): entre 2,30 en el manantial de Máquina (M-9) y 3,77 en Gorito (M-6). Los valores de pendiente inferiores a los de la LML, que define la señal isotópica del agua de entrada al sistema, están relacionados con los procesos de fraccionamiento isotópico que tienen lugar durante la recarga. La evaporación parcial del agua de lluvia que ocurre en el suelo y su interacción con la atmósfera provocan la desviación de las líneas composicionales del agua subterránea respecto de la del agua de lluvia (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018). Ello puede estar relacionado con las menores tasas de recarga calculadas en este acuífero, con respecto a otros sistemas del área de estudio (véase el apartado 6.2.6 de esta memoria).

La composición isotópica del agua subterránea está relacionada con la altitud media a la que se produce la recarga del sistema. La escasa diferencia entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas de las surgencias que drenan el sistema sugieren una altitud de recarga similar para todos los sectores del acuífero. Su valor absoluto está en consonancia con la cota media de los afloramientos permeables de la sierra de Albarracín y del Cerro de las Cuevas: 750 – 800 m s.n.m. (véase el apartado 5.7.1.1 de esta memoria).

8.3.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

Los valores medios de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua drenada por los manantiales de la sierra de Albarracín han sido: -7,68 ‰ (Máquina, M-9), -8,53 ‰ (Quejigo, M-7), -9,46 ‰ (Vihuelo, M-8) y -10,11 ‰ (Gorito, M-6). Los coeficientes de variación son generalmente bajos, comprendidos entre el 2,0 % en las muestras de agua procedentes de la surgencia de Vihuelo -M-8- y 7,6 % en el manantial de Gorito -M-6- (véase el apartado 5.7.2 de esta memoria).

La evolución temporal del $\delta^{13}C_{TDIC}$ se ha caracterizado por presentar los valores más negativos durante los periodos en los que se produce la recarga, aunque las variaciones se han producido de forma gradual y progresiva (Fig. 8.58), en consonancia con evolución de la mayoría de los parámetros hidroquímicos.

En las aguas drenadas por la surgencia de Gorito (M-6) se han detectado los cambios más marcados de $\delta^{13}C_{TDIC}$, durante los periodos de aguas altas. En relación con las crecidas del año hidrológico 2013/14 se determinaron los valores mínimos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del periodo de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

control (~ -11, 90 ‰), mientras que durante el resto de los años hidrológicos el valor mínimo alcanzado en los periodos de lluvias se situó entre -10,80 y -11,00 ‰ (Fig. 8.58).

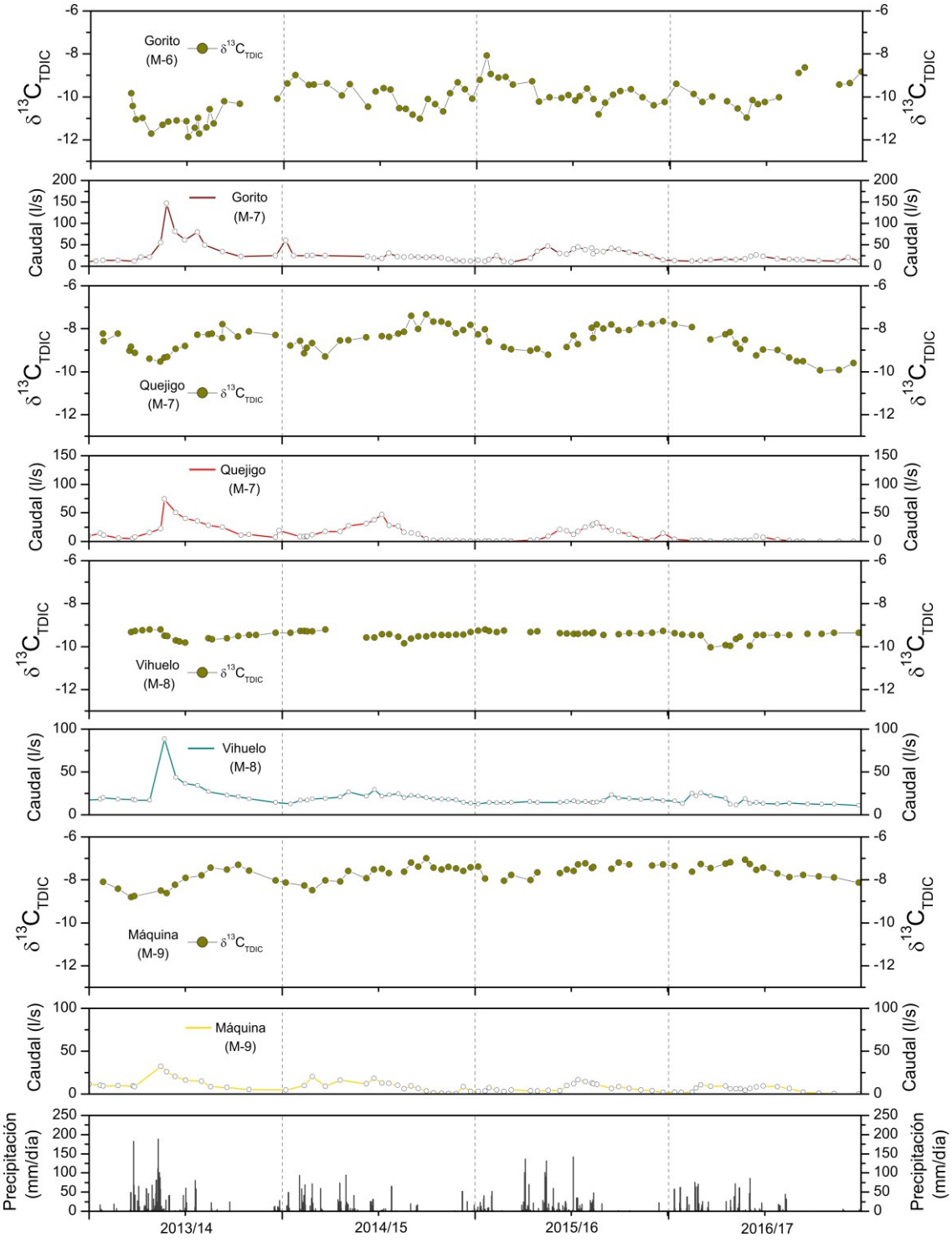


Figura 8.58 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico del agua de los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9). También se muestra el hidrograma de descarga de cada uno de los manantiales y el registro pluviométrico correspondiente a la estación de Benamahoma (5939)

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

En el manantial de Quejigo (M-7) la evolución temporal del $\delta^{13}C_{TDIC}$ ha presentado un patrón estacional muy marcado, con valores mínimos (entre -9,00 y -10,00 ‰) asociados a los incrementos en el caudal de descarga del manantial. No obstante, las variaciones se han producido de forma lenta, progresiva, y han sido de escasa magnitud (Fig. 8.58). En las surgencias de Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) los cambios observados en $\delta^{13}C_{TDIC}$ han sido poco significativos y su evolución temporal se ha caracterizado por mostrar un rango de variación muy escaso, entre -8,00 y -9,00 ‰ (Vihuelo -M-8-) y -7,00 y -8,00 ‰ (Máquina -M-9-).

Tanto los valores medios en $\delta^{13}C_{TDIC}$ como su escasa variabilidad a lo largo del periodo de control es un reflejo de la capacidad regulación natural de los sectores acuíferos drenados por los diferentes manantiales. La existencia de flujos subterráneos con un elevado tiempo de residencia permite el enriquecimiento paulatino de la señal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ aportada por el agua de recarga, que suele tener valores más negativos (entre -14 y -22 ‰) debido a su interacción con los organismos y materia orgánica del suelo. El funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín estaría caracterizado por el drenaje de medios fracturados/fisurados, que permiten amortiguar las variaciones en la composición química e isotópica del agua inducidas por la recarga. La circulación del flujo subterráneo a través de este tipo de medios conlleva un mayor tiempo de interacción entre el agua subterránea y la matriz rocosa que constituye el acuífero y, por tanto, valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ menos empobrecidos.

8.3.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín

El acuífero de la sierra de Albarracín está constituido por dolomías y calizas del Jurásico Inferior, que forman parte del dominio Subbético Medio (véase el capítulo 2 de esta memoria) y ocupan una superficie permeable de 5,01 km^2. La estructura geológica del macizo presenta varios pliegues afectados por fallas y cabalgamientos. Los recursos medios renovables, estimados a partir del balance de entradas y salidas llevado a cabo durante el periodo de investigación (2012/13 – 2016/17), han sido de 3,09 hm^3/año, valor superior a la descarga medida en las surgencias que drenan el acuífero (2,37 hm^3/año).

El acuífero está formado, por una parte, por los afloramientos carbonáticos jurásicos del Cerro de las Cuevas, cuyo principal punto de descarga es el manantial de Gorito (M-6), situado a 494 m s.n.m. y, por otra, por el conjunto de formaciones permeables de la sierra de Albarracín drenadas por las surgencias de Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), ubicadas a cotas inferiores (295, 313 y 344 m s.n.m., respectivamente). Existe una

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

perforación (sondeo de Los Cañitos 2 (S-2) a través de la que extrae agua subterránea destinada a cubrir la demanda de abastecimiento de la localidad de El Bosque. El bombeo, que normalmente se extiende desde el final de la primavera hasta los meses de otoño, origina que el caudal del manantial de Quejigo (M-7) disminuya hasta ser prácticamente nulo al finalizar los periodos de estiaje.

Los caudales medios del conjunto de surgencias han estado comprendidos entre 11 l/s en la surgencia de Máquina (M-9) y 28 l/s en el manantial de Gorito (M-6). Las crecidas han sido de mayor magnitud durante los años más húmedos del registro, mientras que en los años con menor precipitación, las variaciones en el caudal han sido mínimas. La existencia de un único periodo de aguas altas en cada año hidrológico y su desfase temporal respecto a los episodios de recarga apunta hacia la existencia de un flujo difuso por un medio de tipo fracturado-fisurado, con una gran capacidad para atenuar las variaciones en la carga hidráulica ocasionadas por los eventos de recarga. No obstante, en algunas zonas del acuífero, como los sectores drenados por las surgencias de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7) la respuesta hidrodinámica, más rápida, sugiere que una parte del flujo subterráneo tiene lugar a través de medios con una mayor karstificación funcional, en la que el tránsito del agua subterránea desde la superficie de recarga del acuífero se produce de forma rápida.

La mineralización del agua en los diferentes sectores del acuífero está afectada por la disolución de yeso y/o anhidrita y halita, presentes en las formaciones evaporíticas triásicas situadas a muro de los carbonatos jurásicos. La heterogeneidad en la distribución litológica (presencia de bloques de diferente mineralogía) del basamento triásico da como resultado diferencias significativas en la composición del agua y en los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en los sectores del acuífero. La influencia de la disolución de evaporitas es más patente en la sierra de Albarracín, cuyos manantiales muestran concentraciones más elevados en Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-}, así como depósitos travertínicos relacionados con los procesos de precipitación de calcita por efecto de ión común (aumento de Ca^{2+} asociado a la disolución de calcita y yeso).

Los episodios de recarga han generado disminuciones (diluciones) en los contenidos de la mayoría de los componentes mayoritarios, salvo en la surgencia de Máquina (M-9), donde se ha verificado un aumento de escasa magnitud en las concentraciones de Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-}, asociado a las crecidas y eventos pluviométricos de mayor magnitud. Las diluciones se han producido de forma progresiva, con cierto desfase respecto de las lluvias, reflejo de la capacidad de regulación natural del sistema para atenuar los cambios hidroquímicos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

inducidos por la recarga. No obstante, la respuesta de los componentes típicos de la disolución de calizas y dolomías (Alc, Ca^{2+} y Mg^{2+}) ha sido algo más rápida y ha estado acompañada de incrementos moderados en el contenido de carbono orgánico del agua (COT), lo que sugiere que una pequeña parte del flujo ha de tener lugar a través de la zona no saturada del acuífero, a través de medios fracturados con ligero desarrollo de la karstificación funcional.

La escasa variabilidad en la composición isotópica media ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) del agua drenada por los manantiales de la sierra de Albarracín es un claro indicador de la capacidad del acuífero para atenuar las variaciones en la señal isotópica del agua de lluvia. La similitud en los valores medios de $\delta^{18}O$ mostrados por las surgencias pone de manifiesto que las áreas de recarga de los diferentes sectores del acuífero comparten una cota media similar y se corresponden con la altitud a la que se sitúan los afloramientos carbonáticos permeables de la sierra de Albarracín y Cerro de las Cuevas. Asimismo, la baja pendiente mostrada por las líneas meteóricas de las surgencias que drenan el acuífero respecto a la Línea Meteórica Local (LML), que define la señal isotópica del agua de entrada en el sistema, puede estar relacionada con una mayor intensidad de los procesos de evaporación asociados a la infiltración.

La señal isotópica media de $\delta^{13}C_{TDIC}$, del agua de los manantiales indica cierto tiempo de residencia en el acuífero. Los cambios de $\delta^{13}C_{TDIC}$ observados han tenido lugar de forma gradual, lo que unido a la magnitud d ellos valores corroboran el comportamiento hidrogeológico de tipo inercial en el acuífero de la sierra de Albarracín. No obstante, algunos sectores, como los drenados por los manantiales de Gorito (M-6) y Quejigo (M-7) han presentado variaciones algo más marcadas y una composición media más negativa que el resto, lo que estaría relacionado con un ligero desarrollo de la red de drenaje kárstico en los sectores respectivos.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.4. EL ACUÍFERO DE LA SIERRA DE LA SILLA

8.4.1. Límites y geometría

El acuífero de la sierra de la Silla constituye un afloramiento aislado que se ha incluido en el sector noroccidental del área de estudio. Desde el punto de vista geológico, el macizo está formado por un conjunto de afloramientos carbonáticos jurásicos, pertenecientes al dominio Subbético Medio (Fig. 8.59). Las dolomías del Jurásico Inferior y calizas con sílex del Jurásico Medio constituyen el acuífero, que cuenta con una superficie permeable de 7,51 km^2.

Las formaciones acuíferas se disponen como una estructura plegada sinclinal de dirección NO-SE, afectada por fallas y cabalgamientos en el sector oriental del macizo. En el núcleo del pliegue afloran los materiales de baja permeabilidad (margocalizas y margas) del Jurásico Superior-Cretácico, situados a techo de las formaciones acuíferas. Todo el conjunto se encuentra emplazado sobre materiales detrítico-evaporíticos triásicos que constituyen los límites del acuífero (véanse las figuras 8.59, 8.60 y el mapa geológico y los cortes 19-19´, 20-20´y 21-21´adjuntos a esta memoria). Los contactos entre las formaciones carbonáticas y los materiales triásicos aparecen parcialmente cubiertos, al norte y en toda la vertiente occidental del macizo, por formaciones cuaternarias aluviales y depósitos de ladera, mientras que en su límite oriental (zona de El Jaral), las arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs se emplazan localmente sobre las formaciones triásicas (Fig. 8.59).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

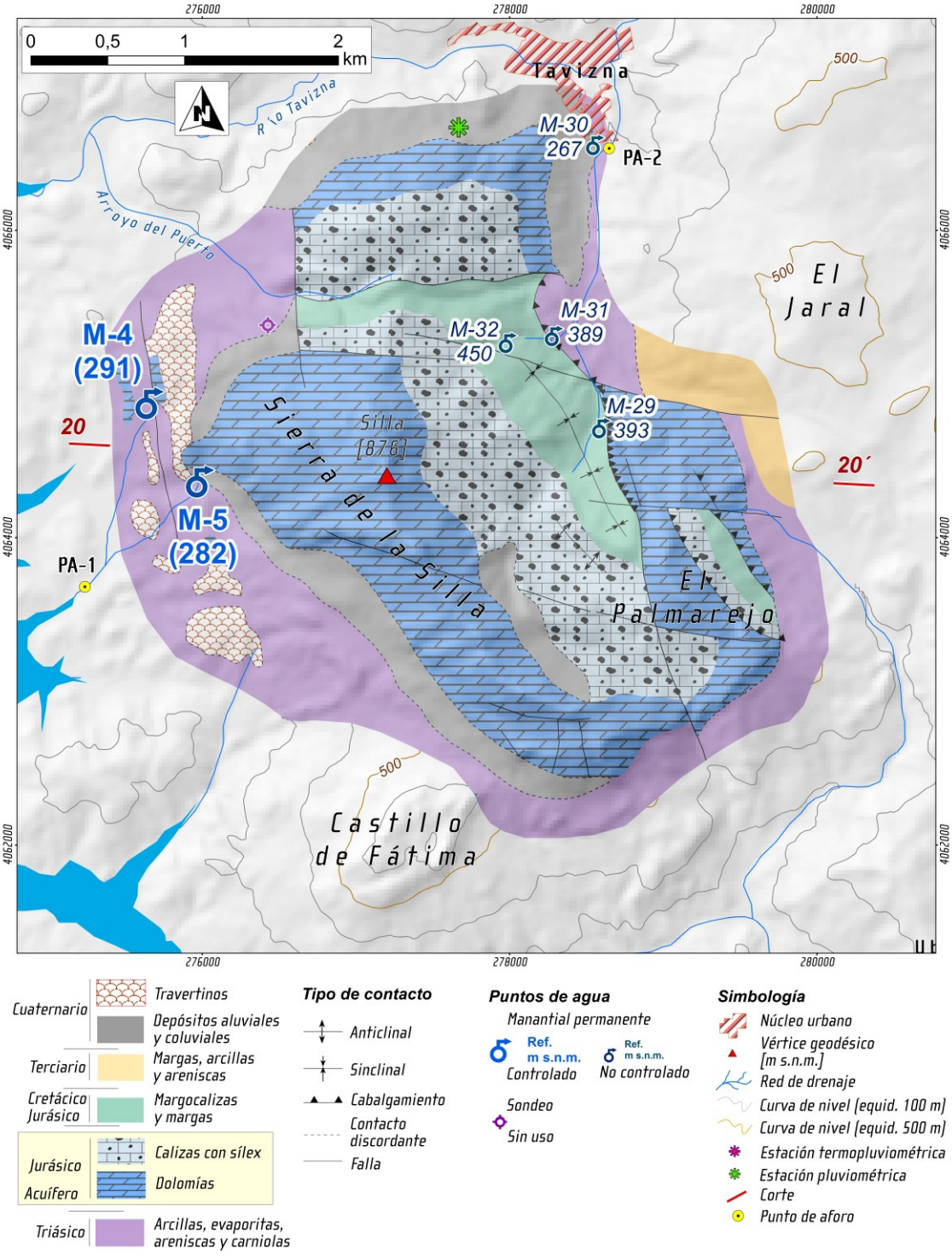


Figura 8.59 Mapa hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla. En la figura aparece la posición del corte hidrogeológico mostrado en la figura 8.60

8.4.2. Puntos de agua

La descarga de agua subterránea del acuífero se realiza en régimen natural, mayoritariamente a través de las surgencias de Esparragosilla (M-4), ubicada a 291 m s.n.m. (Fig. 8.61A) y Aguafría (M-5), a 282 m s.n.m. (Figs. 8.6B y C). Ambos puntos se

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

localizan en la vertiente occidental del macizo y su ubicación está determinada por el contraste de permeabilidad existente entre las formaciones carbonáticas y las arcillas y evaporitas triásicas que ejercen como límite hidrogeológico del sistema. En el sector nororiental de la sierra de la Silla existen varias surgencias (manantiales M-29 a M-32) cuyo funcionamiento se limita a los periodos de lluvias. El caudal de descarga drenado por dichos puntos ha sido muy bajo y se ha cuantificado de forma conjunta en el punto de confluencia de los cauces alimentados por dichas surgencias (PA-2), cerca del núcleo urbano de Tavizna (Fig. 8.59).

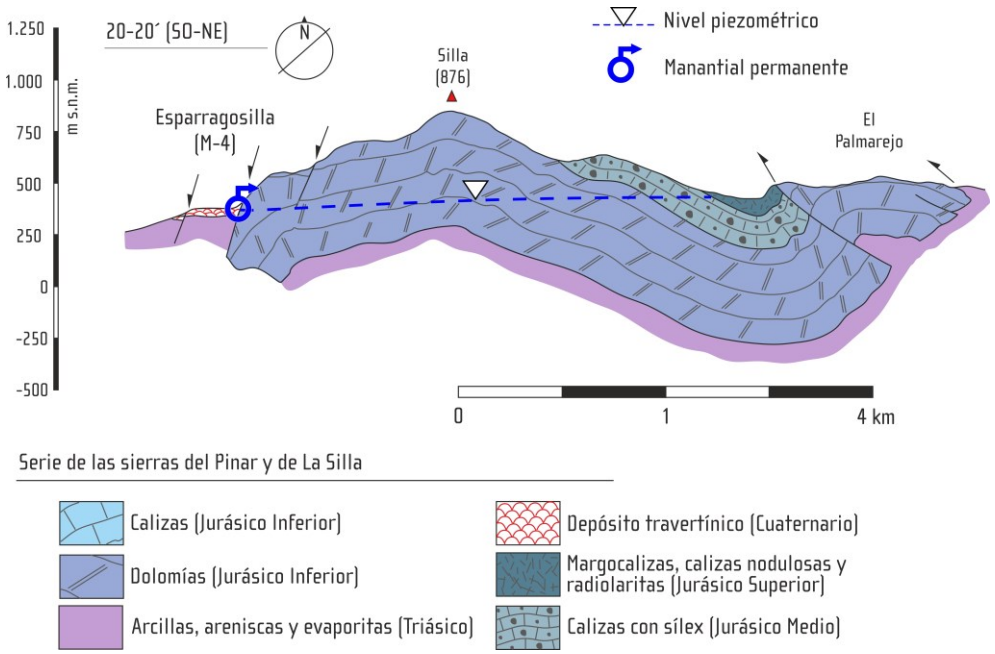


Figura 8.60 Corte hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla. La posición se muestra en la figura 8.59

8.4.3. Hidrodinámica

8.4.3.1. Datos de caudales

El caudal de descarga de los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) ha sido cuantificado conjuntamente aguas abajo de la coalescencia de los arroyos alimentados por ambas surgencias (punto PA-1 en la figura 8.59 y Fig. 8.61D). El periodo de control foronómico abarca desde el 14/12/2012 hasta el 19/12/2017 (aproximadamente 5 años hidrológicos), durante el que se han efectuado 73 aforos (Tab. 8.19). La mayoría de dichas medidas ha sido realizada con micromolinete dado que durante gran parte del periodo de investigación, el caudal conjunto de ambos manantiales no ha superado los 100 l/s. El caudal medio de descarga ha sido calculado a partir de la integración del hidrograma (Fig.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.62), con un valor de 53 l/s para el periodo de control. El caudal máximo alcanzó los 447 l/s (crecida principal del año 2012/13), mientras que el valor mínimo, registrado al finalizar los periodos de estiaje, ha sido de 7,3 l/s (Tab. 8.19).

		Periodo de registro		Nº de medidas	Q máx.	Q med.	Q mín.	**Q máx/**	
Denominación	**Ref.**	**Puntual**	*Automático*	**punt. / *autom.***		**(l/s)**		**Q mín.**	**cv (%)**
Esparragosilla + Aguafría	M-4 + M-5	**14/12/2012-19/12/2017**	---	**73**	447	53	7,3	61	126
Manantiales Noreste	---	**02/04/2013-29/03/2017**	---	**20**	335	35	0	---	358

Tabla 8.19 Principales puntos de descarga de agua subterránea inventariados en el acuífero de la sierra de la Silla y caudales de descarga

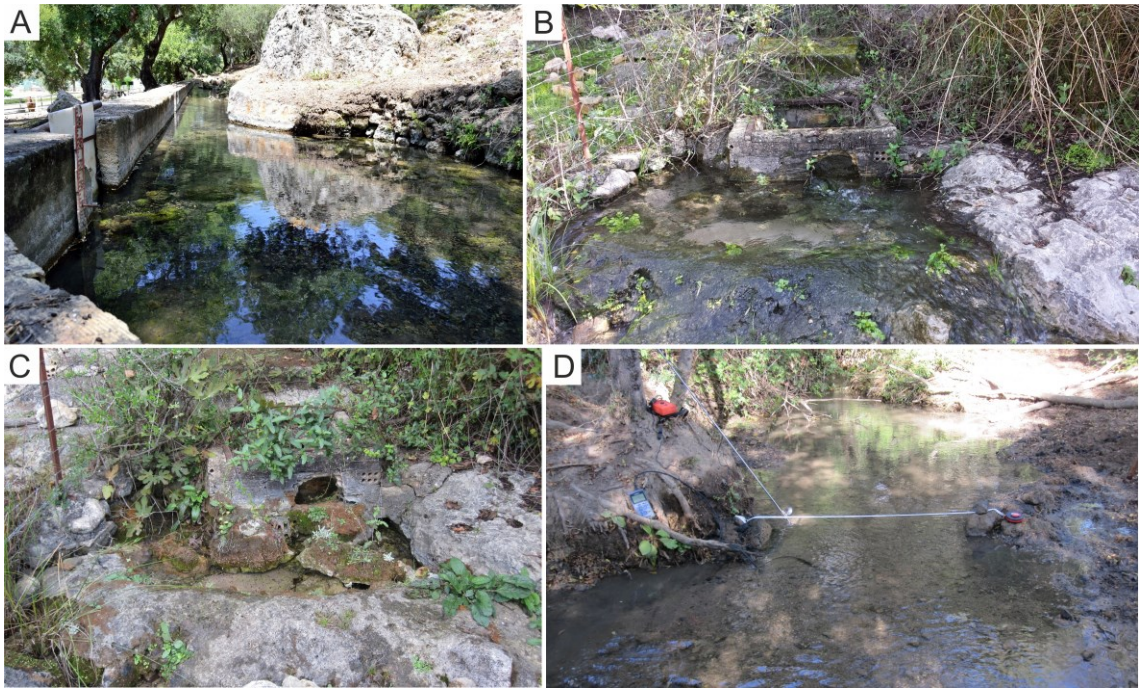


Figura 8.61 (A) Manantial de Esparragosilla (M-4). (B) Vista del manantial de Aguafría (M-5) durante un periodo de aguas altas (marzo de 2013). (C) Fotografía del mismo punto en octubre de 2015, hacia el final del estiaje. (D) Sección de aforo (punto PA-1) donde confluyen los arroyos alimentados por las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5)

Para el control de la descarga del grupo de los manantiales M-29, M-30, M-31 y M-32 se han realizado 20 aforos que han totalizado el caudal drenado por este conjunto de surgencias. Las medidas se realizaron en el cauce que totaliza la descarga de dichos puntos (PA-2, Fig. 8.59), en ausencia de escorrentía superficial, aunque estuvieron limitadas a los periodos húmedos de los diferentes años hidrológicos. El caudal medio determinado para este grupo de surgencias ha sido de 35 l/s, aunque dicho valor puede estar condicionado

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

por el escaso número de aforos y por el hecho de que la mayoría de ellos fueron efectuados en épocas de aguas altas. Durante gran parte del periodo de control (años hidrológicos 2014/15 a 2016/17) la descarga conjunta de dichos manantiales fue muy baja (véase el apartado 6.1 de esta memoria).

8.4.3.2. Descripción del hidrograma de los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5)

En el hidrograma de descarga de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) se ha identificado una crecida principal por cada año hidrológico, que normalmente abarca desde los meses de diciembre-enero hasta el final de la primavera (finalización de las precipitaciones). Los caudales máximos alcanzados en las diferentes crecidas han sido proporcionales a la precipitación media acumulada.

Durante el periodo 2012/13 y 2013/14 (años con mayor pluviosidad del periodo de control), los caudales máximos aforados ascendieron a 447 l/s (marzo de 2013) y 264 l/s (febrero de 2014). En los meses en los que se registraron dichas crecidas se acumuló una precipitación de 420 y 348 mm (marzo de 2013 y febrero de 2014, respectivamente), medida en la estación pluviométrica de Tavizna (5941). Una parte considerable de la lluvia mensual se concentró en los días comprendidos entre el 04/03/2013 y el 13/03/2013 (262 mm en 9 días), mientras que durante el periodo 03/02/2014 – 13/02/2014 (10 días) la precipitación acumulada ascendió a 277 mm. La morfología de las crecidas asociadas a estos eventos muestra un tramo inicial de aumento de caudal muy rápido (fase de crecida), con una duración aproximada entre 16 (marzo de 2013) y 10 días (febrero de 2014), aunque dicho valor puede estar condicionado por la frecuencia con la que se realizaron los aforos (fig. 8.57). El resto de las crecidas del periodo de investigación, relacionadas con lluvias de menor intensidad y en un contexto general más seco, mostraron incrementos suaves y graduales del caudal de descarga tras las lluvias y las crecidas no superaron los 100 l/s (Fig. 8.62).

Las primeras lluvias de los diferentes años hidrológicos no han tenido una repercusión significativa en el régimen hidrodinámico de los manantiales, a tenor de los escasos incrementos en el caudal de descarga registrados de octubre a diciembre. Este hecho puede estar relacionado con la menor intensidad y magnitud de los eventos pluviométricos que suelen presentar los meses otoñales, unido al bajo contenido de humedad de la cobertera edáfica de las áreas de recarga tras el periodo estival. La saturación progresiva de la capacidad de retención de agua del suelo, unida a la mayor cuantía de los episodios lluviosos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

que tienen lugar durante el invierno y la primavera, permite que los eventos pluviométricos posteriores induzcan aumentos en la carga hidráulica del acuífero y, en consecuencia, se desencadenen crecidas en los manantiales.

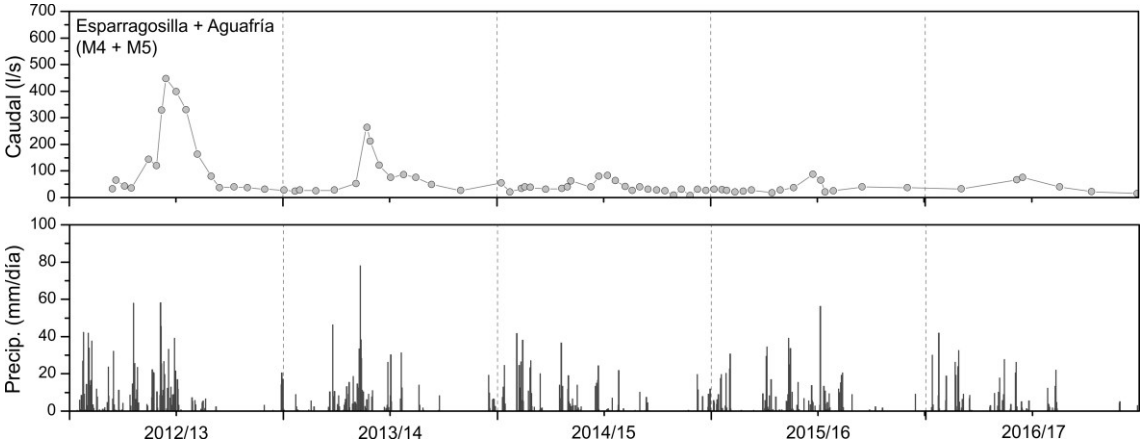


Figura 8.62 Hidrogramas de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) durante el periodo 2012/13 – 2016/17. El registro de precipitación corresponde a la estación de Tavizna (5941), cuya situación se muestra en la figura 8.59

Los datos hidrodinámicos de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5), recopilados durante el periodo de control son característicos de un funcionamiento hidrogeológico de flujo difuso, en el que las variaciones en la carga hidráulica del acuífero ocasionadas por la recarga son transmitidas a los manantiales con cierto retardo y relativamente atenuadas. La existencia de un único periodo de aguas altas en cada año hidrológico, que se produce varios meses después del inicio de las lluvias sugiere que la circulación del flujo subterráneo debe producirse a través de medios con una cierta capacidad para homogeneizar y atenuar la señal de la recarga. Sin embargo, durante los periodos de aguas altas, como los correspondientes a los periodos de lluvias de invierno y primavera de los años 2012/13 y 2013/14, la morfología de las crecidas ha sido algo más puntiaguda, con fases de crecida y decrecida de pocos días de duración, lo que puede estar relacionado con el desarrollo de la red de drenaje kárstico en algunas zonas.

8.4.4. Hidroquímica e hidrotermia

8.4.4.1. Distribución espacial de las características hidroquímicas

La mineralización del agua de las dos surgencias principales que drenan el acuífero (manantiales de Esparragosilla -M-4- y Aguafría -M-5-) ha presentado notables diferencias, así como su temperatura y la mayoría de los parámetros hidroquímicos. La conductividad eléctrica (CE) del agua descargada por el manantial de Esparragosilla (M-4) ha variado entre

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

2550 y 2010 µS/cm, con un valor medio durante el periodo de control de 2217 µS/cm, mientras que la temperatura del agua ha presentado un valor medio de 17,5 °C, uno de los más elevados del área de estudio (Tab. 8.20).

En el manantial de Aguafría (M-5) la conductividad eléctrica ha presentado un valor medio de 401 µS/cm, aunque ha variado a lo largo del periodo de control entre 380 y 416 µS/cm (valores mínimo y máximo del registro). La temperatura media del agua de la surgencia ha sido de 15,5 °C, dos grados centígrados más baja que en la surgencia de Esparragosilla (M-4), situada a escasa distancia (~ 600m) y a una cota similar (Fig. 8.59). El coeficiente de variación de la CE fue más alto en la surgencia de Esparragosilla, con un 5,4 % frente al 1,9 % determinado en el manantial de Aguafría. En el caso de la temperatura del agua, en los dos puntos se calcularon coeficientes similares (0,8 y 1,0 % respectivamente) reflejo de la baja variabilidad del parámetro a lo largo del periodo de control.

Manantial (Ref.)		CE	Tª	pH	Alc	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol	$logPCO_2$
		µS/cm	ºC						mg/l							
Esparragosilla (M-4)	n	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	84	82	84	84	84
	máx	2550	18,1	7,9	310,1	425,5	1039,9	7,0	371,7	83,4	266,8	4,5	0,9	1,1	1,7	-1,4
	med	2217	17,5	7,2	292,2	337,6	787,1	5,7	306,9	65,4	204,7	3,4	0,4	0,3	0,3	-1,7
	min	2010	17,2	6,8	244,7	250,0	586,1	4,7	228,7	53,3	160,8	2,5	0,2	0,0	-0,5	-2,4
	cv (%)	5,4	0,8	2,7	4,3	7,8	12,5	7,8	10,0	10,2	9,0	11,1	38,7	55,8	145,9	10,8
Aguafría (M-5)	n	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74	74
	máx	416	15,9	8,3	256,3	14,6	22,5	5,0	68,6	23,8	8,3	1,2	0,8	0,9	1,6	-1,9
	med	401	15,5	7,8	243,8	13,8	20,7	3,7	64,8	23,5	8,1	0,8	0,4	0,4	0,6	-2,4
	min	380	15,1	7,3	227,8	12,5	18,7	2,8	60,7	23,0	7,9	0,5	0,3	0,0	-0,2	-2,9
	cv (%)	1,9	1,0	2,6	2,3	3,4	3,5	10,3	2,8	0,8	1,1	21,9	20,5	46,6	62,5	8,8

Tabla 8.20 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios y de los índices de saturación en calcita y dolomita determinados en las aguas descargadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de la Silla. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación

Las diferencias en la concentración de los componentes mayoritarios se ven reflejadas en la mineralización del agua drenada por los dos manantiales. La alcalinidad total (Alc) ha mostrado valores similares en ambos: 292,2 mg/l (Esparragosilla, M-4) y 243,8 mg/l (Aguafría, M-5), mientras que en el resto de los componentes y particularmente en el caso del Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+ los contenidos determinados en las aguas del manantial de Esparragosilla han sido varios órdenes de magnitud superior que los de Aguafría (Tab. 8.20). Las elevadas concentraciones e Na^+, Cl^- y SO_4^{2-} (204,7, 337,6 y 787,1 mg/l, respectivamente) mostradas por las aguas del manantial de Esparragosilla son un claro indicador de la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

influencia de la disolución de evaporitas (yeso, anhidrita y halita, principalmente) en la mineralización del agua es este sector del acuífero. Los contenidos de estos componentes en el agua descargada por la surgencia de Aguafría (M-5) han sido mucho más bajos, con una concentración media de 8,1 mg/l (Na^+), 13,8 mg/l (Cl^-), 20,7 mg/l (SO_4^{2-}). La facies hidroquímica de las aguas de este manantial está dominada por la alcalinidad y los iones del sistema calco-carbónico (Ca^{2+} y Mg^{2+}), que son los componentes presentes en mayor proporción (Tab. 8.20).

Los trazadores naturales de la recarga (COT y NO_3^-) han presentado una concentración media de 0,4 y 5,7 mg/l en la surgencia de Esparragosilla (M-4) y 0,4 y 3,7 mg/l en la manantial de Aguafría (M-5). Los coeficientes de variación de dichos componentes han estado comprendidos entre el 20,5 y 38,7 % (COT) y 7,8 y 10,3 % (NO_3^-) (Tab. 8.20).

Los valores medios de los índices de saturación en calcita y dolomita (IS_{cal} e IS_{dol}) han sido positivos en todos los casos (condiciones de saturación). En la surgencia de Esparragosilla (M-4) se ha determinado un valor de 0,3 para ambos índices (Tab. 8.20), mientras que en las aguas drenadas por el manantial de Aguafría (M-5) las condiciones de saturación han sido más marcadas (IS_{cal}=0,4 e IS_{dol}=0,6). Sin embargo, los valores absolutos más elevados, tanto de la saturación en calcita como en dolomita (1,1 y 1,7 respectivamente) han sido determinados en la surgencia de Esparragosilla (M-4).

A partir de la información hidroquímica de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) se han realizado dos análisis de componentes principales (ACP), uno para cada surgencia, debido a que las grandes diferencias existentes en la CE, temperatura y contenidos hidroquímicos de los dos puntos impiden la identificación de las afinidades estadísticas entre las muestras de un mismo manantial. Para ello se han utilizado todas las variables contempladas en la tabla 8.20, a excepción del pH y $logPCO_2$, cuyas variaciones, por ser codependientes, pueden desvirtuar el tratamiento estadístico. En la tabla 8.21 se muestra la matriz de correlación obtenida para el manantial de Esparragosilla (M-4), mientras que en las figuras 8.63A y B se representan el espacio de las variables y de las unidades estadísticas del ACP, respectivamente.

La conductividad eléctrica (CE) ha presentado los coeficientes de correlación más elevados (> 0,7) con los contenidos de SO_4^{2-} (0,780) y Mg^{2+} (0,784). Con la alcalinidad total (Alc) presenta correlación alta aunque negativa (-0,729), indicativa de la relación inversamente proporcional que existe entre la Alc y la mineralización del agua en este

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

manantial. Los contenidos de Cl^-, Ca^{2+} y Na^+ también se correlacionan positivamente con la conductividad eléctrica, aunque de manera menos significativa (Tab. 8.21).

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,060	-0,729	0,504	0,780	-0,553	0,691	0,784	0,534	-0,192	0,297	-0,276	-0,269
T	0,060	**1**	0,027	0,181	0,135	0,110	0,041	0,015	0,052	0,200	-0,185	0,060	0,063
Alc	-0,729	0,027	**1**	-0,265	-0,636	0,545	-0,585	-0,762	-0,337	0,183	-0,434	0,414	0,399
Cl^-	0,504	0,181	-0,265	**1**	0,704	-0,384	0,305	0,443	0,875	0,074	-0,230	-0,158	-0,143
SO_4^{-2}	0,780	0,135	-0,636	0,704	**1**	-0,657	0,581	0,704	0,676	-0,124	0,202	-0,305	-0,294
NO_3^-	-0,553	0,110	0,545	-0,384	-0,657	**1**	-0,494	-0,623	-0,394	0,211	-0,390	0,305	0,293
Ca^{2+}	0,691	0,041	-0,585	0,305	0,581	-0,494	**1**	0,863	0,312	-0,142	0,311	-0,146	-0,163
Mg^{2+}	0,784	0,015	-0,762	0,443	0,704	-0,623	0,863	**1**	0,470	-0,255	0,356	-0,259	-0,245
Na^+	0,534	0,052	-0,337	0,875	0,676	-0,394	0,312	0,470	**1**	0,115	-0,142	-0,206	-0,191
K^+	-0,192	0,200	0,183	0,074	-0,124	0,211	-0,142	-0,255	0,115	**1**	-0,277	-0,062	-0,077
COT	0,297	-0,185	-0,434	-0,230	0,202	-0,390	0,311	0,356	-0,142	-0,277	**1**	-0,150	-0,147
IScal	-0,276	0,060	0,414	-0,158	-0,305	0,305	-0,146	-0,259	-0,206	-0,062	-0,150	**1**	0,998
ISdol	-0,269	0,063	0,399	-0,143	-0,294	0,293	-0,163	-0,245	-0,191	-0,077	-0,147	0,998	**1**

Tabla 8.21 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por la surgencia de Esparragosilla (M-4)

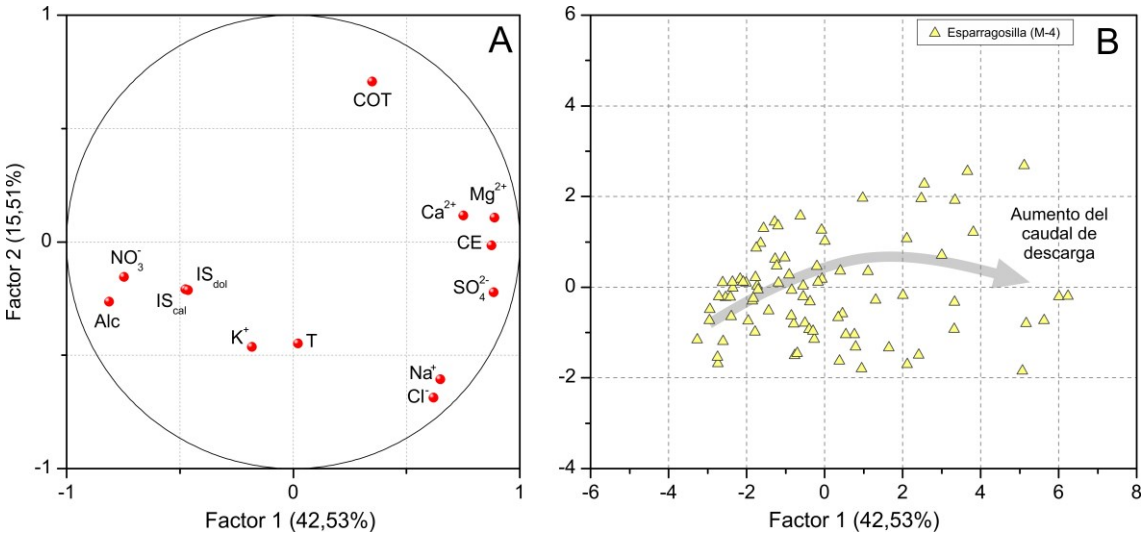


Figura 8.63 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos, CE, temperatura e índices de saturación del manantial de Esparragosilla (M-4), durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

Los dos factores principales del ACP explican un 58,04 % de la variabilidad composicional (Fig. 8.63). El factor 1 (42,53 %) está determinado en su parte positiva por la mineralización del agua y sus contenidos de SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Ca^{2+}, mientras que los valores negativos del eje están definidos por NO_3^-, alcalinidad total y, en menor medida, los índices de saturación en calcita y dolomita (Fig. 8.63A). Tanto el factor 2 como el factor 3 (este

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

último no representado en la figura 8.63) explican un porcentaje muy bajo de la varianza (15,51 y 13,75 %, respectivamente), por lo que no aparecen claramente caracterizados por ninguna de las variables consideradas.

En el gráfico de las unidades estadísticas (Fig. 8.63B) las muestras correspondientes a los periodos de aguas bajas ocupan el sector negativo del eje 1, debido a su mayor alcalinidad total y concentración de NO_3^-, así como valores más elevados de los índices de saturación en calcita y dolomita. El incremento en la descarga de la surgencia conlleva el desplazamiento de las muestras hacia la parte positiva del eje 1, dominado por la mineralización del agua y los contenidos de SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Ca^{2+}y va acompañado de un aumento en la dispersión de las observaciones.

En la tabla 8.22 se presenta la matriz de correlación obtenida en el ACP con las muestras de agua de Aguafría (M-5). Los dos factores principales explican el 52,51 % de la varianza total (Fig. 8.64). La mineralización del agua, expresada por la conductividad eléctrica (CE), muestra los coeficientes de correlación más elevados con la alcalinidad total (0,915), Ca^{2+} (0,855), Mg^{2+} (0,727) y, en menor medida, con la temperatura del agua (0,504). Con el resto de los componentes la correlación no es significativa y dichas variables presentan coeficientes bajos entre sí, salvo el contenido de SO_4^{2-}, que muestra una correlación elevada (0,890) con la concentración de Cl^- (Tab. 8.22).

	CE	T	Alc	Cl^-	SO_4^{-2}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	COT	IScal	ISdol
CE	**1**	0,504	0,915	0,403	0,333	0,142	0,855	0,727	0,311	-0,268	-0,210	0,073	0,057
T	0,504	**1**	0,383	0,458	0,327	0,199	0,439	0,356	0,232	-0,177	-0,153	0,186	0,182
Alc	0,915	0,383	**1**	0,379	0,350	0,054	0,782	0,676	0,266	-0,315	-0,110	0,059	0,044
Cl^-	0,403	0,458	0,379	**1**	0,890	0,259	0,381	0,479	0,554	-0,325	-0,033	0,008	0,003
SO_4^{-2}	0,333	0,327	0,350	0,890	**1**	0,235	0,266	0,377	0,474	-0,382	0,093	0,003	0,000
NO_3^-	0,142	0,199	0,054	0,259	0,235	**1**	0,152	-0,053	0,158	0,160	-0,409	-0,064	-0,068
Ca^{2+}	0,855	0,439	0,782	0,381	0,266	0,152	**1**	0,713	0,236	-0,260	-0,165	0,210	0,190
Mg^{2+}	0,727	0,356	0,676	0,479	0,377	-0,053	0,713	**1**	0,417	-0,297	-0,054	0,013	0,002
Na^+	0,311	0,232	0,266	0,554	0,474	0,158	0,236	0,417	**1**	0,283	-0,220	0,021	0,019
K^+	-0,268	-0,177	-0,315	-0,325	-0,382	0,160	-0,260	-0,297	0,283	**1**	-0,261	-0,226	-0,222
COT	-0,210	-0,153	-0,110	-0,033	0,093	-0,409	-0,165	-0,054	-0,220	-0,261	**1**	-0,017	-0,014
IScal	0,073	0,186	0,059	0,008	0,003	-0,064	0,210	0,013	0,021	-0,226	-0,017	**1**	0,996
ISdol	0,057	0,182	0,044	0,003	0,000	-0,068	0,190	0,002	0,019	-0,222	-0,014	0,996	**1**

Tabla 8.22 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por la surgencia de Aguafría (M-5)

El factor 1, que explica el 35,91 % de la variabilidad hidroquímica de la surgencia, caracteriza las relaciones entre los componentes que condicionan la mineralización del agua. Está determinado en su parte positiva por la CE, Alc y las concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+}

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

y, en menor medida por los contenidos de SO_4^{2-}, Cl^- y la temperatura del agua (Fig. 8.64A). Los índices de saturación IS_{cal} e IS_{dol} se sitúan en la parte positiva del factor 2, que representa el 16,60 % de la varianza. Las variables COT y NO_3^- quedan englobadas en el factor 3, no representado en la figura 8.64, pues solamente explica el 11,04 % de la variabilidad composicional.

En el gráfico de las unidades estadísticas (Fig. 8.64B) se presenta la distribución de las muestras de agua de Aguafría (M-5) en función del estado hidrodinámico de la surgencia. Aunque las observaciones presentan una elevada dispersión, el aumento del caudal conlleva el desplazamiento de las muestras hacia el extremo positivo del factor 1, debido al aumento de la CE, de la alcalinidad total y de los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+}. Paralelamente, y como consecuencia del descenso en el estado de saturación en calcita y dolomita durante los periodos de aguas altas, las muestras se sitúan en la parte negativa del factor 2. No obstante, como se ha indicado, la dispersión de las observaciones es elevada, fruto de los escasos cambios que presentan las variables explicativas (Fig. 8.64B). De hecho, el porcentaje de la varianza total explicada por los dos factores principales (52,51 %) es relativamente bajo.

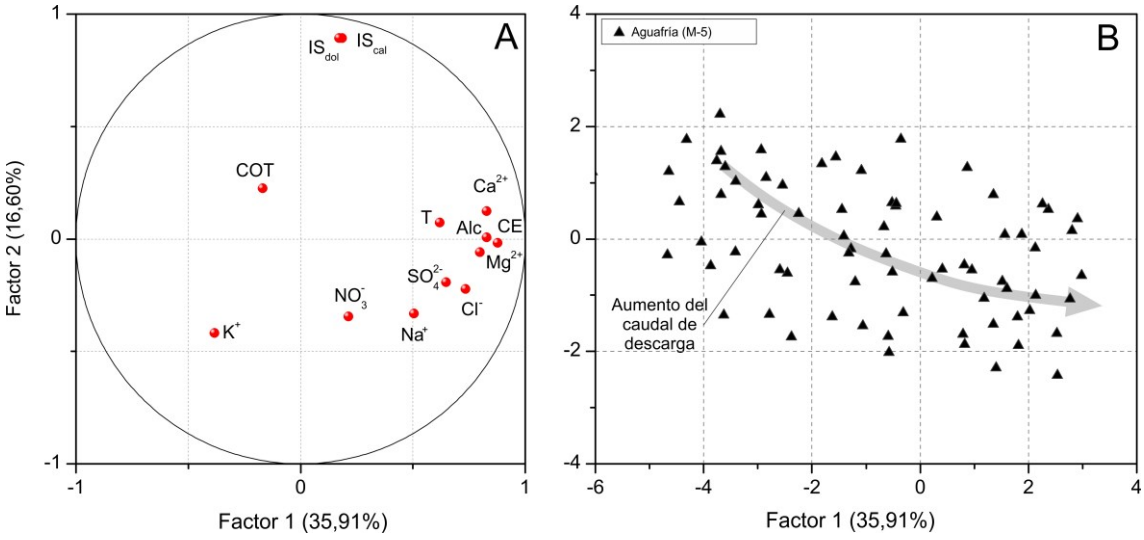


Figura 8.64 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos de la surgencia de Aguafría (M-5), durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas

8.4.4.2. Relaciones molares entre los componentes químicos del agua drenada por los manantiales

En la figura 8.65A se representa la relación iónica entre el contenido en bicarbonatos (HCO_3^-), que en el caso de las aguas subterráneas del área de estudio es equivalente a la alcalinidad total (Alc), y el contenido en Ca^{2+}. Las muestras procedentes de la surgencia de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Aguafría (M-5) presentan una correlación significativa entre las concentraciones de ambos iones, sin embargo, aparecen ubicadas sobre la línea estequiométrica 1:1, lo que indica la existencia de disolución de otro mineral distinto de la calcita (probablemente dolomita) que aporte HCO_3^- adicional al medio. La relación entre ambos componentes es diferente en el caso del manantial de Esparragosilla (M-4), cuyas muestras se sitúan muy por debajo de la línea 1:1, lo que apunta a la existencia de procesos de disolución de minerales ricos en Ca^{2+} distintos de los carbonáticos, probablemente yeso y/o anhidrita. El aumento en la concentración de Ca^{2+} está vinculado a la disminución en HCO_3^-, de forma más pronunciada cuanto mayor es el caudal de descarga en la surgencia (Fig. 8.65A).

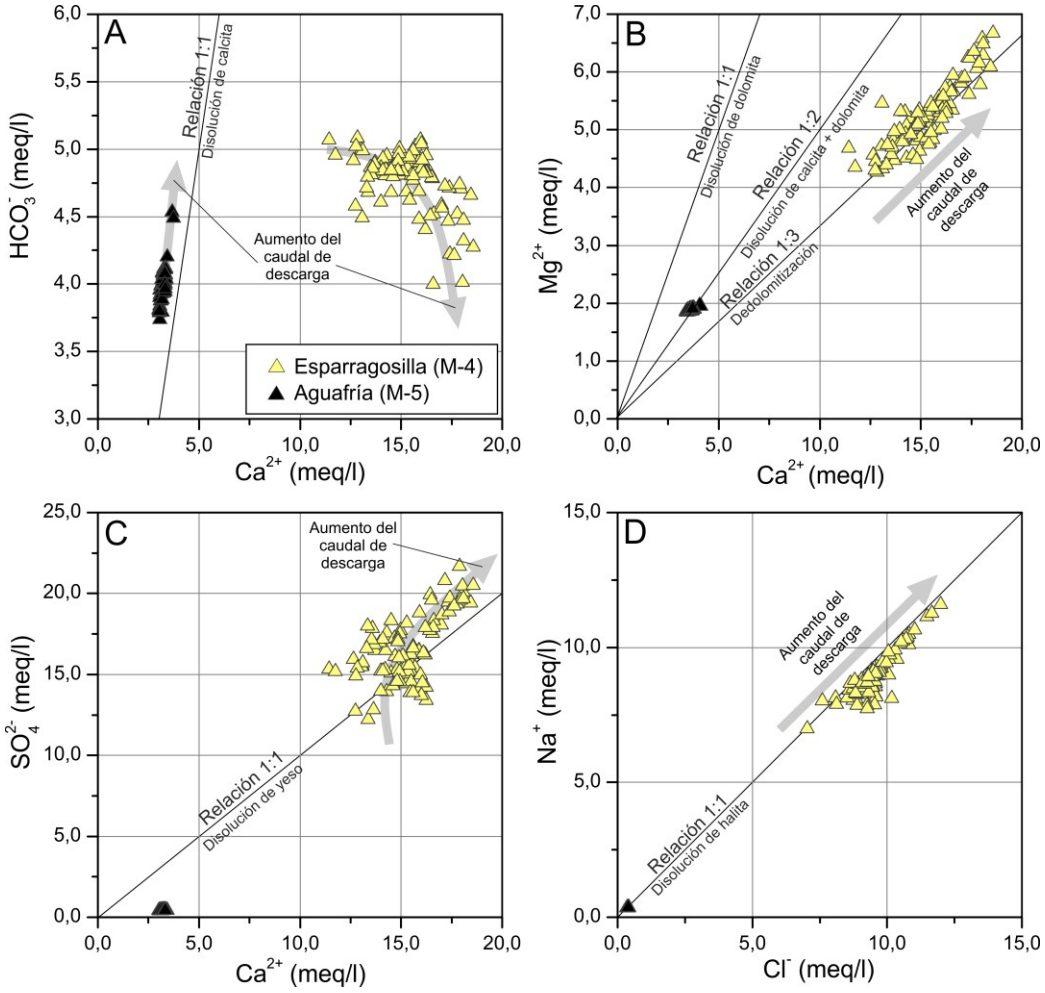


Figura 8.65 Relaciones iónicas en las aguas de los manantiales de la sierra de la Silla. (A, B y C), Relación del contenido en Ca^{2+} frente a la alcalinidad total (Alc), Mg^{2+} y SO_4^{2-}, respectivamente. (D) Relación entre la concentración de Na^+ y Cl^-

Los procesos de disolución mineral relacionados con la dolomita están recogidos en la figura 8.65B. Las muestras correspondientes a la surgencia de Aguafría (M-5) se ajustan a la línea estequiométrica 1:2, rasgo característico de la coexistencia de disolución de calcita

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

y dolomita en el sector acuífero drenado por el manantial. Sin embargo, la relación dominante en la surgencia de Esparragosilla (M-4) se corresponde con el proceso de dedolomitización (línea 1:3), que implica varias fases minerales (yeso-anhidrita, calcita y dolomita) y provoca el aumento de Ca^{2+} en la disolución (Wigley, 1973). Se produce, así, el efecto de ión común, la sobresaturación en calcita y, en consecuencia, su precipitación y el descenso del contenido de HCO_3^- en la fase acuosa. La existencia de este fenómeno es compatible con la relación de proporcionalidad inversa observada entre el HCO_3^- y los contenidos en Ca^{2+}, descrita en la figura 8.65A y con la presencia de depósitos travertínicos (Fig. 8.59), cercanos a la surgencia de Esparragosilla (M-4), cuyo origen podría estar inducido por este proceso.

En la figura 8.65C se representa la relación existente entre los contenidos en SO_4^{2-} y Ca^{2+}, junto con la línea estequiométrica 1:1, que representa la disolución de yeso ($CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$) y/o anhidrita ($CaSO_4$). Las muestras procedentes de la surgencia de Esparragosilla (M-4), en circunstancias de aguas bajas, se ajustan a la línea estequiométrica, lo que indica que la disolución de dichos minerales es el factor primordial que controla el contenido iónico. El aumento en el caudal de la surgencia conlleva el enriquecimiento de SO_4^{2-} respecto a Ca^{2+}, que puede deberse a la precipitación de $CaCO_3$ por los procesos anteriormente descritos (lo que causaría una disminución del Ca^{2+} en la fase acuosa) o bien, a la disolución de alguna otra especie mineral sulfatada distinta del yeso y anhidrita, como la epsomita ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), que ha sido descrita como constituyente de algunas rocas evaporíticas (De la Peña *et al*., 1982).

La relación estequiométrica 1:1 entre el Cl^- y el Na^+ mostrada en la figura 8.65D, define el proceso de disolución de halita (NaCl) en los manantiales del acuífero de la sierra de la Silla. Las muestras procedentes del manantial de Aguafría (M-5) se ajustan a la línea de disolución, aunque debido a los bajos contenidos de estos iones en el agua de la surgencia (8,1 y 13,8 mg/l para el Na^{2+} y el Cl^-, respectivamente) una fracción significativa puede estar relacionada con los procesos de concentración del agua de lluvia que tienen lugar durante la recarga. Las muestras correspondientes al manantial de Esparragosilla (M-4), con una concentración mucho más elevada en ambas especies, muestran una relación equimolar en sus respectivos contenidos, lo que demuestra que, la disolución de halita, presente en las formaciones evaporíticas del muro del acuífero, es el origen principal de los iones Na^{2+} y el Cl^- en el agua del manantial.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

8.4.4.3. Evolución temporal de la composición química y la temperatura del agua drenada por los manantiales

Manantial de Esparragosilla (M-4)

En términos generales, la evolución temporal de la mineralización del agua drenada por la surgencia ha presentado aumentos asociados a los periodos de crecida. La conductividad eléctrica (CE) más elevada ha sido registrada durante las principales crecidas de los años hidrológicos 2012/13 (2550 µS/cm), 2013/14 (2510 µS/cm) y 2014/15 (2520 µS/cm), lo que supone un aumento aproximado de 300 µS/cm sobre la CE media de la surgencia (2217 µS/cm). Durante los años hidrológicos 2015/16 y 2016/17, las variaciones en la mineralización del agua fueron menos significativas, en consonancia con el carácter pluviométrico de dichos años (más secos) y la menor respuesta hidrodinámica de la surgencia. Una vez finalizados los eventos de recarga del año hidrológico se produce un descenso gradual de la CE, que alcanza su valor mínimo antes de la reanudación de las precipitaciones (Fig. 8.66). La mineralización del agua está condicionada principalmente por los contenidos de SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Cl^- y Na^+ (iones presentes en mayor cantidad y con una evolución temporal similar a la de la mineralización del agua) y, en menor medida, por las variaciones en la concentración de Mg^{2+}.

La temperatura del agua ha mostrado un patrón similar al de la mineralización, según el cual los valores más elevados han estado relacionados con los periodos de aguas altas, aunque se han producido con cierto desfase (2-3 meses) de las principales crecidas (Fig. 8.66). Durante el periodo de control, las temperaturas más altas registradas tuvieron lugar en los años hidrológicos 2012/13 (18,1 °C), 2013/14 (17,7 °C) y 2014/15 (18,0 °C), mientras que el resto del tiempo presentaron una escasa variación y su valor se mantuvo relativamente estable, en torno a 17,5 °C (Fig. 8.66).

La evolución temporal en los contenidos de SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Cl^- y Na^+ ha seguido un patrón similar al de la conductividad eléctrica, con valores más elevados en los periodos de recarga, mientras que la alcalinidad total (Alc) ha presentado una evolución opuesta (Fig. 8.66). Los cambios registrados en los contenidos de SO_4^{2-}, Cl^- y Na^+ han sido graduales, con un único periodo de aumento por cada año hidrológico, en contraposición a las variaciones en la Alc, Ca^{2+} y Mg^{2+}, que han sido algo más rápidas.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

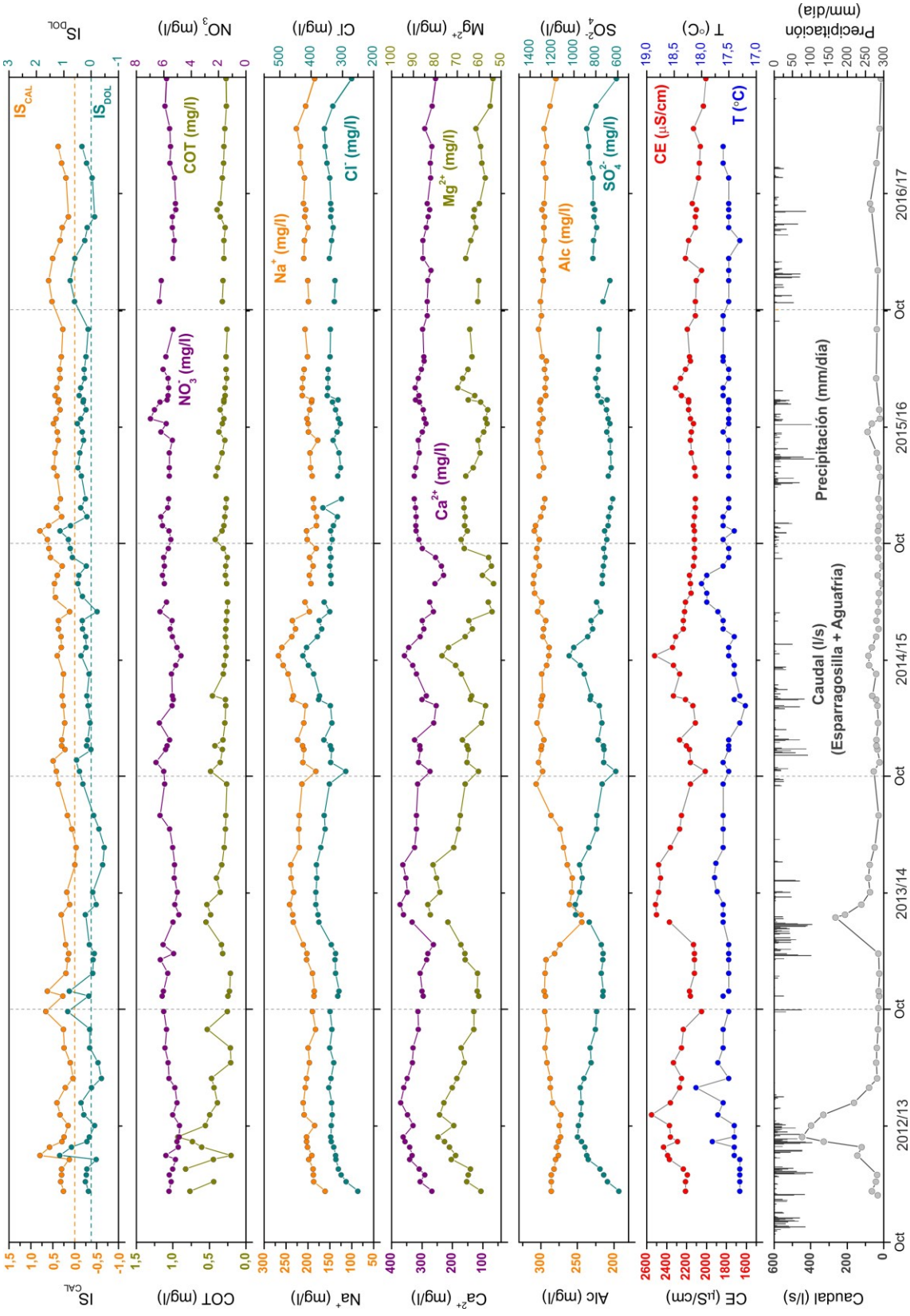


Figura 8.66 Evolución temporal de la conductividad eléctrica y temperatura, composición química e índices de saturación en calcita y dolomita del agua drenada por el manantial de Esparragosilla (M-4) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El contenido en carbono orgánico (COT) del agua descargada por la surgencia ha registrado aumentos moderados, hasta 0,5 mg/l respecto al valor medio durante el periodo de control (0,4 mg/l). Aunque la frecuencia de muestreo condiciona en gran parte la precisión del tiempo de aparición de los picos de COT, el cambio de las concentraciones se ha producido de forma rápida, coincidiendo con los incrementos del caudal del manantial (Fig. 8.66).

El funcionamiento hidrogeológico del sector acuífero drenado por el manantial de Esparragosilla (M-4) está principalmente condicionado por la disolución de minerales de naturaleza evaporítica y por su interacción hidroquímica con los componentes del sistema calco-carbónico. Los episodios de recarga inducen la movilización del agua almacenada en la zona saturada del acuífero (efecto pistón), con una mayor temperatura y mineralización. Ello explicaría los aumentos de la conductividad eléctrica del agua y de los componentes relacionados con el muro de la zona saturada del acuífero (Cl^-, SO_4^{2-} y Na^+) durante los periodos de recarga de los diferentes años hidrológicos. El aumento del contenido en Ca^{2+}, procedente de la disolución de yeso y/o anhidrita, origina la saturación en calcita de las aguas (efecto de ión común), lo que a su vez conlleva la precipitación de $CaCO_3$, y la consecuente disminución de la alcalinidad y los índices de saturación de la calcita y dolomita en los periodos de aguas altas.

Manantial de Aguafría (M-5)

Durante el periodo de investigación, la mineralización del agua drenada por la surgencia de Aguafría (M-5) ha presentado variaciones de poca magnitud, con aumentos puntuales en las crecidas, con un máximo en abril de 2013 (450 µS/cm) y otro en febrero de 2014 (442 µS/cm), que suponen entre 50 y 40 µS/cm por encima del valor medio de la CE. Los eventos de recarga correspondientes al año hidrológico 2014/15 conllevaron dos descensos leves en los valores de la CE del agua (febrero, 386 y mayo de 2015, 383 µS/cm, respectivamente) relacionados con los máximos en el caudal de descarga, si bien la respuesta hidrodinámica fue poco significativa. Los cambios en la conductividad eléctrica van asociados a las variaciones de alcalinidad total y de los contenidos de Ca^{2+} y Mg^{2+}, pues dichos componentes han presentado sus mayores contenidos en los picos de mineralización, coincidentes con las crecidas. En contraposición, las concentraciones de Cl^-, Na^+ y SO_4^{2-} han sido más bajas durante los periodos de recarga y presentan un incremento que se produce gradualmente a lo largo de la fase de aguas bajas y se prolonga hasta el final del estiaje (Fig. 8.67).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

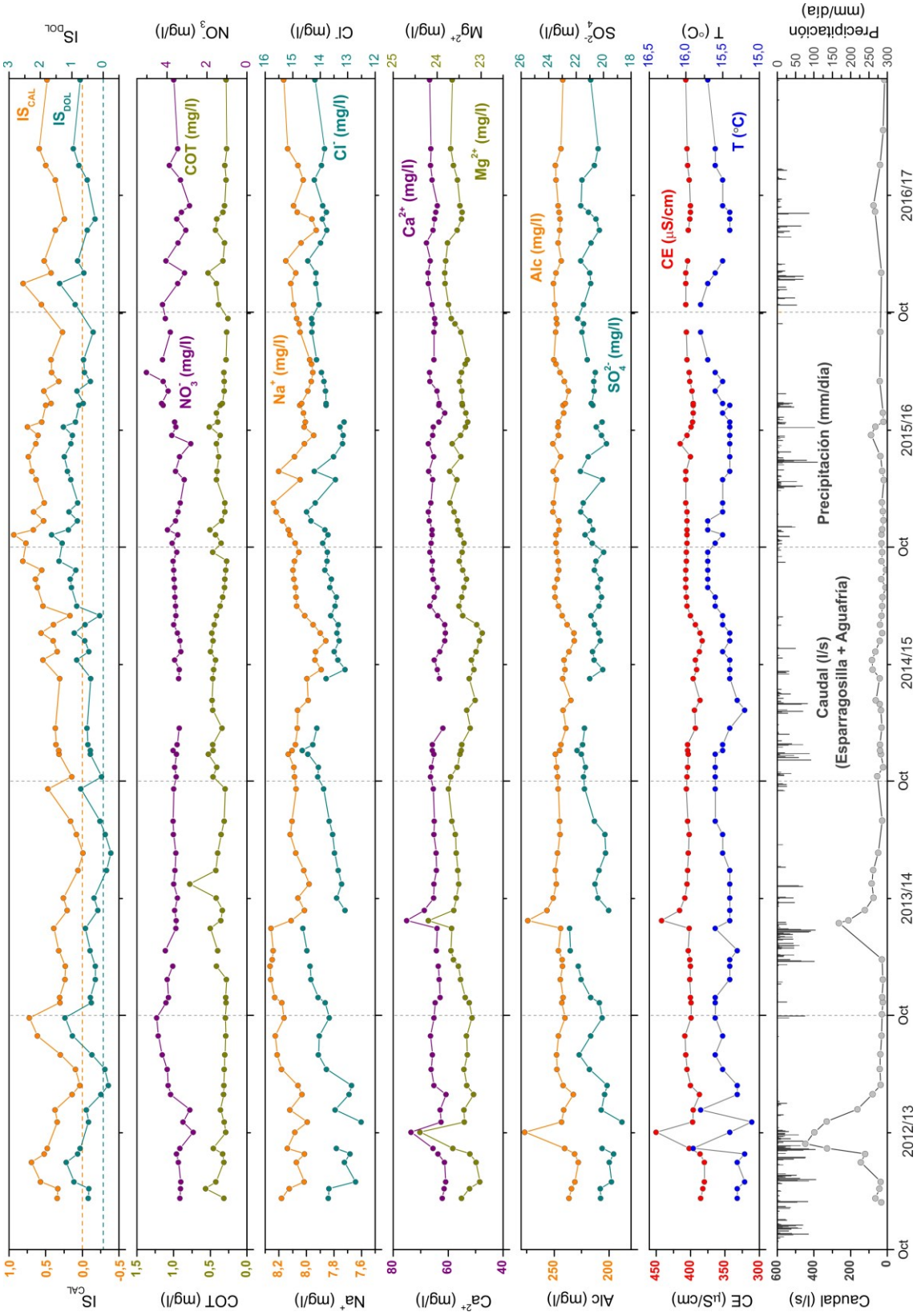


Figura 8.67 Evolución temporal de la conductividad eléctrica y temperatura, composición química e índices de saturación en calcita y dolomita del agua descargada por la surgencia de Aguafría (M-5) durante el periodo de investigación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los episodios de recarga han ocasionado la disminución de la temperatura del agua de la surgencia, que ha registrado los valores más bajos durante las crecidas de abril de 2013 (15,1 °C), enero de 2014 (15,3 °C) y enero de 2015 (15,2 °C). Una vez finalizados los episodios de lluvia la temperatura del agua aumenta de forma progresiva y alcanza máximos justo antes del inicio de las precipitaciones del siguiente año hidrológico (Fig. 8.67).

Los valores de COT, que pueden relacionarse con la señal de infiltración y tiempo de tránsito del agua subterránea, presentan aumentos rápidos hasta valores de 0,8 mg/l (abril de 2014). A lo largo de los periodos de aguas bajas la concentración de COT ha mostrado variaciones de muy pequeña entidad, dentro del margen de precisión del equipo de medida. La concentración de NO_3^- apenas ha registrado variaciones a lo largo del periodo de control, aunque puntualmente ha mostrado descensos de poca magnitud, como en las crecidas de los años hidrológicos 2012/13 y 2015/16, cuando su contenido descendió hasta 2,9 mg/l (Fig. 8.67).

8.4.5. Composición isotópica de las aguas drenadas por los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5)

8.4.5.1. Isótopos de la molécula de agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$)

La señal isotópica del agua ha presentado un valor medio de $\delta^{18}O$ comprendido entre -5,35 y -5,21 ‰ en las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) respectivamente, mientras que el valor medio en $\delta^{2}H$ ha sido de -28,56 y -27,79 ‰ en los mismos puntos (véase el apartado 5.7.1 de esta memoria). Los coeficientes de variación han sido inferiores al 2,5 % en todos los casos. El agua descargada por estos manantiales, junto con los del acuífero de la sierra de Albarracín han mostrado la menor dispersión en la composición isotópica de sus aguas, lo que está directamente relacionado con una elevada capacidad del medio para homogeneizar la señal de entrada procedente de las precipitaciones.

La mayoría de las muestras recogidas se han situado entre las líneas Meteórica Mundial (LMM) y del Mediterráneo Occidental (LMMOc), lo que indica la dominancia de los frentes nubosos procedentes del océano Atlántico en la recarga del acuífero. Los relieves que conforman la sierra de las Silla (situados en el extremo suroccidental del área de estudio) constituyen una de las primeras barreras orográficas al paso de las borrascas atlánticas y quedan a sotavento de los frentes procedentes del este (originados en el mar Mediterráneo).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El valor de las pendientes calculadas para las líneas de los manantiales de Esparragosilla y Aguafría es inferior al de la Línea Meteórica Local (LML), que define la relación composicional del agua de lluvia en el área de estudio, y al del resto de líneas meteóricas de referencia. Junto con los manantiales que drenan la sierra de Albarracín (véase el aparatado 8.3.5.1 de esta memoria) las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) han mostrado los valores más bajos en la pendiente de su línea meteórica (Fig. 8.68).

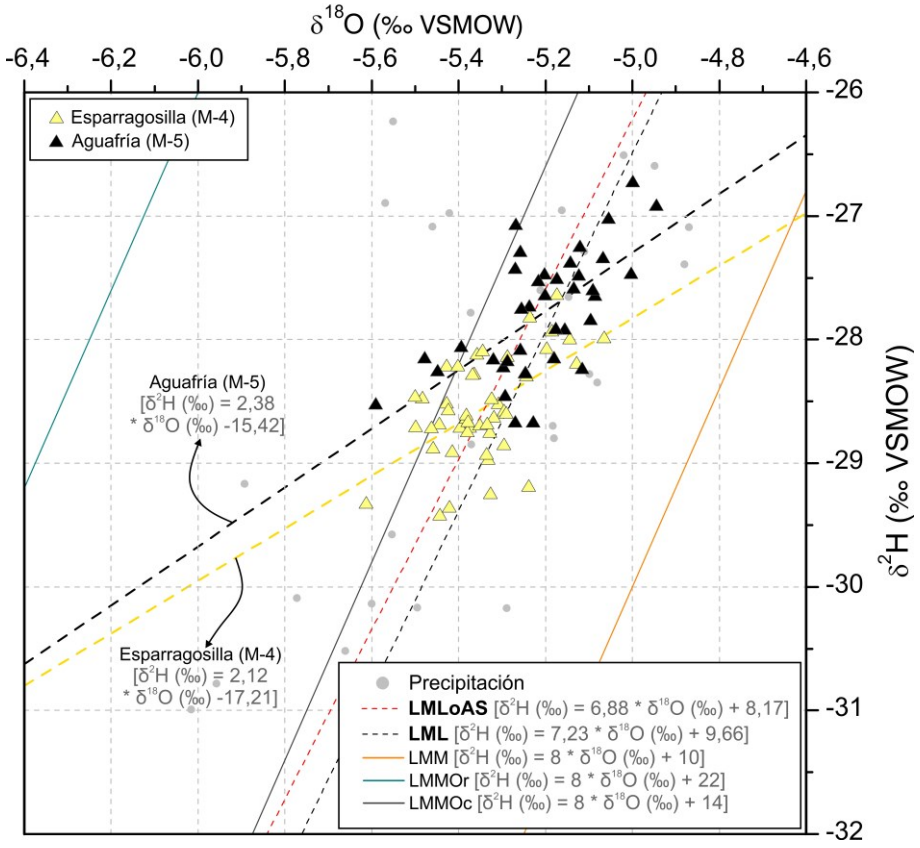


Figura 8.68 Representación de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) de las aguas subterráneas descargadas por los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5). Se muestran las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS), ajustada a partir de los datos composicionales del conjunto del área de estudio, y la línea definida por cada una de las surgencias del acuífero de la sierra de la Silla

Diversos autores (Allison *et al.*, 1983; Sonntag *et al*., 1985; Benettin *et al*., 2018, entre otros), relacionaron una menor pendiente de la relación $\delta^{18}O/\ \delta^{2}H$ con una intensidad más elevada de la evaporación que tiene lugar durante la infiltración del agua en los acuíferos. La cota media de los afloramientos permeables que constituyen la superficie de recarga de este acuífero es la más baja del área de estudio (véase el aparatado 2.5.2 de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

esta memoria), lo que motiva una temperatura media del aire más alta y, en consecuencia, una mayor evapotranspiración.

Los valores medios de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en el agua subterránea están directamente relacionados con la altitud de recarga de los acuíferos. La infiltración que tiene lugar a cotas elevadas está relacionada con una composición isotópica más negativa que la producida a menor altitud, que muestra una composición menos empobrecida (véase el apartado 5.7.1.1 de esta memoria). Las aguas descargadas por la surgencia de Esparragosilla (M-4) presentan valores medios más empobrecidos, tanto de $\delta^{18}O$ como de $\delta^{2}H$, que las correspondientes al manantial de Aguafría (M-5), lo que indica una mayor altitud de recarga en el primer caso. No obstante, dado el escaso contraste entre los valores medios de $\delta^{18}O$ (-0,14 ‰), la diferencia de altitud de la recarga sería limitada.

8.4.5.2. Isótopo del carbono ($\delta^{13}C_{TDIC}$)

El valor medio del $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) ha sido de -6,53 ‰ y -9,35 ‰ y los coeficientes de variación 5,2 y 6,2 %, respectivamente. En la surgencia de Esparragosilla (M-4), la evolución temporal (Fig. 8.69) presenta escasas variaciones. Este comportamiento es indicativo de la gran capacidad para atenuar y modular las variaciones isotópicas provocadas por la entrada de agua de reciente infiltración (recarga) al acuífero.

En el caso de la surgencia de Aguafría (M-5) la distribución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ muestra un claro patrón estacional, en el que los valores más negativos se reconocen durante los periodos de aguas altas, en coincidencia con los picos en el caudal de descarga (Fig. 8.69). El agua con la composición más empobrecida de $\delta^{13}C_{TDIC}$ fue la descargada durante las crecidas de marzo y mayo de 2015 (-10,52 y -10,39 ‰ respectivamente) y marzo de 2016 (-10,42 ‰). Una vez finalizados los eventos pluviométricos del año hidrológico el $\delta^{13}C_{TDIC}$ muestra valores progresivamente menos empobrecidos a lo largo del estiaje (Fig. 8.69).

Las diferencias, tanto en los valores medios de $\delta^{13}C_{TDIC}$ como en la respuesta isotópica de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) a los eventos de recarga, son un reflejo de la heterogeneidad existente en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla. Por una parte, el sector drenado por la surgencia de Esparragosilla sería característico de flujos subterráneos con un elevado tiempo de residencia, que permiten el enriquecimiento progresivo de la señal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ aportada por el agua de recarga. La

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

circulación del agua subterránea a través de dominios con muy bajo desarrollo de la red de drenaje kárstico permite un mayor tiempo de interacción entre el agua y la matriz rocosa que constituye el acuífero, lo que se traduce en una señal isotópica más equilibrada con esta última (composición menos negativa). Asimismo, el flujo subterráneo a través de medios poco transmisivos, de tipo fisurado/fracturado, permite la homogeneización de la señal de entrada aportadas por el agua de reciente infiltración, lo que se traduce en una menor variabilidad a lo largo del tiempo.

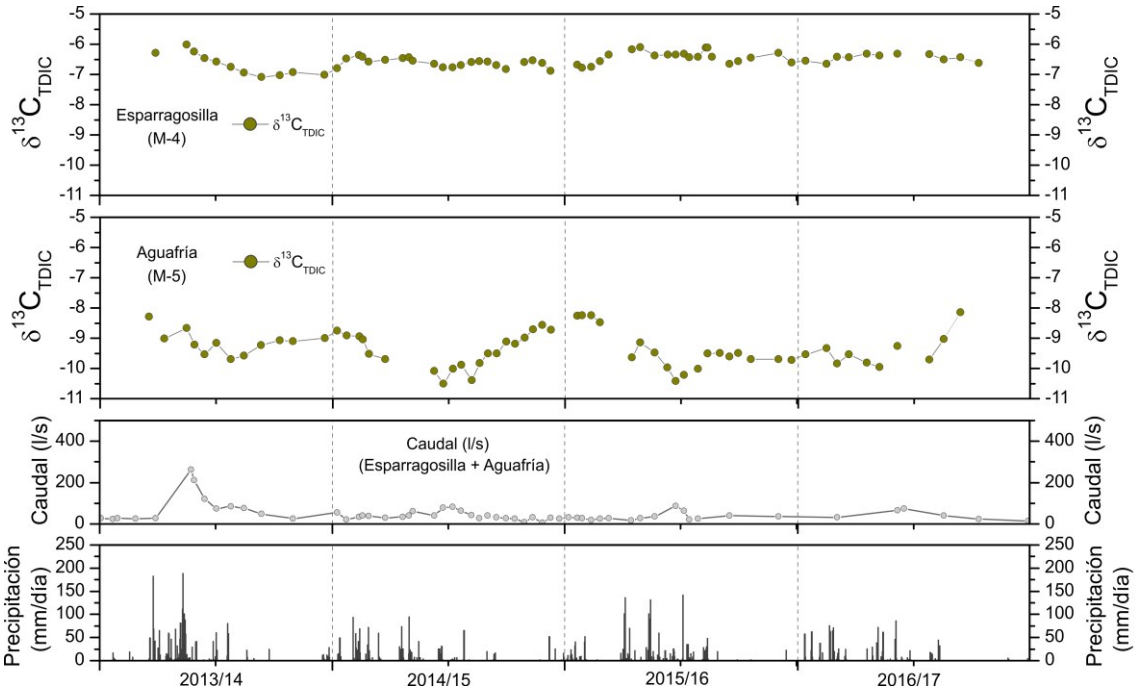


Figura 8.69 Evolución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto en el agua drenada por las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5). También se muestra el hidrograma de descarga conjunto de ambos manantiales y el registro pluviométrico de la estación de Tavizna (5941)

Por otro lado, el sector drenado por la surgencia de Aguafría (M-5) estaría caracterizado por la existencia de flujos con menor tiempo de residencia, en los que la interacción entre el agua y las rocas del acuífero sería más limitada. Un cierto desarrollo de la karstificación en este sector contribuiría a la circulación algo más rápida del agua de reciente infiltración desde las áreas de recarga hasta la surgencia, lo que propiciaría la descarga de agua con una señal isotópica más empobrecida y al reconocimiento de variaciones composicionales de mayor magnitud en relación con los eventos de recarga.

No obstante, como se ha señalado en otros sistemas del área de estudio, el tamaño de los acuíferos constituye un factor a tener en cuenta para interpretar la señal de $\delta^{13}C_{TDIC}$

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

del agua descargada por los manantiales. En acuíferos de gran extensión, la existencia de líneas de flujo de gran recorrido necesariamente conlleva un mayor tiempo de interacción agua-roca. Por el contrario, los sistemas con reducidas dimensiones pueden mostrar valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ que conserven la señal aportada por el suelo, debido al menor tiempo de tránsito, sin que ello tenga que estar necesariamente relacionado con un gran desarrollo de la karstificación en el acuífero. El caudal de descarga del manantial de Aguafría (M-5), muy reducido en comparación por el drenado por la surgencia de Esparragosilla (M-4) sugiere que el tamaño de este sector del acuífero debe ser menor, lo que puede condicionar el valor medio de su señal isotópica en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (más empobrecida).

8.4.6. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla

El acuífero de la sierra de la Silla está constituido por dolomías y calizas del Jurásico Inferior y, en menor medida, calizas con sílex del Jurásico Medio (véase el capítulo 2 de esta memoria). Cuenta con una superficie permeable total de 7,51 km^2, para la que se han evaluado unos recursos medios renovables de 3,95 hm^3/año, lo que supone aproximadamente una tasa de recarga equivalente al 47 % de la precipitación (véase el capítulo 6 de esta memoria). Desde el punto de vista estructural, las formaciones acuíferas se disponen formando un pliegue sinclinal de dirección NO-SE cuyo núcleo aparece ocupado por los afloramientos de rocas de baja permeabilidad (margas y margocalizas) del Jurásico Medio-Superior. Toda la estructura descansa sobre formaciones triásicas de naturaleza detrítico-evaporítica, que condicionan de forma determinante los procesos hidroquímicos en el acuífero.

El drenaje se realiza en régimen no influenciado, principalmente a través de los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5), situados en la vertiente suroccidental del macizo, y por un grupo de surgencias estacionales y/o de escaso caudal ubicadas en el sector nororiental de la sierra. Las cotas de los dos puntos de descarga principales se sitúan entre los 282 m s.n.m. (Aguafría) y 291 m s.n.m. (Esparragosilla). El caudal de dichas surgencias ha sido medida de forma conjunta, con un valor medio de 53 l/s, la mayor parte procedente del manantial de Esparragosilla.

La información hidrodinámica obtenida durante el periodo de control (2012/13 y 2016/17) ha puesto de manifiesto el funcionamiento hidrogeológico de carácter inercial en los sectores del acuífero drenados por las surgencias principales. Las crecidas principales se han producido en los años hidrológicos más húmedos, mientras que durante el resto del tiempo, las variaciones en la descarga han sido mínimas. En cada año hidrológico se

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

reconoce un evento de aguas altas principal, lo que unido al desfase temporal existente entre el inicio de las lluvias y los picos de las crecidas indica que los flujos subterráneos se producen a través de medios con bajo desarrollo de la karstificación, de tipo fracturado/fisurado, con una gran capacidad de atenuación natural de las variaciones en la carga hidráulica asociadas a los eventos de recarga.

El control de la composición química del agua descargada por los manantiales ha permitido caracterizar los procesos hidroquímicos que tienen lugar en los sectores correspondientes. Así, las aguas del manantial de Aguafría muestran características propias de la disolución de minerales carbonáticos, mientras que en Esparragosilla, la disolución de evaporitas de las formaciones triásicas infrayacentes al acuífero y su interacción con los componentes del sistema calco-carbónico, condicionan la composición química del agua. Esto favorece la disolución de dolomita (dedolomitización) y origina la precipitación de carbonato cálcico, por efecto de ión común, proceso responsable de la formación de los depósitos travertínicos en el entorno del punto de descarga. En cualquier caso, los contenidos en los componentes mayoritarios y su evolución temporal sugieren la existencia de flujos más lentos en este sector del acuífero.

La reducida variabilidad en la composición isotópica mostrada por las dos surgencias principales (tanto en los isótopos estables de la molécula de agua -$\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$- como en el del carbono inorgánico disuelto en el agua - $\delta^{13}C_{TDIC}$- son un reflejo del funcionamiento hidrogeológico, característico de flujos con elevado tiempo de residencia a través de medios con un escaso desarrollo de la red de drenaje kárstico. Esto dota al acuífero de una elevada capacidad para amortiguar los cambios composicionales impuestos por la recarga y redunda en la homogeneización y atenuación de la respuesta hidrodinámica, hidroquímica e isotópica.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

9. CONCLUSIONES

Tras la exposición y discusión de los resultados obtenidos en el marco de la presente investigación, en el capítulo final de esta memoria, se resumen las conclusiones alcanzadas, de acuerdo con los objetivos planteados al inicio de esta tesis doctoral. Las conclusiones han sido divididas en dos grupos, en los que se recoge, por una parte, las relacionadas con la caracterización hidrogeológica de los acuíferos carbonáticos identificados en la Sierra de Grazalema, y por otra, se valora la aplicabilidad de las metodologías de investigación empleadas.

9.1. CONCLUSIONES RELATIVAS A LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LOS ACUÍFEROS DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Sierra de Grazalema está situada en la parte nororiental de la provincia de Cádiz, dentro de la comarca de la Sierra de Cádiz y del Parque Natural de la Sierra de Grazalema. Comprende una serie de relieves orientados en dirección NE-SO, con una altitud media de 670 m s.n.m. Las cotas más bajas (~300 m s.n.m.) se localizan en el extremo suroccidental, cerca del embalse de Los Hurones, mientras que las zonas más elevadas corresponden a los picos del Reloj (1535 m s.n.m.) y Torreón (1648 m s.n.m.), situados en las sierras del Endrinal y Pinar, respectivamente. La superficie total del área de estudio ocupa 333 km^2, de los que 157 km^2 corresponden a afloramientos de rocas carbonáticas (calizas y dolomías).

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Desde el punto de vista estratigráfico, el área de estudio está localizada en la Zona Externa de la Cordillera Bética y afloran materiales pertenecientes al dominio Subbético Interno Occidental o Penibético (sierras de Ubrique, Caíllo, Dornajo y Endrinal) en su sector suroriental y al dominio Subbético Medio en la parte noroccidental, que engloba las sierras del Pinar, Zafalgar, Albarracín y la Silla. Entre ambos sectores se encuentra el complejo de las escamas tectónicas del Corredor del Boyar, un conjunto de láminas imbricadas, de naturaleza tectónica, formadas por materiales de diversas litologías y afinidades estratigráficas. En la base de los macizos carbonáticos se encuentran materiales arcilloso-evaporíticos triásicos, mientras que, a techo de todo el conjunto aparecen las formaciones de arcillas y areniscas del Flysch del Campo de Gibraltar.

La estructura geológica de los macizos que conforman el área de estudio está condicionada por su ubicación en la zona de contacto entre los dominios Subbético Interno y Subbético Medio. En el sector suroriental, la estructura queda definida por pliegues de dirección predominante NE-SO, con charnelas aplanadas y flancos de buzamiento pronunciado. Esta estructura, compartida por las sierras de Ubrique, Endrinal y Dornajo se ve afectada por cabalgamientos y fallas inversas en la sierra del Caíllo, donde las formaciones jurásicas se disponen a modo de escamas imbricadas subverticales. Todo el conjunto presenta una vergencia general hacia el NO y está afectado por numerosas fallas, con una orientación preferente NE-SO.

En el sector noroccidental del área de estudio, la estructura de los macizos es más compleja. La sierra del Pinar se caracteriza por un pliegue sinclinal tumbado, orientado en dirección NE-SO, que en su parte nororiental pasa a formar una estructura aproximadamente homoclinal, buzante al NO. El macizo de la sierra de Zafalgar está situado inmediatamente al NO de la sierra del Pinar y su estructura se corresponde con la de una secuencia homoclinal, con dirección NE-SO y buzante al NO. Se encuentra parcialmente emplazado sobre la sierra del Pinar, a favor de cabalgamientos con sentido de transporte al SE y aparece afectado por fallas que interrumpen la continuidad de los afloramientos carbonáticos en su parte occidental.

La sierra de Albarracín presenta una estructura interna afectada por pliegues con direcciones perpendiculares entre sí y numerosas fallas que compartimentan el macizo, mientras que la sierra de la Silla está constituida por una estructura sinclinal de dirección NO-SE, que en su parte nororiental está afectada por cabalgamientos, y en cuyo núcleo

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

afloran formaciones de baja permeablidad. Ambos relieves descansan sobre las formaciones arcilloso-evaporíticas triásicas que constituyen el basamento de los relieves carbonáticos.

Las formaciones acuíferas de los macizos que integran el sector suroriental (principalmente calizas oolíticas jurásicas) presentan un elevado desarrollo del modelado kárstico, en el que se han reconocido extensos campos de lapiaces, dolinas y sumideros kársticos vinculados al drenaje de cuencas endorreicas de extensión variable. En el sector noroccidental, la mayor abundancia de dolomías y otras litologías menos susceptibles de disolución (calizas con sílex) provoca que exista un menor desarrollo de las formas exokársticas y una mayor presencia de morfologías de erosión hídrica.

El área de estudio se caracteriza por presentar un clima de tipo mediterráneo húmedo, con veranos cálidos y secos e inviernos fríos con abundantes precipitaciones. Las lluvias se concentran a lo largo del invierno y de la primavera y, en menor medida, durante los meses de otoño. La Sierra de Grazalema es uno de los enclaves más lluviosos de la Península Ibérica, con una precipitación media anual superior a 2000 mm durante los años húmedos. Debido a su situación geográfica, los relieves del área de estudio constituyen una de las primeras barreras orográficas para los frentes nubosos procedentes del océano Atlántico. La distribución de la lluvia está fuertemente condicionada por la altitud (el gradiente pluviométrico medio ha sido cuantificado en 150 mm/100m), lo que origina grandes diferencias en el valor de precipitación acumulada, que han llegado a alcanzar los 2000 mm/año, entre estaciones situadas a pocos kilómetros de distancia. Dicha distribución también condiciona la composición isotópica del agua de lluvia, con un gradiente isotópico altitudinal cifrado en -0,24 ‰ ($\delta^{18}O$)/100 m.

El análisis temporal de las series de lluvia (1984/85 – 2017/18) ha permitido cuantificar la precipitación media aritmética del área de estudio en 1152 mm/año y revela que existe una cierta ciclicidad en la sucesión de años hidrológicos de tipo seco y húmedo. A partir del análisis de tendencias realizado con los datos disponibles de la estación de Grazalema para el periodo 1912/13 – 2017/18 (106 años hidrológicos) se ha constatado una reducción pluviométrica media de 6,6 mm/año y, paralelamente, la disminución de la intensidad media de los eventos de lluvia. La precipitación media durante el periodo de investigación (1252 mm/año) ha sido superior a la del periodo histórico, mientras que la temperatura media ha sido de 16,1 °C, inferior a la del periodo histórico (17,0 °C).

Los recursos medios renovables para el conjunto del área de estudio durante el periodo de investigación han sido cifrados en 104,51 hm^3/año, lo que representa el 63,1 % de la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

precipitación total registrada sobre las áreas de recarga (165,56 hm^3/año). La descarga total de agua subterránea ha sido de 72,58 hm^3/año, lo que supone una diferencia entre entradas y salidas de 31,93 hm^3/año.

Desde el punto de vista hidrogeológico, existen diferencias en el funcionamiento de los acuíferos diferenciados en esta investigación. Por una parte, el sector suroriental cuenta con una superficie de afloramientos carbonáticos (principalmente calizas oolíticas) de 53,5 km^2, que presentan una elevada permeabilidad por karstificación. La recarga se produce principalmente por la infiltración del agua de lluvia y, durante los eventos pluviométricos de mayor intensidad, en los que se genera escorrentía superficial, por infiltración a través de sumideros kársticos (recarga concentrada). La descarga de agua subterránea tiene lugar por los manantiales localizados en el borde occidental de los acuíferos de este sector. Las extracciones de agua subterránea mediante bombeos son de escasa relevancia y están limitadas a complementar la demanda de abastecimiento de la localidad de Ubrique en estiaje.

Los acuíferos englobados en el sector noroccidental comparten la característica de estar constituidos principalmente por dolomías, cuyo desarrollo de la karstificación es comparativamente inferior a los del sector suroriental. Los afloramientos de dichas rocas abarcan una superficie de 58,8 km^2. La recarga de estos acuíferos se produce por la infiltración del agua de lluvia que cae sobre los afloramientos permeables, aunque la abundancia de litologías de baja y moderada permeabilidad (margocalizas, calizas con sílex, etc) en las series estratigráficas de estos macizos favorecen el desarrollo de la escorrentía superficial en algunas zonas. El drenaje se lleva a cabo fundamentalmente en régimen natural y las extracciones de agua subterránea (bombeos) están limitadas al abastecimiento urbano de la localidad de El Bosque en condiciones de estiaje. Las surgencias que drenan estos acuíferos se localizan a favor del contraste de permeabilidad originado en los contactos entre las formaciones carbonáticas y las de naturaleza margosa y/o arcilloso-evaporítica que constituyen los límites de los acuíferos.

Los ensayos de trazador artificial llevados a cabo durante el periodo de investigación han puesto de manifiesto, por una parte, la conexión hidrogeológica existente entre diversos puntos de infiltración preferente, localizados en las sierras de Ubrique y el Caíllo y los manantiales de Cornicabra, Algarrobal y TP Garciago. Se han reconocido velocidades de flujo entre 84 Y 178 m/h y una dirección preferente NE-SO con SO, que coincide con la orientación general de la estructura. Por otro lado, se ha verificado la conexión entre dos

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

sumideros localizados en las sierras del Caíllo y Endrinal con el *inversac* de la Olla, con dirección similar a la anterior y sentido NE. Dichos ensayos han permitido precisar la divisoria hidrogeológica entre las sierras de Ubrique y del Endrinal y han aportado indicios sobre el funcionamiento hidrogeológico de esta última.

A partir de la estructura geológica, cotas de descarga de los manantiales e información referente a los ensayos de trazadores artificiales y balance hidrogeológico, se han definido siete acuíferos en el área de estudio. En el sector suroriental se han diferenciado los sistemas de la sierra de Ubrique, el de las sierras Alta y del Dornajo y el de la sierra del Endrinal, constituidos en su mayor parte por calizas oolíticas del dominio Subbético Interno Occidental. En el sector noroccidental se han podido distinguir los acuíferos de las sierras del Pinar y Monteprieto, Zafalgar-Labradillo, Albarracín y la Silla, todos ellos constituidos principalmente por dolomías y calizas del Subbético Medio.

A continuación, se realiza un breve resumen de los límites, geometría, recursos medios renovables y funcionamiento hidrogeológico de cada uno de los acuíferos diferenciados en el área de estudio.

El ***acuífero de la sierra de Ubrique*** cuenta con una superficie aproximada de 28 km^2, de los cuales 26,06 km^2 corresponden a afloramientos permeables de rocas carbonáticas con un gran desarrollo de morfologías exokársticas y el resto, a pequeñas cuencas ocupadas por materiales de baja permeabilidad, relacionadas con sumideros kársticos que generan recarga concentrada durante los eventos pluviométricos de mayor magnitud. La sima de Villaluenga y su cuenca vertiente asociada (~2 km^2) es la más relevante del acuífero de Ubrique y del área de estudio en su conjunto. La estructura del acuífero queda determinada por un gran pliegue anticlinal con una charnela aplanada, que constituye la mayor parte de la sierra de Ubrique. Sin embargo, en su parte septentrional (zona de la sierra del Caíllo) la estructura es más compleja, afectada por cabalgamientos y fallas inversas con vergencia NO. Las formaciones carbonáticas se disponen como escamas subverticales y se reconocen varias cuencas endorreicas de pequeñas dimensiones asociadas a sumideros kársticos. Los límites del acuífero están definidos por los contactos entre las calizas jurásicas y los materiales de baja permeabilidad (arcillas y evaporitas triásicas, margas cretácicas y arcillas y areniscas del Flysch) que circundan el macizo. Los recursos medios cuantificados durante el periodo de investigación ascendieron a 23,58 hm^3/año, que se drenan a través de los manantiales permanentes de Cornicabra (349 m s.n.m.) y Algarrobal (317 m s.n.m.) y de la surgencia temporal TP Garciago (422 m s.n.m.) y, excepcionalmente, por una serie de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

manantiales de tipo *trop-plein* que muestran actividad surgente durante los periodos de aguas altas.

Los análisis del régimen hidrodinámico y de los registros hidrotérmicos, hidroquímicos e isotópicos del agua drenada por las surgencias del acuífero de la sierra de Ubrique ha puesto de manifiesto la existencia de redes de drenaje subterráneas con un gran desarrollo de la karstificación. Los aumentos en el caudal de descarga de las surgencias en respuesta a las precipitaciones son muy rápidos y de gran magnitud, con tiempos mínimos de respuesta inferiores a 20 h y valores máximos de descarga conjunta cercanos a los 15 m^3/s. La relación existente entre la intensidad de los episodios de precipitación y el tiempo de respuesta en los manantiales ha puesto de manifiesto que la transferencia del impulso de recarga a los manantiales está condicionada por la estructura de la red de drenaje y la existencia de umbrales hidrogeológicos. Los eventos de precipitación provocan el descenso de la mineralización en el manantial de Cornicabra, mientras que en las surgencias de Algarrobal y TP Garciago se han producido aumentos de la conductividad eléctrica y temperatura del agua. Durante dichos eventos se han reconocido incrementos en los contenidos de carbono orgánico, así como variaciones significativas en la señal isotópica de las aguas. Los resultados obtenidos demuestran el funcionamiento hidrogeológico típicamente kárstico del acuífero, en el que la influencia de la zona no saturada tiene un papel determinante.

El ***acuífero de las sierras Alta y del Dornajo*** presenta una superficie permeable de 11,6 km^2, constituida por calizas oolíticas jurásicas con un elevado desarrollo de morfologías exokársticas. Su geometría se corresponde con un pliegue anticlinal, con orientación NE-SO, afectado por numerosas fallas normales de dirección NO-SE que originan la elevación del basamento triásico hacia su límite nororiental. Los afloramientos de rocas de baja permeabilidad, fundamentalmente arcillas y areniscas del Flysch y arcillas y evaporitas triásicas que bordean los macizos de las sierras Alta y del Dornajo, constituyen los límites noroccidental y suroriental del acuífero. Los recursos medios anuales evaluados en este sistema durante el periodo de investigación ascienden a 8,56 hm^3/año, valor similar a la descarga media anual medida en el acuífero (8,07 hm^3/año). El drenaje del sistema se produce por los manantiales de Hondón (427 m s.n.m.) y Nueve Caños (342 m s.n.m.). Las perforaciones ubicadas en las inmediaciones de este último manantial son utilizadas para bombear agua subterránea destinada a garantizar el abastecimiento urbano de la localidad de Ubrique, lo que afecta al caudal de descarga de la surgencia durante los periodos de estiaje.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

El análisis de las respuestas naturales de ambos manantiales ha puesto de manifiesto el funcionamiento hidrogeológico típicamente kárstico (flujo por conductos) en el sector del acuífero drenado por el manantial de Hondón, en contraste con el correspondiente a la surgencia de Nueve Caños, que muestra características de un sistema más inercial, de tipo fisurado/fracturado. La diferencia en los tiempos medios de respuesta de ambas surgencias (inferior a 2 días en Hondón y 16-17 días en Nueve Caños) y en los caudales máximos alcanzados durante las crecidas (~ 2000 l/s en Hondón frente a picos de descarga de 400 l/s en el manantial de Nueve Caños) denotan el diferente desarrollo de la red de drenaje kárstico en los respectivos sectores que drenan. Este patrón también se refleja en la composición química e isotópica del agua de los manantiales, que registra variaciones bruscas y de gran magnitud en el manantial de Hondón, mientras que en la surgencia de Nueve Caños los cambios se producen de forma más amortiguada y tienen una magnitud menor.

El ***acuífero de la sierra del Endrinal y Peñón Grande*** está constituido por calizas oolíticas jurásicas que abarcan una superficie de 17,9 km^2 y muestran un elevado desarrollo de morfologías exokársticas. Desde el punto de vista geométrico, su estructura está definida por la charnela aplanada de un pliegue anticlinal que ocupa la mayor parte de la sierra del Endrinal. En su parte noroccidental (Peñón Grande) la estratificación se dispone subvertical y contacta con los materiales de baja permeabilidad del Corredor del Boyar. El límite suroriental de este acuífero está definido por un *horst* que eleva el basamento triásico y lo independiza hidrogeológicamente del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo. En su borde meridional, los ensayos de trazadores artificiales han contribuido a precisar la divisoria hidrogeológica con el acuífero de la sierra de Ubrique. Su borde oriental, que coincide con el flanco verticalizado del anticlinal que constituye el acuífero, está definido por el contacto con las arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs. Los únicos puntos de descarga conocidos son el *inversac* de la Olla (804 m s.n.m.), un punto singular que en función de la carga hidráulica actúa como receptor (sumidero) o emisor (manantial) de agua subterránea, y el manantial temporal TP Tajos de Grazalema (741 m s.n.m.). Ambos puntos solamente descargan agua subterránea bajo condiciones excepcionales de recarga y durante lapsos de tiempo muy cortos. La existencia de surgencias temporales, relacionadas con aumentos de gran magnitud en la carga hidráulica (~ 300 m en el *inversac* de la Olla), que se producen pocas horas después de las precipitaciones, indica que el flujo subterráneo tiene lugar a través de redes de drenaje dominadas por conductos kársticos con una escasa capacidad de regulación natural.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Los ensayos de trazadores realizados en marzo de 2018 demostraron la conexión entre diversos sumideros kársticos y el *inversac* de la Olla, que definieron la dirección (NE-SO) y sentido (NE) de los flujos subterráneos. La conjunción de los datos geológicos y estructurales, el balance de entradas y salidas y la información suministrada por los ensayos de trazadores artificiales han permitido concluir que la mayoría de los recursos evaluados en el acuífero (26,54 hm^3/año durante el periodo de investigación) deben transferirse de forma subterránea hacia los acuíferos de la sierra de Líbar, situada al SE de la sierra del Endrinal.

En el sector noroccidental del área de estudio se encuentra el ***acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto***, constituido por dolomías del Jurásico Inferior y calizas con sílex del Jurásico Medio que abarcan una superficie permeable de 28,1 km^2. Las formaciones permeables presentan una estructura de pliegue sinclinal tumbado, con dirección NE-SO, cuyo núcleo está ocupado por margas y margocalizas del Jurásico Superior. Su límite suroriental está marcado por los materiales de baja permeabilidad del complejo del Corredor del Boyar y el noroccidental, por la suela de arcillas y evaporitas triásicas que constituyen la base del cabalgamiento de la sierra de Zafalgar. El límite suroccidental está definido por las estructuras de plegamiento de la vertiente nororiental de la sierra de Albarracín, que ponen en contacto las dolomías jurásicas de la sierra del Pinar con las margas y margocalizas del Jurásico Superior y Cretácico de la sierra del Albarracín. Los recursos medios evaluados para el periodo 2012/13 – 2017/18 han sido de 25,98 hm^3/año, valor superior al de las salidas medidas en los principales puntos de descarga del acuífero (22,6 hm^3/año). El drenaje del acuífero se realiza en régimen natural, principalmente por el manantial permanente de Benamahoma (453 m s.n.m.) y la surgencia temporal de TP Cachones (495 m s.n.m.) en su parte suroccidental, mientras que el manantial Arroyomolinos (384 m s.n.m.) constituye el principal punto de descarga del borde nororiental del acuífero.

Las respuestas naturales registradas en los distintos puntos de surgencia, así como la composición química e isotópica de sus aguas han revelado diferencias en el funcionamiento hidrogeológico de cada sector del acuífero. Por un lado, en la parte suroriental (sierra del Pinar), la existencia de una red de drenaje con gran desarrollo kárstico en la zona no saturada permite la transmisión rápida del agua de reciente infiltración hasta los puntos de descarga. Las crecidas relacionadas con los episodios de recarga se producen rápidamente (alrededor de 100 horas) con caudales máximos que han alcanzado más de 7 m^3/s. El aumento de la carga hidráulica durante los periodos de recarga provoca la circulación preferente del flujo subterráneo en las zonas más someras del acuífero, y el agua descargada por las surgencias

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

registra descensos bruscos (diluciones) de su mineralización y temperatura, acompañados de incrementos en su concentración de carbono orgánico.

Por otro lado, en el área drenada por la surgencia de Arroyomolinos, las respuestas a los episodios de recarga han sido más amortiguadas, con caudales máximos inferiores a 1,8 m^3/s, aunque los tiempos medios de respuesta han sido similares a los determinados en el sector anterior (~100 horas). La respuesta hidroquímica a los eventos de recarga ha consistido en aumentos de la mineralización, debidos principalmente al incremento de la alcalinidad total y de los contenidos de Ca^{2+} causados por el agua de reciente infiltración, así como descensos en la temperatura del agua y picos de carbono orgánico total.

Los valores bajos de los coeficientes de agotamiento de los manantiales de Benamahoma y Arroyomolinos, la mayor mineralización del agua y el elevado caudal medio descargado durante las fases de estiaje ponen de manifiesto la contribución en el drenaje del acuífero de la zona saturada, con mecanismos de flujo difusos, a través de una medio fisurado/fracturado y, por tanto, con mayor capacidad de regulación natural.

El ***acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo*** tiene una superficie permeable de 18,19 km^2 y está constituido principalmente por dolomías y, en menor medida, calizas oolíticas, ambas del Jurásico Inferior. En su parte nororiental forma una estructura aproximadamente homoclinal, de dirección NE-SO y buzante al NO, mientras que en el extremo suroccidental, las formaciones carbonáticas se emplazan a favor de cabalgamientos sobre los afloramientos de margas y margocalizas situados a techo de las formaciones carbonáticas jurásicas. Sus límites están definidos por la suela de materiales triásicos (arcillas y evaporitas) situados en la base del cabalgamiento sobre las formaciones del Jurásico Medio-Superior de la sierra del Pinar. Los límites occidental y septentrional quedan definidos por la orla de margocalizas y margas del Jurásico Superior-Cretácico que rodea los relieves de las sierras de Zafalgar y Labradillo. La descarga de agua subterránea del acuífero tiene lugar a través de los manantiales de El Moro y Las Cuevas (637 y 626 m s.n.m., respectivamente) en su borde occidental (sierra de Labradillo) y por la surgencia de Bocaleones (329 m s.n.m.) en la parte oriental (sierra de Zafalgar). Los recursos medios renovables evaluados en el acuífero durante el periodo de investigación han ascendido a 15,22 hm^3/año, valor similar a las salidas medias medidas durante el periodo de control (15,52 hm^3/año).

Las respuestas naturales registradas por el manantial de Bocaleones, en el que se han reconocido aumentos relativamente rápidos (~100 horas) del caudal que han llegado a

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

superar 3,9 m^3/s, en respuesta a los eventos pluviométricos de mayor magnitud, han estado acompañadas de descensos en la mineralización y temperatura del agua. Paralelamente, se han registrado aumentos en los contenidos de COT, así como una señal isotópica en $\delta^{13}C_{TDIC}$ más empobrecida, indicativos de la descarga de agua recientemente infiltrada. Durante los periodos de aguas bajas, tanto el caudal de la surgencia como la composición química e isotópica de las aguas presentan una escasa variación. Sin embargo, en las surgencias de El Moro y Las Cuevas, que drenan la parte occidental (sierra de Labradillo), los eventos de recarga han provocado la descarga de aguas más mineralizadas, aunque con contenidos elevados en carbono orgánico y una señal isotópica de $\delta^{13}C_{TDIC}$ característica del agua de reciente infiltración. El caudal de descarga de dichas surgencias ha sido aproximadamente una octava parte del descargado a través del manantial de Bocaleones, como corresponde a la limitada extensión de las formaciones carbonáticas de la sierra de Labradillo.

Los resultados de los análisis hidrodinámicos, hidroquímicos e isotópicos han puesto de manifiesto que ambos sectores del acuífero, en condiciones de aguas altas, muestran un comportamiento kárstico, en el que el agua de reciente infiltración procedente de las lluvias es transmitida rápidamente a las surgencias. Por otra parte, los análisis de caudales clasificados en las surgencias de El Moro y Bocaleones y de la curva de recesión en este último indican que, en los periodos de aguas bajas, la mayor parte de la descarga en dichos sectores procede del drenaje de medios con un menor desarrollo kárstico (más de tipo fisurado) correspondientes a la zona saturada.

El ***acuífero de la sierra de Albarracín***, situado en la parte occidental del área de estudio consta de una superficie permeable de pequeña extensión (5 km^2), repartida entre los macizos de la sierra de Albarracín y Cerro de las Cuevas. Presenta una estructura plegada afectada por fallas y cabalgamientos que interrumpen la continuidad de las formaciones carbonáticas y originan su compartimentación y segmentación. En este acuífero se han cuantificado unos recursos medios renovables de 3,09 hm^3/año, valor superior a las salidas medidas en los manantiales 2,37 hm^3/año. La descarga se realiza a través de las surgencias de Gorito (494 m s.n.m), que constituye el principal punto de descarga del Cerro de las Cuevas, y de los manantiales de Quejigo (313 m s.n.m.), Vihuelo (295 m s.n.m.) y Máquina (344 m s.n.m.), que drenan la sierra de Albarracín. Todas las surgencias han mostrado un caudal medio relativamente reducido (11-28 l/s) y una respuesta hidrodinámica amortiguada frente a las precipitaciones (un solo periodo de crecida en cada año hidrológico), y con un desfase temporal de varios meses.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

La composición química del agua subterránea está condicionada por la disolución de minerales evaporíticos presentes en las formaciones triásicas, del muro del acuífero. La interacción entre los iones procedentes de las evaporitas y los producidos por la disolución de rocas carbonáticas da lugar a procesos hidroquímicos como la precipitación de calcita por efecto de ión común, que modifican la composición del agua y originan la formación de depósitos travertínicos cercanos a los puntos de descarga.

En términos generales, el análisis de las respuestas naturales (hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas) a los episodios de lluvia ha puesto de manifiesto un comportamiento de tipo inercial, en el que el sistema posee capacidad para atenuar y homogeneizar los cambios inducidos por la recarga. El desarrollo de la karstificación es comparativamente inferior al del resto de sistemas del área de estudio y el drenaje tiene lugar a través de medios fisurados/fracturados con una cierta capacidad de regulación natural.

El ***acuífero de la sierra de la Silla***, ubicado en el extremo suroccidental del área de estudio, está constituido por dolomías y calizas con sílex del Jurásico Inferior-Medio, con una superficie permeable de 7,51 km^2. Su estructura geológica se corresponde con un pliegue sinclinal, orientado en dirección NO-SE afectado por fallas en su parte occidental y cabalgamientos en la vertiente oriental de macizo. Todo el conjunto de materiales jurásicos se dispone sobre formaciones arcilloso-evaporíticas tríásicas que constituyen los límites del acuífero. La descarga tiene lugar a través de los manantiales de Esparragosilla (291 m s.n.m.) y Aguafría (282 m s.n.m.), aunque una parte de la descarga se produce por varias surgencias estacionales y de escaso caudal situadas en la vertiente oriental del macizo. Los recursos medios renovables estimados para el periodo de investigación han sido cifrados en 3,95 hm^3/año, frente a unas salidas de 2,77 hm^3/año.

La respuesta hidrodinámica, con un único periodo de aguas altas en cada año hidrológico, cuya magnitud es proporcional a la precipitación acumulada, indica el bajo desarrollo de la karstificación funcional en el acuífero, cuyo drenaje se produce a través de medios con baja karstificación, en los que la red de drenaje está dominada por fracturas/fisuras. Esta dinámica también se refleja en los cambios hidroquímicos e isotópicos del agua de los manantiales, en los que las variaciones inducidas por los eventos de recarga han presentado un desfase considerable en relación con las lluvias. La mineralización de las aguas es mucho más elevada en el sector acuífero drenado por la surgencia de

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Esparragosilla, (su conductividad eléctrica media es de 2217 μS/cm) que en el correspondiente a la surgencia de Aguafría (conductividad eléctrica media de 401 μS/cm).

La composición química del agua subterránea del manantial de Esparragosilla está determinada por la disolución de minerales evaporíticos (yeso-anhidrita y halita) y su interacción con los iones resultantes de la disolución de carbonatos. La interacción de dichos iones provoca la precipitación de $CaCO_3$ a gran escala, que da lugar grandes depósitos travertínicos en el entorno de la surgencia. La temperatura media del agua ha sido la más elevada del área de estudio. Sin embargo, en el sector drenado por Aguafría, la composición química muestra los rasgos habituales relacionados con la disolución de carbonatos y una respuesta natural algo más rápida en los cambios hidroquímicos e isotópicos inducidos por la recarga.

9.2. CONCLUSIONES REFERENTES A LA ADECUACIÓN DE LAS METODOLOGÍAS DE ESTUDIO APLICADAS

En la presente investigación hidrogeológica se han aplicado metodologías de investigación de diversa naturaleza, con el objetivo de caracterizar el funcionamiento general de los acuíferos y definir las relaciones existentes entre ellos. El empleo conjunto de dichas técnicas ha permitido contrastar los resultados obtenidos mediante cada una de ellas, lo que ha proporcionado una mayor robustez a los modelos de funcionamiento hidrogeológico propuestos para los diferentes acuíferos.

La monitorización de la descarga de los manantiales reviste una especial importancia en el estudio de los acuíferos kársticos, dado que los cambios en el régimen hidrodinámico se producen muy rápidamente. La obtención de registros continuos (horarios) del caudal drenado por las surgencias permite calcular los tiempos de respuesta de cada punto de descarga frente a los eventos de lluvia, cuantificar el volumen drenado o extraer parámetros tales como los coeficientes de agotamiento o la proporción que representa el drenaje de la zona saturada en el régimen de descarga. El análisis detallado de los tiempos de respuesta ha revelado que la intensidad de las precipitaciones es el principal factor determinante de la velocidad de transmisión de la señal de entrada.

La combinación de métodos estadísticos y mediciones directas han permitido caracterizar la función que relaciona la intensidad de los episodios pluviométricos y el tiempo de respuesta (curva I-T), que explica la respuesta global de cada uno de los sectores en los que se divide un acuífero kárstico. Dicho análisis puede proporcionar información cuantitativa sobre el tiempo de respuesta esperado de los manantiales ante un evento

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

pluviométrico de una intensidad determinada. Esto constituye una herramienta útil para la gestión de los recursos y la planificación y mitigación de los riesgos generados por eventos de contaminación rápida, relacionados con mecanismos de recarga concentrada. Estas consideraciones pueden ser el punto de partida para la implantación de Sistemas de Alerta Temprana (SAT) en aquellos puntos destinados al abastecimiento humano, como es el caso de los manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique. Ello requiere un marco conceptual sólido, que proporcione una elevada predictibilidad de los eventos de riesgo, y cuya eficacia depende de la anticipación con la que puedan operar los sistemas de alerta.

Una adecuada caracterización del régimen termopluviométrico y el estudio de sus condicionantes (geográficos, orográficos y temporales) constituye el punto de partida para la cuantificación de las entradas en los acuíferos (recursos). El establecimiento preciso de los caudales de recarga es un factor determinante para realizar una correcta planificación hidrológica, ya que ésta debe adecuarse a los recursos medios renovables de los acuíferos y debe tener en cuenta su variación en función de las condiciones climáticas. No obstante, la estimación de la recarga en los acuíferos está sujeta a numerosas incertidumbres producto de varios factores: escasez de puntos de medida (estaciones meteorológicas), distribución irregular de estas (las zonas elevadas suelen carecer de puntos de observación), utilización de ecuaciones empíricas para el cálculo de la evapotranspiración (ETP) y una limitada información sobre los parámetros que rigen los procesos de infiltración (como la capacidad de retención de agua por parte del suelo), entre otros. La distribución espacial de las precipitaciones, con la consideración de la influencia de la topografía (gradientes altitudinales de precipitación), el análisis de sensibilidad de las ecuaciones para el cálculo de la ETP o la asunción de rangos de valores para los parámetros característicos del suelo, redundan en una mayor fiabilidad de las estimaciones de recarga. Asimismo, la convergencia entre los valores de recarga obtenidos mediante la aplicación de metodologías que consideran fuentes de información diferentes (balance de agua en el suelo -BAS-, método APLIS y balance de cloruros) disminuye la incertidumbre derivada de considerar un solo método.

La comparación entre los caudales de descarga y los recursos estimados en un sistema acuífero puede constituir una herramienta diagnóstica de la representatividad de las áreas de recarga consideradas en su modelo conceptual de funcionamiento. El control a largo término (varios años hidrológicos) tanto de las entradas del sistema como de las salidas permite contrarrestar la incertidumbre asociada a la regulación interanual de los acuíferos, que puede ser significativa en estudios de corto recorrido. De este modo, un desequilibrio

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

en el balance entre entradas y salidas puede constituir un indicio sobre la transferencia subterránea de agua hacia otros sistemas, o bien de la presencia de límites hidrogeológicos (divisorias) que no sean evidentes o fácilmente deducibles a partir de la cartografía geológica. En el área de estudio, el empleo de esta técnica ha cobrado especial relevancia en la diferenciación de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo y de las sierras del Endrinal y Peñón Grande, entre los cuales se ha inferido la existencia de una divisoria que no responde a una ruptura de la continuidad en superficie de las formaciones carbonáticas permeables.

Los ensayos de trazadores artificiales constituyen una de las técnicas más empleadas en hidrogeología kárstica para la definición de áreas de recarga, resolución de límites hidrogeológicos, estimación de velocidades de flujo, y caracterización espacial y funcional de las conexiones entre las zonas de recarga y los puntos de drenaje de los acuíferos. Sin embargo, el empleo de esta técnica está limitado por la no detección de los trazadores en los puntos de muestreo, como ha sucedido en varios de los ensayos realizados en el área de estudio. Los motivos pueden ser de muy distinta índole, desde condiciones hidrometeorológicas desfavorables hasta la retención por materiales arcillosos o la dilución de los trazadores por debajo del límite de detección de éstos. No obstante, la aplicación de técnicas de trazado ha permitido definir con gran precisión el límite entre el acuífero de la sierra de Ubrique y el de las sierras del Endrinal y Peñón Grande, así como constatar la dirección y sentido de los flujos subterráneos en el sector meridional de este último. Además, a partir del análisis de las curvas de paso (*breakthrough curves*, BTC´s) y la deducción de los parámetros que rigen el transporte de agua subterránea, ha sido posible caracterizar el régimen de flujo en el acuífero de la sierra de Ubrique.

Las diferencias observadas entre los tiempos de respuesta obtenidos mediante ensayos de trazadores artificiales y los establecidos a partir de la función de intensidad-tiempo (curva I-T) aportan información sobre la presencia de factores geométricos (estructura del acuífero, anisotropía de la red de drenaje) que pueden distorsionar la respuesta global del sistema en las vías preferentes de drenaje. Esta investigación muestra cómo el uso conjunto del análisis estadístico y de las determinaciones experimentales en términos del tiempo de respuesta proporciona indicios sobre el funcionamiento y estructura de la red de drenaje en diferentes condiciones hidroclimáticas, lo que reduce las incertidumbres derivadas del uso de cada técnica por separado.

La monitorización de la composición química del agua de lluvia y subterránea ha proporcionado información sobre los procesos hidroquímicos que tienen lugar en los

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

acuíferos kársticos, tales como la influencia del agua de reciente infiltración en la respuesta hidroquímica o la interacción con los minerales evaporíticos del basamento de los acuíferos. La caracterización isotópica del agua de lluvia y la relación composicional que guarda con la altitud (gradiente altitudinal) se ha utilizado como indicador de la altitud de recarga de los acuíferos e, incluso, de los diferentes sectores en cada uno de ellos.

En síntesis, la conclusión más relevante desde el punto de vista de vista metodológico es que, en los acuíferos kársticos, solamente el uso de técnicas de investigación complementarias, apoyadas en un adecuado conocimiento geológico y estructural del medio, permiten precisar el funcionamiento hidrogeológico del sistema. La consideración de criterios de distinta naturaleza (geológicos, hidrometeorológicos, hidroquímicos e isotópicos), avalados por datos experimentales (trazadores artificiales), permite la elaboración de modelos conceptuales consistentes. Este planteamiento metodológico puede ser utilizado en las investigaciones hidrogeológicas orientadas a caracterizar el funcionamiento de los acuíferos kársticos en régimen natural, implicados en el abastecimiento humano.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson, M. (2005). Heat as a groundwater tracer. Ground Water, 43 (6): 951-968.

Andreo, B. (1997). Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España). Confederación Hidrográfica del Sur de España y Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. 489 pp.

Andreo, B., Liñán, C., Carrasco, F., Jiménez de Cisneros, C., Caballero, F. y Mudry, J. (2004). Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^{2}H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). Applied Geochemistry, 19: 561-574.

Andreo, B., Sánchez, D. y Martín-Algarra, A. (2014). Caracterización hidrogeológica y evaluación de los recursos hídricos de la Sierra de Grazalema (Cádiz) para su potencial implementación como reserva estratégica de agua en la cabecera de la Demarcación Hidrográfica del Guadalete-Barbate. Informe de resultados del periodo de control noviembre 2012- noviembre 2013. Sevilla, 128 pp.

Antigüedad, I., Ibarra, V. y Morales, I. (1990). Experiences de traçages des systèmes karstiques en Biscaye (Pays Basque). Memoires of IAH, XXII (Part. I): 212-215.

Alcalá, F.J. (2005). Recarga a los acuíferos españoles por medio de un balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña (España). 719 pp.

Alexander, S.C. (2005). Spectral Deconvolution and Quantification of Natural Organic Material and Fluorescent Tracer Dyes. En: Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst. Proceedings de la 10th Multidisciplinary Conference. Septiembre de 2005. San Antonio, Texas. ASCE Geotechnical Special Publication. Nº 144: 441-448.

Aliouache, M., Wang, X., Jourde, H., Huang, Z. y Yao, J. (2019). Incipient karst formation in carbonate rocks: Influence of fracture network topology. Journal of Hydrology, 575: 824-837. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.05.082.

Allison, G.B., Bames, C.J. y Hughes, M.W. (1983a). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils: II. Experimental. Journal of Hydrology, 64: 377-397.

Allison, G.B., Bames, C.J., Hughes, M.W. y Leaney, F.W.J. (1983b). The effect of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils. International Symposium on Isotope Hydrology and Water Resources Management. IAEA, Vienna, No. IAEA-SM-270120.

Appelo, C. y Postma, D. (2005) Geochemistry, Groundwater and Pollution, 2nd ed. Balkema, Rotterdam, p. 683 pp, DOI: 10.1201/9781439833544

Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2005). Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring-waters. Applied Geochemistry, 20: 2189-2206.

Aquilina, L., Ladouche, B. y Dörfliger, N. (2006). Water storage and transfer in the epikarst of karstic systems during high flow periods. Journal of Hydrology, 327: 472-485.

Apaydin, H., Sonmez, F.K. y Yildirim, Y.E. (2004). Spatial interpolation techniques for climate data in the GAP region in Turkey. Climate Research, 28: 31-40.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Atkinson, T.C., Smith, D.I., Lavis, J.J. y Whitaker, R.J. (1973). Experiments in tracing underground waters in limestones. Journal of Hydrology, 19 (4): 323-349.

Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. Hydrogeology Journal, 13 (1): 148-160.

Bakalowicz, M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Tesis doctoral. Universidad Pierre et M. Curie, París-VI, Géol. Dyn. et Lab. Souterrain CNRS (Francia). 269 pp.

Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. Comptes Rendus de l´Académie des Sciences. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 284: 2463-2466.

Baker, A. y Genty, D. (1999). Fluorescence wavelength and intensity variations of cave waters. Journal of Hydrology, 217: 19-34.

Baker, A. y Spencer, R.G.M. (2004). Characterization of dissolved organic matter from source to sea using fluorescence and absorbance spectroscopy. Science of the Total Environment, 333(1-3): 217-232.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1986). Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. Geogaceta 1: 19-21.

Barberá, J.A. (2014). Investigaciones hidrogeológicas en los acuíferos carbonáticos de la Serranía Oriental de Ronda (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga, 620 pp.

Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B. y De la Torre, B. (2018). Regional-scale analysis of karst underground flow deduced from tracing experiments: examples from carbonate aquifers in Malaga province, southern Spain. Hydrogeology Journal. 26 (1): 23-40.

Barberá, J.A., Andreo, B. y Almeida, C. (2011). Hydrogeological processes along main flow paths in Los Merinos-Teba aquifers by means hydrochemical data and geochemical modelling. Proceedings de la 9th Conference of the Limestone Hydrology. Besançon, Francia, 49-52.

Barbieri, M., Boschetti, T., Petitta, M. y Tallini, M. (2005). Stable isotope (^{2}H, ^{18}O and $^{87}Sr/^{86}Sr$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy). Applied Geochemistry, 20: 2063-2081.

Batiot, C., (2002). Étude expérimentale du cycle du carbone en regions karstiques. Tesis Doctoral. Universidad de Avignon, Francia. 254 pp.

Batiot, C., Liñán, C., Andreo, B., Emblanch, C., Carrasco, F. y Blavoux, B. (2003). Use of total Organic Carbon (TOC) as tracer of diffuse infiltration in a dolomitic karstic system: The Nerja Cave (Andalucía, southern Spain). Geophysical Research Letters, 30 (22): 2179-2182.

Bauer, S., Liedl, R. y Sauter, M. (2005). Modeling the influence of epikarst evolution on karst aquifer genesis: A time-variant recharge boundary condition for joint karst-epikarst development. Water Resources Research. https://doi.org/10.1029/2004WR003321.

Benavente, J., Pulido, A. y Fernández-Rubio, R. (1986). Les grandes caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. Karst et cavités d'Andalousie. Karstologie Memoires, 1:87-99.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Benettin, P., Volkmann, T. H. M., von Freyberg, J., Frentress, J., Penna, D., Dawson, T. E., y Kirchner, J. W. (2018). Effects of climatic seasonality on the isotopic composition of evaporating soil waters. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 1–16.

Benischke, R. (2021). Review: advances in the methodology and application of tracing in karst aquifers. Hydrogeology Journal, 29:67-88. DOI: 10.1007/s10040-020-02278-9.

Benischke, R., Goldscheider, N. y Smart, C. (2007). Tracer techniques. En: Goldscheider, N. y Drew, D. (Eds.). Methods in Karst Hydrogeology, 147-170. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido).

Bendix J., Rollenbeck, R., Richter, M., Fabian, P. y Emck, P. (2008). Climate. En: Beck, E., Bendix, J., Kottke, I., Makeschin, F., Mosandl, R. (eds.). Gradients in a tropical mountain ecosystem of Ecuador. Ecologycal Studies. Berlin, Al. 63-73.

Blavoux, B., Burger, A., Chauve, P. y Mudry, J. (1979). Utilisation des isotopes du milieu a la prospection hydrogéologique de la chaine karstique du Jura. Revue Géographie Physique Geólogie Dynamique, 21: 295–306.

Blumenthal, M. (1931). Das Westende des Betikums nordlich dem “Campo de Gibraltar”. Geol. Chaines bét. et subbét., 4.2.2: 3-43.

Blumenthal, M. (1928). Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalusie). Eclogae Geologicae Helvetiae. 358-363.

Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. Eclogae Geologicae Helvetiae, 20: 487-592.

Bonacci, O., (2001). Analysis of the maximum discharge of karst springs, Hydrogeology Journal 9: 328-338. https://doi.org/10.1007/s100400100142.

Bourgois, J. (1978). La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d´evolution de l´Arc de Gibraltar. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon, Francia. 445 pp.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre, Y. (1970). Dèfinition de la zone de Boyar-Alazores. In:Donnèes nouvelles sur la gèologie des Cordillères Bètiques. Annales Société Géologique Nord, 90 (4):368-387.

Buda, A.R., DeWalle, D.R. (2009). Dynamics of stream nitrate-N sources and flow pathways during storm flows on urban forest and agricultural watersheds in central Pennsylvania, USA Hydrological Processes, 23: 3292-3305.

Cano, F., Jerez-Mir, L., Remacha, E., Maymo, A., González-Donoso, J.M., Pérez-Rojas, A. (1981). Memoria y Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Hoja nº 1036 Olvera. IGME, Madrid, 28 pp.

Cardenal, J., Benavente, J. y Cruz Sanjulián, J. (1994). Chemical evolution of groundwater in triassic gypsum-bearing carbonate aquifers (Las Alpujarras, southern Spain). Journal of Hydrology, 161: 3-30.

Castany, G. y Margat, J. (1977). Dictionnaire français d’hydrogéologie. Paris Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 250 pp.

Castillo-López, O. (2016). Caracterización hidromorfológica y riesgos de inundación en la cuenca fluvial del río Guadiaro (Cádiz y Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Cádiz.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

CEHIUMA (2014). Caracterización hidrogeológica y evaluación de recursos hídricos de la Sierra de Grazalema (Cádiz) para su posterior implementación como reserva estratégica de cabecera de la demarcación hidrográfica del Guadalete-Barbate. Informe técnico. Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 128 pp.

Chauve, P. (1968). Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). Boletín de la Sociedad Geológica de Francia, 7º série, t. 9: 235-245.

CHG-IGME (2001). Norma de explotación de la U.H. 05.64 Sierra de Grazalema. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir e Instituto Geológico y Minero de España. 22 pp.

Chen, Z., Auler, A.S., Bakalowicz, M., Drew, D., Griger, F., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Ritchs, A., Stevanovic, Z., Veni, G. y Goldsheider, N. (2017). The World Karst Aquifer Mapping project: concept, mapping procedure and map of Europe. Hydrogeol J 25, 771–785 (2017). https://doi.org/10.1007/s10040-016-1519-3

Cholet, C. (2017). Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon, Francia. 204 pp.

Clark, I. y Fritz, P. (1997). Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press LLC. 311 pp.

Covington, M.D., Luhmann, A.J., Gabrovšek, F., Saar, M.O. y Wicks, C.M. (2011). Mechanisms of 20 heat exchange between water and rock in karst conduits, Water Resources Research, 47, W10514. DOI:10.1029/2011WR010683.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133: 1702-1703.

Criss, R., Davisson, L., Surbeck, H. y Winston, W. (2007). Isotopic methods. Methods in Karst Hydrogeology. Nico Goldscheider y David Drew (Eds.). Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

Cruz Jr., F.W., Karmann, I., Magdaleno, G.B., Coichev, N. y Viana, Jr., O. (2005). Influence of hydrological and climatic parameters on spatial-temporal variability of fluorescence intensity and DOC of karst percolation waters in the Santana Cave System, Southeastern Brazil. Journal of Hydrology, 302: 1-12.

Cruz-Sanjulián, J. (1976a). Die Antequera-Osuna-Decke und ihre Beziehungen zum Subbetikum sowie zu den Flyscheinheiten des Campo de Gibraltar (Westliches Betisches Gebirge, Südspanien). Geologisches Jahrbuch, 20: 1115-129.

Cruz-Sanjulián, J. (1976b). Essay on the paleogeography of the western part of the Betic Cordillera. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 7: 385-394.

Cruz-Sanjulián, J. (1974). Estudio geológico del sector Cañete la Real Teba-Osuna (Cordillera Bética, región occidental). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 431 pp.

Cruz-Sanjulián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García- López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Olías, M. (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. Tellus, 44B: 226-236.

Cumberland, S.A. y Baker, A. (2007). The freshwater dissolved organic matter fluorescence-total organic carbon relationship. Hydrological Processes, 21: 2093-2099.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Custodio, E. y Llamas, M.R. (1983). Hidrología Subterránea. 2ª edición. Ediciones Omega, Barcelona. 2350 pp.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16: 436-468.

Deines, P. (1980) The isotopic composition of reduced organic carbon. P Fritz, J.Ch Fontes (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1. The Terrestrial Environment, Elsevier (1980), pp. 329-406

De la Torre, B. (2020). Uso conjunto de trazadores naturales y artificiales para determinar el funcionamiento hidrogeológico del macizo carbonático de la sierra de Jarastepar y sectores adyacentes (provincia de Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Jaén. 540 pp.

De la Torre, B., Mudarra, M. y Andreo, B. (2020). Investigating karst aquifers in tectonically complex alpine areas coupling geological and hydrogeological methods. Journal of Hydrology X, 100047. https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100047

Delannoy, J.J. (1999). Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda. En: Karst en Andalucía. Eds: J.J. Durán Valsero y J. López Martínez. Instituto Geológico y Geominero de España. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid. pp 93-129.

Delannoy, J.J. (1989). La sierra penibética de Libar (Serranía de Grazalema). En: J.J. Delannoy, F. Díaz del Olmo y A. Pulido Bosch, Eds. Reunion franco-espagnole sur les karst mediterranéens d´Andaloussie: 155-181. Librería Andaluza. Sevilla.

Delannoy, J.J. (1987). Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía. Serranía de Grazalema-Sierra de Las Nieves. Junta de Andalucía-Casa de Velázquez. Sevilla. 50 pp y mapas.

Delbart, C., Valdes, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Richon, P. y Couchoux, L. (2014) Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method. J. Hydrol., 511, pp. 580-588.

Del Olmo, A., Pablo-Macía, J.G., Aldaya, F., Campos, J., Chacón, J., García-Dueñas, V., García, L., Sanz de Galdeano, C., Orozco, M. y Torres, R. (1980). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1064 (Cortes de la Frontera) a escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional. IGME, 55 pp.

DGOHCA (1998). Las unidades hidrogeológicas de las Sierras de Líbar (00.06) y de Grazalema (05.64). Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 52 pp.

Dogančić, D., Afrasiabian, A., Kranjčić, N. y Đurin, B. (2020). Using Stable Isotope Analysis (δD and $\delta^{18}O$) and Tracing Tests to Characterize the Regional Hydrogeological Characteristics of Kazeroon County, Iran. Water 12, 9: 2487.

Doummar, J., Aoun, M. (2018) Assessment of the origin and transport of four selected emerging micropollutants sucralose, Acesulfame-K, gemfibrozil, and iohexol in a karst spring during a multi-event spring response, Journal of Contaminant Hydrology, 215: 11-20, https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2018.06.003.

Dunne, J.P., Horowitz, L.W., Adcroft, A., Ginoux, P., Held, I., John, J., Krasting, J. P., Malyshev, S., Naik, V., Paulot, F., Shevliakova, E., Stock, C.A., Zadeh, N., Balaji, V., Blanton, C., Dunne, K. A., Dupuis, C., Durachta, J., Dussin, R., Gauthier, P. et al. (2020). The GFDL Earth System Model version 4.1 (GFDL-ESM 4.1): Model

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

description and simulation characteristics. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, e2019MS002015. https://doi.org/10.1029/2019MS002015.

Durán, J.J. y López Martínez, J. (1989). Perspectiva general del karst en España. El karst en España. J.J. Durán-Valsero y J. López-Martínez (Eds.). Monografías 4: 13-28. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

Dürr, St. (1967). Geologie der Serranía de Ronda und ihrer süwestlichen Aulaufer (Andalousien). Tesis Doctoral. Universidad de Bonn. Public. Geologie Romana, 6: 1-73.

Emblanch, C., Blavoux, B., Puig, J.M. y Mudry, J. (1998). Dissolved organic carbon of infiltration within the autogenic karst hydrosystem. Geophysical Research Letters, 25: 1459-1462.

Epstein, S. y Mayeda, T. (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. Geochimica et Cosmochimica Acta, 4 (5): 213-224. DOI:10.1016/0016-7037(53)90051-9.

European Commision (1995). Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas, EUR 16547. Brussels 7 European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development; 446 pp.

Field, M. y Leij, F. (2012). Solute transport in solution conduits exhibiting multi-peaked breakthrough curves. Journal of Hydrology, 440-441: 26-35.

Field, M.y Pinsky, P. (2000). A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. Journal of Contaminant Hydrology, 44: 329–351.

Ford, D.C. y Williams, P.W. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Chichester (Reino Unido). 562 pp.

Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). Karst geomorphology and hydrology. Academic Division of Unwin Hyman Ltd. London. 601 pp.

Friedman, I. (1953). Deuterium content of natural waters and other substances, Geochimica et Cosmochimica Acta, 4, (1–2): 89-103, ISSN 0016-7037. https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90066-0.

Fries, A., Rollenbeck, R., Nauß, T., Peters, T. y Bendix, J. (2012). Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. Agricultural and Forest Meteorology, 152: 17-30. DOI: 10.1016/j.agrformet.2011.08.004.

Gálvez, F. (2007). Estudio hidrogeológico de la Sierra de la Silla. Proyecto Fin de Carrera. Área de Geodinámica Externa, Universidad Pablo de Olavide. Inédito.

Gat, J.R. y Carmi, I. (1987). Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of Eastern Mediterranean Sea area. En: The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources (Proceedings of the Vancouver Symposium). IAHS Publications 168: 513-523.

Gil-Márquez, J.M. 2018 Caracterización hidrogeológica de humedales y manantiales salinos asociados a acuíferos kársticos evaporíticos del sector central del subbético. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 490 pp.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Gil-Márquez, J.M., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., Prieto-Mera, J., Sánchez, D., Rizo-Decelis, L.D., Argamasilla, M., Nieto, J.M. y De la Torre, B. (2017). Karst development of an evaporitic system and its hydrogeological implications inferred from GIS-based analysis and tracing techniques. International Journal of Speleology, 46 (2): 219-235.

Goldscheider, N. (2005). Fold structure and underground drainage pattern in the alpine karst system Hochifen-Gottesacker. Eclogae Geol. Helv., 98: 1-17.

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanovic, Z. y Veni, G. (2020). Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. Hydrogeology, 28: 1661– 1677. https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5.

Goldscheider, N., Hötzl, H., Käss, W. y Ufrecht, W. (2003). Combined tracer tests in the karst aquifer of the artesian mineral springs of Stuttgart, Germany. Environmental Geology, 43 (8): 922-929.

Goldscheider, N., Hötzl, H., Fries, W. y Jordan, P. (2001). Validation of a vulnerability map (EPIK) with tracer tests. 7th Conf. on Limestone Hydrology and Fissured Media, Besançon, Francia: 167-170.

Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. Nature, 271: 534-536.

Goldscheider, N. y Drew, D. (2007). Methods in Karst Hydrogeology. Taylor & Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

Hartland, A., Baker, A., Timms, W., Shutova, Y. y Yu, D. (2012). Measuring dissolved organic carbon $\delta^{13}C$ in freshwaters using total organic carbon cavity ring-down spectroscopy (TOC-CRDS). Environmental Chemistry Letters, 10 (3): 309-315.

Hauns, M., Jeannin, P. y Atteia, O. (2001). Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. Journal of Hydrology, 241: 177-193.

Hudson, N., Baker, A., Ward, D., Reynolds, D.M., Brunsdon, C., Carliell-Marquet, C. y Browning, S. (2008). Can fluorescence spectrometry be used as a surrogate for the Biochemical Oxygen Demand (BOD) test in water quality assessment? An example from South West England. Science of the Total Environment, 391: 149-158.

Hunkeler, D. y Mudry, J. (2007). Hydrochemical methods. En: Goldscheider, N. y Drew, D.P. (Eds.), Methods in Karst Hydrogeology, 93-121. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 pp.

IAEA (1981). Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Report Series, No. 206. International Atomic Energy Agency, Vienna. 225 pp.

IGME (1992). Proyecto de apoyo a la gestión integral de los recursos hídricos de los acuíferos carbonatados de la Sierra de Grazalema. Informe técnico. Instituto Geológico y Minero de España. 146 pp.

IGME (1984). Estudios de investigación hidrogeológica para la regulación de los recursos hídricos subterráneos de la divisoria Guadalete-Guadiaro. Informe técnico. Instituto Geológico y Minero de España. 216 pp.

IGME (1980). Estudio hidrogeológico para el abastecimiento de Grazalema, Benaocaz y Villaluenga del Rosario (Cádiz). Informe técnico. Instituto Geológico y Minero de España. 82 pp.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

IGME-CEHIUMA (2020). Delimitación, caracterización y evaluación de los recursos hídricos disponibles y comprometidos de las masas de agua subterránea de la Comunidad Autónoma de Andalucía que se encuentran compartidas con dos o más ámbitos de planificación hidrológica. Sierra de Líbar. Informe técnico No. 1. Informe inédito. Instituto Geológico y Minero de España-Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 59 pp.

IGME-DCP (2005). Atlas hidrogeológico de la provincia de Cádiz. Instituto Geológico y Minero de España-Diputación Provincial de Cádiz. 263 pp.

ITGE-Junta de Andalucía (1998). Atlas Hidrogeológico de Andalucía. Instituto Tecnológico Geominero de España-Junta de Andalucía. 216 pp.

Jeannin, P.Y. (1996). Structure et comportment hydraulique des aquifères karstiques. Tesis Doctoral. Universidad de Neuchâtel (Suiza). 237 pp.

Jiménez-Martínez, J. y Custodio, E., (2008). El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga. Boletín Geológico y Minero, 119 (1): 21-32.

Jobson, H. (1997). Predicting travel time and dispersion in river and streams. Journal Hydraulic Engineering, 123 (11): 971–978.

Käss, W. (1998). Tracing technique in geohydrology. Balkema, Rotterdam (Países Bajos). 581 pp.

Kaufmann, G., y Braun, J. (1999). Karst aquifer evolution in fractured rocks, Water Resources Research, 35: 3223– 3238.

Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods, Griffin, London.

Kiraly, L. (1988). Large-scale 3D groundwater flow modeling in highly heterogeneous geologic medium. En: Groundwater flow and quality modeling. Custodio (Ed.), D. Riedel Publishing Company. pp 761–775.

Kovács. A., Perrochet, P., Király, L. y Jeannin, P.Y. (2005). A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology, 303: 152-164.

Kuang, X.X., Luo, X., Jiao, J.J., Liang, S.H., Zhang, X.L. Li, H.L., Liu, J.G. (2019). Using stable isotopes of surface water and groundwater to quantify moisture sources across the Yellow River source region. Hydrological Process, 33: 1835-1850. DOI: 10.1002/hyp.13441.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O. (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France) Journal of Hydrology., 205 (3-4), 217-231.

Lastennet, R. y Mudry, J. (1997). Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. Environmental Geology, 32: 114-123.

Lastennet, R. y Mudry, J. (1995). Impact d'un événement pluvieux exceptionnel sur le fonctionnement du système karstique – Cas de l'orage du 22/9/92 à Vaison-la-Romaine (Vaucluse, Sud-Est de la France). Comptes Rendus Geoscience, 2ª.

Lee, L.J.E., Lawrence, D.S.L. y Price, M. (2006) Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England Journal of Hydrology., 330 (2006), 604-620, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.04.025953-959.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Leibundgut, C., Maloszewski, P. y Külls, C. (2009). Tracers in Hydrology. Wiley-Blackwell, John Wiley y Sons Ltd. https://doi.org/10.1002/ 9780470747148.

Lhénaff, F. (1977). Recherches geomorphologiques sur las Cordillères Betiques centro-occidentales (Espagne). Tesis Doctoral. Université de Lille III, Lille, Francia, 713 pp.

Lhumann, A., Covington, M., Peters, A., Alexander, S., Anger, C., Green, J., Runkel, A., y Alexander, J.E. (2010). Classification of thermal patterns at karst springs and cave streams. Groundwater, 49: 324-335.

Liñán, C. (2003). Hidrogeología de acuíferos carbonatados de la Unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 317 pp.

Liñán, C., Andreo, B., Mudry, J. y Carrasco, F. (2009). Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, south Spain. Hydrogeology Journal, 17 (4): 843-853.

López-Chicano, M. (1992). Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 387 pp.

López-Chicano, M., Bouamama, B., Vallejos, A. y Pulido-Bosch, A. (2001). Factors which determine the hydrochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. Applied Geochemistry, 16: 1179-1192.

LUCDEME (1996a). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1064 (Cortes de la Frontera). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 52 pp.

LUCDEME (1996b). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1050 (Ubrique). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 51 pp.

LUCDEME (1995). Mapa de suelos de España, 1:100.000, hoja nº 1036 (Olvera). Servicio de publicaciones del M.A.P.A., Madrid (España). 50 pp.

Magal, E., Weisbrod, N., Yakirevich, A. y Yechieli, Y. (2008). The use of fluorescent dyes as tracers in highly saline groundwater. Journal of Hydrology, 358 (1-2): 124-133.

Malard, F. y Chapuis, R. (1995). Temperature logging to describe the movement of sewage polluted surface water infiltrating into a fractured rock aquifer. Journal of Hydrology, 173: 195-217.

Maloszewski, P., Harum, T. y Benischke, R. (1992). Mathematical modeling of tracer experiments in the karst of Lurbach system. En: Application of tracer models, Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 6th International Symposium on Water Tracing, Transport Phenomena in Different Aquifers (investigations 1987–1992). Eds: Himmelsbach, T., Hötzl, H., Kab, W., Leibundgut, C., Maloszewski, P., Meyer, T., Moser, H., Rajner, V., Rank, D., Stichler, W., Trimborn, P., Veulliet; vol 43. Joanneum Research, Graz, Austria, 116-158.

Mangin, A. (1984). Pour une meillure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, 67: 25-43.

Mangin, A. (1981). Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques. Comptes Rendus Académie des Sciences. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 293: 401-404.

Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodinamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral. Universidad de Dijon (Francia). 124 pp.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Mangin, A. (1970). Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Annales Spéléologie, 25 (3): 581-610.

Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. Econometrica, 13: 245-259.

Marín, A.I., Martín-Rodríguez, J.F., Barberá, J.A., Fernández-Ortega, J., Mudarra. M., Sánchez, D. y Andreo, B. (2021). Groundwater vulnerability to pollution in karst aquifers, considering key challenges and considerations: application to the Ubrique springs in southern Spain. Hydrogeology Journal, 1: 379-396. DOI:10.1007/s10040-020-02279-8.

Martin, J.B. y Dean, R.W. (1999). Temperature as a natural tracer of short residence times for groundwater in karst aquifers. Karst modelling-Proceedings of the symposium, Charlottesville, Virginia, Karst Waters Institute Special Publication, 5: 236-242.

Martín-Algarra, A. (2008). El Subbético en las provincias de Málaga y Cádiz. En: Vera, J.A. y Molina, J.M. (coord.). Proyecto Andalucía. Tomo 26. Geología II, 69-82. Publicaciones Comunitarias, Grupo Hércules. 376 pp.

Martín-Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 1171 pp.

Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1996). Palaeokarren landforms on a Mesozoic pelagic plateau (Penibetic, Betic Cordillera, Southern Spain), En: Karren Landforms (J. Fornós y A. Ginés, Eds.), Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca, 297-321.

Martín-Rodríguez, J.F., Mudarra, M., De la Torre, B. y Andreo, B. (2023). Towards a better understanding of time-lags in karst aquifers by combining hydrological analysis tools and dye tracer tests. Application to a binary karst aquifer in southern Spain. Journal of Hydrology, 621: 129643, ISSN 0022-1694. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2023.129643.

Martín-Rodríguez, J.F., Mudarra, M., De la Torre, B. y Andreo, B. (2022) Combining Quantitative Analysis Tools (Cross-Correlation Analysis and Dye Tracer Tests) to Assess Response Times in Karst Aquifers. The Ubrique Karst System (Southern Spain). En: Eurokarst 2022, Málaga (España), Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs (Springer). pp 41-47.

Martín-Rodríguez, J.F., Mudarra, M., Andreo, B., De la Torre, B., Gil-Márquez, J.M., Martín-Arias, J., Nieto, J.M., Prieto, J., Rodríguez-Ruiz, M.D. (2018). Monitoring and preliminary analysis of the natural responses recorded in a poorly accessible streambed spring located at a fluviokarstic gorge in Southern Spain. En : Eurokarst 2018, Besançon, Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs (Springer). 08002, pp 101-108.

Martín-Vide, J. (1991). Fundamentos de Climatología analítica, Madrid, Síntesis, 157 pp.

Martos-Rosillo, S., Rodríguez-Rodríguez, M., Tirado, F., Manuel-Bruque, J. y González-Ramón, A. (2010). La evaluación de la recarga como contribución al conocimiento hidrogeológico del acuífero carbonático de la Sierra de la Silla (Parque Natural de la Sierra de Grazalema, Cádiz). Geogaceta, 48: 139-142

Molinari, J. (1976). Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrogeólogie karstique: commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages. Annales Sci. de l'Université de Besançon. 2ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaires, Geólogie, fasc. 25, 3ème série, 275-306.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Moral, F., Cruz-Sanjulián, J. y Olías, M. (2008). Geochemical evolution of groundwater in the carbonate aquifers of Sierra de Segura (Betic Cordillera, southern Spain). Journal of Hydrology, 360: 281-296.

Morales, T. (1991). Estudio hidrogeológico de la zona norte de Vizcaya. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco, Bilbao. 503 pp.

Morales, T., Uriarte, J., Olazar, M., Antigüedad, I. y Angulo, B. (2010). Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrological conditions. Journal of Hydrology, 390: 182–189.

Morales, T., Valderrama, I., Uriarte, J.A., Antigüedad, I. y Olazar, M. (2007). Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer breakthrough curves. Journal of Hydrology 334 (1–2): 183–198.

Moreno. F., García-Dueñas, V., Campos, J., García, L., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1980). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1050 (Ubrique) a escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional. I.G.M.E., 55 pp.

Mudarra, M. (2012). Importancia relativa de la zona no saturada y zona saturada en el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos carbonáticos. Caso de la Alta Cadena, sierra de Enmedio y área de Los Tajos (provincia de Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. 557 pp.

Mudarra, M. y Andreo, B. (2011). Relative importance of the saturated and the unsaturated zones in the hydrogeological functioning of karst aquifers. The case of Alta Cadena (Southern Spain). Journal of Hydrology, 397 (3-4):263-280.

Mudarra, M., Sánchez, D., Barberá, J.A. y Andreo, B. (2015). Consideraciones sobre el control y monitorización en continuo de las respuestas naturales de acuíferos kársticos. En: El agua en Andalucía. El agua, clave medioambiental y socioeconómica. Tomo 1. (B. Andreo, J.A. López-Geta, G. Ramos, J.J.).

Mudarra, M., Andreo, B., Marín, A.I., Vadillo, I. y Barberá, J.A. (2014). Combined use of natural and artificial tracers to determine the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). Hydrogeology Journal, 22 (5): 1027-1039.

Mudarra, M., Andreo, B. y Baker, A. (2011). Characterization of dissolved organic matter in karst spring waters using intrinsic fluorescence: Relationship with infiltration processes. Science of the Total Environment, 409 (18): 3448-3462.

Mudry, J. (1987). Apport du tracage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Tesis Doctoral. Universidad de Besançon (Francia). 378 pp.

Mudry, J. y Blavoux, B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. Hydrogéologie, 1: 53-59.

Nash, J.E. y Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, part 1: a discussion of principles. Journal of Hydrology, 10 (3): 282-290.

Pape, J. R., Banner, J. L., Mack, L. E., Musgrove, M., & Guilfoyle, A. (2010). Controls on oxygen isotope variability in precipitation and cave dripwaters, central Texas, USA. Journal of Hydrology, 385(1–4), 203–215. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2010.02.021

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Parker, J. y Van-Genuchten, M. (1984). Determining transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Bulletin 84-3, Virginia Agriculture Experiment Station, Blacksburg, VA, 95 pp.

Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A 43.

Peyre, Y., (1960-62). État actual de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversal de Málaga. Faits nouveaux, problèmes et hipothèses. Livre à la memoire du Prof. Fallot. Soc. Géol. France, Paris, T. I: 199-208.

Plata, A. (1994). Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX). 139 pp.

Plummer, L. (1977). Defining reactions and mass transfer in part of Floridan aquifer. Water Resources Research, 13: 801-812.

Pronk, M., Goldscheider, N. y Zopfi, J. (2009). Microbial communities in karst groundwater and their potential use for biomonitoring. Hydrogeology Journal 17: 37-48.

Pronk, M., Goldscheider, N. y Zopfi, J. (2006). Dynamics and interaction of organic carbon, turbidity and bacteria in a karst aquifer system. Hydrogeology Journal, 14 (4): 473-484.

Ravbar, N., Barberá, J.A., Petric, M., Kogovsek, J. y Andreo, B. (2012). The study of hydrodynamic behavior of a complex karst system under low-flow conditions using natural and artificial tracers (springs of the Unica River, SW Slovenia). Environmental Earth Sciences, 65: 2259-2272.

Razack, M. (1980). Approche quantitative de l'effet d'échelle sur le relevé de la fracturation par photo-interprétation dans l'étude de la géométrie des réservoirs fissurés. (Quantitative approach of the scaling effect on fracturation analysis by interpreting aerial graphs for the study of the geometry of fissured reservoirs). Mémoires hors série de la Société géologique de France 11: 81-90.

Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D. (1983). The relation between air mass trajectories and the water isotope composition of rain in the Mediterranean sea area. Geophysical Research Letters, 10, 1: 43-46.

Rodríguez-Vidal, J., Álvarez, G., Cáceres, L.M., Martínez-Aguirre, A. y Alcaraz, J.M. (1999). Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz). Cuaternario y Geomorfología, 13 (1-2): 7-17.

Ryan, M. y Meiman, J. (1996). An examination of short-term variations in water quality at a karst spring in Kentucky. Ground Water, 34 (1): 23-30.

Sánchez, D., Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B., y Martín-Rodríguez, J.F. (2017). Hydrochemical and isotopic characterization of carbonate aquifers under natural flow conditions, Sierra Grazalema Natural Park, southern Spain. Geological Society, London, Special Publications, 466 (1): 275-293.

Sanz, E., Sanz de Ojeda, J., Rosas, P. (2022). Hidrogeología del sistema kárstico de la sierra de Hinojedo (Cordillera Ibérica, España). Sociedad Geológica de España Geogaceta. 72

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines. Masson, París (Francia). 642 pp.

Sen, P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. Journal of the American Statistical Association, 63 (324): 1379-1389.

Serène, L., Batiot, C., Mazzilli, N., Emblanch, C., Babic, M., Dupont, J., Simler, R., 799 Blanc, M. y Massonnat, G. (2022). Transit Time index (TTi) as an adaptation of humification index to illustrate transit time differences in karst hydrosystems. Application to the karst springs of Fontaine de Vaucluse system (Southeastern France). Hydrology Earth System Sciences, 26: 5035-5049. http://sci-hub.tw/10.5194/hess-2022-100.

Shuster, E.T. y White, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. Journal of Hydrology, 14: 93-128.

Smart, P.L. y Laidlaw, I.M.S. (1977). An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. Water Resource Research, 13 (1): 15-33.

Sonntag, C., Christmann, D., Munnich, K.O. (1985). Laboratory and field experiments on infiltration and evaporation of soil water by means of deuterium and oxygen-18 IAEA Proc. Stable Radioact. Isot. Stud. Unsaturated Soil Zone, IAEA, Vienna IAEA-TECDOC-357.

Stevanović, Z. (2018). Global distribution and use of water from karst aquifers. Geological Society, London, Special Publications, 466 (1): 217. http://dx.doi.org/10.1144/SP466.17.

Sudicky, E.A. y Frind, E.O. (1982). Contaminant Transport in Fractured Porous Media Analytical Solutions for a System of Parallel Fractures. Water Resources Research, 18: 1634-1642.

Suma A. (2011). Geomorfologia e geodiversità della Sierra de Grazalema (Andalusia, Spagna). Tesis Doctoral. Universitá di Ferrara (Italia), 278 pp.

Toride, N., Leij, F. y Van-Genuchten, M. (1995). The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments, version 2.0. US Salinity Laboratory, Agricultural Research Services, USDA, Riverside, CA, 121 pp.

Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S. y Mckinney, C.R. (1951). Measurement of paleo-temperatures and temperatures of the upper cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States. Geological Society of America Bulletin, vol. 62 (4): 399–416.

Van Genuchten, M., Simunek, J., Leij, F., Toride, N. y Sejna, M. (2012). STANMOD: model, use, calibration and validation. Am. Soc. Agric. Biol. Eng, 55 (4): 1353-1366.

Vera, J.A. y Molina, J.M. (1999). La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. Estudios Geológicos, Vol. 55: 45-66.

Wessolek, G., Duijnisveld, W.H.M. y Trinks, S. (2008) Hydro-pedotransfer functions (HPTFs) for predicting annual percolation rate on a regional scale Journal of Hydrology, 356 (2008), pp. 17-27

White, W.B. (2002). Karst hydrology: recent developments and open questions. Enginnering Geology, 65 (2): 85-105.

Wigley, T.M.L. (1973). The incongruent solution of dolomite. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 1397–1402.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Worthington, S.R.H. (1999). A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers. In Karst Modeling, ed. A.N. Palmer, M.V. Palmer, and I.D. Sasowsky, 30-37. Charles Town, West Virginia: Karst Waters Institute.

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. (A) Distribución espacial y porcentaje de superficie ocupada por afloramientos carbonáticos (color azul) en el conjunto del continente europeo y en España (B). (C) Origen del agua destinada al abastecimiento urbano en España (EU, 1995) 2

Figura 1.2. Bloque-diagrama en el que se representan los rasgos principales de los macizos kársticos y su influencia en el funcionamiento hidrogeológico de estos sistemas 3

Figura 1.3. Mapa de situación geográfica del área de estudio..... 6

Figura 1.4 Topografía, núcleos urbanos y vías de acceso al área de estudio 7

Figura 1.5. Pluviocaptor instalado en la zona del Pinsapar a 1134 m s.n.m. (sierra del Pinar). Véase su ubicación en el apartado 3.4.6.1 13

Figura 1.6. Equipos de análisis en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). (A) módulo de análisis isotópico ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ y $\delta^{13}C$) (B) sección de análisis químicos (componentes mayoritarios)..... 15

Figura 1.7. Sistemas de análisis isotópico. (A) analizador PICARRO mod. CRDS L1102-i. (B) Equipo PICARRO, mod. G1111-i y analizador AURORA 1030 18

Figura 1.8. (A) Descomposición de la curva de recesión según el método de Mangin (1970, 1975).1, tramo de decrecida; 2, agotamiento; 3, curva de recesión. (B) Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos..... 21

Figura 2.1**.** Mapa geológico del Mediterráneo occidental. Modificado de Vera (2004) 28

Figura 2.2**.** Mapa geológico de la Zona Externa Bética (modificado de Vera, 2004)..... 29

Figura 2.3**.** Distribución espacial de los dominios presentes en el sector occidental de la Cordillera Bética y relaciones estructurales entre las unidades presentes en el área de estudio (simplificado de Vera, 2004)..... 30

Figura 2.4**.** Columnas estratigráficas representativas del dominio Subbético Interno Occidental o Penibético en el área de estudio (modificadas del IGME, 1980) 33

Un rasgo característico de esta discontinuidad (paleokarst) es la de presentar formas kársticas en la roca caliza, rellenas por diques neptúnicos (Fig. 2.5C) en los que se identifica abundante fauna del Cretácico Inferior (foraminíferos y otros fósiles planctónicos). El Grupo Líbar comprende una secuencia dolomítico-caliza de aproximadamente 500 m de espesor, dentro de la cual se distinguen varias formaciones litoestratigráficas, que se describen a continuación. . 34

Figura 2.5**.** (A y B) Afloramientos de calizas oolíticas pertenecientes a la Formación Endrinal, en la sierra del Caíllo (A) y sierra del Endrinal (B). (C) Detalle de los diques neptúnicos con fósiles de organismos plantónicos que rellenan el paelokarst de la discontinuidad Jurásico-Cretácico. (D) Afloramiento de margas cretácicas, intensamente tectonizadas (Formación. Capas Rojas) en la sierra del Caíllo. 35

Figura 2.6**.** (A) Afloramiento de dolomías jurásicas intensamente brechificadas en la sierra del Pinar. (B) Alternancia de margas y margocalizas del Jurásico Medio en la sierra de Zafalgar. (C) Afloramiento de calizas con sílex del Jurásico Medio en la sierra de Monteprieto. (D) Calizas nodulosas de los términos superiores del Jurásico en la sierra de Albarracín..... 37

Figura 2.7**.** Columnas estratigráficas representativas de las diferentes unidades del Dominio Subbético Medio, en el área de estudio (Modificadas de Martín-Algarra, 1987)..... 39

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 2.8. (A) Falla normal del borde suroccidental de la sierra de Ubrique. (B) Fallas normales subparalelas en la sierra del Dornajo (Salto del Cabrero) 42

Figura 2.9. (A) Depresión tectónica a favor de una estructura de cabalgamiento en el Navazo Hondo. (B) Zona de contacto entre los diferentes grupos litoestratigráficos del Penibético en la sierra del Caíllo. (C) Vista aérea del borde noroccidental de la sierra de Peñón Grande. (D) Pico del Simancón (sierra del Endrinal) 43

Figura 2.10. Mapa de fracturación del área de estudio. Los diagramas de rosas indican la orientación azimutal (en intervalos de 10º) y número de discontinuidades consideradas. El círculo externo de los diagramas representa un 10% de las observaciones 47

Figura 2.11**.** Distribución de la altitud en el área de estudio. El recuadro inferior muestra el histograma de frecuencias de las cotas topográficas y la curva hipsométrica.....50

Figura 2.12. Distribución de la pendiente en el área de estudio. El recuadro inferior muestra el histograma de frecuencias de los intervalos de pendiente 51

Figura 2.13**.** Red de drenaje obtenida a partir del modelo digital de elevaciones y principales cuencas hidrográficas del área de estudio 53

Figura 2.14. (A) Cauce del río Bocaleones a la altura del manantial del mismo nombre (febrero de 2018). (B) Cauce del Arroyo Seco, aguas arriba de la localidad de Ubrique, tras un periodo de lluvia abundante (febrero de 2016). (C) Río Majaceite a su paso por la localidad de Benamahoma (mayo de 2017). (D) Arroyo del Pajarito aguas arriba de su coalescencia con el río Tavizna 55

Figura 2.15. (A) Área endorreica vertiente al sumidero de la Sima de Villaluenga. (B) Vista del agua de escorrentía generada en dicha cuenca a la entrada de la sima (febrero de 2017). (C) Área endorreica del Navazo del Cao (sierra del Caíllo). (D) Detalle del sumidero del Navazo del Cao tras las intensas lluvias de abril de 2018.....56

Figura 2.16. Mapa geomorfológico de la Sierra de Grazalema elaborado a partir de las observaciones de campo, donde se muestran los elementos morfológicos más representativos del área de estudio 57

Figura 2.17. (A) Acanaladuras o rillenkarren formadas por el agua de lluvia en la superficie de la roca (sierra del Endrinal). (B) Lapiaz en aristas de dimensiones métricas, localizado en la sierra de Ubrique. (C) Lapiaz con aristas redondeadas cubierto por una capa de suelo de pequeño espesor en la sierra de Peñón Grande. (D) Detalle de un pavimento kárstico en la sierra del Endrinal. 58

Figura 2.18. (A) Kamenitza en la sierra del Dornajo. (B) Detalle de un pavimento kárstico afectado por procesos de disolución en la sierra del Endrinal. 59

Figura 2.19. (A) Dolina en la sierra del Caíllo. (B) Uvala en la sierra del Endrinal. (C y D) Ejemplos de simas verticales desarrolladas a favor de fracturas en la sierra del endrinal. (E) Sima de Villaluenga. Ejemplo de fractura ensanchada por disolución y que actualmente funciona como sumidero kárstico. (F y G) Sumideros kársticos en la sierra del Caíllo.....60

Figura 2.20. Topografías de los principales sumideros y simas inventariadas en el área de estudio. Su localización, junto con la del resto de cavidades identificadas se muestra en la figura 2.16. (Datos tomados de AAES, 2003) 62

Figura 2.21. Mapa de tipos de suelo localizados en el área de estudio elaborado a partir de la información suministrada por el proyecto LUCDEME (1995; 1996a; 1996b).....63

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 2.22. (A) Ejemplo de cambisol gleico formado sobre los afloramientos de arcillas y areniscas del complejo de los Flyschs. (B) Suelo desarrollado sobre materiales arcilloso-evaporíticos (cambisol gypsico), en el que se observa una costra calcárea a escasa profundidad. (C) Suelo formado por arcillas de descalcificación (terra rossa) en una dolina de la sierra del Endrinal. (D) Regosol léptico sobre depósitos de ladera en la sierra del Caíllo 64

Figura 2.23. Mapa de usos del suelo y cobertura vegetal en la Sierra de Grazalema elaborado a partir de la cartografía del Sistema de Información de ocupación del Suelo en España (SIOSE) 67

Figura 3.1. Mapa pluviométrico de la provincia de Cádiz (modificado de IGME-DPC, 2005), en el que se indica la ubicación del área de estudio 70

Figura 3.2. Mapa termométrico de la provincia de Cádiz (modificado de IGME-DPC, 2005), en el que se indica la ubicación del área de estudio 72

Figura 3.3. (A) Masas nubosas sobre la sierra del Endrinal en septiembre de 2016. (B) Nevada sobre el Puerto de las Presillas (sierra del Endrinal) en enero de 2017. (C) Aspecto de la sierra del Endrinal tras un periodo de estiaje prolongado (octubre de 2017). (D) Descarga de información meteorológica en la estación meteorológica de Ubrique Sierra (CE-UB). (E) Helada en la sierra de Monteprieto, en febrero de 2016..... 73

Figura 3.4. Ubicación de las estaciones pluviométricas en el área de estudio 78

Figura 3.5. Relación entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media registrada en cada una de ellas, durante el periodo 1984/85 – 2017/18. También se muestra el gradiente pluviométrico calculado para dicho periodo 81

Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del periodo 1984/85 – 2017/18. Con un valor medio (aritmético) de 1152 mm. El valor medio calculado mediante planimetría de isoyetas asciende a 1216 mm, mientras que el mismo valor, calculado estimado a partir del gradiente altitudinal para el periodo histórico es de 1315 mm 84

Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2004/05, el más seco del periodo histórico. La precipitación media (aritmética) registrada es de 497 mm, mientras que la calculada mediante planimetría de isoyetas es de 524 mm..... 85

Figura 3.9. Mapa de distribución de la precipitación elaborado partiendo del gradiente pluviométrico calculado para el periodo 1984/85 – 2017/18..... 87

Figura 3.10. Distribución temporal de la precipitación media anual durante el periodo 1984/85 – 2017/18. En azul, años de tipo húmedo, en blanco los de tipo medio y en amarillo los de tipo seco…..... 88

Figura 3.11. Desviación anual y acumulada de los valores de precipitación respecto a la media, durante el periodo 1984/85 – 2017/18, expresadas en mm y %, respectivamente. En azul están representados los años húmedos y los periodos con una desviación acumulada superior a la media. En amarillo los años secos y los periodos con una desviación acumulada inferior a la media. En blanco, los años medios..... 89

Figura 3.12. Precipitación media mensual y acumulada para el conjunto de estaciones pluviométricas durante el periodo 1984/85 – 2017/18..... 90

Figura 3.13. Tendencias detectadas en la evolución temporal de la precipitación acumulada anual y en la intensidad, duración y precipitación total de los eventos pluviométricos en la estación de Grazalema (5911) durante el periodo 1912/13 – 2017/18. (A) Precipitación anual. (B, C y D) Precipitación, duración e intensidad de los eventos de lluvia (media anual)..... 91

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 3.14. Situación de las estaciones termométricas disponibles en el área de estudio 92

Figura 3.15. Gradiente térmico obtenido para el conjunto de estaciones termométricas consideradas en el análisis del periodo 1984/85 – 2017/18 97

Figura 3.16. Evolución temporal de la temperatura media del aire en las estaciones termométricas consideradas y de la temperatura media para toda la zona de estudio, durante el periodo 1984/85 – 2017/18 98

Figura 3.17. Valores de la temperatura mensual del aire en varias estaciones termométricas durante el periodo 1984/85 – 2017/18 99

Figura 3.18. Tendencias detectadas en la evolución temporal de las temperaturas mínimas, medias y máximas anuales, así como de la amplitud térmica anual en la estación pluviométrica de Grazalema (5911), durante el periodo 1963/64 – 2017/18.....100

Figura 3.19. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2012/13. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1877 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1960 mm 102

Figura 3.20. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1230 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas ha sido cifrada en 1275 mm 103

Figura 3.21. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15. La equidistancia entre isoyetas es de 100 mm. La precipitación media aritmética es de 997 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas ha sido cuantificada en 999 mm 104

Figura 3.22. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1113 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1117 mm 105

Figura 3.23. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17. La equidistancia entre isoyetas es de 100 mm. La precipitación media aritmética es de 770 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 769 mm 106

Figura 3.24. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2017/18. La equidistancia entre isoyetas es de 200 mm. La precipitación media aritmética es de 1616 mm, mientras que la calculada por planimetría de isoyetas asciende a 1600 mm 107

Figura 3.25. Relación entre la altitud de las estaciones pluviométricas y la precipitación media registrada en cada una de ellas, durante el periodo 2012/13 – 2017/18. También se muestra el gradiente pluviométrico calculado para dicho periodo (201 mm / 100 m) 108

Figura 3.26. Mapa de distribución de la precipitación elaborado a partir del gradiente pluviométrico calculado para el periodo 2012/13 – 2017/18 109

Figura 3.27. Valores de precipitación media anual durante el periodo 2012/13 – 2017/18. En la figura están indicados los valores de precipitación del año más seco y más húmedo del periodo histórico, así como su precipitación media aritmética. En azul están representados los años húmedos, en amarillo los considerados secos y en blanco los de tipo medio 110

Figura 3.28. Evolución temporal de las precipitaciones medias mensuales durante el periodo 2012/13 – 2017/18. Las bandas coloreadas indican el año tipo en el cual se enmarcan (azul = año húmedo, blanco = año medio y amarillo = año seco).....111

Figura 3.29. Registro de la precipitación diaria en la estación de Grazalema (5911) en los años hidrológicos 2012/13 a 2017/18. Los principales periodos de lluvia descritos en el texto aparecen

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

marcados en gris. El fondo de color indica el tipo de año hidrológico (en azul = año húmedo, en blanco = año medio y en amarillo = año seco) 112

Figura 3.30. Valores de precipitación media mensual y acumulada en el conjunto de estaciones utilizadas para el análisis pluviométrico del periodo de investigación 113

Figura 3.31. Mapa de la ubicación de los pluviocaptores y puntos de muestreo de agua de lluvia y nieve utilizados durante el periodo de investigación 115

Figura 3.32. Diagramas de sectores de los componentes mayoritarios presentes en las muestras de agua de lluvia recogidas en la zona de estudio durante el periodo de investigación 118

Figura 3.33. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las aguas de lluvia recogidas durante el periodo de investigación 118

Figura 3.34. Representación de los condicionantes ambientales en la relación isotópica entre ^{18}O y ^{2}H, en el agua de precipitación 120

Figura 3.35. Representación de los valores de $\delta^{18}O$ frente a los de $\delta^{2}H$ de las muestras de agua de lluvia y nieve recogidas en los diferentes puntos del área de estudio durante el periodo de investigación. Están incluidas las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas (Mundial, Local y del Mediterráneo Occidental) 123

Figura 3.36. Relación entre la altitud de los pluviocaptores y el valor medio ponderado de $\delta^{18}O$ ‰ registrado en cada uno de ellos, durante el periodo de investigación. También se indica el gradiente isotópico calculado para dicho periodo 125

Figura 3.38. Evolución temporal de la temperatura media mensual en las estaciones consideradas para la caracterización termométrica durante el periodo de investigación 128

Figura 3.39. Relación entre la temperatura media del aire y la altitud de las estaciones termométricas durante el periodo 2012/13 – 2017/18 128

Figura 4.1. Ubicación de los puntos de inyección, muestreo y trazadores utilizados (L-1, URA; SH-5, EOS; SH-7, PYR; SH-1, NaNAPTH) en el ensayo nº 1 (15/02/2015) 139

Figura 4.2. Hidrogramas de los manantiales de Ubrique en el contexto de las inyecciones llevadas a cabo en el ensayo nº 1 (15/02/2015). El registro pluviométrico procede de la estación de Grazalema (5911) 140

Figura 4.3. Ubicación de los puntos de inyección, muestreo y trazadores utilizados (SH-1, AMG; SH-5, SRB; SH-7, EOS; I-1, URA) en el ensayo nº 2 (07/03/2018). Se indican también las conexiones hidráulicas probadas en el ensayo 142

Figura 4.4. (A) Inyección de eosina (EOS) en el sumidero SH-5. (B) Agua de infiltración en el sumidero SH-7. (C) Inyección de sulforodamina B (SRB) en el sumidero SH-7. (D) Inyección de uranina (URA) en el inversac de la Olla (I-1) durante su actividad como sumidero. (E) Vista del inversac de la Olla (I-1) durante su actividad surgente (09/03/2018) 143

Figura 4.5. Hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1, Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) e hietograma de la estación de Grazalema durante el periodo comprendido entre el 15/02/2018 y el 15/04/2018 144

Figura 4.6. Hidrogramas de descarga y curvas de concentración (BTC) de amido-rodamina G (AMG) en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) y porcentaje de recuperación del trazador. El registro pluviométrico referido corresponde a la estación de Grazalema (5911) 146

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 4.7. Valores de concentración de eosina (EOS) y sulfo-rodamina B (SRB) analizados en el agua drenada por el inversac de la Olla (I-1) y periodo de actividad surgente durante el ensayo nº 2. El registro pluviométrico referido corresponde a la estación de Grazalema (5911) 147

Figura 4.8. Ubicación de los puntos de inyección y trazadores utilizados (SH-2, AMG; SH-3, PYR) en el ensayo nº 3 (12/04/2018) 148

Durante el periodo de control se tomaron 6 muestras de agua para comprobar la presencia de sustancias fluorescentes. El muestreo se prolongó hasta el 21 de abril salvo en el manantial de Buitreras, donde se recogieron muestras hasta el 26 de abril de 2018. Al igual que en los ensayos nº 1 y 2, se tomaron muestras de aguas superficiales en diversos puntos para determinar la posible presencia de trazador (Tab. 4.2 y Fig. 4.8). En los manantiales de Cornicabra (M-1) y Hondón (M-10) fue instalado un espectrofluorímetro portátil (GGUN FL-30), con una periodicidad de lectura de 15 minutos. La toma de muestras en el manantial de Buitreras fue automatizada mediante de la instalación de un automuestreador acoplado a una bomba sumergible y un espectrofluorímetro de campo. 148

Figura 4.9. Hidrogramas de los manantiales de Cornicabra (M-1, Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) e hietograma de la estación de Grazalema (5911) durante el periodo comprendido entre el 15/03/2018 y el 15/05/2018.....149

Figura 4.11. Curvas de concentración (BTC) de amido-rodamina G (AMG) y piranina (PYR) en los manantiales de Cornicabra (M-1) y TP Cornicabra 4 (M-21). Se muestra el registro del caudal de descarga, conductividad eléctrica y temperatura del agua en el manantial de Cornicabra (M-1). El registro pluviométrico corresponde a la estación de Grazalema (5911).....152

Figura 4.12. (A) Curvas de concentración de trazadores (BTCs) en función del tiempo transcurrido desde la inyección. (B) Curvas de concentración normalizadas. (C) Curvas de distribución del tiempo de residencia (RTD) frente al tiempo transcurrido desde las inyecciones en los diferentes ensayos de trazado 153

Figura 4.13. Relaciones estadísticas entre los parámetros dispersivos más relevantes relacionados con la morfología de las BTCs. Véase la tabla 4.5 para la identificación de los parámetros.....156

Figura 4.14. (A) Relación entre los valores de dispersión y la velocidad media de flujo. (B) Relación entre la dispersión y la longitud de la trayectoria de flujo 158

Figura 4.15. Resultados de las simulaciones (AD y 2RNE) llevadas a cabo a partir de las curvas de concentración de los trazadores efectuados durante la investigación 159

Figura 4.16. Relación entre la concentración pico unitaria (C_{UP}) y el tiempo de máxima concentración (Tmc) de las BTCs 161

Figura 4.17. Relación entre los coeficientes de partición (β) y de transferencia de masa (ω) con los valores de dispersión longitudinal, gradiente altitudinal (G_{AL}) y velocidad media de flujo en las BTCs analizadas.....162

Figura 4.18. Mapa sintético de las conexiones hidrogeológicas verificadas por medio de los ensayos realizados durante esta investigación. Se muestran también las conexiones probadas en estudios anteriores en el macizo carbonático de la sierra de Líbar (Andreo et al., 2004). Los valores de cota del inversac (I-1) hacen referencia a su altitud (804 m s.n.m.) y al nivel del agua en los periodos de estiaje, situado aproximadamente a 500 m s.n.m. (AAES, 2009) 164

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 5.1. (A) Unidades hidrogeológicas definidas por el IGME (1980). (B) Unidades hidrogeológicas (acuíferos) definidos por el IGME (1984). (C) Unidad hidrogeológica definida por el IGME, 2001). (D) Masa de agua subterránea de primer y segundo ciclo de planificación.... 169

Figura 5.2. Columnas litológicas de algunos sondeos del área de estudio (datos tomados del IGME)..... 179

Figura 5.3. Evolución piezométrica en algunos de los sondeos controlados en las sierras de Zafalgar (Bocaleones 1, S-8), sierra del Pinar (El Descansadero, P-1) y sierra del Labradillo (El Moro 1, 2 y 3, S-5, S-6 y S-7)..... 180

Figura 5.4. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Cornicabra (M-1). (B) Manantial de Algarrobal (M-2). (C) Manantial TP Garciago (M-3)..... 183

Figura 5.5. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Hondón (M-10). (B) Manantial de Nueve Caños (M-11). (C) Manantial de El Moro (M-16)..... 184

Figura 5.6. Ecuaciones que relacionan la altura de la lámina de agua y el caudal (curvas de gastos) en las secciones de aforo de los manantiales de la red de control equipados con sistemas de registro continuo. El rectángulo amarillo muestra la ubicación del sensor de altura del agua. (A) Manantial de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13). (B) Manantial de Arroyomolinos (M-14). (C) Manantial de Bocaleones (M-15)..... 185

Figura 5.7. Hidrogramas de los manantiales relacionados con la descarga de agua subterránea en las sierras de la Silla y Albarracín durante el periodo (2012/13 – 2016/17). El registro pluviométrico corresponde a la estación pluviométrica de El Bosque (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)..... 187

Figura 5.8. Hidrogramas de los manantiales relacionados con el drenaje de agua subterránea en las sierras de Ubrique y Dornajo-Sierra Alta, durante el periodo (2012/13 – 2017/18). El registro pluviométrico corresponde a la estación de Villaluenga del Rosario (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)..... 188

Figura 5.9. Hidrogramas de los manantiales relacionados con el drenaje de agua subterránea en las sierras de Zafalgar-Labradillo y Pinar-Monteprieto, durante el periodo (2012/13 – 2017/18). El registro pluviométrico corresponde a la estación pluviométrica de Grazalema (véase la situación en el mapa hidrogeológico adjunto)..... 189

Figura 5.10. Relación entre la temperatura media del agua (ºC) y la cota de surgencia (m s.n.m.) en los manantiales del área de estudio..... 192

Figura 5.11. Evolución temporal de la temperatura del agua drenada por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación..... 194

Continuación de la figura 5.11..... 195

Figura 5.12. Evolución temporal de los valores de conductividad eléctrica (CE) del agua drenada por las surgencias de la red de control durante el periodo de investigación 199

Continuación de la figura 5.12..... 200

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 5.13. Curvas de frecuencias de los valores de conductividad eléctrica del agua drenada por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación.....203

Figura 5.14. Diagramas de Piper en los que se representan las composiciones químicas de las aguas drenadas por los manantiales de la red de control durante el periodo de investigación 206

Figura 5.15. Representación de los factores principales del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua subterránea recogidas durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas.....212

Figura 5.16. Representación de los factores principales del segundo ACP efectuado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea, sin las muestras de elevada mineralización correspondientes al manantial de Esparragosilla (M-4). (A) espacio de las unidades estadísticas. (B) espacio de las variables.....213

Figura 5.17. (A) Relación entre los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ en las muestras de aguas de precipitación y subterráneas drenadas por los manantiales de la red de control. (B) Representación detallada de la composición isotópica y de los rangos de dispersión en las aguas subterráneas.....217

Figura 5.18. Relación entre los valores medios de $\delta^{18}O$ medidos en el agua de los manantiales del área de estudio y la altitud media de los afloramientos carbonáticos (superficies de recarga) de los macizos en los que están situados. Se incluyen la relación entre la altitud de los pluviocaptores y el valor medio de $\delta^{18}O$ del agua de lluvia durante el periodo de investigación……. 218

Figura 5.19. Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas de lluvia (recogidas en el pluviocaptor Pto. Palomas) y de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de la red de control.....220

Continuación de la figura 5.19.....221

Continuación de la figura 5.19.....222

Figura 5.20. Diagrama de caja y bigotes en el que se representan los parámetros estadísticos de los valores de $\delta^{13}C_{TDIC}$ obtenidos de las muestras recogidas en las surgencias de la red de control…… 226

Figura 5.21. Relación entre los valores isotópicos de $\delta^{13}C_{TDIC}$ y los contenidos en COT (A) y Mg^{2+} (B) en las muestras de agua de los manantiales de la red de control 226

Figura 5.22.. Evolución temporal de los contenidos en COT y de la intensidad de fluorescencia de los picos C y A en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control.....230

Continuación de la figura 5.22.....231

Figura 5.23. Relación entre la concentración de COT (mg/l) y la intensidad de fluorescencia del pico C (u.R.) en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control. Nótese que la escala de los ejes X e Y del gráfico superior izquierdo está realzada con respecto a las demás.....233

Figura 6.1. Hidrogramas de los manantiales en los que existe componente de escorrentía superficial durante el periodo 2013/14 – 2017/18. El hidrograma conjunto M-13 y M-14 incluye la descarga de los manantiales de Benamahoma y Cachones. Los hidrogramas M-15 y M-16 corresponden a los manantiales de Bocaleones y Arroyomolinos, respectivamente.....243

Figura 6.2. Fotografía del inversac de La Olla (I-1), durante un periodo de actividad surgente en marzo de 2018 244

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Durante el periodo de estudio se tiene constancia de dicha actividad en dos ocasiones. La primera en el mes de marzo de 2013 (precipitación media mensual de 569 mm) y la segunda en los meses de marzo y abril de 2018 (Fig. 6.2), en los que se registró una precipitación media de 461mm. A partir de las dimensiones del cauce, calado y velocidad del flujo en superficie se realizaron dos estimaciones del caudal de descarga el 02/03/2018 y el 19/03/2018. El caudal estimado fue de 2500 l/s, aunque debido a la poca precisión de la medida y la ausencia de información sobre el corto periodo de tiempo durante el que el inversac estuvo activo como surgencia, este dato no se ha considerado en el balance hidrogeológico. Si se tienen en cuenta los reducidos lapsos de tiempo durante los cuales el inversac muestra actividad surgente (pocos días e incluso horas), el caudal de descarga drenado por este punto es poco significativo, si se atiende al régimen hidrometeorológico de la zona y la superficie permeable (17,86 km^2) atribuida al acuífero de Endrinal-Peñón Grande. 244

Figura 6.2. Evapotranspiración potencial media mensual y acumulada según la ecuación de Penman-Monteith (1965) para las dos estaciones con datos disponibles durante el periodo 2003/04 - 2017/18 251

Figura 6.3. Relación entre los valores de ETP (mm/día) obtenidos con cada una de las ecuaciones de aproximación y los valores calculados mediante la ecuación de Penman-Monteith (ETP de referencia), en la estación de Grazalema (EMA) -5911A-, durante el periodo 01/10/2003 – 30/09/2018 252

Figura 6.4. Relación entre los valores de ETP (mm/día) obtenidos con cada una de las ecuaciones de aproximación y los valores calculados mediante la ecuación de Penman-Monteith (ETP de referencia), en la estación de El Bosque (San José) -5941X-, durante el periodo 01/10/2003 – 30/09/2018 253

Figura 6.5. Distribución espacial de la lluvia útil media (PU) calculada con un valor de reserva útil del suelo de 50 mm, para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) 258

Figura 6.6. Distribución espacial de la lluvia útil media (PU) calculada con un valor de reserva útil del suelo de 50 mm, para el periodo de investigación 2012/13 – 2017/18 261

Figura 6.8. isolíneas de lluvia útil, esquema litológico de la cuenca y red de drenaje vertientes a la estación de aforos del manantial de Arroyomolinos 263

Figura 6.9. Distribución de la tasa de recarga obtenida mediante la aplicación del método APLIS modificado (Marín, 2009) en los acuíferos carbonáticos de la Sierra de Grazalema 268

Tabla 6.12. Tasas de recarga obtenidas mediante el método APLIS modificado (Marín, 2009) y recursos medios anuales correspondientes, para los años seco, húmedo, medio histórico (1984/85 – 2017/18) y medio del periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) 269

Figura 6.10. Distribución espacial de los valores de recarga específica, expresada en m^3/m^2 en las superficies permeables de los acuíferos del área de estudio, para los años seco, húmedo y medio del periodo histórico y de investigación 270

Figura 6.11. Mapa de situación de la cuenca del Arroyo Albarrán en relación con los afloramientos carbonáticos del acuífero de la sierra de Ubrique 272

Figura 6.12**.** Comparación entre los caudales medios de recarga (calculados mediante la aplicación del balance de agua en el suelo -BAS-, método APLIS y balance de masas de Cl^-), con la descarga medida en cada uno de los acuíferos del área de estudio 277

Figura 6.13. Balance hidrogeológico de los acuíferos diferenciados en el área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18. Las flechas de color rojo representan la

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

transferencia subterránea de recursos hídricos desde el acuífero de Endrinal-Peñón Grande hacia la sierra de Líbar 278

Figura 6.14. Evaluación de recursos hídricos en los acuíferos diferenciados en el área de estudio durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18). Las flechas de color rojo representan la transferencia subterránea de recursos hídricos desde el acuífero de Endrinal-Peñón Grande hacia la sierra de Líbar 282

Figura 7.1 Esquema hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 7.2 286

Figura 7.2 Cortes hidrogeológicos del acuífero de la sierra de Ubrique. Véase su posición en la figura 7.1 287

Figura 7.3 (A) Manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de agotamiento de 2016. (B) Vista de la captación del manantial de Cornicabra (M-1) en aguas altas (marzo de 2018). (C) Fotografía del manantial de Algarrobal (M-2), emplazado dentro del casco urbano de Ubrique, durante un periodo de estiaje. (D) Manantial de Algarrobal (M-2) tras los eventos de precipitación registrados en marzo de 2018 288

Figura 7.4 (A) Manantial trop plein TP Cornicabra Alto (M-22), tras las intensas lluvias de febrero de 2016. (B) Caudal de descarga de los manantiales temporales M-20, M-21 y M-22 en el cauce de Arroyo Seco. (C) Vista de la sección de aforo del manantial TP Garciago (M-3) en febrero de 2017. (D) Punto de surgencia del manantial TP Garciago (M-3) 290

Figura 7.5 Hidrogramas anuales del manantial de Cornicabra (M-1) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911).....292

Figura 7.6 Hidrogramas anuales del manantial de Algarrobal (M-2) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911).....294

Figura 7.7 Hidrogramas anuales del manantial TP Garciago (M-3) para el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911).....295

Figura 7.8 En la columna izquierda, curvas de decrecida y agotamiento analizadas en el manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de investigación. En la derecha, gráficos correspondientes a la función ”y” al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo, en el supuesto de que se mantengan las condiciones de agotamiento 297

Figura 7.9 A la columna izquierda, curvas de decrecida y agotamiento analizadas en el manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación. A la derecha, gráficos correspondientes a la función “y” y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo, de mantenerse las condiciones de agotamiento.....299

Figura 7.10 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos, sobre el que han sido representados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2).....301

Figura 7.11 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal del manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado entre las series precipitación y de caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria.....302

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 7.12 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal del manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado lluvia-caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria……303

Figura 7.13 (A) Correlograma simple de los datos horarios de precipitación y del caudal de descarga del manantial de TP Garciago (M-3) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Correlograma cruzado lluvia-caudal para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria……304

Figura 7.14 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Cornicabra (M-1), con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 305

Figura 7.15 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Algarrobal (M-2), con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 307

Figura 7.16 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia TP Garciago (M-3) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 309

Figura 7.17 Metodología utilizada para el cálculo de los tiempos de respuesta hidrodinámica ante la precipitación. (A) Estimación del valor del retardo (k) para diferentes ventanas de observación mediante el análisis de correlación cruzada con ventana móvil. (B) Estimación del tiempo de respuesta entre el centro de gravedad de los eventos pluviométricos y el punto de máximo caudal de descarga de los manantiales 311

Figura 7.18 Distribución temporal de los tiempos de respuesta (horas) de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3), obtenidos mediante el análisis correlatorio con ventana móvil y mediciones directas del tiempo de respuesta (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023) 313

Figura 7.19 Relaciones entre la intensidad de los eventos pluviométricos y el tiempo de respuesta (curvas de intensidad-tiempo) calculadas en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M3). Se han incluido los valores de tiempo de máxima concentración (T_{mc}) deducidos de los ensayos de trazador en función de la intensidad de precipitación del episodio de lluvia vinculado a cada ensayo (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023)..... 314

Figura 7.20 Esquema conceptual del funcionamiento hidrogeológico del acuífero de la sierra de Ubrique bajo condiciones de recarga con intensidad alta (A) y baja (B) (tomado de Martín-rodríguez et al., 2023) 316

Figura 7.21 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2), TP Garciago (M-3) y TP Cornicabra 4 (M-21) durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas…… 320

Figura 7.22 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Cornicabra (M-1) durante el periodo de investigación 322

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 7.23 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación 325

Figura 7.24 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial TP Garciago (M-3) durante el periodo de investigación 327

Figura 7.25 Representación de los valores isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique. Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS).....329

Figura 7.26 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por los manantiales de Cornicabra (M-1), TP Cornicabra 4 (M-21), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3) durante el periodo de investigación. También se representa el caudal drenado por cada una de las surgencias y los datos de composición isotópica del pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase el capítulo 3 de la presente memoria) 331

Figura 7.27 Evolución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en el agua drenada por las surgencias de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). También se muestra la serie de datos de precipitación registrada en la estación de Villaluenga del Rosario (5943B) y el hidrograma de cada uno de los manantiales 333

En las crecidas de mayor magnitud se han registrado las composiciones más empobrecidas en $\delta^{13}C_{TDIC}$ (Tab. 4.10), -14,59 ‰ en Algarrobal y -16,25 ‰ en el manantial TP Garciago (Fig. 7.27), valores claramente relacionados con la influencia de la infiltración rápida procedente del suelo y de los puntos de infiltración concentrada (sima de Villaluenga). En el caso del manantial de Cornicabra (M-1), el patrón estacional menos marcado podría deberse a la existencia de procesos de mezcla entre el agua de reciente infiltración (con una señal isotópica más negativa, influenciada el suelo) y la almacenada en el acuífero, con un mayor tiempo de residencia. ...333

Figura 7.28 Esquema hidrogeológico de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo y de las sierras del Endrinal y Peñón Grande. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 7.29 340

Figura 7.29 Cortes hidrogeológicos de los acuíferos de las sierras Alta y del Dornajo y de las sierras del Endrinal y Peñón Grande. Véase su posición en la figura 7.28 341

Figura 7.30 (A) Vista aérea de la ubicación del manantial de Nueve Caños (M-11), al norte del caso urbano de Ubrique. (B) Interior de la captación durante un periodo de aguas altas (primavera de 2018). (C) Ídem en aguas bajas (agosto de 2017), cuando el manantial estaba seco por el bombeo continuado en los sondeos del Rano 1 y 2. (D) Ubicación de los sondeos Rano 1 y 2.....342

Figura 7.31 (A) Ubicación del manantial de Hondón (M-10) en el extremo oriental de la sierra del Dornajo. (B) Vista del manantial durante un periodo de aguas bajas (agosto de 2017). (C) Caudal de descarga de la surgencia tras las intensas lluvias de febrero de 2016 343

Figura 7.32 Hidrogramas anuales del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benaocaz (5944), cuya ubicación se muestra en la figura 7.28 345

Figura 7.33 Hidrogramas anuales del manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de la precipitación corresponde a la estación de Benaocaz (5944), cuya ubicación se muestra en la figura 7.28.....346

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 7.34 En la columna izquierda, curvas de recesión y agotamiento analizadas en el manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación. En la derecha, gráficos correspondientes a la función "y" y del porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo transcurrido, de mantenerse las condiciones de agotamiento 348

Figura 7.35 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para la clasificación de los sistemas kársticos, en el que han sido proyectados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10) 350

Figura 7.36 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria 351

Figura 7.37 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo de registro continuo, de abril de 2014 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria 353

Figura 7.38 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Hondón (M-10) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 354

Figura 7.39 Representación gráfica de los caudales clasificados en la surgencia de Nueve Caños (M-11) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 356

Figura 7.40 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas 360

Figura 7.41 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación 361

Figura 7.42 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación 364

Figura 7.43 Representación de los datos isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) 367

Figura 7.44 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11) durante el periodo de investigación. También se representa el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas 368

Figura 7.45 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico disuelto en el agua de los manantiales de Hondón (M-10) y Nueve Caños (M-11). También se muestra la serie de datos de precipitación registrada en la estación de Benaocaz (5944) y el hidrograma de cada una de las surgencias 370

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 7.46 (A) Vista del inversac de la Olla (I-1) tras las lluvias de marzo de 2018. (B) Imagen del mismo punto en ausencia de descarga, en agosto de 2018. (C, D y E) Puntos de descarga del manantial temporal TP Tajos de Grazalema (M-34) después de episodios de lluvias 377

Figura 7.47 Mapa geológico de las sierras de Ubrique, Dornajo, Endrinal y Líbar. Se muestran la ubicación y cotas de surgencias de los principales puntos de descarga y la traza superficial de los cortes geológicos de la figura 7.48 381

Figura 7.48 Cortes hidrogeológicos de los acuíferos de las sierras de Endrinal y Peñón Grande y de la sierra de Líbar. La posición de los cortes se muestra en el mapa geológico de la figura 7.47.....383

Figura 8.1 Esquema hidrogeológico de los acuíferos de las sierras del Pinar y Monteprieto. Se muestra la posición de los cortes hidrogeológicos de la figura 8.2 386

Figura 8.2 Cortes hidrogeológicos del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto. Véase su posición en la figura 8.1 387

Figura 8.3 (A) Vista del manantial de Benamahoma (M-12), situado en el núcleo urbano de la pedanía homónima. (B) Caudal de descarga de TP Cachones (M-13) en febrero de 2017. (C) Punto de surgencia de TP Cachones (M-13) en un comienzo de actividad surgente tras las intensas lluvias de febrero de 2016. (D) Instantánea del mismo punto durante el pico de descarga relacionado con dicho evento pluviométrico 388

Figura 8.4 (A) Punto de surgencia del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante un periodo de aguas altas (marzo de 2018). (B) Vista del mismo punto en condiciones de estiaje (agosto de 2016). (C) Arqueta de derivación para el abastecimiento de Zahara de la Sierra, donde ha sido instalado el sensor de registro continuo de la CE y temperatura del agua. (D) Sensor de registro continuo de la altura de la lámina de agua.....390

Figura 8.5 Hidrogramas anuales de las surgencias de Benamahoma + TP Cachones (M-12 + M-13) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911), cuya ubicación se muestra en la figura 8.1 392

Figura 8.6 Hidrogramas anuales de la surgencia de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de control (2012/13 – 2017/18). El registro de la precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911), cuya ubicación se muestra en la figura 8.1 394

Figura 8.7 En la columna izquierda (A y C), curvas de recesión analizadas en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13). En la columna derecha (B y D), gráficos correspondientes a la función ”y” y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función del tiempo si se mantuvieran las condiciones de agotamiento 396

Figura 8.8 (A) Curva de recesión y agotamiento analizada en el manantial de Arroyomolinos (M-14). (B) Gráfico correspondiente a la función ”y” y al porcentaje de volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo transcurrido, de mantenerse las condiciones de agotamiento..... 398

Figura 8.9 Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para clasificar los sistemas kársticos, en el que han sido proyectados los puntos obtenidos a partir del análisis de las curvas de recesión de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) y Arroyomolinos (M-14)....399

Figura 8.10 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) correspondiente al periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación r (x,y), coeficiente de correlación cruzada; E.M., efecto memoria 400

Figura 8.11 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo comprendido entre el 01/10/2013 y el 30/09/2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de caudal y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. r, coeficiente de correlación r (x,y), coeficiente de correlación cruzada; E.M., efecto memoria 402

Figura 8.12 Representación gráfica de los caudales clasificados en las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 404

Figura 8.13 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de Arroyomolinos (M-14) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 405

Figura 8.14 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua recogidas en las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas 410

Figura 8.15 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Benamahoma (M-12) durante el periodo de investigación 412

Figura 8.16 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por la surgencia de TP Cachones (puntos) durante el periodo de investigación. En línea continua se ha representado la evolución temporal de la composición química del agua del manantial de Benamahoma (M-12) que aparece en la figura 8.15 414

Figura 8.17 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de investigación 416

Figura 8.18 Representación gráfica de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+}frente al contenido de SO_4^{2-} (A) y carbono orgánico total (B) en las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) 419

Figura 8.19 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+}(A) y Mg^{2+} (B) y los parámetros IS_{cal} (C) y (Ca^{2+} + Mg^{2+})-Alc (D) en las aguas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) 420

Figura 8.20 Representación gráfica de la relación Mg^{2+}/Ca^{2+}frente al contenido de SO_4^{2-} (A) y carbono orgánico total (B) en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14)……. 421

Figura 8.21 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} (A y B) y los parámetros IS_{cal} y (Ca^{2+} + Mg^{2+})-Alc (C y D) en las aguas drenadas por el manantial de Arroyomolinos (M-14) 421

Figura 8.22 Representación de los valores isotópicos de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) 423

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 8.23 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Benamahoma (M-12) y TP Cachones (M-13) durante el periodo de control. También se muestra el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase su ubicación en el capítulo 3 de la presente memoria) 425

Figura 8.24 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico disuelto en el agua de las surgencias de Benamahoma (M-12), TP Cachones (M-13) y Arroyomolinos (M-14). También se muestra el hidrograma de cada una de las surgencias y el registro pluviométrico de la estación de Grazalema (5911) 427

Figura 8.25 Mapa hidrogeológico del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. En la figura aparece la posición de los cortes hidrogeológicos mostrados en la figura 8.26 432

Figura 8.26 Cortes hidrogeológicos del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. La posición está representada en la figura 8.25 433

Figura 8.27 (A) Cañón fluviokárstico (Garganta Verde) a la altura de la surgencia de Bocaleones (M-15). (B) Caudal de descarga de la surgencia durante un periodo de aguas bajas (agosto de 2016). (C) Instantánea del mismo punto durante el periodo de aguas altas de marzo de 2017 434

Figura 8.28 (A) Captación del manantial del Moro (M-16) que deriva el agua hacia la red de abastecimiento de Prado del Rey. (B) Caudal de descarga de la surgencia durante un periodo de aguas bajas (julio de 2017). (C) Salida del caudal que excede la capacidad de la captación de abastecimiento, durante el periodo de aguas altas de marzo de 2018 435

Figura 8.29 (A) Captación del manantial de Las Cuevas (M-17) para la incorporación de su descarga en la red de abastecimiento de Prado del Rey. (B) Interior de la captación durante un periodo de aguas bajas (octubre de 2017) 436

Figura 8.30 Hidrogramas anuales de la surgencia de Bocaleones (M-15) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Grazalema (5911) 438

Figura 8.31 Hidrogramas de los manantiales de El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo 2012/13 – 2017/18. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benamahoma (5939), cuya ubicación se muestra en la figura 8.25 440

Figura 8.32 (A), Curva de recesión analizada en el manantial de Bocaleones (M-15). (B), Gráfico correspondiente a la función "y" y al porcentaje del volumen dinámico (V_d) drenado en función de tiempo en caso de mantenerse las condiciones de agotamiento 441

Figura 8.33 Gráfico i-k para clasificar los sistemas kársticos propuesto por Mangin (1970, 1975), en el que se han representado los valores de k e i obtenidos a partir del análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15) 442

Figura 8.34 (A) Resultados del análisis de autocorrelación de las series de datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de Bocaleones (M-15) durante el periodo de registro continuo, de octubre de 2013 a septiembre de 2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Función de correlación cruzada entre las series de precipitación y caudal para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria 444

Figura 8.35 (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos horarios de precipitación y caudal de descarga del manantial de El Moro (M-16) durante el periodo comprendido entre el

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

02/05/2014 y el 30/09/2018, para una ventana de observación de 14600 horas (608 días). (B) Resultados del análisis de correlación cruzada entre las series de precipitación y caudal para el mismo periodo y ventana de observación. Leyenda: r, coeficiente de correlación. r (x,y), coeficiente de correlación cruzada. E.M., efecto memoria 445

Figura 8.36 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de Bocaleones (M-15) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 447

Figura 8.37 Representación gráfica de los caudales clasificados en el manantial de El Moro (M-16) con la frecuencia acumulada en escala aritmética (A) y probabilística (B) 448

Figura 8.38 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua procedentes de los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas 452

Figura 8.39 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por la surgencia de Bocaleones (M-15) durante el periodo de control 454

Figura 8.40 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por el manantial de El Moro (M-16) durante el periodo de investigación... 456

Figura 8.41 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua descargada por la surgencia de Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control ... 458

Figura 8.42 Relaciones iónicas entre los contenidos en SO_4^{2-} y las concentraciones de Ca^{2+}(A) y los parámetros Mg^{2+}/Ca^{2+} (B) y (Ca^{2+}+Mg^{2+})-Alc (C) en las aguas descargadas por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) 461

Figura 8.43 Representación de la composición isotópica de las aguas subterráneas drenadas por los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). Están incluidas las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) y las líneas definidas por las muestras de cada una de las surgencias 463

Figura 8.44 Evolución temporal de la composición isotópica del agua drenada por las surgencias de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17) durante el periodo de control. También se muestra el caudal drenado por cada uno de los manantiales y los datos de composición isotópica del agua de lluvia muestreada en el pluviocaptor del Puerto de las Palomas (véase su ubicación en el capítulo 3 de la presente memoria) 465

Figura 8.45 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico presente en el agua de los manantiales de Bocaleones (M-15), El Moro (M-16) y Las Cuevas (M-17). También se muestra el hidrograma de descarga de cada una de las surgencias y el registro pluviométrico de la estación de Grazalema (5911) 467

Figura 8.46 Mapa hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín. En la figura aparece la posición del corte hidrogeológico mostrado en la figura 8.47 472

Figura 8.47 Corte hidrogeológico del acuífero de la sierra de Albarracín. La posición del corte está representada en la figura 8.46 473

Figura 8.48 (A) Vista del manantial de Gorito (M-6) en aguas bajas (octubre de 2016) y durante la crecida que tuvo lugar en enero 2014 (B). Manantial de Quejigo (M-7) al principio del estiaje del año hidrológico 2015/16 y en la crecida que tuvo lugar en febrero de 2014 (D) 474

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 8.49 (A) Surgencia de Vihuelo (M-8) en condiciones de aguas altas, en marzo de 2013 (nótese que la descarga de agua se produce aguas arriba de la captación). (B) Vista del mismo manantial en aguas bajas. (C) Manantial de Máquina (M-9) en condiciones de aguas altas, en marzo de 2013 y (D) al final del prolongado periodo de estiaje del año hidrológico 2016/17.....475

Figura 8.50 Hidrogramas de las surgencias de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9) durante el periodo 2012/13 – 2016/17. El registro de precipitación corresponde a la estación de Benamahoma (5939), cuya ubicación se muestra en la figura 8.46.....477

Figura 8.51 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos de los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9), durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas.....482

Figura 8.52 Relaciones iónicas en las aguas de los manantiales de la sierra de Albarracín. (A, B y C) Relación entre el contenido en Ca^{2+} y las concentraciones de HCO_3^-, Mg^{2+} y SO_4^{2-}, respectivamente. (D) Relación entre la concentración de Cl^- frente a Na^+.....484

Figura 8.53 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de Gorito (M-6) durante el periodo de control.....486

Figura 8.54 Evolución temporal de la composición química, temperatura e índices de saturación del agua drenada por el manantial de Quejigo (M-7) durante el periodo de control.....489

Figura 8.55 Evolución temporal de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios e índices de saturación del agua drenada por la surgencia de Vihuelo (M-8) durante el periodo de investigación.....492

Figura 8.56 Evolución temporal de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios e índices de saturación del agua drenada por el manantial de Máquina (M-9) durante el periodo de investigación.....493

Figura 8.57 Representación de la composición isotópica de las aguas subterráneas drenadas por las surgencias de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9). Se han mostrado las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS) ajustada a partir de la composición isotópica de todas las muestras de agua subterránea recogidas en el área de estudio y la línea definida por cada una de las surgencias del acuífero.....495

Figura 8.58 Evolución temporal de la composición isotópica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) del carbono inorgánico del agua de los manantiales de Gorito (M-6), Quejigo (M-7), Vihuelo (M-8) y Máquina (M-9). También se muestra el hidrograma de descarga de cada uno de los manantiales y el registro pluviométrico correspondiente a la estación de Benamahoma (5939).....497

Figura 8.59 Mapa hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla. En la figura aparece la posición del corte hidrogeológico mostrado en la figura 8.60.....502

Figura 8.60 Corte hidrogeológico del acuífero de la sierra de la Silla. La posición se muestra en la figura 8.59.....503

Figura 8.61 (A) Manantial de Esparragosilla (M-4). (B) Vista del manantial de Aguafría (M-5) durante un periodo de aguas altas (marzo de 2013). (C) Fotografía del mismo punto en octubre de 2015, hacia el final del estiaje. (D) Sección de aforo (punto PA-1) donde confluyen los arroyos alimentados por las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5).....504

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Figura 8.62 Hidrogramas de las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5) durante el periodo 2012/13 – 2016/17. El registro de precipitación corresponde a la estación de Tavizna (5941), cuya situación se muestra en la figura 8.59 506

Figura 8.63 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos, CE, temperatura e índices de saturación del manantial de Esparragosilla (M-4), durante el periodo de control. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas 509

Figura 8.64 Representación de los factores 1 y 2 del análisis de componentes principales (ACP) realizado con los datos hidroquímicos de la surgencia de Aguafría (M-5), durante el periodo de investigación. (A) Espacio de las variables. (B) Espacio de las unidades estadísticas 511

Figura 8.65 Relaciones iónicas en las aguas de los manantiales de la sierra de la Silla. (A, B y C), Relación del contenido en Ca^{2+} frente a la alcalinidad total (Alc), Mg^{2+} y SO_4^{2-}, respectivamente. (D) Relación entre la concentración de Na^{+} y Cl^{-} 512

Figura 8.66 Evolución temporal de la conductividad eléctrica y temperatura, composición química e índices de saturación en calcita y dolomita del agua drenada por el manantial de Esparragosilla (M-4) durante el periodo de investigación 515

Figura 8.67 Evolución temporal de la conductividad eléctrica y temperatura, composición química e índices de saturación en calcita y dolomita del agua descargada por la surgencia de Aguafría (M-5) durante el periodo de investigación 517

Figura 8.68 Representación de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) de las aguas subterráneas descargadas por los manantiales de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5). Se muestran las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas, así como la Línea Meteórica Local de Aguas Subterráneas (LMLoAS), ajustada a partir de los datos composicionales del conjunto del área de estudio, y la línea definida por cada una de las surgencias del acuífero de la sierra de la Silla..... 519

Figura 8.69 Evolución temporal de $\delta^{13}C_{TDIC}$ del carbono inorgánico disuelto en el agua drenada por las surgencias de Esparragosilla (M-4) y Aguafría (M-5). También se muestra el hidrograma de descarga conjunto de ambos manantiales y el registro pluviométrico de la estación de Tavizna (5941)..... 521

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

UNIVERSIDAD
DE MÁLAGA

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Principales características de las estaciones pluviométricas ubicadas en el área de estudio 74

Tabla 3.2. Valores originales de precipitación anual (mm) de las estaciones ubicadas en el área de estudio. El fondo de color indica el porcentaje de datos diarios existentes para ese año hidrológico, desde el 100%, en color verde oscuro (año hidrológico completo), hasta un porcentaje inferior al 50% en color rojo. Los periodos donde no existen datos se muestran como vacíos. 75

Tabla 3.3. Precipitación anual (mm) durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Los valores indicados en negrita corresponden a los años en los que al menos un dato diario ha sido completado mediante regresión lineal (en la tabla 3.2 está recogido el porcentaje de completitud de las series consideradas incompletas). Años tipo: azul (húmedo), amarillo (seco) y blanco (año de tipo medio)..... 80

Tabla 3.4. Precipitación media mensual en las estaciones seleccionadas durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Todos los valores están indicados en mm 89

Tabla 3.5. Características principales de las estaciones termométricas en el área de estudio .. 93

Tabla 3.6. Valores originales de temperatura media anual (en ºC) de las estaciones disponibles en el área de estudio. El color indica el porcentaje de datos diarios que existen para cada año hidrológico, que varía desde el verde oscuro (serie completa) hasta el color rojo (años hidrológicos con menos del 50% de los datos diarios)..... 94

Tabla 3.7. Valores medios anuales de temperatura del aire, expresados en ºC, en las estaciones seleccionadas como representativas de la zona de estudio, durante el periodo 1984/85 – 2017/18. Los datos en negrita corresponden a los años en los que existen uno o más datos completados mediante regresión lineal 95

Tabla 3.8. Valores medios mensuales de la temperatura del aire en el área de estudio durante el periodo 1984/85 – 2017/18 98

Tabla 3.9. Valores de precipitación anual (mm) de las estaciones de control durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) 101

Tabla 3.10. Principales características de los diferentes pluviocaptores y puntos de muestreo de agua de lluvia y nieve. La ubicación de dichos puntos se muestra en el mapa de la figura 3.31……. 114

Tabla 3.11. Número de muestras (n), valor máximo (max), medio (med), mínimo (min) y coeficiente de variación expresado en % (CV) de los contenidos en componentes químicos mayoritarios del agua de lluvia muestreada en el área de estudio durante el periodo de investigación. Todas las concentraciones están expresadas en mg/l 117

Tabla 3.12. Valores medios ponderados por la cantidad de precipitación de la concentración de Cl^- durante el periodo de investigación. Todas las cantidades están expresadas en mg/l..... 119

Tabla 3.13. Parámetros estadísticos de la composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ y exceso en deuterio d) de las muestras de agua de lluvia y nieve recogidas en el área de estudio durante el periodo de investigación. Leyenda: número de muestras (n) media (med) aritmética (arit) y ponderada (pond), máximo (máx), mínimo (mín) y coeficiente de variación (cv) 122

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tabla 3.14. Valores medios anuales de la temperatura del aire durante el periodo de investigación 127

Tabla 4.1.Características de los trazadores fluorescentes utilizados en esta investigación.....134

Tabla 4.2.Características generales de los ensayos de trazadores llevados a cabo en el área de estudio. * Medidas de concentración realizadas con espectrofluorímetro portátil GGUN 138

Tabla 4.3.Caracterísitcas y parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo de trazadores nº 2. * Caudal medio drenado por el punto correspondiente, calculado a partir de su curva de gastos, durante el periodo con detección del trazador.....145

Tabla 4.4.Características y parámetros hidráulicos deducidos a partir del ensayo de trazadores nº 3. * Caudal medio drenado por el punto correspondiente, calculado a partir de su curva de gastos, durante el periodo con detección de trazador.....151

Tabla 4.6. Resumen de los parámetros estimados a partir de la aplicación de los modelos AD y 2RNE. L, longitud de la trayectoria de flujo; v, velocidad media efectiva del trazador; D, dispersión longitudinal; d, dispersividad; β, coeficiente de partición; ω, coeficiente de transferencia de masa; E_j, eficiencia de ajuste de Nash-Sutcliffe; R^2, coeficiente de correlación……. 158

Tabla 5.1. Denominación, referencia, coordenadas y cota de surgencia de los manantiales inventariados en el área de estudio. En negrita se destacan los manantiales que han constituido la red de control.....174

Continuación de la tabla 5.1 175

Tabla 5.2. Principales características de las perforaciones inventariadas (piezómetro: P; Sondeo: S) en el área de estudio.....178

Tabla 5.3. Caudales aforados y parámetros estadísticos de las series de datos de caudal registrados en los principales manantiales del área de estudio durante el periodo de investigación 182

Tabla 5.4. Valores de temperatura y parámetros estadísticos del agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. En negrita aparecen los manantiales que forman parte de la red de control.....191

Tabla 5.5. Valores de conductividad eléctrica y parámetros estadísticos del agua drenada por las principales surgencias del área de estudio. En negrita aparecen los manantiales que forman parte de la red de control 197

Tabla 5.6. Valores estadísticos (n, número de medidas realizadas; mín., valor mínimo del parámetro: med., valor medio; máx., valor máximo; cv, coeficiente de variación) de la conductividad eléctrica, temperatura del agua, concentraciones de los componentes químicos mayoritarios, índices de saturación en calcita y dolomita (Iscal e IS_{DOL}) y presión parcial de CO_2 (log PCO_2) registrados en las principales surgencias del área de estudio 207

Continuación de la tabla 5.6 208

Tabla 5.7. Matriz de correlación estadística correspondiente al ACP efectuado con la información hidroquímica de todas las muestras de agua subterránea analizadas durante el periodo de investigación 211

Tabla 5.8. Matriz de correlación estadística correspondiente al segundo ACP efectuado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua subterránea, sin las del manantial de Esparragosilla (M-4) 213

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tabla 5.9. Valores estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la composición isotópica del agua ($\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$) y del exceso en deuterio (d) analizados en las aguas drenadas por los manantiales de la red de control, durante el periodo de investigación 215

Tabla 5.10. Valores estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ($\delta^{13}C_{TDIC}$) en las aguas subterráneas del área de estudio 225

Tabla 5.11. Parámetros estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de la concentración en COT (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C y A (u.R). De forma complementaria se incluye el valor del cociente medio entre la intensidad de los picos C y A (rC/A) 228

Tabla 5.12. Parámetros estadísticos (n, número de muestras analizadas; máx, valor máximo; med, valor medio; mín, valor mínimo; cv, coeficiente de variación) de los picos de máxima intensidad de fluorescencia B, T_1 y T_2 (u.R) 229

Tabla 6.1. Descarga media anual de los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema durante el periodo 2012/13 – 2017/18 y a partir de la información histórica disponible. Superíndices: (1) Caudal determinado mediante aforos directos en la captación, realizados durante los periodos de aguas bajas.(2) El caudal de bombeo ha sido facilitado por Aqualia Ubrique. (3) El caudal del manantial destinado al abastecimiento se ha cuantificado mediante 4 aforos directos realizados en la entrada de la tubería de captación. (4) Información procedente de Aqualia Ubrique. (5) Esta descarga corresponde a un grupo de manantiales de difícil acceso, estacionales y de poco caudal, aforados conjuntamente. (6) Caudal de bombeo calculado a partir de la demanda de llenado diario del depósito municipal de abastecimiento vinculado al sondeo de los Cañitos 2 (S-2), con una capacidad de 160 m^3 (información procedente de Aguas de la Sierra de Cádiz). (7) El caudal de abastecimiento proviene principalmente del manantial de El Moro. Ha sido calculado mediante la integración del hidrograma, durante los periodos en los que la totalidad de su descarga es destinada a satisfacer la demanda urbana de Prado del Rey. (8) Caudal calculado a partir de la dotación de abastecimiento para la pedanía de Benamahoma (200 l por habitante y día). (9) El caudal ha sido obtenido mediante la realización de dos aforos en la tubería de captación, con un valor medio de 11,8 l/s 241

Tabla 6.2. Precipitaciones medias anuales obtenidas a partir de planimetría de isoyetas en las áreas de recarga de los acuíferos diferenciados en la Sierra de Grazalema, para los años húmedo, medio y seco del periodo histórico (1984/85 – 2017/18) y para cada uno de los años que constituyen el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) 249

Tabla 6.3. Evapotranspiración potencial anual según la ecuación de Penman-Monteith (1965) y las ecuaciones de aproximación basadas en la temperatura del aire y radiación solar. El cálculo ha sido realizado con los datos de las estaciones Grazalema EMA -5911A- y El Bosque San José – 5941X- durante el periodo 2003/04 - 2017/18, a efectos de comparación con los resultados obtenidos por la ecuación de Penman-Monteith que requiere más variables meteorológicas..... 251

Tabla 6.4. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de los datos diarios de precipitación y temperatura del aire mediante el método de Thornthwaite (1948), y mediante la ecuación de Hargreaves y Samani (1985) para el cálculo de la ETP, en las estaciones del área de estudio durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) 255

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tabla 6.5. Evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de los datos diarios de precipitación y temperatura del aire mediante el método de Thornthwaite (1948), y con la ecuación de Hargreaves y Samani (1985) para el cálculo de la ETP, en las estaciones del área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18).....256

Tabla 6.6. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidas a partir de la distribución espacial de los valores de P, PU y ETR de las estaciones situadas en el área de estudio, para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) 259

Tabla 6.7. Valores medios anuales de evapotranspiración real (ETR) y lluvia útil (PU) obtenidos a partir de la distribución espacial de los valores de P, PU y ETR de las estaciones situadas en el área de estudio, para el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) 260

Tabla 6.8. Precipitación y lluvia útil media anual calculadas para los afloramientos de calizas con sílex de la cuenca de Arroyomolinos y caudales de escorrentía superficial (ESC) registrados en la estación de aforos.....263

Tabla 6.9. Valores medios anuales de recarga calculados por el método de balance de agua en el suelo propuesto (Thornthwaite, 1948) en los afloramientos permeables de los acuíferos del área de estudio, durante el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) y para cada uno de los años del periodo de investigación (2012/13 – 2017/18). 264

Tabla 6.10. Puntuación de las variables necesarias para la aplicación del método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009). 266

Tabla 6.11. Categorías en las que se agrupan las tasas de recarga obtenidas mediante el método APLIS (IGME-GHUMA, 2003; Andreo et al., 2008), modificado por Marín (2009) 267

Tabla 6.12. Tasas de recarga obtenidas mediante el método APLIS modificado (Marín, 2009) y recursos medios anuales correspondientes, para los años seco, húmedo, medio histórico (1984/85 – 2017/18) y medio del periodo de investigación (2012/13 – 2017/1 269

Tabla 6.13. Precipitación y lluvia útil medias anuales calculadas en la cuenca del Arroyo Albarrán durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18).....272

Tabla 6.14. Tasas de recarga y recursos medios anuales en los acuíferos del área de estudio durante el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18), obtenidos mediante del balance de cloruros 274

Tabla 6.15**.** Comparación entre los caudales medios anuales aforados (salidas) y los caudales medios de entrada estimados mediante balance de agua en el suelo (BAS), método APLIS modificado y balance de Cl^-, para el periodo de investigación (2012/13 – 2017/18) 276

Tabla 6.16**.** Recursos medios renovables estimados mediante balance de agua en el suelo (BAS) para el periodo histórico (1984/85 – 2017/18) 281

Tabla 7.1 Manantiales inventariados en el acuífero de la sierra de Ubrique 289

Tabla 7.2 Parámetros estadísticos de los caudales drenados por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique 290

Tabla 7.3 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de decrecida y agotamiento de los manantiales de Cornicabra (M-1) y Algarrobal (M-2) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual…… 298

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tabla 7.4 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Cornicabra (M-1) en los diferentes tramos de su hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados..... 306

Tabla 7.5 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Algarrobal (M-2) en los diferentes tramos del hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados..... 308

Tabla 7.6 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de TP Garciago (M-3) en los diferentes tramos del hidrograma diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados..... 310

Tabla 7.7 Resultados del cálculo del tiempo de respuesta (en horas) a los eventos pluviométricos de los manantiales de Cornicabra (M-1), Algarrobal (M-2) y TP Garciago (M-3). n, número de medidas realizadas. k, tiempo medio de retardo según el análisis correlatorio cruzado con ventana móvil. r(x,y), coeficiente de correlación. T_{res}, tiempo de respuesta entre el centro de gravedad de los eventos de lluvia y el valor máximo de caudal. 312

Tabla 7.8 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique. Leyenda: n, número de muestras. mín, valor mínimo. máx, valor máximo. med, valor medio aritmético. cv, coeficiente de variación 317

Tabla 7.9 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Ubrique 319

Tabla 7.10 Puntos de agua inventariados en el acuífero de las sierras Alta y del Dornajo..... 341

Tabla 7.11 Caudales drenados por los manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo..... 343

Tabla 7.12 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de recesión del manantial de Hondón (M-10) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d, duración de la decrecida, η, coeficiente de velocidad de infiltración, ε, coeficiente de heterogeneidad, k e i, parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag}, duración del agotamiento, α, coeficiente de agotamiento, V_d, volumen dinámico y V_t, volumen de tránsito anual 349

Tabla 7.13 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Hondón (M-10) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados..... 355

Tabla 7.14 Porcentaje del volumen de agua drenado por la surgencia de Nueve Caños (M-11) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados 356

Tabla 7.15 Parámetros estadísticos de las principales variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierras Alta y del Dornajo. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación 357

Tabla 7.16 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de las sierras Alta y del Dornajo 358

Tabla 7.17 Principales puntos de descarga inventariados en el acuífero de las sierras del Endrinal y Peñón Grande 376

Tabla 7.18 Parámetros estadísticos de las principales variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas drenadas por el inversac de la Olla

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

(I-1). Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación 377

Tabla 8.1 Puntos de agua inventariados en el acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto 387

Tabla 8.2 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto 390

Tabla 8.3 Resultados obtenidos del análisis de las curvas de recesión de las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) y del manantial de Arroyomolinos (M-14) durante el periodo de investigación. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual 397

Tabla 8.4 Porcentaje del volumen de agua drenado por las surgencias de Benamahoma y TP Cachones (M-12 + M-13) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados 404

Tabla 8.5 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de Arroyomolinos (M-14) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados 406

Tabla 8.6 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas de los principales manantiales del acuífero de la sierras del Pinar y Monteprieto. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación 407

Tabla 8.7 Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales puntos de descarga del acuífero de las sierras del Pinar y Monteprieto 409

Tabla 8.8 Principales puntos de descarga del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo .433

Tabla 8.9 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. (*) Número de aforos realizados durante el periodo 2014/15 – 2017/18……. 436

Tabla 8.10 Resultado del análisis de la curva de recesión del manantial de Bocaleones (M-15), correspondiente al año hidrológico 2015/16. Leyenda: D_d duración de la decrecida, η coeficiente de velocidad de infiltración, ε coeficiente de heterogeneidad, k e i parámetros propuestos por Mangin (1970,1975), D_{ag} duración del agotamiento, α coeficiente de agotamiento, V_d volumen dinámico y V_t volumen de tránsito anual 441

Tabla 8.11 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de Bocaleones (M-15) en los diferentes tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados 447

Tabla 8.12 Porcentaje del volumen de agua drenado por el manantial de El Moro (M-16) en los tramos diferenciados a partir del análisis de caudales clasificados 449

Tabla 8.13 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas y de los componentes químicos mayoritarios analizados en las aguas de las principales surgencias del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación 450

Tabla 8.14 Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de las sierras de Zafalgar y Labradillo .451

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

Tabla 8.15 Principales puntos de agua inventariados en el acuífero de la sierra de Albarracín……. 474

Tabla 8.16 Caudales de descarga de los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín durante el periodo de investigación 476

Tabla 8.17 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas, de los componentes químicos mayoritarios y de los índices de saturación en calcita y dolomita analizados en las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación..... 480

Tabla 8.18 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de Albarracín 481

Tabla 8.19 Principales puntos de descarga de agua subterránea inventariados en el acuífero de la sierra de la Silla y caudales de descarga 504

Tabla 8.20 Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas, componentes químicos mayoritarios y de los índices de saturación en calcita y dolomita determinados en las aguas descargadas por los principales manantiales del acuífero de la sierra de la Silla. Leyenda: n número de muestras, mín valor mínimo, máx valor máximo, med valor medio aritmético y cv coeficiente de variación..... 507

Tabla 8.21 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por la surgencia de Esparragosilla (M-4)..... 509

Tabla 8.22 Matriz de correlación del ACP llevado a cabo con la información hidroquímica de las aguas drenadas por la surgencia de Aguafría (M-5)..... 510

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LA SIERRA DE GRAZALEMA Modificado de IGME (1980a, 1980b, 1981, 1983, 1984 y 1985)

273000 280000 287000 294000

4080000 4072000 4064000

Hoja 1035 | Hoja 1036
Hoja 1049 | Hoja 1050
Hoja 1049 | Hoja 1050
Hoja 1063 | Hoja 1064

N S W E

Río Guadalete · Río de las Vegas · Río del Espantaperros · Arroyo del Duende · Arroyo del Arrón · Arroyo del Alamillo · Arroyo del Rascalejo · Arroyo del Bambul · Arroyo del Tesorillo · Arroyo del Higueron · Río Majaceite · Río del Bosque · Río Tavizna · Río Gaduares · Río Umbrías · Arroyo del Pajarruco · Arroyo de la Parrilla · Arroyo de los Álamos · Arroyo del Puerto de los Negros · Arroyo de la Garrida

Las Casas · Zahara · Embalse de Zahara · El Gastor · Sierra Margarita · La Atalaya · Loma del Bambul · Sierra de Zafalgar · Arroyomolinos · El Sueño · Sierra de Montenegro · Margarita (1172) · Prado del Rey · Cortijo del Moro · Sierra del Labradillo · Sierra del Pinsapar · Pinsapar (1654) · Sierra del Pinar · El Torreón (1648) · Benamahoma · El Bosque · Albarracín (975) · Sierra de Albarracín · Grazalema · Corredor del Boyo · Peñón Grande · Sierra del Endrinal · Navazuelos Frios · Reloj (1535) · Sierra del Dormajo · Sierra del Caballo · Sierra Alta · Javizna · El Jaral · Benaocaz · Villaluenga del Rosario · Sierra de las Viñas · El Saltillo (1162) · El Chaparral · Ubrique · Sierra de Ubrique · Sierra de Líbar · Sierra de los Merinos · La Esparragosilla · Salto (1031) · Cerro de la Torera · Embalse de los Hurones · Castillo de Fatmi

Proyección U.T.M.
European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS 89), zona 30ºN

0 2 4 8 km

TERRENOS POSTOROGÉNICOS

- Cuaternario
  - Canchales y derrubios de ladera
  - Depósitos aluviales y coluviales
  - Travertinos

COMPLEJO DE LOS FLYSCHS DEL CAMPO DE GIBRALTAR

- Terciario
  - Areniscas (Fm. Areniscas del Aljibe)
  - Arcillas y areniscas
- Cretácico
  - Arcillas y margas

ZONA EXTERNA

Subbético Medio

- Terciario
  - Calizas detríticas
  - Margas
- Cretácico
  - Margas y margocalizas
- Jurásico Superior
  - Calizas nodulosas
- Jurásico Medio
  - Alternancia de margocalizas y margas
- Jurásico Inferior
  - Calizas
  - Dolomías
- Triásico
  - Arcillas, areniscas y evaporitas

Serie de las sierras de Zafalgar y Albarracín

- Jurásico Superior
  - Margocalizas, calizas nodulosas y radiolaritas
- Jurásico Medio
  - Margocalizas y margas
  - Calizas con sílex
- Jurásico Inferior
  - Calizas
  - Dolomías
- Triásico
  - Arcillas, areniscas y evaporitas

Serie de las sierras del Pinar y La Silla

Subbético Interno Occidental (Penibético)

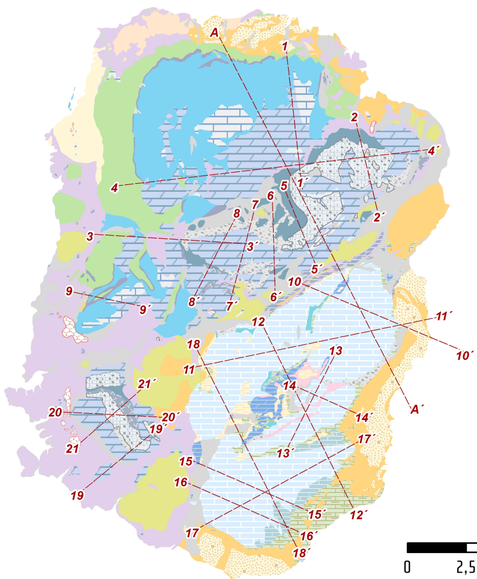
- Terciario
  - Margas, arcillas y areniscas
- Cretácico
  - Margocalizas y margas
- Jurásico Superior
  - Calizas nodulosas y calizas con sílex
- Jurásico Medio - Inferior
  - Calizas pelágicas (Fm. Torcal)
  - Calizas oolíticas (Fm. Endrinal)
  - Dolomías (Fm. Jarastepar)
- Triásico
  - Arcillas, evaporitas, areniscas y carniolas

Serie de las sierras del Endrinal y Ubrique

SIGNOS CONVENCIONALES

- Núcleo urbano
- Estratificación invertida
- Estratificación subhorizontal
- Estratificación subvertical
- Estratificación y buzamiento
- Corte geológico
- Anticlinal
- Sinclinal
- Cabalgamiento
- Contacto discordante
- Contacto concordante
- Falla
- Falla inversa
- Vértice geodésico [m s.n.m.]
- Red de drenaje
- Curva de nivel (equid. 100 m)
- Curva de nivel (equid. 500 m)
- Embalse

TRAZA DE LOS CORTES GEOLÓGICOS



0 2,5 5 10 km

Serie de las sierras de Zafalgar y Albarracín

- Margas y margocalizas (Cretácico)
- Calizas nodulosas (Jurásico Superior)
- Alternancia de margocalizas y margas (Jurásico Medio)
- Calizas (Jurásico Inferior)
- Dolomías (Jurásico Inferior)
- Arcillas, areniscas y evaporitas (Triásico)

Serie de las sierras del Pinar y de La Silla

- Margocalizas, calizas nodulosas y radiolaritas (Jurásico Superior)
- Margocalizas y margas (Jurásico Medio)
- Calizas con sílex (Jurásico Medio)
- Calizas (Jurásico Inferior)
- Dolomías (Jurásico Inferior)
- Arcillas, areniscas y evaporitas (Triásico)

Serie de las sierras del Endrinal y Ubrique

- Margas, arcillas y areniscas (Terciario)
- Margocalizas y margas (Cretácico)
- Calizas nodulosas y calizas con sílex (Jurásico Superior)
- Calizas tableadas (Jurásico Superior)
- Calizas oolíticas (Jurásico Medio)
- Dolomías (Jurásico Inferior)
- Arcillas, areniscas, evaporitas y carniolas (Triásico)

Terrenos postorogénicos

- Canchales y derrubios de ladera (Cuaternario)
- Depósitos aluviales y coluviales (Cuaternario)
- Travertinos (Cuaternario)

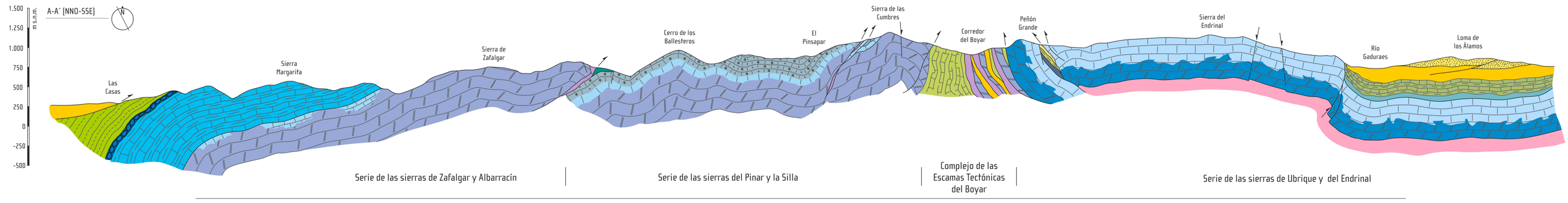
Complejo de los Flyschs

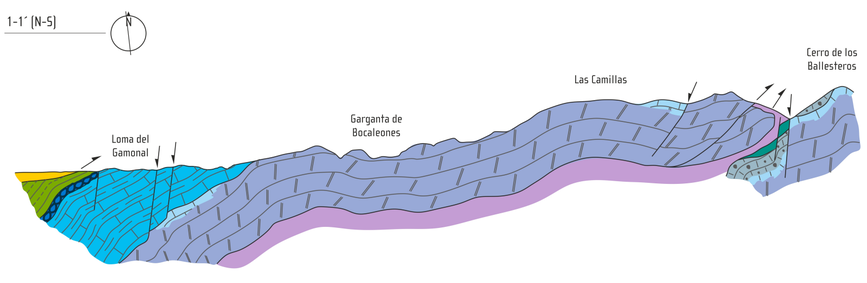
- Areniscas (Terciario)
- Arcillas y areniscas (Terciario)
- Arcillas y margas (Cretácico)

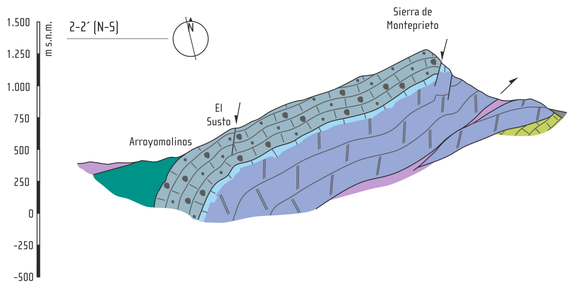
0 1 2 3 4 km

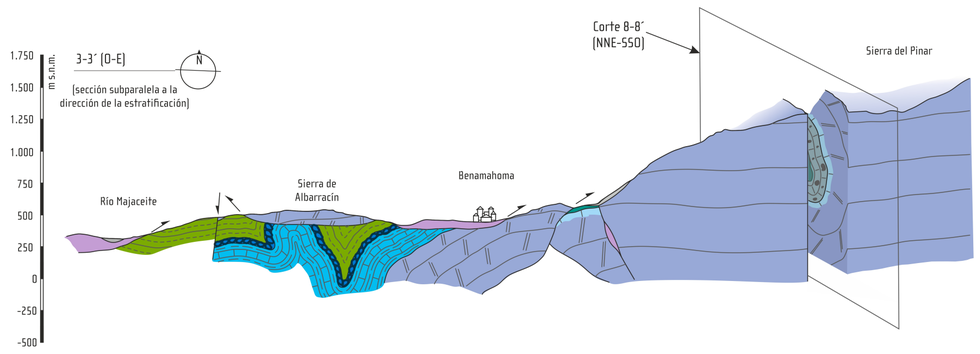
CORTES GEOLÓGICOS DE LA SIERRA DE GRAZALEMA

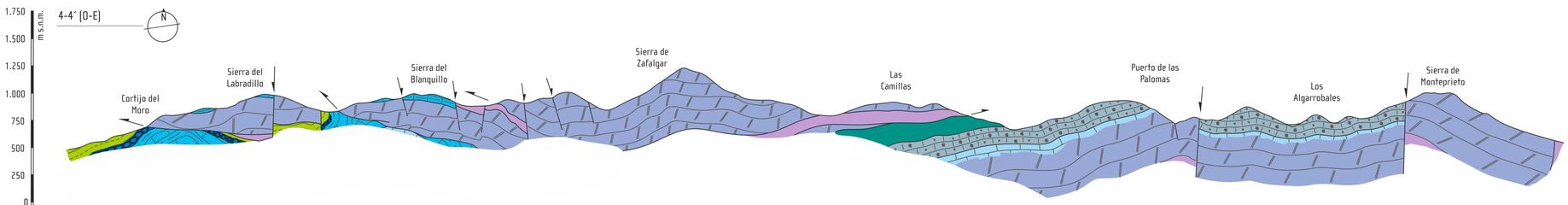
Martín-Rodríguez J.F., 2024

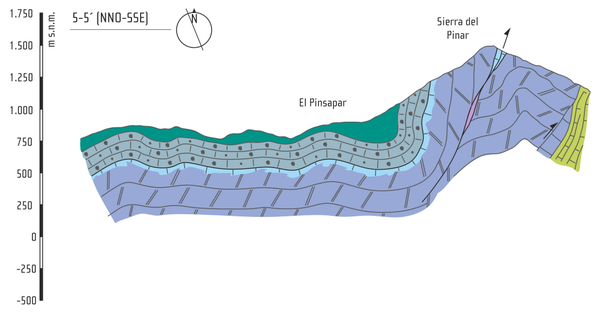


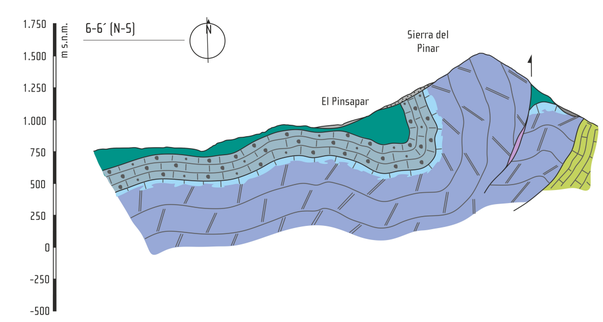


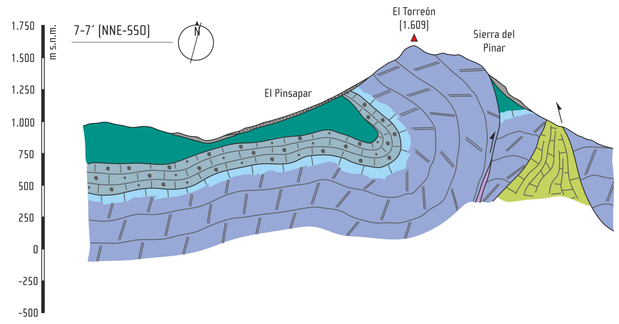


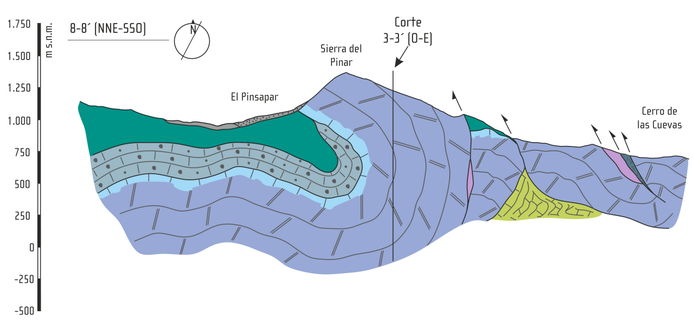


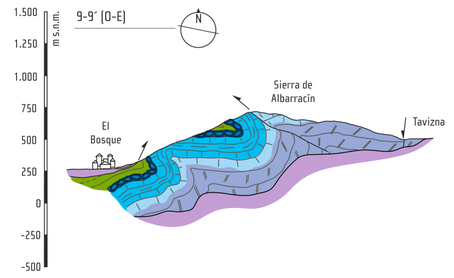


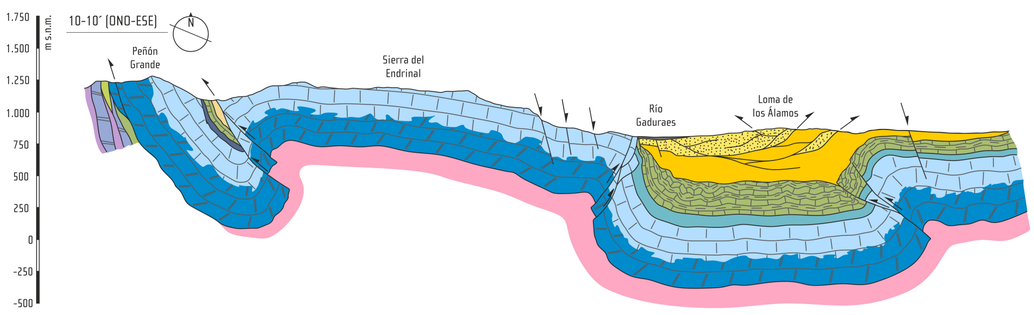


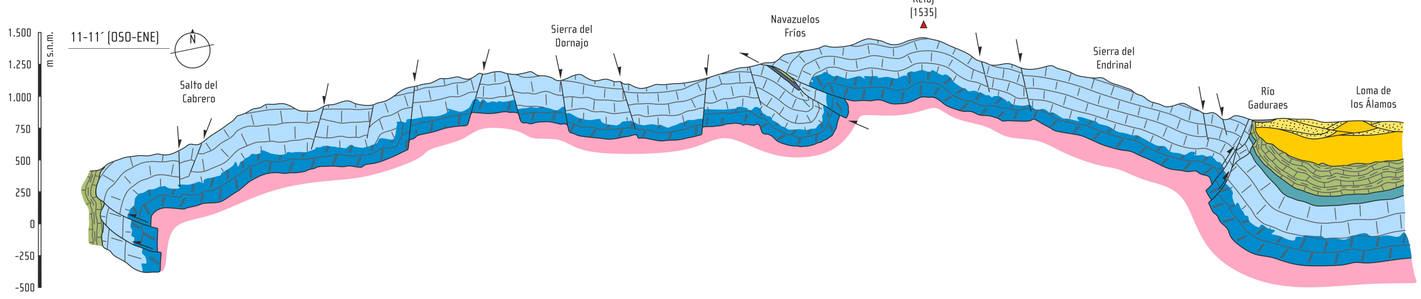


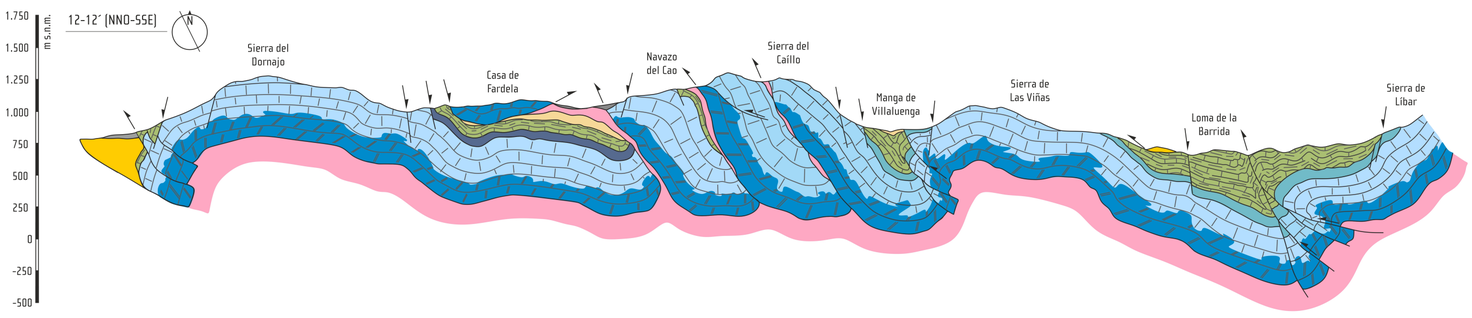


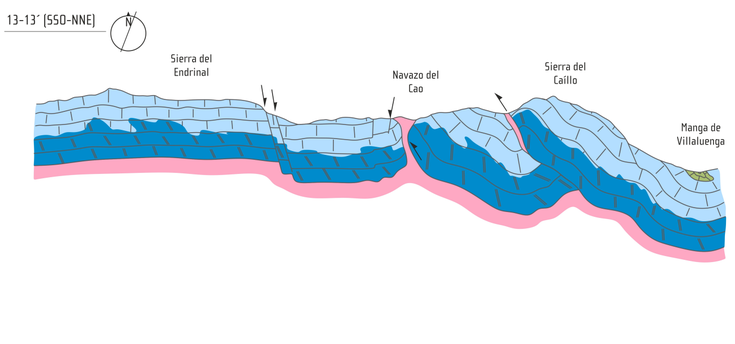


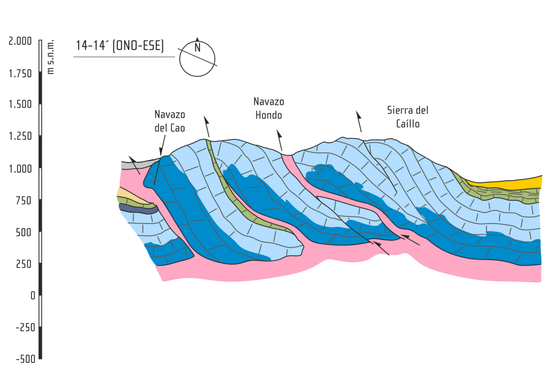


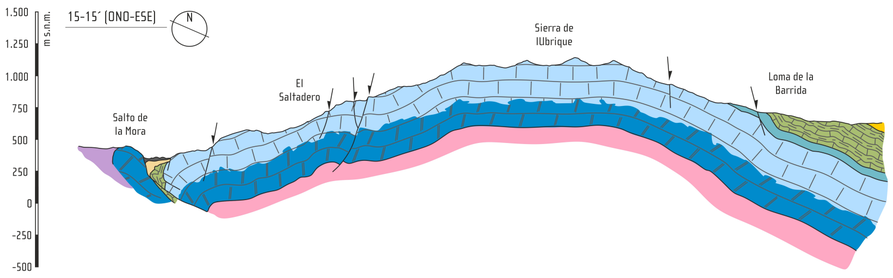


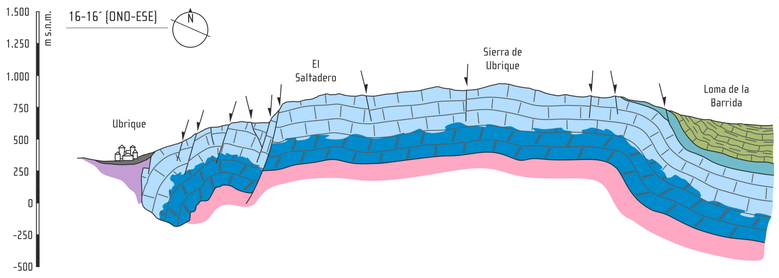


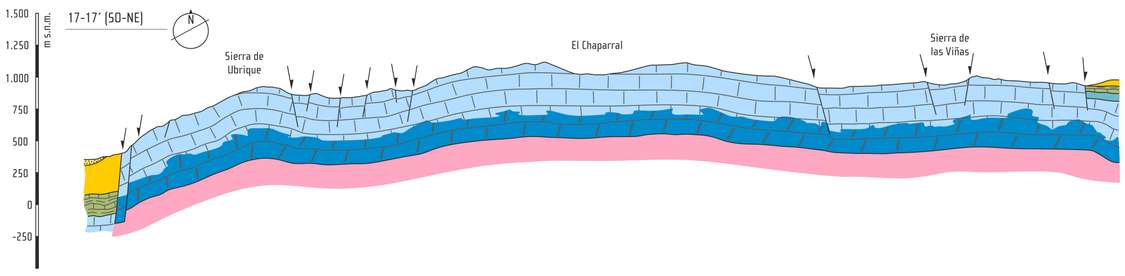


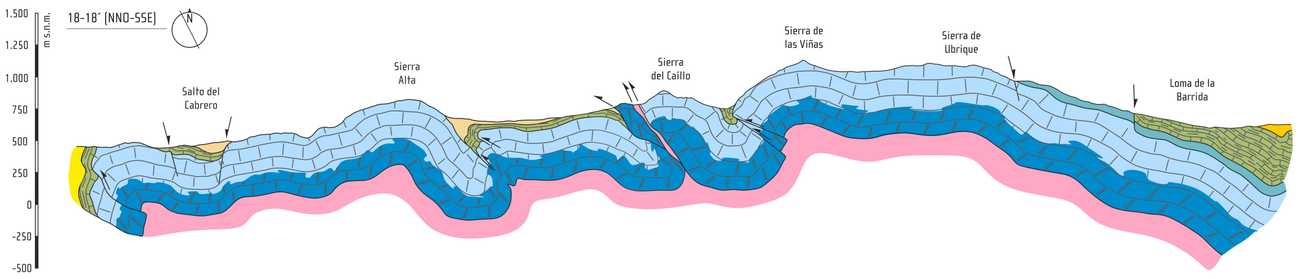


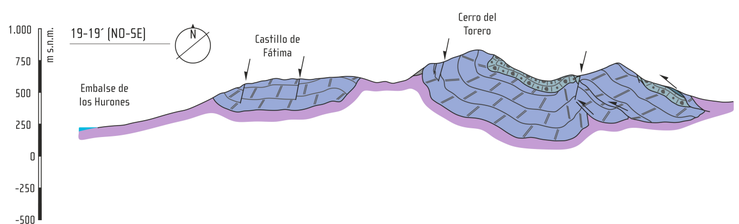


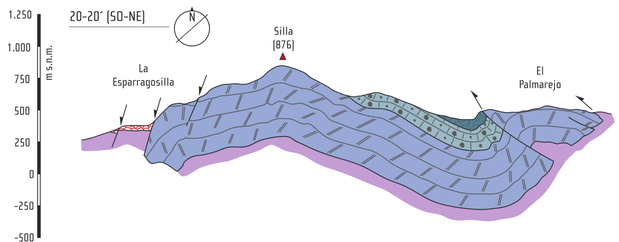


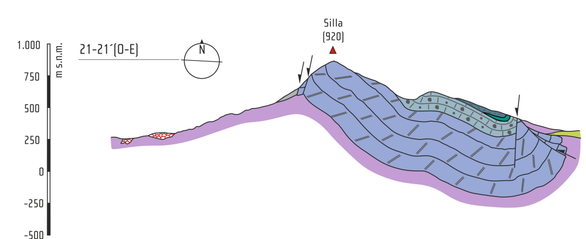












1 Sierra de Ubrique
2 Dornajo-Sierra Alta
3 Endrinal-Peñón Grande
4 Pinar-Monteprieto
5 Zafalgar-Labradillo
6 Sierra de Albarracín
7 Sierra de la Silla

273000 280000 287000 294000
4080000 4072000 4064000

Manantial permanente
Ref. m s.n.m. Controlado
Ref. m s.n.m. No controlado
Manantial temporal
Ref. m s.n.m. Controlado
Ref. m s.n.m. No controlado
Inversac
Ref. m s.n.m.
Sumidero
Ref.
Sondeo
Ref. Sin uso
Ref. Red de control
Ref. Abastecimiento
Estación termopluviométrica (Código)
Estación pluviométrica (Código)

Embalse
Núcleo urbano
Vértice geodésico [m s.n.m.]
Red de drenaje
Área endorreica
Límite de acuífero
Estación de aforo
Dirección de flujo
Dirección de flujo confirmada mediante trazadores artificiales
Transferencia subterránea

Cuaternario: Travertinos; Depósitos aluviales y coluviales
Terciario: Margas, arcillas y areniscas
Cretácico Jurásico medio-superior: Margocalizas y margas
Acuífero — Jurásico medio: Calizas nodulosas y calizas con sílex; Jurásico inferior: Calizas; Dolomías
Triásico: Arcillas, evaporitas, areniscas y carniolas

0 2 4 8 km
0 0,5 1 2 Km